

# 土石流フロントの挙動に及ぼす微細成分の影響

宮沢直季

正会員 工修 山梨大学助手 工学部土木環境工学科 (〒400-8511 山梨県甲府市武田 4-3-11)

主に中国で発生する粘性土石流では、微細成分が土石流の流動形態に大きな影響を及ぼしていると考えられる。そこで、本研究では、砂礫と微細成分として粘土を含む泥水からなる土石流を発生させて室内実験を行った。その結果、間隙流体が水の場合でも、水の80倍の粘性をもつ流体でも、土石流のフロント部は砂礫の堆積とその後の堆積の崩壊・流動化によって間欠的に流動することがわかった。また、間隙流体の粘性は、間隙流体の砂礫堆積層への浸透を低下させる効果をもつため、フロント部の砂礫の容積濃度は減少し、流動深は減少することがわかった。

**Key Words:** viscous debris flow, front, movement of coarse particles, fine component (clay)

## 1. はじめに

土石流災害は、死者を伴う災害の中で大きな比重を占めている。土石流の発生を予測し、土石流災害に対する防止・軽減対策を行うことは、災害から生活を守り、安全な暮らしを送るという観点において社会的に重要な課題となっている。

土石流発生地域の地質、地理条件の差異によって、様々な流動形態の土石流が観測され、分類されている。我が国の焼岳上々堀沢<sup>1)</sup>や滑川<sup>2)</sup>で発生した土石流は、石礫を多量に含み、シルトや粘土の微細粒子があまり含まれていない土石流(石礫型土石流)で、花崗岩地域で多く発生する。中国においてもこのような土石流は発生している(中国では、この種の土石流を水石流と呼んでいる<sup>3)</sup>)。一方、中国雲南省の小江支流の蒋家溝で発生した土石流は、砂礫の間隙にシルトや粘土の微細粒子が多量に含まれている土石流(粘性土石流)である。この流域では、地すべり地帯がほとんど占めており、地質的には細粒成分を多く含んでいる。日本では妙高白田切川で発生した土石流<sup>4)</sup>、姫川支川蒲原沢で発生した土石流<sup>5)</sup>が似ている。この種の土石流の流動特性は、石礫型土石流のそれと明らかに異なると考えられる。

蒋家溝で観測された粘性土石流の一般的な粒度分布を図-1に示す<sup>6), 7)</sup>。●が重量百分率、■が累加百分率を示す。これを見ると、流れの構成粒子の最大粒径は90mm程度で、土石流は10mm付近にピークをもつ粗粒成分と0.05mm以下の微細成分とのbi-modalな分布を持つ材料からなっている。つまり、これらの微細成分が土石流の

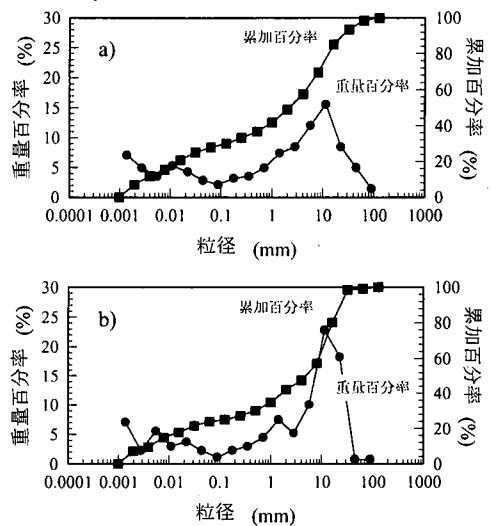


図-1 蒋家溝における粘性土石流の粒度分布, a)土石流全体の密度  $\gamma=2.169\text{ton/m}^3$ , b)  $\gamma=2.258\text{ton/m}^3$

流動形態に大きな影響を及ぼしていると考えられる。本研究では、砂礫と水からなる土石流(石礫型土石流)と、砂礫と微細成分として粘土を含む泥水からなる土石流(粘性土石流)を実験的に発生させて、両者のフロント部の流動形態にどのような違いがあるかを明らかにし、間隙流体中の微細粒子がフロント部の砂礫運動にどのような影響を及ぼすのかについて考察を行った。

## 2. 粘性土石流に関する既往の研究

粘性土石流については、最近活発に研究が行われている。高橋・小林<sup>6)</sup>は、蔣家溝で発生した土石流が図-1のようなbi-modalな粒度分布をもつことから、粘性土石流の流動機構を明らかにするための第1歩として、高粘性の粘土スラリーと一様な砂礫の混合物からなる土石流を取り扱った。まず、層流せん断流れにおいて粒子が平均的に離れた状態で輸送されるためには、粒子周りに発生する流れによって粒子が支えられる必要があるとの考察から、粒子の支持機構およびその反映として生じる見かけ粘性係数の増大機構に関する仮説を導入し、粒子支持圧力及びせん断応力の表示式を提示した。これらの式に基づく深さ方向と流れ方向の力の釣り合い式を導き、濃度分布式、平衡濃度式、流速分布式を求めた。次に、理論の妥当性を検証するために、高粘性のカオリン粘土スラリーと比較的均様な粒度分布(2~4mmの範囲に入り、中央粒径3.25mm)を持つ砂礫との混合物による水路実験を実施し、粒子支持圧力及びせん断応力の表示式中の定数評価を行った。その結果、①砂礫が全流動層に分散して流れている場合、流速分布はニュートン流体の層流として記述できる、②スラリーの粘性係数 $\mu_f$ の範囲によって、粒子周りの流れが見かけ粘性係数 $\mu_a$ に与える寄与の程度が変化する、③スラリーと均等な粒径の砂礫からなる粘性土石流の平衡濃度は石礫型土石流のそれと大差がないことを見出している。従って、このままの議論では、中国で言われている極めて高濃度(土石流全体の見かけ密度 $\gamma=2.25\sim 2.30\text{g/cm}^3$ )であるにも拘らず緩勾配(3°程度)の流路を高速で流下することを説明できないことから、更に混合粒径の場合について検討していくことが重要であることを指摘している。

高橋ら<sup>8)</sup>は、蔣家溝で発生した粘性土石流とほぼ同様な粒度分布を持つ材料を用いて実験的研究を行った。その結果、①粘土粒子から礫までの連続的な広い粒度分布材料を用いることによって、高濃度の流動性に富む土石流を再現できる、②粘性土石流をニュートン流体としてモデル化することが適切であることを見出している。

高濃度の粗粒子群の間隙を粘土スラリーが埋めているような粘性土石流材料が、せん断を受けて全体として層流流れを生じている場では、上下相隣り合う層に含まれる粒子が互いに接近するときに分散圧力が生じる。また、それによる粒子の移動は、より高濃度の方への運動が見かけ粘性の増大の効果を受けて、低濃度の方への運動に比べて困難である。高橋ら<sup>9)</sup>はこのような粒子分散効果と重力による沈降効果を考慮した釣り合い方程式を導き、それを開水路流れに適用した。その結果、①濃度分布は、勾配が急なとき、極めて高濃度の状態で水面近くまで分布し、ほぼ一様であると見なすことができる、②流速分

布は層流の放物線分布となり、実験結果によく適合する、③提案した理論が蔣家溝の土石流の流速を説明できると結論付けている。

高橋らの研究では、間隙流体が微細粒子を多量に含んで高粘性になっている場合に、せん断によって粗粒子を高濃度に浮遊させることはでき、粘性応力が外力に釣り合うとした考え方によって粘性土石流の流動機構を説明できると述べている。しかし、このような流れにおいても粗粒子間の摩擦や非弾性衝突によるせん断応力が生じると考えられる。粘性応力と比べてこれらの応力が無視できるのかどうかは検討される必要がある。また、彼らは提案した理論を実現現象へ適用しているが、理論から求めた流速と現地での観測結果を直接比較していない。

## 3. 室内実験

実験水路は、全長6m、水路幅10cm、深さ22cmの透明アクリル製の変勾配水路である。実験の要領は以下の通りである。まず、水路に厚さ10cmで砂礫を敷き詰める。低水槽内で水にベントナイト粘土(クニゲルVA、クミネ工業)を混合して泥水を作成し、ポンプによって一定流量で水路へ供給する。泥水と砂礫との混合物からなる土石流を発生させた。砂礫は川砂利を用い、ふるい分けによって2.00~4.76mm( $\sigma=2.62\text{g/cm}^3$ )と4.76~9.52mm( $\sigma=2.64\text{g/cm}^3$ )の2種類の粒径について実験を行った。

実験ケースおよび測定結果を表-1に示す。河床勾配は $\theta=17.2^\circ$ に固定した。表中の $C_f$ は泥水中のベントナイト粘土の容積濃度、 $Q_f$ は水路上流端から供給した泥水の流量、 $\rho$ は泥水の密度である。水とベントナイト粘土の混合物はビンガム流体でモデル化される。その物性値である粘性係数と降伏応力は管路実験によって求められている<sup>10)</sup>。この実験によって求めた水と粘土の混合物の粘性係数 $\mu_f$ と降伏応力 $\tau_y$ の実験式は次式である。

$$\log \tau_y = 1.20C_f - 3.53 \quad (C_f \text{ in } \%, \tau_y \text{ in Pa}) \quad (1)$$

$$\mu_f = \mu \left( 1 - \frac{C_f}{6.43} \right)^{-6.02} \quad (C_f \text{ in } \%) \quad (2)$$

ここで、 $\mu$ は水の粘性係数である。表中の $\mu_f$ と $\tau_y$ の値は式(1)、式(2)より求めた値である。また、 $Q_f$ 、 $Q_s$ 、 $C_s$ は水路下流端でのサンプリングによって測定されたフロント部の流量、砂礫の流砂量、砂礫の容積濃度である。測定方法は下流端に流下してきたフロント部をバケツにより採取し、このときの採取時間を測定する。表中の数値は同じ条件で3回行った値の平均値である。

フロント部の流速分布の測定は、フロント部の平均移

表-1 実験条件 (流砂量測定実験)

Run	$d$ (mm)	$C_f$	$Q_f$ ( $\text{cm}^3/\text{s}$ )	$\rho$ ( $\text{g}/\text{cm}^3$ )	$\mu_f$ (cps)	$\tau_y$ ( $\text{dyne}/\text{cm}^2$ )	$Q$ ( $\text{cm}^3/\text{s}$ )	$Q_s$ ( $\text{cm}^3/\text{s}$ )	$C_s$
S-1	4.76-9.52	0	800	1.0	1.04	0	2666	1152	0.432
S-2	4.76-9.52	0	1500	1.0	1.04	0	4414	1523	0.345
S-3	4.76-9.52	0	1900	1.0	1.04	0	5053	1807	0.358
S-4	2.00-4.76	0	950	1.0	1.04	0	3663	1375	0.376
S-5	2.00-4.76	0	1350	1.0	1.04	0	5008	1563	0.315
S-6	2.00-4.76	0	1700	1.0	1.04	0	5343	1950	0.365
S-7	4.76-9.52	0.010	950	1.016	2.88	0.047	3292	1229	0.373
S-8	4.76-9.52	0.010	1650	1.016	2.88	0.047	5675	2007	0.354
S-9	4.76-9.52	0.010	2050	1.016	2.88	0.047	6004	2172	0.362
S-10	4.76-9.52	0.018	950	1.028	7.51	0.427	3016	1232	0.408
S-11	4.76-9.52	0.018	1650	1.028	7.51	0.427	4985	2048	0.412
S-12	4.76-9.52	0.018	2050	1.028	7.51	0.427	5895	2320	0.393
S-13	4.76-9.52	0.033	950	1.052	79.3	26.9	3051	1088	0.357
S-14	4.76-9.52	0.033	1650	1.052	79.3	26.9	4330	1635	0.378
S-15	4.76-9.52	0.033	2050	1.052	79.3	26.9	5391	1897	0.352

表-2 実験条件 (流速分布測定実験)

Run	$d$ (mm)	$C_f$	$Q_f$ ( $\text{cm}^3/\text{s}$ )	$S_r$	$U_c$ ( $\text{cm}/\text{s}$ )
U-1	4.76-9.52	0	800	0.12	18.0
U-2	4.76-9.52	0	1500	0.11	30.0
U-3	4.76-9.52	0	1900	0.14	36.0
U-4	2.00-4.76	0	950	0.12	18.0
U-5	2.00-4.76	0	1350	0.21	24.0
U-6	2.00-4.76	0	1700	0.13	30.0
U-7	4.76-9.52	0.018	950	0.13	18.0
U-8	4.76-9.52	0.018	1650	0.13	30.0
U-9	4.76-9.52	0.018	2050	0.12	36.0
U-10	4.76-9.52	0.033	1000	0.20	18.0
U-11	4.76-9.52	0.033	2100	0.20	36.0

動速度と同じ速度で移動させた CCD ビデオカメラで側面より撮影し、後述する平面相関法による粒子画像解析によって求めた。ビデオカメラを台車に固定し、その台車にワイヤーを取り付け、モーターで牽引することによって、カメラはカメラ台のレール上を自由に動くことができる。モーターの速度はカメラ速度制御装置により土石流速度に応じて自由に変えることができる。撮影区間は水路上流端から1.0~6.0mとした。フロント部の縦断面形状は後述する画像解析によって求めた。表-2に流速分布測定の実験条件を示す。 $S_r$ は数箇所でのサンプリングして求めた堆積層の飽和度、 $U_c$ はビデオカメラの移動速度である。

#### 4. 粒子画像解析

##### (1) 動画処理システム

実験によりビデオカメラで土石流フロント部を連続撮影した。撮影したフロント部のビデオ画像を1/30秒ごと

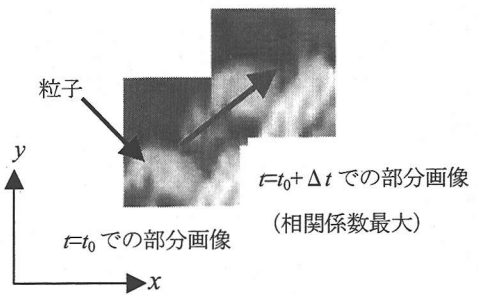


図-2 平面相関法

の連続静止画像としてパソコンに取り込み、その画像を852×480画素、256階調のモノクロフレーム画像データに変換した。変換した画像を用いて平面相関法により二次元速度ベクトル場を推定した。

##### (2) 平面相関法による速度場推定法

連続して撮影された2つの画像から平面相関法により速度場を推定する。図-2のように $t=t_0$ の画像においてある画素を中心とする $n \times n$ 画素の部分画像を考える。ここでの中心画素を $L$ 、部分画像中の各画素の輝度を $f_i$  ( $i=1,2,3,\dots$ )とする。次に、 $t=t_0 + \Delta t$ の画像における部分画像 ( $n \times n$ 画素) 中の各画素の輝度を $g_i$  ( $i=1,2,3,\dots$ )とする。相関係数 $R(L)$ は次式で計算される。

$$R(L) = \frac{\sum_{i=1}^m (f_i - f_{ave})(g_i - g_{ave})}{\sqrt{\sum_{i=1}^m (f_i - f_{ave})^2 \sum_{i=1}^m (g_i - g_{ave})^2}} \quad (3)$$

ここで、 $f_{ave}$ 、 $g_{ave}$ は各部分画像内での輝度の平均値、 $m$

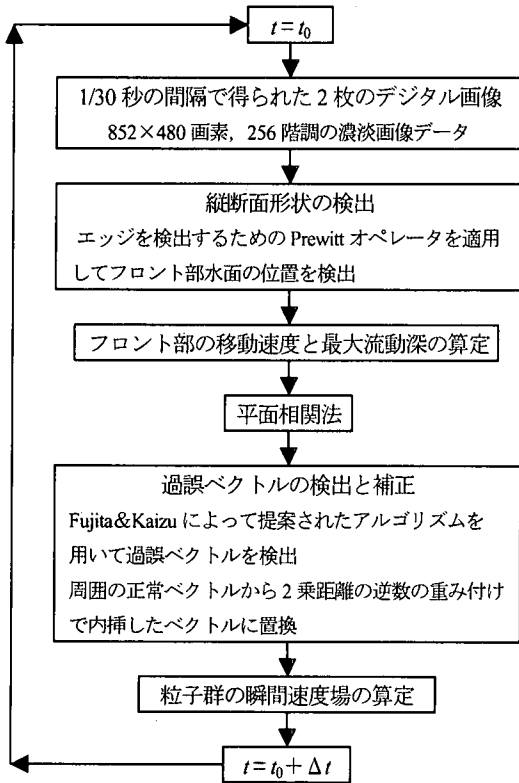


図-3 粒子画像解析のフローチャート

はピクセル数である。また、検索範囲を指定し、その範囲の中で相関係数  $R(L)$  を最大とする部分画像を移動した点とした。速度ベクトル  $(u, v)$  は次式より計算される。

$$u = \frac{\Delta x}{\Delta t}, \quad v = \frac{\Delta y}{\Delta t} \quad (4)$$

ここで、 $(\Delta x, \Delta y)$  は  $\Delta t$  時間の間の移動量である。本研究では、部分画像の大きさを  $n \times n = 21 \times 21$  画素 (1.2cm  $\times$  1.2cm) とした。

### (3) 画像解析のフローチャート

粒子画像解析のフローチャートを図-3に示す。1/30秒の間隔で得られた2枚のデジタル画像から、土石流フロント部の縦断面形状を検出する。エッジを検出するためのPrewittオペレータ<sup>11)</sup>を適用してフロント部水面の位置を検出する。このデータからフロント部の移動速度と最大流動深を算定する。次に、2枚の画像から平面相関法によって速度ベクトルを計算する。求めたベクトルの中に過誤ベクトルが含まれる場合があるので、その過誤ベクトルの検出と補正を行う。過誤ベクトルの検出は、Fujita and Kaizu<sup>12)</sup>によって提案されたアルゴリズムを用いて検出した。補正は、周囲の正常ベクトルから2乗距離の逆数の重み付けで内挿したベクトルに置換して求めた。これより、内部の粒子群の瞬間速度場が算定される。

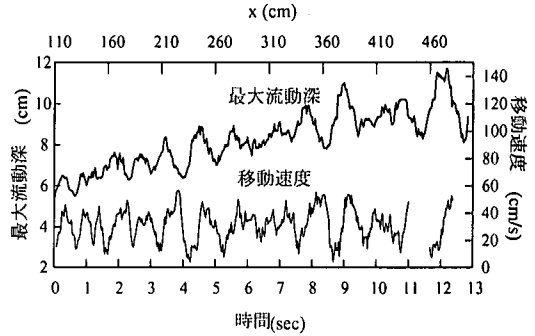


図-4 フロント部の移動速度と最大流動深の時間変化(Run U-2,  $\theta=17.2^\circ$ ,  $C_f=0.00$ ,  $Q_f=1500\text{cm}^3/\text{s}$ ,  $d=4.76\sim 9.52\text{mm}$ )

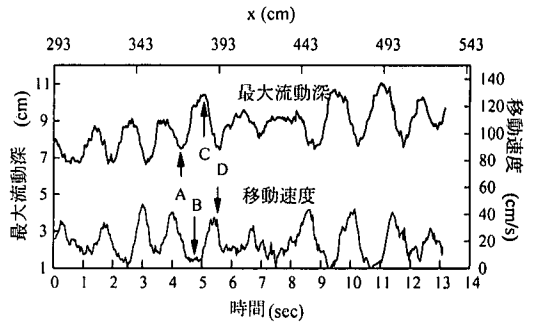


図-5 フロント部の移動速度と最大流動深の時間変化(Run U-4,  $\theta=17.2^\circ$ ,  $C_f=0.00$ ,  $Q_f=950\text{cm}^3/\text{s}$ ,  $d=2.00\sim 4.76\text{mm}$ )

## 5. 石礫型土石流のフロント部の挙動

### (1) フロント部の移動速度と最大流動深の時間変動

土石流フロント部の移動速度と最大流動深の時間変化を図-4に示す。図は水路の上流端から  $x=1.1\text{m}\sim 5.0\text{m}$  の時間変化を示し、太線が最大流動深の変化、細線が基準点（水路底から10cm上、すなわち元河床を基準点とした）から2cm上の点の移動速度の変化を表している。この図より、移動速度も最大流動深もある一定の周期で変動していることがわかる。流動深は変動しながらも時間とともに発達していき、ある値になると一定になる。また、最大流動深と移動速度の変化は互いに対応していて、同じ周期で変化している。しかし、周期は同じであるが位相はずれている。つまり、フロント部の移動速度が増加すると最大流動深は減少し、逆にフロント部の移動速度が減少すると最大流動深は増加する。両者の間にはこの関係が成り立っている。

### (2) フロント内部の瞬間速度場

フロント内部の砂礫の運動を知るために、画像データをもとに平面相関法によってフロント部の2次元速度ベクトル場を求めた。図-5はRun U-4の場合の最大流動深と移動速度の時間変化を示したものである。図中のA, B,

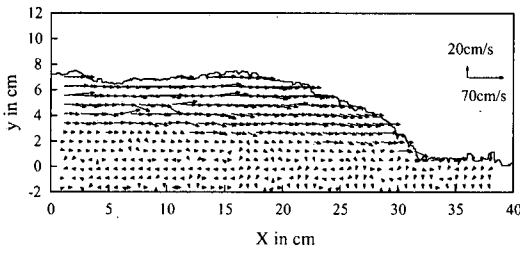


図-6 速度ベクトル (位相 A,  $t=4.27$  s)

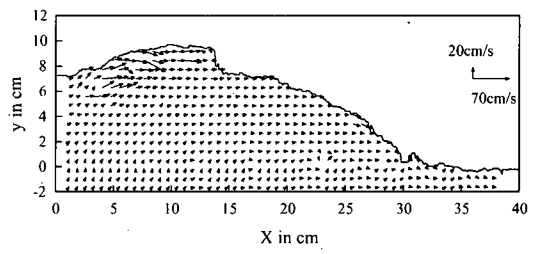


図-7 速度ベクトル (位相 B,  $t=4.67$  s)

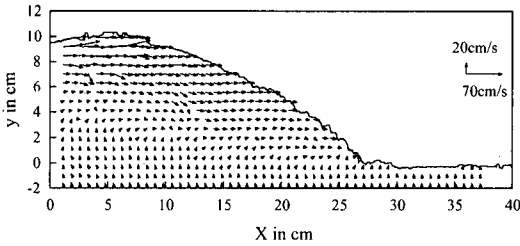


図-8 速度ベクトル (位相 C,  $t=4.97$  s)

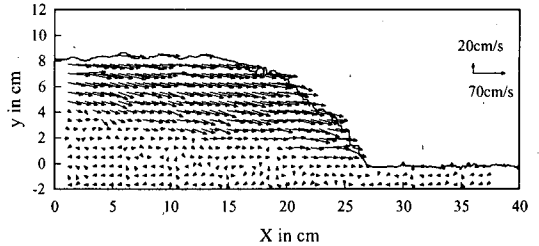


図-9 速度ベクトル (位相 D,  $t=5.30$  s)

C, D は最大流動深及び移動速度がそれぞれ最大、最小の位相であり、その位相の速度ベクトル図を図-6~図-9に示す。まず、位相 A を見ると、フロント部全体の砂礫が動いていることがわかる。しかし、前方部と後方部を比べると前方部の砂礫の方が遅くなっている。つまり、前方部の砂礫は減速しているのである。位相 B を見ると、前方部の砂礫はほとんど動いていない。つまり、砂礫が堆積しているのである。前方の砂礫が堆積しているために、後方から来た砂礫はその上に乗り上がろうとしていることがわかる。位相 C になると、位相 B で止まっていた砂礫が少しずつ動き始めている。このとき、フロント部の流動深は最大となる。位相 D では、位相 C で動き始めた砂礫が更に速い速度で後方の砂礫とともに前に崩れるように動いている。このときの先端の移動速度は最大となる。

次に、フロント部の流動形態について考察する。土石流が流下するとき、河床面に常にせん断抵抗が生じている。このときの河床面せん断応力は江頭ら<sup>13,14)</sup>によると次式のように表される。

$$\tau_0 = T_s(C) + f(C) \frac{d^2}{h^2} U^2 \quad (5)$$

ただし、

$$T_s(C) = (\sigma - \rho) C g h \cos \theta \mu \quad (6)$$

$$f(C) = \frac{25}{4} \left( \sigma k_g (1 - e^2) C^{1/3} + \rho k_f \frac{(1 - C)^{5/3}}{C^{2/3}} \right) \quad (7)$$

ここで、 $\tau_0$  は河床面せん断応力、 $T_s(C)$  は降伏応力、 $C$  は砂礫粒子の容積濃度、 $g$  は重力加速度、 $h$  は流動深、 $\mu$

は動摩擦係数、 $U$  は断面平均流速、 $e$  は砂礫粒子の反発係数、 $k_g$ 、 $k_f$  は実験定数で  $k_g=0.0828$ 、 $k_f=0.16 \sim 0.25$  である。式(5)の右辺第 1 項は降伏応力で固体摩擦を表し、第 2 項は流体抵抗を表す。流速  $U$  が減少すると、流体抵抗が小さくなる。容積濃度  $C$  は増加し、砂礫の堆積が生じる。そして、上流から来た砂礫がさらに堆積するため、フロント部の流動深は増加する。流速  $U$  がさらに減少し、ゼロに近づくと、容積濃度  $C$  は最密充填濃度  $C^*$  となる。このとき、河床面せん断応力は次式となる。

$$\tau_0 = T_s(C^*) \quad (8)$$

ただし、

$$T_s(C^*) = (\sigma - \rho) C^* g h \cos \theta \mu_s \quad (9)$$

ここで、 $\mu_s$  は静止摩擦係数である。従って、河床に作用する応力  $\tau_0$  が降伏応力  $T_s(C^*)$  よりも小さいときは、土石流は停止状態を維持するが、作用応力  $\tau_0$  が降伏応力  $T_s(C^*)$  に等しくなると土石流は動き始め、 $C^*$  は  $C$  となる。実験での観察においても、堆積した砂礫は流下してきた砂礫と一緒に前に押し出されるように速い速度で崩壊するのが認められた。土石流が流動し、作用応力  $\tau_0$  がある応力の限界値よりも小さくなると、土石流は再び停止し、堆積する。フロント部はこのようなメカニズムによって停止と流動を繰り返しながら間欠的に移動する。フロント部の移動速度と最大流動深の関係、及びフロント内部の砂礫の運動はこのメカニズムによって説明できる。宮沢<sup>15)</sup>は、フロント部で生じる間欠的流動はフロント部での砂礫の堆積過程と堆積した砂礫の崩壊・流動化過程によって引き起こされると考え、理論的検討を行っている。また、フロント部の間欠的流動は、実際に滑川で発生した土石流にも見られる<sup>2)</sup>。

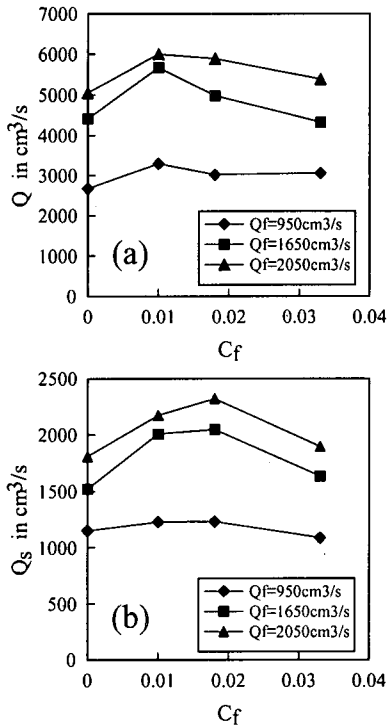


図-10 (a) 間隙泥水の粘土容積濃度とフロント部の流量との関係, (b) 粘土容積濃度とフロント部の砂礫の流砂量との関係

石礫型土石流のフロント部は上で述べた間欠的挙動を繰り返しながら流動する。しかし、粘性土石流のように砂礫の間隙水の中に粘土などの微細粒子が多く含まれれば、この流動形態にも大きく影響してくると思われる。まず、微細粒子がフロント部の砂礫の流砂量にどのような影響を及ぼすのかについて検討する。

## 6. 流砂量実験結果

### (1) 間隙泥水の粘土容積濃度とフロント部の砂礫流砂量の関係

図-10(a)に間隙泥水の粘土容積濃度  $C_f$  とフロント部の流量  $Q$  との関係, 図-10(b)に  $C_f$  とフロント部の砂礫流砂量  $Q_s$  との関係を示す。  $C_f$  と  $Q$  の関係を見ると,  $C_f$  が 0.01 まで増加すると  $Q$  は増加するが,  $C_f$  がさらに増加すると  $Q$  は逆に減少する。また,  $C_f$  と  $Q_s$  の関係を見ると,  $C_f=0.018$  の時がピークとなっているが, 図-10(a)と同様な傾向を示す。泥水の供給流量  $Q_f$  で見ると, 図-10(a), 図-10(b)とも  $Q_f=950\text{cm}^3/\text{s}$  のときはその傾向はそれほど見られないが,  $Q_f$  が増えるにつれてその傾向は顕著に現われることがわかる。

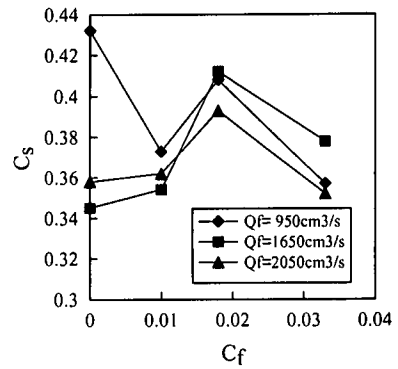


図-11 間隙泥水の粘土容積濃度とフロント部の砂礫の容積濃度との関係

### (2) 間隙泥水の粘土容積濃度とフロント部の砂礫容積濃度の関係

図-11 は間隙泥水の粘土容積濃度  $C_f$  とフロント部の砂礫の容積濃度  $C_s$  との関係を示したものである。図を見ると,  $C_f=0.00$  で  $Q_f=950\text{cm}^3/\text{s}$  の場合を除けば,  $C_f$  が 0.018 まで増加すると  $C_s$  は増加するが, さらに  $C_f$  が増加すると  $C_s$  は減少する。以上, フロント部の流砂量  $Q_s$  も容積濃度  $C_s$  も粘土の容積濃度  $C_f$  が増えるにつれて増加するが,  $C_f=0.018$  を越えると逆に  $C_s$  も  $Q_s$  も減少する。

実験での観察によると, フロント部の最大流動深や移動速度の時間変化 (図-12, 図-13) と同様に, フロント部の流量  $Q$ , 砂礫の流砂量  $Q_s$  及び砂礫の容積濃度  $C_s$  は周期的に変動すると考えられる。すなわち, 砂礫粒子が堆積すると  $C_s$  は増加し, その後砂礫が滑動すると  $C_s$  は減少する。実験で砂礫の容積濃度の時間変化を測定することは極めて困難であり, 本研究では, 3 章で示した方法によって  $Q$ ,  $Q_s$ ,  $C_s$  を測定した。従って, 図-10, 図-11 で示した実験値はこれらの水理量の平均値に近いと考えられる。

では, なぜ間隙泥水の粘土容積濃度によって砂礫の流砂量や容積濃度に違いが現われるのか。次章では粘土容積濃度によってフロント部の最大流動深や移動速度及び内部の速度にどのような違いが現われるのか調べ, 砂礫の輸送性について考察する。

## 7. 微細成分が砂礫の運動に及ぼす影響

### (1) 微細成分がフロント部の最大流動深と移動速度に及ぼす影響

フロント部の砂礫の流砂量が間隙流体中の粘土の容積濃度によって変化することを前章で述べた。すなわち,  $C_f$  が 0.018 までは砂礫の流砂量は増加し,  $C_f$  が 0.033 になると減少する (図-10(b) 参照)。これは, 間隙流体中の粘

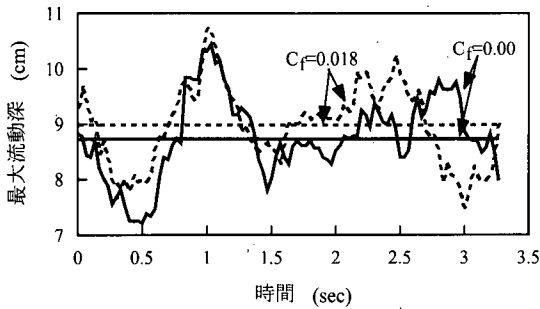


図-12 最大流動深の比較 (実線:  $C_f=0.00$ , Run U-2,  $Q_f=1500\text{cm}^3/\text{s}$ , 破線:  $C_f=0.018$ , Run U-8,  $Q_f=1650\text{cm}^3/\text{s}$ )

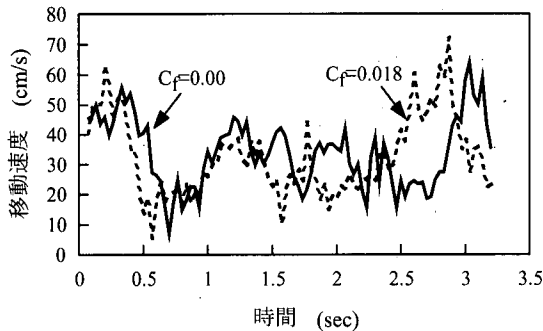


図-13 フロント部の移動速度の比較 (実線:  $C_f=0.00$ , Run U-2,  $Q_f=1500\text{cm}^3/\text{s}$ , 破線:  $C_f=0.018$ , Run U-8,  $Q_f=1650\text{cm}^3/\text{s}$ )

表-3 移動速度の平均と標準偏差

粘土濃度		高さ					
		2cm	3cm	4cm	5cm	6cm	7cm
0.00	平均	34.7	34.3	33.9	33.4	33.5	33.5
	標準偏差	24.1	21.5	21.6	20.3	21.9	21.4
0.018	平均	33.8	32.0	32.0	32.2	32.4	34.5
	標準偏差	23.7	22.3	23.3	22.9	25.2	52.8

単位 cm/s

土成分が砂礫の輸送に何らかの影響を及ぼしていると考えられる。ここでは、フロント部の最大流動深及び移動速度の変化の違いによってこの原因を考察する。

#### a) 砂礫の流砂量の増加と流動深及び移動速度の関係

図-12は、粘土の容積濃度が0.00と0.018の場合について、フロント部の最大流動深の時間変化を比較したものである。図は水路路上端から約3.5mから4.5mまでの最大流動深の変化を示し、横軸に平行に引いた線はそれぞれの平均を表す。図を見ると、 $C_f=0.018$ の方が $C_f=0.00$ よりも全体的に流動深が大きいことがわかる。このことは、粘土の容積濃度が大きい方がフロント部の盛り上がり大きいことを示している。また、変動周期はどちらもほぼ同じ周期で変動している。

図-13は、粘土の容積濃度が0.00と0.018の場合について、フロント部の移動速度の時間変化を比較したものである。図は基準点から4cm上の点の移動速度を示して

いる。この図より、変動の幅は $C_f=0.018$ の方が若干大きいことがわかる。移動速度が遅くなると、変動幅にそれほど差がないが、速くなるとは $C_f=0.018$ の方が変動幅が大きくなっている。つまり、加速過程では粘土の容積濃度が大きい方が速度が速くなっている。表-3は、基準点からの各高さにおける移動速度の平均値と標準偏差を示したものである。ほとんどの高さで速度の平均値は $C_f=0.00$ の方が少し大きい、標準偏差は $C_f=0.018$ の方が大きい傾向にある。また、移動速度の変化は流動深のそれと対応するので、変動周期はどちらも同じ周期で変動する。

フロント部の砂礫の流砂量が $C_f=0.00$ よりも $C_f=0.018$ の方が多くなるのは、フロント部の流動深が大きくなり、フロント部を構成する砂礫の量が多くなるのが原因であると考えられる。また、フロント部が高くなれば砂礫の位置エネルギーが大きくなるため、砂礫が崩れる速度は速くなるのである。

では、なぜ $C_f=0.018$ の方がフロント部が高くなるのであろうか。土石流は砂礫堆積層に水が供給されることにより発生する。その際、水が堆積層内に浸透すると、空隙は水で満たされ、砂礫群に浮力が生じ、その内部抵抗力が低下し、砂礫が輸送される。間隙流体中の粘土容積濃度が大きくなれば、間隙流体の密度が増加し、砂礫に作用する浮力も大きくなる。そのため、堆積層の内部抵抗力はさらに低下し、砂礫は輸送されやすくなる。その結果、フロント部へ流入する砂礫の量が多くなり、フロント部を構成する砂礫の量が増加し、フロント部は高くなると考えられる。

#### b) 砂礫の流砂量の減少と流動深及び移動速度の関係

粘土の容積濃度が0.018から0.033に増加すると、砂礫の流砂量は減少する(図-10(b)参照)。また、 $C_f=0.018$ で $Q_f=1650\text{cm}^3/\text{s}$ の場合の砂礫の流砂量と $C_f=0.033$ で $Q_f=2050\text{cm}^3/\text{s}$ の場合のそれを比べると、後者の方が、泥水の供給流量が多いにも関わらず、砂礫の流砂量が少ないという結果が得られた。そこで、両者の場合についてフロント部の最大流動深と移動速度を比較する。図-14は最大流動深の変化を示したもので、横軸に平行に引いた線はそれぞれの平均を表す。なお、両者の平均速度は異なるため、図ではフロント部の移動距離(移動距離は上流端から約3.5m地点からの距離)による変化を示した。

この図より、 $C_f=0.033$ の方が流動深の最高値は約1cm高くなっているが、平均値は $C_f=0.033$ の方が $C_f=0.018$ よりも明らかに低いことがわかる。最高値と最低値の差は $C_f=0.018$ が3.26cm、 $C_f=0.033$ が5.10cmで、 $C_f=0.033$ の方は変動が大きい。また変動周期は、 $C_f=0.033$ の方が大きい。

図-15はフロント部の移動速度の変化を示したものである。移動速度は基準点から4cm上の点の移動速度を表

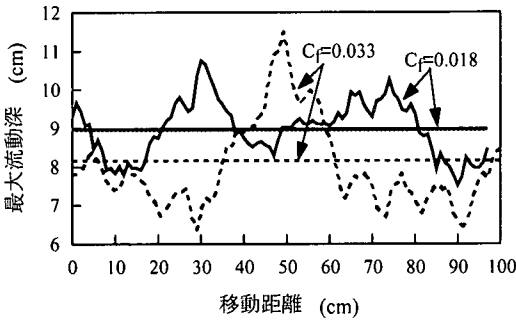


図-14 最大流動深の比較 (実線:  $C_f=0.018$ , Run U-8,  $Q_f=1650\text{cm}^3/\text{s}$ , 破線:  $C_f=0.033$ , Run U-11,  $Q_f=2100\text{cm}^3/\text{s}$ )

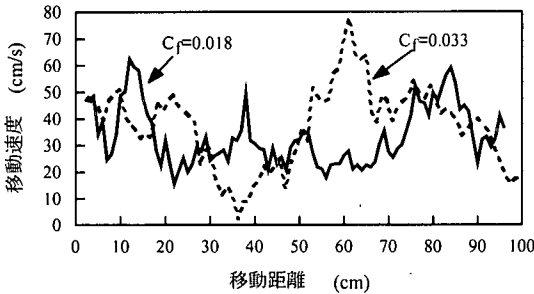


図-15 フロント部の移動速度の比較 (実線:  $C_f=0.018$ , Run U-8,  $Q_f=1650\text{cm}^3/\text{s}$ , 破線:  $C_f=0.033$ , Run U-11,  $Q_f=2100\text{cm}^3/\text{s}$ )

している。この図を見ると、流動深と同様に  $C_f=0.018$  より  $C_f=0.033$  の方が変動幅が大きくなっている。最高値と最低値の差は、 $C_f=0.018$  が  $46.9\text{cm/s}$ 、 $C_f=0.033$  が  $75.6\text{cm/s}$  でその差は約  $30\text{cm/s}$  である。特に  $C_f=0.033$  の場合、遅くなるときの速度はほぼゼロになっている。また変動周期は、流動深と同様に  $C_f=0.033$  の方が大きい。

$C_f=0.018$  から  $C_f=0.033$  になると砂礫の流砂量が減少するのは、 $C_f=0.033$  の方がフロント部の最大流動深が低くなるためであると考えられる。

粘土の容積濃度が増加すると、泥水の供給流量が多いにも関わらず、フロント部の流動深の差が大きく、流動深と移動速度の変動幅や周期にも違いが現われるのか。その原因を解明するために、フロント部の速度分布により、内部の砂礫粒子の運動について考察する。

## (2) 微細成分がフロント内部の流速分布に及ぼす影響

それぞれの粘土の容積濃度におけるフロント部の速度ベクトル場を求め、比較した。図-16 は粘土の容積濃度が  $C_f=0.00$ ,  $0.0018$ ,  $0.0033$  の場合の最大流動深と移動速度の変化であり、上が最大流動深、下が移動速度を表す。図中の A1~D3 はそれぞれの流動深及び移動速度の最大、最小になっている点であり、1:  $C_f=0.00$ , 2:  $C_f=0.018$ , 3:  $C_f=0.033$  を表す。各位相の速度ベクトル図を図-17~図-20 に示す。図-17 は流動深が最小の点の速度ベクトル

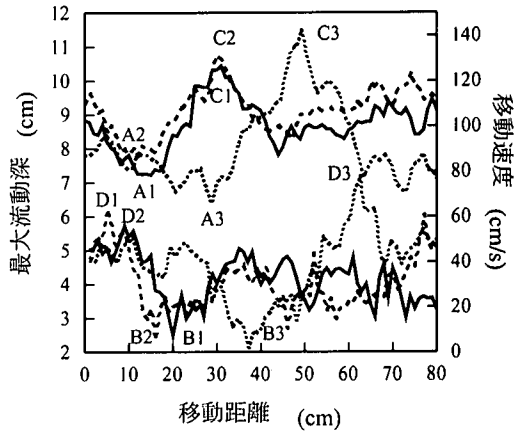


図-16 最大流動深と移動速度の関係 (実線:  $C_f=0.00$ , Run U-2,  $Q_f=1500\text{cm}^3/\text{s}$ , 破線:  $C_f=0.018$ , Run U-8,  $Q_f=1650\text{cm}^3/\text{s}$ , 点線:  $C_f=0.033$ , Run U-11,  $Q_f=2100\text{cm}^3/\text{s}$ )

ルである。 $C_f=0.033$  の場合は他の濃度の場合と比べてフロント部が明らかに低いことがわかる。流動している砂礫に注目すると、 $C_f=0.033$  の場合は他の濃度の場合と比べて流動している部分が少なく、ほとんど表面しか動いていないことがわかる。図-18 は移動速度が最小の点である。この図より、上流側から運ばれてくる砂礫が少ないことがわかる。図-19 は流動深が最大の点である。この図より、 $C_f=0.033$  の場合は他の濃度の場合と比べて先端斜面の傾斜角が急になっており、砂礫が崩れにくいことがわかる。また、 $C_f=0.033$  の場合の先端位置は他の濃度よりも手前であるが、これは先端の速度が非常に遅くなるためにカメラの速度に追いつけなくなるからである。図-20 は移動速度が最大の点であり、フロント部が崩れようとする瞬間である。どの濃度の場合も同じような崩れ方をしている。

以上より、粘土の容積濃度が  $0.00$  と  $0.018$  の場合は、内部の動きにそれほど違いは見られないが、濃度が  $0.033$  の場合は内部の砂礫の運動にかなり違いが見られた。特に、 $C_f=0.033$  は他の濃度に比べて砂礫が動いている部分が少ない。つまり、 $C_f=0.033$  のときはフロント部の表面だけしか流動していないのである。しかし、流動形態に関しては、それほど違いは見られない。フロント部はどの濃度においても、5章で説明したような間欠的挙動で流動しているのがわかる。

## (3) 微細成分が浸透に及ぼす影響

フロント部が流下すると、間隙の泥水は堆積層内に浸透する。そこで、粘土の容積濃度によって泥水の浸透の仕方にもどのような違いが現われるかを調べた。図-21~図-23 は、それぞれの粘土容積濃度において泥水が堆積層内に浸透していくときの浸透面を  $1/30$  秒毎に示したも



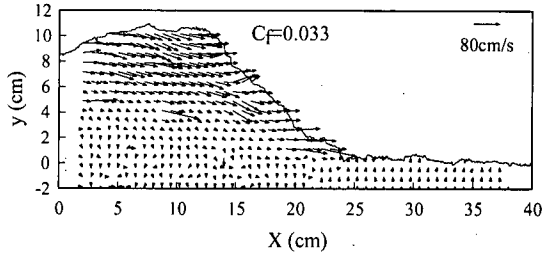
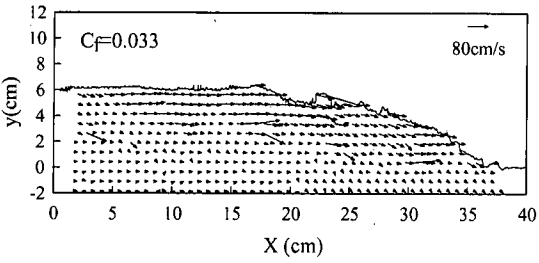
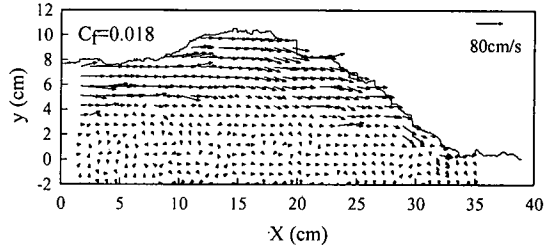
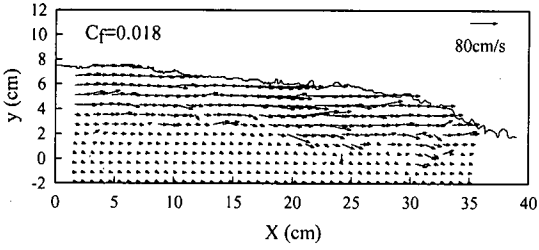
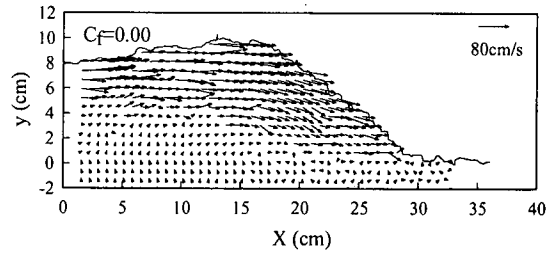
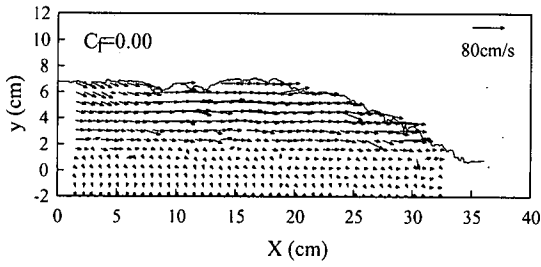


図-17 速度ベクトル (位相 A)

図-19 速度ベクトル (位相 C)

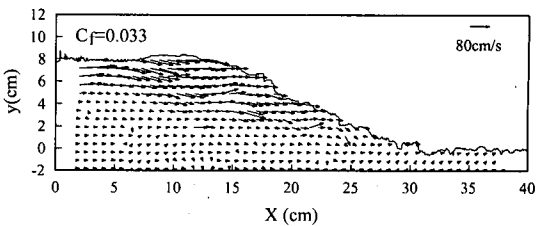
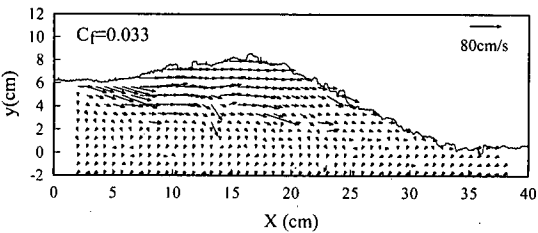
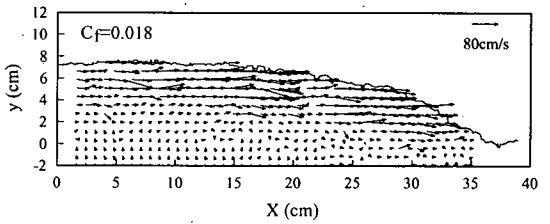
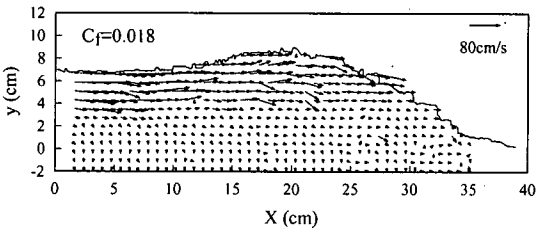
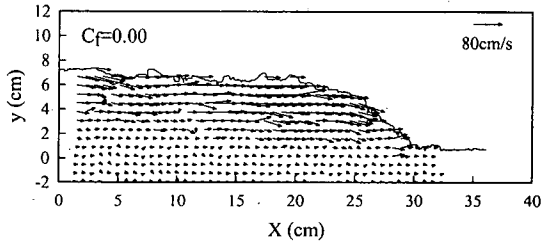
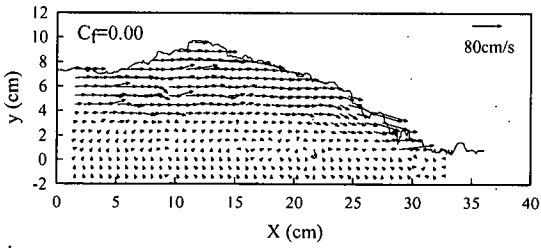


図-18 速度ベクトル (位相 B)

図-20 速度ベクトル (位相 D)

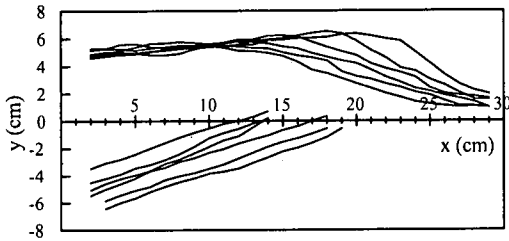


図-21 フロント部の浸透面 ( $C_f=0.007, Q_f=4090\text{cm}^3/\text{s}, \theta=17^\circ$ )

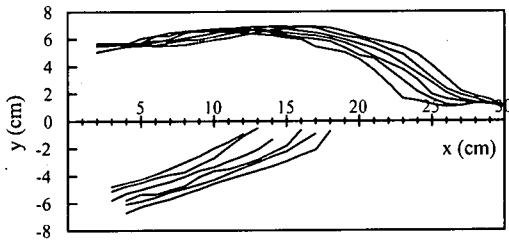


図-22 フロント部の浸透面 ( $C_f=0.018, Q_f=2680\text{cm}^3/\text{s}, \theta=17^\circ$ )

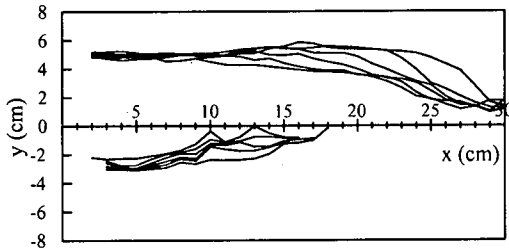


図-23 フロント部の浸透面 ( $C_f=0.033, Q_f=4000\text{cm}^3/\text{s}, \theta=17^\circ$ )

のである。  $C_f=0.007$  と  $C_f=0.018$  の場合、浸透面の角度はそれほど変わらない。しかし、  $C_f=0.033$  の場合、他の粘土容積濃度に比べて浸透面の角度が緩やかになっているのがわかる。つまり、粘土の容積濃度が大きいほど、泥水は堆積層内に浸透しにくいのである。

#### (4) フロント部の砂礫運動に及ぼす微細成分の影響に関する考察

粘土の容積濃度が 0.033 のときのフロント部は他の濃度に比べて、最大流動深や移動速度だけでなく内部の砂礫の運動にも大きな違いが見られた。この違いが生じる原因は間隙流体中の粘土による粘性の影響であると考えられる。図-24 に式(2)の粘土の容積濃度  $C_f$  と泥水の相対粘度  $\eta_r = \mu_f / \mu$  の関係を示す。この図より、  $C_f=0.018$  の粘性係数は  $C_f=0.00$  のその 8 倍程度であるが、  $C_f=0.033$  の粘性係数は  $C_f=0.00$  のその 80 倍近く高くなる。土石流は、堆積層内に水が供給され、内部抵抗力が低下することによって発生する。しかし、図-21～図-23 に見られるように、この 80 倍近い粘性のため泥水は堆積層内に浸透しにくくなる。そのため、泥水が堆積層の下層部に浸

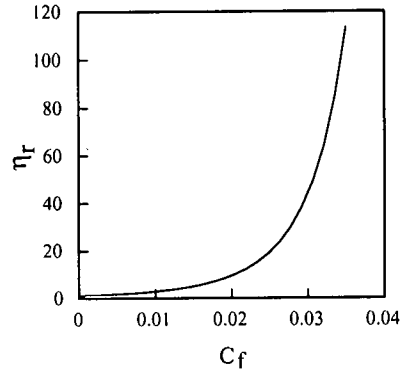


図-24 泥水の相対粘度  $\eta_r$

透する前に、土石流は表面の砂礫だけを取り込んで流下する。その結果、フロント部に流れ込む砂礫の量は少なくなり、その分高さも低くなるのである。砂礫の容積濃度が少なくなったのも、表面の砂礫だけを取り込んで流下するため砂礫の割合が少なくなったものと考えられる。

次に、先端斜面の傾斜角が急になるのは間隙流体中の粘土による降伏応力の影響である。式(1)のように粘土の容積濃度  $C_f$  が増加すると、泥水の降伏応力  $\tau_y$  は急激に増加する。作用せん断応力  $\tau_0$  が降伏応力  $T_s$  を上回るとき斜面は崩壊する。このとき間隙流体の降伏応力  $\tau_y$  が増加すれば降伏応力  $T_s$  は増加する。このときの降伏応力  $T_s$  は次式で表すことができる。

$$T_s(C_f) = \tau_y + (\sigma - p)C_f g h \cos \theta \mu_s \quad (10)$$

この式によると、  $\tau_y$  が増加すればその分降伏応力  $T_s$  は大きくなる。つまり、  $\tau_y$  が増加すればフロント部は崩れにくくなるのである。上流からは常に砂礫が流下し堆積を続けるが、降伏応力が増加した分だけ堆積量は増し、流動深は高くなる。このため、  $C_f=0.033$  の流動深の変動幅は大きくなるのである。また、  $C_f=0.033$  の流動深の変動周期が大きくなるのは、フロント部に流入する砂礫の量が他に比べて少ないことが原因であると考えられる。フロント部に流入する砂礫の量が少なくなれば、フロント部が成長する時間は他のものよりも長くなるからである。フロント部の最大流動深と移動速度は互いに対応して変化しているので、流動深の変動幅や変動周期が大きくなれば、移動速度のそれも同様に大きくなる。

## 8. 実験と現地における抵抗則の比較

抵抗則について本実験の結果と現地の観測結果を比較する。図-25 は蔦家溝で観測された土石流の速度比  $V_{flu}$  と相対水深  $h/d$  の関係を示したものである<sup>16)</sup>。ここで、

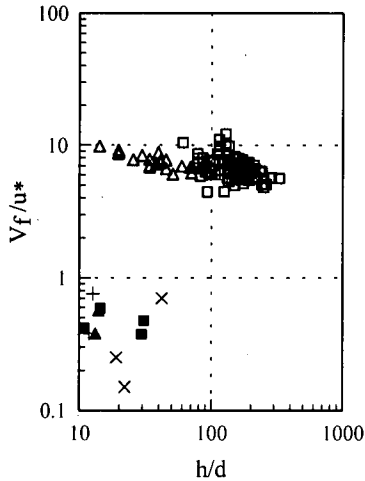


図-25 土石流の速度比  $V_f/u^*$  と相対水深  $h/d$  の関係

$V_f$  はフロント部の移動速度、 $u^*$  は摩擦速度、 $h$  は最大流動深、 $d$  は土石流材料の中央粒径 ( $d=10\text{mm}$ ) である。観測区間は区間長約 200m、幅 20~40m、深さ 2~5m、勾配  $\theta=3^\circ$  の直線流路である。□は 1991 年 8 月 13 日の土石流、△は 1993 年 8 月 26 日の土石流を示す。また、諏訪ら<sup>17)</sup>は蒋家溝で現地実験を行っている。現地実験は右側の斜面から合流するガリで行われ、流路の勾配は約  $13.4^\circ$ 、流路幅は約 2m、深さは約 0.5m、横断面形は U 字型である。×がその測定結果を示す。本実験結果では、フロント部の移動速度と最大流動深は時間によって変動するので、その平均値を用いて速度比  $V_f/u^*$  と相対水深  $h/d$  を計算した。その結果を図-25 に示す。■が  $C_f=0.00$ 、▲が  $C_f=0.018$ 、+が  $C_f=0.033$  の場合である。この図より、本実験の速度比と相対水深は、観測された値よりも 1 オーダー小さいことがわかる。また、現地実験のデータ数が 3 点と少ないので明確に言えないが、本実験の速度比は現地実験のそれと概ね一致する。相対水深の実験値は現地実験の相対水深の約半分である。

## 9. 結論

本研究では、土石流フロント部の挙動に及ぼす微細成分の影響を検討するために、砂礫と微細成分としてベントナイト粘土を含む泥水からなる土石流を発生させて室内実験を行った。得られた結果を要約すると以下のようになる。

- 1) 間隙流体が水の場合でも、水の約 80 倍の粘性をもつ流体でも、土石流フロント部は砂礫の堆積とその後の堆積の崩壊・流動化によって間欠的に流動する。
- 2) 間隙流体の粘性は、間隙流体の砂礫堆積層への浸透

を減少させる効果をもつ。そのため、フロント部の砂礫の流砂量や容積濃度が減少し、流動深は減少する。

- 3) 間隙流体の粘性は、フロント部の移動速度及び流動深の変動周期や変動幅を増加させる傾向をもつ。
- 4) 本実験で得られた速度比  $V_f/u^*$  は、蒋家溝で観測された土石流の速度比よりも 1 オーダー小さい値となった。

謝辞：本研究を遂行するにあたり、東京工業大学教授池田駿介先生に貴重な助言を頂いた。ここに記して感謝の意を表します。

## 参考文献

- 1) 奥田節夫、諏訪 浩、奥西一夫、仲野公章、横田康二：土石流の総合的観測 その 3、1976 年徳岳上々堀沢、京都大学防災研究所年報、第 20 号 B-1、pp.237-263、1977。
- 2) 石川芳治：滑川で発生した土石流、新砂防、Vol.37、No.5、pp.24-29、1985。
- 3) 水山高久、高橋 保、水原邦夫、沢田豊明、諏訪 浩：中国の土石流対策、新砂防、Vol.45、No.2、pp.22-27、1992。
- 4) 妙高土石流災害調査班：昭和 53 年 5 月 18 日妙高高原に発生した土石流災害、土木技術資料、Vol.20、No.9、pp.39-43、1978。
- 5) 土木学会蒲原沢土石流災害調査特別委員会：姫川支川蒲原沢土石流災害と危機管理に関する調査研究、pp.1-70、1998。
- 6) 高橋 保、小林幸一郎：粘性土石流の流動機構に関する研究、京都大学防災研究所年報、第 36 号 B-2、pp.433-449、1993。
- 7) 呉 積善、康 志成、田 連権、章 書成主編：雲南蒋家溝泥石流観測研究、中国科学院成都山地災害与环境研究所、中国科学院東川泥石流観測研究站、科学出版社、pp.1-251、1990。
- 8) 高橋 保、中川 一、里深好文、富田貴敏：粘性土石流の流動機構に関する研究(2) - 広い粒度分布を持った材料による水路実験 -、京都大学防災研究所年報、第 40 号 IDNDR 特別号、pp.173-181、1997。
- 9) 高橋 保、中川 一、里深好文、緒方正隆：粘性土石流の流動機構に関する研究(3) - 土石流サージの形成と伝播 -、京都大学防災研究所年報、第 41 号 B-2、pp.265-275、1998。
- 10) 荻原能男、宮沢直季：長方形断面開水路におけるビンガム流体の等流抵抗則について、日本機械学会論文集 (B 編)、59 巻、567 号、pp.3313-3318、1993。
- 11) 高木幹雄、下田陽久：画像解析ハンドブック、東京大学出版会、pp.550-575、1991。
- 12) Fujita, I. and Kaizu, T.: Correction method of erroneous vectors in PIV, *Journal of Flow Visualization and Image Processing*, Vol.2, pp.173-185, 1995。

- 13) 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, 第 32 号 B-2, pp.487-501, 1989.
- 14) 江頭進治, 宮本邦明, 伊藤隆郭: 掃流砂量に関する力学的解釈, 水工学論文集, 第 41 卷, pp.789-794, 1997.
- 15) 宮沢直季: 土石流のフロント部で生じる間欠的流動に関する研究, 土木学会論文集, No.663/II-53, pp.31-42, 2000.
- 16) Takahashi, T. (Editor): Japan-China joint research on the prevention from debris flow hazards, *Research Report of the Grant-in-Aid for Scientific Research, The Japanese Ministry of Education, Science and Culture*, pp.42-55, 1994.
- 17) 諏訪 浩, 澤田豊明, 新井宗之, 高橋 保, 水山高久: 粘性土石流の発生, 流動, 堆積のメカニズムと対策, 京都大学防災研究所年報, 第 40 号 IDNDR 特別号, pp.159-166, 1997.

(1999. 12. 10 受付)

## INFLUENCE OF FINE COMPONENT ON MOVEMENT OF DEBRIS FLOW FRONT

Naoki MIYAZAWA

The fine component greatly influences the flow characteristics in the viscous debris flow occurred in the China. In this study, the debris flow composed of coarse particles and slurry (water and clay) was generated in laboratory experiments. It is found that the front of debris flow flows intermittently by the jamming of sediment particles and subsequent failure and remobilization of the jammed particle even in the case that the viscosity of interstitial liquid is 80 times larger than that of water. The viscosity of interstitial liquid decreases the percolation through accumulated layer in the flowing stage. As the results, the transportation capacity of coarse particles decreases and the flow depth decreases.