

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

矢野勝正・土屋義人・奥村武信

SOME OBSERVATIONS ON THE SEDIMENT YIELD AND TRANSPORT IN A MOUNTAIN WATERSHED

By *Katsumasa YANO, Yoshito TSUCHIYA and Takenobu OKUMURA*

Synopsis

Most observations on the sediment flows have been performed in plain rivers, but these in the mountainous region are little in Japan. The authors carried out some observations on the sediment yield and transport in a small mountain watershed, called the Hirudani Experimental Watershed, which is a tributary of the Jintsu River in Gifu Prefecture, Japan. This paper presents some informations on the watershed and some results of the observations on soil characteristics, run-off characteristics, rate of sediment yield and transport, and changes in water qualities during floods. Some considerations on the sediment yield and transport in a mountain basin are made and methods of the observation are discussed.

1. 緒 言

わが国は山国であるので、一般に山地流域が大部分を占め、河川は急勾配であり、とくに中小河川になるほどその傾向は著しい。また、わが国は世界でも有数の多雨地域であり、さらにその狭い国土には、ところせましと人間が経済生活を営んでおり、これらが水災害の頻繁に発生する要因となっている。この水災害のほとんどが異常な土砂災害をとまなうのは、日本列島という環太平洋造山帯、地震帯の真中に存在する地質の脆弱な島々のもつ宿命ともいえる。

こうした土砂流出にとまなう災害の防止軽減に対して、今日まで種々の砂防工法が実施され、多くの成果をあげてきたが、この現実のもつ性格から、その科学的な計画の裏付けに対しては十分な検討がなされているとは考えられず、経験にまかせられた分野があまりにも多いのが現状である。この事實は、いつに土砂流出の実態に関する調査観測が一般に断片的であって、真にその現象を究明しようとしたものが少なく、このためには、どうしても山地流域からの土砂の生産と流出の現象を適確に把握することが要求されているのである。

以上の観点から、従来観測例の少ない山岳流域あるいは急流河川における土砂流出およびそれに密接に関連する土砂生産の実態を把握し、その機構を明確にすることが、砂防工学においてもっとも重要な課題であると考え、まずその実態を適確につかむことを目的として、昭和41年度より現地観測を開始した。

本文において著者らは、まず現地観測調査の対象となった神通川水系高原川支蒲田川の小々支ヒル谷流域の概要を述べ、また現在行ないつつある観測の内容と、若干の調査観測の結果について述べて、山岳流域における土砂流出の実態について若干の興味ある結果を示すとともに、これらの結果からこれら観測の方法論

と今後の問題点について考察するつもりである。

2. 試験流域および観測内容の概要

1) 流域の概要

観測調査の結果を述べる前に、その対象とした流域であるヒル谷試験流域について、その概要を述べれば、つぎのとおりである。

ヒル谷試験流域は、Fig. 1 に示されるとおり、岐阜県の北東部古城郡上宝村にあり、富山湾にそそぐ神通川の水源となる蒲田川の小支溪である。蒲田川は北アルプス南部を流域とし、これら高山において生産さ

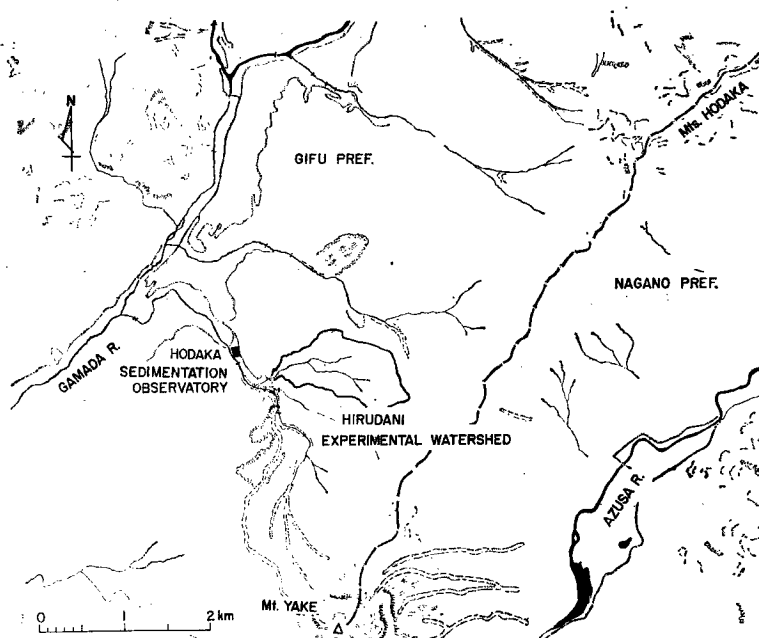


Fig. 1 Location of the Hirudani Experimental Watershed

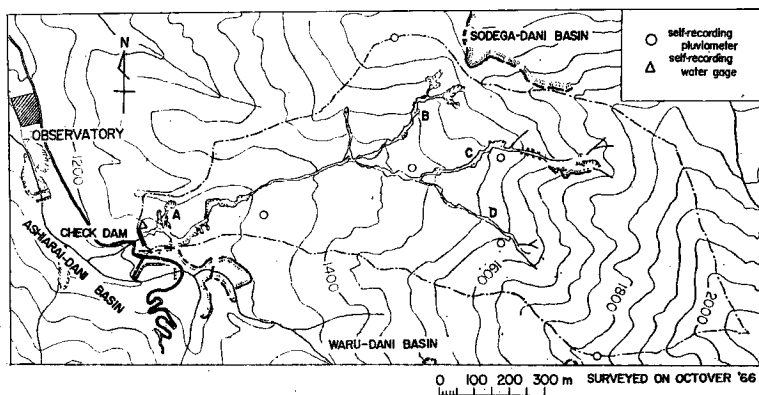


Fig. 2 Plan of the watershed and equipments for observations

れる土砂を多量に流送している。ヒル谷を挟む外ヶ谷および足洗谷も、Fig. 1 にみられるように、従来から非常に荒廃している。ところが、このヒル谷からの土砂の流出をみるようになったのは、現地の人びとの話では、ごく最近のことであり、Fig. 2 にみられるように、2, 3 箇所に小規模な谷頭崩壊が存在するのみである。もっとも、古くからの溪岸崩壊の痕跡も、とくに流域下流部に見られるが、現在ではそれらは土砂生産の面では大きな比重を占めていないように思われる。

本試験流域の流域面積は約 0.85 km²、海拔標高は 1,200 m ないし 2,000 m 以上に及んでいる。河床の縦断形状は Fig. 3 に示されるように、下流部で $\frac{1}{4} \sim \frac{1}{2}$ 、上流部では $\frac{1}{2}$ 以上の急勾配となり、この付近では 1 m 以上の転石が多く、砂以下の細かいものを欠くために、流水は一般に伏流することが多い。下流部で

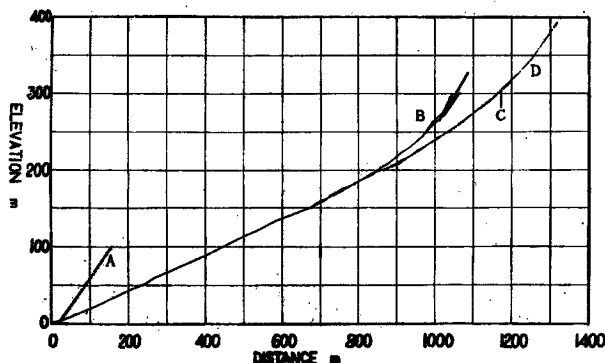


Fig. 3 Longitudinal profile of the river bed

は、古く上流部より運ばれた土砂の堆積面と思われるきわめて緩勾配な段丘を 10 m ないし 20 m 下刻している。これら下刻したと思われる沢筋に、さきに述べた溪岸崩壊が連続しており、数ヶ所からは湧水もみられる。現在多量に土砂を流出しているのは、Fig. 3 で谷口より約 700 m で合流する沢、すなわち Fig. 2 で外ヶ谷の崩壊と背を合やす谷頭崩壊群であることは明瞭である。現に、'65~'66 の冬期間に多量の崩土を発生し、いまなお溪床に 1 m~2 m の深さで堆積している。

本流域の地質は Fig. 4 にみられるように¹⁾、上流部は石炭紀ないし二疊紀の粘板岩などで、下流部は中生代の花崗斑岩、石英斑岩で代表される。このうえに、頂部ちかくには割谷火山の噴出物を、また最下部には前にも述べたような、段丘礫層をのせている。現在さかんに崩土を出しているところは、下部の石英斑岩および花崗斑岩層であり、古い溪岸崩壊は段丘礫層に発生したものである。上部にも、Fig. 2 にみられるように、ところどころに古生層の露頭が高く切り立っているが、土砂の生産量の面から大した意味をもたないと思われる現状である。なお、1947年の流域の状況は Photo. 1²⁾ に示すとおりであって、現在の崩壊はこの18年間に進行したものであることがわかる。

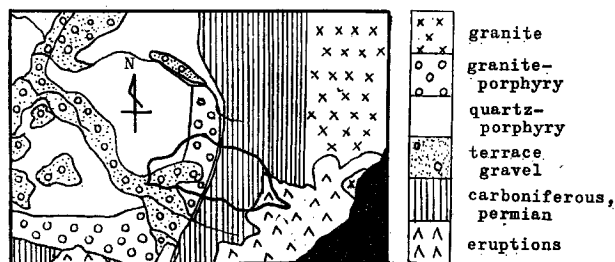


Fig. 4 Geological map of environment of the watershed



(a) Photographed in 1947



(b) Photographed in 1965

Photo. 1 Aerophotographs of the watershed

2) 観測調査内容の概要

現在、この試験流域において観測調査しつつある事項はつぎのとおりである。すなわち、**Fig. 2** に示したように、流域内には6ヶ所に自記雨量計を設置している。これは、流域内の降雨の実態を観測するためであり、これら6ヶ所のうち、3ヶ所には普通に用いられるように、地上約1mに受水口をもつ雨量計の他に、できるだけ地表に到達した雨量を観測することを目的とし、地表面に受水口をもつ地表面型雨量計とでもいうべき雨量計を併設し、両者における差違を検討することをこころみているが、本年度は比較的降雨が少なかったので、十分な資料を得ていない。このことについては、いずれ機会を得て検討するつもりである。

本試験流域の谷口には、観測用堰堤を設けてある。その規模は現在のところ高さ3.5m、長さ13mである。この堰堤を設置した目的は、流域からの流出水量および流出土砂量を観測することであり、流出水量の測定のために、この堰堤には長期巻の自記水位計を設置してある。

3. 試験流域における土砂の特性

山地流域からの土砂の流出を議論するにあたって、山腹あるいは溪床に堆積している土砂の特性を調査することが重要であることはいうまでもない。すなわち、山腹から溪床を経て流送される土砂の特性の変化は、流域内における土砂の流出過程の所産であって、系統的な調査を行なってはじめてその目的を達成する

ことができるものと思われる。著者らはこの目的に対する第一歩として、つぎのような調査を実施した。まず土砂の採取地点であるが、当初、山腹斜面の要素すなわち海拔標高、山腹の方向、傾斜そして地被の別によって区分けし、それぞれの特徴をつかむことに主眼をおいたが、急峻な流域のために若干採取地点の選定に制約をうけざるをえなかった。Fig. 5 に採取地点の位置を、また Table 1 に各位置の山腹要素を一括表示した。すなわち、この調査においては、ヒル谷に近接する谷の山腹における土砂特性の相違も考慮したの

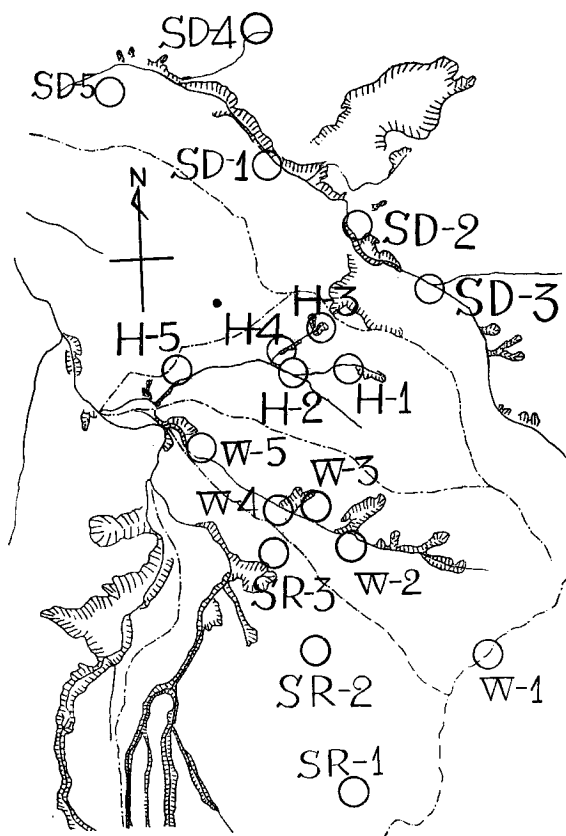


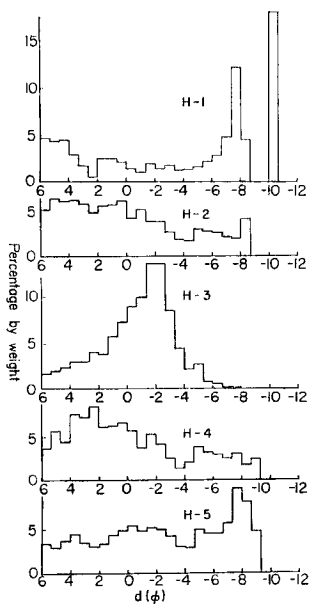
Fig. 5 Locations of soil sampling

である。これは、2. において述べたようなヒル谷とこれらの谷の荒廃度の差が、山腹を形成している土砂の特性から判断できないかと考えたからである。土砂の採取はつぎの方法でおこなった。すなわち、まず落葉落枝を取りのぞき、さらに腐植がまったく含まれない層まで掘り下げ、約 50 cm 立方の土砂礫を掘り出し、それより 4 分法によって、約 7 kg の土砂を採取し、土砂試料とした。採取にあたっては、できるだけ運搬土はさけた。また個所によっては、腐植の直下に拳大あるいは人頭大の角礫が存在するところがあったので、そのような場合には約 10 cm 以下の砂礫を対象として採取した。

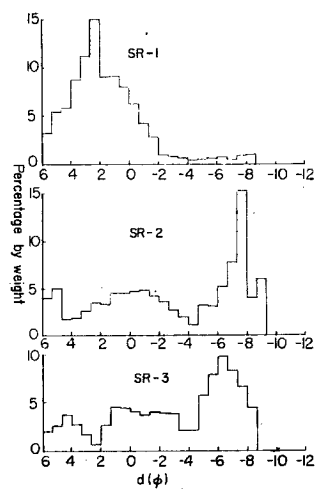
これら土砂試料の篩分試験の結果を Fig. 6 に示した。この結果から、崩壊のはげしい割谷および外ヶ谷流域および白水谷流域の一部を除いて山腹表土の粒度分布は、一般に粒径の大きいところに 1 つの極大値をもつようなきわめて特徴的な性格を示すのに反して、ヒル谷流域のそれは若干その傾向が相違していることがわかる。このことが、山腹表土の特性として崩壊と関連するかどうかは明らかでないが、少なくとも流域の地形学的特性のほかに、山腹表土の特性がきわめて重要であることを示しているように思われる。一方、

Table 1 Topographic conditions at locations of soil sampling

No.	Basin	Elevation m	Aspect	Slope degrees
H-1	Hiru-dani	1520	W	30
H-2		1420	NW	10
H-3		1520	SW	60
H-4		1400	S	25
H-5		1310	S	30
SR-1	Shiramizu-dani	1970	N	15
SR-2		1720	W	35
SR-3		1510	N	40
W-1	Waru-dani	2160	NW	30
W-2		1610	N	50
W-3		1530	SW	55
W-4		1440	NWN	50
W-5		1320	SWS	10
SD-1	Sodega-dani	1310	N	15
SD-2		1360	W	40
SD-3		1500	NW	50
SD-4		1290	SW	10
SD-5		1180	N	35



(a)



(b)

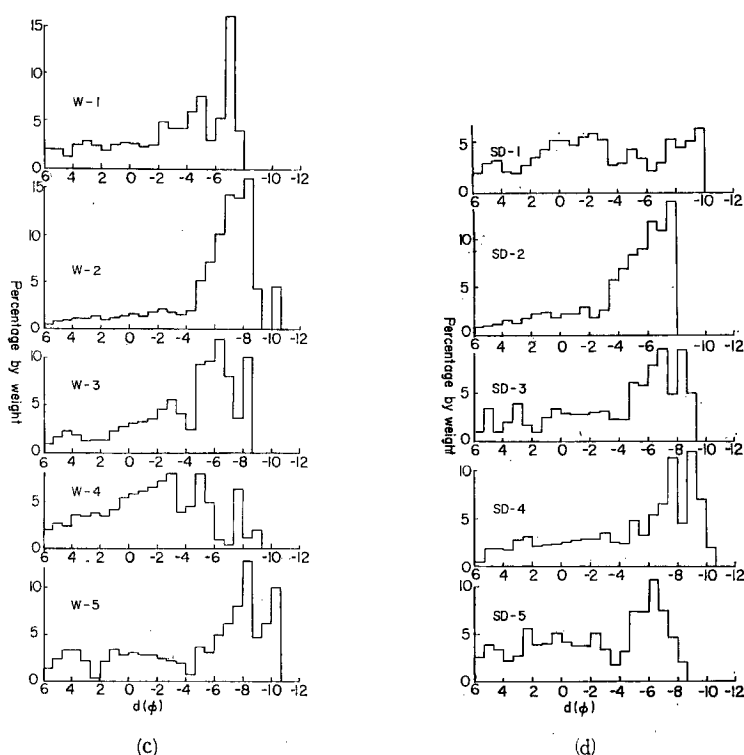


Fig. 6 Size frequency distributions of soils

砂礫の大きさは母岩の特性が密接に関係することが当然のことであるので、現在粒径ごとに砂礫の鉱物組成を調べ、流域の崩壊特性や山腹の地形学的特性との関係を究明している。さきに述べたように、こうした調査は系統的に実施する必要があるが、さいわい本年度この目的のための土砂特性試験室が完成するので、さらに適確な調査を実施して、土砂特性の変化の実態を見出し、山岳流域における土砂流出の機構を究明する有力な足がかりを発見したいと考えている。

4. 洪水時における土砂流出

(1) 観測の方法

洪水時における土砂流出量を現地で観測するには、いろいろな方法が考えられるが、ここではつぎの方法によった。すなわち、洪水時における土砂流出量の時間的変化は、観測用堰堤の上下流部において採水し、その含有土砂濃度を測定して求めることにした。また、一洪水における流出土砂量の測定は、観測用堰堤上流における堆砂形状を出水前後に縦横断測量を行なうことによって堆砂量を求めることにしたが、測量を実施する都合上洪水前後に測量できない場合もあった。これらの観測方法については、種々の問題点もあり、将来はできるだけ自記記録をとれるようにするか、あるいは自動採水器などの開発が要求されるが、つぎに述べる観測結果は、土砂流出の実態のみならず観測方法の検討に対しても、多くの指針を提起するものと思われる。

(2) 流出土砂の濃度変化に関する観測結果とその考察

以上の方法によって得られた観測結果について述べるが、本文ではこうした山岳流域における土砂流出の実態を認識し、その機構の解明に役立てるために、できるだけ出水時の様子と土砂流出の状況とを関連させ

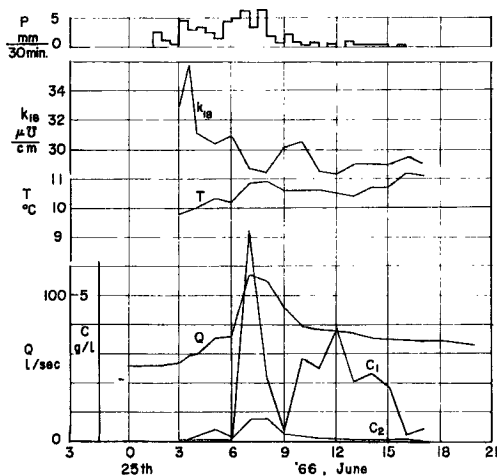


Fig. 7(a) Variations in quality and quantity of river water during flood

P : Precipitation,

k_{18} : Conductivity of river water at 18°C ,

T : Water temperature,

Q : Discharge at basin mouth,

C : Concentration of sediments.

て説明したいと思う。

Fig. 7 は観測結果の数例であって、図中 P : 30分あたりの降雨量、 k_{18} : 流水の電気伝導度であって、水温 18°C における値、 pH : 流水の pH 値、 T : 流水の水温、 Q : 流出量および C : 流出土砂の濃度であり、記号1および2はそれぞれ堰堤上流および下流の値を示す。いうまでもなく、 C_2 は一般に C_1 より小さい濃度を示しているが、これは堰堤での堆砂によるものである。まず、Fig. 7 (a) に示した6月25日の観測結果について述べよう。このときの降雨は梅雨であって、4、5日前からの連続降雨であるが、雨量はそれほど多くなく、21日に35 mm、23日に18 mm 程度である。このときの観測状況は、つぎのとおりである。図から明らかなように、5時頃に一時降雨は少なくなったにもかかわらず、そのころ流水は急に赤色を帯び、流量も漸次増加しはじめた。6時頃には一時流水のにごりが減少したが、7時頃に流量は再び急激に増加し、にごりも急にひどくなり、この状態がかなり長時間続き、17時頃に及んだ。この期間、とくに7時頃より堰堤上流の堆砂面はかなりの速度で進行した。この場合の出水にともなう流出土砂量は、観測用堰堤で

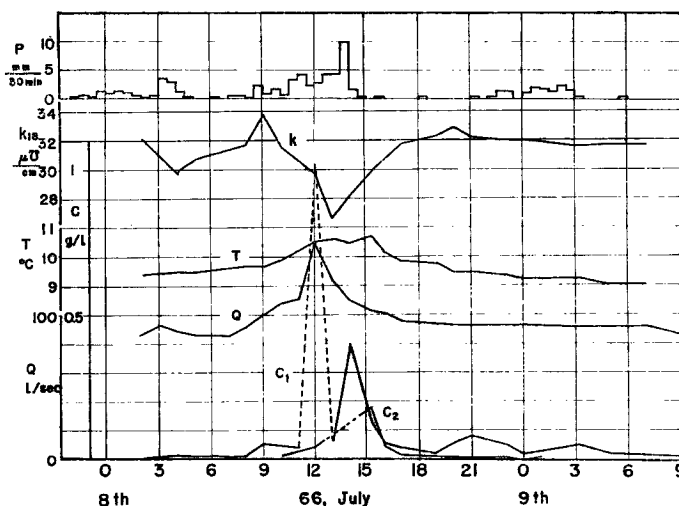


Fig. 7 (b) Variations in quality and quantity of river water during flood

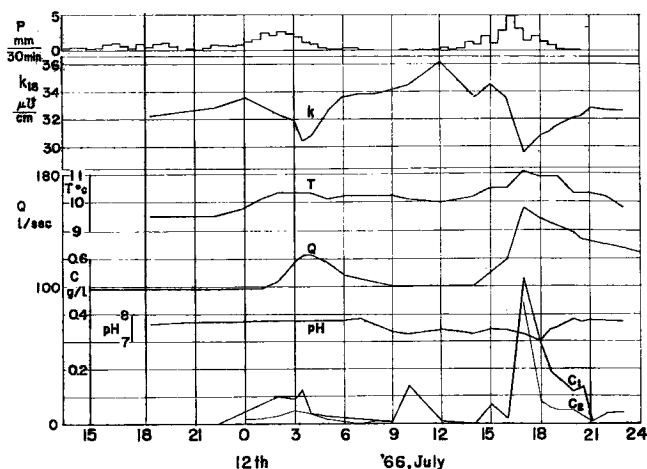


Fig. 7 (c) Variations in quality and quantity of river water during flood

の実測の結果は 13 ton であるのに対し、図中の土砂濃度の時間的変化と流量とから計算した値は約 8.2 ton であって、かなりの精度で観測されたことがわかる。

Fig. 7 (b) および (c) に示した結果は、それぞれ 7 月 8 日～9 日、および 7 月 11 日～12 日のものであって、いずれも梅雨性の降雨である。これら 3 つの観測結果においては、いずれの場合にも流量のピークに土砂濃度のそれがほとんど一致していることがわかるが、流域が小さいためにその時間のおくれについてはさらに詳細な観測資料を収集しなければ議論することはできない。また、流出土砂濃度の最大値とピーク流量との対応についても、明確な関係を見出すことはできず、おのおのの観測結果について非常に相違している。このことは、出水にともなう土砂流出が必ずしも出水流量にのみ関係するとは限らず、出水前における流域の状態とか降雨特性に大きく関係するものと考えられる。このように、両者の対応が必ずしも一意的にあらわ

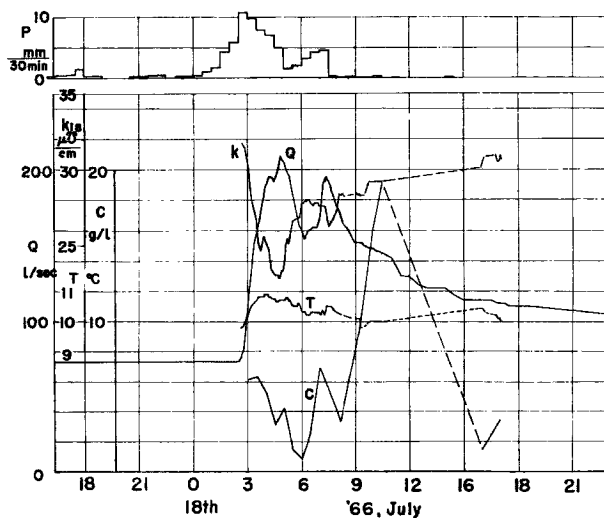


Fig. 7 (d) Variations in quality and quantity of river water during flood

されないという事実は、つぎに述べる Fig. 7 (d) および Fig. 7 (e) に示す観測結果においてきわめて顕著にあらわれていることがわかる。

Fig. 7 (d) に示した結果は、梅雨前線による降雨で、北新潟地方に水害をもたらした豪雨につらなるものである。まず、流量のピークに先行する3時から3時30分付近において、流出土砂濃度のピークが生じていることに注意すべきである。この時の観察記録によると、2時50分頃にはまだ流水はほとんどにごっていないかったが、3時ごろにおいて急激ににごり出し、4時頃には約10 cm にも及ぶ転石が確認され、堰堤の下流部においても転石の動く音がきかれた。6時ごろには、堆砂面には最大20 cm 程度に及ぶ角礫の存在が確認されたが、引き続きその後の出水においてはこうした礫の流下はみられなかった。出水直後における流域の調査から、Fig. 2 にもみられるように、観測用堰堤直上の崩壊地に存在していた砂礫円錐が大きく浸食されており、そのあとに小さな初期の円錐が発生している。前述した角礫の流出が多くこの砂礫円錐からのものであることは、その角礫の形状および岩質から明確である。このような観測状況にもとずくと、この場合の土砂流出の実態はつぎのように説明できるであろう。すなわち、3時前後の急な降雨によって、谷口近くの崩壊面にさらに新たな崩れが発生するとともに、急激な増水がその足下に存在した砂礫円錐を崩し、円錐を構成していた砂礫を流下せしめたが、減水もすみやかであったために、崩壊面より供給された砂礫の全部を流下させることはできず、新たな砂礫円錐の形成をもたらした。そして、この砂礫円錐をくずしたのが、図中に第一のピークとしてあらわれたものと考えられる。その後は、このような突発的な事態がなかったために、前例の観測結果と同様な傾向を示したものと考えられる。ところが減水期にまた土砂濃度の最大を示しているのは、前記の谷頭崩壊の拡大あるいは溪床堆積物中の異動によって動きうる状態にされた土砂が、この時に谷口までに流送されてきたものと考えられる。

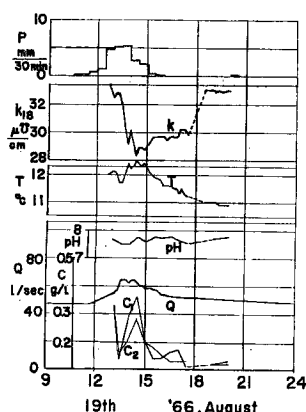


Fig. 7 (e) Variations in quality and quantity of river water during flood

つぎに、Fig. 7 (e) に示した結果は、雷雨性の降雨によるものであり、12時の定時観測のときには降雨もなく、もちろん溪水にもにごりはみとめられなかった。12時30分ごろから降雨強度が幾分増大し、大粒の雨が降り出したので、12時50分ごろ観測地点に到着し観測の準備をはじめたが、流水のにごりはほとんどみとめられなかった。13時ごろには幾分にごりがみとめられるようになった。このときの流域内の観察結果によると、前述した谷口の崩壊からの流水だけがかかりにごっており、上流よりの流水はまったくにごっていないことが確認された。それ以後流水のにごりはかなり減少したが、13時50分ごろまた急に濁りをました。その後流水のにごりは減水にともなって減少し、17時以後はほとんど濁りはなかった。以上のような観察記録をもとにして、流出土砂の濃度変化を考察すれば、つぎのようである。すなわち、流量のピークがあらわれる以前における流出土砂の濃度のピークは、堰堤近傍における小規模な崩壊のためであって、これは急激な降雨に原因しているか他の理由にもとづくかは不明であるが、このような流域内における崩壊に大きく支配されていることは事実である。それ以後における土砂濃度の変化は、前述した観測結果と同様のものと考えられる。

以上のように、山岳流域における土砂流出の現象は、必ずしも降雨特性や出水特性に対応するものでなく、これを支配する本質が流域内における山腹の状態とくに崩壊の進行状況に大きく関係することがわかる。

いうまでもなく、土砂流出は出水現象と密接に関係するわけであるから本試験流域における出水機構の解明とあいまって、洪水時の土砂流出を検討していく必要がある。そのためには、前述したようにこの現象が流域内における崩壊現象という多分に確率的な過程に大きく影響されるので、できるだけ現象の連続記録をとるように心がけ、崩壊の予知に関連する諸研究とともに進展させることが必要であろう。

(3) 観測用堰堤における堆砂現象と流出土砂量に関する考察

本試験流域からの流出土砂量は、前述した観測用堰堤にほとんど堆砂する。ここでは、本堰堤における堆砂現象と、これをもとにして得られた流出土砂量の特性について述べよう。

Fig. 8 は堰堤における堆砂の進行状況を示した平面図であり、また Fig. 9 は最低河床に沿う堆砂の縦断面図である。これらの結果から、前述した程度の出水にともなう土砂流出においては、掃流状態で流送される場合の堆砂機構に関する実験結果とまったく同じように、その砂堆の先端はほぼ水平に移動し、堰堤先端に達することがわかる。しかし、図中に示した結果において、9月4日以降の観測結果では、堆砂の一部がすでに堰堤先端に達しているため、その期間における流出土砂量の確実な値を求めるためには使用できない。また、こうした山岳流域における堰堤の土砂流出にともなう堆砂の実態は、その流域からの土砂流出の特性に大きく支配されるものと考えられる。したがって、現在は本堰堤をかさ上げして、より多量の土砂流

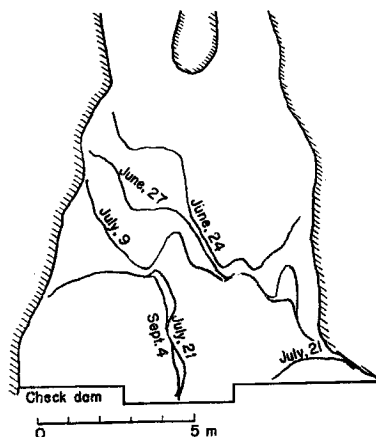


Fig. 8 Advance of delta in river bed upstream of the check dam

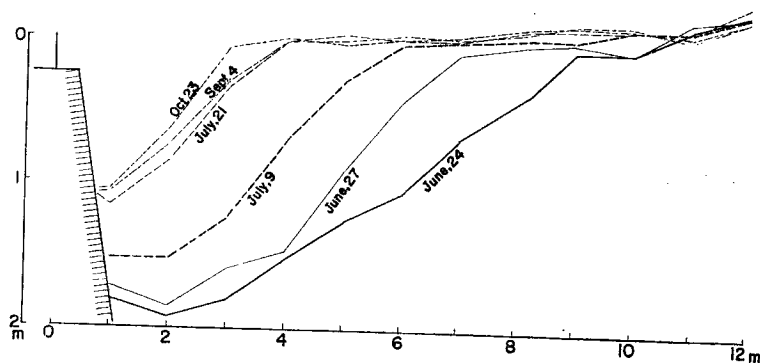


Fig. 9 Longitudinal profile of river bed upstream of the check dam

出に対しても観測できるように考慮しているので、今後さらにこうした問題の本質を究明しうる資料を提示できるものと考えている。

つぎに、本試験流域からの流出土砂量について考察しよう。Fig. 10 は Fig. 9 において堆砂が堰堤の先端に達しない資料について、各期間の堆砂土砂量を求め、それと降雨特性との関係を検討したものである。すなわち、前述したように、流出土砂の濃度変化は必ずしも洪水流出と関係しないので、流出土砂量がどのような要素に支配されているかはきわめてむずかしい問題である。ここでは、簡単に考えて、降雨量との関係で検討することにする。すなわち、Fig. 10 は流出土砂量とその期間内における総雨量または 30min あたり 5 mm 以上の降雨量との関係を示したものである。とくに、本試験流域内の崩壊状況からして、土砂流出に直接影響する山腹または溪床がかなり限定されているので、Fig. 2 から流域内における崩壊および溪床の面積を求め、その単位面積あたりの浸食深さとしても図示してある。これらの結果によると、総雨量よりも降雨強度 5 mm/30 min 以上の降雨量の方が土砂流出に関係するように見うけられるが、観測結果が少

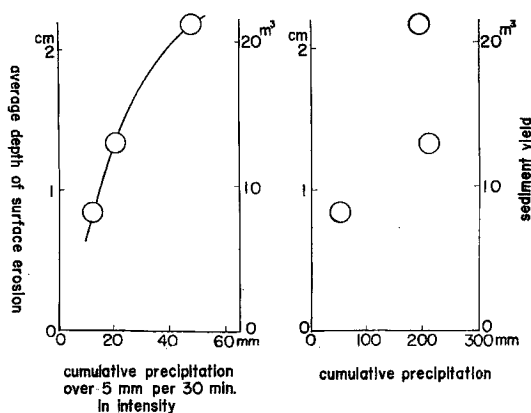


Fig. 10 Relation between cumulative precipitation and depth of surface erosion or sediment yields

ないので、詳細な検討はこれからの観測資料の充実にまつほかない。**Fig. 7** (a), (b), (c), (d) および (e) などについての考察からわかるように、これまでの出水においてはいちじるしい崩壊はないように思われるので、いま平均的に考えることにすれば、降雨強度 5 mm/30 min 以上の雨が 50 mm 程度降ると、2 cm 程度も山腹は浸食されることがわかる。この事実は急峻な流域における土砂流出の実態としてきわめて興味深いものであり、とくにこうした現象が流域内の崩壊の進行にともなってどのように変化していくかは、土砂流出の予知に関係することであるだけに、きわめて重要な問題といえる。

以上述べた結果は、すべて一洪水またはある期間内における流出土砂量を対象としたものであるが、さらに現象を理解するためには、どうしても **Fig. 7** に示したような堆砂土砂量の時間的変化を観測することが必要であって、流出土砂量の正確な測定方法の開発とともに今後十分な検討を行なうべきものと考えている。

5. 出水時における水質の変化

さきの流出土砂の濃度変化に関する観測結果のところにおいて少し触れたが、土砂流出現象には降雨前の流域の状態すなわち山腹斜面や溪床の浸食性の相違が見逃すことのできない重要な要素の一つであると考えられる。山地流域における最大の土砂生産といわれる崩壊は、風化の過程に他の要因が作用した産物と考えられるものであって、この風化が進みある契機とともに山体から一挙に離れ去る事実をさすものであろう。一般に岩石の風化は、物理的風化と化学的風化に分けられる。このうち化学的風化は雨水または流水による岩石を構成する元素の溶出であり、したがって化学的風化の盛んに行なわれている場所を流れる河水は、岩石を構成していた化学イオンを多分に含んでいるであろうし、化学的風化が進むにしたがい河水に含まれる化学イオンの濃度も変動するはずである。このような観点に立って、山腹の崩壊性と自然水の水質とを詳細に検討し、岩石風化の地球化学的基礎を確立して、崩壊の予知に関する研究を進めた北野³⁾の最近の研究は、この問題に対してきわめて指針にとむものである。

一方、山岳流域における出水機構を解明するためには、少なくとも降水の各流出成分に対する流出機構を確実に把握することがきわめて重要であると考えられる。したがって、洪水流出時における水質変化のみならず、低水時における水質の変動とくに季節的または経年的な変化を観測して、出水機構の解明のみならず、土砂流出に係するであろう種々の前駆現象の発見への期待をもって、つぎにのべるような観測調査を実施することにしたものである。

(1) 調査観測の方法

まず、平水時における試験流域における水質分布図を作成し、その経年変化を知る目的で、**Fig. 2** に示した流域内の谷筋に沿って標高で約 25 m 間隔ごとに採水し、その水質を調べることにした。水質としてと

りあげたものは、測定のための簡単な電気伝導度と pH 値の 2 つであるが、現在含有化学イオン量についての試験も進めている。この調査は、原則とし春秋 2 回それぞれ平水時を対象として毎年継続的に実施することになっている。

つぎに、出水時の水質変化については、流出土砂の濃度測定のための採水と同時に、その水温、電気伝導度および pH 値を測定することにした。今後は含有化学イオン量の変化を対象とした詳細な測定を実施して、現象の把握に役立てるつもりである。

(2) 調査観測の結果とその考察

Fig. 11 は前述した方法によって調査した試験流域における流水の電気伝導度の分布図であり、また Fig. 12 は同様な pH 値の分布図を示したものである。ただし、測定の都合上 pH 値の測定値は若干精度のおちるものであることが後日確認されたが、この当時における流域内の pH 値の相対的分布図としては役立つものと考えられる。

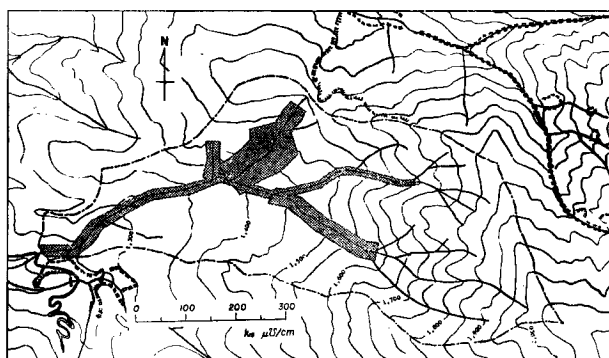


Fig. 11 Map of conductivity of water in the watershed

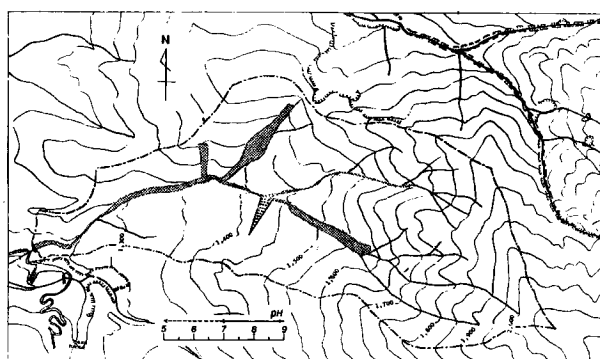


Fig. 12 Map of pH-value of water in the watershed

これらの測定結果と、Fig. 4 に示した地質図および Fig. 2 に示した流域内における崩壊状況などと比較して、つぎのことがわかる。すなわち、崩壊箇所では、電気伝導度の値および pH 値が大きく、その対応をかなりはっきり見出すことができる。ただし、この対応が流域内における風化の進行程度にもとづく崩壊現象と本質的に関係しているかどうかは、Fig. 4 に示した地質特性との関連から考えると、当然さらに詳細に含有化学イオン量などの分布特性とその化学的組成に対する検討を必要とするであろう。

また、Fig. 13 は流水の水質についての定時観測の結果の一例であって、これから水質の季節的変動や経

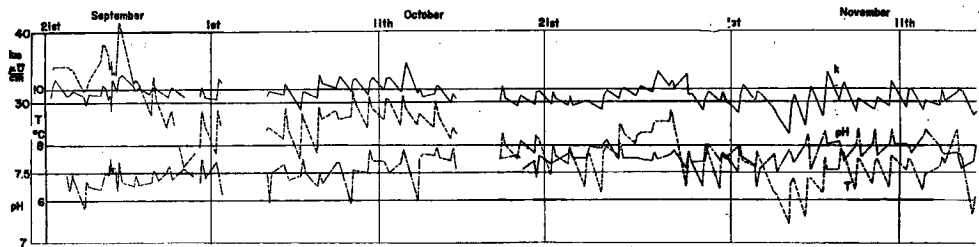


Fig. 13 Variations in conductivity, pH-value and temperature of water at basin mouth

年的変化を検討しようと考えているが、現在は資料の収集につとめているところである。この一例だけの観測結果でも、出水時における水質の変動とともに、季節的な変動の存在を明確に知ることができる。

つぎに、Fig. 7 に示した出水時における水質の変化について考察すれば、つぎのようである。まず、出水にともなう電気伝導度の値は流量の変化にきわめて良く対応していることがわかる。いま、出水時を対象として、Fig. 7 に示した観測結果のみについて、電気伝導度の流量による変化を各出水ごとにわけて示した結果が Fig. 14 である。この結果は、多摩川について検討した新田⁴⁾の研究成果と同様に、流量の増加

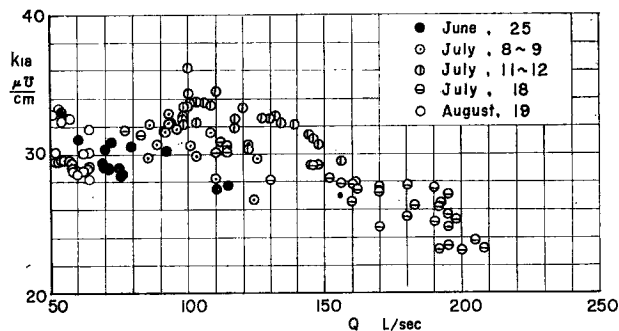


Fig. 14 Relation between discharge and conductivity during floods

にともなう、電気伝導度の値が減少していることがわかる。そして、季節的に若干変動していることが確認されるので、さらに詳細な検討は、平水時における水質の季節的な変動の調査にもとづくべきであろう。多摩川での調査結果⁴⁾に比較すると、流域内の水質変動に原因する要素が、もっぱら降水の特性のほか流域における岩石風化の状況とその流出過程に限定されるものと考えられるので、出水機構の解明のみならず、崩壊の進行状態または土砂流出の原因追求に役立つものと思われる。

Fig. 15 は同様な結果にもとずいて、流水の pH 値の流量に対する変化を示したものであるが、新田の研究と同様に、電気伝導度の場合と相違して、ある一定の関係を見出すことはできない。しかし、この結果によると、pH 値が各洪水ごとによってかなり相違していることがわかり、これが出水時の土砂流出に原因するかどうかはまったく不明であるが、今後の観測結果によってさらに検討していきたいと考えている。

なお、Fig. 16 は同様に出水時における水温の流量による変化を示したものであって、一般に流量が増すほどかなり水温が上昇することがわかる。そして、Fig. 14 に示した電気伝導度の場合と同様に、各洪水によってかなり変化することがわかる。この事実は、流水の流下にもなうエネルギー過程の所産であるのか、または降水の本質的な特性なのか、あるいは土砂流出に関係するのか明らかでないが、ここで対象としている試験流域では、前述したように出水および土砂流出などに要因が限定されるので、観測資料の充実に

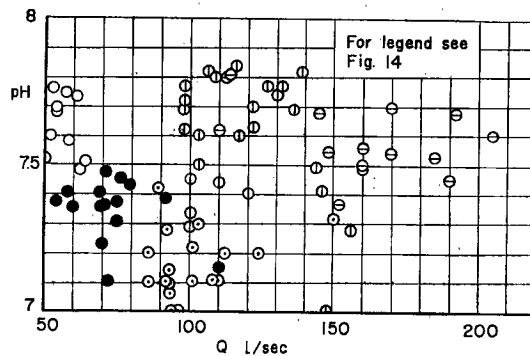


Fig. 15 Relation between discharge and pH-value during floods

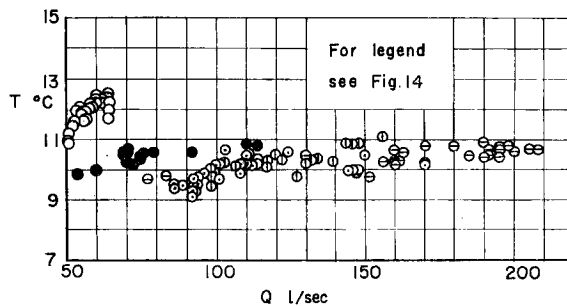


Fig. 16 Relation between discharge and water temperature during floods

ともない、次第にその実態が解明されるものと期待される。

以上、試験流域における平水時の水質分布図と流域出口における水質の変動およびそれらの流量との関係について述べたが、山岳流域における出水機構の解明のみならず、こうした結果が土砂流出の実態に深く関係しうに考えられるので、著者らは将来できるだけそれらの自記記録がとれるよう設備を完備し、細部にわたる実際の現象をつかむよう心がけていく必要があることを痛感している。

6. 結 語

以上著者らは山岳流域における土砂の生産と流出の実態を究明するために、神通川上流蒲田川流域にヒル谷試験流域を設置して調査観測を実施した2、3の結果について述べた。いまだ観測が緒についたばかりであり、また観測施設の不備な点が少なくなく、今後の施設の充実を余儀なくしているが、これまでえられた調査観測の結果は、土砂流出に密接に関係する流域の土砂特性、出水時における土砂流出に関するきわめて興味深い観測事実および出水または土砂流出機構に関係すると思われる各種水質の変化特性など、注目すべき観測結果をうることができた。しかしながら、これらの観測事実はさらに詳細な観測を実施し、その現象を確実に把握することによってはじめて、土砂流出の予知への研究として役立つものになるものと思われる。

ヒル谷試験流域は、前述したようにこうした土砂流出の観測研究には、きわめて適切な流域と考えられるので、今後さらに適確な観測を実施して現象の解明につくしていきたいと考えている。

最後に、本観測所の設置にあたりご指導いただいた速水前所長、石原所長はじめ、観測所および試験流域の設置に際してご協力いただいた藤井事務長および丸田会計掛長に深く謝意を表する次第である。また、ヒ

ル谷試験流域の設置にともない全面的なご協力をいただいた建設省神通川水系砂防工事事務所前所長田村潤氏をはじめ古川中尾出張所長、佐藤工務課長および山本調査係長に深く謝意を表するとともに、この調査観測に熱心に協力していただいた道上助手および角野技術員に謝意を表したい。

参 考 文 献

- 1), 2) 建設省神通川水系砂防工事事務所の調査資料による。
- 3) 北野康, 金森暢子, 宮田辰男: 水質調査による岩石崩壊の研究, 第1回災害科学総合講演会講演要旨, 昭39, pp.164—166.
北野康, 金森悟, 金森暢子, 加藤喜久雄: 伊吹山周辺水系(姉川本川および草野川)の水質による岩石風化・崩壊の調査, 災害の地域的特異性に関する基礎的総合研究研究報告, 昭41, pp.72—78.
- 4) 新田正: 河川の水質の変動に関する研究, 東京工業大学学報, No. 20, 昭36, pp.1—96.