

土石流の流動特性・材料特性と規模 — 焼岳上々堀沢の土石流 —

諏訪 浩・奥西 一夫

MOTION, DEBRIS SIZE AND SCALE OF DEBRIS FLOWS IN A VALLEY ON MOUNT YAKEDAKE, JAPAN

By *Hiroshi SUWA* and *Kazuo OKUNISHI*

Synopsis

Horizontal velocity profile, concentration of gravel and gravel-size distribution were obtained from the visual data of debris flow at the field observation site of the Kamikamihori valley on the eastern slope of Mount Yakedake, in order to make clear the flow characteristics and the size characteristics of the gravel in the flow. Three typical surface-velocity distribution, one with a plug flow transversely in the central part of the flow, the smooth distribution with a horizontal shear, and the highly turbulent one, were found in debris flows. The mobility factor, which was defined as the ratio of the surface velocity, to the friction velocity of the flow, was inversely correlative with the content of gravel. In case of a successive occurrence of debris flow surge, concentration of gravel in the frontal part of the surge had a tendency to decrease one after another. There was a close correlation between the size-distribution quantities of gravel and the flow scale, while the diameter of the largest boulder in each flow was nearly equal to its maximum flow depth.

ま え が き

土石流はその岩屑材料の粒度組成によって石礫型の土石流と泥流型、あるいはそれらの間の中間的なタイプに分類することができる。焼岳上々堀沢の土石流は、先頭部に着目すると、すべて石礫型の土石流である。しかし、後続部では石礫の濃度がだんだん減少して、泥流型の流れに移行してゆくのがふつうである。これと同じ流れの特性は他の観測地においても観察されており¹⁻³⁾、石礫型の土石流では共通している。しかし、発生地の異なる土石流の間では明らかに、また同一の沢に発生する場合でも、個々の土石流についてそれぞれのレオロジーの特徴や石礫の粒度を比べると、ある程度の多様性がみられる。

いっぽう、土石流の定常状態の流れを想定し、これをビンガム流動⁴⁾やダイラタント流動⁵⁾、あるいは粒子間で受け持たれる剪断応力と間隙流体の中で受け持たれる剪断応力の支配する流動^{6,7)}としてモデル化する研究報告が行われている。そこで、焼岳上々堀沢を流下する土石流の表面流速の分布を測定し、さらに土石流の流速に関する mobility を調べて、これらのモデルとの関連性や整合性を検討した。また、土石流の含む石礫材料の粒度特性と流れの規模との間にみられる規則性を整理した。

1. 1988年9月12日の土石流

筆者らは焼岳東斜面（長野県）の上々堀沢において建設省松本砂防工事事務所と共同で土石流の観測を実施してきた。1970年から1989年までにこの沢において土石流は63回発生し、そのうちの48例について、発生・流動・堆積に関する計測データを得ることができた。1989年の観測機器の配置状況を Fig. 1 に示す。標高 1900 m の合流点付近で発生する土石流の流動過程は標高 1580 m の観測点において集中的に計測してきた。この観測点付近の機器の配置状況を Fig. 2 に示す。

1988年9月11日から12日にかけて寒冷前線の通過に伴う強雨によって、Fig. 3 の矢印で示す時刻に土石流が3回発生した。Fig. 3 には源流域観測点の5分間雨量に加えて、溪床中の浸透水による宙水の観測結果とキネマティックウエーブ法⁸⁾を用いて降雨から計算した溪床での表面流の流量を示す。焼岳東斜面では山腹斜面が透水性の高い堆積物で構成されているので、ガリの谷底に通常は水流がみられない。そして降雨によって供給された水で予め溪床堆積土層の含水率が充分に上昇していれば、溪床堆積物の表層を除き堆積層が不飽和な状態であっても、強雨によって大流量の表面流が出現すると土石流が発生する⁹⁾。

Fig. 3 に示す3回の土石流のうち、11日に発生した規模の小さな土石流は標高 1630 m 地点で停止・堆積して、集中観測点まで到達しなかったため、その流動状態を計測することはできなかった。それから約6時間後に第2、第3の土石流が発生したが、それらは Fig. 4 に示すように大小8波の段波に分かれて流下した。これらの土石流のハイドログラフを Fig. 4 では10秒の時間分解能で示し、さらにその一部について、

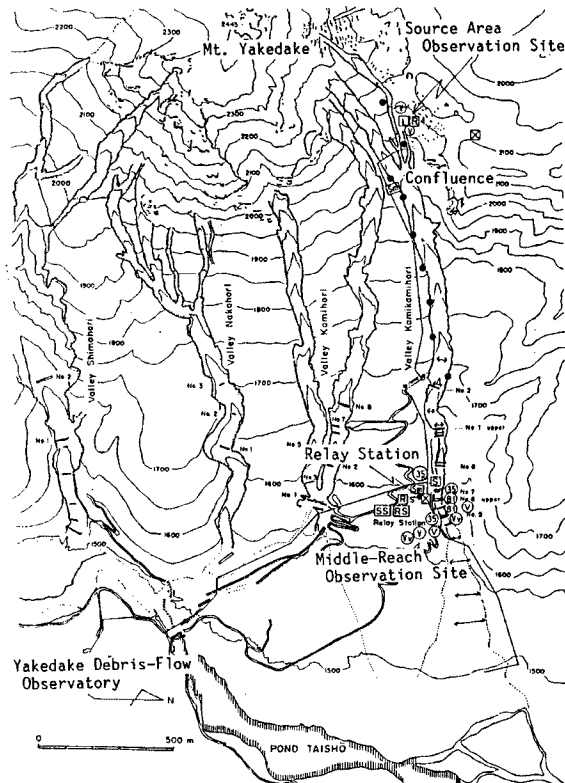


Fig. 1. Location of debris flow observation sites on the eastern slope of Mount Yakedake. R: rain gauge; L: ground water level gauge; SS: spatial filter speedometer; RS: radar (Doppler effect) speedometer; 35: 35 mm time lapse camera; V: video camera; S: seismometer; edge arrows: wire sensor for detecting debris-flow arrival.

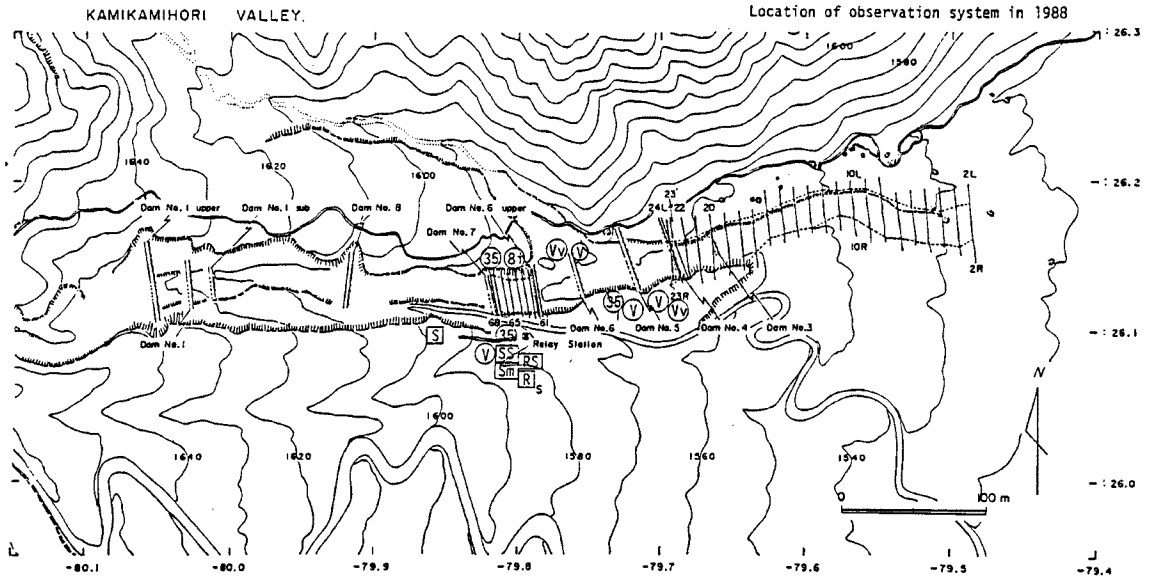


Fig. 2. Location of middle-reach observation site.

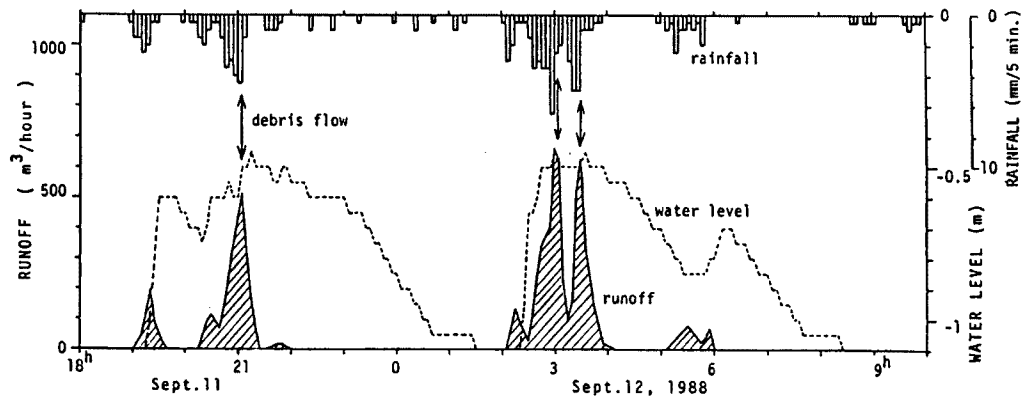


Fig. 3. Hydrologic conditions (5 minutes rainfall, water level in the gully bottom deposits on the impervious sheet⁹⁾ and calculated surface runoff) at the source-area observation site, and the occurrences of debris flow.

Fig. 5 に 1 秒の時間分解能で示す。これらの図において、表面流速は電磁波ドップラー流速計による計測値（角度補正済み）を、流動深はビデオ映像記録から判読した最大流動深を示す。さらに、表面流速の3/5を流れ断面の平均流速とし⁵⁾、ビデオ記録から求めた流積（流れの断面積）と平均流速との積を流量としている。

集中観測点では Fig. 6 に示す位置に俯瞰用のビデオカメラを用いている。このカメラの視野は図に示すとおりであり、土石流の部分幅についてデータを得ることができる。記録の一部を Photo. 1 に示す。土石流の流動深が変化すると、Fig. 6 から分かるように、カメラの視野は横断方向に移動するとともに、縮尺が変化する。これらの点に補正を加えながらビデオ映像記録中の物体の位置¹⁵⁾とスケールを判読することにより、土石流表面の石礫の粒度と濃度および流速を求めた。それぞれの時間断面で得た粒径 10 cm 以上の石礫の粒径加積曲線（面積で整理）から求めた粒度特性値と石礫の濃度（粒径 10 cm 以上の石礫が視野に占める面積率）を Fig. 5 に示す。これらの土石流ではその水量量のピーク値が流動深、流量、流速の順に出現している。すなわち、Fig. 5 はこの沢における従来の観測例¹⁰⁻¹²⁾と同様、土石流の流動特性に関する次のような

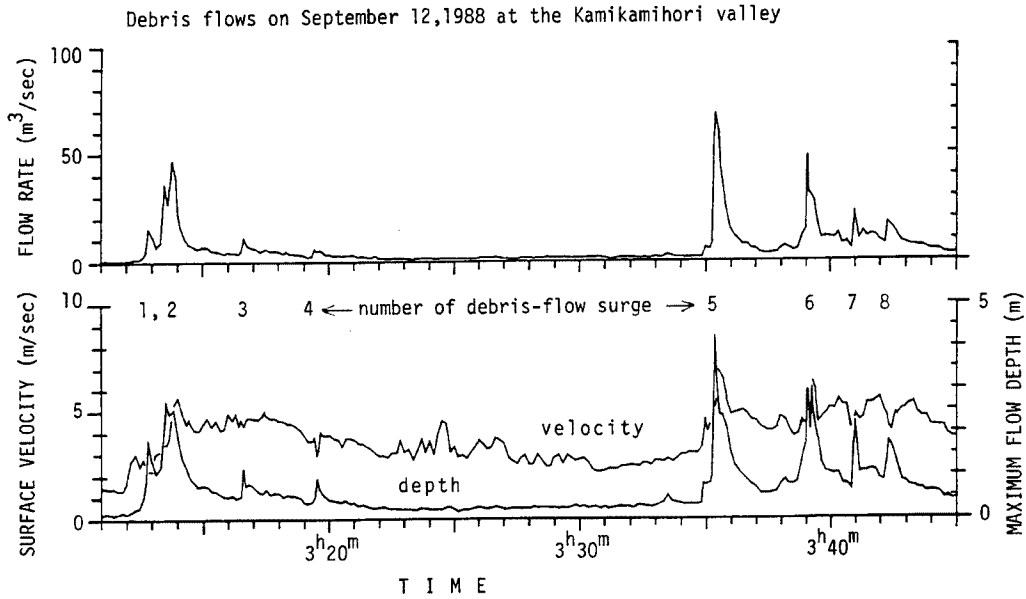


Fig. 4. Hydrograph of the Sept. 12, 1988 debris flows at the middle-reach observation site.

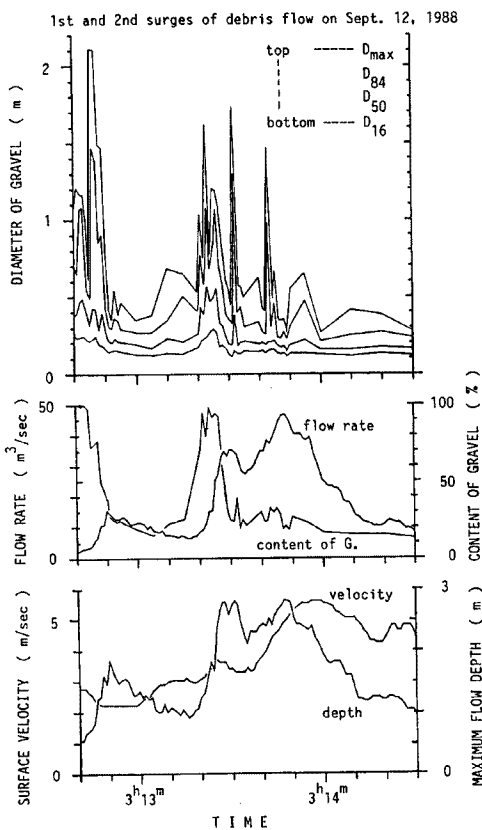


Fig. 5-1. Changes in the composition and the hydraulic quantities of the 1st and 2nd surges of the Sept. 12, 1988 debris flow.

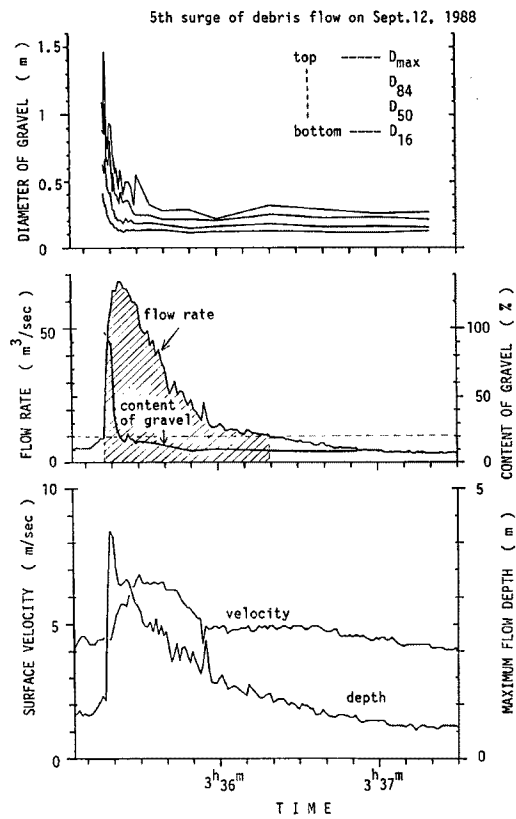


Fig. 5-2. Changes in the composition and the hydraulic quantities of the 5th surge of the Sept. 12, 1988 debris flow.

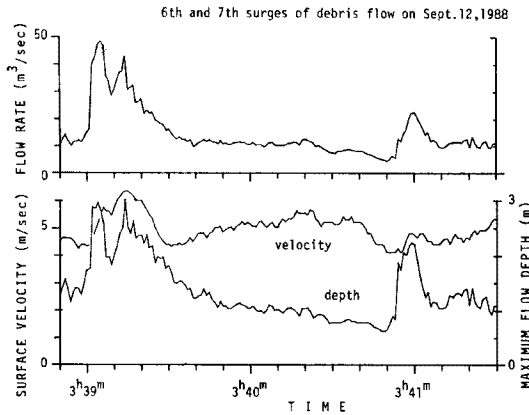


Fig. 5-3. Change in the hydraulic quantities of the 6th and 7th surges of the Sept. 12, 1988 debris flow.

特徴を表している。土石流先頭部のうち、先端から十数秒間の最先端部では大径礫を主体とする多量の石礫が集積して流動深の最大値はこの部分に出現するが、表面流速はやや小さめであり、それぞれの表面流速最大値の60%程度である。流動深の最大値が出現した部分の背後では石礫の濃度と粒度が急激に減少して流動深も減少する。しかしこの時、表面流速は増大してゆき、最大を記録したのち、漸減してゆく。このような傾向はほかの観測地においても石礫型の土石流について類似の特徴が報告されている^{1,2)}。石礫型の土石流においては、石礫が流れの先端へ集積するとともに、粒径の大きな石礫ほどより早く先端へ集中する傾向が顕著である^{11,12)}。このように石礫の集積が著しいため、石礫は相互に噛み合うような構造となり、内部摩擦と流路との境界での摩擦が増大して流動性が低下することになる。とくに土石流の先端近傍の表面では石礫の間隙に砂泥のマトリックスを欠く場合¹⁰⁾さえあるが、流動深の最大値が出現する辺りでは石礫の間隙をマトリックスが充填するようになり、さらに流れの後方にゆくにつれ、砂泥のマトリックス部分が増えて、マトリックスを主体とする流れとなり、その中に石礫が分散する構造を呈する。

2. 表面流速の空間分布と土石流のレオロジー

1988年9月12日の土石流のビデオ記録から表面流速の分布を判読した。集中観測点において、上流側の7

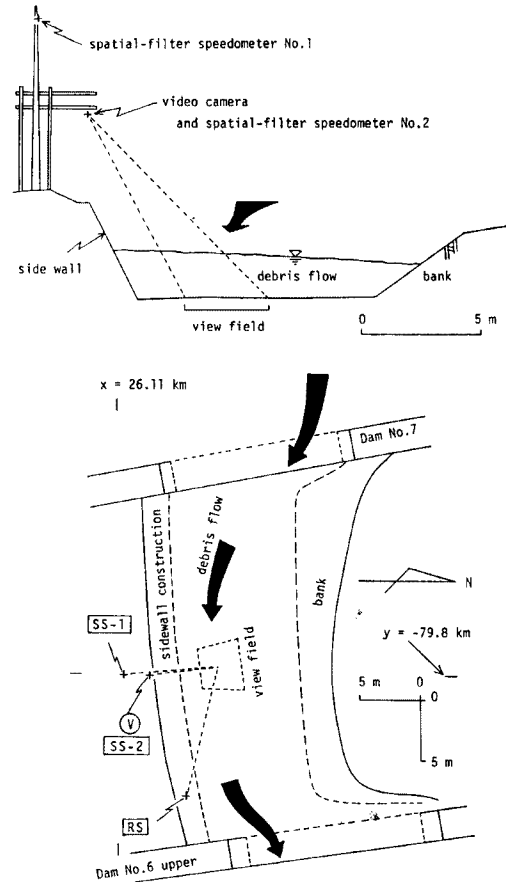


Fig. 6. Cross section (top) and plan (bottom) of the flow channel at the middle-reach observation site. View field of the video camera looking down the channel bottom is shown.

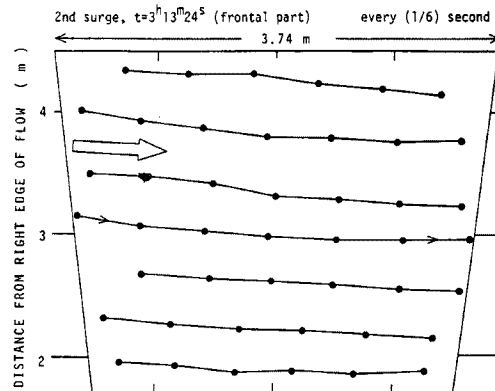


Fig. 7. An example of the trajectory of boulders, in the view field as shown in Fig. 6, on the surface of the 2nd surge of the Sept. 12, 1988 debris flow.

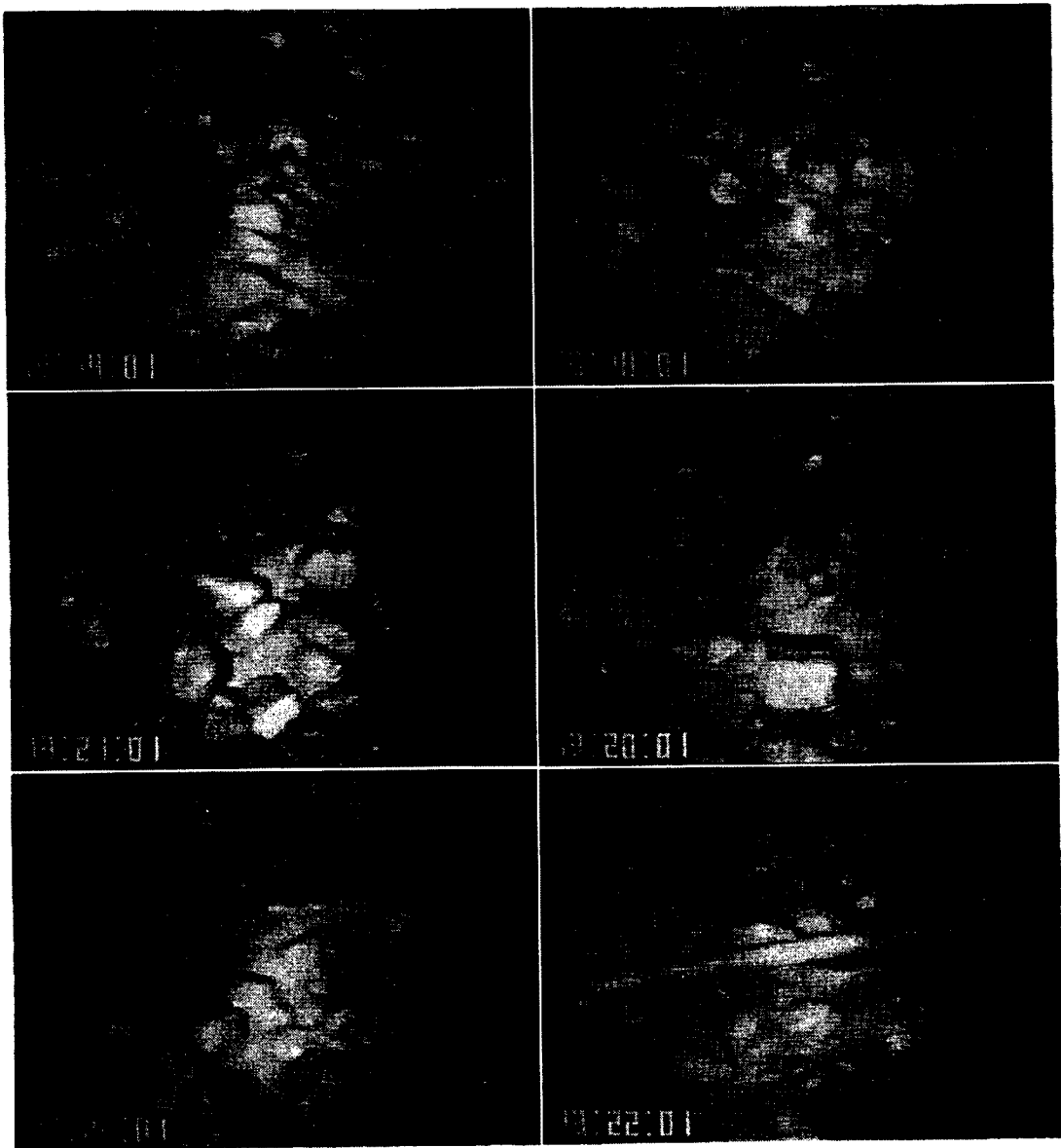


Photo. 1. Video frames every 1 second, which correspond to the view field in Fig. 6 and 7, showing the top surface of the 2nd surge of the Sept. 12, 1988 debris flow. Figures in the photo show the recording time (min.: sec.: 1/100 sec.). The flow direction is toward the right.

号床固の水通し付近で、土石流は左岸寄りに偏流するが、**Fig. 6** に示す俯瞰ビデオカメラのところで土石流の流心はこのカメラの視野の中心あたりに位置し、下流側の6号上流床固のところでは右袖によどみ部をつくりつつ右岸寄りに偏流して流下する。

ビデオ映像には土石流表面の石礫や流木、あるいは波立ち、泥しぶきなどが写っている。第2波の土石流について、その表面の石礫の中心の軌跡を描くと **Fig. 7** のようになる。この俯瞰カメラの映像を動画として観察すると、各サージの先端部や第1波、第2波などでは視野に写る物体が一体となって滑らかに流れるように見えた。しかし、第5波や第6波においては、先頭部の背後より後ろでは様相が一変し、大きな乱れを有する流れとなっていた。すなわち、前者のような流れは、Johnson⁴⁾ の見方に従えば、土石流がビンガム

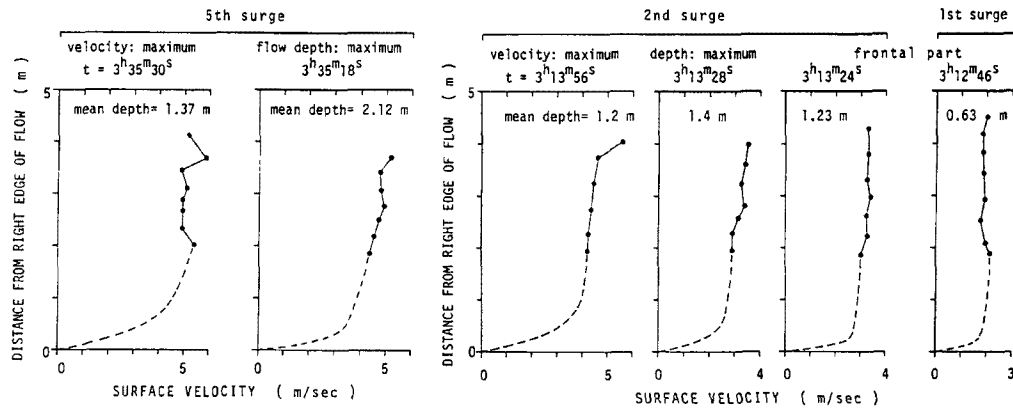


Fig. 8. Partial-width horizontal velocity profiles at different stages of the Sept. 12, 1988 debris flow.

流動をしていて、流れの中央部分に栓流 (plug flow) が形成されていることになる。実際例として、Pier-son²⁾ はセントヘレンズ山の渓流に発生した土石流の流速分布の観測から、このような plug flow が有る例と無い例を得ている。そこで表面流速の空間分布 (右岸と平行な向きの流速成分の横断方向分布) を描くと Fig. 8 のようになった。

この図によると、土石流の流れに三つのタイプが認められる。まず、第1波と第2波の先頭部の流動には plug flow が見られる。ただし、このような流動特性は、粘土などの細粒材料を高濃度に含むために生じるビンガム流動の結果ではなく、濃度が高くて、石礫が互いに噛み合うような構造であるために生じる剪断降伏値に起因しているものと考えられる。つぎに、第2波の後続部や第5波の流動深が最大になる部分では流れの横断方向で流心まで流速分布にシア (shear) が存在し、plug flow は見られないが、上述のビデオ映像の観察結果どおり、流れがかなり滑らかであることが分かる。そして、第5波の流速が最大を記録するところでは、流速分布に大きな乱れが存在している。ただし、第2、第3のタイプについては、流れの中の応力抵抗則がダイラタント流動³⁾ のタイプに近いのか、あるいはレイノルズ応力が支配的な流れ^{6,7)} なのかまでは分からない。

3. 石礫の濃度と土石流の Mobility

土石流の流動特性は岩屑の粒度や濃度、流れの規模の影響を受けている。土石流先頭部の細粒材料を中心とする岩屑の濃度や粒度分布、混相流としての密度については既に報告している^{13,14)} ので、ここでは粗粒の石礫材料に着目する。石礫の濃度や粒度は一つの土石流の内部において Fig. 5 に示すように先頭部から後続流へかけて大きく変化する。これら1988年の土石流に、1985年7月21日、1983年7月27日および9月5日の三つの土石流を加え、石礫の濃度および粒度特性値について検討を加えた結果を本節および次節に述べる。ここでは、濃度および粒度特性値は土石流先頭部の石礫が集中して盛り上がった部分を代表させるため、それぞれの土石流の先端から最大流動深のおよそ10倍の長さを取り、これをそれぞれの土石流の先頭部としてデータを整理した。

まず石礫の面積濃度と土石流のピーク流量の関係を Fig. 9 に示す。両者の間にはあまり高くはないが、正の相関関係が認められる。規模の大きな土石流ほど石礫の濃度が大きいという関係である。この関係は次のような物理的傾向を示すものと思われる。すなわち、ピーク流量が大きい土石流ほど流れが乱流状態を呈し、石礫相互の衝突が活発なため石礫がよく分散して流れの表面にまで石礫が現れ易い。逆にピーク流量が小さな土石流では流れが穏やかであり、石礫の分散が充分でなく、流れの上層で石礫の濃度が低下すること

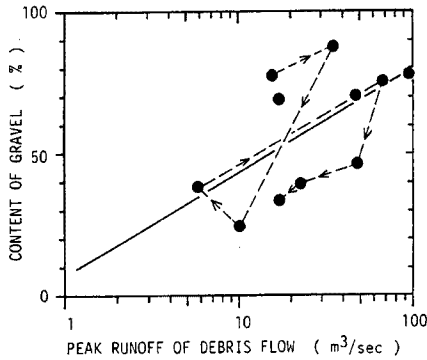


Fig. 9. Relationship between the peak runoff of debris flow and the concentration of gravel whose diameter is larger than 10 cm in the frontal part of the flow.

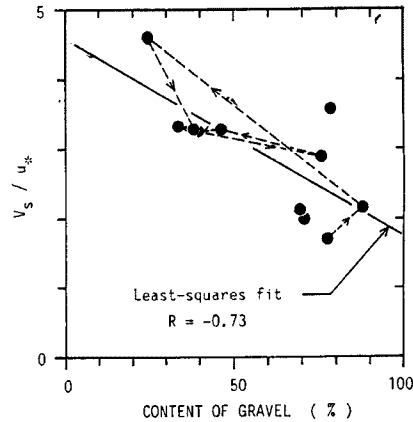


Fig. 10. Correlation between the mobility factor of debris flow and the concentration of boulder.

が考えられる。さらにこの図は、土石流が一度に複数波連続して流下する場合には、おおむね発生順序が下位のものほど石礫の濃度が低下することを示している。

つぎに、石礫の濃度と土石流の流速に関する mobility (流れ易さ) との関係を図 10 に示す。流量が最大となるときに土石流の表面流速を V_s 、流動深を h として摩擦速度 u_* を $u_* = (gh \sin \theta)^{1/2}$ で計算すると、 V_s/u_* は抵抗係数 f の $-1/2$ 乗に比例する量であり、これを流速に関する土石流の mobility とみなすことができる。ここに、 g は重力の加速度、 θ は流路縦断傾斜角である。すなわち、Fig. 10 は石礫の濃度が大きいほど土石流の流動性が低下することを示す。これは、石礫相互の摩擦や土石流と流路床との間の摩擦が増大するためである。また図中、1988年9月12日の土石流のデータを発生順に破線でつないで示すが、発生順の早い土石流では石礫の濃度が大きくて mobility が低いのに対し、発生順が後のものでは石礫の濃度が低下し、mobility の増大する傾向が概ね認められる。

土石流の流動に関してはダイラタント流動に関する高橋のモデル⁵⁾ と粒子間力に基づく剪断降伏応力と粒子間隙の流体のレイノルズ応力などを考慮した芦田・江頭らのモデル^{6,7)} がある。高橋のモデルによると土石流の表面流速 V_s は

$$V_s = \frac{2}{3d} \left\{ \frac{g \sin \theta}{a_i \sin \alpha} \left[C_d + (1 - C_d) \frac{\rho}{\sigma} \right] \right\}^{1/2} \left[\left(\frac{C_*}{C_d} \right)^{1/3} - 1 \right] h^{3/2} \dots\dots\dots(1)$$

と表される。ここに g は重力の加速度、 θ は流路の縦断傾斜角、 ρ は流体の密度、 σ は石礫の密度、 C_* は固体粒子の最密充填体積濃度、 C_d は土石流中の固体粒子の体積濃度、 d は粒子の代表径、 h は流動深、 α は粒子の衝突条件で決まる角度、 a_i は定数である。パラメーターに観測現場での代表的な値として、 $\rho = 1.56 \text{ ton/m}^3$ 、 $\sigma = 2.3 \text{ ton/m}^3$ 、 $C_* = 0.7$ 、 $d = 0.4 \text{ m}$ 、 $h = 3 \text{ m}$ 、 $\theta = 5.45^\circ$ を用い、 $C_d = 0.7 C_g$ と $a_i \sin \alpha = 0.069$ を仮定すると、 V_s/u_* と C_g との関係は Fig. 11 の点線のようなになる。観測で得た粒径 10 cm 以上の石礫の濃度 C_g と C_d とはその定義が異なる。そして C_g は Fig. 5 から分かるように 1 すなわち濃度が最大 100% に達することもある。したがって、 $C_g = 1$ が最密充填状態に相当するものと仮定して、 $C_d = 0.7 C_g$ を用いた。さらに、 $d = D_{50}$ とし、 C_g と h に観測値を用いると mobility は図中の○印のようなになる。この図から、観測データに基づく土石流の mobility (●印) は高橋のモデルとある程度の整合性を有するようになる。

これに対し、芦田らの式⁶⁾

$$\frac{V_s}{\sqrt{gh}} = \frac{2}{3} \left(\frac{k_p}{k_v} \right)^{1/3} \left[\cos \theta \left\{ \tan \theta - \frac{C(\sigma/\rho - 1)}{C(\sigma/\rho - 1) + 1} \mu_k \right\} - 1 \right]^{1/2} \left(\frac{C}{1 - C} \right)^{1/3} \frac{h}{d} \dots\dots\dots(2)$$

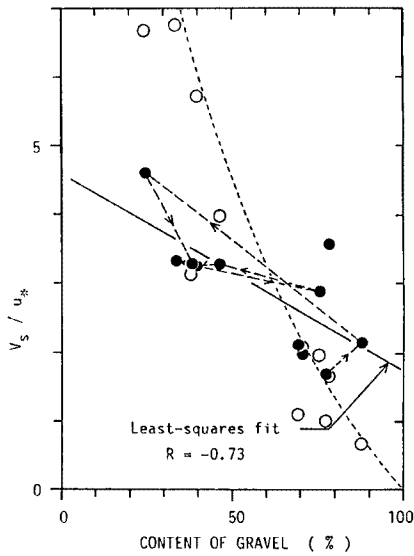


Fig. 11. The relationship between the mobility factor of debris flow and the concentration of boulder. The mobility factor was plotted according to observation (solid circles) and Eq. (1) (open circles and a dotted line).

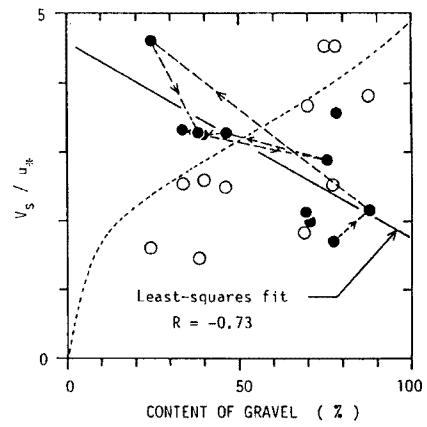


Fig. 12. The relationship between the mobility factor of debris flow and the concentration of boulder. The mobility factor was plotted according to observation (solid circles) and Eq. (2) (open circles and a dotted line).

に(1)式に対するのと同じパラメータを用い、 $\mu_k=0.72$ と $k_p/k_v=660$ を仮定すると、 V_s/u_{*c} と C_g との関係は Fig. 12 の破線のようにになる。ここに k_p 、 k_v は粒子および間隙の形状係数⁶⁾、 μ_k は動摩擦係数、 C は粒子の体積濃度であり、ほかの記号は(1)式の場合と同じである。さらに、 $d=D_{50}$ とし、 C_g と h に観測値を用いると mobility は図中の○印のようになった。観測データに基づく土石流の mobility (●印) の変化は芦田らのモデルと逆センスの傾向になってしまう。これは、本来は2程度となるべきパラメータ k_p/k_v に660という非現実的な値を代入しなければならないことや、 C_g の変化範囲が広すぎるなど、パラメータへの観測値の適用に無理があることなどに原因があるものと思われる。

4. 石礫の粒度特性と土石流の規模

4.1 粒度特性値と土石流の規模

土石流の規模が大きいくほど、その材料となる石礫の粒度の大きいことが予想される。上々堀沢の溪床には粒径が最大 6 m 程度までのさまざまな粒径の石礫がほぼ無尽蔵にあるからである。Fig. 6 に示す俯瞰カメラの視野の映像記録から得た土石流先頭部(上述と同様に先端から最大流動深の10倍の長さの部分とする)の石礫の粒径加積曲線において、細粒部からの16%粒径 D_{16} 、50%粒径 D_{50} 、84%粒径 D_{84} および最大粒径 D_{max} (いずれも単位は m) と、土石流の最大流量 Q_P (m^3/sec) および総流出量 Q_T (m^3) との関係を Fig. 13 と Fig. 14 に示す。これらの図はどれも、石礫の粒度と土石流の規模との間にかなり高い正の相関関係があることを示す。とくに、百分率の小さな粒度特性値と Q_P や Q_T との間の相関が高いことが分かる。これは、百分率の大きな粒度特性値ほど最大礫をはじめとする大径礫の粒径の影響を強く受けるが、大径礫ほど粒径のばらつきが土石流ごとに大きいからである。なお、Fig. 13 と Fig. 14 に示す回帰曲線はそれぞれ

$$D_{max}=0.42 Q_P^{0.39}$$

$$D_{84} = 0.28 Q_P^{0.27}$$

$$D_{50} = 0.138 Q_P^{0.31}$$

$$D_{16} = 0.106 Q_P^{0.21}$$

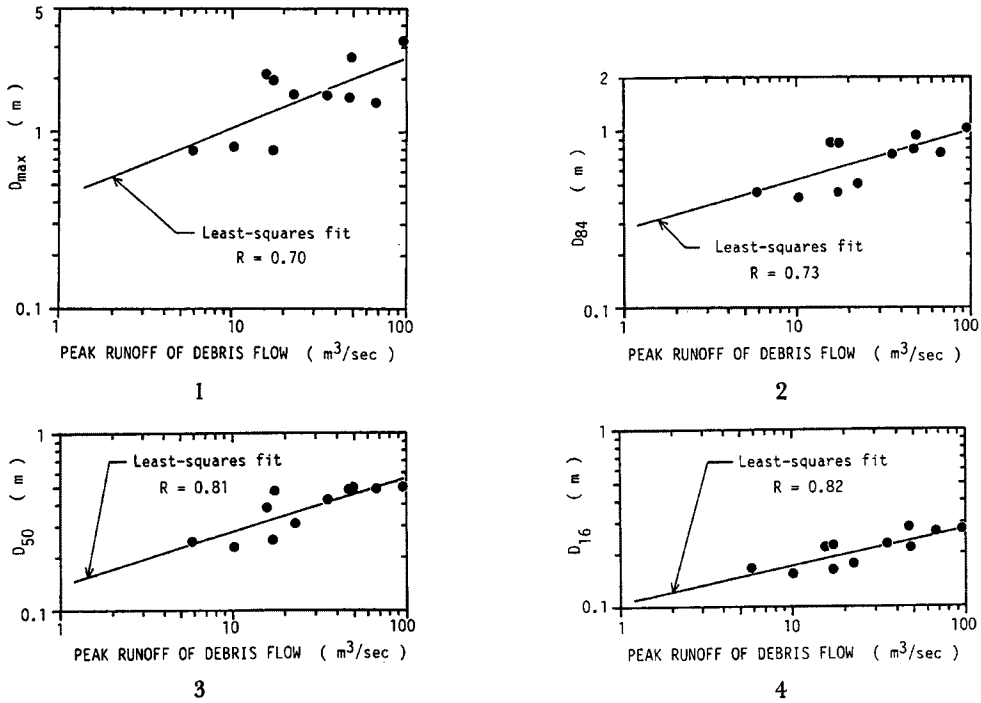


Fig. 13. Correlation between the size characteristics (D_{max} , D_{84} , D_{50} and D_{16}) of the gravel and the peak runoff of debris flow (Data in Fig. 13~14 are from the data of the partial width of the flow).

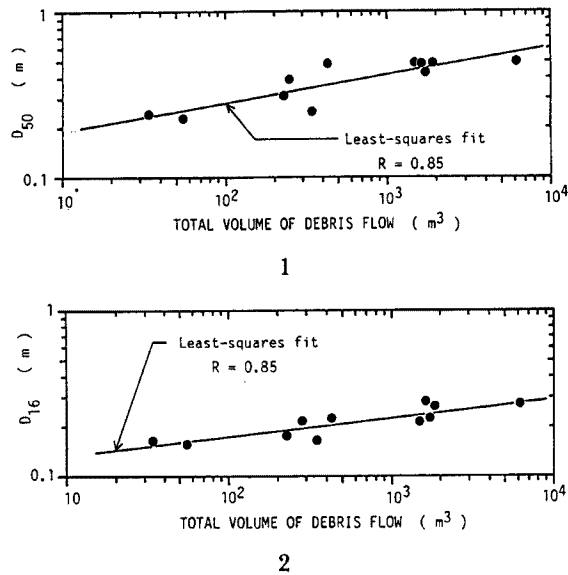


Fig. 14. Correlation between size characteristics (D_{50} and D_{16}) in the frontal part of the flow and the total volume of debris flow.

$$D_{50} = 0.129 Q_T^{0.170}$$

$$D_{16} = 0.103 Q_T^{0.114}$$

である。

4.2 最大礫の粒径と土石流の規模

前項で検討の対象とした石礫の粒径のデータは土石流の部分幅の映像記録から得たものであり、必ずしも個々の土石流の最大礫の粒径を含めたものではない。土石流の規模と最大礫の粒径 D_{max} との関係を検討するためには、土石流表面の部分視野ではなく、全視野を捉えた映像から最大礫の粒径を抽出する必要がある。ハイドログラフが得られている土石流について、正面からの全視野の映像記録からそれぞれの土石流の最大礫の粒径 D_{max} を判読し、これとピーク流量および総流出量との関係を Fig. 15 および Fig. 16 に示す。図中に示す回帰曲線はそれぞれ

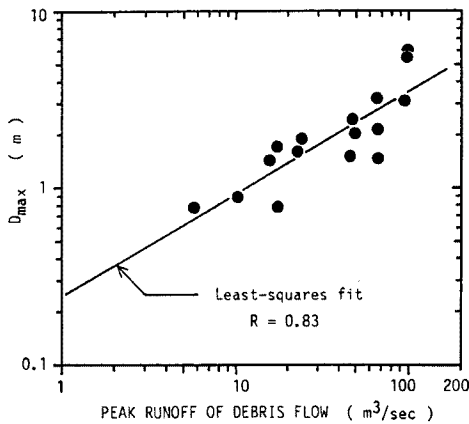


Fig. 15. Correlation between the diameter of the largest boulder and the peak runoff of debris flows (Data in Fig. 15~18 are from the data of the full-width of the flows).

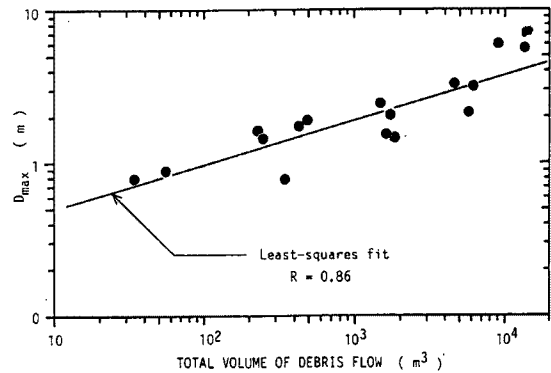


Fig. 16. Correlation between the diameter of the largest boulder and the total volume of debris flows.

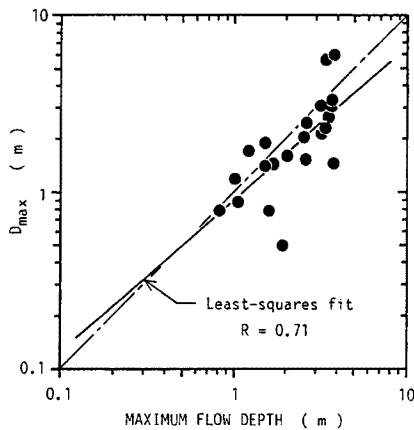


Fig. 17. Correlation between the diameter of the largest boulder and the maximum of the flow depth.

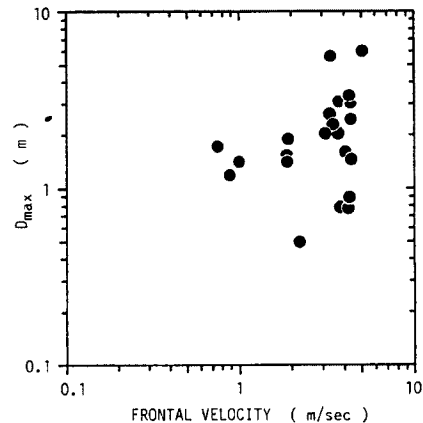


Fig. 18. Relationship between the diameter of the largest boulder and the frontal velocity of debris flows.

$$D_{\max} = 0.25 Q_P^{0.58}$$

$$D_{\max} = 0.26 Q_T^{0.29}$$

である。最大礫の粒径は土石流の規模の指標値である Q_P や Q_T とかなり高い正の相関関係にあることが分かる。

いっぽう、これまでに集中観測点において撮影された土石流の映像を観察して、それぞれの土石流に含まれる最大礫の粒径と土石流の流動深の最大値 h_{\max} とがほぼ同程度の大きさであるという印象を受けてきた。両者の関係を示すと Fig. 17 のようになる。ある程度のばらつきはあるものの、 $D_{\max} = h_{\max}$ の直線のまわりに集まることが分かる。

石礫が流れに取り込まれたり、逆に石礫が流れから取り残されて堆積する過程を想定すると、最大礫の粒径は土石流の流速の 2 乗に比例することが予想される^{11,12)}。そこで、土石流の先端流速（先端の移動速度） V_f と D_{\max} との関係を Fig. 18 に示す。この図は両者の間の相関があまり高くないことを示している。集中観測点を通過する土石流は、その規模によって等速運動の領域にいたり、減速堆積過程の領域にいたりするが、この図ではそれらが同一紙面にプロットされていることと、もう一つは、土石流に含まれる最大礫の大きさにはもともと偶然性が大きく効いているために、このように両者の相関が低くなるものと考えられる。

ま と め

焼岳上々堀沢において発生した土石流の映像記録から土石流表面の流速分布、石礫の濃度や粒径分布などを求め、土石流の流動特性や、石礫材料の粒度特性と土石流の規模との関係を検討して以下の結果を得た。

(1) 流路横断方向の土石流の表面流速分布には三つのタイプ、すなわち流れの中央部に plug flow を有するもの、plug flow は認められないものの滑らかなシア分布を示すもの、流速分布に大きな乱れが存在するもの、が認められた。

(2) 土石流先頭部について、石礫の濃度を検討したところ、石礫の濃度が大きいほど、土石流の流速に関する mobility が低下することを明らかにした。なお、土石流が一度に複数回発生する場合には石礫の濃度がだんだん減少する傾向が概ね認められた。

(3) 土石流の規模をピーク流量または総流出量で表すと、規模が大きいほど石礫の粒度も大きく、両者の間にはかなり高い相関が認められた。また、最大礫の粒径と土石流の流動深の最大値はほぼ同程度になることを明らかにした。

土石流のレオロジーは、石礫の濃度や粒度の急激な変化にともない、一つの土石流の先頭部から後続部へかけて大きく変化している。したがって、さらに個々の石礫の運動と石礫相互の接触・衝突過程の詳細を明らかにしてゆく必要がある。また、観測では後続部の石礫の濃度を過小評価している可能性が高いが、流れ内部での石礫の運動の計測も検討してゆきたい。

謝 辞

焼岳上々堀沢における土石流の観測は建設省松本砂防工事事務所と共同で実施している。同事務所の森俊勇所長をはじめ、調査課の諸氏ならびに当時（1990年3月まで）の焼岳監督官平林玉次氏に深く感謝の意を表す。本研究を進めるにあたり、現地の作業に際して京都大学理学部の学生諸君におおいに協力していただいた。本研究の一部は文部省科学研究費補助金重点領域研究(1)「土石流の発生及び規模の予測に関する研究」課題番号63601016および01601019（代表者：名古屋大学 片岡 順）の交付を受けて行った。関係各位に感謝の意を表す。

参 考 文 献

- 1) 石川芳治：滑川の土石流，新砂防，136，1985，pp.24-29.
- 2) Pierson, T.C.: Flow behavior of channelized debris flows, Mount St. Helens, Washington, in Abraham, A.D. ed., Hillslope Processes, Boston, Allen & Unwin, 1986, pp. 269-296.
- 3) 建設省大隅工事事務所：桜島の土石流，砂防広報センター，1988，65 p.
- 4) Johnson, A.M.: Physical processes in geology, Freeman, Cooper & Company, 1970, pp.432-571.
- 5) 高橋 保：土石流の発生と流動に関する研究，京都大学防災研究所年報，20 B-2，1977，pp.405-435.
- 6) 芦田和男，江頭進治，佐々木浩：斜面崩壊の発生と土石流の流動機構，京都大学防災研究所年報，30 B-2，1987，pp.507-526.
- 7) 江頭進治・芦田和男・矢島 啓・高濱淳一郎：土石流の構成則に関する研究，京都大学防災研究所年報，32 B-2，1989，pp.487-501.
- 8) Okunishi, K., Suwa, H. and Hamana, S.: Hydrological controls of erosion and sediment transport in volcanic torrents, Hydrological Science-Jour., 33, 6, 1988, pp. 575-585.
- 9) 諏訪 浩・真中朋久・稲庭 篤：焼岳上々堀沢における土石流の発生と規模の検討，京都大学防災研究所年報，32 B-1，1989，pp.229-247.
- 10) 諏訪 浩・奥田節夫：土石流における岩屑の粒度偏析過程 その2—1985年7月焼岳上々堀沢の土石流における粒度偏析と，剪断による粒度偏析の実験一，京都大学防災研究所年報，29 B-1，1986，pp.391-408.
- 11) 諏訪 浩：土石流先端への大岩塊の集中機構，京都大学防災研究所年報，31 B-1，1988，pp.139-151.
- 12) Suwa, H.: Focusing Mechanism of Large Boulders to a Debris-Flow Front, Trans. Japan. Geomorph. Union, 9, 1988, pp. 151-178.
- 13) 奥田節夫・諏訪 浩・奥西一夫・横山康二・小川恒一・浜名秀治：土石流の総合的観測 その5，京都大学防災研年報，22 B-1，1979，pp.157-204.
- 14) 奥田節夫・諏訪 浩・奥西一夫・横山康二・小川恒一：土石流の総合的観測 その7，京都大学防災研年報，24 B-1，1981，pp.411-448.
- 15) 澤井健二：スーパーインポーズボードとマウスを利用したパソコンによるビデオ画像読み取り法，自然災害科学，7-1，1988，pp.49-57.