

土石流の総合的観測

その5. 1978年焼岳上々堀沢における観測

奥田 節夫・諏訪 浩・奥西 一夫
横山 康二・小川 恒一・浜名 秀治

SYNTHETIC OBSERVATION ON DEBRIS FLOW

Part 5. Observation at valley Kamikamihori of Mt. Yakedake in 1978

By *Setsuo OKUDA, Hiroshi SUWA, Kazuo OKUNISHI,*
Kōji YOKOYAMA, Kouichi OGAWA and Syuji HAMANA

Synopsis

Direct observation of debris flow and various surveys concerning the phenomena accompanied with debris flow were carried out on the eastern slope of Mt. Yakedake in 1978. In execution of the former, a synthetic observation system equipped with many instrumentations was set in operation which had been devised and put to practical use till the last year. The latter mainly consists of three types of survey. In the source area of valley Kamikamihori, measurement of slope erosion and rill profile was frequently carried out besides the meteorological and hydrological observations. In the channel reach, some measurements were also frequently held concerning with microgeomorphological processes in the valley bed.

Special surveys on debris flow was started at the alluvial fan this year in order to study the physical character of the debris flow in retarding and stopping stages and to investigate the distinguishing feature of debris deposition caused with decrease in slope angle and separation of water from debris. Recording of moving state of the debris flow with cameras, microtopographical survey on erosional and depositional effects, and particle size analysis of deposit were carried out near the intersection point at the fan.

As the result, we have obtained the following knowledges; (a) correlation between rainfall vector and wind direction or wind velocity, (b) relationship between the locality of rainfall distribution and occurrence of debris flow, (c) relationship between rainfall intensity and coefficient of runoff or infiltration capacity, (d) lateral inclination of the head part of debris flow, (e) exact measurement on surface velocity of debris flow by use of spatial filter speedometer, (f) frequency characteristics of the ground vibration attended with debris flow, (g) seasonal changes in the valley bed processes, (h) characteristic moving state as a collective fluid of debris flow at the fan, (i) comparison of erosional and depositional features between debris flow and sand flow, and (j) relationship between particle size distribution of debris and depositional conditions.

1. ま え が き

焼岳上々堀沢における観測調査は前年(1977年)までは源流域から扇状地に至る全域で、土石流の発生・流動・停止の諸過程の正確な計測を目的として実施されてきたが、作業能力の限界などのため、このうち主として発生と流動過程の解明に重点が置かれ、これらの点に関して相応の成果が得られつつある。

いっぽう、土石流の被害が最も発生し易く、かつ様々な対策が模索されているのは谷の出口や扇状地など

であるが、とくに扇状地における観測・調査はこれまであまり充分に行なわれておらず、不明な点が多かった。そこで今年(1978年)から扇状地における土石流の流動過程と堆積過程を究明することを新しい重点課題とし、これに即した観測と調査の体制をとることとした。

ここで、新しく開始する扇状地での研究目的はつぎの通りである。

- (i) 扇状地における土石流の減速・停止の機構 とくに流路勾配の減少と水・土石の分離(鉛直浸透と側方離脱が考えられる)について、観測値にもとづいて定量的考察を行なう。
- (ii) 土石流と土砂流の流況の差異 豪雨時には、土石流まで発達せずに各個運搬態で掃流・浮流状態で流出する「土砂流」の形態をとる場合がきわめて多いので、扇状地での土石の流出を全般的に把握するには、土石流と土砂流について、その流動態と堆積特性を比較、検討しなければならない。
- (iii) 微地形特性と堆積の相互関連性 土石流の多発する扇状地では、一般に自然堤防や複雑に分岐した水路網が形成されるが、これらの微地形的な特徴と土石の堆積作用との相互関連性を調べねばならない。

もちろん扇状地での土石流の挙動を論じるには、そこに到達するまでの発達、流動形態を知る必要があり従来の土石流の発生、流動過程の観測はそのまま継続しなければならない。

さて、今年の観測では大きな雨や強い雨を幾度か経験し、その間に数回の土石流が発生したため、源流域における強雨時の流出特性、中流域における土石流の様々な流動特性と渓床の微地形変動の特性および扇状地での土石流の動態と堆積特性などを解明するうえで大きな成果が得られた。

2. 観測の内容

2.1 観測システム

今年の観測ではこれまでの経験と成果^{1)~7)}にもとづき、いくつかの改良を加え、重点項目を充実させて観測調査を実施した。

以下に観測機器とその設置および調査の方法について説明を加えるが、既に前年までに述べられているものについては項目を記すにとどめる。なお各機器の全体的な設置位置は Fig. 1 に、源流域での詳細は Fig. 2 に、扇状地のそれは Fig. 28 に示した。

(1) 水文気象観測

(a) 降 雨 降雨測定には6台の転倒マス雨量計と1台の降雨強度計およびベクトル雨量計⁸⁾を設置し、さらに雨量の空間分布をより詳しく調べるため、新たに簡易貯水式雨量計9個を第1支谷右岸および第3支谷左岸周辺に設置した。また降雨に傾きをもたらす風と雨量ベクトルとを対比するために、Photo. 1 に示すような自記風向風速計を設置した。

(b) 流量と水位 源流域における流量観測設備として2ヶ所に三角堰流量計を、さらに4台の渓床ステップ水位計と3台の斜面ステップ水位計を設置して観測を行なってきたが、N地点の流量堰は強雨時の大流量が測定できるように、また大量の土砂流によって測定不能になることを避けるために、四角堰(Photo. 2)に変更した。

(2) 源流域の斜面調査

源流域斜面における侵食の過程を明らかにするため、小さな試験域を設けてメッシュに切り、この交点に立てた鉄杭と地面との高低差を測定する調査と、第4支谷流域内の代表的なリルとガリに一定間隔の横断断線とを設け、定期的な測量をする調査とを実施した。

(3) 土石流の流動過程の観測

(a) 先端流速 土石流の先端流速を追跡測定するとともに、観測機器システムを遠隔自動制御するため、26ヶ所のワイヤーセンサと4ヶ所のコンタクトセンサを Fig. 1 に示す位置に設置し、上流のものから No. 1~30 と番号を付した。

(b) 土石流の流量 第6号上流床固を通過する土石流の流量を算定するために、三つの異なる方法で土石流の表面流速を測定し、流動の断面積は35ミリモータドライブカメラとビデオカメラの記録から読みとるこ

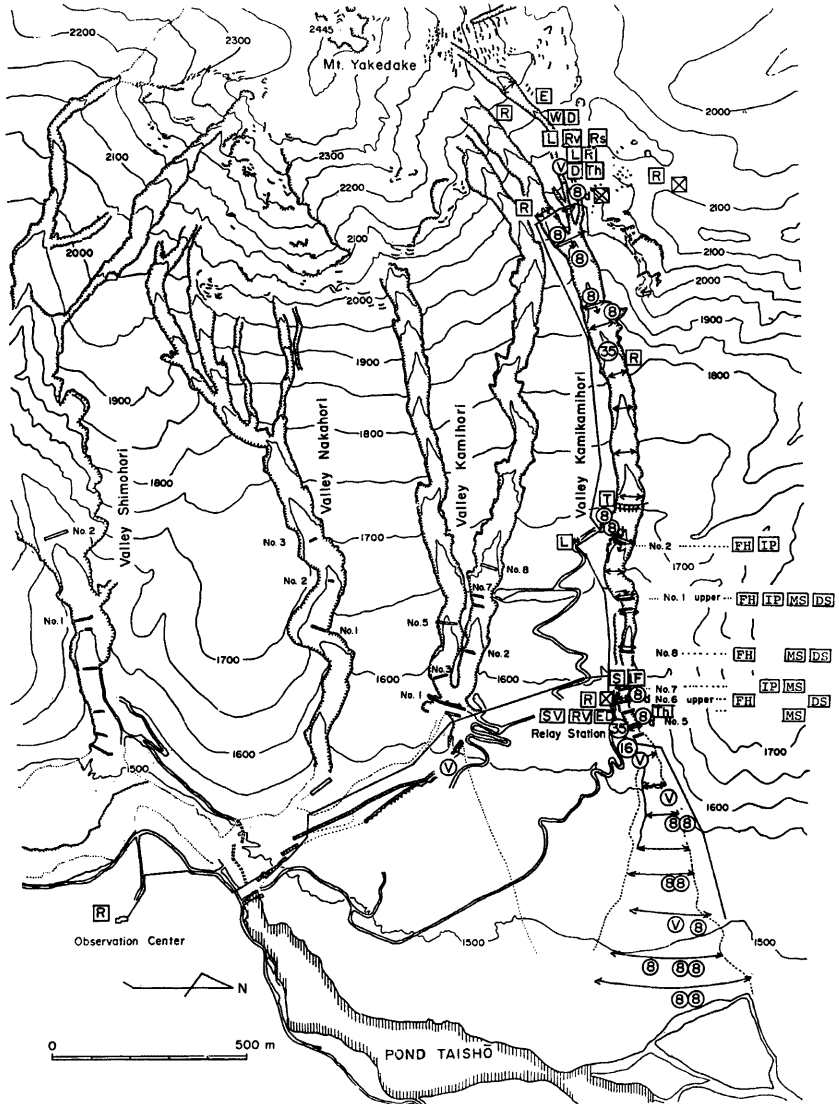


Fig. 1. Location of observation system at the eastern slope of Mt. Yakedake in 1978.

R : rain gauge, **Rv** : vector rain gauge, **Ra** : rainfall intensity recorder, **D** : gauging weir, **L** : ground water level gauge, **Th** : thermometer, **←** : wire sensor, **⇓** : contact sensor, **S** : seismometer, **IF** : pressure gauge for debris flow, **SV** : spatial filter speedometer, **EV** : radar speedometer, **T** : tension gauge, **Ⓢ** : 35mm interval shot camera, **Ⓣ** : 16mm cinecamera, **Ⓢ** : 8mm cinecamera, **Ⓢ₄** : 8mm interval shot camera, **V** : video camera, **FH** : equipments for flow height, **IF** : pressure mark gauge, **MS** : mud sampler, **DS** : debris sampler

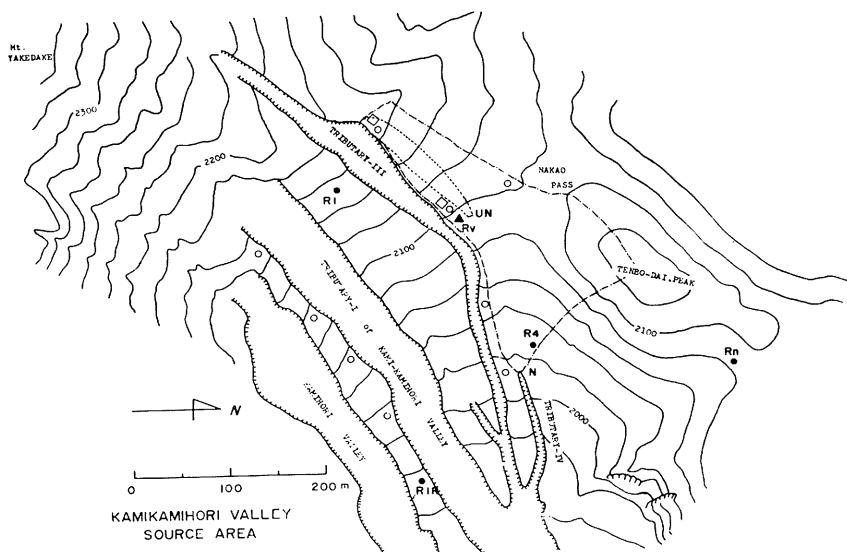


Fig. 2. Location of raingauges and gauging weirs (UN and N) in the source area. Dotted and broken lines represent the watersheds.



Photo. 1. Propeller anemometer and other equipments in source area (cf. the mark W in Fig. 6 for the location).

ととした。すなわち流速測定には電磁波流速計と空間フィルタ流速計⁴⁾および着色水投下式流速測定設備の三つの方法をほぼ同一地点に併用したのは、これらの性能を比較検討するためである。

(c) 発生・流動過程の映像 第3支谷における土石流の発生状況および表流水の状態を記録するためにビデオカメラ1台を、上流域における成長発達過程を把握するために谷吊りの35ミリモータードライブカメラ1台を含む5台のカメラを、中流域での流動状況の撮影のためにビデオカメラ3台を含む12台のカメラをほぼ前年と同じ位置に設置した。

(d) 衝撃圧 前年と同様に圧痕計⁹⁾および土圧計を設置して測定に備えた。

(e) 溪岸の地盤振動 土石流が流下する際に生ずる溪岸の地盤振動の加速度の大きさおよび周波数特性等を明らかにするため、前年と同じ地点²⁾に振動計を埋設した。また振動と溪床地盤の流動化との関係を確認するため、振動計測線上で溪床に3ヶ所の穴を掘り、そこに柱状に埋設したブロックの移動状態の調査を行った。

(f) 先頭部土砂の採取 土石流先頭部の土砂の採取は採泥筒と採泥罐を併用し、採泥筒によって20mm以下の粒度分析に供する試料を、採泥罐⁹⁾によって100mm以下の粒度分析に供する試料を採取することとした。採泥罐は普通の出水程度では水や土砂を採取しないよう、**Photo. 3**に示すような木製の台を使用し、化繊のロープは6mmφのものを二重にして使用し、保持用のワイヤーロープは同じく6mmφのものを用いた。

(g) 先頭部最大高 前年と同様ピアノ線による方法²⁾で測定した。

(4) 土石流の停止・堆積過程の観測

扇状地における土石流の停止・堆積状況を記録するために6基のカメラ台（高さ3m、上流からNo. 1～6と番号を付す）を設け、No. 2には旋回装置付きのビデオカメラを設置し、この上に**Photo. 6**のように35ミリモータードライブカメラを据え付け、ビデオカメラの画像をモニターしながら、解像度の良い35ミリ撮影ができるようにした。さらに他の5基のカメラ台には合計8台の8ミリカメラを設置した。

いっぽう上流通過時の扇状地における浅い地下水位を求め、減速・停止しつつある土石流の土砂と水の分離過程との関係を明らかにするため、一測点でステップ式水位計（深さ1m、20ステップ）を用いて地下水位の変動を調べた。

(5) 溪床の微地形変動調査

季節的な短期間に生ずる溪床の縦断形の変動を調べるため流路全域の縦断水準測量を5回実施した。さらに溪床の微地形や堆積状態の変化を追うため、主として写真撮影による調査を3回行ない、これから石礫の分布、崖錐の量および溪床幅を判読した。また溪床の土砂を系統的に採取し、その粒度特性を調べた。

(6) 扇状地の微地形変動調査

土石流の減速・停止過程と扇状地の発達過程の究明に際し、とくに微地形特性と土石流の堆積特性との相互作用を定量的に把握するため、扇状地の対象地域を50または25m間隔のメッシュに区切り、測定基準点

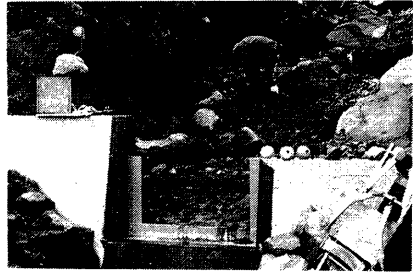


Photo. 2. Gauging weir with rectangular notch (cf. the mark N in Fig. 6 for the location).

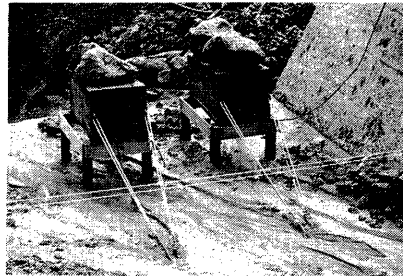


Photo. 3. New setting method of debris sampler on a dam.

として鉄杭を固定して標識とし、各測点での侵食・堆積深の測定、地表堆積状態の撮影、堆積物の採取を適当な期間をおいて繰り返し行なった。また特定の区域では土石流・土砂流の出現前後の微地形を比較するため、横断水準測量を実施した。

2.2 観測の経過

今年の作業も前年と同様、土石流の発生に備えて観測体制をなるべく早く整えるように早くから開始し、常時観測体制に移行してからは土石流そのものの観測のための機器の保守・点検・整備を行なうとともに、源流域・溪流域・扇状地における各種の調査を土石流発生の前後を含めて観測の全期間の変動を覆えるよう計画的に運ぶことに努めた。そして観測期間の主として後半にかけて、以下に記すような土石流が発生した (Fig. 3 参照)。これらの土石流の発生日時・規模・検知場所および降雨強度の最大値 (10分間, 1時間), 連

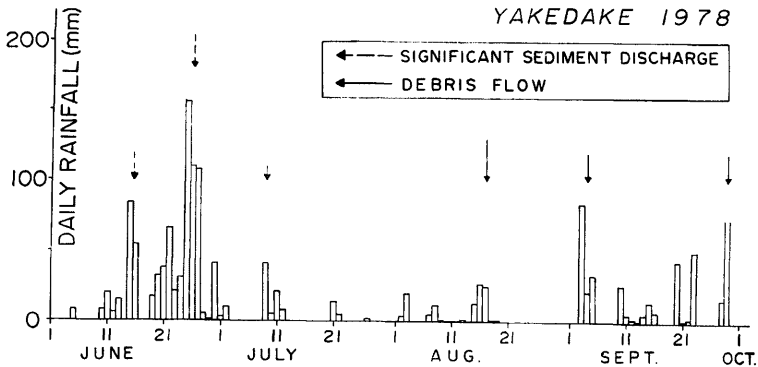


Fig. 3. Relation between daily precipitation and occurrence of debris flow.

続降雨量および気象状態を以下に記す。また土砂流の発生した6月末の長雨のデータも併せて示す。

6月25日 長雨 (~27日), 6mm/10min, 21mm/h, 458mm, 梅雨前線

7月9日 17時30分頃, 小規模, 7番センサ, 土石流 No. 1, 22.5mm/10min, 28mm/h, 28mm, 雷雨・熱低の影響

8月17日 13時59分, 大規模, 6番センサ, 土石流 No. 2, 15mm/10min, 20.5mm/h, 53.5mm, 寒冷前線の南下・台風11号の影響

9月4日 7時58分, 中規模, 9番センサ, 土石流 No. 3, 4.5mm/10min, 18mm/h, 91mm, 寒冷前線の南下・台風15号の影響

9月29日 19時12分, 中規模, 8番センサ, 土石流 No. 4, 8mm/10min, 16.5mm/h, 61mm, 秋雨前線と低気圧の通過

小…センサを切る規模を扇頂 (センサ No. 24) まで保てなかったもの

中…センサを切る規模を扇頂 (センサ No. 24) まで保てたもの

大…センサを切る規模を扇端 (センサ No. 30) まで保てたもの

3. 成果および考察

今回の観測では下流の扇状地において新たな観測設備を設置するとともに地形調査を繰り返し実施し, また溪流域の地形調査はさらにその解析を深めるように丹念に実施した。なお, 前年度までに観測準備を整えてはいたが, 前年度は土石流が発生せず, 今年土石流が度々発生してはじめて観測データが得られた項目も

ある。これらのうち、①土石流の発生するような強雨時の、源流域における流量 ②空間フィルタ流速計による、土石流の表面流速 ③地震計による、土石流に伴う溪岸地盤の振動 ④扇状地における、土石流が停止・堆積に至る直前の映像記録 ⑤扇状地における微地形変動および堆積状態の体系的なデータ などが特に画期的なものとしてあげられる。

3.1 源流域の水文特性

(1) 降雨の局地性

(a) 雨量ベクトルと風向風速 前年の観測からベクトル雨量計を設置し、降雨をベクトル量として計測するとともに、斜面が実際に受ける降水量を調べた。しかし、一般的には雨量ベクトルの直接観測は行なわれ難いが、風向風速の観測は全国的によく行なわれており、その規格も定まっている。したがって、通常の降雨と風向風速とを観測し、これらから雨量ベクトルを推定できることが望ましい。

Fig. 4 には、上段に風速 V_w (実線) を、中段に毎1時間雨量ベクトル \vec{R} の傾斜角 ϕ (破線)、方位角 θ (実線) と風向の方位角 θ_w (一点鎖線) を、下段に \vec{R} の絶対値 (棒グラフ) を示す。点線で結ばれたところは降雨が中断したところを表わす。また θ_w と V_w の値は気象庁規格の読み方に準拠せず、風向風速の時間積分を求めてこれらを時間平均したものである。前報⁷⁾の指摘に加え、この図から、① V_w が大きいほど ϕ が大きくなる ② θ と θ_w の値が比較的良好に似ている ことがわかる。ちなみに、雨量ベクトルと風向風速のデータの揃っているものについて、 θ と θ_w との相関係数 r を求めると0.58となる。なお、8月8日は降雨強度が小さくて雨量ベクトルの信頼度が低いので、このときのデータを除くと、 $r=0.79$ となる。

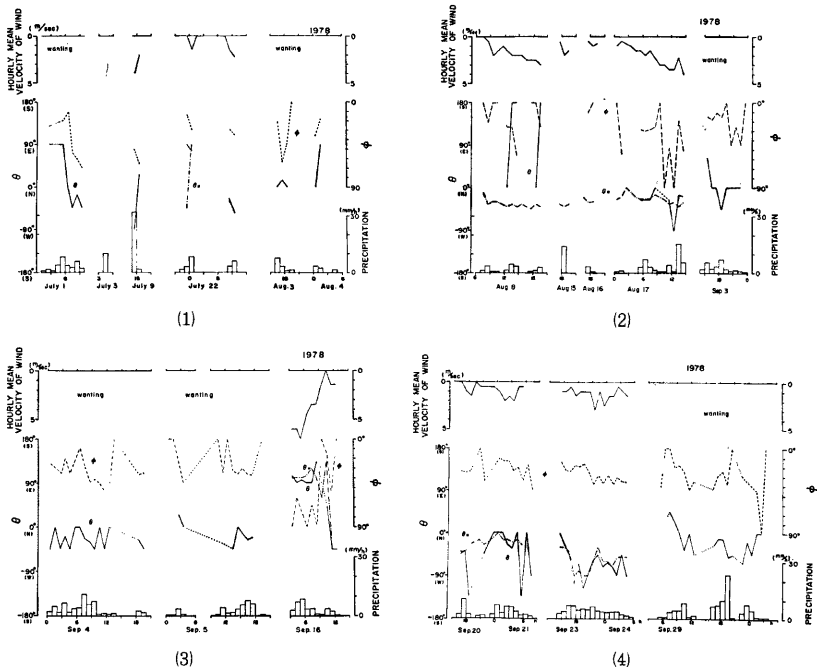


Fig. 4. Comparison of rainfall vector as identified by the value of ϕ , θ and R (bar-diagram), with wind velocity and wind direction θ_w .

Table 1. Depth of each rainfall (in mm) in source area of the valley Kamikamihori in 1978.

date	calculated from rainfall vector R_h		according to nonrecording gauge (total mean) R_o		according to nonrecording gauge (mean of upper area) R_o'	
	tributary No.1	tributary No.3	tributary No.1	tributary No.3	tributary No.1	tributary No.3
July 1	24.9	26.9	48.9	47.2	49.3	47.0
July 9	17.3	22.3	49.0	56.2	48.2	58.7
July 28,29	20.5	21.5	23.3	23.9	24.0	24.4
Aug. 2, 3	32.3	31.9	25.9	23.7	25.4	21.8
Aug. 8	19.5	20.1	19.0	17.8	18.7	18.1
Aug. 15	9.4	12.0	16.3	15.3	15.7	15.6
Aug. 17	45.2	52.0	53.4	51.3	50.4	51.2
Sep. 3, 4	110.0	124.0	149.5	139.5	144.8	137.7
Sep. 15,16	30.1	26.0	25.1	21.1	26.1	19.2
Sep. 20	45.8	49.8	46.3	44.9	45.0	45.6
Sep. 23	45.8	51.5	58.2	53.5	53.4	55.3
Sep. 29	73.0	85.0	90.2	86.8	85.7	84.5

いっぽう、降雨線⁸⁾の傾き ϕ は第一近似的には V_w と降雨強度 R の関数になることが予想されるが、ここでは単純に、 ϕ と V_w の間の相関係数を求めると $\gamma=0.76$ となり、風速が大きいほど降雨線の傾きが大きくなる傾向を反映している。

(b) 降雨の空間分布 前年は一地点で測定された雨量ベクトルを、空間的に広がりをもった幾つかの斜面に用いて、各斜面の実際降水量を計算して示したが、同じ雨量ベクトルがそのまま各斜面に適用される保証はどこにも無かった。そこで今回は簡易貯水式雨量計のデータと比較検討してみた。Table 1 には12降雨について、雨量ベクトルから求めた二つの斜面の実際降水量 R_h と簡易貯水式雨量計から得た一降両毎の貯水量 R_o, R_o' を示す。これらのデータの違いは、まず第一に二つの雨量計の受水口の構造の違いから来るものと考えられる。第二には後者の受水口の面は斜面と平行でないので、厳密にはここで言う実際降水量を実測したことにはならないことにもよろう。しかし、Table 1 に示す R_h, R_o, R_o' についてそれぞれ第1支谷と第3支谷の値の比をとって、これらの値を比較すると、 R_h と R_o では相関係数 γ が 0.69、 R_h と R_o' とでは 0.88 となり相関がかなり良い。これが何を意味するかは今のところ断断は許されない。

ところで土石流の発生した場合の雨量ベクトルから求めた実際降水量は、どれも第3支谷の流域のものの方が大きかった。しかも流域面積の違い⁴⁾を考慮に入れると、この差は更に大きくなる。いっぽう、今年の土石流は専ら第3支谷から発生したが、これは上の実際降水量の差違と図らずも一致していることが注目される。

なお、土石流を発生させた降雨につき、6測点における通常の雨量計から得られた毎10分間雨量のデータを Fig. 5 に示す。これは測点のちがいで降雨量に大きな差異を生ずる場合のあることをよく示しているが、とくに R_{1R} は強雨時に大きな値を示しており、同じ地点に設置された簡易貯水式雨量計のデータもやはり大きな値となることが多い。これは、この地点が気流の影響などで雨の集中し易い特殊な場所であることを示すものとも考えられる。

(2) 降雨流出の特性

本年度は、昨年度に設置した UN 地点 (Fig. 6 参照) の量水堰 (集水面積約 0.265ha) が本格的に稼働し、その付近のリルが発達する斜面の流出特性を解明するとともに、既設の N 地点の量水堰 (集水面積

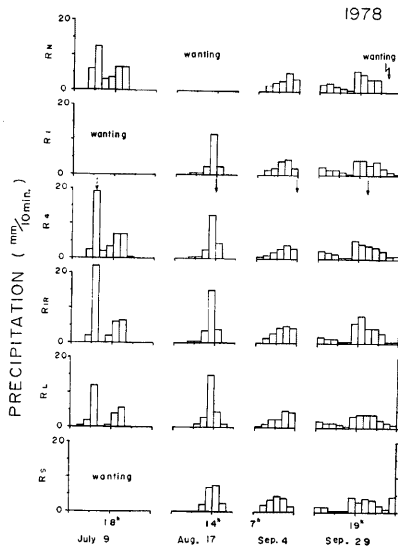


Fig. 5. Relation between precipitation in every 10 minutes at different points and occurrence time of debris flow (marked by arrow)

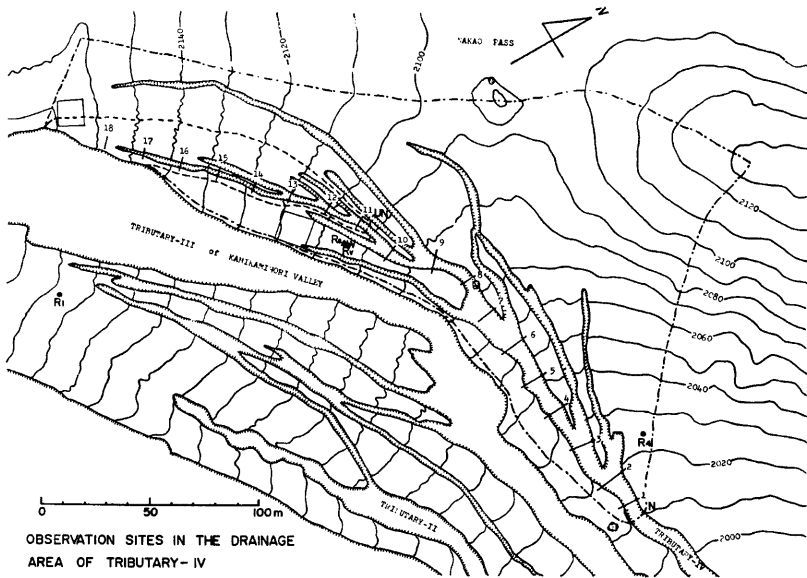


Fig. 6. A detailed plan of the drainage area of the tributary-IV.

約 2.69ha) のデータと比較することにより、流路中の流出水の追跡ができるようになった。

本年度は雪がおそくまで残り、源流域での流量観測の開始がおくれたことや、梅期雨に土砂流出がきわめて多く、遊水池の埋没と水位計の破損が生じたりして、UN 地点と N 地点の両方でハイドログラフが得られるようになったのは9月に入ってからである。

本年度に得られたハイドログラフのうち、比較的強い雨のものとしては、6月16日、9月4日、9月5日、9月10日および9月29日のものを挙げるができるが、そのうち土石流が発生した9月4日と9月29日のハイドログラフを Fig. 7 に示す。降雨強度計は9月3日以降は故障のため欠測したので、雨量としては R_1 と R_4 の両地点 (Fig. 6 参照) の毎10分間雨量が示されている。UN 地点と N 地点の流量は便宜的に 4 : 1 のスケール比でプロットされているが、集水面積比が約 10 : 1 であることを考慮すると、比流量は常に UN 地点のほうが大きいことがわかる。両地点のハイドログラフの形は全体的によく似ているが、UN 地点では短時間変動が顕著であるのに対し、N 地点では変化がなめらかである点と、降雨初期または降雨の中断

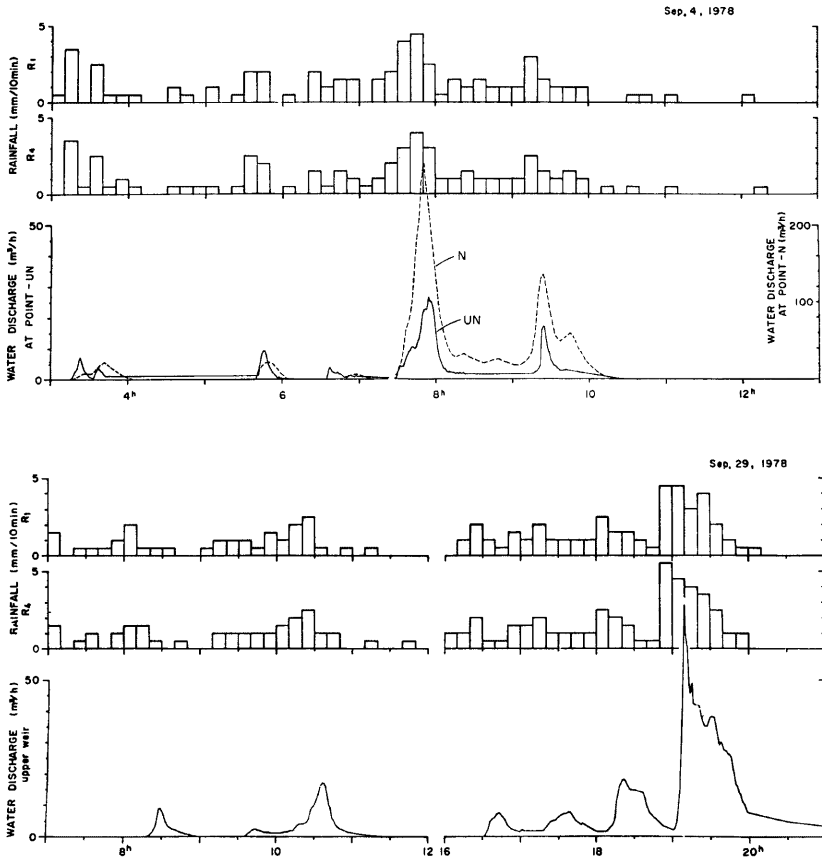


Fig. 7. Typical hydrographs for intense rainfall enough to stimulate a debris flow.

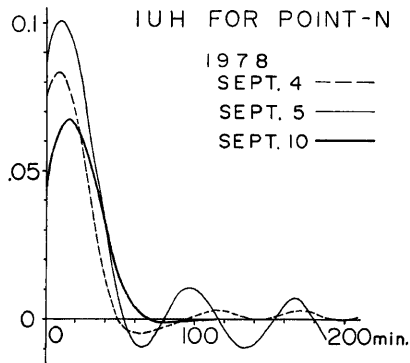


Fig. 8. Instantaneous unit hydrographs calculated from the hydrographs at the weir N, using the rainfall intensity minus 3mm/h as the effective rainfall.

後に、UN 地点ではハイドログラフに小ピークがあるのに、N地点では流量がほとんどゼロである場合が時々見られる、などの点で異なる。また両地点でピーク流量の出現時刻にほとんど差がないことも興味深い。

N 地点のハイドログラフに関しては、昨年度のデータを用いてユニットハイドログラフが計算されている⁴⁾が、強雨時のデータがなかったので、本年度のデータを用いて同じ計算を行なった。その結果得られた IUH を Fig. 8 に示す。昨年度得られた IUH⁴⁾と比較すると、ピーク出現時刻が降雨後約20分から降雨後約10分に繰り上がり、流出の継続時間は約100分から約50分に短縮され、流出率はかなり大きくなっている。このうち、9月10日の IUH は本年度の他の IUH と昨年度の IUH の間の中間的な特徴を有するが、この時の降雨の規模もやはり中間的である。すなわち、降雨規模が大きいほど流出の集中時間が短いということである。これは流量が大きいほどハイドログラフの下流への伝播速度が大きいという傾向⁹⁾にもよるが、計算に際して無視した初期損失の効果が、小雨時ほど大きくあらわれ、みかけ上、降雨ピークと流出ピークの時間差が大きくなるためと考えられる。したがって本年度の9月4日および5日の IUH が今まで得られた IUH の中では最も真実に近いと考えられる。初期損失を考慮した IUH の解析およびキネマティックウェーブ法による解析は近い将来に試みる予定であるが、そのためには流域の浸透特性についてより詳細な解析が必要である。

前年度までの N 地点における流出解析では、集水域の約2分の1の面積を占める部分で最終浸透能が約3mm/h であり、残りの部分では浸透能がかなり大きいという結果が得られているが、それは土石流が発生しないような場合についてであり、土石流が発生するような強雨に対しては再検討の必要があった^{3,4)}。そこで本年度に得られたハイドログラフの初期損失の影響のない部分から10分間平均の流出強度 q を計算し、集中時間を考慮して10分前の降雨強度 p (R_1 と R_4 における毎10分間雨量を平均したもの) との対比を調べてみると、例えば Fig. 9 の右のような直線的な関係が得られ、土石流が発生し易い 24mm/h 以上の降雨強度になっても降雨と流出の関係には変化がないことがわかる。UN 地点流量については例えば Fig. 9 の左のような結果となり、個々の降雨については直線的な関係が成り立つが、その回帰係数は降雨ごとに大きく変化している。 p と q の関係を

$$q = a(p - f) \dots \dots \dots (1)$$

で表わすと、各降雨に対する a と f の値は Table. 2 のようになる。大体の傾向としては強雨時には a

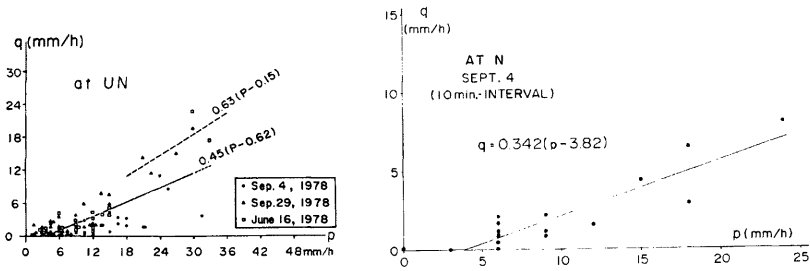


Fig. 9 Examples of the correlation between the specific discharge (q) and the rainfall intensity (p) averaged over every ten minutes at UN and at N.

も f も大きい値をとり、弱雨が長く続いてようやく流出が始まるような場合には a も f も小さい値をとる。このことから降雨条件によって表面流出の生起場所が異なるのではないかと考えられる。

集水域が N 個の部分より成り、各部分の面積が a_i で、浸透能(時間の関数とする)が f_i である時に期待される p と q の間の関係式は、Horton の浸透理論によって、

$$q = \sum_{i=1}^N a_i (p - f_i) \dots\dots\dots (1)$$

である。ここで流出が j 番目の部分からのみ生じていると、

$$q = a_j (p - f_j) \dots\dots\dots (2)$$

または、

$$f_i = p - q/a_j \dots\dots\dots (3)$$

となる。ここで a_j は Table. 2 に示された a と同じ値であるはずだから、(3)式によって f_j の時間的変化を求めることができる。その結果の一部を Fig. 10 に示す。ここで N 地点のハイドログラフで a の値が得られていない場合については、便宜的に9月4日の値を用いた。流出が生じていない時は(3)式は $f_j = p$ となるが、これは浸透強度ではあるが浸透能をあらわさない。浸透能は流出が生じている時の f_j の値を連ねたものになる。しかし有効雨量と流出の時間関係 (Fig. 8 参照) を単なる時間おくれで近似しているの

Table 2. Coefficients of the relationship between p and q , for different rainstorms.

Date of rain storm	at UN		at N	
	a	f (mm/h)	a	f (mm/h)
June 16	0.64	4.5	(not observed)	
Sept. 4	0.17	2.3	0.34	3.8
Sept. 5	0.62	6.5	0.42	3.7
Sept. 10	(not observed)		—	—
Sept. 16	0.46	-1.3	(almost no discharge)	
Sept. 21	0.22	0.9	—	—
Sept. 23	—	—	—	—
Sept. 26	0.61	0.9	(not observed)	

The mark — means that the coefficients could not be obtained because the final infiltration capacity was not attained.

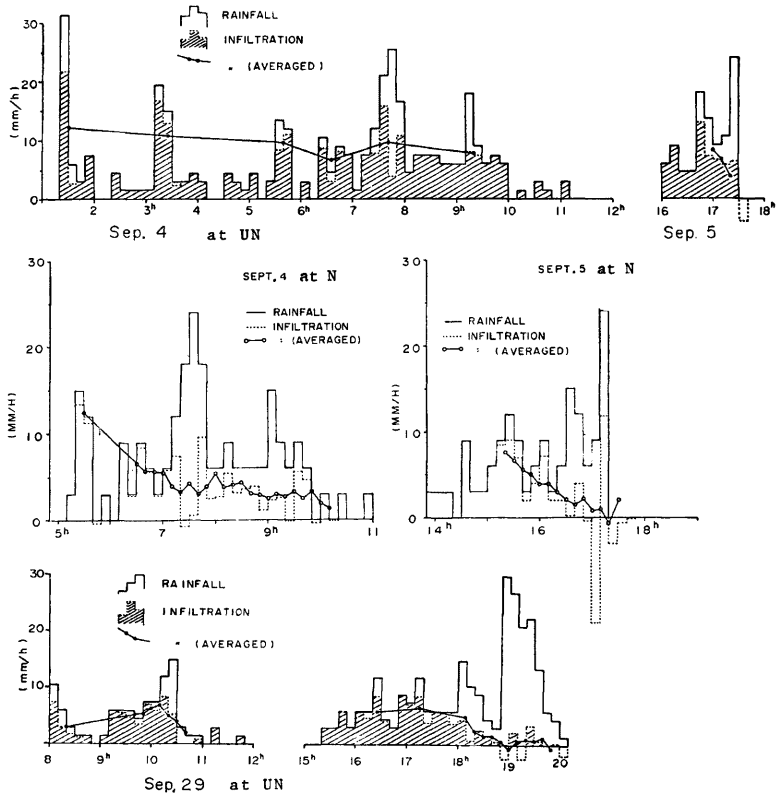


Fig. 10. Infiltration capacity of the drainage area of the two gauging weirs as a function of time according to Eq. (3).

で、 f_i の値はその誤差から生じる短周期の変動を含んでいる。そこで40分間の移動平均（流出の継続が短い場合は40分以下の場合もある）をとると Fig. 10 の折れ線ようになる。この折れ線は降雨強度には無関係に Horton の浸透能曲線に合致した曲線が得られる。また降雨強度が浸透能を下回ると、浸透能の回復が見られる。

浸透能の時間的変化を個々のケースについて見ると、それぞれ少しずつ異なった特性が見られる。これは、それぞれのケースごとに前駆雨量、降雨強度、降雨継続時間が異なり、また UN 地点と N 地点では集水域の特性が異なるためである。今のところ、これらの要因を多変量解析的に検討するためにはデータの数が少な過ぎるので、さらに多くの観測データを集積する必要があるが、大体の傾向として次のことが言える。

UN 地点と N 地点を比較すると、UN 地点では浸透能が全般的に高いので、流出は降雨ピークの時にだけ、間欠的に発生する傾向がある。また降雨が長く続くと（6月16日、9月29日）、浸透能が急激に減少することがわかる。本年度の観測データではちょうどその頃に雨がやんだり、土砂堆積のために量水堰での流量が欠測したりして、詳しい解析はできない。それに対して N 地点では浸透能が全般的に小さい（浸透

能の減少が速い) ため、降雨の主部では流出がより定常的に発生する傾向がある。

(3) 斜面侵食の特性

源流域斜面の侵食および生産土砂の流送に関しては、比較的平滑な斜面にメッシュ状に打ち込んだ鉄杭の露出高による表面侵食調査⁶⁾と N 地点量水堰への堆砂量測定⁴⁾を行ってきた。そのうち表面侵食調査は本年度も継続して行なったが、既報⁶⁾以上の情報は得られず、なお継続して観測する必要があると思われる。堆砂量測定については、本年度より N 地点量水堰を四角堰に変更したため、少量の土砂流出でも遊水池に完全にトラップされず、多くの部分が堰を越えて流出するようになり、測定不能となった。

これまでの観測結果を見ると、第 4 支谷からの土砂流出量に比べて斜面侵食量が少な過ぎるように思われ、リル侵食の効果がかなり大きいのではないかと推察される。そこで本年度より Fig. 6 に示すように、N 地点から UN 地点にさかのぼり、さらに上流へ続く流路に沿って18個のリル横断測線を設け、横断測量の反

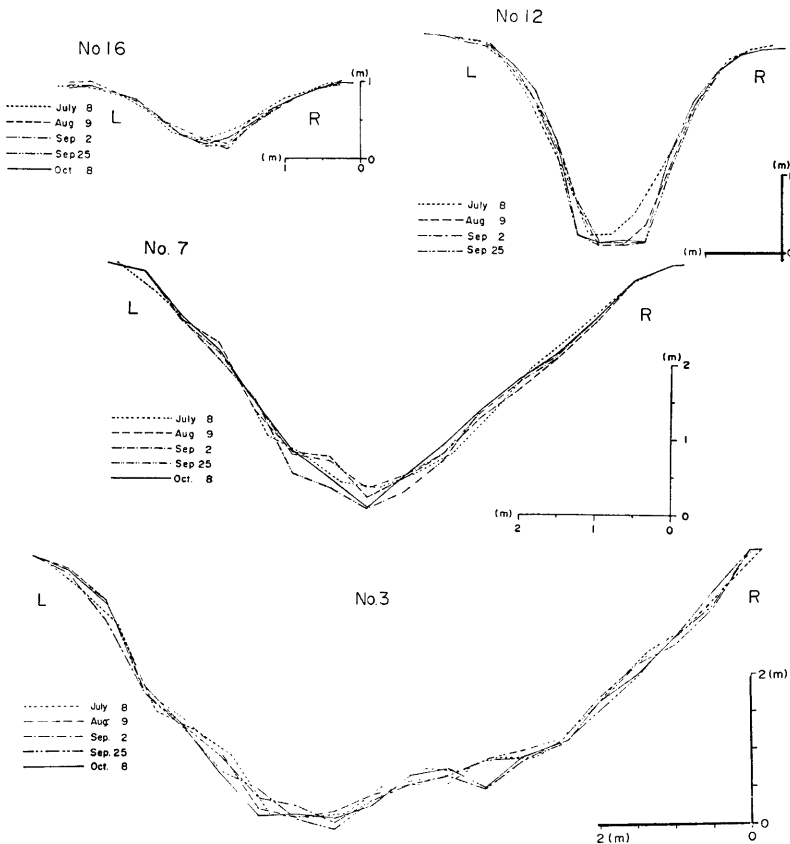


Fig. 11. The cross section of the rill or the gully at some of the survey lines shown in Fig. 6 on the different date in 1978.

復によるリル侵食調査を実施した。その原理は第1支谷で行なった横断測量²⁾と同じであるが、リルの規模が小さいので、測量方法は簡易化されている。すなわち、両岸に同一レベルのベンチマークを設け、その間に巻尺を張り、横断方向の水平距離 30cm ごとに測量用スタッフを用いて溪床の深さを測定した。

いくつかの地点におけるリルの横断測量結果を Fig. 11 に示す。一般的な傾向としては、6月から8月にかけて溪床の低下が起り、8月から10月にかけては変動量は少ない。このことは、6月と7月には土砂流出がはげしく、量水堰の破損がしばしば起こったが、8月から9月にかけては土砂流出による破損がほとんどなかったことに対応する。場所的には、リルの源頭部と N 地点に近い下流部で変動量が少なく、No. 4~No. 8 の区間で変動量が多い。このような溪床変動の解釈としては、まずそれが下刻作用によるものであるか、堆積土砂の再移動によるものかを明らかにする必要があるが、そのためには年間を通じての変動サイクルを知らなければならない。今のところ、夏期の変動量しか測定していないので、この点について

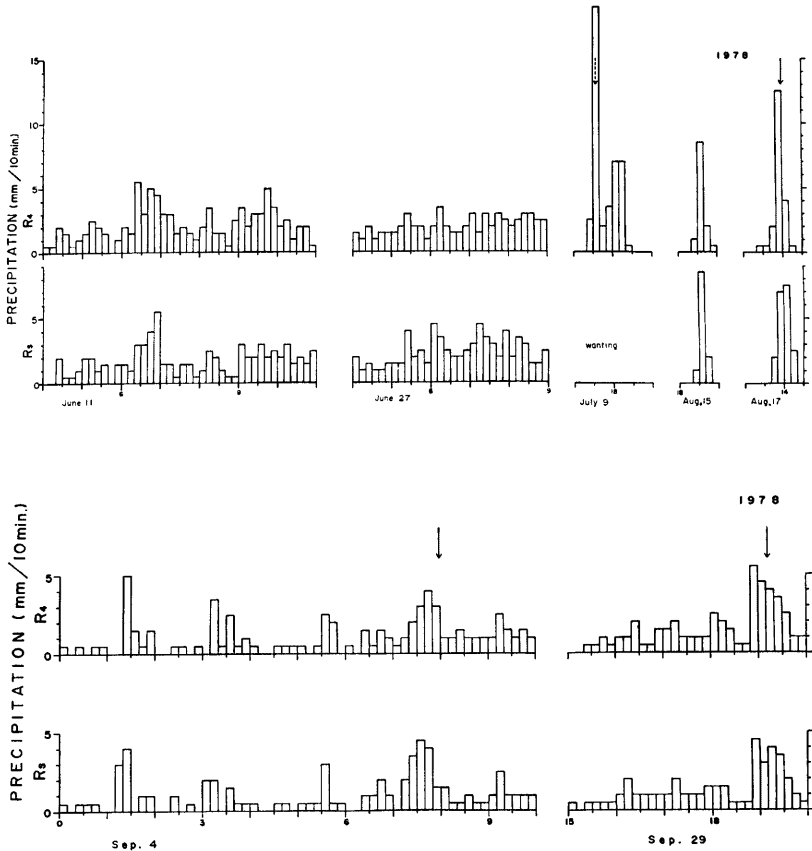


Fig. 12. Relation between precipitation in every 10 minutes and occurrence time of debris flow (marked by arrow).

はさらにデータを集積した上で検討したい。なお、リルの断面が大きく、下刻作用が深くまで及んでいる区間 (No. 1~No. 12) では溪岸侵食と思われる変動が見られるが、この部分では急傾斜であり、水平距離の少しの誤差が拡大された形で高さの誤差に現われるため、この変動は測定誤差である可能性がある。誤差を消去して実際の侵食量を正しく見るためには、さらに長期間にわたってこの調査を続けることが必要であろう。

3.2 土石流の発生

これまでの観測経験によると焼岳東斜面においては非常に短時間に出現する強雨が直接的な原因となって土石流が発生している。Fig. 12 は毎10分間雨量の最大値が 4mm 以上の降雨について、その主要部分を毎10分間雨量として示し、土石流の発生時刻を矢印で記入した。降雨データは、土石流発生点に近いものの代表として第4支谷左岸の雨量計 R_4 のものを、発生点からは数百 m 離れているが下流での代表として観測中継小屋の雨量計 R_5 のものを載せた。この図を見ると、従来から指摘しているとおり、土石流の発生時刻と毎10分間雨量のピーク出現時刻とが非常によく一致していることがわかる。また、前年までの経験では、毎10分間雨量の最大値が 4mm 以上であれば土石流の発生の可能性が生じ、7mm を越すとほとんどの場合発生しているが、本年度の観測結果もこれらの条件と矛盾していないことがわかる。

さて、土石流の発生点はこれまで、センサや横断測量、あるいはパイプ歪計などの破壊状態から推定していたが、本年の観測ではこれらの方法で位置を確定することはできなかった。しかし、発生直後の源流域の溪床の変動調査によると、土石流は主として合流点付近か、その上流の第3支谷から発生したものと考えられ、近年の傾向に変化の無いことがわかった。

3.3 土石流の流動特性

(1) 土石流の流動過程

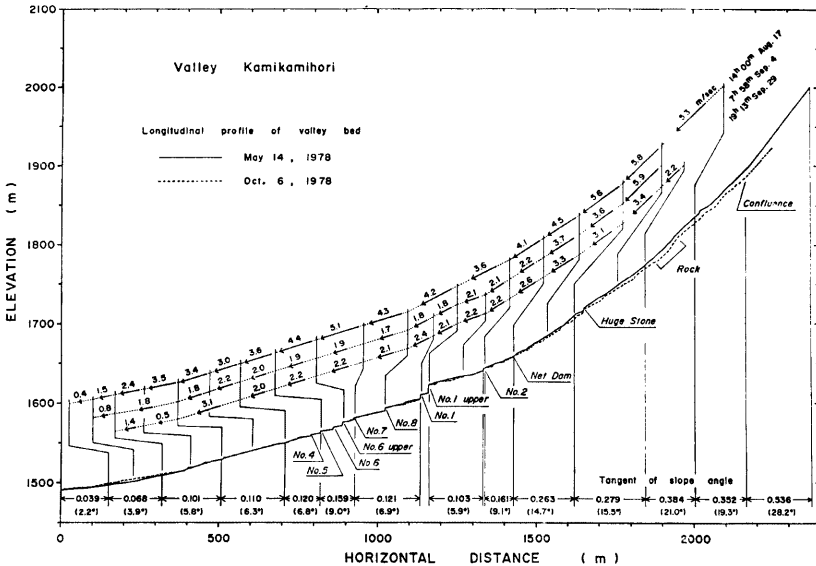


Fig. 13. Frontal velocity of debris flow along valley Kamikamihori and valley bed profile in 1978.

(a) 先端流速と流動状況

Fig. 13 は上々掘沢の合流点から扇端までの溪床縦断面の図に土石流の先端流速を記入したもので、土石流の規模が先端流速の大小に反映していることがうかがえる。また、3、4節の(1)で述べるように、土石流 No. 2, 3, 4 は程度の差はあれ上流域を中心に溪床を侵食しており、その辺りでこれらの土石流が溪床土砂のとり込みによって成長拡大しながら流下したことが推察される。

ところで、土石流 No. 2 と 3 の先頭部が6号上流床固を通過する前後の様子を **Photo. 4** と **5** に示す。これらは35ミリモータドライブカメラにより、自動的に毎秒1コマで250コマ連続撮影されたものの一部である。ただし、土石流 No. 3 のほうは正常に撮影できたが、No. 2 のほうはフィルムの巻取りが順調にいかず画面が重なって見にくい。また後者の土石流は非常に濃い霧を伴っており、土石流先頭部が通過した後は撮影が全く不可能であった。このように土石流に霧が密着しながら流下する現象は、土石流と周囲の温度差によって程度が異なり、焼岳では沢の上流に残雪が大量に存在していることもあって、一般に観測期間の早い時期に起こる土石流ほど、また土石流の規模が大きいほど、この霧は濃い傾向がある。

さて、**Photo. 4** には、6号上流床固右袖寄りに設置された二個の採泥罐が写っているが、この土石流 No. 2 の流下に際し、袖寄りのものは首尾よくこの土石流の先頭部の土砂石を採取した。そして分析の結果、このサンプルのみかけの密度は $1.85\text{g}/\text{cm}^3$ で、土砂濃度は重量百分率で約76%であった。

いっぽう、**Photo. 5** を見ると、この土石流 No. 3 の先頭部は No. 2 のそれに比べると比較的小さな盛り上がりしか形成されておらず、石礫も二〜三個の大きなものを除くと、径が数十 cm 程度のものが大多数を占めていることがわかる。また No. 2 と比べると、フロントに先行する泥流の多いのが特徴的である。さらにこの写真には採泥罐がこの泥流を採取し (**Photo. 5-2**)、その後、径が約 50cm の石の衝突で撥ね飛ばされる瞬間が写っている。あとで、このサンプルを調べたところ、みかけ密度は $1.25\text{g}/\text{cm}^3$ 、土砂濃度も34%と小さく、しかも、シルトおよび粘土分の占める割合が全ての採泥罐のサンプルのうちで最も大きかったのは、上述の採取時の状況と符合するものであろう。

(b) 土石流の偏流

土石流が堰堤や床固の通水断面を通過する場合、その上流側で流路が少しでも屈曲していると、かなり大きな偏流を起こすことが以前からわかっている。そして、このように偏流して流れる土石流が堰堤や床固を通過する場合、土石流の本体が直接にそれらの袖部に突き当たったり、乗り上げるようにして溢流する。そこで、土石流 No. 2 について通過断面の調査を行なった。**Fig. 14** にはそれぞれのダムでの土石流の最大通過断面を示した。これらの図の一部は35ミリ写真から、あとは左右両端の残された泥や砂礫の痕跡の位置から推定して描いた。なお、1号上流堰堤と6号上流床固についてはその平面図も併せて示した。

ところで、**Photo. 4** と **5** の土石流に加え、1976年8月3日の土石流について、それぞれの写真から土石流の先頭部が7号床固と6号上流床固を流下する際の横断方向の水面の傾斜角 θ を読みとり、その時の土石流の先端流速 v との関係調べてところ、 $(\tan \theta)^2$ と v との間には相関係数 r が 0.92 という相関のあることがわかった。ただし、今のところデータが6組と少ないので定量的な関係式の導入は行なわないで、ここでは、偏流している土石流がダムの通水断面において生じる横断方向の水面の傾きは最大 23.8° にも達し、土石流の先端流速が大きいほど大きくなることを指摘するにとどめる。

(c) 土石流のハイドログラフ

ある断面において土石流の流量を求める試み³⁾は、1976年8月3日に発生した土石流について、①マンングの平均流速式と同型の式、②泥流に関する大同の抵抗則、③ Sribniy の流速式 の3つの方法で流速を計算し、流量を求めた³⁾。そして、これらの値と後続泥流中の流木の流速とを比較したところ、Sribniy 式によるものがこの実測値とよく一致していることが認められた。

本年は35ミリ連続写真の揃っている土石流 No. 3 について、同様の方法で流速と流量を求めた。ただし、Sribniy式に用いる土石流の密度は、先頭部ほど石礫の含有率が大きいので大きくとり、**Fig. 15** に示すように仮定した。同図に表わされた流れの断面積と径深および6号上流床固における先端流速を手がかりに、①

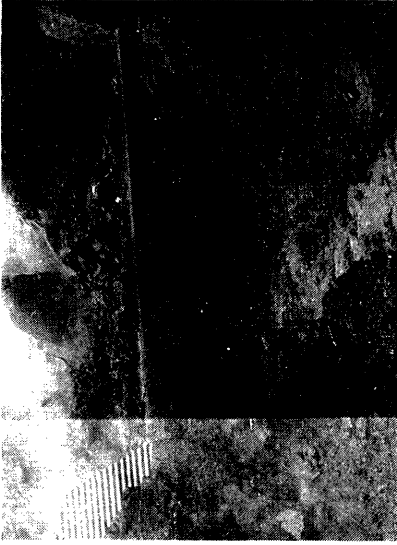


Photo. 4-2 (-3 second)



Photo. 4-4 (1 second)



Photo. 4-1 (-6 second)



Photo. 4-3 (-2 second)

Photo. 4. Head part of debris flow No. 2 running down over dam No. 6 upper (0 second indicates the instance when the front has reached to the dam).



Photo. 4-5. (2 second)

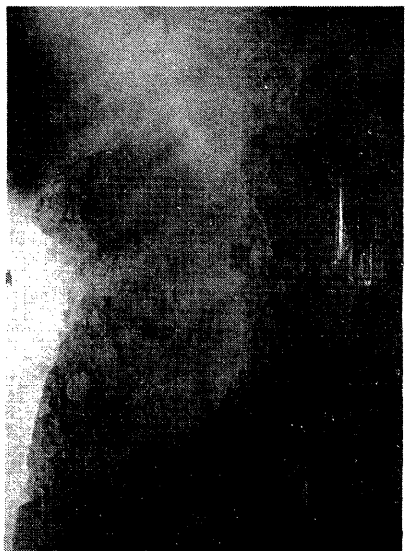


Photo. 4-6. (5 second)

Photo. 4. Continued

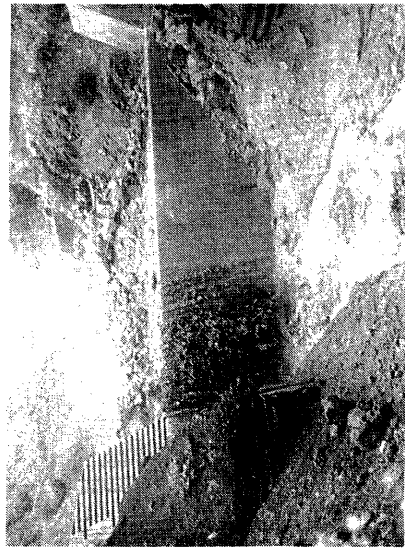


Photo. 5-1. (- 2 second)

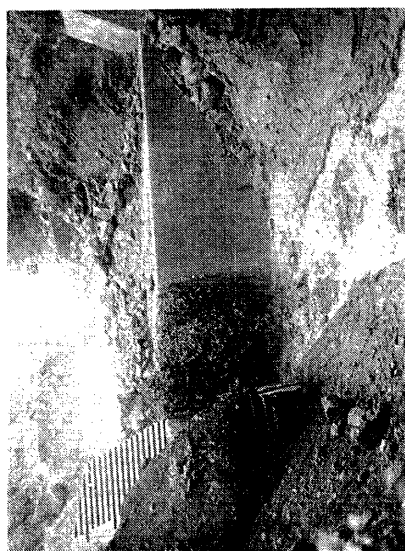


Photo. 5-2. (- 1 second)

Photo. 5. Head part of debris flow No. 3 running down over dan No. 6 upper (0 second indicates the instance when the front has reached to the dam).

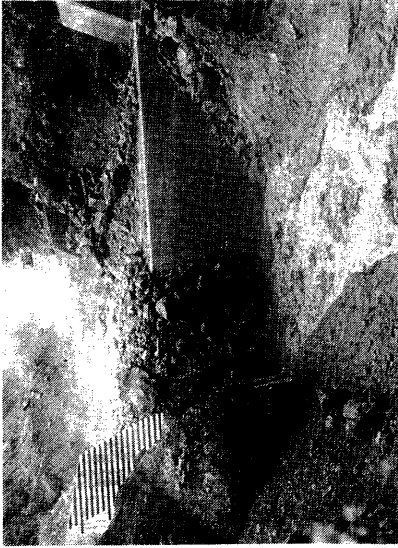


Photo. 5-4. (1 second)



Photo. 5-6. (4 second)

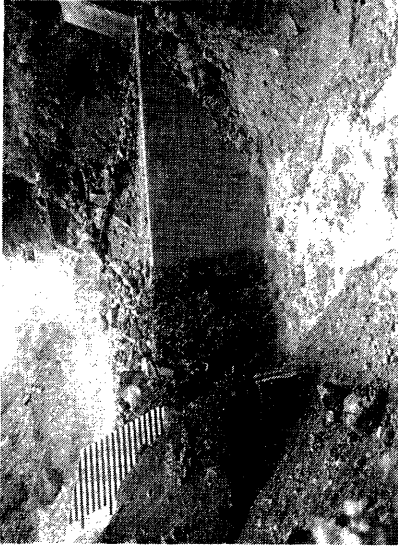


Photo. 5-3. (0 second)

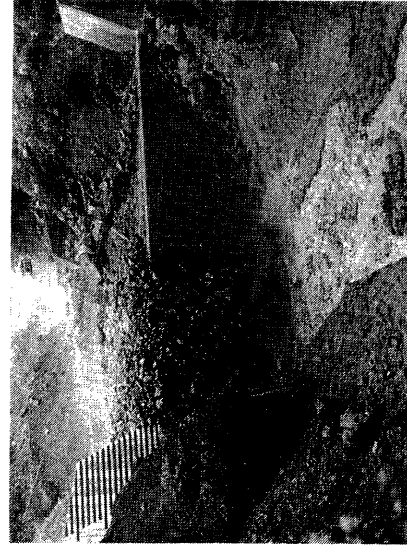


Photo. 5-5. (2 second)

Photo. 5. Continued

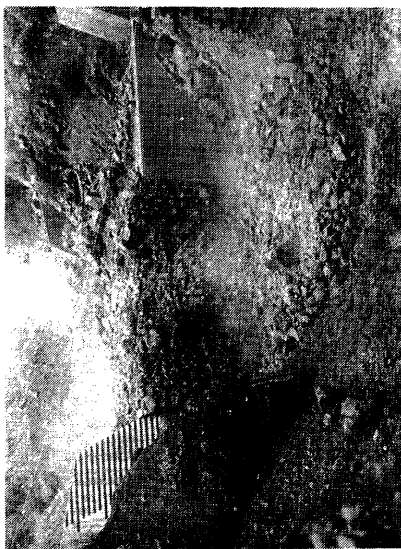


Photo. 5-8. (8 second)



Photo. 5-10. (12 second)

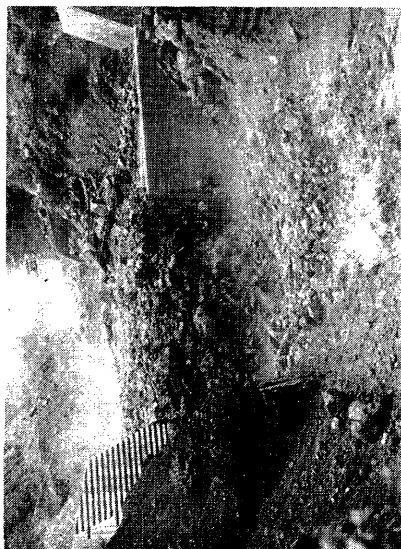


Photo. 5-7. (6 second)

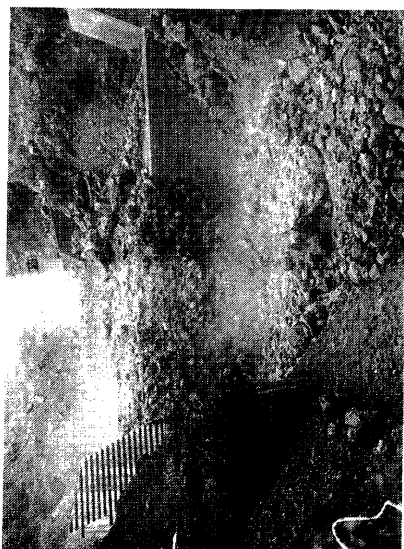


Photo. 5-9. (10 second)

Photo. 5. Continued

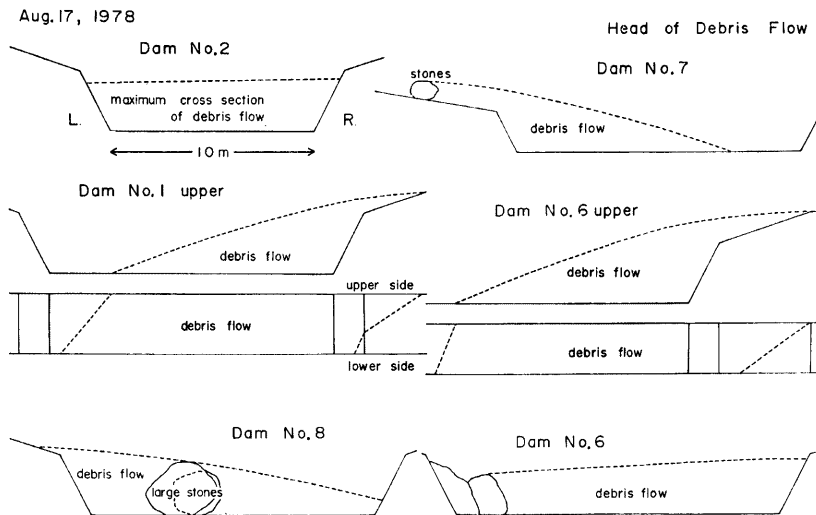


Fig. 14. Maximal cross section of debris flow No. 2 at each dam.

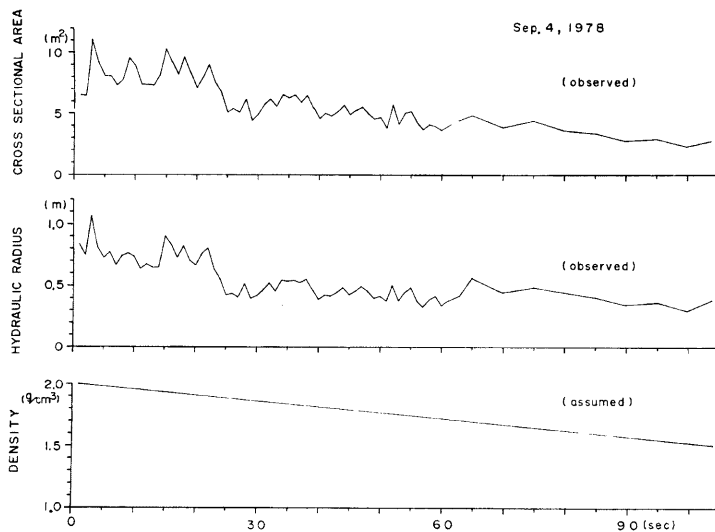


Fig. 15. Observed cross sectional area, hydraulic radius and assumed density of debris flow No. 3 at the dam No. 6 upper.

マンニングの平均流速式と同型の式を用いて計算した流速とハイドログラフを Fig. 16 の上段に、② Sribniy 式によるものを中段に示した。さらに、空間フィルタ流速計によって、今回初めて、この土石流の表面流速を部分的に測定することができた。なお、土石流に関しては、その平均流速に比べて、表面流速がかなり大きいことが推定されるが、便宜的に、ここでは表面流速を平均流速と仮定して流量を求めた。

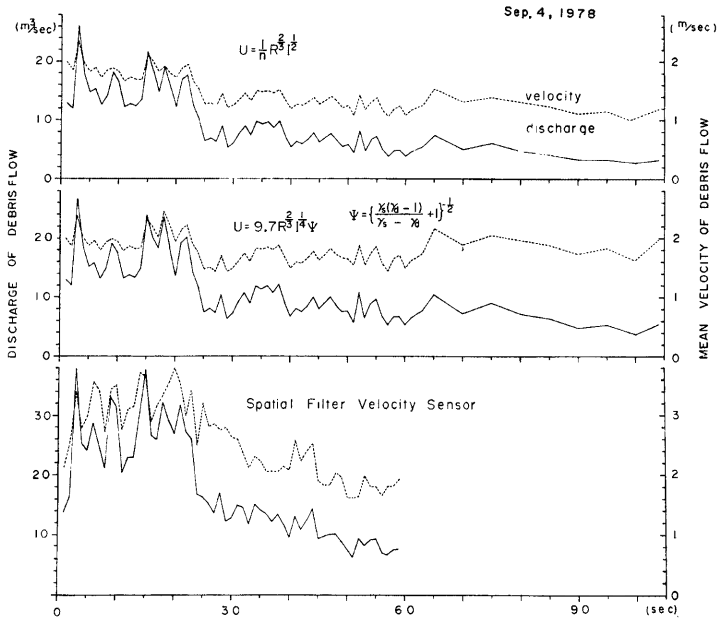


Fig. 16. Velocity and discharge of debris flow No. 3.

さて、ここで流速の値に着目すると、これらのうち空間フィルタ流速計によるものは、とくに先頭部において、他の二者に比べて、かなり大きいことが注目される。これは、土石流の先頭部では、その流動が下流方向に進むキャタピラのような流れの構造を呈していることを示すものと解釈できる。また今回は流れ易さの指標となるマンニング式の $1/n$ の値と Sribniy 式の係数がそれぞれ 6.9, 9.7 となり、1976年8月3日の土石流のデータ (9.2, 11.8) に比べるとともにかなり小さくなっているが、測定点が同一で、この地点の河床の凹凸の程度にも差が無い。したがってこれは今回の土石流の土砂濃度が前例に比べて高く、みかけの粘性が大きかったことを示すものと推定される。

なお、土石流 No. 3 の Sribniy 式に基づく流量データと、採泥罐のサンプルの含水率および連続写真から判読した 10cm 以上の石礫の占める体積とそれ以下の土砂礫および水の占める体積の比率とから算出したこの土石流の体積土砂濃度 0.85 とから、土石流となつて 6 号上流床固を通過した土砂石の体積は約 1300m³ (通過時間600秒間) であったと推定される。

(2) 先頭部の材料組成

土石流 No. 3 の連続写真から、この土石流が 6 号上流床固を越流する部分の石礫の径を読みとり、粒径分布を一昨年と同じ方法⁹⁾ で求めた。これを 2 秒毎に頻度分布として Fig. 17 に示す。さらに、石礫をそ

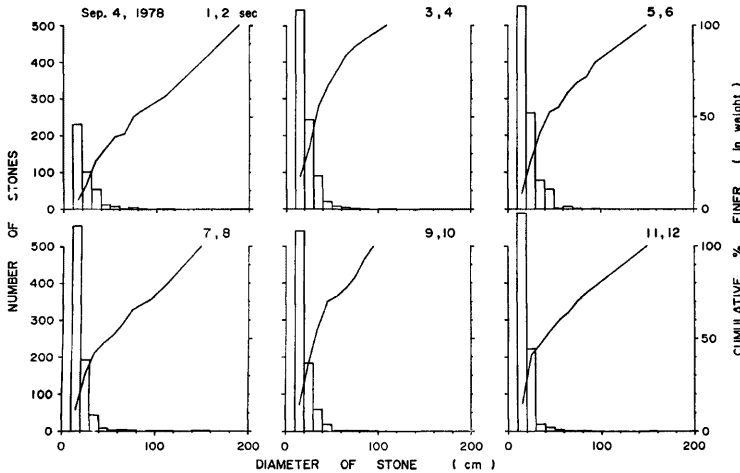


Fig. 17. Change in size distribution of large stones among the head part of debris flow No. 3.

の平均径を直径とする球体とみなして、これらの頻度分布から累積重量百分率を求め、同じ図に折れ線で示した。分布には各時間断面でかなりのバラツキが見られるが、前報のデータ³⁾と同様、先端に近いほど大きな石の分布している傾向が見られる。

ところで、これらの写真から、この土石流の先頭部の中で、① 10cm 以上の石礫と、② 10cm 未満の土砂礫および水の占める体積の比率を求め、さらに土砂礫については採泥罐のサンプルを粒度分析し、またこのサンプルから土砂礫と水の比率を定め、全体として、この土石流の土砂礫の粗いほうからの累積重量百分率を ϕ スケールで正規確率紙にプロットし、Fig. 18 に太い実線で示す (200cm $\sim 2\mu$)。このグラフは、大きく分けてみると、比較的直線に近い三つの領域に区分けできる。これは、このサンプルが、図に示す三つの対数正規分布した母集団をそれぞれに記した%の重みで混合したものとみなすことが可能であることを示し、実際に合成してみると破線のように、分析値に非常によく近似することがわかる。

さて、Fig. 19 と Table. 3 には、採泥罐によって採取した四つの土石流の先頭部土砂礫の粒度分析結果を示す。Table. 3 には上から密度、土砂の重量濃度および粒度特性値として ϕ スケール表示の中央粒径 ϕ_{50} 、平均径 $M\phi$ 、標準偏差 $\sigma\phi$ 、歪度 $\alpha\phi$ と、シルトと粘土の占める重量%を記し、さらに、粒度曲線の母集団分析結果を載せた。Fig. 19 は、それぞれの粒度曲線を実

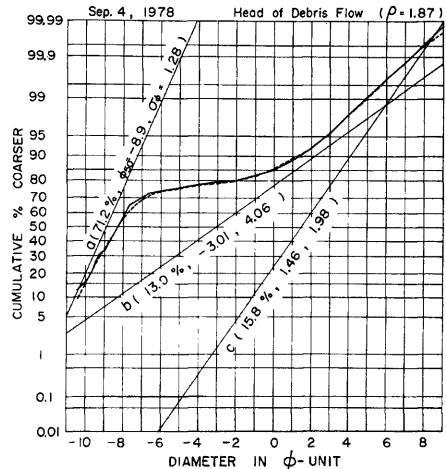
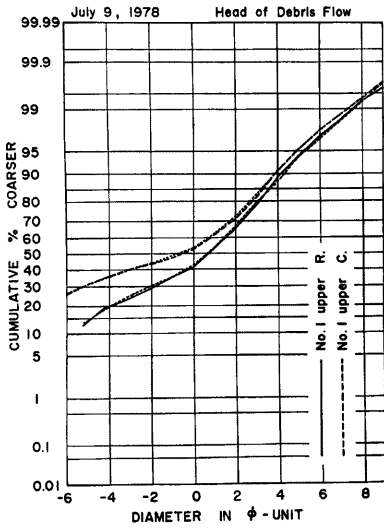


Fig. 18. Cumulative curve of particle size distribution of a sample from the head part of debris flow No. 3 and a result of population analysis.

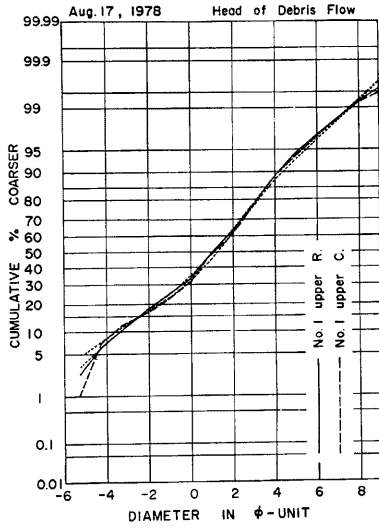
Table 3. Parameters of particle size distribution of samples from debris samplers, and dividing analysis of the latter into the three populations of logarithmic normal distribution.

data		July 9					Aug. 17					Sep. 4					Sep. 29				
		1	2	1	2	3	4	1	2	3	4	1	2	3	4	1	2	3	4		
location	value of																				
density		1.92	1.61	1.62	1.67	1.85	1.42	1.83	1.25	1.44	1.39	1.87	1.45								
mass concentration		80.0	63.3	64.1	66.9	76.7	49.5	76.0	33.6	50.9	46.9	77.8	52.0								
ϕ %		0.74	-0.48	1.04	1.13	1.67	0.26	0.96	-0.78	1.68	1.77	1.84	2.02	1.68							
		0.59	1.39	0.48	0.45	0.31	0.83	0.51	1.71	0.31	0.29	0.27	0.24	0.31							
$M\phi$		-0.57	-2.44	0.66	1.52	-0.46	0.60	-2.62	1.30	0.95	1.10	1.87	1.00	1.00							
		1.48	5.42	0.64	0.63	1.37	1.46	0.65	6.14	0.40 ₆	0.51	0.46	0.27	0.5							
$\sigma\phi$		4.08	5.65	2.89	2.81	2.32	3.84	2.71	5.35	2.58	2.77	2.62	1.85	2.33							
$\alpha\phi$		-0.321	-0.347	-0.136	-0.167	-0.064	-0.187	-0.132	-0.344	-0.145	-0.296	-0.282	-0.078	-0.289							
% of 74 \cdot 5 μ		12.42	4.79	12.6	12.9	15.9	11.72	10.89	7.17	16.5	14.71	14.8	15.16	13.93							
% of 5 \cdot 0 μ		0.98	0.71	1.1	1.1	1.2	0.68	0.51	0.33	1.1	0.69	0.5	0.74	0.67							
ϕ %		-3.88	-6.00	-2.13	-2.24	-1.28	-4.69	-2.10	-5.53	-2.88	-3.30	-3.92	-1.47	-3.51							
		14.72	64.00	4.37	4.72	2.42	25.81	4.28	46.20 ₁	7.36	9.84	15.13	2.77	11.39							
$\sigma\phi$		2.94	4.17	2.34	2.82	1.39	3.81	2.42	5.21	3.43	3.09	4.02	1.50	2.86							
weight %		40.5	52.1	32.8	31.4	22.0	46.9	33.0	55.0	18.2	24.6	22.4	15.5	20.8							
ϕ %		1.86	1.98	1.83	1.82	1.95	1.72	1.60	1.39	1.96	2.16	2.14	2.15	2.26							
		0.27	0.25	0.28	0.28	0.25	0.30 ₁	0.32	0.38	0.25	0.22	0.22	0.22	0.20 ₄							
$\sigma\phi$		1.55	1.70	1.65	1.55	1.44	1.81	1.65	1.64	1.68	1.50	1.47	1.45	1.33							
weight %		47.8	38.7	5.87	56.8	63.7	38.1	57.5	42.2	74.0	69.0	72.3	78.5	74.2							
ϕ %		4.60	3.62	5.28	4.94	4.05	3.14	4.15	4.80	5.46	5.30	5.48	5.44	5.73							
		0.041	0.081	0.025	0.032	0.060	0.11	0.056	0.035	0.022	0.025	0.022	0.023	0.018							
$\sigma\phi$		2.23	2.83	2.00	2.06	2.89	2.54	2.17	1.39	2.03	1.44	1.65	1.93	1.73							
weight %		11.7	9.2	8.5	11.8	14.3	15.0	9.5	2.8	7.8	6.1	5.3	6.0	5.0							

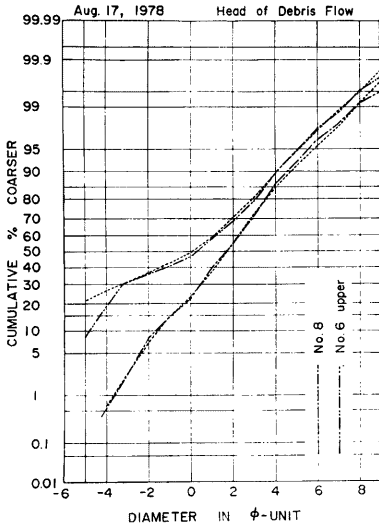
location ϕ % : ϕ median diameter $M\phi$: ϕ mean diameter $\sigma\phi$: ϕ deviation $\alpha\phi$: ϕ skewness
 1 : No. 1 upper R. 2 : No. 1 upper C. 3 : dam No. 8 L. 4 : No. 6 upper R.



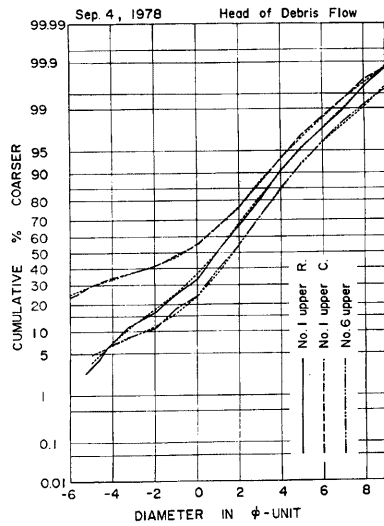
(a)



(b)



(c)



(d)

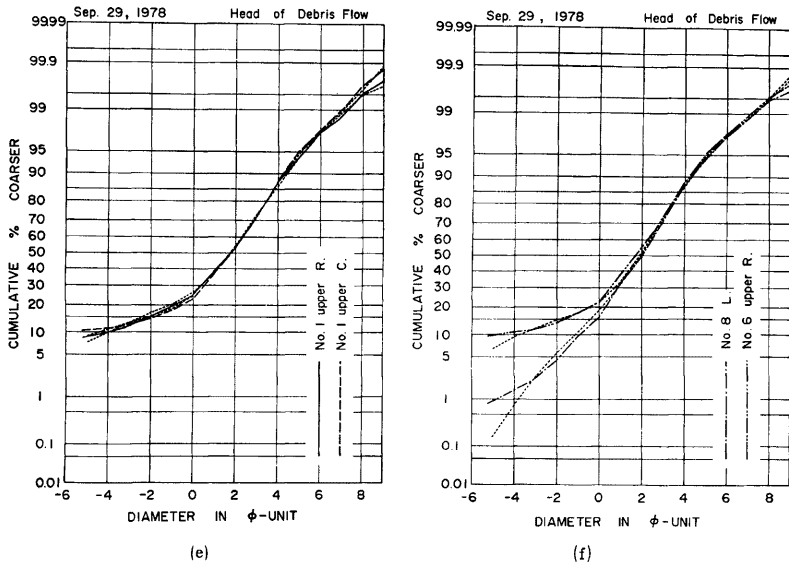


Fig. 19. Cumulative curves of particle size distribution of samples trapped with debris samplers.

線等で、また母集団の合成曲線を破線で示した。Table 3 に示す a, b, c の母集団の ϕ_{50} の値と、 ϕ_{50} の標準偏差とを検討してみたところ、これら三つの母集団はおよそ95%の確率で互いに別のものとみなせることがわかった。したがって、土石流の流動中の淘汰を無視すれば、素材を構成する粒度母集団として、このような三つの母集団を想定することが妥当と言えよう。しかし、実際には、これらの粒度特性は、土石流のもともとの素材と土石流の流動のプロセスの結果の両方を反映したものである可能性もあり、母集団構成などの粒度特性を明らかにするためにはもっと多くのデータを蓄積する必要がある。

(3) 溪岸地盤の振動

土石流の先頭部には多量の巨大な石礫が含まれていて、流動中にこれらが互いに衝突したり、あるいは溪床にぶつかって大きな振動を発生するため、溪床や溪岸の地盤が激しく振動し、土層の内部摩擦角や粘着力を減少させて、土石流の流動が維持あるいは促進されることが予想される⁹⁾。いっぽう、この振動の特性を詳しく解明できれば、自然地震などの他の振動と区別して、振動を把えることによって、土石流の発生をモニターすることが技術的に可能になると考えられ、前年から新たに埋設型の地震計を設置して本格的な観測を開始した⁴⁾。

さて、本年は土石流 No. 2, 3, 4 について、いくつかの観測ミスはあったものの、ある程度のデータを得ることができた。Fig. 20 には、振動の加速度が土石流の流下につれてどのように変化したかを下段に、また、その周波数スペクトル解析を経て現われる卓越周波数の変化を上段に示した。ここで、まず振動の加速度の値を検討すると、土石流 No. 2 のときはかなり大きな振動で、測定が途中で中断しているが、距離が120m離れた地点に土石流が到達した時に既に最大 1 gal 近い加速度を記録した。'76年の同程度の規模の土石流についての記録を外挿して比較すると、この土石流 No. 2 のときも、先頭部が測点に最も近づいた時には、100gal のオーダーの強い地盤振動が存在していたと推定される。

つぎに、振動加速度の周波数スペクトル解析を行ない、周波数特性の時間的変化を調べた。その結果、だ

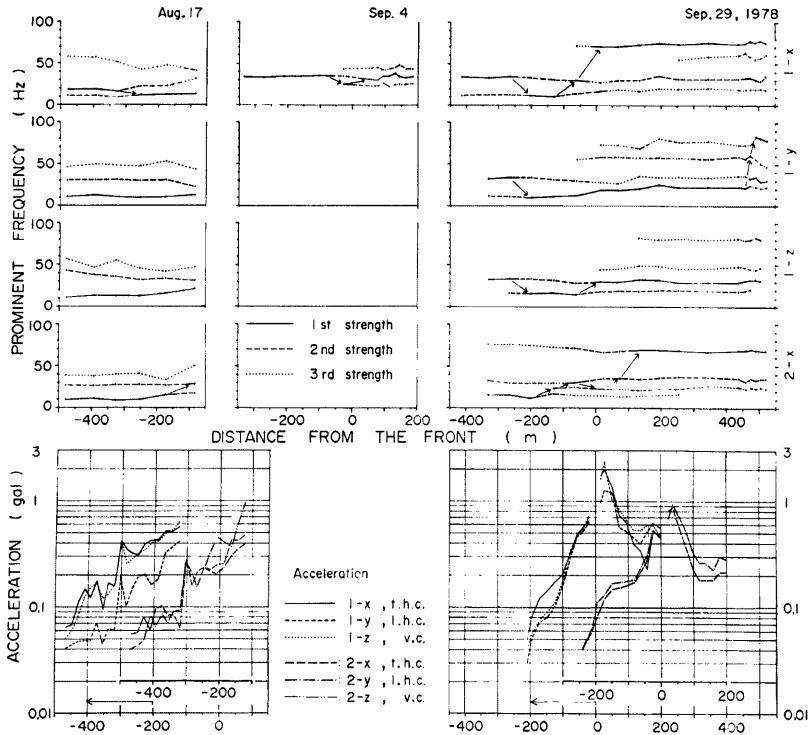


Fig. 20. Time change in the acceleration of ground vibration and shifting of its prominent frequency rearranged as a function of the distance from the head of the debris flow.

いたいどの時点にも卓越周波数が2~4ヶ存在し、これらの卓越周波数の大きさが相対的に変化していることがわかった。これらをそれぞれ第1, 第2, 第3強度の卓越周波数として Fig. 20 の上段に示した。このうち、第1強度の推移に着目すると、土石流が測点に近づきつつあるうちは、これが10~30 Hzの範囲にあるが、先頭部の通過時に急に大きな周波数帯に移行していき、その後60~80 Hzに分布するようになる。すなわち、土石流先頭部が震動源となって生ずる地盤振動は主として10~30 Hzの範囲に卓越周波数が存在し、後続泥流が震動源となっているものは60~80 Hzに卓越周波数が存在してこのような卓越周波数の強度の推移が生ずるものと考えられる。

さて、つぎに Fig. 21 に示すように、振動計を埋設した測線の溪床の三ヶ所にブロックを柱状に10個重ねて埋設しておき、土石流の発生の後に掘り返して侵食と堆積およびブロックの流出・移動の状態を調べ、その後、再度ブロックを埋め直すという作業を繰り返した。その結果、この図からわかるように、9月4日の土石流は、中心Cおよび左岸寄Lにおいてかなりの堆積を生じさせたが、9月29日の土石流は、一旦、一~三個のブロックぶんに相当する土層(厚み10~30cm)を侵食し、その後また土砂の堆積したことがわかる。この現象には、振動による土層の流動化と土石流の剪断応力による直接的な侵食作用が互いに複合した形で関与していると考えられ、これら二者の効果の解明は今後のデータの集積と解析にゆだねたい。

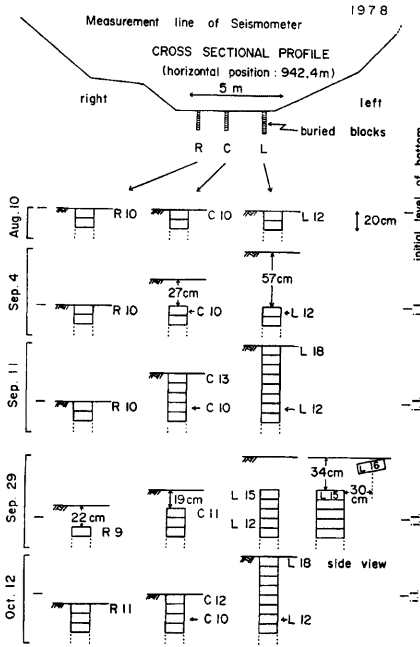


Fig. 21. Erosion and deposition brought about by debris flow at the valley bed as revealed by the column of building blocks buried in the channel floor.

3.4 溪床の地形変動特性

(1) 溪床縦断面の変動

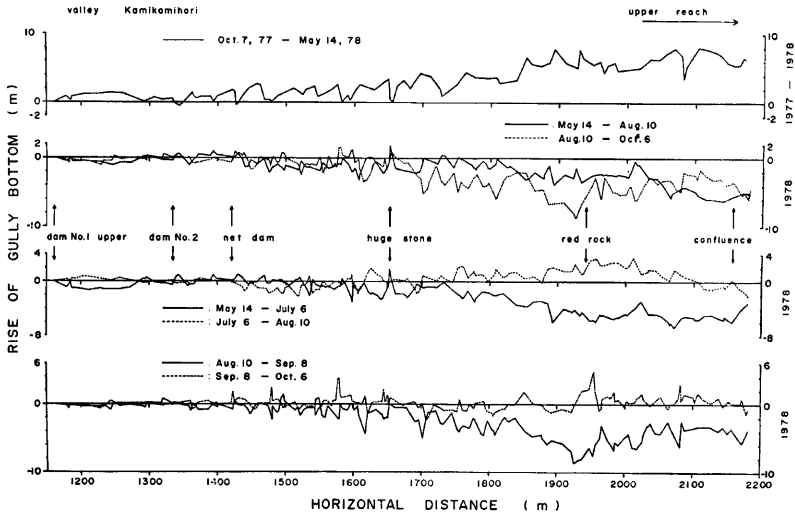
Fig. 22—1 は、1977年の10月と1978年における5回の都合6回の溪床縦断水準測量のデータをもとに、横軸の水平距離で示す上々掘沢の上流域について、それぞれの期間に生じた溪床地盤高の昇降を表わしている。

前年の調査では、観測期間のうちの前期と後期に生じた昇降を表わす二つのグラフが、土石流の非発生年では昇降量0を意味する横軸を軸としてほぼ対称となるが、土石流の発生年では対称とはならず、そのかわり、二つのグラフの中心をとって連ねたグラフが、その年の主として土石流による侵食と堆積の効果を反映するものであることを指摘した⁴⁾。土石流が頻発した点では、本年は1976年の土石流発生年のケースとよく似ており、この図の2段目を見ると、前期と後期の変動のグラフはやはり対称にはなっていない。また、個々の測点について、昇降量のプラス・マイナスの傾向の生ずる基本的なプロセスの解釈は前報¹⁾で検討したとおりである。ただ、1976年の場合には、比較的大規模な土石流の発生が前期にも後期にもそれぞれ一回ずつあって、土石流による堆積と侵食の効果が二つのグラフのそれぞれに含まれているため、二本のグラフがかなり頻繁に交叉しているが、本年の

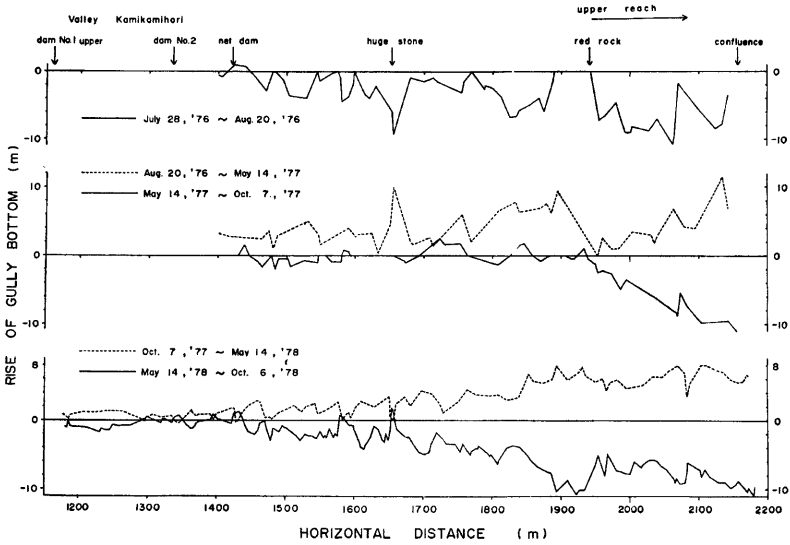
場合、大規模な土石流は後期にのみ発生し、2段目を見れば、破線のほうにのみ、土石流の影響が及んでいる、二つのグラフの交叉回数の少ないことがわかる。

さて、土石流の発生・非発生の状態が、一期間毎の昇降量を表わすグラフの、全体の傾向にどのように効いているかを見るためには、下二段に示した更に短い期間の昇降量のグラフを検討すればよい。すなわち、まず5月頃は、溪床の堆積物はその大半が残雪であり、土砂にあまり充分覆われていない部分は融解が早く進行していく。また、6月下旬には、かなり大きな長雨が当たったため、残雪の融解は更に促進されたが、その一方、溪岸からの小規模による土砂の供給も進行したと考えられる。下から2段目の実線のグラフは、このような要素のうち、残雪の融解量が極めて卓越していたことを示すものであり、結果的に、最上段の主として冬の積雪の量を反映した実線のグラフと比較的対称性が良くなっている。

つぎに、7月9日には、小規模な土石流が発生したが、直後の踏査の結果、溪床をあまり侵食した形跡は見られず、逆に、部分的な堆積域を幾つか作っていた。これに加え、溪岸からの土砂の供給が卓越したため、下から2段目の破線は、比較的上昇傾向を示すこととなったのであろう。そして、8月17日には大規模な土石流が、9月4日には中規模な土石流が発生した結果、再び、下段の実線のように、溪岸の侵食傾向が大きく卓越し、特に上流域を中心に大きく降下していることが、最下段の実線によく表われており、先の3.3節の(1)aで述べたように、これらの土石流の成長拡大は主に水平距離が1600mより上流において生じたことをうかがわせる。そして、最後の期間では、9月29日に中規模な土石流が発生してはいるが、それほど大き



22-1



22-2

Fig. 22. Ascent and descent of valley bottom height.

な侵食は起こらず、また、残雪も既に大半が融け尽くしてしまっているため、部分的に溪岸からの土砂の供給の多いところで、堆積傾向が卓越する結果となったことを示している。ただ、程度は小さいが、侵食の傾向は水平距離が 1700m より上流において見られることから、土石流 No. 4 が成長拡大したとすれば、このあたりであったと考えられる。

さて、Fig. 22-2 には、期間の選び方を変え、過去三年間にわたる観測期間を夏期と冬期に分け、各々の期間に生じた昇降をグラフにした。まず、3 段目では、冬期に溪床に堆積した積雪と土砂石のために溪床は破線で示すように上昇するが、つづく夏期には、溪岸からの土砂の供給を受けても、本格的な土石流などの諸プロセスのために、前述の残雪はほとんど融解し、さらに堆積土砂も持ち去られたため、溪床の降下が進行し、これがちょうど破線とほぼ対称になるような変動が生じたことを示している。ところが、2 段目では、この年は本格的な土石流の発生が無かったこともあって、夏期の溪床の降下の傾向は少なく、上述の対称性はあまり見られない。

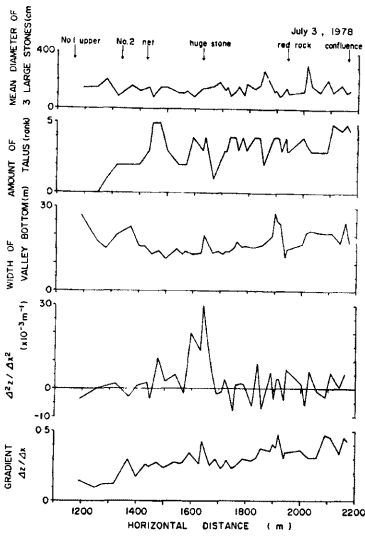
ところで前報⁴⁾と今回の昇降のデータについて、それぞれの期間に対応する溪床勾配の値との相関を検討した結果、'77年 8月10～10月7日では正の相関が、'78年 5月14～7月6日、5月14日～8月10日、8月10日～9月8日、5月14日～10月6日の4回については負のかなり良い相関のあることがわかった。ただし、この関係は、溪床の勾配の増大する上流ほど昇降量が一般に大きくなる現象と対応している。すなわち、これらの時期には沢の上流ほど昇降量が大きくなって、堆積あるいは侵食傾向が卓越したことを示し、土石流の発生が無く、残雪の融解量も少なくてしかも溪岸から土砂供給が多かったか、あるいは、本格的な土石流が発生し、融雪もよく進行した場合かのどちらかの現象が卓越していたことを意味する。反対に、これら以外の相関の低いケースでは、これら二つの現象のうちどちらも卓越して生じていなかったことと対応している。

(2) 溪床の堆積状態

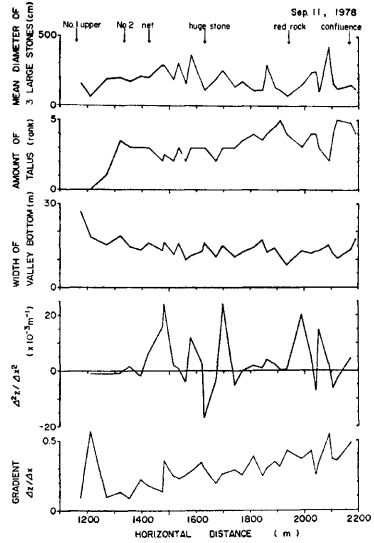
土石流が発生・流下する上流域について、その溪床の微地形や堆積の状態を調べるため、前年は主として溪床の写真撮影による予備的な調査を実施し、堆積状態諸量を比較検討した。その結果、これらには溪床における水理学的な侵食過程の効果が反映しているとして、そこに生じているプロセスを定性的に解釈した。

そこで、本年は、溪床の堆積状態の季節的な変動をも明らかにするため、同種の調査を3回実施した。溪床の写真は3回分で合計約300枚撮影し、これらのうち、被写域の重複を避けて約150枚を選び出し、これらを溪床縦断に沿う40～50測点に対応させた。前年と同様、データには読みとる地点のカメラからの遠近による長さの補正を加えて、① 10cm 以上の各石礫の平均径、側壁脚部の崖錐の量（体積）のランク、③ 溪床最深点から高さ 3m のところの溪床幅を判読し、これらと、縦断水準測量から求めたそれぞれの時期の④ 溪床縦断の勾配などと対比した。Fig. 23 はこのようにして得られたもので、横軸は Fig. 22 と同じく測点の位置を水平距離で示す。これらの図の上から1段目は、最も大きなほうから三個の石の直径の平均 D_m で、とくに粗い石の分布の傾向を示している。2段目は、前報⁴⁾で定義した崖錐状堆積土砂の体積の相対的なランク V_i である。3段目は溪床幅 B を示す。4段目は溪床勾配の変化率 $(\Delta z / \Delta x)^2$ 、地盤高 z の水平距離 x に関する二階微分と呼ばれるべき値を示す。これは、約 10m 毎に二点間の勾配の変化量を求め、これを二点間の距離で除したものである。したがって、この量は 10m のオーダーの溪床の凹凸の程度を表わすもので、プラスは溪床の形状がその付近で凹であり、マイナスは凸であることを意味している。最下段は溪床勾配 $(\Delta z / \Delta x)$ である。

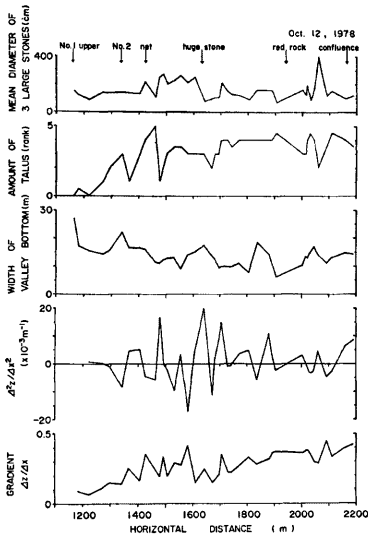
さて、どのグラフも程度の差はあれ、水平距離に依存した（すなわち縦断方向の）部分的なトレンド（ここでは時間的な意味ではなく、場所的なものを指す）や、全体的なトレンド（系統的な変化）があり、このトレンドの上に上述の凹凸（局所的な変化）が重ね合わされたような形をとっている。従って、トレンドを差し引かないで各状態量間の相関係数をとってみても、相関係数 γ が 0.2～0.6 程度でしかない。これら諸量のうちで、トレンドを差し引いて比較して相関の良さそうなものとしては、① D_m と V_i との負の相関、② 20～50m 上流の $\Delta z / \Delta x$ の値と D_m あるいは B との間の正の相関などがあげられる。また、時期的には、



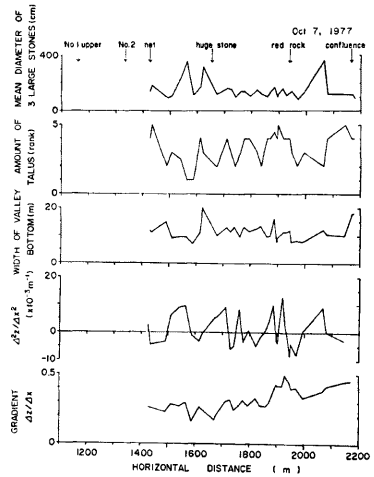
(1)



(2)



(3)



(4)

Fig. 23. Characteristics of valley bed along longitudinal profile.

77年10月の場合に最も相関の良いことが、相関係数の比較から結論される。これらの関係の、現場において意味するプロセスの解釈については前報⁴⁾に記したとおりである。

ここで、水平距離 x (x の 0 は扇端付近、途中の堰堤群を不動点として上流向きにとる) に依存した系統的な変化について例をあげて補足する。Fig. 25 は、上段に前述の勾配変化率を、下段に溪床勾配を示す。溪床勾配は、どの時期でも上流ほど大きく、そのトレンドの様子は、直線近似より指数曲線近似のほうがよく合う。そこで、トレンドの近似曲線として $Dz/Dx = ke^{ax}$ なる形のものを仮定して、この式の k, a 二つの定数の値を最小自乗法で求め、この近似曲線からの勾配の偏差をプロットしたのが中段のグラフであり、これは、勾配について、そのトレンドを差し引いた局所的な変化を表わすことになる。

さて、Fig. 24 は、Fig. 23 に示した測点毎のデータを 50m 区間毎の値に整理し直して、それぞれの時期の溪床の堆積状態を示す。上から2段目、3段目は Fig. 26 から求めた溪床に堆積する石礫の中央粒径を示す。Fig. 26 には、対象区域を水平距離 50m 区間毎に区切り、その中に分布する径 10cm 以上 200cm 以下の石礫のそれぞれの平均径を35ミリ写真から拡大率の補正を行なって読みとり、粒径別の頻度分布から、おのおのの石礫がその平均径を直径とする球体であると仮定して重量累加曲線を求めてこれを示した。対象区域全体での同種の分布曲線は Fig. 27 に示すが、ここでは平均径が 10cm 以上 300cm 以下の石礫についてデータを整理してある。Fig. 27 を見ると観測期間の初期には比較的小きな粒径の石礫も多量に存在しているが、その後2回の土石流が発生・流下して、これらの比較的小きな粒径の石礫が大量に下流へ持ち去られた。さらにその後、溪岸から土砂礫が供給されて、初期の状態に比較的速やかに戻ったことを示している。

ところで、先の Fig. 24 に戻り、図中に示された諸量の時間的な変化に着目する。ここでは Fig. 22 を検討したときと同様、それぞれの期間における土石流の発生状況を念頭に置く必要がある。まず、上から2段目および3段目に着目すると、Fig. 27 で指摘した事実が石礫の中央粒径の大小にも反映して、対象区域の

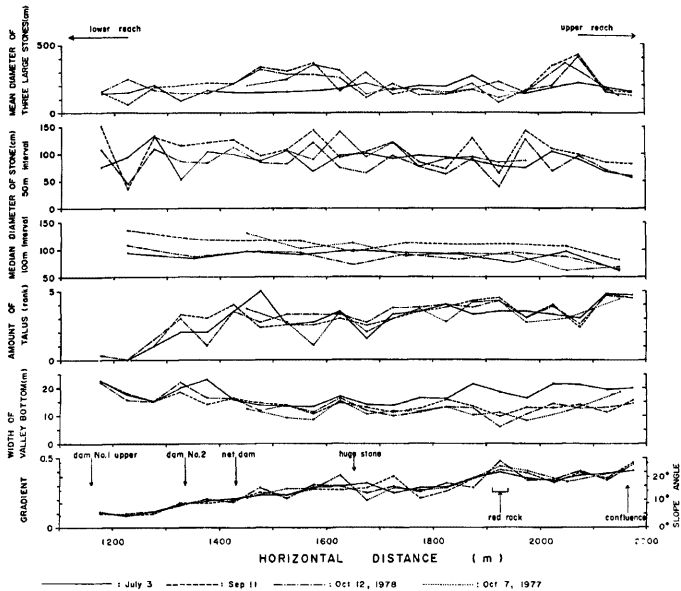


Fig. 24. Characteristics of valley bed in 50 meter interval along longitudinal profile.

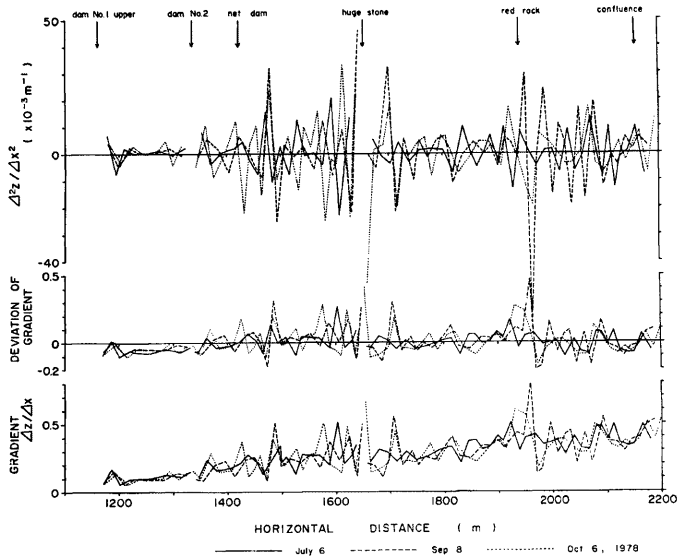


Fig. 25. Gradient of the channel bed (bottom), deviation of gradient from the general trend (middle) and derivative of the gradient (top).

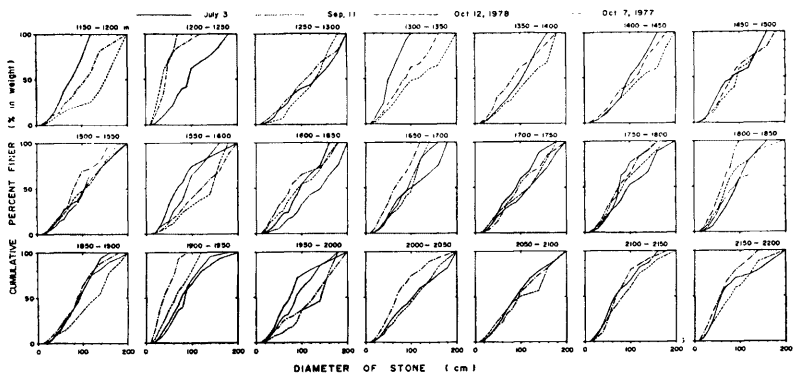


Fig. 26. Seasonal change in size distribution of debris (in the range of 10~200cm) on the valley bottom over 50 meter interval in the horizontal direction.

ほぼ全域にわたって一様に成立していることがわかる。また1段目に着目すると、とくに大きな石が、初期には溪床堆積物の表面にはあまり存在していない。これは、大きな石がもっと粒径の小さな土砂礫や残雪の堆積の中に埋もれていたためなのか、あるいは溪岸からまだ供給されていなかったのか、のどちらかであることを意味する。ところが、前年の10月の点線で示されたグラフを見ると、かなり大きな石が随所に分布している。したがって、明らかに前者の状態にあったことがわかる。つぎに、4段目の図を見る場合に注意す

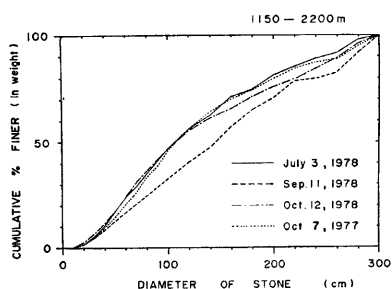


Fig. 27. Seasonal change in size distribution of debris (in the range of 10~300cm) over the whole section of the upper reach.

3.5 扇状地における土石流の流動・停止と微地形変動の特性

まえがきで述べたような扇状地での研究の目的を達成するために本年度はまず観測手法の開発に重点をおいて2.1節で述べたような観測機器、観測基準点を Fig. 28 に示す位置に配置した。

(1) 土石流・土砂流の流動特性

従来より行なわれていたセンサー群による土石流先端の扇状地における減速・停止の経過の観測結果は Fig. 29 に示す通りである。図中の扇頂 (Fan Head, F. H. と略記) および自然堤防の末端付近 (いわゆる Intersection Point, I. P. と略記) に着目すると、この扇状地では F. H. 付近に遷緩点 (急に勾配のゆるくなる地点) は存在せず、土石流は I. P. の近くかややその下流付近で停止している。なお緩勾配領域での減速過程のデータからこの領域での見かけの動摩擦係数を算定することは可能であるが、センサー数がやや少なく正確な算定が困難なので、来年度以降、扇状地でのセンサーの数をふやした時点で解析をこころみたい。なおこの地域での土石流停止域の平均的な傾斜角は 3° 程度であり、多くの他地域で観察された従来の経験的事実とはほぼ一致している¹⁰⁾。

つぎに扇状地における映像記録については、はじめて組織的な観測を試み、過去の堆積物分布から前述の I. P. 点付近を中心にしてカメラ類を配置した。その結果、だいたい停止点に近いところでビデオカメラ (Photo. 6) による観察ができたが、ちょうど土石流先端が停止する瞬間や、その後の水の分離状況、土石の再移動の過程などについて刻明な観察・記録はできなかった。

しかしながら、8月17日発生の土石流について

べきことは、この崖錐のみかけの量には残雪の量が大きく関係しており、さらに、溪岸からの局所的な崩落による土砂礫の供給の進行状態がとくに大きく反映していることである。そして、5段目の図から、従来指摘している次のようなことが明らかになる。すなわち、観測期間の初期には、残雪や土砂礫が谷底に大量に堆積していて、谷底の横断形は、他の時期に比べると U 字形に近いが、本年のように土石流が幾度も発生・流下すると、底谷がだんだんと洗掘されて、その横断形が漸時 V 字形に移行し、対象区域のほぼ全域で溪床幅が減少して、この図に示されるようになると考えられる。

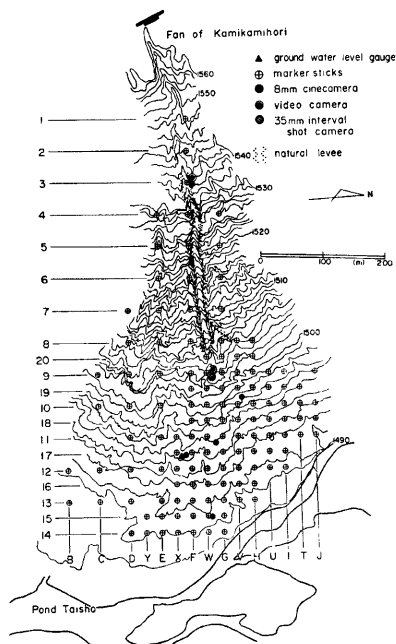


Fig. 28. Arrangement of observation instruments at the fan of the valley Kamikamihori.

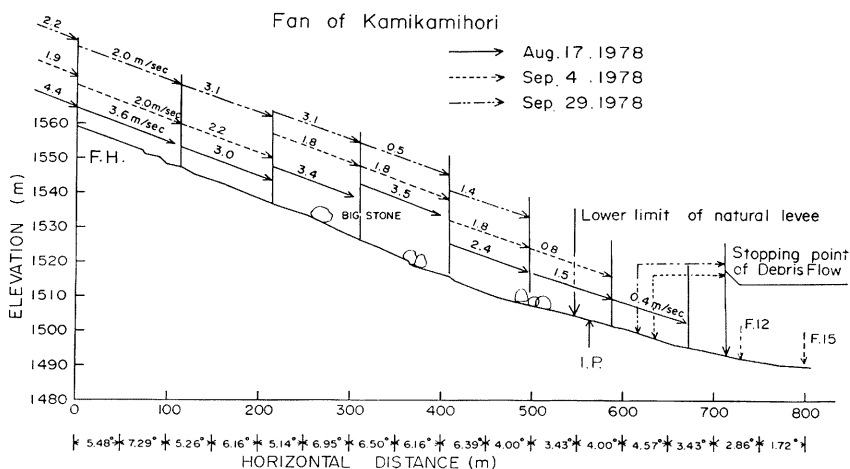


Fig. 29. Decreasing of frontal velocity of debris flow in the fan.

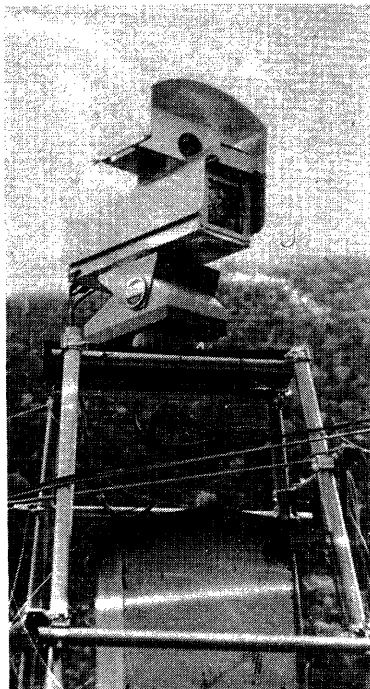


Photo. 6. Combination of video camera (lower part) and 35mm interval shot camera (upper part).

は、自然堤防末端に近づいて停止する直前における土石流の状態を観察・記録することに成功した。これによろといずれの地点でも中継小屋の前で従来観測されている動態とほとんど変わらず、集合運搬態をとる先頭部の後に、掃流形式で石礫の運ばれる状態が続き、最後に泥流が続く様子が観察された。また同じくビデオカメラによって掃流形式の「土砂流」(Photo. 7 参照) が何回も観察されたが I. P. 付近では径 15cm 程度の礫が多数掃流されていた。

(2) 扇状地における微地形変動

すでに述べたように、扇状地へ土石流・土砂流によって搬入される土石の分散・堆積と、扇状地の微地形特性との相互作用の究明は今回の調査の重要な課題である。

そこで Fig. 28 に示すようなメッシュ格子点に打設された鉄杭 (Photo. 8 参照, 長さ 100cm, 地中打ち込み深は約 50cm) を測定基準点として侵食や堆積の調査を実施した。そして杭が流亡、傾倒しても再測定ができるように鉄杭相互の位置および杭頂の高さを測定しておいた。なお土石流や土砂流あるいは大量の表流水が出現するときは、まず洗掘が生じてその後土石で埋めもどされることか予想されるので、その場合の最大洗掘深を調べるため、各鉄杭ごとに Photo. 8 に示されるようなツバ状の鉄製リング (外径 15cm 内径 6cm) をはめた。最初地表面においたリングは洗掘によって低下し、その後堆積が生じても位置が変わらないから土砂流出後に掘りおこ



Photo. 7. Sand flow running down along natural levee.



Photo. 8. Marker stick with a steel ring (on the ground surface).

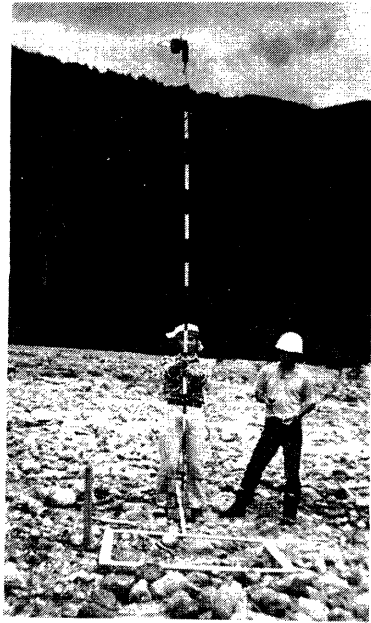
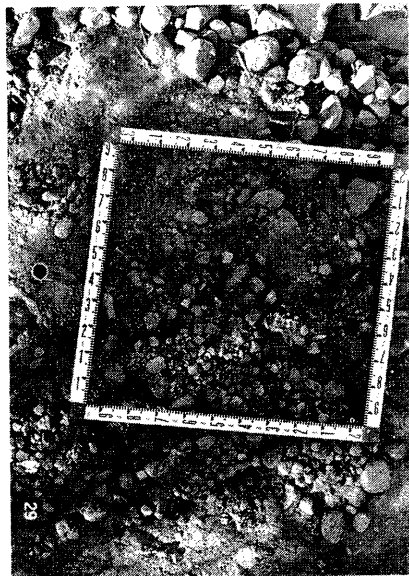
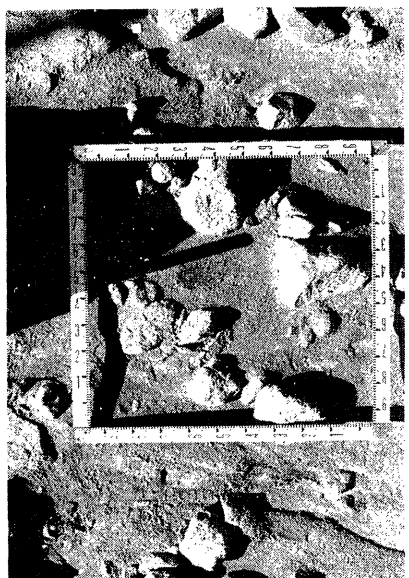


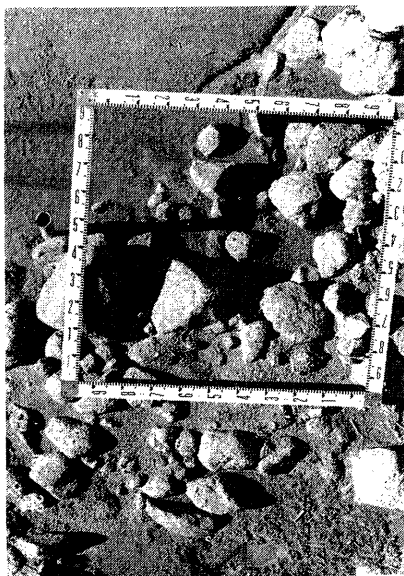
Photo. 9. Portable camera set for vertical photographing.



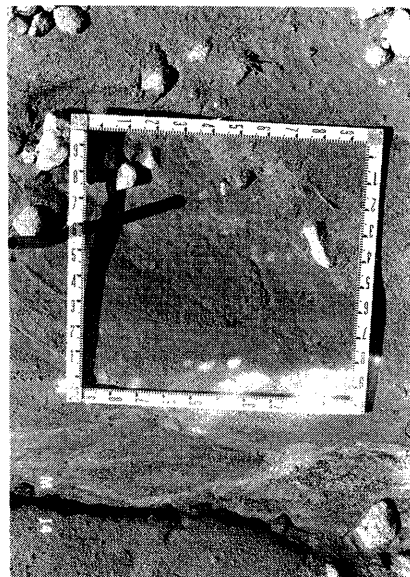
1: W-9 (Photographing position)



2: W-10



3: W-18



4: W-17

Photo. 10. Depositional state of debris recorded after debris flow with the camera set as shown in Photo. 9.

して、その地点における洗掘深を測定した。実際には土石流または顕著な土砂流が出現するたびに、各杭ごとに地表面の高さ及びリングの高さを杭頂を基準にして測定し、リングを再び地表面にセットした。また地表の微起状の変化をさらに詳しく調べるために、流れを横断する方向に数本の測線（鉄杭配置線に沿って）を設けて水準測量を数回くり返した。さらに地表の堆積状況を直接観察・記録するために、各杭の地点で **Photo. 9** に示すような携帯式垂直写真撮影セットを用いて地表面を撮影した。このような写真の例を **Photo. 10** に示してある。

本年度は下記のような土砂流、土石流が発生した前後に調査を行なった。

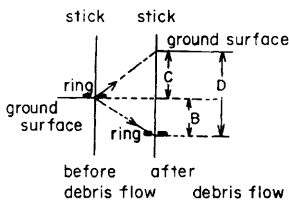
- 6月26日～27日 土砂流 (S. F. と略記)
- 7月9日 土石流 (小) (D. F. と略記)
- 8月17日 D. F. (大)
- 9月4日 D. F. (中)
- 9月29日 D. F. (中)
- 10月28日 S. F.

このような土石の流出にともなう、顕著な地盤高の変動を生じた地点についてその変動を時系列的に示すと **Fig. 30—(1)～(7)** のような結果が得られ、ところによっては一回の流出で最大数十センチメートル程度の侵食・堆積を生じている。

つぎにこの測定結果にもとずいて一回の土石の流出にともない地盤高が 5cm 以上変動した地域の面積、全域での平均侵食深、平均みかけ堆積深、平均堆積深、侵食容量、みかけ堆積容量、堆積容量、を求めた計算値を **Table. 4** に示す。ここで用いた侵食深、みかけ堆積深、堆積深の相互の関係については **Table. 4**

Table 4. Survey on erosion and deposition with fixed measurement sticks.

Date (1978)	A (m ²)	\bar{B} (cm)	\bar{C} (cm)	\bar{D} (cm)	E = A $\cdot\bar{B}$ (m ³)	F = A $\cdot\bar{C}$ (m ³)	G = A $\cdot\bar{D}$ (m ³)	G/E	F/E
6.28 ~ (S.F.) 7.21	18 750	6.74	2.15	8.89	1264	403	1667	1.34	0.32
8.17 (D.F.)	30000	1.35	4.02	5.37	404	1206	1610	3.39	2.99
9.4 (D.F.)	28125	1.16	2.98	4.14	327	838	1165	3.56	2.56
cf. 1300m ²									
9.29 (D.F.)	46875	1.14	1.26	2.40	534	591	1125	2.11	1.11
10.1 ~ (S.F.) 11.1	32500	2.01	0.59	2.60	653	191	844	1.21	0.29
6.28 ~ 11.1					3182	3229	6411		



- A area of the region with ground level change
- \bar{B} average of erosion depth
- B erosion depth
- \bar{C} average of apparent deposition depth
- C apparent deposition depth
- \bar{D} average of deposition depth
- D deposition depth
- E volume of eroded debris
- F apparent volume of deposited debris
- G volume of deposited debris

cf. Volume of debris passing through the Section of dam NO.6 during initial period 2min. of debris flow, which was calculated from observed discharge rate and water content.

の下に挿入した付図を参照されたい。これによると一般に堆積容量（土石搬入量）は土石流の方が土砂流より大きく、侵食容量は逆に土砂流の方が大きい。なお表中に cf. で記したように9月4日発生した土石流については、6号上流床面の通水断面で測られた流量と採泥罐採取試料の含水比から算出された土石の搬入容量と扇状地での堆積容量とがよく一致している。

つきに、土石の流出ごとに堆積域・侵食域（±5cm以上の変動のあった範囲）の分布を Fig. 31 に示してあるがこれによると土石流では自然堤防末端付近から土石の集合運搬態を保ったままの堆積が始まって顕著な堆積域が生じるが、土砂流では堆積域と侵食域が面的に混在して出現し、二つの流出形態の差異が明らかに認められる。

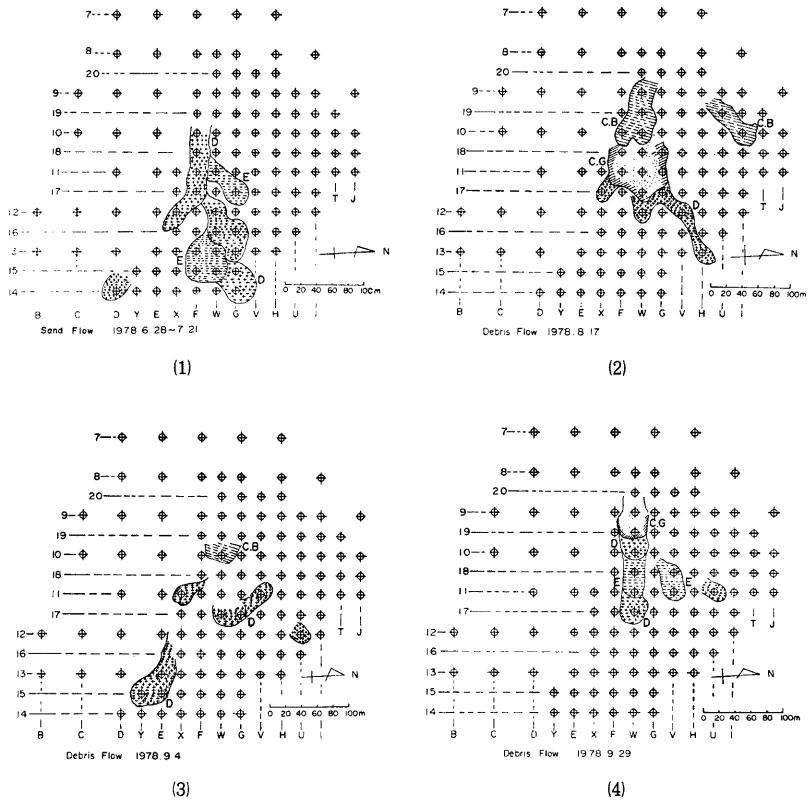


Fig. 31. Patterns of deposition and erosion by debris flow or sand flow.
 C. B.: collective deposit containing boulders ($d \geq 20\text{cm}$)
 C. G.: collective deposit containing cobbles ($20\text{cm} \geq d \geq 10\text{cm}$)
 D(++): depositional region (ground level rising $\geq 5\text{cm}$)
 E(--): erosional region (ground level lowering $\geq 5\text{cm}$)

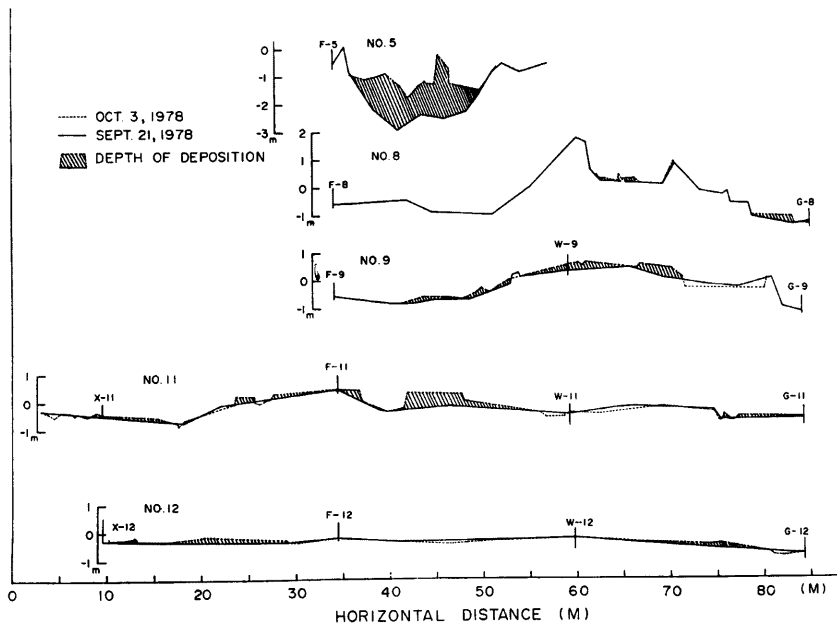


Fig. 32. Microtopographic change along transversal lines caused by debris flow on Sep. 29th.

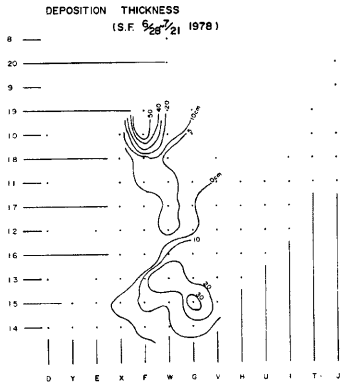
さらに9月29日の土石流発生前後の地表の微起伏の変化は Fig. 32 に示されている。これによると No. 5 の測線では自然堤防内に大きな岩塊群を含んだ大量の堆積があり, No. 8 では小さな岩屑群がわずかに堆積しているが, 左岸下方 G-8 付近にはこの測線より上流側で溢流した岩屑が堆積している。自然堤防末端より下流の測線 No. 9 では集合運搬態を保ったままの盛り上がり停止形態が見られ, No. 11 では同様な傾向に加えて中央に顕著な洗掘流路跡が見られる。測線 No. 12 では流水域の中央で侵食, 側方で堆積と全体的にみて平滑化が進み, 掃流による細流土砂の移動があったものと推察される。

なお Fig. 33 に示すような堆積深等値線図を描いてみると, 土石流ではまず集合的に厚い堆積層がつくられ, その後二次的に礫, 土砂が移動し, いっぽう土砂流では堆積域に隣接して侵食域が出現しているのが特徴的である。

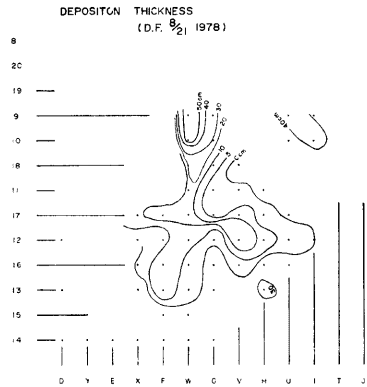
(3) 堆積物の粒度分布特性

扇状地を対象とした堆積物調査は次の二通りの方法で行なった。まず土砂を対象としては, 前述の固定杭付近で採取した試料をふるい分け法で粒度分析し, また粒径 3cm 以上の粒子を対象としては, 先の写真解析法を採用して粒度分析を行なった。各地点とも土石流, 土砂流の出現ごとに同地点で土砂の採取及び写真撮影を行なった。本年度発生した土石流の主な堆積場所である W のラインに沿う土砂採取個所の写真を Photo. 10-1~4 に示す。これらは8月17日の土石流を対象としたものである。

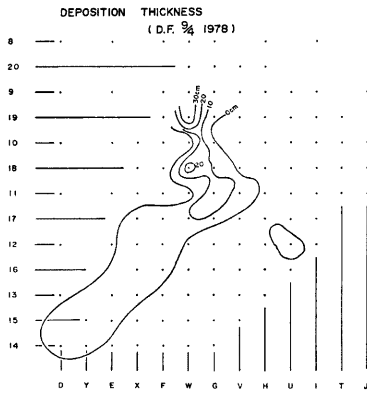
得られた粒度分析結果の一部を Fig. 34 と Fig. 35 に示してあるが, Fig. 34 は8月17日の土石流堆積の土砂を対象として篩による粒度分析の結果であり, また Fig. 35 は同じ土石流に対する写真解析法による分析結果の一例である。なお Fig. 35 の縦軸は重量パーセントではなく写真上に占める粒子の面積パーセントである。この表現は慣用的な重量パーセントによるものと異なるがとくに他の物理量との関連を検討するの



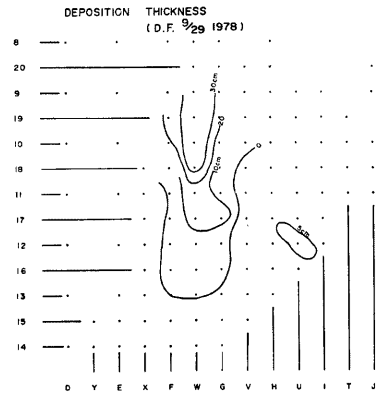
(1)



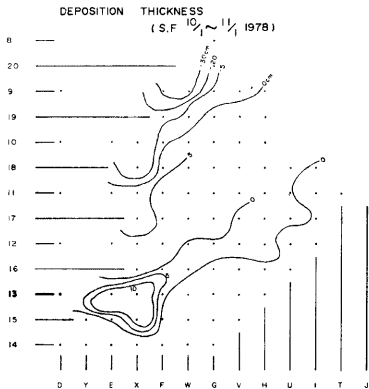
(2)



(3)



(4)



(5)

Fig. 33. Distribution of deposition thickness of debris (D. F.) or sand (S. F.) in cm.

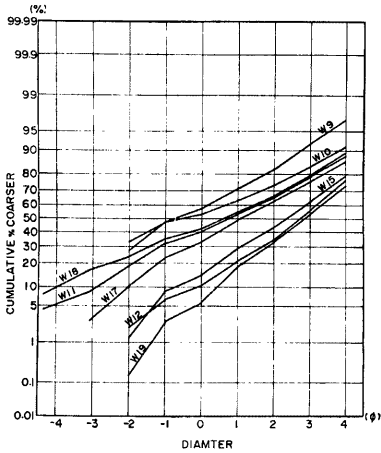


Fig. 34. Size distribution of debris deposit (Aug. 17th) measured with sieves ($-4 < \phi < 4$).

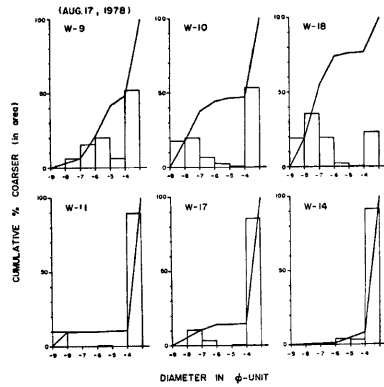


Fig. 35. Size distribution of debris deposit (Aug. 17th) measured by photographic method ($\phi < -4$).

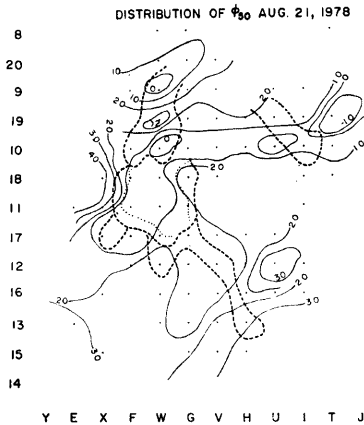


Fig. 36. Distribution of ϕ_{50} of debris deposit in the range ($-4 < \phi < 4$). Thick broken lines show the boundary of depositional region (Fig. 31-2)

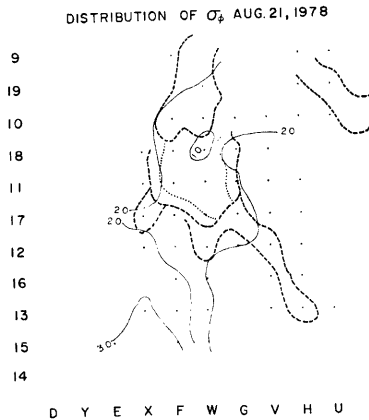


Fig. 37. Distribution of σ_{ϕ} of debris deposit.

に用いる意図がなく単に地表の堆積状況の特徴を表現する一つの目安として採用することは差し支えないと考える。さて Fig. 34 の結果から考察するとこの扇状地に流出してくる小粒子の堆積物は径 1mm ($\phi=0$ に相当)前後の土砂が他の粒径の土砂と比較して非常に少なく、この傾向は9月に発生した土石流の堆積物の分析結果からもうかがえるがその原因は明らかでない。次に前述の各定点杭付近でそれぞれの流出の出現のたびに採取した土砂の篩による粒度分析結果から、フェイスケールで表示した中央粒径 (ϕ_{50}) と淘汰度 ($\sigma_{\phi} = (\phi_{94} - \phi_{16}) / 2$) を読みとり等値線図を作成した。その内の二例を Fig. 36 と Fig. 37 に示す。これらから

土石流と土砂流による堆積物の区別、およびそれらの堆積物の粒度特性の流下距離による変動、あるいは土石流停止状態との相互関係の検討をこころみだが、あまりはっきりした結論は得られなかった。同図中に土石流の停止位置、±5cm以上の厚みで堆積または洗掘した地域の分布を描いてあるがそれらと比較しても、あまり良い相関があるとは考えられない。

つぎに、前述の各定点杭付近の写真解析法による粒度分析結果（計測面積は1m²）を用いて同じ目的で6月末の土砂流と8月17日の土石流を対象として解析した結果を Fig. 38 から Fig. 42 までに示す。Fig. 38 と Fig. 39 は8月17日の土石流の場合で、中央粒径（ ϕ_{50} ）の分布図（Fig. 38）と Fig. 37 の図中に書き入れてある土石流停止状態とを比較してみると、この等値線図は土石流の停止状態をよく表現していることが理解される。すなわち巨礫が停止しその後続く中礫、小礫が停止している状態がよく表現されており、さ

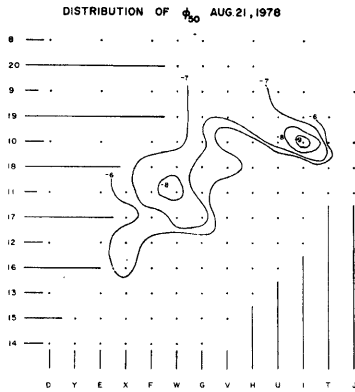


Fig. 38. Distribution of ϕ_{50} of debris deposit in the range ($\phi < -4$).

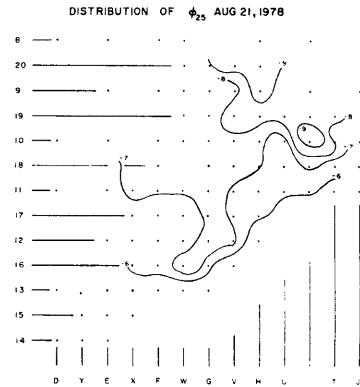


Fig. 39. Distribution of ϕ_{25} of debris deposit in the range ($\phi < -4$).

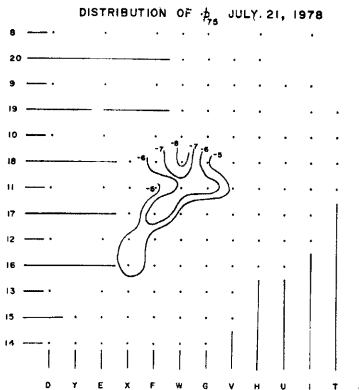


Fig. 40. Distribution of ϕ_{75} of debris deposit observed after sand flow in the range ($\phi < -4$).

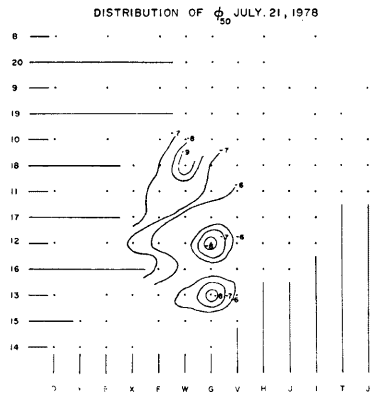


Fig. 41. Distribution of ϕ_{50} of debris deposit observed after sand flow.

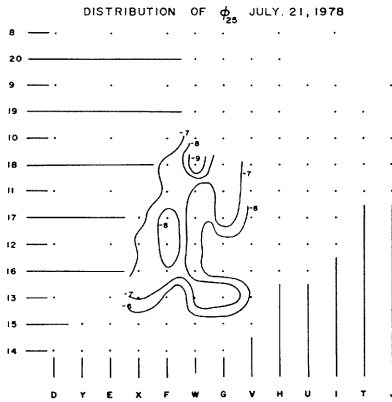


Fig. 42. Distribution of ϕ_{25} of debris deposit observed after sand flow.

しては ϕ_{50} 、土砂流に対しては ϕ_{75} の等値線がそれぞれの堆積の特性の表現にもっとも適しているという結果が一般的に適用できるかどうかについては、現段階の少数例にもとずいて判断すべきではなく、今後の検討をまたねばならない。

(4) 扇状地に関するその他の観測

前に述べた地下水位の測定は本年度は一地点にステップ式水位計（深さ 1m, 20ステップ）を観測期間末期に設置するにとどまり所期の成果は上がらなかった。しかし設置作業によって扇状地では水平的にも鉛直的にも堆積物の分布は不均一で一定した透水層の確認は難しいが平均的にはかなり透水しやすい地域であり、また晴天がつづく地下水位はかなり低下することが判った。

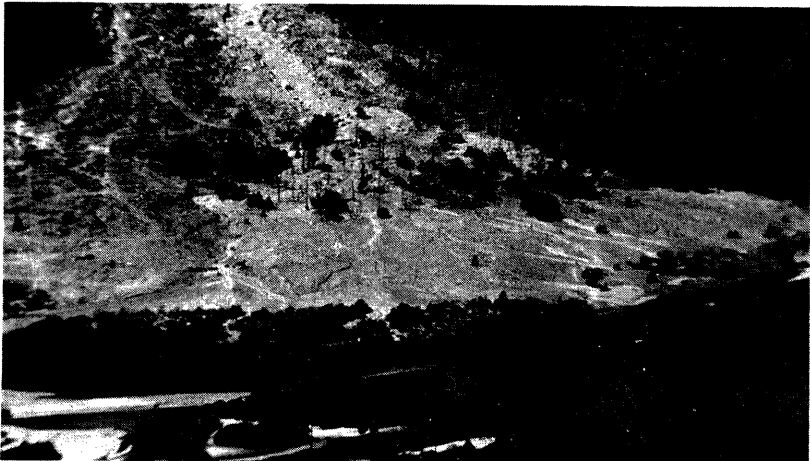


Photo. 11. Fan of Kamikamihori looked down from the upper reach of valley Kamisenjo.

らにこの土石流の停止状態を現地において直接観察した結果ともよく一致しているように思われる。またつぎに特に巨礫の分布に重点を置いて ϕ_{25} の等値線図を作図した結果が Fig. 39 である。この結果はこの扇状地に流出した過去何回かの土石流堆積物の重なり合った状態（とくに大きな岩屑は一度停止するとその後はなかなか再移動しないため）を表現しているものと考えられ、これは現地の観測結果と感覚的には一致しているように思われる。

つづいて同じ手法により 6 月末に発生した土砂流を対象として解析した結果が Fig. 40 から Fig. 42 である。土砂流の堆積特性を同様な方法で表現することの有効性を調べてみると ϕ_{75} の等値線 (Fig. 40) はかなりよく土砂の堆積実態 (Fig. 31) を反映しているが ϕ_{50} (Fig. 41) あるいは ϕ_{25} (Fig. 42) では意味ある結果は得られない。ただしこのような粒度分析写真解析法による結果の表現、例えば土石流に対

また対象扇状地を俯瞰してその微地形的特徴とその経時的変化を把握するために梓川対岸上千丈沢より5月15日、7月31日、8月21日、9月6日、10月1日の5回にわたって俯瞰撮影をくり返した。その一例をPhoto. 11に示す。しかし今年度は流出土石流の規模が小さく自然堤防下端付近を除いては直接写真で認識できるような地形変化は見出し難かった。ただしこのような記録はある年数を経て貴重な比較資料として利用できる場合が多いので、今後も定期的な撮影を実施したい。

4. ま と め

以上の各章で、1978年夏に焼岳上々堀沢において実施した観測の成果として、まず、土石流の発生条件と関わりの深い源流域の水文特性について、つぎに、渓流域における土石の堆積特性および土石流の流動特性について、さらに、扇状地における流動特性とそこにおける土石の堆積特性についてそれぞれ詳述したが、以下にこれらの要点を項目別に列挙する。

まず、源流域においては、①雨量ベクトルと風向風速の間に良い相関が見られ、降雨の空間分布に著しい局地性の起こることがある。②流出特性は強雨の場合と弱雨が長く続いた場合では異なり、後者では流出率が小さい。また、強雨が長く続くとある時点で流出率が急増する。③リルが卓越する斜面と草地斜面では流出率がかなり異なるらしいなどのことがわかった。つぎに渓流域においては、④流路屈曲部において土石流が偏流し、横断方向の水面勾配は土石流の先端流速によって大きく影響を受ける。⑤土石流の表面流速の実測値は、他の方法で求めた平均流速の計算値よりかなり大きく、このことから先頭部の流れのある特殊な構造が想定される。⑥土石流に伴う溪岸地盤の振動は、周波数特性の検討により、土石流の先頭集団からの振動と後続泥流からのものに分けられる。⑦溪床地盤高の昇降、溪床の堆積状態の季節的な変化および微地形要素の相関から、土石流の素材と土石流の流動の物理的なプロセスを解析することが可能である、などのことがわかった。そして扇状地においては、⑧映像観察によると、土石流先頭部の流動状態は減速域でも中流域における場合と本質的な差は無い。⑨土石流や土砂流によって生じた侵食と堆積の調査によると、前者では堆積現象が卓越し、後者では全体としては堆積的であるが局所的に侵食現象が顕著である。⑩堆積した石礫の級化特性の空間分布と、土砂流、土石流による侵食・堆積のパターンとの間にある程度の相関が見られるなどのことが明らかになった。

また、未解決の問題点と今後の課題として次のようなものがあげられ、既に進行中の1979年の観測計画の中で検討中である。すなわち ①源流域では大規模な土石流の発生するような強雨に対する流出データをさらに蓄積する ②上流域における土石流の流動過程をさらに詳細に調べる ③中流域では先頭部だけでなく、後続泥流に至るまでの土石流の材料組成を明らかにし、偏流などの流動形態の特徴をさらに詳しく調べるなどの点に、また扇状地では、④土石流が停止・堆積に至る過程で生じることが予想される脱水機構を明らかにする ⑤土砂礫の運搬形態の違いと侵食・堆積過程および堆積物の粒度特性の相互関連性をさらに明らかにするため、観測・調査の方法を検討する などの点に重点を置いて観測・調査を進めていきたい。

謝 辞

この研究を進めるにあたり多大の御援助をいただいた建設省松本砂防工事々務所の設楽所長をはじめ、調査課ならびに焼岳出張所の諸氏に深く感謝の意を表したい。

また、空間フィルタ流速計の設置と測定については、京都工芸繊維大学工業短大 板倉安正氏に、現地と資料整理の作業の一部については、京都府立大学農学研究院院生 小川清氏に、さらに京都大学山歩会の諸氏には野外作業で多大の御援助をいただいた。また資料解析の一部は防災科学資料センターの電子計算機を利用しておこなった。なお、当研究の一部は文部省科学研究費特別研究「土石流災害の防止、軽減法に関する研究」の中の分担課題「試験地における土石流の堆積過程に関する研究」として補助金の交付を受けて実施されたものである。

参 考 文 献

- 1) 土石流研究グループ：土石流の総合的観測 その1，京大防災研年報，第14号B，1971，pp.691-705.
- 2) 奥田節夫・諏訪 浩・仲野公章・横山康二：土石流の総合的観測 その2，京大防災研年報，第19号B-1，1976，pp.385-402.
- 3) 奥田節夫・諏訪 浩・奥西一夫・仲野公章・横山康二：土石流の総合的観測 その3，京大防災研年報，第20号B-1，1977，pp.237-263
- 4) 奥田節夫・諏訪 浩・奥西一夫・横山康二・仲野公章・小川恒一・浜名秀治：土石流の総合的観測 その4，京大防災研年報，第21号B-1，1978，pp.277~296.
- 5) 京大防災研究所：焼岳における土石流調査，建設省松本砂防工事事務所技術資料，No. 5，1975，pp.55~90，106-1~48.
- 6) 京大防災研究所：昭和51年度焼岳土石流調査報告，建設省松本砂防工事事務所技術資料，No. 7，1977，pp.11-72.
- 7) 京大防災研究所：昭和52年度焼岳土石流調査報告，建設省松本砂防工事事務所技術資料，No. 9，1978，pp.5-88.
- 8) 坂上 務：山岳降水量に関する研究，九州大学農学部学芸雑誌，第24巻第1号，1969，pp.29-113.
- 9) 金丸昭治・高棹琢馬：水文学，朝倉書店，1975.
- 10) 建設省河川局砂防課：土石流危険渓流および危険区域調査要領，1978，p.32.