

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

### 1. まえがき

1972年以降、桜島では活発な火山活動が続いており、大量の降下火山灰や噴石が山腹を裸地化し、火山性土石流の供給源となって渓谷より流下している。この土石流の流出量は、豪雨のたびに数万 $m^3$ から数十万 $m^3$ に達し、土石流災害として社会問題となっており、土石流の発生および規模の予測に関する研究が、強く望まれている。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火山性土石流の性質が徐々に明らかになってきているが<sup>1)2)</sup>、発生限界や土石流の流出量予測の問題については依然として未解決な状況下にある。本研究では、桜島河川における土石流流出についての数学的モデルを作成し、土石流の発生限界降雨と流出解析について検討する。

### 2. 土石流の発生限界降雨

土石流の発生限界降雨については、従来から、発生までの累加雨量と発生直前の降雨強度によって区分する手法が提案され、各所に適用されている。しかし、この方法には、理論的根拠に乏しいという事他に、累加雨量の開始点のとり方が不明確であるという難点がある。ここでは、図-1に示すような単純なモデル斜面で考える。従来の実験によると、表面流の発生とほぼ同時に土石流が発生し、その限界は次式で与えられる。<sup>3)</sup>

$$\rho \geq k T \sin \theta / \lambda \quad \text{-----(1)}$$

および、

$$\int_0^T r dt \geq \lambda D / \cos \theta \quad \text{-----(2)}$$

従って、

$$r_T / k \geq D \tan \theta / \rho \quad \text{-----(3)}$$

ここに、 $\rho$ は斜面長、 $k$ は堆積層の透水係数、 $\lambda$ は堆積層の空隙の割合、 $T$ は到達時間である。式(2)、(3)において右辺は斜面に固有の値であるから、これらの式は到達時間内の降雨量(強度)がある値を越えると土石流が発生することを示している。また式(3)の左辺は、合理式における降雨強度と同じ定義であり、ピーク流出高とみなすこともできる。そこで到達時間を検討するために、昭和54年4月から59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89個の降雨と、不発生が確認されている188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-2(不発生)、図-3(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を示すと、図-4のようになる。もし、発生の場合が定常であれば、式(2)による不発生の上限と発生の下限の漸近線は、図-5に示すように折線で表され、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-4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6mm未満では、土石流は発生せず、6mmに達すると発生の可能性が生じ、14mmを超えるとかならず発生するといえることができる。

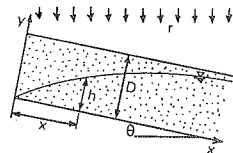


図-1 斜面の模式図

### 3. 土石流の流出解析

#### 3.1 斜面における流出量

実験結果<sup>3)</sup>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 $\lambda$ 、土石流の継続時間を $\Delta t$ として、

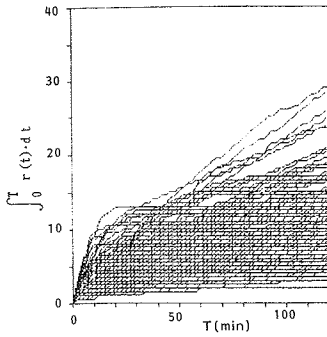


図-2 不発生時の累加雨量

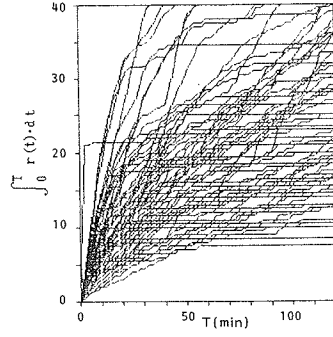


図-3 発生時の累加雨量

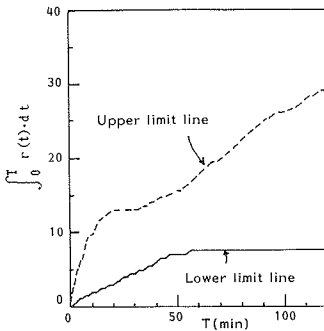


図-4 不発生の上限と発生の下限 (実測)

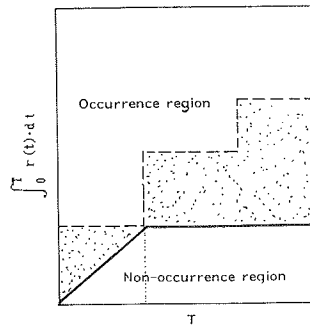


図-5 不発生の上限と発生の下限の模式図

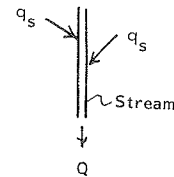


図-6 河川流域での土石流の模式図

次式で表わされる。

$$V_w = \rho r \cos \theta \Delta t + V_B \lambda / (1 - \lambda)$$

故に、

$$V_T = V_B / (1 - \lambda) + \rho r \cos \theta \Delta t$$

上式  $\Delta t$  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、 $q_B = c q_T$  とおくと、

$$q_T = C r \rho \cos \theta \text{ -----(4)}$$

$$C = (1 - \lambda) / (1 - \lambda - c) \text{ -----(5)}$$

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<sup>3)</sup>によると、土石流の濃度  $c$  は勾配  $\theta$  が  $17^\circ$  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、図-6に示されるような河道に流入する。河道における連続の式は、

$$\frac{\partial A_0}{\partial t} + \frac{\partial Q}{\partial x} = q_s + q_p = q_* \text{ -----(6)}$$

ここに、 $A_0$ は河道の流水断面積で、 $Q$ は土石流の流量、 $x$ は流下方向に座標を選び、 $t$ は時間、 $q_s$ は斜面からの流入流量、 $q_p$ 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、

$$dx/dt = dQ/dA_0 \text{ 上で } Q(t) = \int_0^L q_*(t - \tau) d\tau \text{ ---(7)}$$

ここに、Lは河道長、 $\tau_\theta$ は河道における遅れ時間である。式(4)から、

$$q_s = C r \rho \cos \theta \text{ -----(8)}$$

これを式(7)に代入し、 $q_F$ を $q_s$ に対して無視すると、

$$Q(t) \approx \int_0^L C r (t - \tau_\theta) \rho \cos \theta dx \text{ -----(9)}$$

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(9)は次のように書き直すことができる。

$$Q(t + \tau_\theta) \approx \int_0^L C r \rho \cos \theta dx = A C r(t) F(t) \text{ -----(10)}$$

$$F(t) = \int_0^L \rho \cos \theta dx / A \text{ -----(11)}$$

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

式(1)、(2)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、発生するのであろう。これらの条件を満たす面積率 $F_1$ は次式で与えられる。

$$F_1 = f(\eta_0) \cdot \Delta \eta_0 \int_{k t \sin \theta / \lambda}^{\infty} g(\rho) d \rho \text{ -----(12)}$$

ここに、 $f(\eta_0)$ と $g(\rho)$ は、それぞれ $\lambda D = \eta_0$ と $\rho$ 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。

$$\eta = \lambda D = \int_{t_0}^t r \cos \theta dt \text{ -----(13)}$$

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

$$F_2 = \sum_{t_0} f(\eta) \cdot \Delta \eta \cdot g(\rho) \Delta \rho \text{ -----(14)}$$

従って、発生場の面積の割合である式(11)は、 $F(t) = F_1 + F_2$ となる。

斜面上の全堆積土砂が $\Delta t$ 時間内に河道に流出するものとする

$$\begin{aligned} \int_t^{t+\Delta t} q_s dt &= C \int_t^{t+\Delta t} r \rho \cos \theta dt \\ &= D \rho + \int_t^{t+\Delta t} r \rho \cos \theta dt \\ \therefore \Delta t &\approx D / (C-1) r \cos \theta \text{ -----(15)} \end{aligned}$$

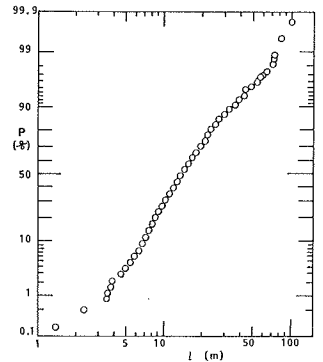


図-7 斜面長の分布

式(1)、(13)及び(15)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(10)に代入すると

$$Q(t + \tau_\rho) = A r(t) \frac{C}{\lambda(C-1)} \left\{ f(\eta_0) \eta_0 \int_0^\infty g(\rho) d\rho + \frac{k \sin \theta}{\lambda} \int_0^t \eta f(\eta) g(\rho) d t_0 \right\} \quad (16)$$

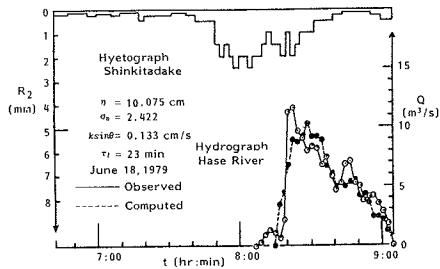


図-8 土石流のハイドログラフ (長谷川)

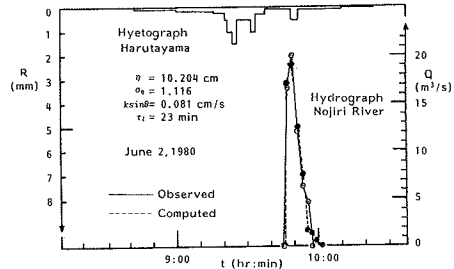


図-9 土石流のハイドログラフ (野尻川)

### 3.3 現地河川への適用

上式は、パラメトリックモデルとして、 $f(\eta)$ と $g(\rho)$ の確率密度関数が与えられれば解くことができる。この場合、求めるパラメータは6個、つまり、 $\lambda D$ と $\rho$ のそれぞれの平均値及び標準偏差、及び、 $k \sin \theta / \lambda$ と $\tau_\rho$ である。斜面長の分布は地形図から読み取ることができ、長谷川における斜面長の測定値を対数確率紙にプロットすると、図-7のようになる。データは、ほぼ直線分布をなしており、平均値と標準偏差はそれぞれ13.6m及び1.86である。堆積土砂の厚さの分布については、いまのところ知り得ていないが、対数分布の仮定を用いて良いと考える。このようにして、式(16)のパラメータは4個と少なくなる。この方法を桜島の長谷川と野尻川に適用してみる。計算したハイドログラフは図-8、図-9に示されるようになりに観測値と良く一致しており、得られたパラメータの値も妥当な値である。従って、この方法は土石流のハイドログラフの予測に使用できると考えられる。

## 4. 結論

桜島における火山性土石流の流出モデルを本研究で確立することができ、得られた結果を述べると下記のようなものである。

- 1) 土石流の発生限界降雨の理論を現地桜島の長谷川に適用し、40分間の降雨量が6mm未満では土石流は発生せず、14mmを越えると必ず発生することを明らかにした。
- 2) 実験結果を用いて、桜島の河川における土石流の数学的モデルを導いた。本モデルでは、斜面長や堆積火山灰の厚さの分布を取り入れ、考慮したパラメータとしては堆積土砂の厚さや透水係数、河道の遅れ時間である。これらのパラメータは非線形のシンプレックス法を用いて同定することが出来、河道への適用の結果は、火山性土石流の規模の予測に十分利用できるものである。

### 参考文献：

- 1). 田原正清：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、1979年2月。
- 2). 椿東一郎・平野宗夫・芦田和男・沢田豊明：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、1977年3月。
- 3). 平野宗夫・岩元賢・原田民次郎：人工降雨による土石流発生に関する実験(1)、土木学会、pp.299-300、1976年10月。