

活火山流域における土石流の発生限界と流出規模の予測

Occurrence Criterion and Discharge Prediction of Debris Flow
in the Active Volcanic Area

九州大学・工学部 正員 平野宗夫
鹿児島工業高等専門学校 ○正員 正田 誠
九州大学・工学部 正員 森山聡之

1. まえがき

近年、活火山の爆発に起因した災害が勃発し、米国のセントヘレンズ火山(1980)やコロンビアのネバドデルルイス火山(1985)や国内では有珠山(1977)において、いずれも甚大な土石流災害が発生し社会的な問題になっている。また、桜島では1972年頃より、活発な火山活動が続いており、山腹に堆積した大量の降下火山灰は強雨のたびに土石流となって溪谷より流下し、現在大きな脅威となっている。一般の溪流における土石流は発生頻度が低く、数十年から数百年に一回程度のものが多いが、桜島の長谷川や野尻川では年に20回前後発生しており頻度が極めて高く、一回の流出量は数万 m^3 から数十万 m^3 に達している。

桜島の諸河川においては、VTRシステムを利用した土石流のデータが収集されており、それらの観測結果から活火山流域における土石流の性質が徐々に明らかになっている。^{1) 2)} しかしながら、土石流の発生及び流出のメカニズムは火山灰堆積量及びその火山灰斜面の地形量特性に規定され、これらを考慮した降雨量と土石流の応答関係は、まだ未解決の問題で充分に明らかにされていない。

本研究は、データの豊富な長谷川と野尻川について、火山性土石流の発生機構及び流出過程についてモデル化を行い、土石流の発生と流出規模の予測手法の確立を目的として検討を行ったものである。

2. 土石流の発生限界降雨

2.1 火山灰斜面の浸透能

図-1は野尻川中腹の新規火山灰の堆積した水平に近い斜面における浸透能実験の概略図である。火山灰層の厚さは約17.5cm及び31.0cmで、それより深い部分は前者は降下軽石層(ボラ層)後者は古い火山灰層である。図のように二重円管(アクリル管 $\phi 13 \times 10$ cm, 鋼管 $\phi 21 \times 13$ cm)を用い、A及びB部の注水は同時に開始し火山灰表面を常に飽和状態にした。B部の水深を一定(0.5cm)に保ち、A部の水深 h を繰り返し低下させ、水深の変化 $\Delta h = 1.0$ cmに対応する時間 Δt を測定し、火山灰斜面の浸透能 $i = \Delta h / \Delta t$ を求めた。その結果を示せば、図-2のようになる。従来、火山灰の浸透能はかなり小さいものとされているが、最終浸透能は600~1000mm/hr程度

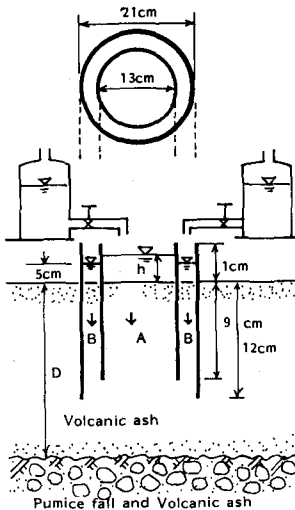


図-1 現地浸透能実験

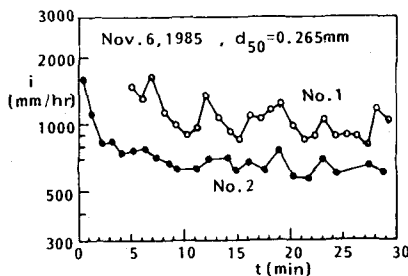


図-2 降灰斜面の浸透能

のとされているが、最終浸透能は600~1000mm/hr程度の値を示し、非常に大きいことがわかる。従って、降水はすべて浸透し、表面流は発生しないものと考えられる。

2. 2 土石流の発生限界

斜面における土石流の発生条件は、非粘性材料の静的な力の釣合より次式で与えられる。³⁾

$$\tan \theta \geq \{C_*(\sigma/\rho - 1)\tan \phi\} / \{C_*(\sigma/\rho - 1) + 1 + h/d\} \quad \text{---(1)}$$

ここに、 θ は斜面の傾斜角、 C_* は堆積物の容積濃度、 σ/ρ は堆積物の比重、 ϕ は堆積物の摩擦角、 h は表面流の水深である。式(1)において、 $C_*=0.6$ 、 $\tan \theta=0.8$ 、 $\sigma/\rho=2.65$ 、 $h/d=1$ とすると、 $\theta \geq 14.8^\circ$ となり、実際の土石流が 15° 程度以上の勾配の溪谷で発生しているという経験的事実と一致する。また、浸透流によって斜面が崩壊する条件は

$$\tan \theta \geq \{C_*(\sigma/\rho - 1)\tan \phi\} / \{C_*(\sigma/\rho - 1) + 1\} \quad \text{---(2)}$$

であり、上式に前記の数値を代入すると $\theta \geq 21.7^\circ$ となって、急斜面の斜面では表面流が発生するまえに崩壊することになる。

しかし、砂を用いた実験によると、粘着力の存在のため、 22° 以上の勾配においても崩壊が起こらないことが多い。従って、砂質斜面においては、表面まで飽和すると同時に土石流が発生するとみなしてよいようである。

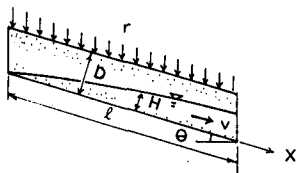


図-3 斜面の模式図

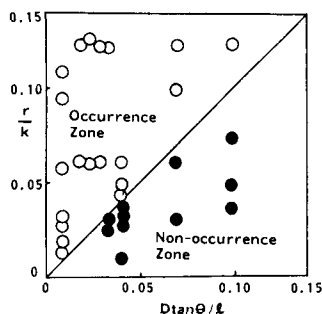


図-4 土石流の発生限界

さて、図-3に示すような斜面における浸透流に関する連続の式は

$$\lambda \frac{\partial H}{\partial t} + \frac{\partial (vH)}{\partial x} = r \cos \theta \quad \text{---(3)}$$

ここに、 v は浸透速度、 θ は斜面勾配、 H は浸透流の厚さ、 λ は有効空隙率、 t は時間、 x は流下方向にとった長さ、 r は降雨強度である。運動の式としては、このような急斜面に対して Darcyの式

$$v = k \sin \theta \quad \text{---(4)}$$

が適用できる。ここに、 k は透水係数である。式(3)を式(4)に代入すると、

$$\lambda \frac{\partial H}{\partial t} + k \sin \theta \frac{\partial H}{\partial x} = r \cos \theta \quad \text{---(5)}$$

$$\text{上式と全微分の式} \quad \left(\frac{\partial H}{\partial t} \right) dt + \left(\frac{\partial H}{\partial x} \right) dx = dH \quad \text{---(6)}$$

が同時に成立するという条件より、次の特性曲線表示

$$dt/\lambda = dx/k \sin \theta = dH/r \cos \theta \quad \text{---(7)}$$

が得られる。上式より

$$x = k(t - t_0) \sin \theta / \lambda \quad \text{---(8)}, \quad \text{及び}, \quad \lambda H = \int_{t_0}^t r \cos \theta dt \quad \text{---(9)}$$

ここに、 t_0 は特性曲線（この場合は直線となる）の出発時刻である。堆積層の厚さを D とすると、 $H=D$ のとき表面流の発生が始まるから、時刻 t_s において表面流が発生したとすると、

$$\lambda D = \int_{t_0}^{t_s} r \cos \theta dt = \int_0^T r(t_s - \tau) \cos \theta d\tau \quad \text{---(10)}$$

また、表面流の発生地点 x_s は式(8)より

$$x_s = k(t_s - t_0) \sin \theta / \lambda = k T \sin \theta / \lambda \quad \text{-----}(11)$$

となり、これより下流で表面流が発生する。ここに、 $T = t_s - t_0$ は到達時間である。従って、表面流が発生するためには斜面長 ρ が x_s より長いことが必要である。これらのことより、表面流の発生条件として次の2式が得られる。

$$\int_0^T r(t-\tau) \cos \theta d\tau \geq \lambda D \quad \text{--(12), 及び, } \rho \geq k T \sin \theta / \lambda \quad \text{---(13)}$$

上記2式をまとめると

$$\frac{1}{T} \int_0^T r(t-\tau) \cos \theta d\tau \geq D k \tan \theta / \rho \quad \text{-----}(14)$$

となる。上式において、右辺は斜面に関する項、左辺は到達時間内の平均降雨強度を表している。従って、ある斜面において到達時間内の降雨強度がある値を越えると表面流（従って土石流）が発生することになる。式(14)の適合性を確かめるために行った実験結果⁴⁾が図-4に示されている。

ところで、流出に関する合理式によると、ピーク流量 Q_p は次式で表される。

$$Q_p = f r_T A / 3.6 \quad \text{-----}(15)$$

ここに、 A は流域面積 (km^2)、 f は流出係数、 r_T は到達時間内の降雨強度で、次式

$$r_T = \frac{1}{T} \int_0^T r(t-\tau) d\tau \quad \text{-----}(16)$$

で定義される。上式は式(14)の左辺と同じである。従って、土石流の発生限界はピーク流出高によって規定されるといえることができる。

2. 3 長谷川における土石流発生限界降雨

式(14)より、土石流の発生が到達時間とその間の降雨量によって規定されることが示されたが、土石流の発生を予測するためには、到達時間とその間の限界雨量を見出す必要がある。これらの点を検討するために昭和54年4月から58年3月までの春田山降雨記録から、桜島の長谷川において土石流の発生が確認されている72個の降雨と、不発生が確認されている164個の降雨について T 時間の累加雨量 $\int_0^T r dt$ を求めた。なお、土石流の発生時刻が判明している資料については発生時刻以前の降雨波形を対象とした。種々の T について求められた累加雨量の最大値をプロットすると、図-5(不発生)、図-6(発生)のようである。これらの図より、土石流不発生の上限と発生の下限を示すと、図-7のようになる。もし、発生の場が定常であれば、式(14)による不発生の上限と発生の下限の漸近線は図-8に示すような曲線で表され、到達時間 T のところで両者は一致するはずである。実際には降灰と流出により場は非定常であるが、図-7によると $T=40$ 分付近で両者の差が極小になっており、到達時間として40分を考えればよいようである。従って、40分間の降雨量が7mm未満では、土石流は発生せず、7mmに達すると発生の可能性が生じ、13mmを越えるとかならず発生するといえることができる。

この結果より、長谷川における土石流の発生確率を模式的に描くと図-9のようになり、40分間の降雨量を監視することが肝要であると考えられる。

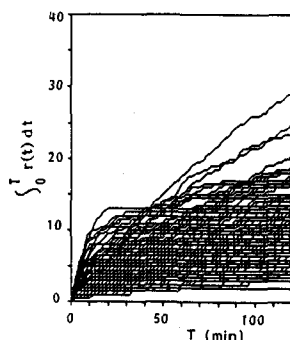


図-5 不発生時の累加雨量

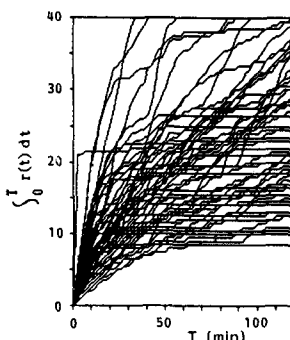


図-6 発生時の累加雨量

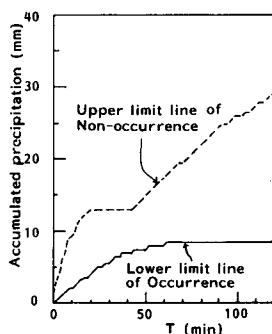


図-7 不発生の上限と発生の下限 (実測)

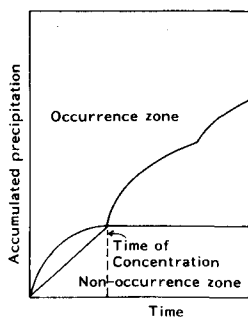


図-8 不発生の上限と発生の下限の模式図

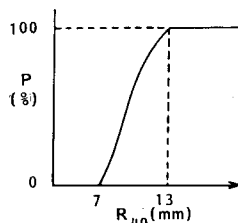


図-9 土石流の発生確率の模式図

3. 土石流の流出解析

3.1 斜面における流出量

実験結果⁴⁾によると、斜面における土石流は段波状をなし、流出量は時間的にほぼ一定である。土石流の全流出量を V_T 、全流出量中の水分量と土砂礫の量をそれぞれ V_W 及び V_B とすると、 $V_T = V_B + V_W$ である。水分量は、土石流発生期間中の降水と堆積土砂中に含まれていた水分との和であるから、堆積層の空隙率を λ 、土石流の継続時間を Δt として、次式で表わされる。

$$V_W = \rho r \cos \theta \Delta t + V_B \lambda / (1 - \lambda) \quad \text{-----(17)}$$

故に、

$$V_T = V_B / (1 - \lambda) + \rho r \cos \theta \Delta t \quad \text{-----(18)}$$

式(18)を Δt で除し、 $q_T \equiv V_T / \Delta t$ 、 $q_B \equiv V_B / \Delta t$ とし、更に、土石流の濃度を c として、 $q_B = c q_T$ とおくと、

$$q_T = C r \rho \cos \theta \quad \text{-----(19)}$$

$$C = (1 - \lambda) / (1 - \lambda - c) \quad \text{-----(20)}$$

となり、斜面からの流出量は、降雨量に比例することになる。実験結果⁴⁾によると、土石流の濃度 c は勾配 θ が 17° 以上の範囲に対して一定値を示し、 $c \approx 0.5$ 、 $\lambda = 0.47$ 、 $C \approx 18$ である。

3.2 河道における流出量

桜島において、土石流は斜面上で発生したのち河道に流入する。河道における連続の式は、

$$\partial A_0 / \partial t + \partial Q / \partial x = q_s + q_F = q_* \quad \text{-----(21)}$$

ここに、 A_0 は河道の流水断面積、 Q は土石流の流量、 x は流下方向の長さ、 t は時間、 q_s は斜面からの流入流量、 q_F は河床及び側岸の侵食量である。 A_0 を Q の関数とみなせば、上式は特性曲線法によって解くことができる。即ち、

$$dx/dt = dQ/dA_0 \quad \text{上で} \quad Q(t) = \int_0^L q_*(t - \tau_\ell) dx \quad \text{---(22)}$$

ここに、 L は河道長、 τ_ℓ は河道における遅れ時間である。式(19)から、

$$q_s = C r \rho \cos \theta \quad \text{-----(23)}$$

これを式(22)に代入し、 q_F を q_s に対して無視すると、

$$Q(t) \approx \int_0^L C r (t - \tau_\ell) \rho \cos \theta dx \quad \text{-----(24)}$$

ここに、河道における土石流の流速は斜面上の流速に較べて、かなり大きいので、河道におけるハイドログラフの変形は小さいものと考え、式(24)は次のように書き直すことができる。

$$Q(t+\tau_{\theta}) \cong \int_0^L C r \rho \cos \theta dx = A C r(t) F(t) \text{ -----(25)}$$

$$F(t) = \int_0^L \rho \cos \theta dx / A \text{ -----(26)}$$

ここに、Aは流域面積、F(t)は流域面積に対する土石流発生場の割合で、下記のようにして求められる。

まず式(12)、(13)から、斜面上において、 $k t \sin \theta / \lambda$ より長い斜面では、土石流は累加雨量が $\int_0^t r \cos \theta dt = \lambda D (= \eta_0)$ に達すると、発生するであろう。これらの条件を満たす面積率 F_1 は次式で与えられる。

$$F_1 = f(\eta_0) \cdot \Delta \eta_0 \int_{k t \sin \theta / \lambda}^{\infty} g(\rho) d \rho \text{ -----(27)}$$

ここに、 $f(\eta_0)$ と $g(\rho)$ は、それぞれ $\lambda D = \eta_0$ と ρ の確率密度関数である。

一方、斜面長が $k(t-t_0) \sin \theta / \lambda$ から $k t \sin \theta / \lambda$ の範囲の斜面では、次の条件を満足すれば土石流が発生する。

$$\eta = \lambda D = \int_{t_0}^t r \cos \theta dt \text{ -----(28)}$$

ここに、 t_0 は 0～t 間の任意の時間である。これらの条件を満足する発生場の面積率 F_2 は

$$F_2 = \sum_{t_0} f(\eta) \cdot \Delta \eta \cdot g(\rho) \Delta \rho \text{ -----(29)}$$

従って、発生場の面積の割合は、 $F(t) = F_1 + F_2$ となる。

次に、斜面上の全堆積土砂が Δt 時間内に河道に流出するものとする

$$\int_t^{t+\Delta t} q_s dt = C \int_t^{t+\Delta t} r \rho \cos \theta dt = D \rho + \int_t^{t+\Delta t} r \rho \cos \theta dt$$

$$\therefore \Delta t \cong D / (C-1) r \cos \theta \text{ -----(30)}$$

また、式(8)、(28)及び(30)から、

$$\Delta \rho = -k \Delta t_0 \sin \theta / \lambda, \Delta \eta = \Delta \eta_0 = r \cos \theta \Delta t, \Delta t = D / (C-1) r \cos \theta = \eta / (C-1) \lambda r \cos \theta$$

これらの関係を式(25)に代入すると

$$Q(t+\tau_{\theta}) = A r(t) \frac{C}{\lambda (C-1)} \left\{ f(\eta_0) \eta_0 \int_{k t \sin \theta / \lambda}^{\infty} g(\rho) d \rho + \frac{k \sin \theta}{\lambda} \int_0^t \eta f(\eta) g(\rho) d t_0 \right\}$$

------(31)

4 現地河川への適用

式(31)は $f(\eta)$ と $g(\rho)$ の関数形が与えられればパラメトリックモデルとして解くことができる。

その場合、同定すべきパラメータは λD と ρ の平均及び標準偏差（それぞれ $\bar{\eta}, \bar{\rho}, \sigma_{\eta}, \sigma_{\rho}$ ）、 $k \sin \theta / \lambda$ 及び τ_{θ} の6個である。

まず、斜面長に関する ρ 及び σ_{ρ} は地形図上で測定することができる。長谷川と野尻川流域においては、1/2500の地形図を利用し、Hortonの方法により河道の位数分けを行い、長谷川では河道長 L と集水面積 A 、野尻川では河道長 L が測定されている。^{5) 6)}

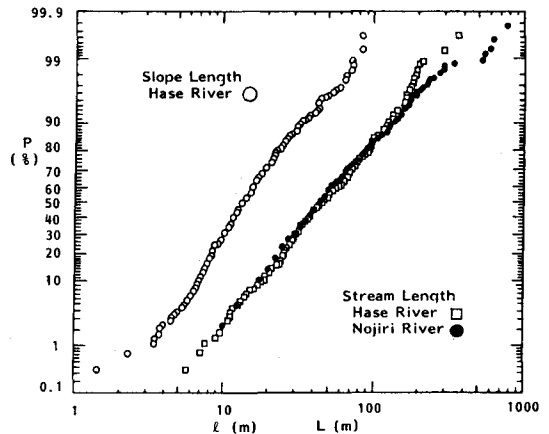


図-10 長谷川と野尻川の地形特性

両河川の河道長 L をThomas Plotにより示せば、図-10のようになり、ほぼ直線で対数正規分布に従っている。これから、両河川は同じ分布特性を有していることがわかる。また、長谷川における斜面長は $l = A/2L$ と定義し、プロットすると、同図のように対数正規分布を示し、平均 $l = 14.31m$ ・標準偏差 $\sigma_l = 1.91$ である。野尻川の集水面積の値は測定していないが、斜面長も長谷川とほぼ同一の特性を有するものと考えられる。

次に、遅れ時間 τ_d については、ハイトグラフとハイドログラフのデータから求めることができる。それらの値を用いれば、未知のパラメータは $\bar{r}$ 、 σ_r 及び $k \sin \theta / \lambda$ の3個となる。堆積土砂の厚さ D の分布の特性($\bar{r}$ 、 σ_r)については、いまのところ知るすべがないので対数正規分布を仮定する。 C 及び λ については実験室で得られた値を用いる。以上の値を用いて計算したところ、図-11、12に示すように計算値と実測値はよく一致した。なお、パラメータの同定には非線形のシンプレックス法を用いた。

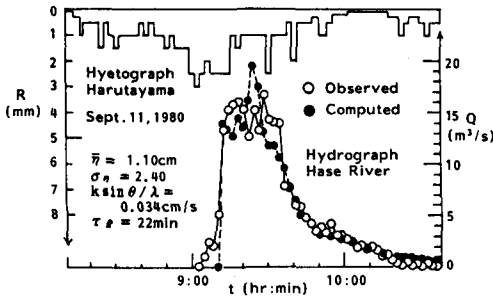


図-11 土石流のハイドログラフ（長谷川）

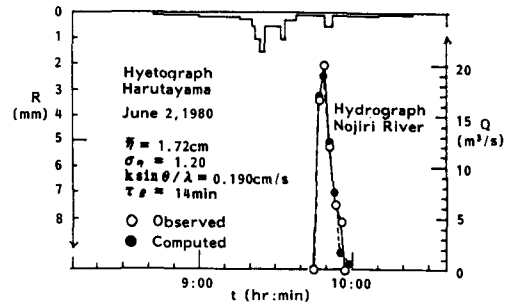


図-12 土石流のハイドログラフ（野尻川）

上述の手法を土石流の予測に用いるためには、堆積物に関する3個のパラメータ $\bar{r}$ 、 σ_r 及び $k \sin \theta / \lambda$ を与えなければならないが、現在火口から2km以内は立入禁止となっているため実測は不可能であり、間接的に推定せざるをえない。堆積層の厚さは降灰と流出により変動していると思われるので、多くのデータについて流出解析を行って $\bar{r}$ と σ_r を同定し、砂防計画や土石流の予測計算にどのような値を採用すべきか検討の必要があり、今後の課題となっている。

本研究の遂行に当って、鹿児島県・桜島地域学術調査協議会から終始多大の御援助を賜った。降雨資料は鹿児島営林署より、土石流に関する資料は鹿児島県砂防課及び建設省大隅工事事務所に提供して頂いた。ここに、関係各位に厚く謝意を表する次第である。

参考文献：

- 1) 田原正清(1979)：桜島の土砂流出の特性，土木学会第23回水理講演会論文集，pp.69～74。
- 2) 榑東一郎・平野宗夫・芦田和男・沢田豊明(1977)：桜島の土石流について，昭和51年6月豪雨による鹿児島県の土砂および土石流災害に関する調査研究報告，pp.111～117。
- 3) 高橋保(1977)：土石流の発生と流動に関する研究，京都大学防災研究所年報，20-B2，pp.405～435。
- 4) 平野宗夫・岩元賢・原田民次郎(1976)：人工降雨による土石流発生に関する実験(1)，土木学会年次学術講演会講演概要集第2部，pp.299-300。
- 5) 新納格(1981)：桜島長谷川における地形解析と土石流の発生，鹿児島工業高等専門学校卒業論文。
- 6) 秋吉浩(1981)：桜島土石流に関する地形解析学的研究，九州大学卒業論文。