

土石流および土砂流扇状地の形成に関する研究

Fan Formation Due to the Runoff of the Debris and Immature Debris Flows

京都大学防災研究所 高橋 保 T. Takahashi

京都大学防災研究所 中川 一 H. Nakagawa

京都大学工学部 佐藤広章 H. Sato

1. はじめに 土石流が溪流の出口へ流出すると、勾配の急変と拡幅の影響を受けて土石流扇状地が形成される。土石流扇状地の大きさ、堆積勾配等は流出する土石流の性質と堆積する場の地形条件によって変化し、その予測技術の開発は災害対策を立てる上に必須の事項である。著者らはすでに単純な場に流出する場合の堆積範囲を第一近似的に簡単に求める方法¹⁾や複雑な場に流出する場合の堆積過程を数値解析的に求める手法²⁾を提示しており、それぞれ、実際の土石流堆積範囲の予測にも使用されるようになってきている。

本研究では複雑な場を対象とする数値解析の手法について、従来は土石流の先端が停止するまでの過程、停止後の堆積の進行過程、さらに堆積が谷出口から溪流の上流部へ進む遡上堆積過程の段階に分けて多少のモデル化を交えて解析していたものを、谷の上下流を通じて、全ての段階を一貫して取り扱う方法に改良・修正を加えている。一旦形成された土石流扇状地は谷から流出する後続流あるいはその後に生じる洪水によって水みち侵食を受け、侵食土砂は扇状地下流に堆積し、土砂流扇状地を形成する。土砂流の堆積も土砂災害の主要原因となっており、その堆積過程の解析は重要である。しかるに、これに関しては従来ほとんど研究がなされていないので、本研究においては、実験によって土石流扇状地の侵食による土砂流扇状地の形成過程を明らかにし、ついで、土石流扇状地の形成過程に関する解析手法と同様の解析手法を適用して、その形成過程を説明する。

2. 石礫型土石流の氾濫・堆積に関する基礎方程式 土石流は停止の瞬間までは一種の連続体としての取り扱いが可能である。二次元の連続流体の運動量保存則および体積の連続式はそれぞれ次のように示される。

$$\frac{\partial M}{\partial t} + \beta' \frac{\partial(uM)}{\partial x} + \beta' \frac{\partial(vM)}{\partial y} = gh \sin \theta_{bx0} - gh \cos \theta_{bx0} \frac{\partial(z_b + h)}{\partial x} - \frac{\tau_{bx}}{\rho_T} \dots\dots(1)$$

$$\frac{\partial N}{\partial t} + \beta' \frac{\partial(uN)}{\partial x} + \beta' \frac{\partial(vN)}{\partial y} = gh \sin \theta_{by0} - gh \cos \theta_{by0} \frac{\partial(z_b + h)}{\partial y} - \frac{\tau_{by}}{\rho_T} \dots\dots(2)$$

$$\frac{\partial h}{\partial t} + \frac{\partial M}{\partial x} + \frac{\partial N}{\partial y} = i \dots\dots(3)$$

ここに、 $M=uh, N=vh, u, v$; それぞれ x 方向, y 方向の平均流速, h, z_b ; それぞれ 図1 に示した流動深、堆積厚、 ρ_T ; 流体の密度, $\theta_{bx0}, \theta_{by0}$; x, y 軸の傾斜角, g ; 重力加速度, τ_{bx}, τ_{by} ; x および y 方向の底面摩擦, i ; 堆積速度, β' ; 運動量補正係数で、流速分布はほぼダイラタント流体モデルに従うので、1.25とおける³⁾。

さらに、固体分に対する連続式は流れの中に浮遊するような微細成分と衝突効果によって支えられるような粗粒成分に分けて考えれば、

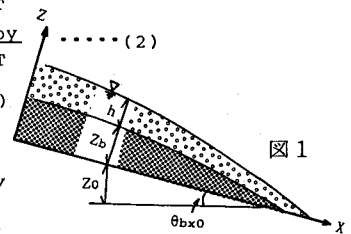
$$\frac{\partial V_L}{\partial t} + \frac{\partial(C_L M)}{\partial x} + \frac{\partial(C_L N)}{\partial y} = i C_{*DL} \dots\dots(4)$$

$$\frac{\partial V_F}{\partial t} + \frac{\partial\{C_F(1-C_L)M\}}{\partial x} + \frac{\partial\{C_F(1-C_L)N\}}{\partial y} = i(1-C_{*DL})C_F \dots\dots(5)$$

である。ここに、 V_L, V_F ; それぞれ高さ h の流動層の柱の中に含まれる粗粒成分の体積、および細粒成分の体積、 C_L ; 流動層中の粗粒成分の全容積中の割合 ($=V_L/h$), C_F ; 細粒成分が水と細粒成分とを加えた容積中に占める割合 ($=V_F/(h-V_L)$), C_{*DL} ; 流動物が停止して堆積する際の粗粒成分の容積濃度、 $i(1-C_{*DL})C_F$; 流動物が停止して堆積する際に堆積中に取込まれる細粒成分の量である。底面摩擦は石礫を介して伝わるクーロン型抵抗と粒子間流体と底面間の流体摩擦の合計に等しいと考えられ、次式のように表せよう。

$$\tau_{bx} = \frac{u}{\sqrt{u^2+v^2}}(\sigma-\rho_m)ghC_L \cos \theta_{bx} \tan \alpha' + \rho_m f_{bu} \sqrt{u^2+v^2} \dots\dots(6)$$

$$\tau_{by} = \frac{v}{\sqrt{u^2+v^2}}(\sigma-\rho_m)ghC_L \cos \theta_{by} \tan \alpha' + \rho_m f_{bv} \sqrt{u^2+v^2} \dots\dots(7)$$



ただし、 $\cos\theta_{bx}, \cos\theta_{by}$;それぞれ、 x, y 方向の路床面の方向余弦で、 $\tan\theta_{bx} = -\partial(z_0 + z_b)/\partial x$, $\tan\theta_{by} = -\partial(z_0 + z_b)/\partial y$, $\tan\alpha'$;石礫群の動摩擦係数、 f_b ;流体摩擦係数で、芦田⁴⁾の研究を参考にすれば

$$f_b = A\{(1-C_L)/C_L\}^{2/3}(d_L/h)^2 \quad \dots\dots(8)$$

のように書ける。ただし、 A は定数、 d_L は粗粒成分の平均粒径である。

(6), (7)式は石礫が全流動深に分散した土石流に対して成立するが堆積が進んで流動中の石礫濃度が薄くなると流れは掃流状集合流動へ転化し、抵抗則も変化する。従来の実験結果から一つの経験則を誘導すれば

$$\tau_{bx} = \frac{\rho_T}{0.49} \left(\frac{d_L}{h}\right)^2 u \sqrt{u^2 + v^2} \quad \dots\dots(9) \quad \tau_{by} = \frac{\rho_T}{0.49} \left(\frac{d_L}{h}\right)^2 v \sqrt{u^2 + v^2} \quad \dots\dots(10)$$

のようになる。ただし、土石流と掃流状集合流動との遷移限界濃度は $0.3C_{*DL}$ (20%程度)であるとする。そのとき、勾配 θ のもとで石礫型土石流および掃流状集合流動それぞれの状態で堆積を生じることなく流れることのできる粗粒子成分の濃度 C_L の最大値 $C_{L\infty}$ および $C_{LS\infty}$ は、従来の研究を参考にすれば^{5), 6)}

$$C_{L\infty} = \frac{\rho_m \tan\theta}{(\sigma - \rho_m)(\tan\alpha' - \tan\theta)} \quad \dots\dots(11) \quad C_{LS\infty} = \frac{2.66 C_{L\infty}^2}{(0.23 + 0.65 \tan\theta)} \left\{1 - \frac{0.05(\sigma/\rho_m - 1)}{\sin\theta} \cdot \frac{d_L}{h}\right\}^2 \quad \dots\dots(12)$$

である。ここに、 σ ;砂礫の密度、 ρ_m ;微細砂を含んだ泥水の密度で、 $\rho_m = \sigma C_F + (1 - C_F)\rho$ である。なお、(1)式中の ρ_T は $\rho_T = \sigma C_L + (1 - C_L)\rho_m + \rho$;水の密度、 θ ;流速ベクトル方向の流動層の傾斜角度で近似的に

$$\tan\theta = (\sin\theta'_{bx} + v \sin\theta'_{by}) / \sqrt{u^2 \cos^2\theta'_{bx} + v^2 \cos^2\theta'_{by}} \quad \dots\dots(13)$$

ここに、 $\tan\theta'_{bx} = -\partial(z_0 + z_b + h)/\partial x$, $\tan\theta'_{by} = -\partial(z_0 + z_b + h)/\partial y$ である。土石流が勾配の緩い場所へ流出してきて、 C_L がその場所での $C_{L\infty}$ または $C_{LS\infty}$ よりも大きければ、流れは一部の粗粒子を堆積させて濃度を薄くして流動を続けるであろう。このとき、過剰な粗粒子の量は $-h(C_{L\infty} - C_L)$ または $-h(C_{LS\infty} - C_L)$ であり、堆積速度は

$$i = \beta \frac{C_{L\infty} - C_L}{C_{*DL}} \cdot \frac{\sqrt{M^2 + N^2}}{d_L} \quad \dots\dots(14) \quad \text{または} \quad i = \beta \frac{C_{LS\infty} - C_L}{C_{*DL}} \cdot \frac{\sqrt{M^2 + N^2}}{d_L} \quad \dots\dots(15)$$

で与えられるものと考えられる。堆積による地盤高の変化は $\partial z_b / \partial t + i = 0$ $\dots\dots(16)$ で与えられる。

上記方程式を差分化して数値計算を実行するが、運動量保存式(1), (2)および体積の連続式はすでに洪水氾濫の解析に際して吟味されている方法と同様の手法を用いる⁷⁾。その他の式についても、著者らがこれまでに行ってきた計算手法を用いることにする⁸⁾。

3. 土石流扇状地の二次侵食に関する基礎方程式 一旦形成された土石流扇状地が後続流あるいはその後の洪水流によって水みち侵食を受け、侵食土砂が土石流扇状地の下部で再堆積して土砂流扇状地を形成する。この場合、水流による侵食、すなわち、掃流砂による河床変動が卓越するので、(1)および(2)式の抵抗則にはManning型の抵抗則が使用可能であろう。すなわち、

$$\tau_{bx} = \rho g n^2 u \sqrt{u^2 + v^2} / h^{1/3} \quad \dots\dots(17) \quad \tau_{by} = \rho g n^2 v \sqrt{u^2 + v^2} / h^{1/3} \quad \dots\dots(18)$$

ここに、 n はManningの粗度係数である。洪水流の計算には(1)および(2)式に上式の抵抗則をもちいたものと(3)式の連続式で堆積速度をゼロとおいた式とを用いて計算できる。河床変動計算には(16)式の代りに掃流砂による変動を考慮した次式を用いる。

$$\partial z_b / \partial t + (\partial q_{bx} / \partial x + \partial q_{by} / \partial y) / C_{*DL} = 0 \quad \dots\dots(19)$$

ここに、 q_{bx} および q_{by} はそれぞれ x および y 方向の掃流砂量である。なお、掃流砂量式には次式を用いる⁹⁾。

$$\frac{q_b}{\sqrt{(s-1)gd_L^3}} = \frac{1+5\tan\theta}{\cos\theta} \sqrt{8/f\tau_*^{3/2}} (1-\alpha^2 \frac{\tau_{*c}}{\tau_*}) (1-\alpha \sqrt{\frac{\tau_{*c}}{\tau_*}}) \quad \dots\dots(20)$$

上式は一次元の式であるので、これを以下の式のように流速成分の比で x 成分と y 成分に配分する。

$$q_{bx} = u / \sqrt{u^2 + v^2} \cdot q_b, \quad q_{by} = v / \sqrt{u^2 + v^2} \cdot q_b \quad \dots\dots(21)$$

ここに、 τ_* ;無次元掃流力、 u_* ;摩擦速度、 τ_{*c} ;無次元限界掃流力で、 $\tau_{*c} = 0.04 \times 10^{1.72 I_e}$, I_e ;流水のエネルギー勾配で、 $I_e = \tan\theta = (u \sin\theta_x + v \sin\theta_y) / \sqrt{u^2 \cos^2\theta_x + v^2 \cos^2\theta_y}$ $\dots\dots(22)$

ここに、 $I_{ex} = \tan \theta_x = n^2 u \sqrt{u^2 + v^2} / h^{4/3}$, $I_{ey} = \tan \theta_y = n^2 v \sqrt{u^2 + v^2} / h^{4/3}$, f ; Darcy-Weisbachの抵抗係数で、

$$\sqrt{8/f} = A + 5.75 \log \{ (s-1) \tau_* / I_e (1 + 2\tau_*) \}, (\tau_* \geq 0.2) \\ \sqrt{8/f} = A + 5.75 \log \{ 0.2(s-1) / 1.4 I_e \}, (\tau_* < 0.2) \quad \dots (23)$$

ただし、 $A = 0.04 I_e^{-2} (I_e \geq 0.08)$, $A = 6.0 (I_e < 0.08)$, $\alpha = 2 \{ 0.425 - \text{stan} \theta / (s-1) \} / \{ 1 - \text{stan} \theta / (s-1) \}$, $s = \sigma / \rho$ である。

以上が土石流扇状地の二次侵食に関する基礎方程式である。

4. 土石流および土砂流扇状地の形成に関する実験 使用した水路は図2に示すような上流の土石流発生水路と下流の氾濫台の組合せからなるもので、上流水路は幅10cm, 勾配は $0^\circ \sim 30^\circ$ で可変であり、下流の氾濫台は幅2m, 長さ6mで、実際の実験では幅を1.3m, 長さを1.9mにしてあり、上流水路の勾配とは独立に $0^\circ \sim 10^\circ$ の勾配に設定できる。上流側水路および氾濫台の底面には図3に示すような実験用砂を粗度として貼付し、氾濫台上には堆積厚読み取りのために標尺を設けた。

土石流扇状地の形成に関する実験は以下のようにして行った。すなわち、上下流

の水路を所定の勾配に設定した後、上流水路の下流端から5.5mの位置に高さ10cmの堰板を設け、その上流3mにわたり実験用土砂を敷きならし、これを予め30～50cc/s程度の浸透流で十分飽和させた後に、上流から600cc/secの流量を与えて土石流を発生させた。図2に示した位置で高速度ビデオおよび電子シャッター内蔵のビデオカメラ2台で撮影を行い、高速度ビデオカメラによって氾濫台へ供給される土石流の流動深と流速を読み取り、勾配変化点より上流側の遡上部をビデオカメラで撮影するとともに、氾濫台上のもう1台のビデオカメラで堆積の拡がりおよび堆積厚さの時間的な変化を読み取った。

土石流扇状地の二次侵食による土砂流扇状地の形成に関する実験方法は以下のである。すなわち、土石流扇状地の形成に関する実験を行った後、上流水路に遡上した土砂を取り除き、扇状地の中央に若干の水みちをつけ、流下方向に水みち侵食が進行するように整形を施した。これは、遡上した部分が侵食を受けたとき、侵食土砂が扇状地上に堆積し、それが流水の進行を阻害し、上流水路の出口付近から左右どちらか一方に流水の集中を引きおこし、侵食が偏ってしまうためである。上流水路から300cc/secの流量を所定の時間だけ通し、2分ごとに水みちにおける水深と土砂の堆積厚さをメジャーで測定した。堆積実験と同じ位置で高速度ビデオカメラにより、流動深を

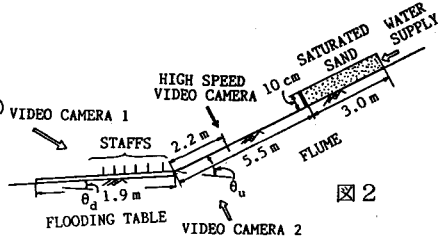


図2

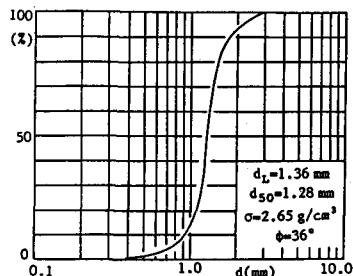


表1

RUN	$\theta_u (^\circ)$	$\theta_d (^\circ)$	$Q_u (l/s)$	$t (s)$
1	17	2	0.6	20
2	17	5	0.6	20
3	17	7	0.6	20
4	20	2	0.6	20
5	20	5	0.6	20
6	20	7	0.6	20
7	17	2	0.3	480
8	17	5	0.3	480
9	17	7	0.3	480
10	20	2	0.3	600
11	20	5	0.3	480
12	20	7	0.3	360

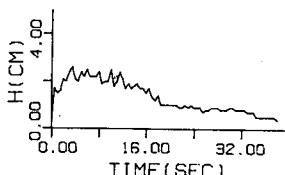
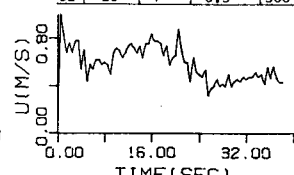
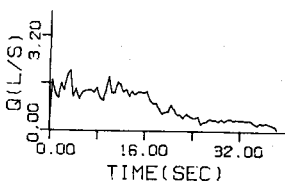


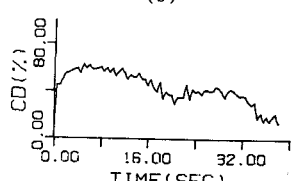
図4(a)



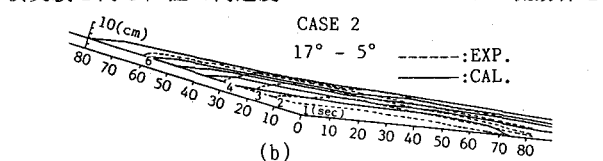
(b)



(c)



(d)



(b)

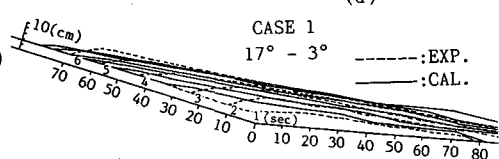
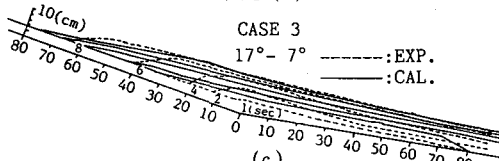
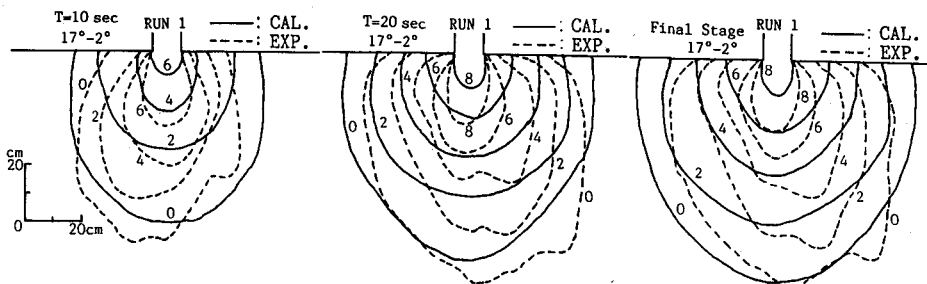


図5(a)



(c)

読み取り、水路
下流端から土砂
流扇状地の形成
過程を撮影し、
標尺から堆積深
の時間変化を読
み取った。



土石流の堆積

および土石流扇状地の侵食の実験条件はともに上流水路勾配が17°と20°の場合、氾濫台の流下方向の勾配が2°, 5°および7°の場合の6ケースずつである。なお、実験条件を表1に示す。ここに、RUN 1~RUN 6までが土石流堆積実験、RUN 7~RUN 12までが土石流扇状地の侵食実験である。

5. 実験結果および計算結果との比較 高速ビデオカメラから得られたRUN 1の流下土石流の水深、流速および流量を図4に示す。計算に必要な流入条件としてこれらの値を用いるが、濃度に関する実測データを得ることができなかったため、実測した流速 U と水深 h の値から次式

$$U = \frac{2}{5d_L} \left[\frac{g \sin \theta}{a_i \sin \alpha} \{ C_L + (1 - C_L) \frac{\rho_m}{\rho} \} \right]^{1/2} \left\{ \left(\frac{C^* d_L}{C_L} \right)^{1/3} - 1 \right\} h^{3/2}$$

を用いて濃度を求めた。例として RUN 1の結果を図4(d)に示す。ただし、 $a_i \sin \theta = 0.02$ とした。

二次元の土石流氾濫堆積実験結果と計算結果を比較する前に、著者らが以前行った一次元の堆積実験の結果¹⁰⁾を参考にして、基礎

式における未定の係数を決定し、これを用いてここで示した方法が実験結果を一貫して説明できるかについてを検討する。図5(a)~(c)は上流側水路勾配が17°, 下流側水路勾配がそれぞれ7°, 5°および3°の場合の勾配の急変による土石流の堆積の時間変化に関する実験値と計算値とを比較したものである。なお、流量、粒径および濃度等は実験条件をそのまま採用している。このとき、(14), (15)式における堆積速度の係数 β 、流体抵抗係数 f_b の係数 A および動摩擦係数 $\tan \alpha'$ を、実験における堆積規模と等流部の流動深が一致するように決めた。その結果、 $\beta = 0.05$, $A = 4.0$

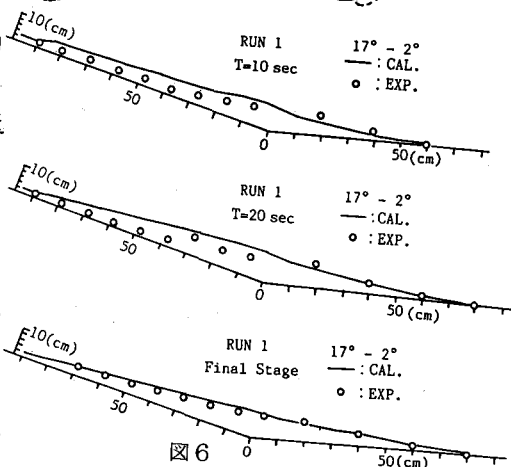


図6

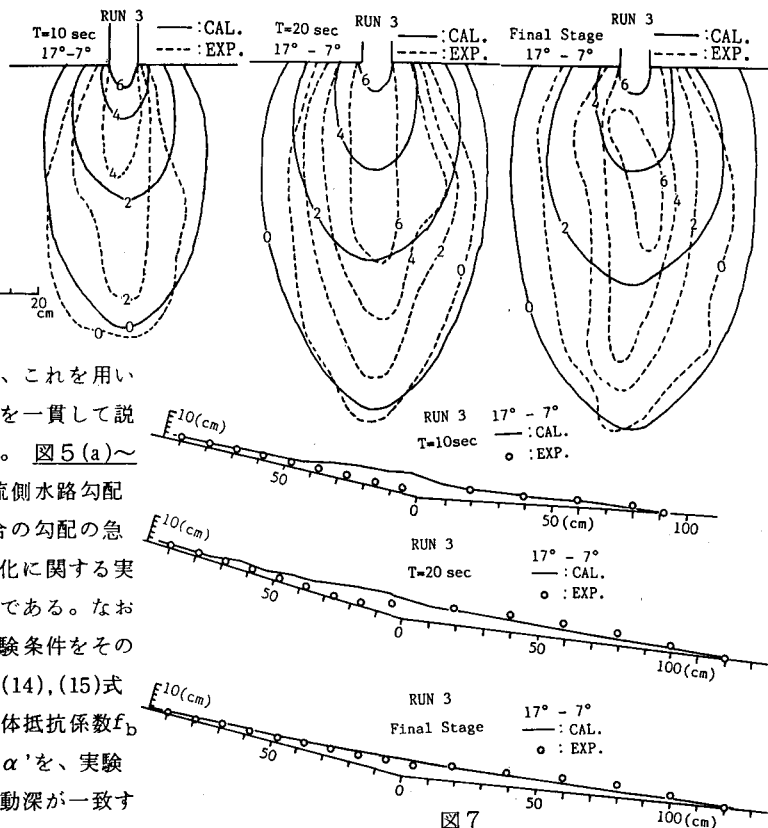


図7

および $\tan \alpha' = 0.45$ 程度であった。なお、
 一樣粒径であるので、 $C_{*DL} = C_{*} = 0.7$ とし
 た。計算結果は遡上開始時刻が明確ではな
 いが、堆積規模、勾配はほぼ一致しており
 、本計算手法の妥当性が認められた。従っ

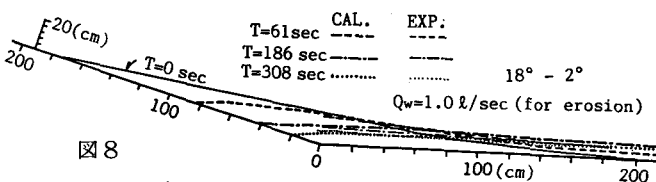


図 8

て、以後、氾濫・堆積計算においてもこれらの係数を用いるものとする。

図 6 は、RUN 1 における $t=10, 20$ および最終的な堆積状態の 35 秒後の堆積範囲
 および水路中心線に沿った土砂堆積厚（流動深+堆積深）の実験結果と計算結果
 とを比較したものである。なお、計算条件は、 $\Delta x = \Delta y = 5 \text{ cm}$ 、 $\Delta t = 1/500 \text{ sec}$ であ
 る。堆積範囲に関する計算値は実験値より若干横に広がる傾向にあり、計算によ
 る遡上開始時刻に遅れがあるが、最終堆積勾配や先端到達距離等ある程度実験結
 果を再現している。図 7 は、RUN 3 の計算結果と実験
 結果を同様に比較したものである。実験では最終的に
 谷出口下流部に盛り上がった部分が形成されるがこれ
 は、後続流により谷出口付近の堆積土砂が侵食されて
 形成されるもので、計算では侵食を考慮していないの
 でこのような現象が再現されないものと思われる。堆
 積勾配に関しては計算値の方が緩くなる傾向にあるが
 、先端到達距離や最終的な遡上の様子はよく再現され
 ている。

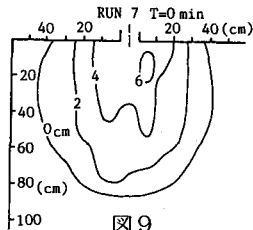


図 9

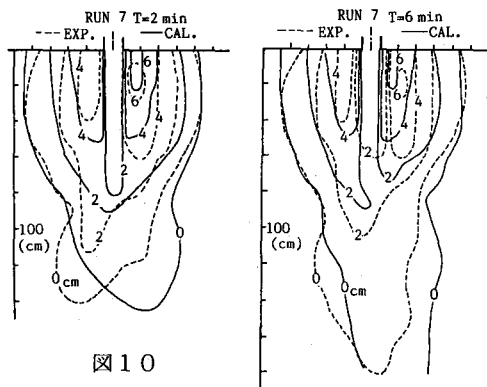


図 10

侵食に関してもまず著者らが以前行った一次元の侵
 食実験結果⁶⁾とここで示した計算手法による結果とを

比較してみる。なお、実験は上流水路勾配が 18° 、下流水路勾配が 2° 、水路幅が 20 cm の水路に土石流を堆積さ
 せ、上流から流量 500 cc/sec を与えて侵食させるものである。堆積実験結果を計測してこれを初期堆積厚と
 して与え、 $\Delta x = 10 \text{ cm}$ 、 $\Delta t = 1/500 \text{ sec}$ 、 $n = 0.025$ として計算を実行した。計算結果と実験結果の比較を図 8 に
 示す。同図より、本計算手法がかなり良く実験結果を説明することがわかる。なお、遡上部分の侵食過程は
 実験では計測されていない。図 9 は RUN 7 における侵食前の初期堆積厚の分布を示したものである。一旦
 堆積したものを整形しており、左右非対称な形状をしている。図 10 は、通水開始 2 分および 6 分後の土石流
 扇状地の侵食による土砂流扇状地の堆積範囲の実験値と計算値とを比較したものである。通水 2 分後には両
 者とも谷出口から下流に直線的に侵食が進んで土砂流扇状地が形成され、6 分後にはそれより次第に侵食され
 ていく様子が表されているが、計算の方がかなり谷出口下流付近での侵食速度が速いようである。これは、
 二次元の場合、実験では浸透水の影響があってこれが無視し得ない可能性があることおよび一次元の流砂量
 式の二次元場への適用性にも問題があるのかもしれない。

6. 実際の土石流への適用例 ここて示した土石流氾濫・堆積の
 数値シミュレーション法の実際の適用性を調べるために、昭和 54
 年 8 月 22 日岐阜県上宝村板尾の洞谷で発生した土石流を対象に計算
 を実行してみる。本土土流による総流出土砂量は約 $70,000 \text{ m}^3$ である
 が、現地の聞き取り調査や堆積構造の調査から、流出土砂量の約 60
 % は最初の約 10 分の間に生じた第 3 波までの土石流によって堆積し、
 残りの 3 波は流出形態も土砂流的であったことが明らかにされてい
 る¹¹⁾。そこで、氾濫計算では第 1 波から第 3 波までの 10 分間を対象
 とする。図 11 は計算対象領域における現地調査データから得られた

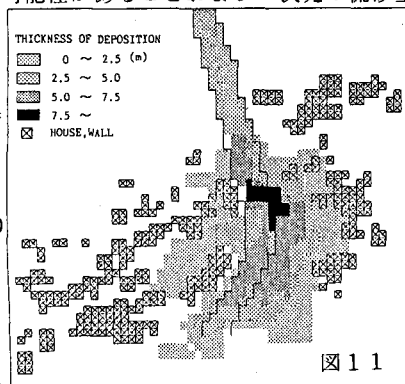


図 11

第3波までの堆積厚の分布を示したものである。流路工が弯曲する付近の土砂堆積量が多く、現地での証言が得られているように流路工を埋め尽くした土石流が弯曲地点から周辺に氾濫を始めたことがわかる。なお、流路工の勾配は弯曲地点から上流が約10'、下流は約3'程度である。

計算を実行する際に与える境界条件および土石流の特性値は、従来の検討結果¹²⁾を参考に、 $Q=72.7\text{m}^3/\text{sec}$ 、 $C_L=35\%$ 、 $C_F=10\%$ 、 $\sigma=2.65\text{g}/\text{cm}^3$ 、 $d_L=10\text{cm}$ とした。格子間隔は $\Delta x=\Delta y=5\text{m}$ 、 $\Delta t=1/50\text{sec}$ とした。

計算開始2,6,8および10分後の堆積厚の分布および流速ベクトルの分布に関する計算結果を図12に示す。以前の方法²⁾では弯曲部上流での堆積が顕著で、実際とは一致しなかったが、ここでの平衡濃度は(11)式から約50%と計算され、堆積が遡上しない限りこの部分で堆積しないはずであり、今回このことが計算でも再現されており、以前の手法が改善されていることがわかる。計算開始2分後ではまだ土石流が流路工から越流していないが、6分後に弯曲部で堆積深が大きくなり、流路工左岸で越流氾濫しはじめ、8分後にはそれより右岸上流でも氾濫しだしている。10分まで一定流量を与えているため、土石流はまだかなり流動しているが、10分後には弯曲部での堆積や街路上での堆積など、実測値に近い氾濫・堆積形状を呈している。

7. おわりに 本論文において土石流の氾濫・堆積による土石流扇状地の形成およびその侵食による土砂流扇状地の形成に関

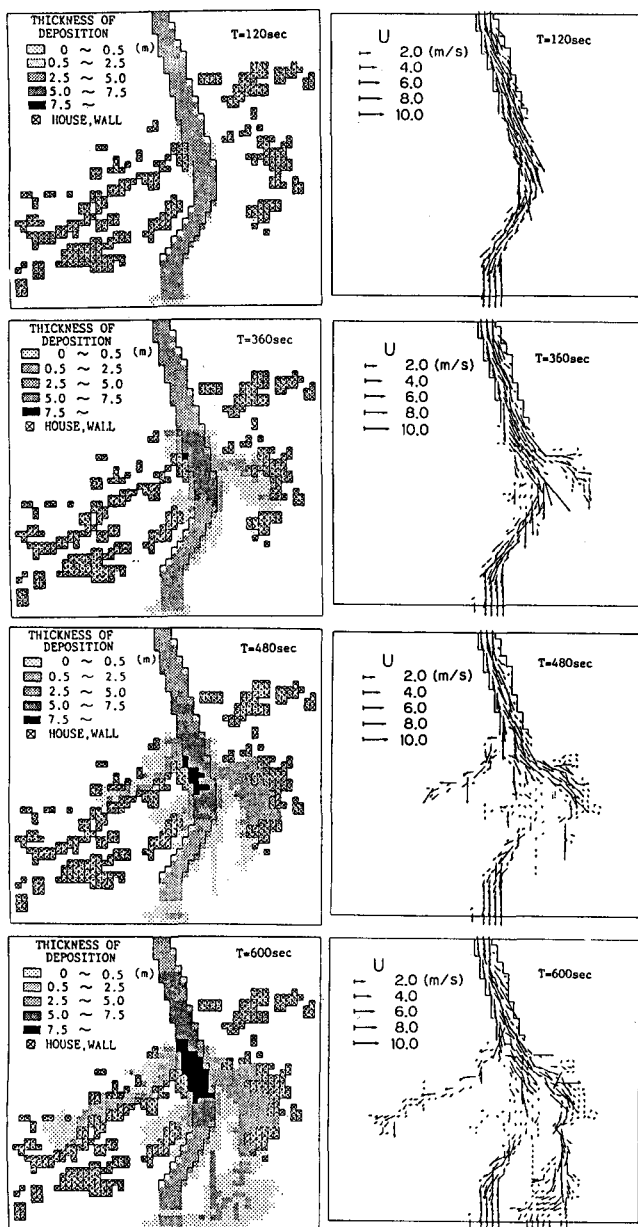


図12

する数値シミュレーション手法を考察し、実験によってある程度その適用性が確かめられるとともに、実際への適用性があり、今後の土石流対策を考えて行く上で有力な手段となり得ることが判明した。しかし、詳細な点についてまだ改良の余地があり、さらに堆積域での粒度分布特性の予知などさらに進んだ段階への適用性を可能とすべくモデルの改善を図っていく必要がある。

<参考文献> 1)高橋:京大防災研年報,23B2,1980. 2)高橋・辻本:京大防災研年報,27B2,1984. 3)高橋:水工学シリーズ,80-A-1,1980. 4)芦田・江頭・神矢・佐々木:京大防災研年報,28B2,1985. 5)高橋:京大防災研年報,20B2,1977. 6)高橋:京大防災研年報,25B2,1982. 7)高橋・中川・西崎:京大防災研年報,29B2,1986. 8)高橋・中川・山路:京大防災研年報,30B2,1987. 9)Takahashi,T:Proc.IAHR,1987. 10)高橋・吉田:京大防災研年報,22B2,1979. 11)建設省神通砂防工事事務所調査報告書,1979. 12)高橋:新砂防,118,1981.