

土石流先端への大岩塊の集中機構

諏 訪 浩

FOCUSING MECHANISM OF LARGE BOULDERS TO A DEBRIS-FLOW FRONT

By *Hiroshi SUWA*

Synopsis

Observations of debris flows at the Kamikamihori valley on the eastern slope of Mt. Yakedake in the Japan Alps show quantitatively that many large boulders would concentrate at the frontal part of debris flows, and that the size of the largest boulder is nearly equal to the maximum flow depth.

According to a well-circulated hypothesis, this focusing phenomena is due to a combination of an inverse grading process and higher velocity at the upper layers of a flow. Two types of experiments showed that the inverse grading process may occur due to the effects of kinetic sieving and dispersive pressure depending on experimental conditions. However these effects were unexpectedly small. Furthermore, the effect of upward motion of the largest boulder whose diameter is nearly equal to the flow depth is rather minor.

Results of model experiments of debris flow using particle mixtures of three sizes with water on a sloping channel showed not only a clear focusing of larger particles to a flow front, but also a lack of incorporation of large particles into the rear part of the flow. A test comparing the velocity of particles of three different sizes in a bore water flow showed that larger particles would soon attain a higher velocity and approached the bore front faster than did smaller particles.

A theoretical motion analysis of a boulder in a bore flow on a steep valley slope of upper reach showed that the larger a boulder is, the higher velocity exceeding the bore-front velocity the boulder attains, so that a larger boulder can catch up with the bore front faster.

ま え が き

石礫を含む通常の土石流においては、石礫の濃度は **Fig. 1** や **2** に示すように先端の方で大きく、後方ほど濃度が低下している。すなわち、大小の石礫が土石流段波の先頭部へ集中している。とくに、**Fig. 2** で示せば、先頭部の長さ7mの部分においては石礫の間に泥流によるマトリックスを欠いているほどである。さらに、**Fig. 1** において石礫の粒度曲線に着目すると、流れの前方ほど粒度が大きいという顕著な傾向が認められる。すなわち、岩塊はそのサイズが大きいものほど流れの先端へ集中している。このようにして形成される先頭部の大きな盛り上がり、大岩塊の衝撃力のために土石流災害はいっそう激甚な様相を呈することが多い。

大岩塊が土石流先端へこのように集中する現象は定性的には以前からよく知られている。そして従来の研

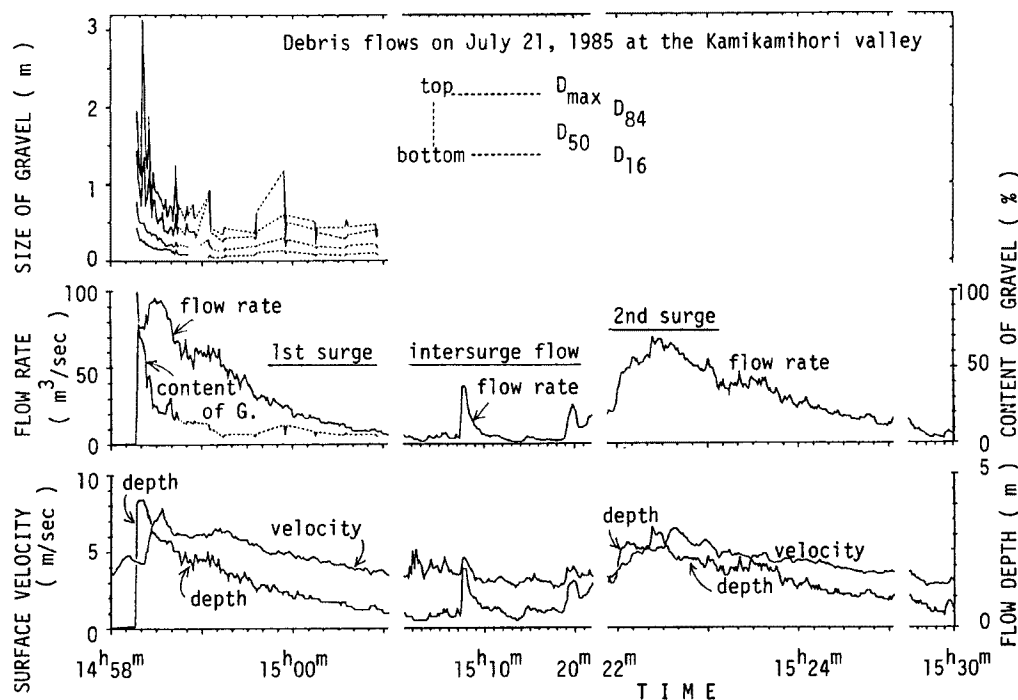


Fig. 1. Change in the composition and in hydraulic factors of debris flow extracted from a 35 mm-film photo series, a video tape record, and radar speedometer data. Flow depth means the maximum flow depth at one side of a channel, which is nearly twice as mean flow depth. After Suwa et al., 1986.

究^{1-4,18,19)}によれば、土石流の流れの中においては、石礫は粒径が大きいほど浮上し易いため、浮上してくる大径礫が流れ上層部の高流速に乗ることになるので、大径礫はより速く流送されて先端へ集積すると説明されてきたし、筆者もこの考えに同調してきた^{13,15,17)}。そこで二つの実験を行って大きな粒子が浮上するという逆グレイディング (inverse grading) の特性を明らかにしようとした。一つは混合粒径の粒状体に振動を加えて動的篩 (kinetic sieving) の効果によって逆グレイディングを発生させる実験^{13,15)}であり、他は混合粒径の粒状体に剪断を加えることによって粒状体の中に生じる分散圧力 (dispersive pressure) や動的篩の効果によって逆グレイディングを発生させる実験であった¹⁷⁾。これらの二つの実験の結果、実験条件によっては逆グレイディングが発生するものの、実際の乱れた土石流の流れにおいて逆グレイディングを起こすほど強力な効果が存在するかどうかはやや疑問に思われるようになった。いっぽう、焼岳上々堀沢における既往の観測資料を再検討した結果、個々の土石流における最大級の岩塊のサイズは Fig. 2 に示すように流動深と同程度か、または流動深以上のものも多く、さらに大岩塊はほぼ継続的に溪床に接触しながら転動しているので、その浮上を想定するだけでは先端集中過程の説明は困難になった。従って、以上のような逆グレイディングは先端集中の原因の一つであるかも知れないが、第一の要因ではないと考えるようになった。そこで、以下に述べるような粒子流段波の実験を行って大粒子が前方集中する特性を検討し、つぎに段波内における球形礫の運動解析を行って、大岩礫が土石流の先端へ集中する現象の第一の要因を明らかにすることをめざした。

1. 段波先端への大粒子集中の実験

Fig. 3 に示すような傾斜水路を用いて以下の三つの実験を行った。水路の底面には太さ 1 mm ϕ の針金を用いた 1 cm 格子の金網を固定して粗面とした。これは粒子が水路底面上を滑らないようにするためである。

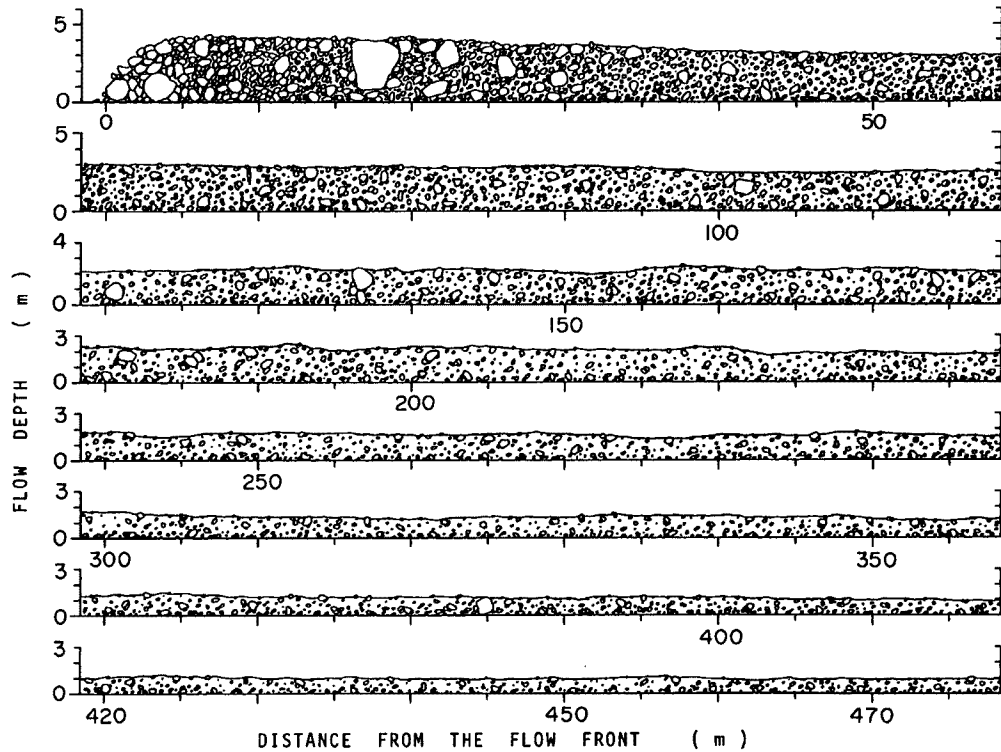


Fig. 2. An illustration of the longitudinal cross section of the 1st surge of debris flows shown in Fig. 1, visualized from the actual observation data. Maximal depth of the flow and maximum size of boulder at each locality are described depending on the observed data.

(1) 三粒径混合粒子を用いた粒子流の実験

Fig. 4 に示す三つの粒径のガラス粒子を一様に混合したものを Fig. 3 に示す傾斜水路の位置 $x=50\text{ cm}$ ~ 470 cm の間に一定の厚みに堆積させておき、跳ね板式の堰板を倒して水路上流端の水槽に用意した20リットルの水を一気に流して粒子流段波を発生させた。この流れを $x=490\text{ cm}$ 地点において側方と垂直上方と

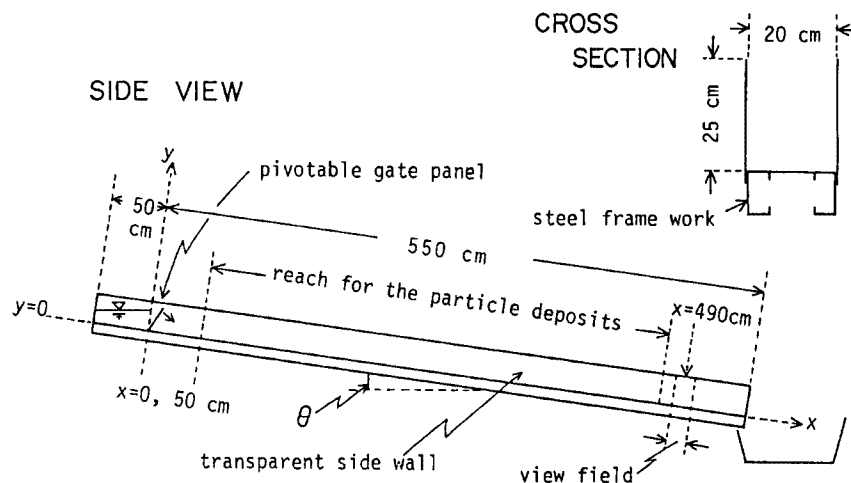


Fig. 3. Sloping flume for test of focusing of large particles to a bore-flow front.

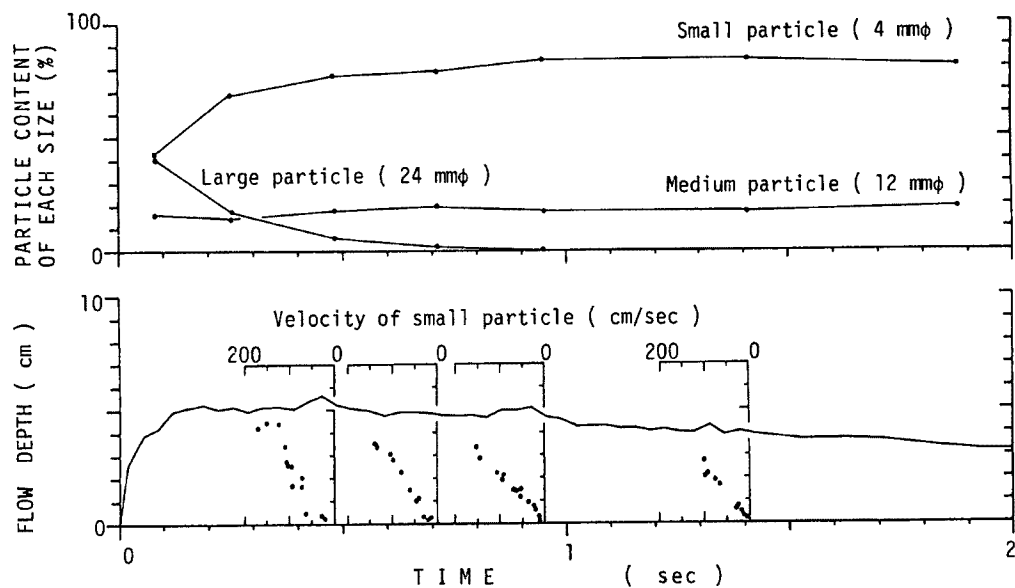


Fig. 4. Frontal focusing of large particles in a bore flow of a glass-particle mixture and velocity distribution observed at $x=490$ cm point. Time=0 indicates when a bore front crossed the center of the view field. 24 mm ϕ particle: 2.2 kg, 12 mm ϕ : 4 kg, 4 mm ϕ : 9.2 kg, water: 20 lit, slope angle $\theta=9^\circ$

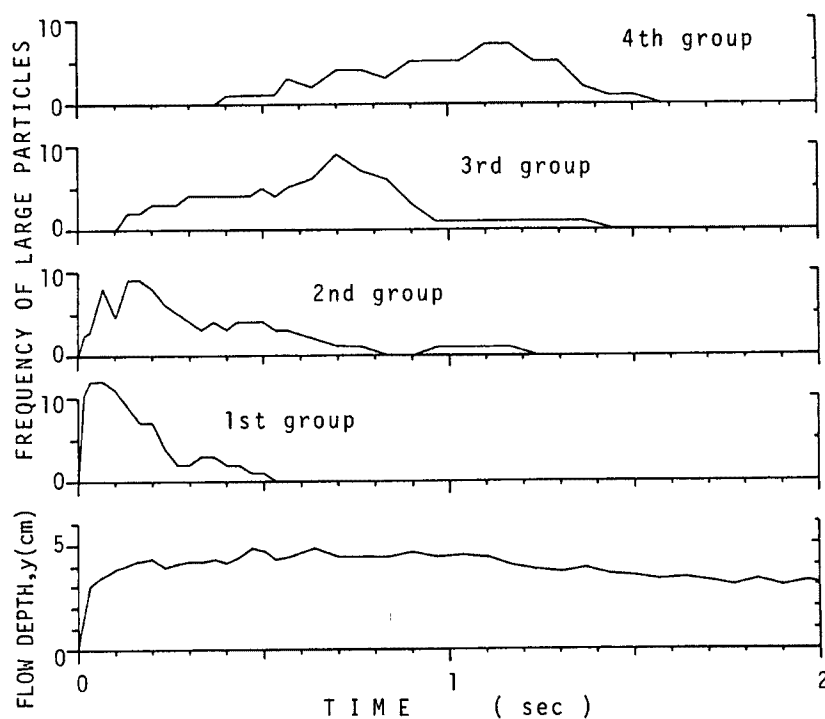


Fig. 5. Distribution of four groups of large particles observed at $x=490$ cm point, which came from four different sections of the upper depositing reach of particle mixture. Composition of particles and water is same as in Fig. 4. Slope angle $\theta=6.2^\circ$.

からビデオ撮影し、この画像記録から段波の流動深や流れの流速分布および三つの粒径別の混合比率（体積百分率で示す）を求めた結果の一例を Fig. 4 に示す。三つの粒径別の混合比率を示す上段のグラフは、この粒子流において粒度偏析が生じ、大きな粒子が段波の前方へ集中していることを表しており、実際の土石流における流れ先端への大岩塊の集中現象を再現している。なお、Fig. 4 の下段には時刻0.48秒、0.71秒、0.95秒、1.41秒における流速分布（小粒子の速度測定値）を示すが、それらは、下層ほど速度勾配が大きいダイラタント流体モデルの流速分布^{1,2,18)}とは異なり、ほとんど直線的であったり、あるいは時刻0.95秒において示されているようなS字形の流速分布形²⁰⁾をしていることが特徴的である。

つぎに、大粒子について等量ずつ4つのグループに分けて別々の色で着色し（第1～第4グループ）、Fig. 4 に示した実験において、水路の粒子堆積区間を縦断方向に4等分した。そして下流から上流への順で4つの区間に対応させて第1から第4グループの着色大粒子を一樣に堆積させて（サイズ別の粒子の使用量はFig. 4 に示した実験と同じ）、粒子流段波を流下させた結果を Fig. 5 に示す。この図は、大粒子がもとの堆積位置の順序を維持しながら流れの先端へ集積することを示しており、これは流れ本体への大粒子の非混入特性⁴⁾を表すものである。すなわち、粒子流の流下にともない水路床上の静止堆積粒子は流れに合体はしていくが、とくに大きな粒子は段波先端の粒子群による反発力のために流れの後方へは混入しにくいいためであると考えられる。実際の土石流においても同様の現象は想定することができ、土石流の先端へ大岩塊が滞留し、流れの後方へは混入し難い現象の一原因はここにあると考えられる。

(2) 単一粒径粒子を用いた粒子流の実験

前節の実験は、粒子の粒径の差異によって粒子が分離するという一種の粒度偏析が生じることを示しているが、単一粒径の粒子を用いて同様な実験を行ってみた。Fig. 6 には24 mm ϕ の粒子を用いた場合と、12 mm ϕ の粒子を用いた場合の結果を示すが、このほか4 mm ϕ の粒子を用いても、いったん流れの中へとり込まれた粒子が段波の先端へ著しく集中してくることがわかった。この現象はBagnold (1968) に始まった大粒子浮上説を用いて説明することはできない。なぜなら、逆グレイディングは混合粒径材料を前提にはじめて成り立つからである。従って、この単一粒径粒子流における粒子の先端集中の現象を理解するためには別の新しい説明が必要になる。そこで次の実験を行った。

(3) 水流段波中の単一粒子の運動の実験

Fig. 3 に示す傾斜水路の $x=80$ cm の位置をスタートラインに選び、25 mm ϕ の粒子（大）を1個と12 mm ϕ の粒子（中）を1個、および4 mm ϕ の粒子（小）2個の合計4個の粒子をこのスタートラインに並べ、水流段波に取り込まれた後それぞれがどのような運動を呈して競争するかを観察した。Fig. 7 はこの結果の一例を示すが、それぞれの粒子と段波先端の位置および移動速度を上流、中流、下流の三地点において測定した結果を表している。例えば、小粒子は段波に取り込まれた直後はほかの粒子よりも先行しているが、移動速度の伸びが鈍いため、間もなくほかの粒子に追い抜かれてしまう。つぎに、中粒子はスタート直後には小粒子より遅れをとるものの移動速度の伸びは小粒子より大きいため、下流の測定点を通過する頃

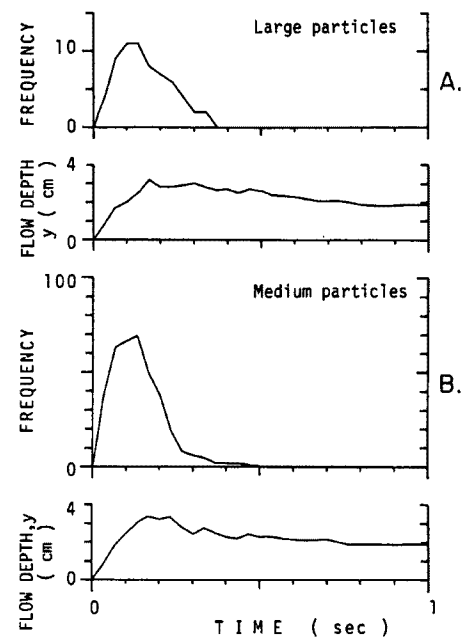


Fig. 6. Frontal focusing of glass particles of uniform size (A: 24 mm ϕ particles, B: 12 mm ϕ). Change in flow depth observed at $x=490$ cm point. Amount of particles: 0.56 kg, water: 20 lit, $\theta=6.2^\circ$.

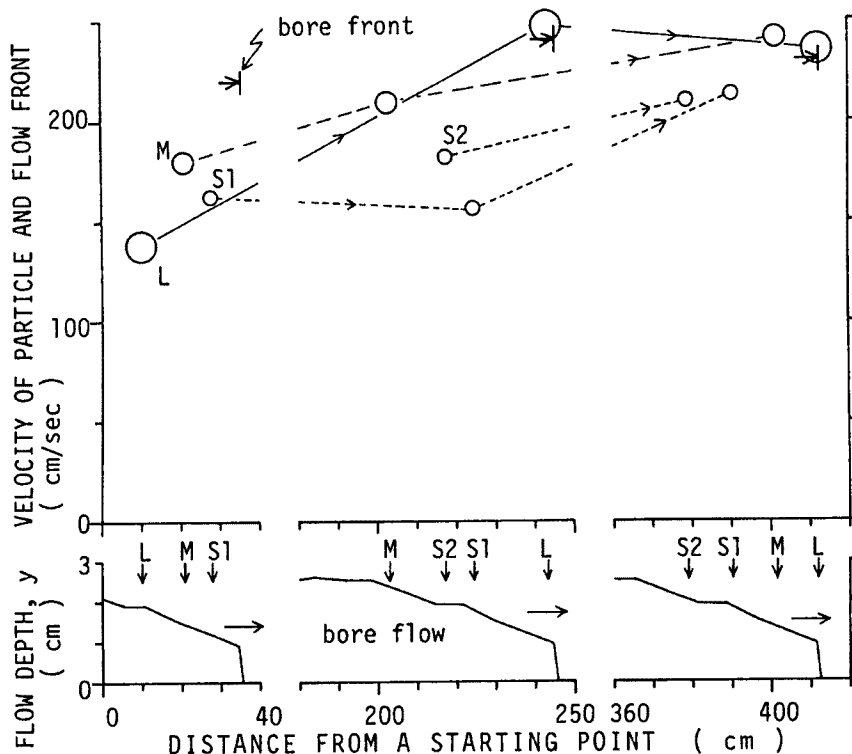


Fig. 7. Changes in differential position and velocity of each particle in a bore water flow at three localities at distances 10, 210, 410 cm from the initial position of the particles. Only four particles were set in the flow. L, M, S indicate one 25 mm ϕ particle, one 12 mm ϕ particle and two 4 mm ϕ particles respectively. $\theta=9^\circ$

には間もなく段波先端に追いつく勢いを呈している。これに対し、大粒子はスタート直後には移動速度が小さくてほかの粒子から遅れをとるものの、急激に加速してすぐに段波の流速より大きな流速を得るため、中流測定点において、既にほかの粒子を追い抜いて最も速く段波先端へ到達し、あとは段波先端に滞留したまま一緒に流下する気配である。

この実験においては、結局、どの粒子の運動も次の三つの力のバランスに支配されていることが直観される。すなわち、粒子には重力の斜面方向の成分と、水路底面から受ける動摩擦力、および流体から受ける抗力が働いているはずであり、これらの力の平衡の状態が粒子の大きさによって異なるために上述の実験にみられる運動の差異が生じているものと考えられる。つぎに、この点について検討を進めることとする。

2. 泥流段波中の球形礫の運動解析

前章(3)節の実験結果を説明するため、単純化したモデルを用いて泥流段波中で石礫の運動解析を行った。すなわち、Fig. 8の右上部に示すような、一定速度で流下する様な泥流段波を想定する。この段波の中で、はじめは静止していた球形の礫が流れに取り込まれて (entrainment) 運動を始めるものとする。速度と力の値は下流向きをプラスとすると、礫の運動方程式は

$$\begin{aligned} \frac{4}{3}\pi R^3(\sigma + \frac{\rho}{2})\frac{dv}{dt} &= \frac{4}{3}\pi R^3\sigma g \sin\theta - \frac{4}{3}\pi R^3(\sigma - \rho)\mu g \cos\theta \\ &+ \frac{1}{2}C_D\rho\pi R^2(V-v)|V-v| \dots\dots\dots (1) \end{aligned}$$

である。ここに、 R は礫の半径、 v は礫の速度、 V は流体の流速、 μ は動摩擦係数、 g は重力の加速度である。球が加速度運動を行う場合には左辺において示すような流体の仮想質量を考慮する必要がある。また、右辺第2項の動摩擦力の評価に際しては、球に働く揚力を小さいとして省略している。さらに厳密には、大小の程度の差はあるが、石礫相互の衝突力を評価する必要があるが、ここでは石礫相互の衝突の効果があまり大きくない流れの状態を想定する。なお、ある程度の石礫相互の衝突の効果は、巨視的には抗力係数 C_D の値や仮想質量の値を大きめに評価することによって説明することが出来る。さて、(1)式は

$$\frac{dv}{dt} = G + D \dots\dots\dots (2)$$

と変形できる。ここに、

$$G \equiv \frac{\sigma}{\sigma + \rho/2} g \sin \theta - \frac{\sigma - \rho}{\sigma + \rho/2} \mu g \cos \theta \dots\dots\dots (3)$$

$$D \equiv \frac{3C_D}{8R} \cdot \frac{\rho}{\sigma + \rho/2} (V - v) |V - v| \equiv C(V - v) |V - v| \dots\dots\dots (4)$$

であり、 $C \equiv (3C_D/8R) \rho / (\sigma + \rho/2)$ である。ここで G は礫の半径 R と独立であるが、 D 、 $C \propto R^{-1}$ であることに注目しておきたい。

さて、上流の谷底が急傾斜なところからスタートして下流の緩傾斜な斜面に至る球形礫の運動は **Fig. 8** に示すような5つのステージに分けて、以下のように検討することが出来るが、その解析結果を **Table 1** に示す。ここで添え字の u と l はそれぞれ谷の上流部と下流部での値を示す。なお、段波の速度 V と球の速度 v に関して $V > v$ の場合には $u \equiv V - v$ なる不足速度差（速度欠損）を、 $v > V$ の場合には $u \equiv v - V$ なる超過速度差（速度超過）を補助的に用いて運動方程式(2)の解を求めることとする。なお、上流と下流における段波の速度 V_u と V_l は流れの水利条件によって一定値に決まる場合を想定しており、上流の急傾斜部から下流の緩傾斜部へ乗り移ると直ちに段波の流速は V_u から V_l になるものとする。実際には多少の遷移区間が存在するが、その距離は実験によれば水深の20～30倍程度の短距離であるのでここでは省略することにする。

(1) ステージ1

上流の急傾斜の谷底に静止 ($v=0$) していた礫が運動を開始したのち加速し、礫の速度 v が段波の流速 V_u または V_l (V_u または V_l) になるまでのステージである。**Table 1** に示すように、 v に関して $u \equiv V_u - v$ なる変数の置換を行って、(2)式から変数 u についての方程式 $du/dt = -G - Cu^2$ を導き、 $t=0$ で $u = V_u$ すなわち $v=0$ なる初期条件を用いて、 u に関するこの運動方程式を解くと、

$$u = \sqrt{\frac{G}{C}} \tan \left[\tan^{-1} \left(\sqrt{\frac{C}{G}} V_u \right) - \sqrt{GC} t \right] \dots\dots\dots (5)$$

を得る。 $u=0$ (すなわち $v = V_u$) を(5)式に代入すると、球の速度 v が段波の速度に達するための所要時間（順化時間） τ_1 が**Table 1** に示すように求められる。これらの式に、**Table 2** に示す焼岳上々堀沢におけるパラメータの代表値^{14,16)}と段波の流速 $V_u = 10$ m/sec を仮定すると、例えば直径20 cmの礫は2.8秒後に、直径2 mの岩塊は7秒後に速度 v が V_u に等しくなることがわかった。すなわち、はじめは静止していた石礫が鉄砲水のような段波の出現によって流れにとり込まれると、石礫の流下速度はごく短時間で段波の流速に達することがわかる。

(2) ステージ2

このステージが本稿の核心部分である。ステージ1において段波の流速に達した礫が同じく急傾斜の谷底でさらに加速し、**Fig. 8** に示すように、礫の速度が V_u よりも $\sqrt{G/C}$ だけ大きな終末平衡速度へ漸近する

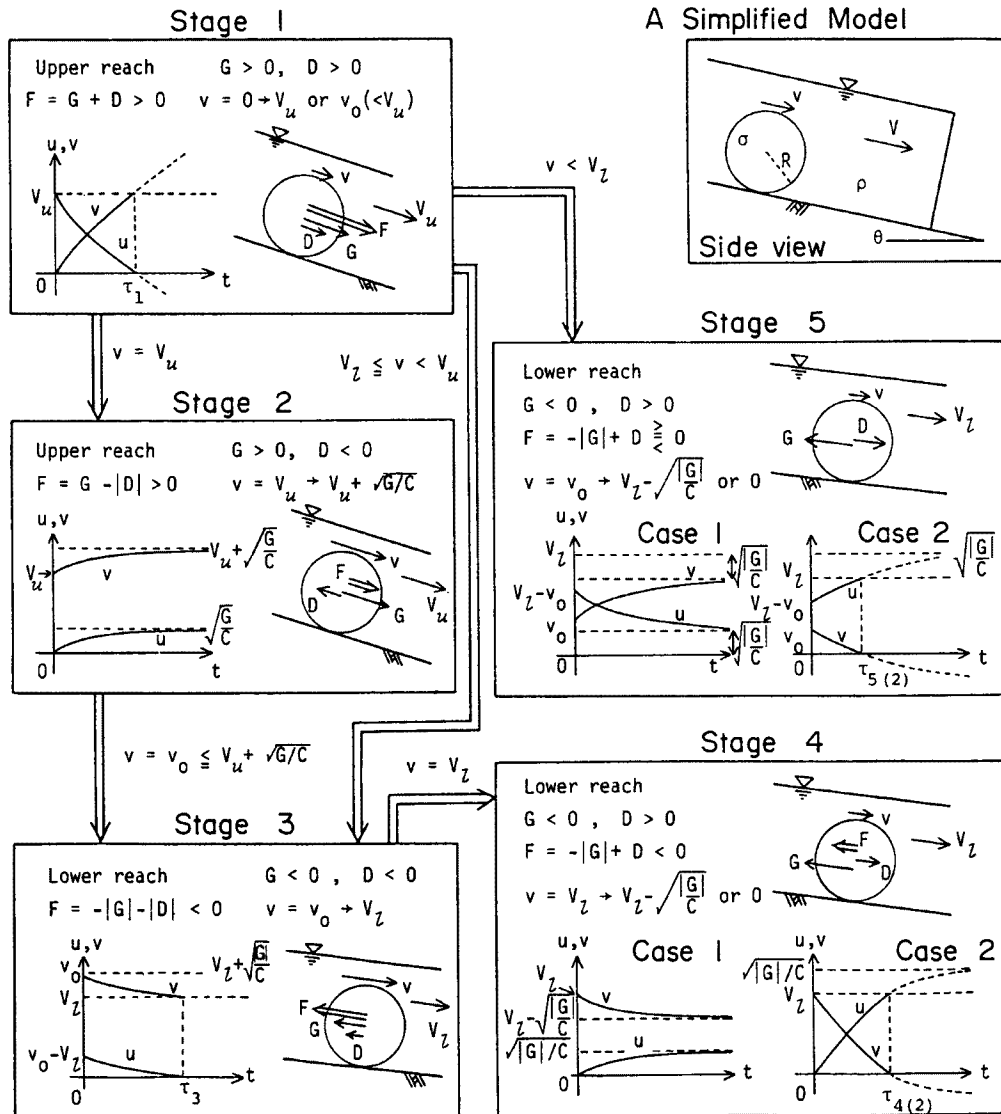


Fig. 8. Flow chart connecting the five stages of the motions of a spherical boulder in a steadily advancing and uniform bore flow on a slope. Illustrations show the situations of motion and solutions of their equations of motion.

ステージである。 v に関して、 $u \equiv v - V_u$ なる置換を行い、(2)式を $du/dt = G - Cu^2$ と変形し、 $t=0$ で $u=0$ すなわち $v = V_u$ なる初期条件を用いて解を求めると

$$u = \sqrt{\frac{G}{C}} \tanh(\sqrt{GC}t) \dots \dots \dots (6)$$

となる。この式に $u = 0.95\sqrt{G/C}$ を代入すると

$$\tau_2 = \frac{1}{\sqrt{GC}} \tanh^{-1} 0.95$$

が求まる。この τ_2 は超過速度差 u が平衡速度差 $\sqrt{G/C}$ の95%値に達するための所要時間である。Table 2

Table 1. Summary of motion analyses of a spherical boulder in five stages as shown in Fig. 8

Stage	1	2	3	4	5
Gradient of valley slope	steep (upper reach)	steep (upper reach)	gentle (lower reach)	gentle (lower reach)	gentle (lower reach)
G	+	+	—	—	—
Relative velocity of boulder	deficiency $u \equiv V_u - v$	excess $u \equiv v - V_u$	excess $u \equiv v - V_l$	deficiency $u \equiv V_l - v$	deficiency $u \equiv V_l - v$
D	+	—	—	+	+
Combined force	$G + D > 0$	$G - D > 0$	$- G - D < 0$	$- G + D < 0$	$- G + D \approx 0$
Equation of motion	$\frac{du}{dt} = -G - Cu^2$	$\frac{du}{dt} = G - Cu^2$	$\frac{du}{dt} = - G - Cu^2$	$\frac{du}{dt} = G - Cu^2$	$\frac{du}{dt} = G - Cu^2$
Initial condition at each stage ($t=0$)	$u = V_u$ ($v=0$)	$u=0$ ($v=V_u$)	$u = v_0 - V_l$ ($v=v_0$)	$u=0$ ($v=V_l$)	$u=u_0$ ($v=v_0 < V_l$)
Equation of solution	(5)	(6)	(7)	(8)	(9)
v at the final state of each stage	$v = V_u$ at $t = \tau_1$	$v = V_u + \sqrt{G/C}$ at $t = \infty$ $\sqrt{G/C} = \text{const.} \times \sqrt{R}$	$v = V_l$ at $t = \tau_3$	Case 1: for $\sqrt{G/C} < V_l$ $v = V_l - \sqrt{G/C}$ at $t = \infty$ Case 2: for $\sqrt{G/C} > V_l$ $v=0$ at $t = \tau_{4(2)}$	Case 1: for $\sqrt{G/C} < V_l$ $v = V_l - \sqrt{G/C}$ at $t = \infty$ Case 2: for $\sqrt{G/C} > V_l$ $v=0$ at $t = \tau_{5(2)}$
Attaining time:	$\tau_1 = \frac{1}{\sqrt{G/C}} \tan^{-1} \left(\sqrt{\frac{C}{G}} V_u \right), \quad \tau_3 = \frac{1}{\sqrt{G/C}} \tan^{-1} \left(\sqrt{\frac{C}{G}} (v_0 - V_l) \right)$ $\tau_{4(2)} = \frac{1}{\sqrt{G/C}} \tanh^{-1} \left(\frac{V_l}{V_l + \sqrt{G/C}} \right), \quad \tau_{5(2)} = \frac{1}{2\sqrt{G/C}} \ln \left(\frac{u_0 - \sqrt{G/C}}{u_0 + \sqrt{G/C}} \cdot \frac{V_l + \sqrt{G/C}}{V_l - \sqrt{G/C}} \right)$				

のパラメータを用いると、例えば、直径 20 cm の礫は 1.4 秒後に 1.3 m/sec (平衡速度差の 95% 値) だけ V_u より速くなり、直径 2 m の岩塊は 5.3 秒後に 4.8 m/sec (平衡速度差の 95% 値) だけ V_u より速くなる。すなわち、はじめに静止していた石礫は、どの大きさのものも、ごく短時間で段波の流速より大きな平衡速度に達することがわかる。そしてこの平衡速度超過の値は半径 R の 1/2 乗に比例して大きくなるので、岩塊は大きいほどより大きな平衡速度を獲得する。したがって、石礫は大きいものほど段波先端により早く追いつくという基本的な特性が存在することになる。

なお、焼岳上々堀沢を例にとると、土石流が急傾斜区間を流下するのに要する時間は 200 秒から 500 秒程度であるから、上述の各秒数はごく短時間であると見なすことが出来る。また、どの大きさの石礫も理論的には段波の流速 V_u より大きな流速を獲得すると述べたが、現実にはこれは正しくない。礫の粒径が小さくなると底面粗度の影響が変化し、動摩擦係数の評価が大きく変わるからである。一般的には、粒径がある程度小さくなると礫の速度は段波の速度に達しなくなる。このような例は、Fig. 7 に示す 4 mm ϕ 粒子の運動にみられた。

段波先端に到達した岩塊は実際には先端より先行することはできない。段波の外では流体による浮力がほとんど存在しないので (1) 式において空気の密度は泥水に比べて非常に小さいため、空気による浮力はふつう無視できる)、動摩擦抵抗の効果が相対的にきわめて大きくなるからである。たとえ、上述の平衡速度差で先端より先行しても、例えば直径 20 cm の礫は 1.2 秒で、直径 2 m の岩塊は 3.8 秒で段波先端にたちまち追いつかれてしまうことがわかった。このようにして、土石流の流れの中から先端へ集中してくる大岩塊と、流れに合体してくる堆積物のうちの大岩塊とが先端部に滞留していく。したがって、Fig. 2 について行った説明のように、土石流のごく先端部には相互にかみ合うほどに石礫が集積することになり、石礫の間隙に泥流によるマトリックスの存在しない構造まで出現することになる。

(3) ステージ 3

$V_u + \sqrt{G/C}$ 以下の速度 v_0 で上流の急斜面から下流の緩斜面に進入してきた石礫が減速して、礫の速度 v が下流側の緩傾斜の流路における流速 V_l に低下するまでのステージである。Table 1 に記す条件のもとに計算すると、(2) 式の解は

$$u = \sqrt{\frac{|G|}{C}} \tan \left[\tan^{-1} \left\{ \sqrt{\frac{C}{|G|}} (v_0 - V_l) \right\} - \sqrt{|G|C} t \right] \dots \dots \dots (7)$$

となる。ステージ 2 において礫の速度 v が終末平衡速度に達していたとしても、礫の速度が減少して、例えば $V_l = 5$ m/sec になるのに要する順化時間は、Table 2 に示す τ_3 の式を用いると、直径 20 cm の礫では 5.7 秒、直径 2 m の岩塊では 17.4 秒となった。すなわち、下流側の斜面へ進入してのち、石礫はごく短時間で V_l に減速する。

(4) ステージ 4

ステージ 3 において段波の流速 V_l に減速した石礫は、同じ緩斜面においてさらに減速し、 V_l より $\sqrt{|G|/C}$ だけ小さな終末平衡速度に漸近するか (Fig. 8 に示すケース 1)、または停止に至る (ケース 2) ステージである。Table 1 に記す条件のもとに計算すると (2) 式の解は

$$u = \sqrt{\frac{|G|}{C}} \tanh(\sqrt{|G|C} t) \dots \dots \dots (8)$$

となる。

1) ケース 1

$\sqrt{|G|/C} < V_l$ の場合には、 v は Fig. 8 に示すように $V_l - \sqrt{|G|/C}$ へ漸近する。(8) 式に $u = 0.95\sqrt{|G|/C}$ を代入すると

Table 2. Examples for the physical constants and variables for the calculation of velocity and attaining time of a boulder

$\sigma=2.4 \text{ g/cm}^3$	,	$\rho=1.8 \text{ g/cm}^3$
$\mu_i=0.6$ (for large value)	,	$\mu_s=0.3$ (for small value)
$\theta_u=20^\circ$ (for an upper reach)	,	$\theta_l=5^\circ$ (for a lower reach)
$R_l=1 \text{ m}$ (for a large boulder)	,	$R_s=0.1 \text{ m}$ (for a small boulder)
$C_D=0.4$ (for a range of Reynold's number 10^3-10^5)		

then	
G_u (for an upper reach)	$\begin{cases} G_{u,max}= 1.93 \text{ m/sec}^2 \\ G_{u,min}= 1.43 \text{ m/sec}^2 \end{cases}$
G_l (for a lower reach)	$\begin{cases} G_{l,max}=-0.087 \text{ m/sec}^2 \\ G_{l,min}=-0.44 \text{ m/sec}^2 \end{cases}$

and

$C_{min}=0.081 \text{ m}^{-1}$ for a large boulder ($R_l=1 \text{ m}$)
$C_{max}=0.81 \text{ m}^{-1}$ for a small boulder ($R_s=0.1\text{m}$)

$$\tau_{4(1)} = \frac{1}{\sqrt{G/C}} \tanh^{-1} 0.95$$

が求まる。この $\tau_{4(1)}$ は速度欠損 u が平衡速度差 $\sqrt{G/C}$ の95%値に達するための所要時間である。同様に **Table 2** のパラメータを用いると、例えば直径 20 cm の礫の速度は 3 秒後に V_l より 0.3 m/sec (平衡速度差の95%値) だけ小さくなり、直径 2 m の岩塊の場合にはその速度が 21.7 秒後に V_l より 2.3 m/sec (平衡速度差の95%値) だけ小さくなる。すなわち、土石流が扇状地のようなところへ流下してきて段波の流速がだんだん減少していく過程を想定すると、例えば、段波の流速 V_l が 2.3 m/sec 以下になると、直径 2 m の岩塊は 21.7 秒以内に停止することを意味する。さらに段波が減速して、 V_l が 0.3 m/sec 以下になると、直径 20 cm の礫は 3 秒以内に停止することになる。

土石流の堆積過程には一般に各個堆積過程と集合堆積過程が認められる。このうち、各個堆積過程においては、石礫は大きいものから順にとり残されていくという基本的な傾向が認められるが、このケース 1 の結果はこのような石礫の分級 (sorting) のプロセスを物理的に説明するものである。

2) ケース 2

$\sqrt{G/C} > V_l$ の場合には、礫は **Fig. 8** に示すように減速していき、**Table 1** に示す時間 $\tau_{4(2)}$ だけ経過の後に停止する。

(5) ステージ 5

ステージ 1 の急斜面において、石礫の速度 v が下流の緩斜面における段波の流速 V_l に達するまえに ($v = v_0 < V_l$) 下流側の緩斜面に進入する場合がこのステージとなる。(2)式の解は初期速度差 $u_0 \equiv V_l - v_0$ を用いて

$$\frac{u - \sqrt{G/C}}{u + \sqrt{G/C}} = \frac{u_0 - \sqrt{G/C}}{u_0 + \sqrt{G/C}} \exp(-2\sqrt{G/C} t) \dots \dots \dots (9)$$

となる。 $\sqrt{G/C} < V_l$ の場合 (ケース 1) には、**Fig. 8** に示すように、礫は加速して v が $V_l - \sqrt{G/C}$ に漸近して流下を続けるが、 $\sqrt{G/C} > V_l$ の場合 (ケース 2) には、礫は減速して **Table 1** に示す時間 $\tau_{5(2)}$ だけ経過の後に停止する。

ま と め

大岩塊が土石流の先端へ集中する現象を、焼岳東斜面の上々堀沢において定量的に計測した結果に基づいて再検討したところ、これら岩塊のうち最大級のもののサイズは土石流の流動深とほぼ同程度であることと、最先端部においては集積した石礫の間に泥水を欠く部分の存在することが明らかになった。

土石流の中で石礫は大きいものほど浮上し易いため、浮上してくる大径礫が上層の高流速にのって流送され、土石流の先端へ集まるとの Bagnold (1968) の説明が従来の研究においては定説になっていた。しかし、上述の観測データを考慮すると、逆グレイディングの効果を否定することはできないが、土石流先端へ大岩塊を集中させるもっと大きな要因があるように思われた。

そこで、傾斜水路に混合粒径粒子と水を用いて模擬土石流を流下させたところ、大粒径粒子の先端集中が再現されるとともに、大粒径粒子が流れ本体の中へとり込まれ難いという非混入効果の存在することが明らかになった。つぎに、単一粒径の粒子を用いた粒子流においても粒子が同様に先端集中することを示した。これは明らかに Bagnold 以来の定説では説明が不可能な現象であった。さらに、単一粒径の粒子を用いても、粒子が水流段波の先端へ集中したが、その運動は粒径によって異なり、大きい粒子は段波の中にとり込まれた直後はほかの小さい粒子に比べるとやや遅れをとるものの、すぐに加速して高流速を獲得し、最も早く先端に追いつくことを見いだした。このプロセスについては、石礫にかかる重力の斜面方向の成分と底面摩擦力および流れの抗力の三つの力を考慮した運動モデルによる検討を行った。その結果、谷の上流において一定速度で流下する一様な泥流段波に石礫がとり込まれて動き始める場合を想定すると、石礫はごく短時間で段波の流速より大きな平衡速度に達する。この平衡速度は石礫の粒径が大きいものほど大きくなる特性があり、石礫が大きいほどより早く段波先端に追いつくことを明らかにした。この特性は、言い換えれば、粒径が大きくなると粒径の3乗に比例して大きくなる体積力（重力の斜面方向の成分と動摩擦力の合力）と粒径の2乗に比例して大きくなる面積力（流体の抗力）とが釣り合うためには、石礫と段波の間により大きな速度差（ $u - V_w$ ）が必要になるという基本的な物理法則に従って生じる現象であるといえる。

さらに、観測によれば下流の扇状地などの緩勾配区間においては土石流の減速につれて、大きい石から取り残されていくという各個堆積過程における石礫のソーティングのプロセスが認められるが、この現象についてもその基本的なメカニズムを明らかにした。

謝 辞

本研究を進めるにあたり、岡山理科大学 奥田節夫教授（京都大学名誉教授）に貴重な御助言を賜った。また、実験で得たビデオ画像の解析に際しては（株）エー・ディー・エス社のご厚意により、画像処理装置 PIP-4000 を用いての同社からの技術援助を受けた。傾斜水路における粒子流の実験では、昭和62年度、本学理学部4回生 織田和夫氏（現アジア航測（株）勤務）の協力を得た。研究の過程で本研究所地形土壌災害研究部門の木曜ゼミの方々に内容について討論していただいた。ここに記して感謝の意を表する。なお、焼岳上々堀沢の土石流の実測データは建設省松本砂防工事事務所と共同で行っている観測において得たものである。さらに、本研究の一部は文部省科学研究費補助金自然災害特別研究(2)課題番号61025036（研究代表者・諏訪 浩）の交付を受けて行った。関係各位に感謝の意を表する。

参 考 文 献

- 1) Bagnold, R. A.: Experiments on a gravity-free dispersion of large solid sphere in a Newtonian fluid under shear, Proc. Roy. Soc. London, A225, 1954, pp. 49-63.
- 2) Bagnold, R. A.: Deposition in the Process of Hydraulic Transport, Sedimentology, 10, 1968, pp. 45-56.
- 3) 橋本晴行・椿東一郎：土石流における逆グレイディング機構，土木学会論文報告集，第336号，1983，

pp. 75-84.

- 4) 平野宗夫・岩元 賢：土石流先端部に関する実験的研究，新砂防，No. 121, 1981, pp. 1-7.
- 5) 石川芳治：滑川の土石流，新砂防，No. 136, 1985, pp. 24-29.
- 6) Middleton, G. V.: Experimental studies related to problem of flisch sedimentation, in Lajoie, J., ed., Flysh Sedimentology in North America, Geol. Soc. Canada Spec. Paper 7, 1970, pp. 253-272.
- 7) Naylor, M. A.: The origin of inverse grading in muddy debris flow deposits—a review, Jour. Sed. Petrol., 50, 1980, pp. 1111-1116.
- 8) Okuda, S., Suwa, H., Okunishi, K., Yokoyama, K. and Nakano, M.: Observation on the motion of a debris flow and its geomorphological effects, Z. Geomorph. N. F., Suppl. -Bd. 35, 1980, pp. 142-163.
- 9) 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 7），1980年焼岳上々堀沢における観測，京大防災研年報，第24号 B-1, 1981, pp. 411-448.
- 10) 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.
- 11) 諏訪 浩・奥田節夫：土石流先端における巨礫の運動および先端形状について，京大防災研年報，第16号 B, 1973, pp. 425-432.
- 12) Suwa, H. and S. Okuda: Deposition of Debris Flow on a Fan Surface, Mt. Yakedake, Japan, Z. Geomorph., Suppl. -Bd 46, 1983, pp. 79-101.
- 13) 諏訪 浩・奥田節夫・小川恒一：土石流における粒度偏析過程（その 1）——大径礫の先端集積と動的篩作用による逆級化——，京大防災研年報，第27号 B-1, 1984, pp. 409-423.
- 14) 諏訪 浩：山地河川における土石流の特性と流量計測，第 4 回混相流シンポジウム講演論文集「混相流の流動特性と流量計測法」，1985, pp. 157-174.
- 15) Suwa, H., S. Okuda and K. Ogawa: Size Segregation of Boulders in Debris Flow, Proc. Inter. Sym-po. on Erosion, Debris Flow and Disast. Prev., Tsukuba, Japan, 1985, pp. 237-241.
- 16) Suwa, H. and S. Okuda: Measurement of Debris Flows in Japan, Proc. IV th Inter. Conference and Field Workshop on Landslides, Tokyo, 1985, pp. 391-400.
- 17) 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——，京大防災研年報，第29号 B-1, 1986, pp. 391-408.
- 18) 高橋 保：土石流の流れ学，ながれ（流体力学会誌），3，1984，307-317.
- 19) 山野邦明・大同淳之：二粒径からなる混合粒径粒子流の流動機構，土木学会論文報告集，第357号／II-3, 1985, pp. 25-34.
- 20) 椿東一郎・橋本晴行・末次忠治：土石流における粒子間応力と流動特性，土木学会論文報告集，317, 1985, pp. 79-91.