

流動土塊の堆積機構に関する研究

芦田 和男・江頭 進治
神矢 弘・佐々木 浩

DEPOSITION OF LIQUIFIED SOIL BLOCK AND DEBRIS FLOW

By *Kazuo* ASHIDA, *Shinji* EGASHIRA, *Hiroshi* KAMIYA
and *Hiroshi* SASAKI

Synopsis

The project has been conducted in order to develop the method for predicting the runout distance of a soil block and a debris flow. The authors have presented a friction law in the foregoing papers.

The friction law, which is a function of particle concentration, particle diameter and flow depth, is tested by flume experiments concerning liquified soil block and debris flow. The motion of debris flow is evaluated well by the formula.

Flume experiments are carried out to investigate the process of debris flow deposition. The experimental results show that the running out distance of debris flow and the final shape of debris fan greatly depend on particle size as well as slope gradient.

Two numerical methods to calculate the shape of debris fan, which are based on Eulerian and Lagrangian coordinate systems respectively, are proposed. The final shapes simulated by these models coincide with those from experiments.

1. 緒 言

山腹斜面の崩壊や土石流などによる土砂災害の顕在化に伴い、その防止・軽減策は緊急を要す課題になっている。それに伴い、各方面において、種々の面からその検討が行われているところであって、自然災害科学の役割の一つは、いま対象となる地域が土砂災害に対してどの程度危険であり、その危険性をどの程度制御できるのかを究明することにある。このためには、崩壊や土石流の発生から流動、停止に至る過程をより一般的に説明する方法を解明していく必要がある。こうした課題に関して、各研究分野において活発な研究が行われているところであるが、崩壊・土石流の流れの構造を一般的に評価することはかなり困難な状況にあって、それらの運動を説明するための一般則が見出されるには至っていない。

著者らは、山腹崩壊に伴う土塊の挙動に関し、土石流をも含めた形で研究を進めてきている。これらの研究において、崩壊の発生初期にみられる塑性的運動から全体が流動化していく過程を説明するための方法¹⁾、すなわち流動化に必要な移動距離の条件について考察するとともに、こうした過程における土塊の運動則²⁾、ならびに流動化した後の運動則²⁾について考察してきた。さらにこのような運動則を基礎とした土塊の停止距離の予測法³⁾について検討を進めてきた。

上述の停止距離の予測に関する方法は、質点系としての扱いから導かれたものであって、実際現象への適用が極めて容易であって、小規模の崩壊に伴う危険範囲の予測には適している⁴⁾。ところが、これによれば、質点系としての扱いを行っているため、崩土全体の重心位置に関する答しか得られず、堆積過程において大きな形状変化を起こすような現象、たとえば、御岳崩壊に伴う土石流⁵⁾のような現象を評価し得ない欠

かんがある。実際には、重心位置の予測のみでは危険範囲を評価し得ない場合が多く、とくに規模の大きい崩壊や土石流の場合には、堆積部の先端がどこまで到達するかが防災対策上重要となる。このような問題を扱うためには、上述の質点系の議論では不十分であって、土塊あるいは土石流の挙動を支配している各保存則を記述した微分方程式の数値解に基づいて議論していくことも必要である。

本研究はこのような観点から進めているものであって、まず、移動開始から停止・堆積に至る過程における土塊あるいは土石流の運動を统一的に扱うため、先に提案している抵抗則の再検討を行う。ついで、堆積形状に関する実験的検討を行う。さらに、オイラーのおよびラグランジュ的観察法によって、侵食・堆積を伴う場合の質量、運動量および河床変動式を導き、これに基づいて堆積形状を解析し、実験結果との比較を行う。

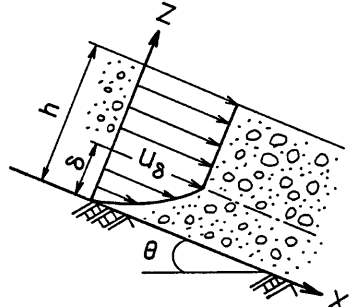


Fig. 1 Flow model of a partially liquefied soil block.

2. 抵抗則の実験的検討

2.1 抵抗則

Fig. 1 は、移動層厚 h のうちの厚さ δ の部分が流動化しながら移動する粒子-流体モデルを示したものである。著者らは前報において、流動層、 $0 \sim \delta$ におけるせん断応力は、粒子間摩擦による yield stress と粒子間を埋めている流体のひずり応力との和として表現されるものと考えて、次式を提案している。

$$\tau = \tau_y + \tau_f \dots\dots\dots(1)$$

ここに、 τ_y は yield stress, τ_f は流体のせん断応力であって、これらを次式のように表示した。

$$\tau_y = \mu_k(\rho_s - \rho)c(h-z)g \cos \theta \dots\dots\dots(2)$$

$$\tau_f = \rho \epsilon \frac{du}{dz} = \rho l^2 \left| \frac{du}{dz} \right| \frac{du}{dz} \dots\dots\dots(3)$$

ここに、 μ_k は動摩擦係数で、運動に依存せずはほぼ一定値をとり、静摩擦係数の0.7~0.85程度の値になる³⁾。 ρ_s は粒子密度、 c は粒子体積濃度、 ϵ は見かけの粘性係数、 l は粒子間にはさまれた間隙の代表長さに相当する混合距離であって、これは粒子径のオーダーである。等流状態では式(1)の τ は、外力のせん断力成分(重力の斜面方向成分)とつり合っているはずであるから、これを $\tau = \rho_m g(h-z) \sin \theta$ とおいて流速分布を求め、さらに平均操作を行うことによって、流体抵抗係数を次式のように導いている²⁾。

$$f_b = \frac{25}{4} \left(\frac{k_p}{k_v} \right) \left\{ \frac{1-c}{c} \right\}^{2/3} \left(\frac{h}{d} \right)^{-2} \left\{ 1 - \left(1 - \frac{\delta}{h} \right)^{5/2} \right\}^{-2} \dots\dots\dots(5)$$

ここに、 $f_b = \{\rho_m g h \sin \theta - \mu_k(\rho_s - \rho)c h g \cos \theta\} / \rho U^2$ である。 d は粒子径、 k_p/k_v は粒子と空隙の形状係数比であって、 $k_p/k_v = 1$, ρ_m は粒子と流体の混合物の密度であって、 $\rho_m = \rho_s c + \rho(1-c)$ である。上式において、全層が流動化している場合には、 $\delta = h$ となる。また、断面平均流速の定常解は、次式のように与えられる²⁾。

$$U_{\infty} = \sqrt{g h} \cdot \sqrt{-b/a} \dots\dots\dots(6)$$

ここに、 $a = -f_b / \{(\sigma - 1)c + 1\}$, $b = \cos \theta [\tan \theta - \mu_k(\sigma - 1)c / \{(\sigma - 1)c + 1\}]$, $\sigma = \rho_s / \rho$ である。

2.2 抵抗則に関する理論と実験との比較

上述の式(5)の妥当性を検討するため、水路実験を行った。実験装置の概略は Fig. 2 のようであって、水路下流端より 2 m の地点はヒンゲ構造になっており、上流側と下流側の路床勾配を変えることができる。

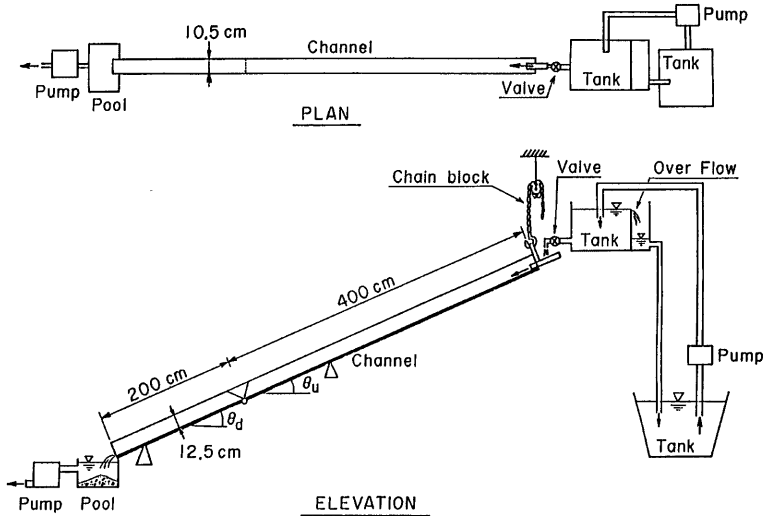


Fig. 2 Experimental flume.

水路側壁の左岸側は、ビデオ撮影や目視観察のためにガラス張りにされている。また、路床には、粗度として直径 $d_r=0.059$ cm の砂が密にはりつけられている。水路上流端に砂を土塊状に置いて、一定量の水を一定時間供給すると、土塊はすぐに変形して土石流を形成して流下する。形成された土石流はある一定距離を流下した後、先端部と後方を除く中央付近では、ほぼ等流の状態になる。このようにして形成された等流部を対象として、高速ビデオ撮影や採水によって移動速度、流れの層厚、砂粒子濃度を計測している。実験条件および実験によって得られた諸量の一部を **Table 1** に示している。ここに、 θ は路床傾斜角、 d_r は路床粗度の粒径、 d_{50} は土塊の材料として使用された砂粒子径、 q は単位幅当たりの供給水量、ただし、水路幅は 10.5 cm である。 c は測定された砂粒子の体積濃度、 U は等流部の断面平均流速、 f_b は流体抵抗に関する実験値であって、 $f_b \equiv (\rho_m g h \sin \theta - \mu_k (\rho_s - \rho) g c h \cos \theta) / \rho U^2$ を用いて算定されている。ここで、 f_b の算定に当たっては、 μ_k が条件によらずほぼ一定値になる事実に基づいて、 $\mu_k=0.72$ としている。なお、土塊の材料としては、**Table 1** のように 3 種類の砂が用いられているが、いずれも 1 回の実験において 2000 gf、絶対体積にして 754 cm³ の砂が用いられている。通水継続時は、供給水量の総量が約 1000 cm³ になるよう調節されている。

Fig. 3 は、式(5)において、 $k_p/k_v=1$ 、 $c=0.50$ 、 $\mu_k=0.72$ 、 $\rho_s=2.65$ g/cm³、 $\rho=1$ g/cm³、 $\delta/h=1$ としたときの f_b の理論線と上述の実験値を比較したものである。図には参考のため、殆ど流動化が起っていない条件、すなわち $\delta/h=0.1$ に関する理論線も示されている。式(5)によれば、流体抵抗係数は粒子濃度、流れの層厚比 h/d 、および流動層厚比 δ/h に依存する。図においては $c=0.5$ としてこれを示しているのに対し、**Table 1**

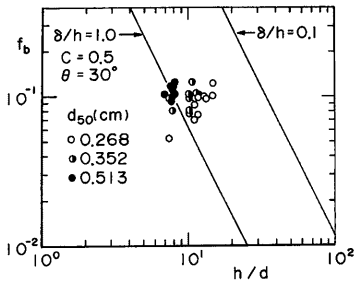


Fig. 3 Comparison between flume data and theoretical lines from eq. (5) for fluid friction coefficients.

Table 1 Experimental conditions for investigating the friction law of debris flow.

Run No.	θ (Deg)	d_r (cm)	d_{50} (cm)	q (cm ² /s)	c (%)	U (cm/s)	h (cm)	f_b
I-1	30	0.059	0.268	23.8	50.5	114	3.0	0.0900
2	//	//	//	//	51.0	89	2.0	0.0986
3	//	//	//	//	53.2	117	3.5	0.0999
4	//	//	//	28.6	51.9	129	3.0	0.0704
5	//	//	//	//	51.2	121	2.0	0.0532
6	//	//	//	//	50.0	123	4.0	0.103
7	//	//	//	33.3	—	112	4.0	0.125
8	//	//	//	//	—	128	3.2	0.0762
9	//	//	//	//	—	112	3.2	0.0996
10	//	//	//	//	—	119	3.6	0.0992
II-1	30	0.059	0.352	23.8	55.4	109	3.8	0.125
2	//	//	//	//	54.4	122	4.0	0.105
3	//	//	//	//	49.2	118	3.6	0.101
4	//	//	//	28.6	51.7	125	4.0	0.0999
5	//	//	//	//	52.7	116	2.8	0.0812
6	//	//	//	//	53.6	121	4.0	0.107
7	//	//	//	33.3	—	131	3.6	0.0818
8	//	//	//	//	—	133	3.6	0.0794
9	//	//	//	//	—	116	3.6	0.104
III-1	30	0.059	0.513	23.8	53.5	114	4.2	0.126
2	//	//	//	//	57.6	114	4.0	0.120
3	//	//	//	//	54.1	116	3.6	0.104
4	//	//	//	28.6	55.9	125	4.0	0.0999
5	//	//	//	//	51.7	117	4.0	0.114
6	//	//	//	//	50.2	120	4.0	0.108
7	//	//	//	33.3	—	139	4.0	0.0808
8	//	//	//	//	—	128	4.0	0.0952
9	//	//	//	//	—	118	4.0	0.112

に示すように実験値においては、濃度が少しばらついており、 $f_b \sim h/d$ 平面上において、直接両者を比較するには若干問題が残るものの、実験値は大むね $c=0.5$ 程度の値になっており、両者の比較は可能であろう。このような点を考慮して、理論線と実験値を比較すると、両者はかなりよく一致しており、式(5)は流体抵抗係数をかなり適切に評価しているものと思われる。

3. 堆積形状に関する実験的考察

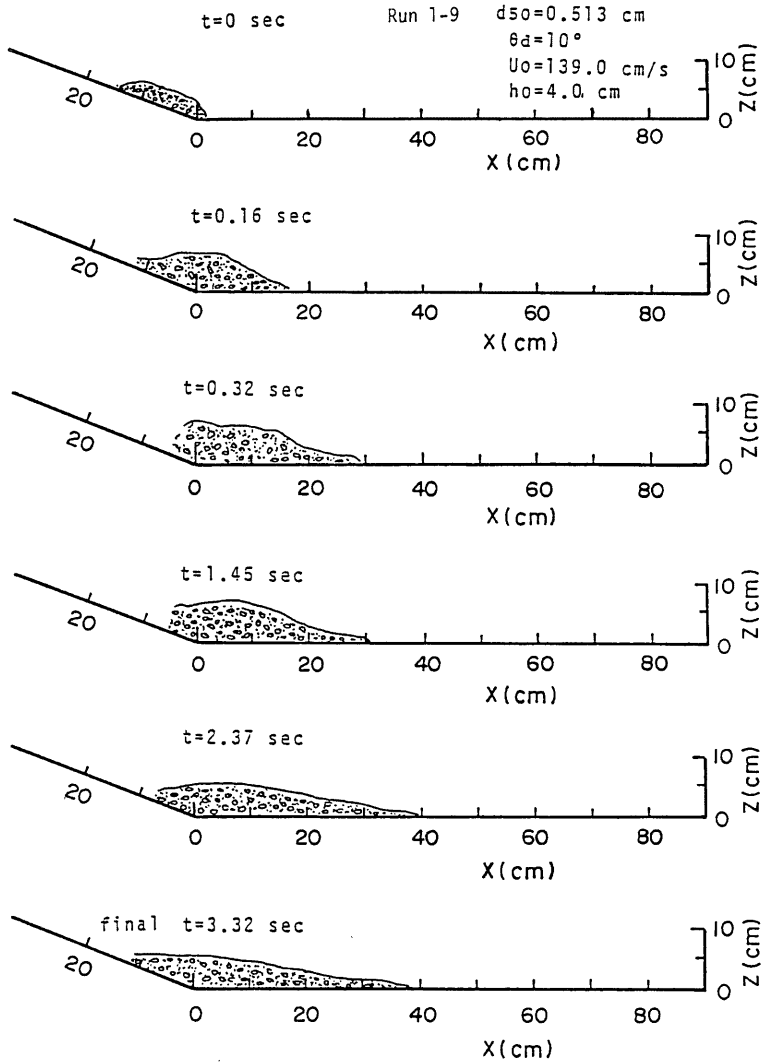
実験は、Fig. 2 に示す水路において、上流側勾配を θ_u 、下流側勾配を $\theta_d(\theta_u < \theta_d)$ に設定した後、前章で示した方法に従って行われた。すなわち、水路上流端付近に乾燥重量 2000 gf の砂を土塊状に整形しておき、一定量の水を供給して土塊を流動化させ、勾配変化点近傍における土石流の挙動を調べている。このとき、水の供給時間は、総量が約 1 l になるよう留意されている。この実験においては、高速ビデオカメラによって、勾配変化点近傍における土石流の堆積形状の変化や、砂粒子移動層の挙動が調べられるとともに、下流部への進入速度、流れの層厚なども調べられている。実験条件を、Table 2 に示している。ここに、 d_r 、 d_{50}

Table 2 Experimental conditions for investigating the process of debris flow deposition.

Run No.	d_r (cm)	θ_a (Deg)	θ_d (Deg)	d_{50} (cm)	U_0 (cm/s)	h_0 (cm)
1-1	0.059	30	10	0.268	52	3.5
1-2	//	//	//	//	52	3.8
1-3	//	//	//	//	83	4.0
1-4	//	//	//	0.352	48	3.8
1-5	//	//	//	//	96	4.0
1-6	//	//	//	//	131	4.0
1-7	//	//	//	0.513	95	4.0
1-8	//	//	//	//	125	4.0
1-9	//	//	//	//	139	4.0
2-1	0.059	30	15	0.268	61	3.2
2-2	//	//	//	//	81	3.2
2-3	//	//	//	//	41	3.2
2-4	//	//	//	0.352	—	—
2-5	//	//	//	//	52	3.2
2-6	//	//	//	//	107	3.6
2-7	//	//	//	0.513	91	4.8
2-8	//	//	//	//	84	3.2
2-9	//	//	//	//	116	4.0
3-1	0.059	30	20	0.268	68	3.2
3-2	//	//	//	//	100	3.6
3-3	//	//	//	//	29	4.0
3-4	//	//	//	//	44	4.0
3-5	//	//	//	0.352	70	4.0
3-6	//	//	//	//	65	4.0
3-7	//	//	//	//	47	4.0
3-8	//	//	//	0.513	80	3.2
3-9	//	//	//	//	84	4.0
3-10	//	//	//	//	88	4.0

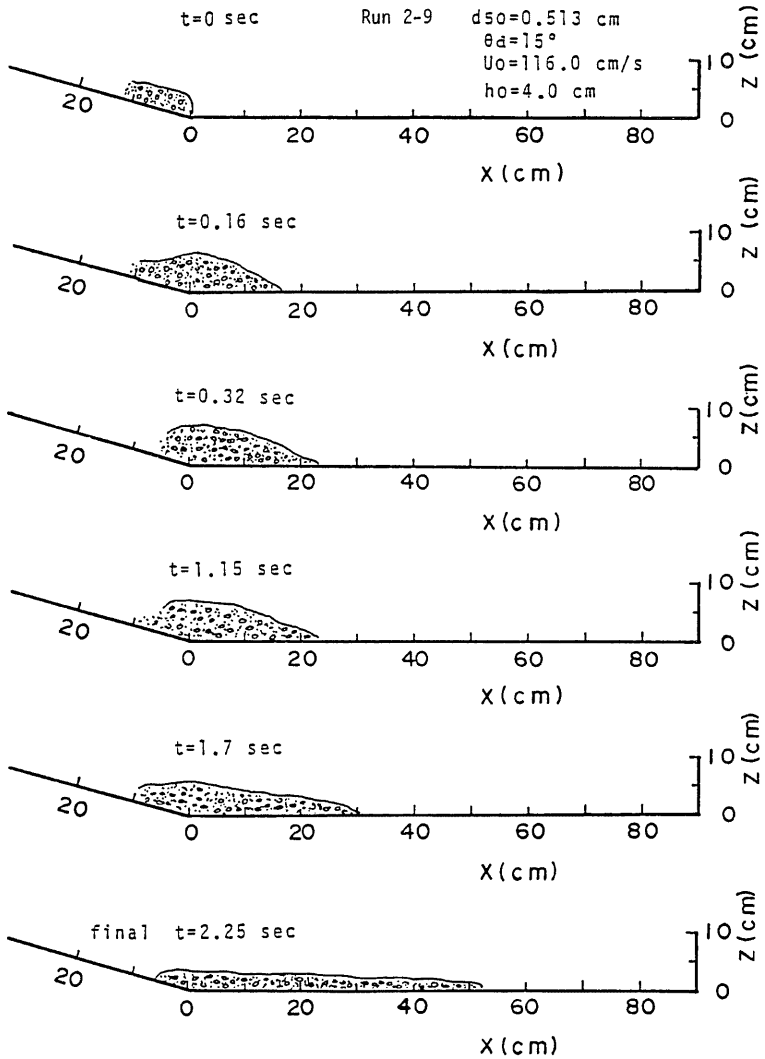
は前述の記号と同じであり、 U_0 は下流区間への流入速度、 h_0 はそのときの流れの厚さである。本表に示すように、実験は、 $\theta_a=30^\circ$ に固定しておき、堆積形状に対する下流側勾配および材料の粒径の影響を調べることを目的としている。また、通水流量 q の影響を調べることも当初の目的の一つであったが、流量範囲 23.8~33.3 cm²/s ではその影響はみられなかった。これは供給水量の総量を一定にしているからであろう。なお、上流側から流入する土石流の土砂濃度も堆積形状に影響を及ぼすが、抵抗則に関する実験結果から考えて、これはほぼ $c=0.5$ 程度であったと考えてよい。

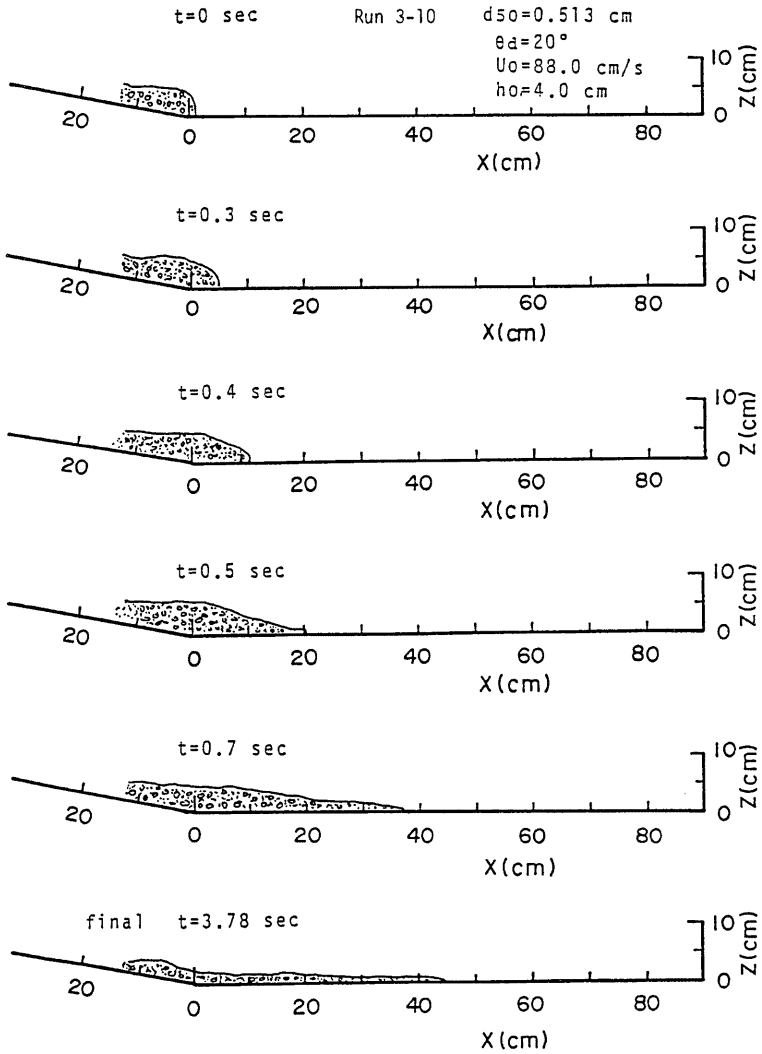
まず、これらの実験において観察された事柄の概要について述べておく。水路上流端付近に設置された土塊は、水の供給を受けて移動を開始し、やがて流動化して土石流となって勾配変化点に到達する。この間、砂粒子の堆積は全く起こらない。しかし勾配変化点を通過し、先端部が θ_d 区間に進入すると同時に、土石流の移動速度は減少し始める。その後の現象は、 θ_d の大きさに依存するが、 $\theta_d=10^\circ$ や $\theta_d=15^\circ$ の場合には勾配変化点近傍において先端部は一旦停止し、その後、一部分は移動を始めて、さらに下流域に堆積する。 $\theta_d=20^\circ$ の場合には、勾配変化点付近において先端部が停止するような現象はみられないが、この領域におい



(a)

Fig. 4 (a), (b), (c) The processes of debris flow deposition observed in flume experiments.





(c)

て、やはり顕著な堆積がみられる。

ついで、高速ビデオ解析によって得られた結果に基づいて、堆積形状の時間変化や堆積範囲に及ぼす下流側勾配 θ_d の影響についてみよう。Fig. 4(a), (b), (c) は、材料が同じで、 θ_d がそれぞれ 10° , 15° および 20° の場合の堆積形状の時間的な変化をみたものである。図において、先端が勾配変化部に到達した時点をも $t=0$ とし、そのときの移動速度 U_0 および流動層厚 h_0 が示されている。これらの図において、堆積領域における形状変化をみると、次のことがわかる。まず、土石流先端部が θ_d 区間に到達するやいなや減速するが、後続部は θ_u 区間にあるため、先端部へ向って質量輸送が顕著に起こり、勾配変化点近傍においては層厚が高くなる。もう少し時間が経過すると、 $\theta=10^\circ$ および 15° の場合には、土石流全体が移動を停止したかのようにみえる。このことは、 $\theta=10^\circ$ の場合には、 $t=0.32$ と 1.45 sec、 $\theta=15^\circ$ の場合には、 $t=0.32$ と $t=1.15$ sec における形状の比較から明らかである。その後、後続流による運動量の供給や、高橋・吉田の議論⁶⁾ にもみられるように、堆積層からの水の浸出によって一部の層は移動を開始し、最終的には $t=3.32$ sec ($\theta=10^\circ$) および $t=2.25$ sec ($\theta=15^\circ$) のような堆積形状が形成される。一方、 $\theta=20^\circ$ の場合には、勾配変化点付近において減速による層厚の増加がみられるものの ($t=0.3, 0.4, 0.5$ sec)、全体が停止するような現象はみられず、土石流はその一部を堆積させながら、一部分は下流端から流出してしまい、最終的には、 $t=3.78$ sec に示す堆積形状が形成されている。ここで、最終形状だけについてみると、 θ_d が大きいほど堆積長は長くなり、堆積層はうすくなっていることがわかる。ただし、 $\theta=20^\circ$ において、堆積土量が少ないのは、上述しているように、土石流の一部は、下流端から流出してしまっているためである。

なお、勾配変化点近傍において、土石流が一旦停止するような現象は、勾配が急変することにより土塊が θ_d の路床から衝力を受けることや、 θ_d と停止限界勾配 θ_c との大小関係に起因しているものと思われる。ちなみに、土粒子の堆積濃度 $c=0.5$ として、芦田・江頭³⁾ らによる停止限界勾配を求めると、 $\theta_c \approx 18^\circ$ になる。

ついで、最終堆積形状に及ぼす材料の粒径の影響について調べる。比較に使う実験データは、Run 1-3, 1-6 および 1-9 のものであって、これらの実験は $\theta_u=30^\circ$, $\theta_d=10^\circ$ 、粒径としてそれぞれ、 $d_{50}=0.268, 0.352$ および 0.513 cm の材料を用いて行われている。これらの結果を Fig. 5 に示している。図の比較より明らかなように、粒径の小さいものほど堆積深は浅くなっており、かつ、堆積範囲あるいは堆積長が広がっている。これは、粒径が小さいほど流れの抵抗が小さくなることによるものである。すなわち、前章において示したように、粒子摩擦による yield stress は粒径の影響を殆ど受けなが、流体抵抗は流動層厚と粒径との比に依存し、 $(h/d)^2$ に比例して減少するからである。

流動化した土塊、すなわち土石流の堆積形状に関する実験結果について、若干の考察を行った。その中で、堆積過程において、土石流はその形状を大きく変化させることを述べたが、質点系の取り扱い、このような現象を説明し得ず、ここにその限界がある。

4. 堆積形状の予測法

土石流の堆積問題は、質量保存則、運動保存則、侵食・堆積に関する支配方程式、河床の連続式を用いて議論される。ところが、侵食・堆積現象を考えるための基礎となる濃度分布の決定機構など、今後に究明す

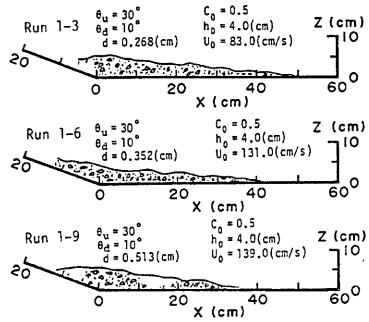


Fig. 5 The final shapes of debris fans formed by debris flow depositions in terms of particle sizes.

べき重要な問題が残されており、現時点においては、この問題を論理的に閉じた形で扱うことはできない。そこで、ここでは、侵食・堆積量の表示法としてある関数形を考えて、それをもとに議論する。以下の議論においては、問題を1次元に絞り込んで考察を行うが、それには二通りの方法が考えられる。一つは、オイラー座標によるものであり、もう一つは質点系における研究成果¹⁻⁴⁾を適用してラグランジュ的に追跡する方法である。ここでは、二つの方法による解析法とそれによる解析結果について検討するが、便宜上、前者をオイラーの解析法と呼び、後者をラグランジュ的解析法と呼ぶことにする。

4.1 オイラー的解析法

砂粒子と間隙水とのスリップを無視して、これが一体となって運動するものと仮定する。さらに、砂粒子も水も縮まないものとするれば、質量保存則は、水と砂粒子からなる混合物に関する体積保存則と砂粒子の体積保存則とに分けられる。すなわち、

$$\frac{\partial u}{\partial x} + \frac{\partial v}{\partial y} + \frac{\partial w}{\partial z} = 0 \dots\dots\dots(7)$$

$$\frac{\partial c}{\partial t} + u \frac{\partial c}{\partial x} + v \frac{\partial c}{\partial y} + w \frac{\partial c}{\partial z} = 0 \dots\dots\dots(8)$$

である。ここに、 u, v, w は速度の x, y, z 成分である。ここで、主流の向きに x 軸を選び、 y 方向すなわち幅方向に現象が変化しないものとして、式(7)、(8)を流動層の河床 $z=z_b$ から表面 $z=z_h$ にわたって積分した後、若干の変形を行えば、混合物および砂粒子に関する一次元体積保存則が次式のように得られる。

$$\frac{\partial h}{\partial t} + \frac{\partial U h}{\partial x} = -(1+e)D \dots\dots\dots(9)$$

$$\frac{\partial c h}{\partial t} + \frac{\partial c U h}{\partial x} = -D \dots\dots\dots(10)$$

ここに、 D は単位時間、単位面積当たりの砂粒子堆積量の絶対体積、 e は河床あるいは堆積物の間隙比である。式(8)における c は局所濃度であるが、式(10)では、断面平均濃度の意味になっている。 h は移動層の厚さであって、 $h=z_h-z_b$ である。なお、上式の誘導において、 $z=z_b$ における条件は、 $u(z_b)=0, w(z_b)=-(1+e)D, u(z_b)c(z_b)=0, w(z_b)c(z_b)=-D$ のようにされている。ここで、 $w(z_b)$ の条件は、砂粒子の堆積を伴って、河床の間隙を埋めるための水も同時に河床へ取り込まれることを意味している。また、 D は堆積を正としているので、 D が負のときには侵食を意味する。

つぎに、主流方向の運動量保存則は、応力として主要と思われる項のみを考えれば、次式のように表わされる。

$$\frac{D}{Dt}(\rho_m u) = \rho_m F_x - \frac{\partial p}{\partial x} + \frac{\partial \tau_{xz}}{\partial z} + \frac{\partial \tau_{xy}}{\partial y} \dots\dots\dots(11)$$

ここに、 D/Dt は実質微分であり、 τ_{xz} は2章で示したところの $\tau_{xz}=\tau_y+\tau_f$ である。以下の議論においては、垂直応力 p として等方圧を考える。前述の質量保存則の場合と同様、 y 方向に現象は変わらないものとして、上式を、 $z=z_b$ から $z=z_h$ にわたって積分し、若干の演算を行えば、一次元の運動量保存則が次のように求められる。

$$\rho_m h \left(\frac{\partial U}{\partial t} + U \frac{\partial U}{\partial x} \right) = (\rho_s + \rho_e) U D + G - P - S \dots\dots\dots(12)$$

ここに、 ρ_m は混合物の密度で、 $\rho_m = \rho_s c + (1-c)\rho$ 、 U は断面平均流速である。右辺第1項は質量変化に伴う応力項、 G は重力項、 P は圧力項、 S は河床せん断応力項であり、これらは次のように与えられる。

$$G = \rho_m g h \sin \theta \dots\dots\dots(13)$$

$$P = \rho_m g h \left\{ \frac{\rho_s - \rho}{2\rho_m} h \frac{\partial c}{\partial x} + \frac{\partial z_h}{\partial x} \right\} \dots\dots\dots(14)$$

$$S = \{(\rho_s - \rho) g c h \cos \theta\} \mu_h + \rho f_b U^2 \dots\dots\dots(15)$$

ここに、 θ は河床勾配で、 μ_h および f_b は2章のとおりである。なお、式(12)において、流速分布や濃度分布による補正は行っておらず、また、 $z=z_b$ における境界条件として、前述した条件以外に、 $\tau_{xz}(z_b)=\tau_y+$

$\tau_f = T$ および $\tau_{xs}(e_h) = 0$ などを用いている。

河床の連続式(河床位方程式)は、次のように与えられる。

$$\frac{\partial z_b}{\partial t} = \frac{D}{1-\lambda_0}, \text{ あるいは } \frac{\partial z_b}{\partial t} = (1-e)D \dots\dots\dots(16)$$

ここに、 λ_0 は堆積物あるいは河床材料の空隙率である。

上式の議論によれば、未知量は、 h, U, D, c, z_b の5個であり、これに対して方程式は、式(9)(10)(12)および式(16)の計4個であって、問題を閉じるためには、 D に関する方程式が必要である。堆積速度 D は、第一義的には、勾配の条件から定まる土石流の輸送能力とその場所における実際の輸送量との差、あるいはこれに類似のパラメータによって定まるものと考えられる。ここでは、とりあえず、次元を合わせることを考えて、 D は輸送速度の差に比例するものとして、これを次式のように置く。

$$D = \beta(cU - c_\infty U_\infty) \dots\dots\dots(17)$$

ここに、 c_∞, U_∞ は、任意の地点の局所的な量から定まる平衡濃度および平衡移動速度である。ところで、 U_∞ には式(6)が適用される。 c_∞ には高橋の式⁷⁾を用いることにすれば、 c_∞ は次式で与えられる。

$$c_\infty = \frac{\tan \theta}{(\sigma-1)(\mu_s - \tan \theta)} \dots\dots\dots(18)$$

ここに、 μ_s は砂粒子間の静摩擦係数である。

以上のように、オイラー的解析法による基礎式が整えられたが、式(17)の係数 β が定数として一義的に決定できるかどうかの問題となる。そのためには種々の条件のもとで数値計算を行い、同時に実験を行って、それらの結果を比較検討する必要がある。

4.2 ラグランジュ的解析法

上述の方法によれば、堆積形状の時間的・場地的変化の追跡が可能であるが、数値解析そのものが少し複雑であって、予めこれらの式から直観的に最終堆積形状を見通すのが困難である。したがって、もう少し簡便な方法によって堆積形状の予測ができれば好都合である。著者らの先の研究によれば、土塊全体を質点として扱った解析においても、堆積領域の重心位置は十分に推定されることが判明している。そこで、この事実を拡張して、Fig. 6 に示すように、土塊を長さ Δx のブロックに分割し、それぞれのブロックに保存則を適用することを考えよう。さらに簡単のため、各ブロックの運動は、一つ前方のブロックの堆積による河床形状の変化の影響、あるいはそれによる河床勾配の影響を受けるが、ブロック間の境界における垂直応力はつり合っているものと仮定する。この仮定は、堆積過程における土石流の変形が、主として河床面と土石流との間における物質交換と抵抗に依存していると思なしたことに外ならない。このような仮定のもとに、各ブロックを質点とみなし、これに関して各保存則を導けば、これらは次式のように表わされる。

混合物の体積保存則：

$$U \frac{dh}{dx_b} = -(1+e)D \dots\dots\dots(19)$$

砂の体積保存則：

$$U \frac{d}{dx_b}(ch) = -D \dots\dots\dots(20)$$

運動量保存則：

$$U \frac{d}{dx_b}(\rho_m U h) = \rho_m g h \sin \theta - \mu_s(\rho_s - \rho)cg h \cos \theta - \rho f_b U^2 \dots\dots\dots(21)$$

河床変動式：

$$U \frac{dz_b}{dx_b} = -\frac{1+e}{e}D \dots\dots\dots(22)$$

堆積速度式：

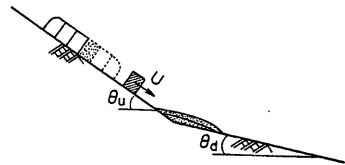


Fig. 6 Lagrangian, numerical model to simulate the process of debris flow deposition.

$$D = \beta(cU - c_{\infty}U_{\infty}) \dots\dots\dots(23)$$

ここに、 $\rho_m = \rho_s c + \rho(1-c)$ である。 U, c, h は各々のブロックの移動速度、体積濃度、および厚さであって、 x_b 座標は各ブロックの時々刻々の座標であって、オイラー座標と区別するため添字 b を付けている。なお、河床変動式において堆積が起るときには右辺が負になることに注意を要す。ここでも、堆積速度に関しては前述と同様の議論に基づいている。

4.3 数値解と実験結果との比較

数値解析に当たっては、基礎式の差分近似および初期条件、境界条件が必要であるが、次のような差分近似および条件を採用している。まず、オイラー的解析法における差分近似は、つぎのように行っている。

$$\frac{\partial Q}{\partial t} = \frac{Q_i^{n+1} - Q_i^n}{\Delta t}, \quad \frac{\partial Q}{\partial x} = \frac{Q_i^n - Q_{i-1}^n}{\Delta x},$$

ここに、 n は時間ステップ、 i は場所すなわち x に関するステップで、 Q は対象とする従属変数であって、 h, U, c などの諸量を意味している。いずれの基礎式も x について1階であるので、境界条件は水路上流側の堆積の影響を受けない部分において与えられている。なお、数値計算においては、 $\Delta t = 0.01 \text{ sec}$ 、 $\Delta x = 5.0 \text{ cm}$ としている。

一方、ラグランジュ的解析法における差分近似は、

$$\frac{dQ}{dx_b} = \frac{Q_{i+1} - Q_i}{\Delta x},$$

のようにしている。ここに、 i は x_b に関するステップで、 Q は上述と同様の従属変数である。境界条件は、オイラー解析法の場合と同様に与えている。 Δx に関しては、 $\Delta x = 2.0 \sim 4.0 \text{ cm}$ の範囲を選んで数値計算を行った結果、いずれも安定な解が得られている。

なお、水路実験においては、元の路床は固定床であるため、いずれの解析においても、侵食によって元の河床が現われたならば、これ以上侵食が起らないような条件を設定するとともに、このような条件では従属変数が変化しないよう留意されている。

Fig. 7 および Fig. 8 は、最終堆積形状に関しそれぞれオイラー的およびラグランジュ的解析法による数値解と実験結果とを比較したものである。数値計算に当たって、堆積速度に関する係数 β を0.1としている。図中に示す c_0, h_0, U_0 の値は、上流側の境界条件として与えたものである。これらの図において、計算値と実験結果の対応をみると、いずれの解析法ともに実験値をかなりよく再現しているのがわかる。これは、解

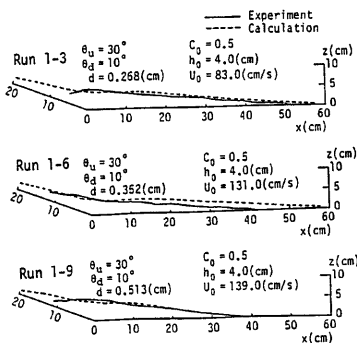


Fig. 7 Final shapes of debris fans obtained from experiments and simulation with Eulerian method.

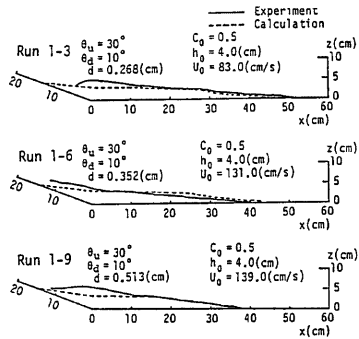


Fig. 8 Final shapes of debris fans obtained from experiments and simulation with Lagrangian method.

析法の妥当性を示唆するものであるが、以下のような今後に検討すべき問題点もある。

Fig. 7 および Fig. 8 の計算結果についてみると、いずれの解析法においても、Fig. 7 の Run 1-6 の結果を除いて材料の粒径が大きくなると堆積長が短くなるという結果が得られている。これは、解析法の妥当性を示唆するものと思われるが、Fig. 7 の Run 1-6 の結果を見ると少し気がかりな面もある。そこで、Run 1-3 と Run 1-6 に使われている流速の境界条件 U_0 についてみると、前者において 83 cm/s、後者において 131 cm/s となっており、Run 1-6 においてかなり大きい値が使われていることが分かる。 U_0 が大きくなると堆積長が長くなることを考慮し、境界条件として同じ値を使用したものとすれば、両ケースにおける堆積長の計算値は、Run 1-6 において短くなるはずである。このように考えれば、Fig. 7 の Run 1-6 の計算結果には、大きな矛盾はないものと思われる。ついで、オイラー的解析法とラグランジュ的解析法の結果を比較すれば、前者において堆積物が少し長くなっている。これは、前者の解析において、圧力勾配、 x 軸方向の質量や運動量交換の影響が考慮されているのに対し、後者ではこれが省略されていることに起因していると思われる。したがって、堆積速度 D の支配方程式が正しく与えられていたとしたとき、これら二つの解析法において同一の結果を得るためには、これに含まれる係数 β の値として、ラグランジュ的解析法においては実際よりも少し小さい値を採用する必要がある。

上述の問題以外に、上流端境界条件の一般的な設定法に関する問題があるが、図示の比較から明らかなように、二つの解析法の発展性は十分に期待できるものである。なお、ここでは、最終堆積形状に関する結果のみについて議論を行ったが、堆積過程について、オイラー的方法による数値解と実験値と比較すれば、数値解において現象が少し速く進行しているようである。

5. 結 語

本研究においては、まず、流動化した土塊、すなわち土石流の堆積過程を議論するための基礎となる流れの抵抗則に関する考察を行い、ついで、土石流の堆積過程ならびに最終堆積形状に関する検討を行った。これらの結果を要約すれば、以下のようである。

- (1) 塑性構造をもつ土層の流れや流動化した流れの抵抗として、粒子間摩擦による yield stress および間隙流体の変形摩擦による流体抵抗を考慮して、これらの流動則をすでに提案している。これらのうち、流体抵抗係数の推定式に関する実験的検討を行った。その結果、この推定式は妥当であることが確認された。
- (2) 流動化した土塊、すなわち、土石流の堆積過程に関し、下流側の勾配や材料の粒径をパラメータとして実験的検討を行った。その結果、高橋らの実験にも見られるように、下流側勾配が大きいほど、また、材料の粒径が小さいほど、最終堆積長が長くなることが示された。これは、抵抗則に関する著者らの推定式から推察されることに対応するものである。また、堆積過程についてみると、下流側勾配が停止限界勾配よりも小さい条件では、勾配の急変部において土石流の先端が一旦停止するような現象が現れるが、このような現象の有無は、著者らの停止限界勾配 θ_c と路床勾配 θ_d との大小によって判別されることを推察した。停止した先端部は、その後、堆積に伴う水の湧出しによって表面近傍領域の濃度が減少することや、後続部との交換現象のために、再び移動を始めるが、移動過程において砂粒子を堆積しながら流下する。後続部の流れには一旦停止するような現象は殆ど見られないが、移動中の堆積は先端部と同様に起こる。このようにして堆積形状が作られることが示された。
- (3) 上述のような土石流の堆積過程を解析するため、二つの方法すなわち、オイラー的解析法とラグランジュ的解析法を提案した。これらの解析法は、流れ全体の体積保存則、砂粒子の体積保存則、流れ全体の運動量保存則、河床変動式および堆積速度の式から構成されている。前者によれば、堆積過程すなわち、時間的・場所的な河床位変動と土石流の力学的挙動に関する追跡が可能であるが、計算が少し複雑になる。一方、後者は、土石流をいくつかのブロックに分割し、各々を質点として扱い、かつ、 $d/dt \rightarrow U d/dx_b$ なる変換のもとに作られた方程式を基礎としている。そのため、これを用いて、堆積過程を議論するためには、 $x_b \rightarrow x$

の座標変換が必要であるが、逆に、この方法は最終堆積形状の予測には極めて便利であることを示した。また、この方法に基づく数値解析は、パーソナルコンピュータによって容易に行える。

(4) 堆積形状に関して、二つの解析法に基づく数値解と実験結果とを比較した結果、いずれも実験結果をかなりよく再現できることが示された。

以上、興味あるいくつかの知見が示されたが、本文で述べているような問題点について、今後詳細な検討が必要である。とくに、堆積速度の表示式については、今後、このような課題の究明とともに、濃度分布の決定機構やオイラー的方法の二次元問題への拡張などについて議論するつもりである。

本研究は、一部文部省科学研費の補助のもとに行われているものであることを記すとともに、実験や数値計算などで京大防災研究所吉田義則技官に協力していただいた。ここに感謝の意を表します。

参 考 文 献

- 1) 芦田和男・江頭進治・大槻英樹：山腹崩壊土の流動機構に関する研究，京都大学防災研究所年報，26号B-2，1983，pp. 315-327.
- 2) 芦田和男・江頭進治・神矢 弘・佐々木浩：斜面における土塊の抵抗則と移動速度，京都大学防災研究所年報，28号，B-2，1985，pp.
- 3) 芦田和男・江頭進治・神矢 弘：斜面における土塊の滑動・停止機構に関する研究，京都大学防災研究所年報，27号B-2，1984，pp. 331-440.
- 4) Egashira, S. and K. Ashida: The Dynamic Behavior of a Soil Block on Slopes, Int. Symp. on Erosion, Debris Flow and Disaster Prevention, Tsukuba, Japan, 1985, pp. 149-254.
- 5) 芦田和男・江頭進治：長野県西部地震による御岳くずれの挙動，京都大学防災研究所年報，28号B-2，1985，pp. 263-281.
- 6) 高橋 保・吉田 等：土石流の停止・堆積機構に関する研究(1)——勾配の急変による堆積——，京都大学防災研究所年報，22号B-2，1979，pp. 315-328.
- 7) Takahashi, T.: Debris Flow, Ann. Rev. Fluid Mech. 13, 1981, pp. 55-77.