

62 土石流の氾濫・堆積シミュレーション

パシフィックコンサルタンツインターナショナル ○矢島 啓
 京都大学防災研究所 芦田 和男
 京都大学防災研究所 江頭 進治

1. はじめに

近年、土石流をはじめとする土砂災害が顕在化しており、その防止・軽減対策を確立することが急務の課題である。土砂災害の防止・軽減対策には、砂防ダムなどの土木構造物によるハード的方法、土地利用や警戒避難体制の確立などのソフト的方法があり、総合的な観点から関係機関において防止・軽減のための方策が探られている。こうした災害防止・軽減対策をより有効に行うためには、その科学的基礎となる現象の評価法を確立することが重要である。そのため、本研究では、土石流を水と砂礫からなる連続体であるとして導かれた芦田・江頭らによる支配方程式¹⁾を用いて、土石流の流動・堆積現象のシミュレーション法を確立するとともに、それを基礎として土石流流出危険範囲の普遍表示について検討する。

2. 土石流の流動・堆積機構

土石流、すなわち砂礫と水の混合物の流れは、水流の場合と同様に質量及び運動量保存則に従う。ここで問題となるのが運動方程式中の抵抗則の取り扱いである。芦田・江頭らの研究によれば、これは次のように導かれている。²⁾

すなわち、図1に示すような水と砂粒子の混合物からなる2次元流れにおいて、せん断応力は、粒子骨格の変形（粒子間摩擦）に伴う降伏応力 τ_y 、間隙流体のせん断力にともなう応力 τ_f 、及び粒子の非弾性衝突にともなう応力 τ_g からなる。

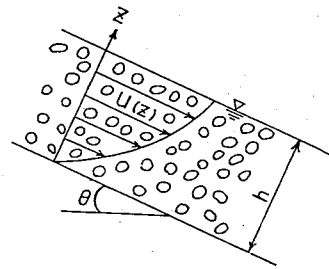


図1

$$\tau = \tau_y + \tau_f + \tau_g \quad (1)$$

ここで、 τ_y 、 τ_f 、 τ_g はそれぞれ次のように表わされる。

$$\left. \begin{aligned} \tau_y &= P_s \tan \phi_s \\ \tau_f &= k_f \rho d^2 (1-c)^{5/3} / c^{2/3} (\partial u / \partial z)^2 \\ \tau_g &= k_g \sigma (1-e^2) d^2 c^{1/3} (\partial u / \partial z)^2 \end{aligned} \right\} \quad (2)$$

$$(P_s = \int \{1/(1+\alpha)\} (\sigma - \rho) c g \cos \theta dz)$$

ここで、 ρ は水の密度、 σ は粒子の密度、 d は粒子の粒径、 c は粒子体積濃度、 θ は河床勾配、 ϕ_s は粒子の内部摩擦角、 e は粒子の反発係数である。砂粒子の場合、 $\phi_s \approx 36.5^\circ$ 、 $e \approx 0.8$ であり、 $k_f = 0.25$ 、 $\alpha = 0.25$ 程度の値をとる。

ここで式(1)と式(2)より、土砂の濃度が一様の場合には、抵抗則は次のようになる。

$$\tau_b = P_s \tan \phi_s + \rho f V^2 \quad (3)$$

ここに、 $P_s = \{1/(1+\alpha)\} (\sigma - \rho) c g h \cos \theta$

$$f = (25/4) \{k_f (1-c)^{5/3} / c^{2/3} + k_g \sigma / \rho (1-e^2) c^{1/3}\} (h/d)^{-2}$$

ここで、 V は断面平均流速である。

式(3)から分かるように、重力によって外力として与えられるせん断力が式(3)の右辺第1項の降伏応力よりも大きければ土石流は流動し、小さければ土石流は停止する。

3. 土石流の追跡法

上述したものは、土石流の定常等流に関するものであるが、土石流の発生から停止までの過程を追跡するためには、流下過程における侵食、堆積の影響や河床変動を追跡することが必要となる。上述の抵抗則を用いて土石流の2次元支配方程式を示せば次のようである。

水と砂礫の混合物および砂礫の質量保存則：

$$\partial h / \partial t + \partial u h / \partial x + \partial v h / \partial y = -D / c_* \quad (4)$$

$$\partial c h / \partial t + \partial c u h / \partial x + \partial c v h / \partial y = -D \quad (5)$$

x 方向および y 方向の運動量保存則：

$$\partial M / \partial t + \partial u M / \partial x + \partial v M / \partial y = g h \sin \theta_x - (1 / \rho_m) \partial P / \partial x - (1 / \rho_m) \tau_b u / \sqrt{u^2 + v^2} \quad (6)$$

$$\partial N / \partial t + \partial u N / \partial x + \partial v N / \partial y = g h \sin \theta_y - (1 / \rho_m) \partial P / \partial y - (1 / \rho_m) \tau_b v / \sqrt{u^2 + v^2} \quad (7)$$

ここに、 $\rho_m = (\rho - \sigma)c + \rho$

$$P = (1/2) \rho_m g h^2 \cos \theta$$

$M = u h$ 、 $N = v h$ 、 u, v ；それぞれ x 方向、 y 方向の平均流速

θ_x, θ_y はそれぞれ x, y 方向の河床勾配： θ は流れの最急勾配であり、次式で与えられる。

$$\theta = \arcsin\{(u \sin \theta_x + v \sin \theta_y) / \sqrt{u^2 + v^2}\} \quad (8)$$

河床位方程式：

$$\partial z_b / \partial t = D / c_* \quad (9)$$

堆積速度式：

$$D / \sqrt{u^2 + v^2} = c_* \tan(\theta_e - \theta) \quad (10)$$

D は堆積速度であり、 $D > 0$ は堆積を、 $D < 0$ は侵食を表す。

堆積速度式中に含まれる θ_e は堆積も侵食も起こらない平衡勾配であり、次式で与えられる。

$$\theta_e = \arctan\{(\sigma - \rho)c\{\tan \phi_s / (1 + \alpha)\} / \rho_m + \rho f(u^2 + v^2) / (\rho_m g h)\} \quad (11)$$

式(4)から式(11)を用いて、土石流の流動・堆積現象を追跡することができる。そこで、この支配方程式を用いた数値シミュレーションの結果と水路実験の結果とを比較・検討する。

数値解析は、中川の研究³⁾を参考にして支配方程式をリーブログ法によって差分化して行なった。すべての計算において、 $\Delta x = \Delta y = 5\text{cm}$ 、 $\Delta t = 0.002\text{sec}$ とし、上流端での境界条件としては、実験で測定した給砂量、給水量を用いる。実験では、上流側の水路(幅10.5cm、長さ4m)、下流側の氾濫台(幅60cm、長さ2m)からなる実験装置を用い、水路上流より一定量の水と砂礫を約10秒供給することにより土石流を発生させ、氾濫台上に土石流が堆積していく様子をビデオ撮影した。なお、水路部の勾配 θ_u は18°に、氾濫台の勾配 θ_d は8°に設定されている。行なった実験は3ケースであり、実験条件を

表1に示す。表1において、 q_s は単位幅給砂量、 q_w は単位幅給水量である。最終時間における等堆積厚線の実験結果と計算結果を図2 (Run 1)、図3 (Run 2)、および図4 (Run 3)に示す。それぞれ図の左側は実験結果、右側が計算結果である。いずれのケースも給砂量、給水量はほぼ同じであるが、粒径の条件が異なっており、Run 1では、 $d=0.144\text{cm}$ 、Run 2では $d=0.265\text{cm}$ 、Run 3では $d=0.368\text{cm}$ のほぼ様な砂礫である。いずれのケースも実験結果と計算結果とはよく一致している。また、粒径の小さい方が土石流の流動性が増し、土石流が遠くまで流出して、堆積することが計算によっても評価されていることが分かる。よくみると、Run 1からRun 3へと粒径が大きくなるにつれて若干計算値の方が堆積長が長くなっているが、これは堆積が進んでいき土石流の濃度が薄くなった場合、粒径が大きいほど水と土砂の分離が起こるためであると思われる。しかし、実際の土石流は各種の混合粒径からなっているためこのようなことは起こりにくい。

表 1

RUN	$\theta_u(^{\circ})$	$\theta_d(^{\circ})$	$d(\text{cm})$	$q_s(\text{cm}^2/\text{s})$	$q_w(\text{cm}^2/\text{s})$	C
1	18	8	0.144	28.3	67.5	0.295
2	18	8	0.265	29.2	67.5	0.302
3	18	8	0.368	28.4	66.8	0.298

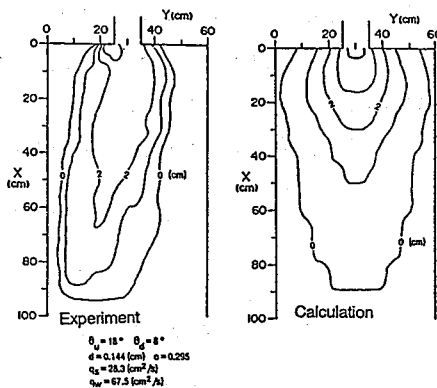


図 2

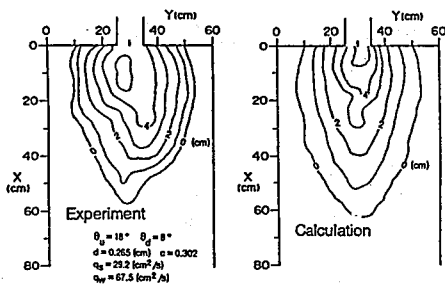


図 3

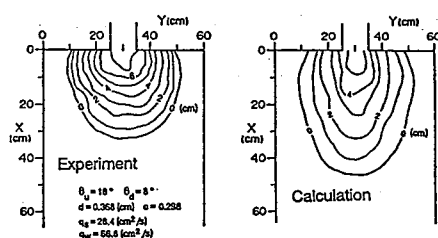


図 4

4. 普遍表示

土石流の堆積現象を数値シミュレーションによってほぼ予測できることが示された。したがって、計算結果を利用して与えられた条件のもとにおける土石流の流出範囲を把握できるようにしておけば、実務上非常に有効である。そこで、土石流の流出範囲の普遍表示について検討を加える。土石流の特性値を支配するパラメータとして、 σ 、 ρ 、 ϕ_s 、 e などの固有の量以外に、総流量 V 、代表川幅 B_u 、代表流動深 h_0 、代表粒径 d 、濃度 c 、勾配 θ_u 、 θ_d などがある。従属変数として堆積長 L 、堆積幅 B 、あるいは堆積面積 $A (\approx LB)$ をとり、それらの無次元表示を行なう。すると、無次元堆積長 L_* は次のように表わされる。

$$L_* \equiv L/h_0 = f_{nL}(q_0 T/h_0^2, (\sigma/\rho - 1)c, h_0/d, \theta_u, \theta_d) \quad (12)$$

無次元堆積幅 $B_* (= B/h_0)$ および無次元堆積面積 $A_* (\approx BL/h_0^2)$ も同様の関数形である。式(12)において $q_0 T/h_0^2 (= V_*)$ は土石流の規模に関する無次元量であり、 T は現象の継続時間である。

図5、図6は L_* および A_* に対する V_* と h_0/d (流動深・粒径比)の影響をみたものである。これらの結果によれば、 V_* と h_0/d が大きくなるに従い、 L_* と A_* も顕著に増加することが分かる。

土石流が谷を流下して谷沿いに堆積する場合には2次元支配方程式よりもむしろ1次元支配方程式

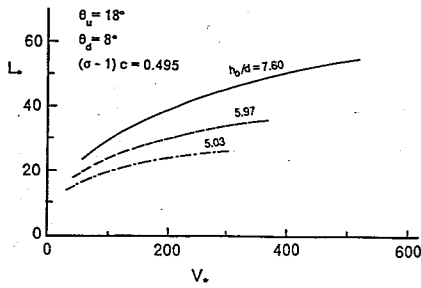


図 5

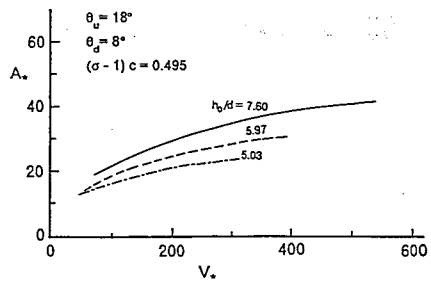


図 6

を適用する方が簡便であり、かつ有効である。図 7、図 8 は、このような解析によって L_* に対する V_* と θ_d (堆積域の縦断勾配) の影響をみたものである。但し、図 8 は崩壊土砂を想定したものである。容易に予想されるように、どちらの場合も V_* 、 θ_d が大きくなるとともに、 L_* が大きくなることが分かる。これらの結果は、ある限られた条件下におけるものに過ぎないが、現地において考えられる代表的な条件を想定して計算を行い、無次元堆積長や無次元堆積面積などに関する普遍表示を行なっておけば、土石流の危険範囲をあらかじめ予想するのに有効であると思われる。

5. あとがき

本研究によって、土石流の支配方程式を用いた数値シミュレーションの妥当性が示された。また、数値実験に基づいて、土石流の流出範囲の普遍表示について検討した。今後、土石流から掃流砂の流れまで一般的に表わせるようなモデルの構築をおこない、それらを用いて土砂の流動・堆積に関する数値シミュレーションを進めていくつもりである。

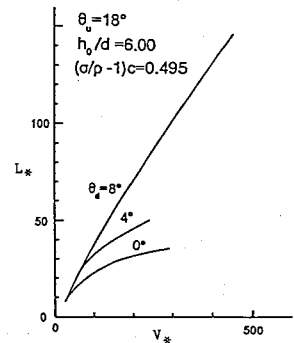


図 7

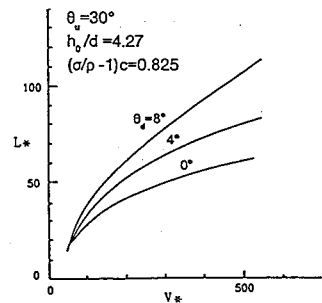


図 8

6. 参考文献

- 1) 江頭・芦田・佐々木：土石流の流動機構、第32回水講、1988
- 2) 芦田・江頭・矢島・高濱：土石流の構成則に関する研究、京大防災年報、第32号 B-2、1989
- 3) 中川：洪水および土砂氾濫災害の危険度評価に関する研究、京大学位論文、1989