

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—

高橋 保・中川 一・里深好文・富田貴敏*

*日本道路公団

要 旨

中国雲南省の蔣家溝で典型的な形態が見られる粘性土石流を、同様の粒度分布を持つ材料による水路実験によって再現した。これにより、慣用とは相違して、粘性土石流をニュートン流体としてモデル化するのが適切であることや、流れの粘性係数、粒子支持機構、堆積および侵食の機構、間欠性の発生原因、抵抗則等の解明への道筋が明らかになった。

キーワード：粘性土石流、流動機構、ニュートン流体、堆積、侵食、間欠性

1. 緒 言

粘性土石流は中国の雲南省の蔣家溝でその典型的なものが多発している土石流であるが、段波状のサージが繰り返して流下する、極めて高濃度（見かけ密度 = 2.25~2.30g/cm³）であるにも拘わらず緩勾配（3°程度）の流路を高速で流下する、段波の先端部は激しく乱れているが後続部は層流状であり、流速が小さくなって行くと共に流れが横断面内の中央部へ集中し、やがて停止する、などの著しい特徴があり、わが国で研究の進んでいる石礫型の土石流とは流動の状況が大いに異なっており、明らかに異なった流動機構を持っている。

高橋・小林（1993）は粘性土石流の一般的な流動機構を明らかにするための第一歩として、高粘性のカオリン粘土スラリーと比較的一様な粒径分布（2mm~4mmの範囲に入り、中央粒径3.25mm）を持つ砂礫との混合物を固定床の実験水路に流して、その特性を調べた。その結果、第一の特性として、水路上流端から供給する土石流の砂礫濃度が約30%程度以上であれば、砂礫は流れの全層に分散して流れるが、それ以下であれば流れの下部に砂礫の流動層ができ、上部にはほとんどスラリーだけの層が生じて流れることが分かった。ただし、供給土砂濃度が平衡輸送濃度 c_{∞} 以上であれば、それが30%以上であるか以下で

あるかに関わらず、堆積を生じ、定常的に流れることができなくなる。そして、 c_{∞} は、ほぼ

$$c_{\infty} = \frac{\rho \tan \theta}{(\sigma - \rho)(\Psi - \tan \theta)} \quad (1)$$

のように書くことができ、 Ψ は、ほぼ0.5で石礫型土石流の場合とほとんど異ならないことが判明した。ここに、 ρ はスラリーの密度、 σ は砂礫密度、 θ は水路勾配である。

明らかになった第二の特性は、砂礫が全流動層に分散して流れている場合、流速分布形がニュートン流体の層流として記述出来ることである。その際、見かけ上の粘性係数は間隙流体である粘土スラリーのその数倍から数百倍にもなるが、その倍率は同一の砂礫濃度に対して、間隙流体の粘性係数が小さいほど大きくなる。高濃度流れの見かけの粘性係数増大に関しては、粒子の混入による実質のせん断面積の減少に着目したEinstein, Kriegerや森・乙竹等の考えが広く用いられているが、とくに間隙流体の粘性係数がさほど大きくないときには、このような考えに基づく評価では過小の粘性係数を与え、周辺流体よりも相対的に重い砂礫粒子を分散させるために費やされるエネルギーに対応した粘性係数の評価が必要なことも判明した。

第三の特性は、層流せん断流れにおける粒子の分散機構である。粘性流体中を二粒子が接近する場合、

互いの距離に反比例する斥力が働くことは潤滑理論の教えるところであるが、二粒子だけの接近と遠ざかりとの相対運動では、全く可逆的な力が作用するので、粒子を支持する平均的な力は生まれない。しかし、せん断流れの中で深さ方向に濃度分布が存在すれば、着目粒子の上下で接近の頻度が異なることになる上に、濃度が高い層の見かけ粘性係数が大きいから、その層からより大きい力を受けることになり、平均的な粒子支持圧力が生まれる。定常流れにおいては、このような粒子支持圧力と粒子沈降速度とが釣り合った状態で流れていると解釈できる。事実、実験において、流れは十分に層流であるが、30%以上の砂礫濃度で粒子支持力が顕著に作用するようになり、粒子が浮遊した状態で輸送されていることが確認された。

上述の研究成果の中で、とくに第一の特性は実は我々にとって予想外の結果であった。この事実は、蔣家溝で生じている粘性土石流が極めて高濃度に砂礫を含んでいながら高速で流下するという特性を、微細粒子からなる高粘度スラリーと均等な砂礫の混合物では代表させることが出来ないことを意味している。そこで、本論文においては、蔣家溝のそれとほぼ同様の連続的な粒度分布をもつ材料を用いて実験的な研究を行っている。

2. 実験

2.1 実験材料

蔣家溝の粘性土石流と焼岳上々堀沢の石礫型土石流の、それぞれ代表的な粒度分布をFig. 1に示す。蔣家溝の場合には、0.074mm以下の微細成分が非常に多く含まれているのが特徴である。本実験においては、実験水路のスケールの制限から、最大粒子径を10mmとし、広い粒度分布をカオリンと珪砂を用いて再現した。実験材料の粒度分布と蔣家溝の材料の20mm以下の成分の粒度分布とをFig. 2に示す。比較的小粒径の範囲に関して、実験材料は蔣家溝の材料をほぼ再現していると言える。

この材料を水とどのような割合で混合するかであるが、蔣家溝では土砂濃度が0.53~0.85の範囲で流れていると言われている。しかし、今回の実験材料では、土砂濃度が0.58よりも大きいと土石流は実験水路を下流端まで流動することが出来ず、また、逆に濃度が0.55よりも小さいとホッパー内に貯めた土石流材料中の粗粒子がすぐに沈降してしまい、均一な土石流材料を供給することができなかった。そのような訳で、土石流の流下実験においては、土砂濃度を0.57に固定して実験を行っている。

蔣家溝の土石流材料は粒径0.1mm前後の成分を

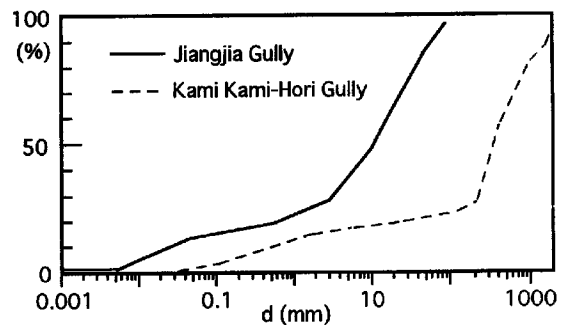


Fig. 1 Typical particle size distributions in the viscous debris flow and the stony debris flow

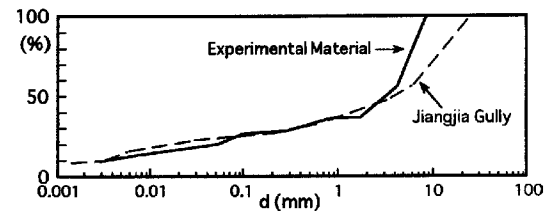


Fig. 2 Particle size distribution of the material component smaller than 20mm in the Jiangjia gully debris flow and that of the experimental material

ほとんど欠いている。仮に0.1mmよりも微細な成分をスラリー構成材料と考えることにし、実験材料に関しても同様に取り扱うことにして、見かけ密度 1.38g/cm^3 (土砂濃度0.226)のスラリーをビンガム流体であるとモデル化すると、降伏応力約 11.8Pa (118dyn/cm^2), 粘性係数 $0.036\text{Pa}\cdot\text{s}$ (36cP)であることが、試験の結果分かっている。同様の値が蔣家溝の材料についても得られている。

2.2 実験水路及び実験手順

全長17m、幅50cm、深さ40cmの可変勾配水路のうち、下流側10mの部分、幅9cmに仕切って用いた。水路の片側面は透明ガラスであり、水路床は平均粒径3mmの礫を貼付した粗面となっている。

土石流の粘性係数を測定することを目的とした実験では、水路の下流端から3.5mのところに、土石流材料を供給するホッパーを、材料が鉛直に落下するように設置した。実験の手順としては、ホッパーに予め水と混合した土石流材料 $13,000\text{cm}^3$ を貯めておき、ホッパー下部の栓を抜き、土砂が均一に混じるように攪拌しながら水路に供給する。このようにして発生させた土石流の流動状況を、上流端から2mの位置に設置した毎秒200コマ撮りの高速ビデオカメラで側面から撮影した。現象は非定常であるが、水深変化の少ない、ほぼ定常と見なせる時刻の流動深と、表面流速を読みとった。表面流速は土石流表面に浮か

ベタトレーサーを追跡することで読みとった。

先に述べたスラリーの物性試験の結果は、同様の実験をスラリーについて行い、流動停止後の堆積厚を測定して求めたものである。

粘性土石流の流動と堆積及び再流動に関する実験では、下流端から7.5mの位置にホッパーを設置し、これに土石流材料を予め25,000cm³貯めておき、先の実験と同様にして、土石流を発生させた。最初は、固定床上に土石流を流下させる。これを第1波と呼ぶことにする。この時、上流からの供給が無くなるのに伴い、水路にはある厚さで土石流が堆積する。この状態で再びホッパーに同じ材料を用意し、第1波の終了5~6分後に、第1波同様に土石流を供給する。これを第2波と呼ぶ。以下同様にして、3波、4波と繰り返したケースもある。

流動時の水位計測は、上流端から3m、6mの2ヶ所に設置した可視光レーザ式変位センサを用いて行った。流動状況の撮影は、上流端から6mの位置の側面に設置した高速ビデオカメラによって行った。ホッパーから流出する流量すなわち上流端供給流量は、別途、ホッパー直下で目盛りのある箱で流出土石流を受けてキャリブレーションを行った。下流端から流出する流量は、同様に箱で受けて計測した。

さらに、追加の実験として、粘性土石流の顕著な間欠性が、第1波等の終了後の堆積物上に土砂崩壊などの外力によって発生した波の発達によってもたらされるのではないかと推量の可否を検討するために、各勾配を変化させた流動実験の終了後の土石流堆積物上に、直径77mm、長さ280mmの筒に詰めた約2kgの平均粒径2cmの礫を投下して、波の発達状況を観察した。

2.3 土石流材料の物性

今回の実験材料をニュートン流体であると考えるか、あるいは、ビンガム流体であると考えるのがより適切かという問題に答えるために、土石流流下時の様子を観察したが、流れの表面付近に顕著なプラグ部分が認められなかった。また、数波の土石流流下後の水路底堆積が材料の降伏強度によって生じているとして、堆積厚さから降伏強度を逆算した結果は、Fig. 3に示すように、降伏強度が水路勾配に依存する結果となった。本来、降伏強度は勾配に対して独立のはずであるから、この材料はビンガム流体ではなく、ニュートン流体であると考え。ニュートン流体では、表面流速と粘性係数の間には、

$$\mu_T = \frac{\rho g \sin \theta h^2}{2u_s} \quad (2)$$

の関係があるから、この式から求めた見かけ粘性係数と固体濃度の関係をFig. 4に示す。ただし、 μ_T :

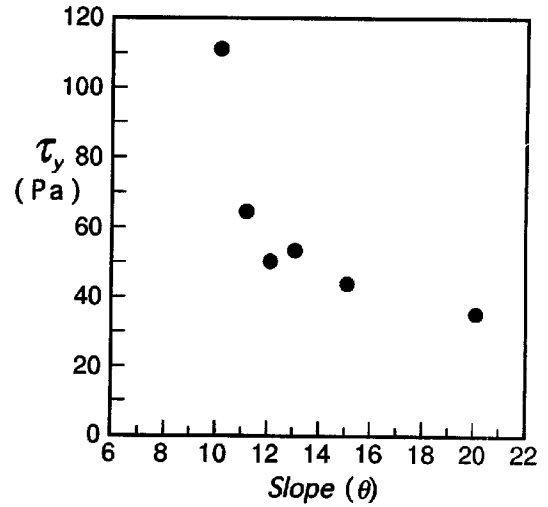


Fig. 3 Hypothetical yield strength deduced from the deposit thickness after a debris flow

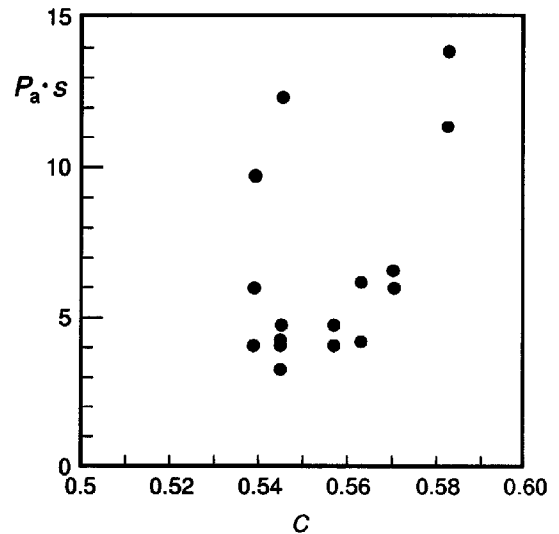


Fig. 4 Apparent viscosity versus solids concentration

土石流材料の見かけ粘性係数、 h : 流動深、 u_s : 流れの表面流速、 g : 重力加速度である。実験がかなり狭い濃度範囲でなされており、しかも濃度0.54付近は均質な材料を供給できる限界の濃度であるので、この付近で実験結果にばらつきが認められるが、得られた粘性係数の値は前報(高橋・小林, 1993)の結果と整合的である。蔣家溝の土石流に限らず、多くの土石流がビンガム流体モデルによって説明されている。土石流がある厚さで停止する現象を、流体が降伏強度を持っていると考えると理解し易いし、多くの土石流試料のレオロジー試験で、大きい変形速度の領域では応力と変形速度との関係がビンガムモデルによく適合するからである。蔣家溝の土石流の停止条件から、これをビンガムモデルで説明するとすれば、

スラリーの降伏強度の約千倍に相当する 10^4Pa 程度の降伏強度がなければならぬし、堆積厚さに相当するようなプラグの存在は観察されていない。実際、観察によれば、流れが停止する寸前には、表面の流れは流心に向かって集中するように流れている。このように、実際の土石流が流れている時には、大きい降伏強度が存在していないということは、実際の土石流に相当するような小さい変形速度の領域でのレオロジー試験でも認められており、変形速度の広い範囲で適合するHerschel-Bulkleyモデルのようなものが適切であるとの主張もある(Coussot P., 1995)。しかし、ニュートン流体モデルはより簡単であるので、ここではこれを採用して議論を進める。

なお、蒋家溝で観察されている土石流をニュートン流体であるとして平均的な粘性係数を求めると $50\sim 100\text{Pa}\cdot\text{s}$ 程度となり、本実験の場合よりも相当大きい。実験ではとくに最大粒子径を 10mm としており、蒋家溝では 10mm 以上の粒子が数十パーセントも含まれている点で材料の違いがあることに注意する必要がある。

3. 土石流の流動、堆積及び再流動の機構

3.1 土石流の挙動の概況

第1波目を流下させると、ある厚さで水路床上に堆積する。その上に2波目を流下させると、先の堆積物がある程度取り込まれて、再流動することが確認された。水路勾配が 11° 以上であれば、1波目、2波目を流した後の堆積深は変化しないが、 9° 以下では土石流を流下させる度に堆積深が増加して行く。この場合、水路下流端へ流出する土砂は明らかに粗粒成分が減少しており、粗粒成分がより多く堆積していることを示している。さらに、勾配 7° では、下流端まで土石流が流下せず、途中で流動が停止した。蒋家溝においても、間欠性の土石流が最初に流下してくる場合には、河床は粗い石礫で覆われており、一つの波が到達して停止すると、それより上流にほぼ一樣な厚さで、あたかも滑らかな舗装をするように堆積する。次の波は、前の波の停止地点よりも少し下流まで到達して、そこより上流を舗装する。このような過程を繰り返すことによって、舗装厚さが数十センチメートルに達すると、それ以後の土石流は強い流動性を得て、堆積深がほとんど変化しない状態で通過することができる。蒋家溝でこのような現象が観察されているのは、水路勾配が 3° 程度の場所である。今回の実験の場合にも、 9° 以下の勾配で、堆積厚さが単調に増加するのではなく、ある厚さに達すれば強い流動性が生じるかどうかは確認ができていない。

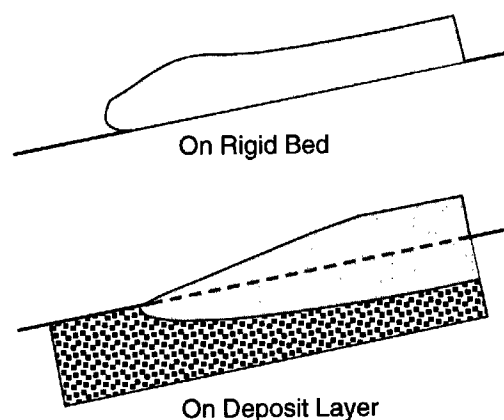


Fig. 5 Schematic diagram of the longitudinal profiles of the debris flow fronts proceeding on the rigid bed and on the deposit layer remained after passage of the last surge, respectively

実験において、土石流が固定床上を流下する時には、石礫型土石流で見られるように、フロント部が上から下へ巻き込むようにして流動するが、予め堆積層が存在する2波目以降のフロントは前方へよりスムーズに飛び出すようにして流動する。そしてその下部で堆積層が引きずられるようにして再流動を始める。高速ビデオによる側面からの観察の概念図をFig. 5に示す。蒋家溝の土石流の観察によれば、堆積層上を流下するフロント部は著しく乱れた流れとなっているが、時々、フロント上方から堆積層上へ叩き付けるように土石流体が落下し、その部分が平均的なフロント進行速度よりも相当速く前方へ飛び出す。Fig. 6はフロントの流下速度の実験結果を示している。当然、勾配が急なほど流下速度が大きくなっているが、いずれの勾配でも、固定床上を流下する場合に比べて、堆積層がある場合の流下速度がおおよそ2倍程度大きくなっている。また、堆積層のある場合のフロントの流下速度と後続部の流下速度とを比較すると、前者が約1.5~2.0倍大きくなっている。フロントの挙動、進行速度の決定機構に関しては今後研究すべき課題が多い。

3.2 流動機構

水路側岸から撮影した高速ビデオの映像をもとに、側面付近の粒子の運動を追跡することにより、土石流の流速を読みとった。勾配 11° 以上では、粒子はほぼ全層にわたって分散した状態で、層流的に流動しているのが観察された。表面付近の流速の読みとりはトレーサーを見つけることが難しく困難であったが、プラグの存在を確認することは出来なかった。勾配 9° 以下では、堆積層が現れ、堆積層表面付近で流速分布に変曲点が生じる。これは移動床上の石礫型土

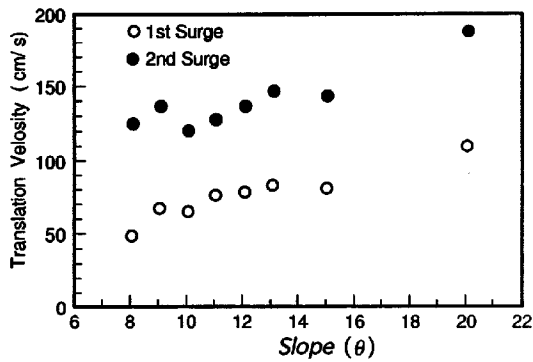


Fig. 6 Translation velocities of the forefront on the rigid bed and on the deposit layer

石流でも見られ、深さ方向の濃度分布が顕著な場合の特性であると思われる。

先に求めた本土石流材料の物性値として、 $\rho = 1.92\text{g/cm}^3$ 、流体の見かけ粘性係数 $\mu_T = 6.2\text{Pa}\cdot\text{s}$ (62ポアーズ)として、ニュートン流体の層流の流速分布式

$$u(z) = \frac{\rho g \sin \theta}{\mu_T} \left(hz - \frac{z^2}{2} \right) \quad (3)$$

による流速分布形と実験結果との比較の例をFig. 7に示している。式(3)は一様な濃度分布を前提としている上に、実験の速度読みとり値は壁面付近であるという問題点はあるが、ほぼニュートン流体の層流であるとの近似が成立することが分かる。Fig. 8は水路の上下流2ヶ所に設置した水位計の記録である。図で水位記録に時間的変動が見られない部分は流れが停止していることを意味している。勾配8°の場合、第1波目の土石流フロント部は丁度下流側の水位計の位置で停止したため、下流側の水位の変化はピークを持っていない。2波目、3波目では、1波目よりもフロント到達時刻が早くなっているが、それと同時に各サージの度に堆積厚さが増加するため、下流側の水位の変動幅が小さくなっている。勾配11°の場合、2波目以降で堆積厚さは変化せず、上下流の水位ピークの高さもほぼ同じである。

3.3 堆積機構

Fig. 9は、各サージの通過後の堆積深を勾配毎に整理したものである。11°以上では堆積厚さの変化は殆ど無いが、それ以下の勾配では、各サージの通過毎に堆積厚さが増加して行く傾向が読みとれる。しかし、勾配9°の場合に合計5回のサージを流下させたところ4回目と5回目との堆積厚さにはほとんど差が生じていない。このようないわば堆積厚さの頭打ちが一般的に起こるかどうかが、実験では確かめられ

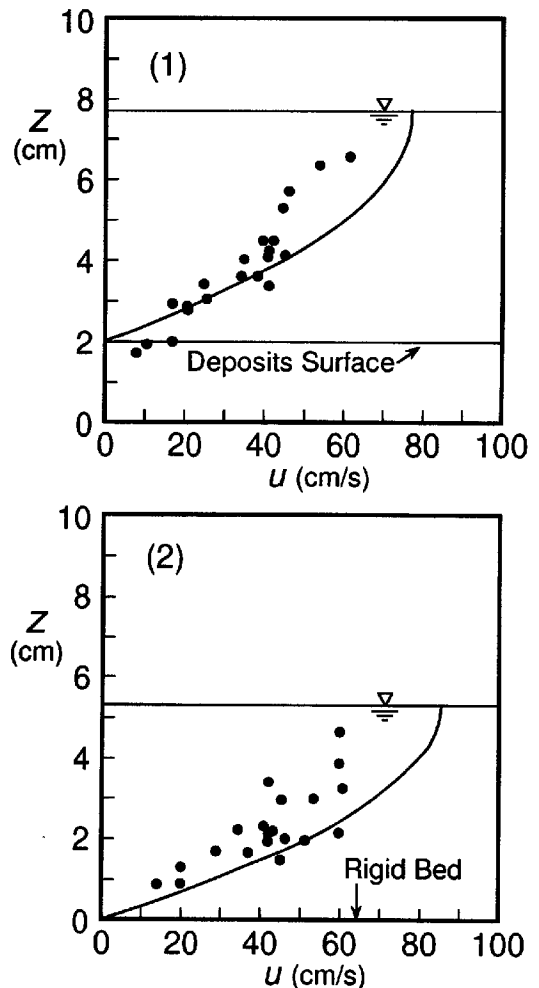
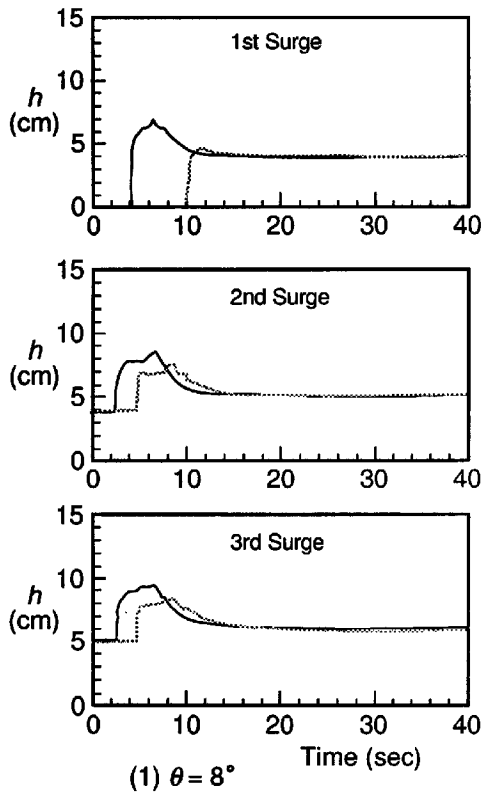
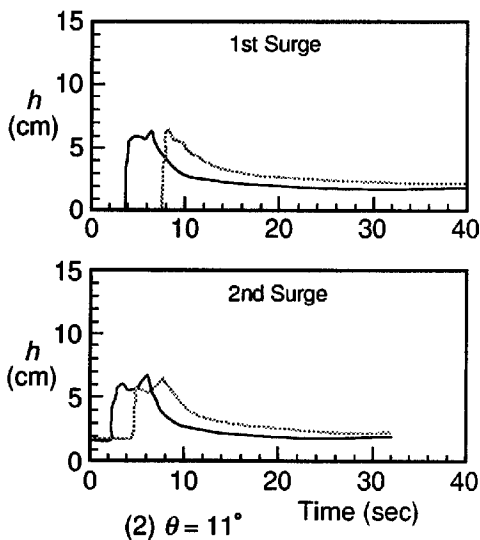


Fig. 7 Velocity distributions as a Newtonian fluid (parabolic curves) and the experimental results (circles). (1) On deposit layer, (2) On rigid bed

ていないが、蔣家溝では勾配約3°の地点でこのような頭打ちが見られるので、今後、再流動の機構と併せてさらに検討を必要とする。Fig. 10に水路勾配が11°の場合を例にとって、堆積開始から流動停止に至るまでの、流動深、堆積深、および流速分布の変化の様子を示す。もしも流れがビンガム流体で代表されるような降伏強度を持った流体であったとすれば、作用せん断力は流れの底面の方が上部よりも常に大きいから、まだ流動深が大きい段階で、徐々に堆積が進行することはないはずである。ところが、実際には堆積が徐々に進行しており、流動深がかなり小さくなった段階でも、極めてゆっくりではあるが、流動部は速度分布を持った形で流れている。図には堆積厚さが0.8cmになった時点までしか示されていないが、この実験ケースの場合、最終堆積深は約2.0cmであるから、図に示されている最終段階から堆積が急に進行したことになる。流動深あるいは摩擦速度と堆



(1) $\theta = 8^\circ$



(2) $\theta = 11^\circ$

Fig. 8 Temporal depth variations measured at upstream and downstream stations along the flume. (1) Channel slope is 8° , (2) Channel slope is 11°

積速度の関係で見ると、摩擦速度が小さくなると堆積速度は大きくなる傾向がある。上記のような堆積プロセスは、流れがビンガム流体としては記述できないことを示す一つの証左であるが、それではこのような堆積過程をどのように説明すれば良いのであろうか。緒言でも述べたように、著者らはニュートン流体の層流においても、高濃度に粒子を含んでいる

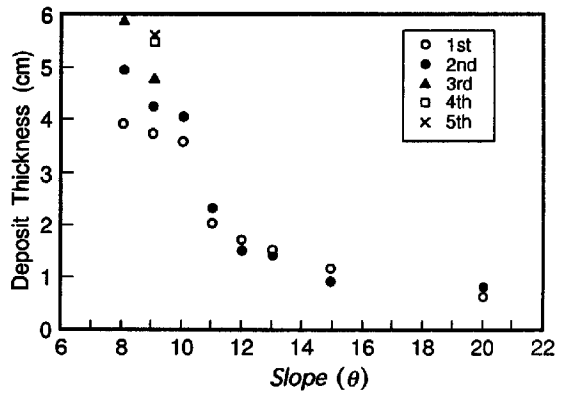


Fig. 9 Deposit thickness versus slope

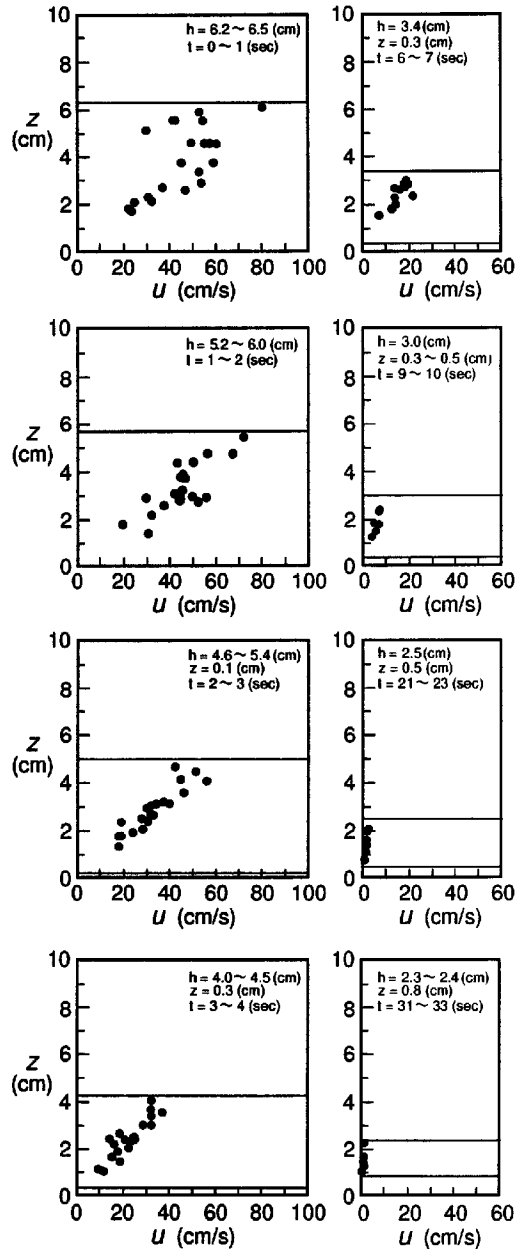


Fig. 10 Time sequential process of deposition of the first surge

場合、せん断によって、せん断変形速度に比例する粒子分散圧力が働き、分散圧力と粒子沈降速度が釣り合った状態で定常的な流れが現れると考えている。固定床上を第1波が流れ下ってきたとき、当初は流量も大きく、十分なせん断速度を持っているので、堆積は生じない。しかし、供給流量が低減してきて流動深が徐々に小さくなると、せん断速度が小さくなり粒子の沈降が始まる。もともと非常に高濃度であるから、わずかの沈降によって、底面付近で粒子同士の接触応力が働くようになり、その部分が停止する。このようなプロセスが流量の低減とともに進み、堆積厚さが増大して行くと考えるのである。このようなプロセスの定量的な評価は今後の課題としたい。

3.4 再流動の機構

上記のような堆積物は、停止後時間があまり経過していない場合には、非常に軟らかい状態にあり、蔞家溝の土石流堆積物とよく似ている。この堆積物の上に次のサージが流下してきたとき、堆積物の上部はフロントの通過後すぐさま流下してきた土石流に引きずられるようにして再流動を始める。蔞家溝では堆積物の上流部からわずかな擾乱が与えられたとき、堆積物の表面が膨潤するように波が伝わり、時によってはその波の前面が次第に尖鋭化して砕波に至り、その後下流へ小規模なサージとして流れて行く場合が見受けられる。しかし、本実験の場合には、フロントが到達するまでは堆積層に何ら変化は起こらなかった。

堆積層の内、再流動する厚さを勾配毎に示すとFig. 11 のようである。勾配が11°以上では堆積層の全層が再流動化する。勾配が9°以下の場合、サージが取り込む厚さは勾配が大きいほど大きくなるが、ある限界が存在する。これは堆積物の下層ではある程度圧密が進行して、粒子間の接触応力が大きくなっているためであると考えられる。なお、6°及び7°の場合の実験は、予め1波目を12°の勾配で流して形成させた堆積層を、勾配を所定の勾配に戻してから侵食させたものである。堆積層の侵食速度と摩擦速度の関係をFig. 12 に示す。侵食速度は土石流フロントの通過後に堆積層の上層が流動を始め、やがて再流動できる限界の深さまでに達するのに要した時間と、その厚さから求めたものである。図には同時に勾配11°の場合の堆積速度 (i の負の範囲に相当) も示している。侵食の限界深さが堆積層内にある勾配7°から10°の範囲、さらに勾配11°の堆積速度が摩擦速度に比例するような関係があることは興味深い。

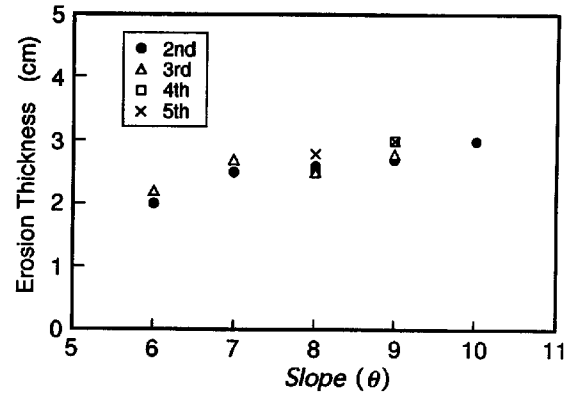


Fig. 11 Thickness of erosion of the newly deposited layer by the passage of the debris flow surge

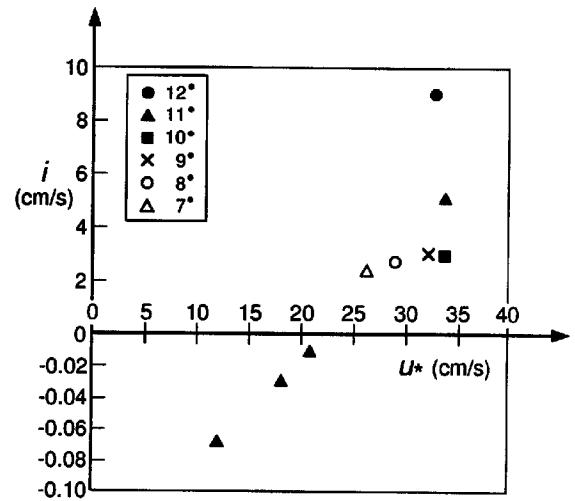


Fig. 12 Erosion and deposition velocity versus shear velocity

4. 間欠性の発生原因に関する若干の考察

粘性土石流に特徴的な間欠性の発生原因に関しては、流れの不安定性に着目した議論があるが、今回の実験ではそのような不安定性は見出されなかったし、現地でも流れの停止時間が1分以上になることが珍しくなく、このような議論には無理があると思われる。3.4で停止後間もない堆積物が何らかの擾乱を受けて、サージにまで発達する場合のあることを述べたが、今回の実験において、堆積物に礫を投下することで波を発生させたところ、波高1~2cmの波は発生したが、それはすぐに減衰し、サージにはならなかった。現地の観察でも、サージに発達する場合もあるが、減衰してしまう場合も多く、たとえ発達しても大規模なものにはなり得ないことから、やはり大規模なサージになるためには、実質の供給がなければならないと考える。そのように考えると土砂供給そのものの間欠性に原因を求めるのが最も確からし

いのではないだろうか。現地調査によれば、大きい支溪の出口には本川を半分堰き止めるような形で大規模な土石流扇状地が発達している。本川に土石流が発生してからあまり日を置かずそのような扇状地へ行くと、その上を小規模な土石流が流れており、堆積物は非常に軟らかくてすぐにでも土石流になり得るのではないかとと思われるほどである。したがって、大規模な土石流発生時には、流域内に沢山存在するこの種の扇状地からの土石流の押し出し規模も大きく、殆ど本川を堰き止めるほどになるものと推定される。このような一種の天然ダムが決壊したとき本川を土石流が流下することになるであろう。決壊した天然ダムの方は、その後の支溪からの土石流の押し出し、あるいは、扇状地自身の不安定化によって、再び修復され、次の決壊の機会を待つことになる。このような仮説の検証に向けて、現地調査および水路実験を行う予定にしている。なお、本川に沿って多くの天然ダムが存在しているとき、上流から順にそれらが決壊して行くだけでは間欠性は現れないことが数値シミュレーションで分かっている。

5. 結語

典型的な粘性土石流である中国の蔣家溝の土石流材料を再現した広い粒度分布を持つ材料を用いて水路実験を行った結果以下のような成果が得られた。

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、微細粒子からなるスラリーと比較的均等な粗粒子の混合物では得られなかった高濃度の流動性に富む土石流を再現することができた。また、その高い流動性は水と土砂の混合比がかなり狭い範囲でのみ得られることも判明した。

2) 実験で再現された粘性土石流には、プラグの存在が認められないこと、適切な粘性係数の評価により流速分布形がニュートン流体として表現できること、および、勾配が緩い時には底面近傍から堆積を生ずるが、それは材料の降伏強度によるよりも、せん断速度の減少に伴う粒子分散圧力の減少による沈降堆積と考えるのが適切であることにより、ビンガム流体モデルに代表される粘塑性流体モデルよりもニュートン流体モデルがより適切であると考えられる。蔣家溝の土石流においても、ビンガム流体モデルによって大きい河道内堆積厚さを説明しようとする場合に必要になるプラグ部分の存在が認められないことから、ニュートン流体としてのモデル化が適切であると考えられる。

3) 先のサージの通過後に残された堆積層の一部は、次のサージによって侵食され、サージ部と一体となって流下する。このような現象は蔣家溝の実際

の土石流でも著しい特徴の一つである。このときのサージフロントの流下速度は、実験の範囲では、後続部あるいは第1波目のサージフロントの流下速度の約2倍の速さを持っている。

4) 蔣家溝の土石流の特徴である間欠性に関して、実験の範囲においては、流れの不安定性、および堆積層に加えられた擾乱の発達は、両方とも有力な原因とは考えられず、発生源における間欠性が示唆された。

以上のように、粘性土石流の機構のモデル化に関して、重要な情報を得ることができた。広い粒度分布を持つ土石流材料の層流中での粒子分散圧力、粘性係数、堆積・侵食速度などの定量的評価、土石流発生源での間欠性の生ずる機構など、この研究の延長線上で議論を進めていきたい。

謝辞

本研究を進めるにあたり、とくに中国における土石流の現地観測・調査に関して平成7年度～平成9年度文部省科学研究補助金・国際学術研究（共同研究）「粘性土石流の予測と対策に関する研究」（課題番号07044144、代表：高橋 保京都大学防災研究所教授）の補助を受けている。ここに記して謝意を表する。

参考文献

- 高橋 保・小林幸一郎 (1993): 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.
- Coussot, P. (1995): Structural similarity and transition from Newtonian to non-Newtonian behavior for clay-water suspensions, *Physical Review Letters*, Vol.74, No.20, pp.3971-3974.

Mechanics of the Viscous Type Debris Flow (2)

— Flume Experiments Using Well-Graded Sediment Mixture —

Tamotsu TAKAHASHI, Hajime NAKAGAWA, Yoshifumi SATOFUKA and Takatoshi TOMITA*

* Japan Highway Public Cooperation

Synopsis

The viscous type debris flow, that typically arises at the Jiangjia gully, Yunnan Province, China, is generated in an experimental flume using the sediment mixture material similar to that in the Jiangjia gully. Different from so far many modellings, the experiments showed that the flow can be well modeled as a Newtonian fluid with very high viscosity. By discussion on the interpretation of the experimental results, the near future approach to the quantitative estimations of the viscosity, the particle supporting mechanism in a laminar flow, deposition and erosion processes, cause of intermittency, resistance law, and so on is made clear.

Key words : *viscous debris flow, mechanics of flow, Newtonian fluid, deposition, erosion, intermittency*