

(57) 火山灰が土石流の発生に及ぼす影響について

立命館大学理工学部 大同淳之

1. はじめに。 火山灰が土石流の発生に及ぼす影響としては、まず堆積物の流動による土石流に対して、灰の被覆による滲透能の減少に伴う雨水流出量の増加の効果が考えられる。ただ、降灰に伴う土石流は、極くわずかの降雨によって土石流の発生を見る例が多いことから、堆積物の流動のはがきに、水を含んだ火山灰が斜面上をクリープ流動し、次第に増大して土石流に移行する、あるいは斜面上の流れが徐々に土砂を拾い上げ泥流化して土石流に移行する過程が考えられる。火山灰の保水性、比重の軽さおよび火山灰が被覆した斜面に残されたガリと観察するとときにその可能性があるといえる。本文は、堆積物の流動に及ぼす効果を述べると共に、火山灰がクリープ流動をはじめる限界および流れの中に土砂が取入れられていく過程を考察するうえで重要な、限界掃流力、土砂の輸送過程が泥水の中でどのように変るかについて述べたものである。

2. 灰の被覆による滲透能の減少に伴う雨水流出量の増加の影響

火山灰は含水したとき、その表面が固結することと親和されている。これは灰中の水硬性成分および微粒子の詰りによるものとされ度合はこれらの含有量によって変化し、一定ではない。雨水流出量の変動が堆積物の流動に影響するのは全層流動ではなく、堆積物の一端が流動する場合である⁴⁾。土石流の発生は、この場合の限界という配⁴⁾を有するとともに、流域面積 A が、降雨強度 r 、流出係数 C とともに $A > (3.6/C \cdot r) \{ (8 \sin \theta / f) f d^3 B^2 + Q_d \}$ の場合であるから、滲透能の減少すれば、 $C \rightarrow 1$ により必要な流域面積の減少によってより上流側に発生可能地帯が移動することになる。実際の沢について、式(1)より発生に必要な雨量を求めると、1つの沢におけるある分布を示すので、この量、ともしない降雨量が、その沢の安全度が評価される。図1に高瀬川の上流域の例を示す。灰の影響は全体の分布と左側に移行させる役目を果す。ただ、土石流発生時の雨量は多くの要因が関係するので、それらの影響との相対的な重要性によって評価すべきである。

3. 火山灰のクリープ流動の発生限界

火山灰は、上述の表面の固結と共に、一般に保水性が大きく、液性限界を大きい報告例が多い。また斜面上の痕跡から、クリープ流動をしたと考えられる例が多い。表面より雨水が滲透して、ある深さ y に達したとき、塑性流動が生じるとし、含水火山灰のせん断応力を、 $\tau = \tau_y + d\sigma/dt \dots$ と表されるとする。火山灰の流動が塑性流動にしたがうとは、角珠の例について、山岡らによて確かめられている。ここに τ_y は、せん断降伏値、 $d\sigma/dt$ はひずみ速度である。したがって、図2に示すように、斜面上に水深 h_0 の流れがある場合、火山灰の表面より y の奥におけるせん断力の釣合は、 $(\gamma_w g h_0 + \gamma_s' g y) \sin \theta = \tau_y + \nu d\sigma/dt$ となる。 y の層がクリープ流動し始める限界こう配は、

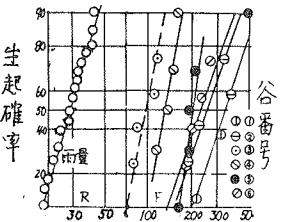


図1. 土石流発生に必要な雨量

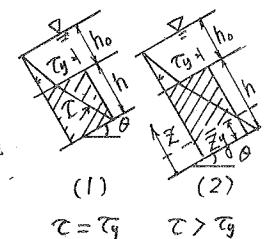


図2. クリープ流動の釣合

$$\sin \theta = \tau_y / \left(\rho_s g h \left(1 + \frac{\rho_w}{\rho_s} \frac{h_0}{y} \right) \right) \quad (4)$$

として表される。せん断限界値 τ_y は、著者の測定によると、粒子間の付着力に起因する項と、粒子間干渉に起因する項 C_B よりなり

$$\tau_y = \tau_L + \tau_B = A_2 (\phi_F - \phi_{Fc})^3 + A_2 \phi_F^2 \quad (5)$$

$\phi_F = C_{FS} \phi_s$: ϕ_s は単位体積中の粒子分容積比、 C_{FS} は粒子間に働く電気化学的な力を表す係数で、焼岳の火山灰では $C_{FS} = 1.55$ である。比較的塑性的性質の強い土について測定した例は図3に示すとおりで、これは火山灰の外について測定する必要があるさて、この層が流動したとき、下層に零さ τ_y の流動層が生じ、流速 U_1 は

$$U_1 = \frac{U'_1 (g \sin \theta)^{1/2}}{(h_0)^{1/2} \rho_w} \left(\frac{z_0 z}{2} - z^2 + \frac{g}{Y_s} h_0 z \right) \quad (6)$$

また表面流の流速 $U_2 = U_*(z-y) / \rho + U_y$

$$U_* = \sqrt{g Y_s \sin \theta} \quad (7)$$

となるから、いかが流下したあとは、平均濃度 \bar{C}

$$\bar{C} = \left\{ C_* \int_0^{h_0} U_1 dz + \int_0^{h_0} U_2 dz \right\} / \left\{ \int_0^{h_0} U_1 dz + \int_0^{h_0} U_2 dz \right\} \quad (8)$$

の濃度の流れになると考えられる。 C_* は火山灰の堆積濃度である。

4. 泥流中におけるれきの限界掃流力

上述の濃度 \bar{C} の流れが斜面上を流れたとき、土砂輸送に果す効果を限界掃流時について考察する。任意の濃度の流れの中にれきをおき、限界掃流力を測定した。

限界掃流力は清澄な流れでは無次元掃流力 $U_{*c}^2 / (\frac{D}{R} - 1) g D \tan \phi$ と Re 数 $U_* D / \nu$ によって関係づけられている。そこで泥流は塑性流体であるため、てくてくの領域でエネルギー消費がないことを補正した項を付加して実験値を整理した(図4)。この結果、清澄な流れでの式と同じ定数を用いて、例えば、補正 Re 数が 2×10^2 以上の領域で、次のようにならう。

$$U_{*c}^2 = 0.05 \left(\frac{D}{R} - 1 \right) g D \alpha'^{-1} \left\{ 1 + \left(\frac{1}{\alpha'} - 1 \right) I_D \right\}^{-1} \quad (9)$$

5. 泥流中のれきの移動過程。着色でラベルしたれき($D = 8.12 \text{ mm}$)を移動床の1段に敷き並べ、泥水との砂面に一定時間流して、れきの平均移動距離およびその分散の²を調べた。この測定値から、流砂量 q_T を。

$$q_T / U_* D = (\text{移動層の厚さ}) \times (\text{平均移動速度 } dx/dt) \times 1/U_* \quad (10)$$

の形に表し、実験値から移動層の厚さを求めるところ至り清澄な流れと比較して変りなく、流砂量の増加は dx/dt の増加で賄われていることが分った。 dx/dt は Hubbell らの研究によると、 $dx/dt = \lambda_2 / \lambda_1$ 、 $\sigma^2 = 2\lambda_2 t / \lambda_1^2$ となり、 $1/\lambda_1$ はれきの1ステップの平均移動距離、 λ_2 は単位時間あたりの移動確率に相当する。測定より逆算すると、清澄な流れに比べて泥流中では、1ステップでの平均移動距離も増大するが、単位時間あたりの移動確率が非常に高いという結果になった。

以上で主要な要因が量的に評価できたので、これを数量化し、土砂の捨上げにはフリード流動が土石流に移行する過程を明確にするつもりである。

1) 大同、55年度砂防研究発表会概要集
2) 山岡、土木学会水工学シリーズ 81.7
3) Hubbell. Proc. ASCE Vol. 90 HY 3.
4) 高橋、防火研年報 917号

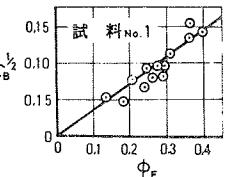
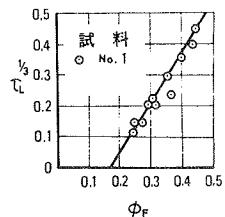


図3. τ_y と ϕ_F の関係

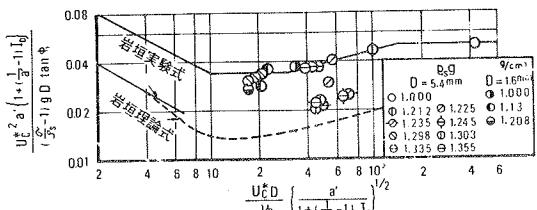


図4 泥流中の限界掃流力

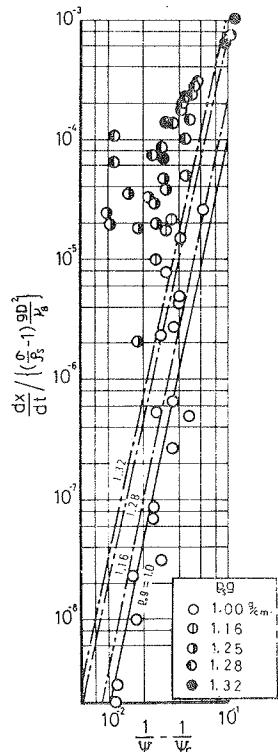


図5. 泥流中の流砂量