

降雨による土石流の発生予測と流出解析

Prediction of Debris Flow by using Rainfall Data and Runoff Analysis

平野 宗夫

Muneo HIRANO

1. はじめに

土石流・泥流は、1926年の十勝岳泥流災害や1985年のコロンビア・ネバドデルイス火山の泥流災害のように溶岩の熱による積雪や氷河の融水により引き起こされたり、1986年の王滝村土石流のように地震に起因するものもあるが、豪雨によって発生する場合が多い。ここでは、降雨によって起こされる土石流について述べる。

土石流は破壊力が大きいいためハードな対策には限界があり、人命を護るために警報による住民の避難が要請される場合が多い。予警報のための土石流の発生限界降雨に関しては、従来から種々の方法が提案されており、累加雨量と直前の雨量によって発生と不発生を区分する手法などが一部で実用に供されている。しかし、これらの多くは物理的根拠に乏しく、信頼性にも問題がある。土石流のように物理機構が複雑な現象を誤差のあるデータから予測する場合には、入力と出力のデータからシステムを推定する手法が有効である。また、一般に土石流は発生頻度が低いので、データが乏しいのが普通であるから、予測システムを作る場合には、その後のデータによりシステムを修正する自己学習機能を持たせることが望ましい。ここではこのような観点から、降雨から土石流の発生を予測する手法とその意義について述べる。

2. 土石流の発生限界降雨

2.1 発生限界降雨に関する理論

図-1に示されるように、勾配角 θ の堆積物斜面上に降雨により浸透流と表面流が発生している場合を考える。

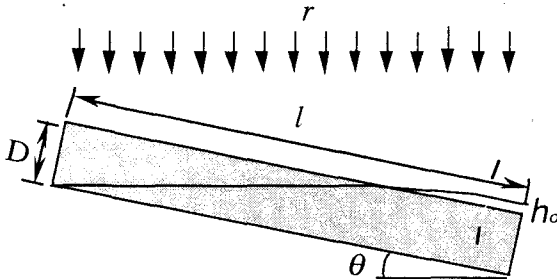


図-1 斜面のモデル

表面流が発生している地点の表層から a の深さの点において、それより上にある土砂および水の単位面積当たりの重量はそれぞれ

$$\text{土砂: } C \cdot \sigma a g \quad \text{および} \quad \text{水: } \{(1 - C) \rho a + \rho h_o\} g$$

ここに、 C は堆積土砂の濃度、 σ および ρ はそれぞれ土砂および水の密度、 h_o は表面流の水深、 g は重力

の加速度である。土砂を滑らそうとする力 τ は、この両者の和に $\sin \theta$ を掛けたものであるから

$$\tau = [C_* \sigma a g + \{(1 - C_*) \rho a + \rho h_0\} g] \sin \theta = \{C_* (\sigma - \rho) a + \rho (h_0 + a)\} g \sin \theta \quad (1)$$

となる。つまり水を含むと土砂は重くなり、滑らそうとする力が増大する。

一方、滑りに抵抗するのは土砂の粘着力と摩擦力であるが、砂質土の場合は粘着力は摩擦力に較べて小さく、摩擦力が主体となる。摩擦力は面に垂直な力に比例するが、土砂には流れに垂直方向に水圧浮力が働くため、土砂の摩擦力は浮力を差し引いた水中重量に比例することになる。したがって、抵抗力 τ_L は摩擦係数を $\tan \phi$ 、粘着力を c として

$$\tau_L = c + C_* (\sigma - \rho) a g \cos \theta \tan \phi \quad (2)$$

と表される。すなわち水中で土砂の重量が軽くなった分だけ摩擦力が減少する。

このように、浸透流の存在により、滑らそうとする力は増大し抵抗力は減少する。これが斜面の土砂が水を含むと滑り易くなる第一の要因である。

土石流の発生限界は $\tau = \tau_L$ であるから、上記 2 式より崩壊発生限界勾配 θ_c は下式のようになる。

$$\tan \theta_c = \frac{c / (\rho g a \cos \theta) + C_* (\sigma \rho - 1) \tan \phi}{C_* (\sigma \rho - 1) + 1 + h_0 / a} \quad (3)$$

上式を満足する勾配において、深さ a より上層の土砂が移動することになるが、 a が堆積物の粒径 d より大きい ($a \geq d$) ことが必要である。また、水深 h_0 が a より大きい ($h_0 \geq a$) とし、粒子が流動層全体に分散されて土石流となる¹⁾と考えられている。そこで、 $a = d$ 、 $h_0 = d$ とし、通常の土砂における値 $C_* = 0.6$ 、 $\tan \phi = 0.8$ 、 $c = 0$ 、および $\sigma / \rho = 2.65$ を (3) 式に代入すると、 $\theta \geq 14.8^\circ$ となる。これは、実際の土石流が 15° 程度以上の勾配で発生しているという経験的事実に一致する。

2.2 土石流発生限界降雨

土石流の発生限界に関する (1) 式を基にして、発生限界降雨を与える式を導くのに、2つの方法がある。1つは、表面流の水深が $h_0 = d$ となる流量を発生限界流量とするもので、芦田ら²⁾は $h_0 = d / \kappa$ となる流量を限界流量と考え、溪流における土石流の発生限界流量を与えた。

$$Q = B u h, \quad \frac{u}{u_*} = \sqrt{\frac{8}{f_0}}, \quad u_* = \sqrt{g h \sin \theta} \quad (4)$$

上式に合理式

$$Q = f r_T A \quad (5)$$

を適用すると、発生限界降雨は次式で与えられる。

$$r_T = \frac{1}{T} \int_0^T r(t - \tau) dt \geq \frac{B d}{f A} \sqrt{\frac{8 \sin \theta}{f_0 \kappa^3}} g d \quad (6)$$

ここに、 r_T は T 時間内の平均降雨強度、 T は到達時間、 r は降雨強度、 B は川幅、 A は流域面積、 f は流出係数、 θ は溪床勾配、 f_0 は摩擦損失係数、および κ は土石流流動厚と表面流水深との比で 1 に近い値

である。

もう1つは表面流の発生を土石流の発生条件とするものである。実際の堆積物の表面は図-1に示されるように滑らかではなく、少なくとも粒径の数倍程度の凹凸が存在する。このため、斜面や河床の広い範囲にわたって $d=h_0$ という条件が満たされるということは現実にはありえず、局部的に表面流が発生して崩壊が始まることになる。

浸透流に関する連続の式と運動方程式は

$$\lambda \frac{\partial h}{\partial t} + \frac{\partial q}{\partial x} = r \quad \text{および} \quad q = k h \sin \theta \quad (7)$$

上記2式を解くことにより、表面流発生条件は下記で与えられる。

$$\lambda D \leq \int_{t-T}^t r \cos \theta \, dt \quad (8)$$

ここに、 l は斜面長、 k は透水係数、 T は斜面における到達時間、 λ は堆積土砂の空隙割合、 D は堆積土砂の厚さである。斜面長と到達時間の関係は

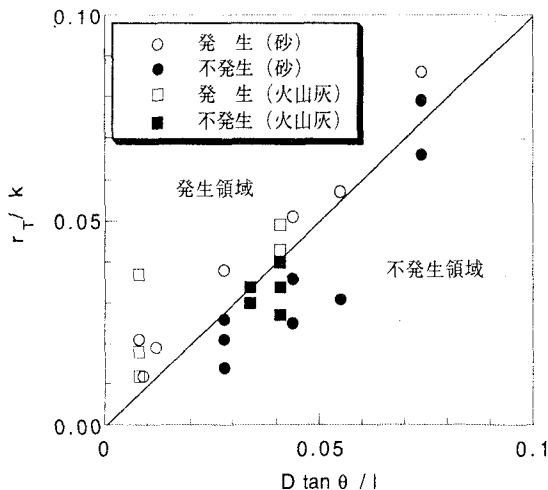
$$l = kT \sin \theta / \lambda \quad (9)$$

上記2式より下記の式がえられる。

$$r_T = \frac{1}{T} \int_0^T r(t-\tau) \, d\tau \geq \frac{Dk}{l} \tan \theta \quad (10)$$

上式の適用性は図-2に示すように水路実験により確かめられている³⁾。

(5)式と(10)式は対象も式誘導の過程も異なるが、いずれも到達時間内の平均降雨強度がある値を超えると土石流が発生することを表している。これらの式の右辺をそれぞれ溪流および斜面に固有の値と考えると、土石流の発生は到達時間とその間の雨量によって規定されることになる。



2.3 限界降雨と到達時間の特性

土石流の発生限界降雨は上記諸式に含まれる水理、地形、地質などに関する諸量が分れば求められることになる。しかし、雲仙のように活動中の火山では現地計測は危険で不可能であるし、仮に詳細な現地測定を行ったとしても、全ての量を必要な精度で測定することは困難である。したがって、そのようなように求められた発生限界は実用には程遠いものになるのが普通である。このような場合には、降雨波形を入力とし、土石流発生・不発生のデータ出力として発生限界を推定するシステム解析的な手法が有効である。

さて、一雨の降雨データにおいて、時刻 $t-\tau$ から t までの累加雨量 $R(t, \tau)$ を次式で定義する。

$$R(t, \tau) = \int_{t-\tau}^t r dt \quad (11)$$

ここに、 t は時刻、および τ は時間である。

つぎに一連の降雨において、時間 τ に対する種々の時刻の $R(t, \tau)$ の最大値を $R_m(\tau)$ とする。これを図-3のように土砂災害の発生したものとそうでない場合に分け、 $R_m(\tau)$ と τ の関係をグラフにプロットする。発生限界降雨を R_c 、到達時間を T とすると、理想的な場合、すなわち、データに誤差が無く、かつ到達時間と限界降雨が一義的に決っている場合には、すべての線は発生の場合は図の(a)のように発生限界点 (T, R_c) の上を通り、不発生の場合は(b)のように同点の下を通ることになる。

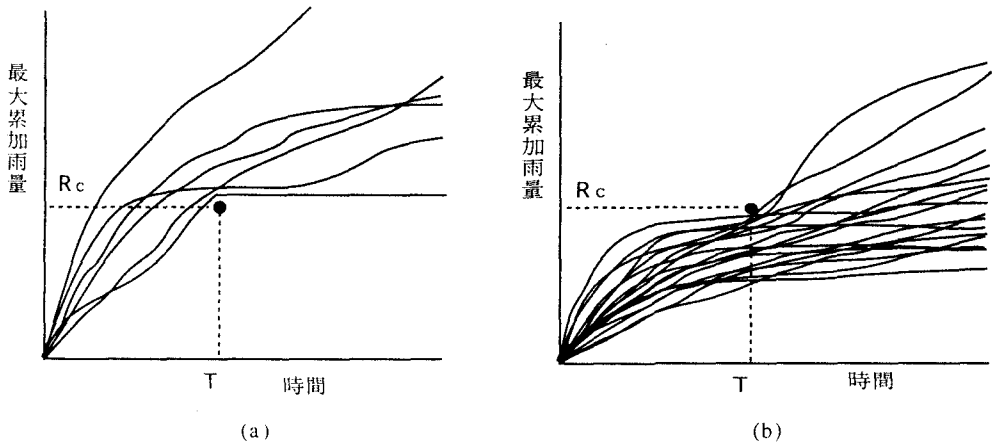


図-3 最大累加雨量の模式図

したがって、発生の下限と不発生の上限を描くと図-4(a)に示されるような2本の曲線になるはずである。しかし実際には、雨量データには誤差があり、土石流の発生は確率現象であると考えられるから同図(b)のように両線は交わらず、両者の差が極小になる点が到達時間を示すものと考えられる⁴⁾。

上述の方法を雲仙・水無川の土石流と筑後川上流の松原の土砂災害に適用した例を示す。前者では1992年の雲仙測候所の資料を用い、後者では松原地点の1970-1991年の降雨記録と、周辺5km以内で発生した土砂災害資料を用いた。それらの資料から土石流の発生時と不発生時の累加雨量を描き、土石流発生の下限と不発生の上限をプロットするしたものが図-5である。図-3を参照すると、水無川における到達時間は1時間程度と推定され、1時間雨量が9mmを越えると土石流発生の可能性が生じ、14mmを越えると必ず土石流が発生している。一方松原地区では、到達時間が6~8時間程度で、6時間降雨が110mmをこえると土砂災害が発生する可能性がある。水無川では普賢岳の火山活動により、土石流が発

生しやすくなっていることが分かる。

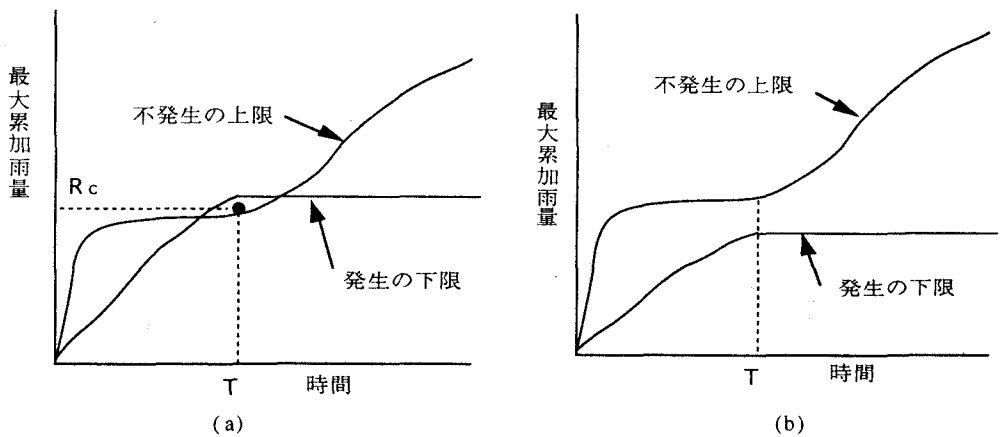


図 - 4 発生の下限と不発生の上限の模式図

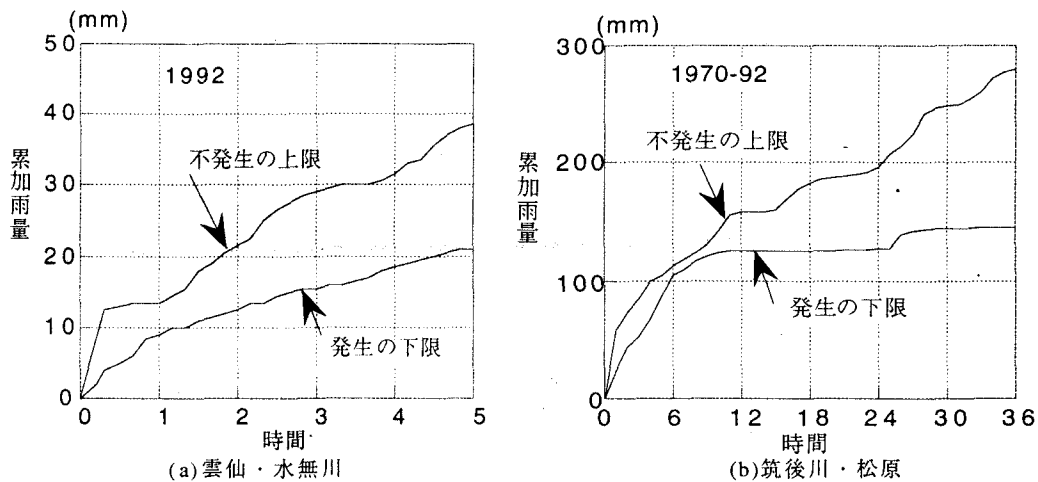


図 - 5 発生の下限と不発生の上限

2.4 ニューラルネットワークによる土石流発生予測と到達時間の推定

2.4.1 ニューラルネットワーク

ニューラルネットワークは人間の神経細胞のモデルを用いた情報処理システムであり、外部環境に合うように自分を変化させて調整する自己学習が可能である。

図-6に示すような入力層、中間層および出力層からなる階層型構造をしたニューラルネットワークを使用し、教師付き学習法であるバックプロパゲーション（誤差逆伝播法）を利用する。バックプロパゲーションは出力層の各ユニットが実際に出力した値と教師信号との誤差を規則にしたがって入力層へ向かって伝播させるものである。

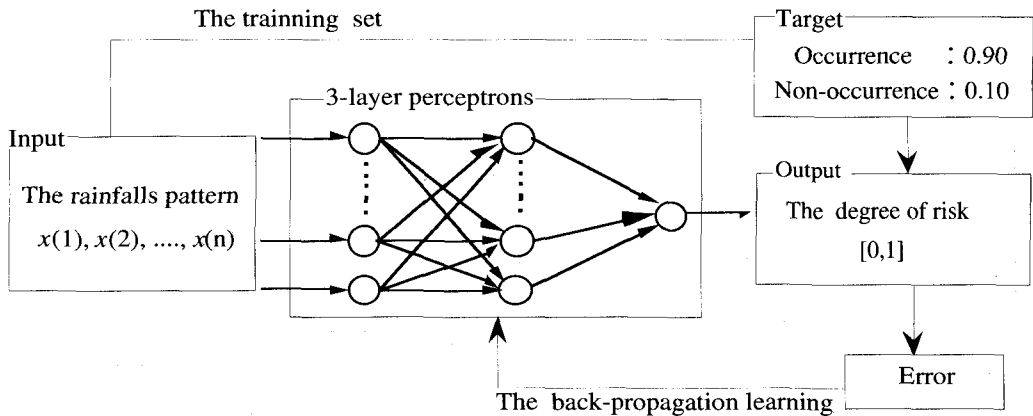


図 - 6 ニューラルネットワークによる学習過程の模式図

応答関数には下記で表されるシグモイド関数を使用する。

$$f(x) = \frac{1}{1 + e^{-(rx - \theta)}} \quad (12)$$

ここに、 r はシグモイド関数の傾き、 x は入力および θ はしきい値である。各ユニットからの出力は0～1の値を取るよう設定されている。階層型のネットワークではユニットからの出力は1方向のみに伝わり、入力層の各ユニットに出力された値 x は応答関数 f により変換され全ての中間層に向かって出力される。これに各々のユニット間に付けられている重み w を乗じたものが中間層への入力値として入力される。中間層と出力層の間においても同様の処理が行われる。最終的に出力層から出力されたものに教師信号を与え、ネットワーク間の重みを変えていく。ネットワークはこれをいくつかのパターンについて繰り返し学習することにより重みを決定し、理想的なネットワークを形成する。出力層のユニット k のパターン p が入力された時の出力 O_{kp} と教師信号 T_{kp} のずれの程度を出力層での誤差とすると、パターン p に対する誤差関数および全パターンでの誤差はそれぞれ次式で表される。

$$E_p = \frac{(T_{kp} - O_{kp})^2}{2} \quad \text{および} \quad E_T = \sum_p E_p \quad (13)$$

この E_T が最小となったものを最適なネットワークとしてこの E_T を極小化するように重みを変化させる。これを学習と呼ぶ。ここで E_T を極小化するためには、 E_p の極小化が必要であり、これは非線形最小化問題である。この問題の解法としてよく用いられるのはバックプロパゲーションである。計算手法としては最急降下法と修正モーメント法を採用し、学習を行う。

2.4.2 雲仙・水無川の土石流予測⁵⁾

雲仙・水無川における1991年5月の資料を教師信号（土石流発生の場合0.990、不発生の場合0.010）として与えてニューラルネットワークを構築させ、1991年6月～92年の土石流発生予測を行った。入力として雲仙気象台の雨量記録から10,20,...,120分の10分間隔の累加雨量を用いた。図-7の(a)は学習に用いたデータ、図の(b)は1992年の予測結果で、1992年の雨量資料を入力として出力を求め、出力が0.90以上となった24個の累加雨量を示したものである。出力0.90以上を発生、それ以下を不発生として予測したとすると、図の実線は的中、破線は外れとなる。すなわち、発生と予測した降雨24個のうちの中は17個、外れ（空振り）は7個、的中率は71%である。出力が0.90未満で発生したものはなく、見逃しはなかったことになる。1991年6月～11月については、発生予測の的中が24個中13個、空振り11個で的中率

54%であり、見逃しは0%であった。これらの結果より、土石流の発生予測にニューラルネットワークが有効であること、土石流の発生限界については92年と91年の間で顕著な差がないことなどが示された。

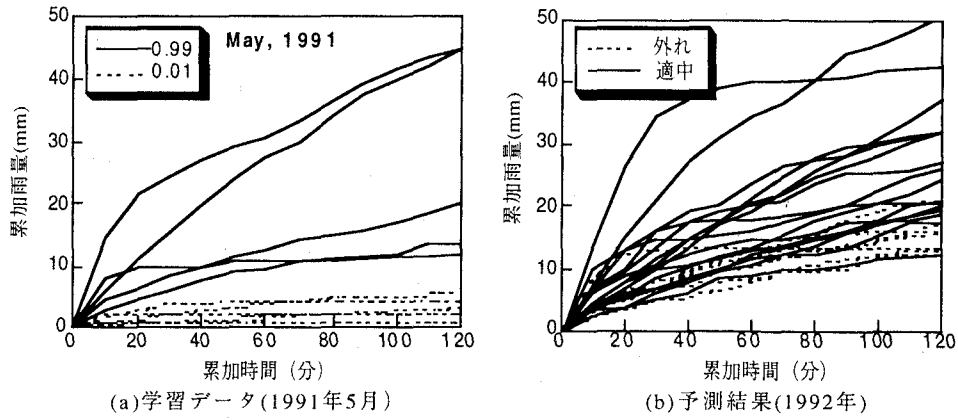


図 ー 7 学習データと予測結果（水無川）

2.4.3 到達時間の推定⁶⁾

ニューラルネットワークによる出力と雨量の関係を調べると、ある累加時間の雨量に対して良いまとまりを示す。図ー8は、筑後川上流の山浦雨量観測所の雨量記録と、その周辺5km以内での土砂災害発生記録を用いてニューラルネットワークを構築し、その出力値と累加雨量の関係をプロットしたものである。図より、明らかに6時間累加雨量との相関が8時間のそれより高いことが分かる。種々の累加時間の雨量に対して同様の図を描くと、累加時間が6時間より離れるに従って出力との相関は低くなることから、到達時間は6時間と推定される。

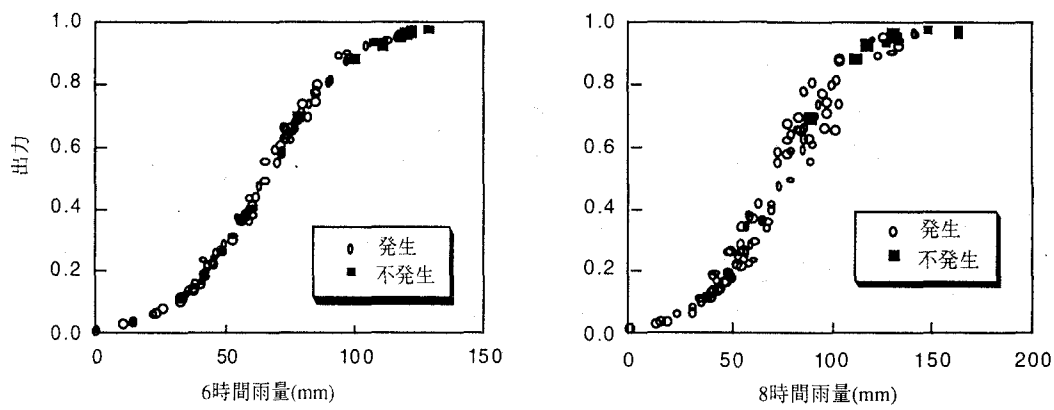


図 ー 8 出力と雨量の関係（山浦、1954- 91年）

同様にして雲仙・水無川の1993年7月～1995年のデータを用いて構築したニューラルネットワークの出力と、最小二乗法により定めたシグモイド関数との相関係数を求めると図ー9のようになる。それによると、累加時間が40分のとき相関係数は最大になっており、到達時間は40分と推定される。また、出力が0.5以上を危険雨量とし、出力0.5以上の雨量の下限値と0.5未満の上限値をプロットすると図ー10のようになる。図によると、土石流発生の下限値と不発生の上限値の間は末広がりになっており、両者の

差が極小になる点は見当たらない。しかし、出力0.5以上の雨量の下限値と0.5未満の上限値の間隔は、累加時間が30～40分のとき極小になっており、この図から推定される到達時間は30～40分程度で、相関係数より推定した値とはほぼ一致する。

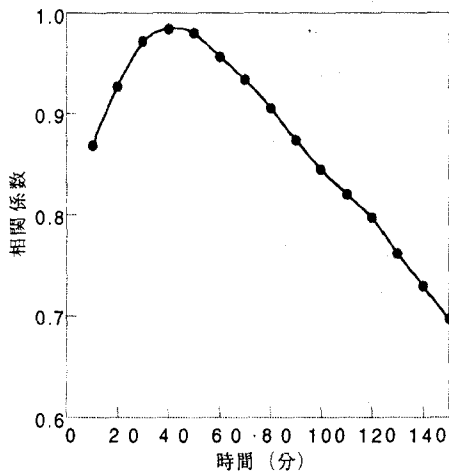


図 9 出力と雨量の相関係数

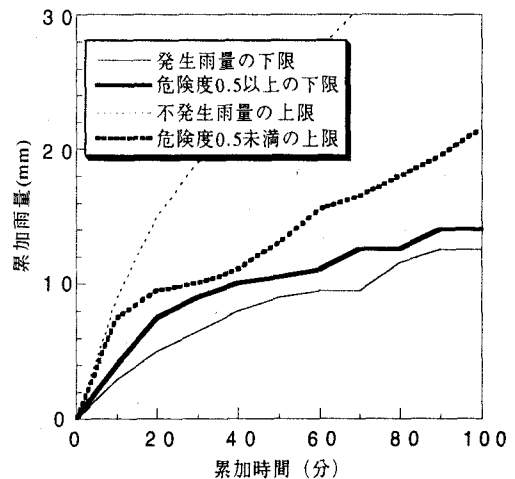


図 10 発生雨量の下限と不発生雨量の上限
(水無川, 1993-95年)

2.5 スレットスコアによる限界降雨と到達時間の推定

累加雨量を描く方法は土石流の発生の下限値を求めるのに適しているが、到達時間は曖昧な場合が少なくない。また、ニューラルネットワークを利用する方法は到達時間を客観的に評価できるが、危険雨量の判定基準は不明りょうな場合が多い。原田ら⁷⁾は、簡便でかつ客観的な判定基準としてスレットスコア(threat score)を用いる方法を提案し、雲仙・水無川に適用して、火山活動の推移にともなう土石流発生状況の変化を検討している。

スレットスコアは気象関係で予測的中率の判断に用いられる指標で、下記のように定義する。

$$S(R) = \frac{N_h}{N_h + N_m + N_o} \quad (14)$$

ここに、 $S(R)$ ：累加雨量 R に対するスレットスコア、 N_h ： R より大きい累加雨量で発生した土石流の個数、 N_m ： R より小さい累加雨量で発生した土石流の個数、 N_o ： R より大きい累加雨量で土石流が発生しなかった降雨の個数である。

雲仙・水無川において、1994年の雨量を用いてスレットスコアを計算した例を図-11に示す。

図によると、スレットスコアが最大となるのは40分雨量が12mmの場合である。これから、到達時間 T は40分、発生基準降雨強度 r_c は12mmと推定される。このように、スレットスコアを利用することにより、土石流の発生限界降雨と到達時間を同時に求めることができる。

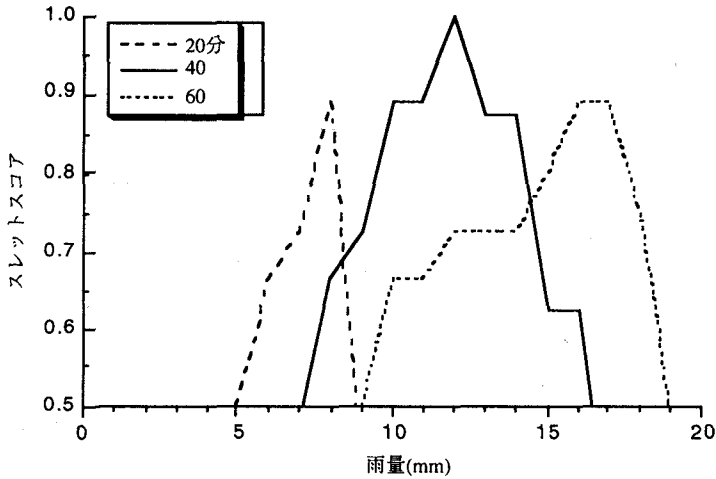


図 - 11 雲仙・水無川におけるスレットスコア (1994年)

2.6 従来の予測手法の意義と問題点

2.5.1 予測手法の分類

降雨から土石流や土砂災害の発生を予測する手法は、従来から数多く提案されている。それらは次のように大別できよう。

①累加雨量や実効雨量等がある限界値を超えたとき発生するとするもの。

累加雨量：石原ら(1977)⁸⁾，芦田ら(1978)²⁾，平野ら(1986)⁴⁾

実効雨量：鈴木ら(1981)⁹⁾

タンクモデル：鈴木ら(1979)¹⁰⁾，道上ら(1980)¹¹⁾，牧原ら(1993)¹²⁾

これらの手法では、発生限界は限界量と時定数で定義される。限界量は雨量やタンクの水位，時定数は到達時間 T や低減係数 α である。

②直前の雨量と累加雨量（または実効雨量）で予測するもの。

網干(1972)¹³⁾，芦田ら(1978)²⁾，建設省指針A案(1984)¹⁴⁾，矢野(1990)¹⁵⁾

直前の雨量と累加雨量（または実効雨量）を両軸とする平面上に、発生領域と不発生領域を区分する方法で、区分線を直線とするものと下に凸の曲線にする場合とがある。

③ニューラルネットワークの利用

森山ら(1992)⁵⁾，久保田ら(1995)¹⁶⁾，荒木ら(1997)¹⁷⁾

2.5.2 従来の手法の意義と問題点

(1) 実効雨量の意義

実効雨量 $R_k(t)$ は次式で定義されている⁹⁾

$$R_k(t) = \int_0^t e^{-\alpha \tau} r(t - \tau) d\tau \quad (15)$$

これは、直前の雨量ほど影響が大きく時間を遡るにつれて影響が小さくなるように導入されたもので、感覚的に納得し易く、また雨の降り始めをどこにとるかという厄介な問題も避けられるため、建設省の指針に取り入れられるなど多用されている。(10)式は応答関数として $e^{-\alpha \tau}$ を用いたことになり、線型応答関数モデル（単位図法）の一種と考えることができる。類似の流出モデルとして図-12に示す1

段の線型貯水池モデルがある。

図において、連続の式は

$$\frac{dS}{dt} = r - q \quad (16)$$

ここに、 S は貯水池の貯留高、 q は流出高である。 q はに S 比例すると
して

$$q = \alpha S \quad (17)$$

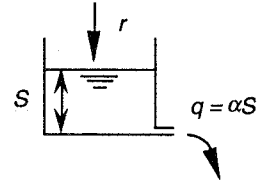


図 - 12 線型貯水池モデル

ここに、 α は定数である。

上記 2 式を初期条件 $t = 0$ で $S = 0$ のもとに解くと

$$S(t) = \int_0^t e^{-\alpha\tau} r(t-\tau) d\tau \quad (18)$$

となる。上式と (15) 式より $R_k = S$ であり、実効雨量は線型貯水池の貯留高であることが分かる。

(2) 平面上に表示する手法の問題点

直前の雨量と累加雨量（または実効雨量）を両軸とする図-13のような平面上で、発生領域と不発生領域を区分する手法がしばしば用いられている。両領域を図に示すような下に凸の曲線で区分する方法は、後述のように、土石流や災害の強度を示すものとして有用であると考えられる。一方、領域を直線で区分する手法が多用されているが、これは以下に示すように数学的にきわめて不合理である。

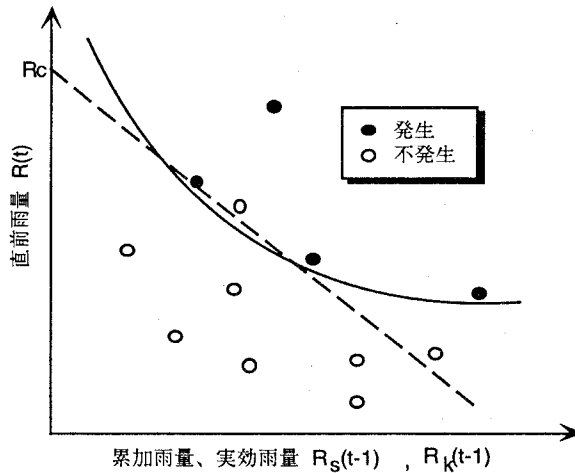


図 - 13 発生領域区分の模式図

雨量データは離散量であるのが普通であるから、累加雨量は通常下記のように表される。

$$R_S(t) = R(t) + R(t-1) + R(t-2) + \dots \quad (19)$$

ここに、 $R_S(t)$ は時刻 t までの累加雨量、 $R(t)$ は時刻 $t-1$ から t の間の雨量である。

発生限界を、縦軸を $R(t)$ 、横軸を $R_S(t-1)$ とする平面上で直線で表すものとする、直線の式は

$$R(t) = -a R_K(t-1) + b \quad (20)$$

と書かれる。ここに、 a および b は正の定数である。

上記2式より

$$R_S(t) + \frac{1-a}{a} R(t) = \frac{b}{a} \quad (21)$$

上式は、左辺の値が b/a を超えると土石流が発生することを意味する。 $a > 1$ の場合は累加雨量に対して直前の雨量の効果を重視したものになっている。 $a = 1$ の場合は

$$R_S(t) = b = R_c \quad (22)$$

となり、 b が発生限界累加雨量 R_c となることが分かる。

前述の実効雨量 $R_K(t)$ を用いる場合は、(17) 式を離散化した次式

$$R_K(t) = R(t) + e^{-\alpha} R(t-1) + e^{-2\alpha} R(t-2) + \dots = R(t) + e^{-\alpha} R_K(t-1) \quad (23)$$

が用いられている。この場合、限界を表す直線の式は

$$R(t) = -a R_K(t-1) + b \quad (24)$$

したがって

$$R(t) + \alpha_1 R(t-1) + \alpha_2 R(t-2) + \dots = b \quad (25)$$

ここに、 $\alpha_i = a \exp\{-(i-1)\alpha\}$ である。上式左辺の値が限界値 b を超えると土石流が発生することになる。上式左辺は雨量に関する線型結合であるから、これも単位図法と同等である。

これらはいずれも簡単な1次式である。1次元のものをわざわざ2次元にして取り扱うこのような方法は、後の運用を非常に複雑にし、いたずらに現場を混乱させるだけである。

(2) 流出解析モデルとの関係

前述の(5)式や(10)式は合理式と同形であり、それぞれ洪水流出および中間流出に対応している。実効雨量を用いる方法は、上述のように単位図法の一つである。土石流の発生は降雨による地下水に起因するから、流出解析に古くから用いられてきた単位図法や合理式がある程度の適用性を有するのは当然であろう。また最近、気象庁は土砂災害危険性の予報にタンクモデルの導入を試みている。タンクモデルはパラメータの数が多く、地下水流出をよく表現できるため長期流出解析に適したモデルで広く用いられている。土石流や崩壊の予測に適用する場合は、パラメータの同定に問題があるが、データ数が十分な場合は適用性の高い手法であると思われる。

3. 土石流の流出解析

洪水の流出解析手法としては、Sherman(1932)の単位図法以来、タンクモデル法、特性曲線法、貯留関数法等多くの手法が提案され実用に供されている。これに対して土石流に関しては、現象が複雑で、かつ精度のよいデータが少ないことなどのため、降雨から流出量を推定する信頼性のある手法は未だ確立されていない。土石流のハイドログラフの観測が難しいことも、流出解析に関する研究のネックになっている。

土石流のハイドログラフを推算する方法は、高橋ら¹⁸⁾や欧ら¹⁹⁾により提案されている。前者では水の流出量をタンクモデルにより計算し、溪床変動計算により土石流流出量を求め下流域での氾濫計算を行っている。後者では水の流出量を貯留関数法により計算し、その流量を用いて流量と流砂量の関係式を利用して流出土砂量を計算している。このように水の流出を計算しそれから土石流の流出量を求める手法は、土石流発生場が特定されている場合には適用できるが、雲仙普賢岳や桜島のように斜面に多数のガリが発達し、そのいずれもが発生場となりうるような場所に適用するには問題が多い。また、いずれも流出波形や氾濫の計算法を提案したものであり、入力と出力から流出システムを同定するいわゆる流出解析法とは異なるものである。

ここでは、降雨波形と土石流ハイドログラフを入・出力として土石流の流出システムを同定する流出解析法として、水と土石流の流出を統一的に表示するモデルについて述べる。

3.1 土石流の流出モデル

河道における流れの連続の式は次式で表される。

$$\frac{\partial A_s}{\partial t} + \frac{\partial Q}{\partial x} = q_s + q^* \quad (26)$$

ここに、 A_s は流積、 q_s は土石流や水の横流入量、 q^* は河床・河岸の侵食量である。また、運動の式は

$$Q = f(A_s) \quad (27)$$

とおくことができよう。上記2式より

$$\frac{dA_s}{dt} \frac{\partial Q}{\partial t} + \frac{\partial Q}{\partial x} = q_s + q^* \quad (28)$$

上式を特性曲線表示すると下記の関係式がえられる。

$$\frac{dt}{dA_s} = \frac{dx}{1} = \frac{dQ}{q_s + q^*} \quad (29)$$

$$\frac{dx}{dt} = \frac{dQ}{dA_s} \quad (30)$$

$$Q(t + t_L) = \int_0^L (q_s + q^*) dx \quad (31)$$

ここに、 t_L は河道における到達時間、 L は流路長である。上記の関係は水流、土石流の区別なく成立する。斜面からの土石流流入量 q_s を水の部分 q_w と土石の部分 q_b とに分けると

$$q_s = q_w + q_b \text{ および } q_b = C q_s \quad (32)$$

と表される。ここに C は土石流の濃度である。また、水の量は降雨によるものと堆積物中に含まれていた水量の和であり、次式で表される。

$$q_w = r l \cos \theta + q_b \frac{\lambda}{1 - \lambda} \quad (33)$$

したがって

$$q_s = \frac{1-\lambda}{1-\lambda-C} r l \cos \theta = f_s r l \cos \theta \quad (34)$$

ここに、 $f_s = (1-\lambda)/(1-\lambda-C)$ は土石流の流出係数である。

河床・河岸の侵食量を無視し、(30) 式に (33) 式適用すると

$$Q(t+t_L) = \int_0^L f_s r l \cos \theta dx \quad (35)$$

上式において $C=0$ とおくと雨水流出の式に一致する。

一定強度の降雨 r_0 が続いた場合の雨水の流出量 Q は $A r_0$ 。(ここに、 A は流域面積) になるから、(30) 式より

$$Q(t+t_L) = \int_0^L r_0 l \cos \theta dx = r_0 A \quad (36)$$

である。これより

$$A = \int_0^L l \cos \theta dx \quad (37)$$

がえられる。したがって、 $l \cos \theta dx / A$ は斜面長が l で厚さが D の斜面の密度関数と考えることができる。すなわち、

$$\frac{dA}{A} = \phi(\eta, l) d\eta dl \quad (38)$$

ここに、 $\phi(\eta, l)$ は $\eta (= lD)$ および l の結合密度関数である。したがって、(35) 式は下記のように書き換えられる。

$$Q(t+t_L) = A \int_0^\infty \int_0^\infty f_s r \phi(\eta, l) dl d\eta \quad (39)$$

η と l を独立と考え、それぞれの密度関数を $\xi(\eta)$ および $\zeta(l)$ とすると $\phi(\eta, l) = \xi(\eta) \zeta(l)$ であるから、上式は

$$Q(t+t_L) = A \int_0^\infty f_s r \zeta(l) dl \int_0^\infty \xi(\eta) d\eta \quad (40)$$

となる。上式は土石流、水流を問わず成立し、斜面において土石流発生条件が満足されると土石流が、そうでない場合は水だけが流出することになる。

土石流が発生せず水流のみの場合、 $f_s = 1$ とし、 r として下式で定義される斜面における到達時間 T 内の平均降雨強度 r_T

$$r_T = \frac{1}{T} \int_{t-T}^t r dt \quad (41)$$

を (39) 式に代入すると

$$Q(t) = A \int_0^\infty r_l \int_0^\infty \zeta(l) dl = A \int_0^\infty r_l \Phi(T) dT = A \int_0^\infty r_e(t-\tau) u(\tau) d\tau \quad (42)$$

ここに、

$$\Phi(T) = \int_0^\infty \zeta(l) \frac{dl}{dT} \quad \text{およ} \quad u(\tau) = \int_0^\infty \frac{1}{T} \Phi(T) dT \quad (43)$$

となり単位図法に一致する²⁰⁾。

次に、土石流の発生条件として (7) 式を適用すると、土石流が発生するのは下記の条件を満たす斜面である。

$$\eta \equiv \lambda D = \int_{t-t_s}^t r \cos \theta dt \quad \text{およ} \quad l \geq \frac{k \sin \theta}{\lambda} t_s \quad (44)$$

斜面の長さや堆積物の厚さに関して上記の条件が満足されると、土石流が河道に流入することになる。この条件を (39) 式に適用すると

$$Q(t+t_L) = f_s r A \int_{k t_s \sin \theta \lambda}^\infty \zeta(l) dl \xi(\eta) \Delta \eta \quad (45)$$

また、斜面における土石流の流出時間を Δt とすると、

$$\int_1^{t+\Delta t} q_s dt = f_s \int_1^{t+\Delta t} r l \cos \theta dt = D l + \int_1^{t+\Delta t} r l \cos \theta dt \quad (46)$$

したがって、

$$\Delta t = \frac{D}{(f_s - 1) r \cos \theta} \quad (47)$$

(43) 式より $\Delta \eta = r \cos \theta \Delta t$ であるから、上式より

$$\Delta \eta = \frac{D}{f_s - 1} = \frac{1}{\lambda (f_s - 1)} \int_{t-t_s}^t r \cos \theta dt \quad (48)$$

これを (39) 式に代入すると

$$Q(t+t_L) = \frac{f_s}{\lambda (f_s - 1)} r A \xi(\eta) \int_{t-t_s}^t r \cos \theta dt \int_{k t_s \sin \theta \lambda}^\infty \zeta(l) dl = r A \frac{1}{M} \int_{t-t_s}^t r \cos \theta dt \quad (49)$$

ここに、

$$\frac{1}{M} = \frac{f_s}{\lambda (f_s - 1)} \xi(\eta) \int_{k t_s \sin \theta \lambda}^\infty \zeta(l) dl \quad (50)$$

上式は、斜面長の分布特性に関する諸量をパラメータとするパラメトリックモデルとして、土石流の流出解析に利用できる⁴⁾。

また、土石流のピーク流出量 Q_p を流出係数を f として合理式で表すと

$$Q_p = f r A \quad (51)$$

であるから、上式と (48) 式より流出係数は

$$f = \frac{1}{M} \int_{t-t_s}^t r \cos \theta dt \quad (52)$$

となり，土石流の流出係数は到達時間内の雨量に比例することになる。

原田ら⁷⁾は距離の次元を持つ M をパラメータとして(48)式を雲仙・水無川の土石流流出解析に適用した。計算結果の1例を図-14に示す。

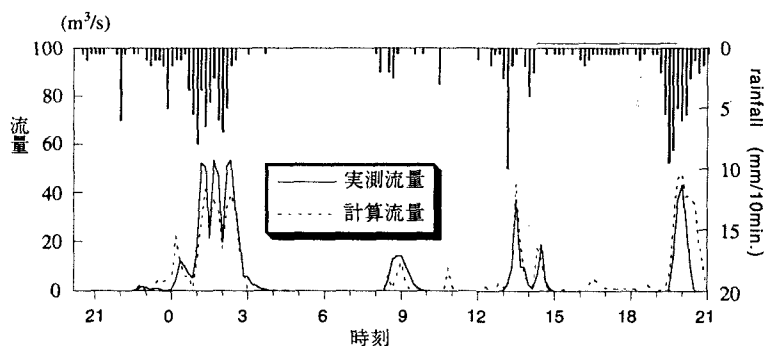


図-14 実測値と計算値の比較(93年6月12-13日)

3.2 土石流の規模

上述のように，土石流のピーク流出量 Q_p は直前の降雨強度と累加雨量の積に比例する。したがって，直前の降雨強度と累加雨量を両軸とする図-15に示すような平面上において， $QM/A=\text{const.}$ の線は双曲線で表される。 Q/A は土石流の単位流域面積当たりの流量(流出高)であるから， M があまり変化しなければ流出強度一定の線が下に凸の曲線で表されることになる。

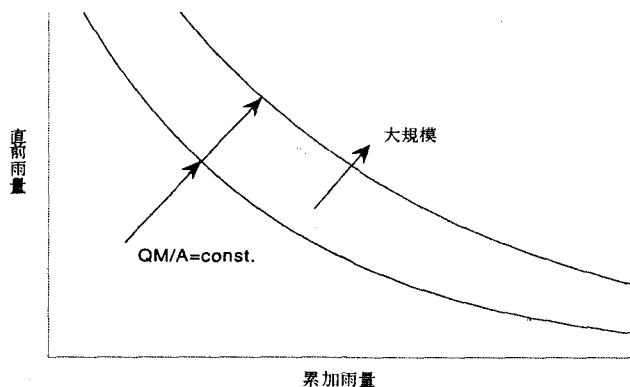


図-15 土石流の規模の予測図

網干¹³⁾は呉市における土砂災害と降雨の関係を，当日の雨量と全日までの2週間雨量を両軸とする平面上に2本の曲線を引き，無災害，災害発生および大災害の領域を区分している。芦田ら²⁾は，小豆島および木津川上流域に対して，雨量強度と累積雨量を両軸とする平面上に，同様の2本の曲線を表示している。(49)式は，このような考え方に理論的根拠を与えるものである。発生限界を直前の雨量と累加雨量を両軸とする平面上に下に凸の曲線で表した図は，災害報告書などでよく見かけられるが，それらは発生限界というより，流出や災害の強度を表すのに適したものといえよう。

4. 降雨による予測・予警報の問題点

土石流や山崩れで前兆現象があったとの報告は数多くなされており、前兆に基づいて避難したために人命の損失を免れた例も少なくない。しかし、多くの災害では前兆が感知されないまま被災している。災害の発生につながるような異常現象とその検知方法についての研究も不可欠である。

現在のところ、最も入手が容易で確度の高い情報は降雨の観測データや予報であろう。ここでは降雨データのみを用いた土石流の発生予測と、それに基づく警戒・避難の問題点について所感を述べたい。

(1) 精度の高い予測は可能か？

雲仙普賢岳は1990年11月17日に198年振りに噴火したが、同年9月頃にはすでに九大島原地震火山観測所で噴火が近いことが予知されていた。火山の噴火予知については、雲仙や阿蘇のように火山観測所が設置されている火山ではかなりの精度のものが期待できよう。しかしそれは永年の観測の積み重ねによって始めて可能であり、地震計を設置したらすぐに精度の高い予知ができるという性質のものではないであろう。土石流や崩壊の発生は地下水の挙動に密接に関連していると思われるから、現地に計器を設置して地下水のデータを集めることは、研究を進展させる上で必要なことと考えられる。しかしそれを実際の予測に結び付けるためには、長期のデータの集積が不可欠であり、全国8万ヶ所といわれる土石流危険渓流にすぐ適用できる方法ではない。したがって当面は、もっとも入手しやすい雨量データに頼った予測が中心にならざるをえないであろう。

また、仮に発生メカニズムが完全に解明されたとしても、透水係数や粘着力などの土質・地質に関する物理量や降雨等の測定値に含まれる誤差を考えると、それらのデータを用いて計算された発生限界値に高い精度は期待できない。特に透水係数の現場測定精度は、この問題に対して絶望的といえよう。システム解析的な手法が不可欠な所以である。

(2) 警報は外れるのが当たり前？

どのような手法に基づくものであれ、予測値には誤差が含まれている。したがって予測値は確率的に表示されることが望ましい。

たとえば、降水確率10%の天気予報で雨傘を持参する人はまずいない。しかし、墜落する確率が1%の飛行機には誰も乗ろうとはしないであろう。人命に関わるものであれば、1%でも十分に高い発生確率であるといえる。したがって、避難勧告は低い発生確率の時にしなくてはならないことになる。しかし、10%の発生確率で勧告を出せば、それは90%の確率ではずれることになる。したがって、警報や避難命令は、重大な災害になればなるほど当たる確率が低くなるという必然性を有することになる。

行政や住民が有効な意思決定をするためには、発生確率が明示されることが必要である。土石流や山崩れの発生予測のための研究の当面の（そしておそらくは究極の）目標は、予測精度の向上とともに、確率を明らかにすることであろう。

(3) 狼少年にしないために

外れることを前提にすれば、警報の発令は少ない方がよい。年中出されていつもはずれる予測は誰も信用しないが、稀に出されたものであれば、はずれてもあまり文句は出ないであろう。したがって、警報に関しては、的中率を上げることもさることながら、その頻度を小さくするという観点からの検討²¹⁾も必要であるように思われる。

警報や避難要請に関しては、それを出す側とその受手の双方に確率予測についての十分な認識がないと、有効な対応ができないばかりか、有害な場合すらあるように思われる。関係者の間に共通の認識と理解をえるための方法として、危険レベルの設定を住民参加により行うことが考えられる。たとえば、過去の災害発生状況と累加雨量図を示し「6時間雨量が80ミリになったとき避難すべきかどうか」などを住民と一緒に考えることができれば、住民の関心と理解は格段に向上するであろう。そのための予測手法は簡便明快なものがよく、無意味に煩雑さを増したり、システムをブラックボックスにするのは得策ではない。

行政と住民の間に信頼関係があつてはじめて警報や避難勧告が有効に機能すると考えられる。ここでも行政の情報公開とアカウンタビリティが不可欠であろう、

参考文献

- 1) 高橋 保：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，第20号，B-2，(1977)
- 2) 芦田和男・高橋保・沢井健二：土石流の危険度の評価方法に関する研究，京都大学防災研究所年報，第21号，B-2，(1978)
- 3) 平野宗夫・岩元 賢・原田民司郎：人工降雨による土石流の発生機構に関する研究，第31回土木学会年次学術講演会概要集，(1976)
- 4) 平野宗夫・疋田 誠・森山聡之：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，第30回水理講演会論文集，(1986)
- 5) 森山聡之・平野宗夫・上松泰介・川原恵一郎・白川朋道：ニューラルネットワークを用いた土石流発生予測について，水工学論文集，第36巻，705-708，(1992)
- 6) 川原恵一郎・平野宗夫・森山聡之：ニューラルネットワークによる土石流の発生限界降雨の評価，水工学論文集，第40巻，145-150，(1996)
- 7) 原田民司郎・平野宗夫・川原恵一郎：雲仙・水無川における土石流の流出特性と流出解析，砂防学会誌，Vol.52，No.1，3-9，(1999)
- 8) 石原安雄・友杉邦雄・小葉竹重機・下島栄一：降雨特性と土砂くずれの予測について，自然災害資料解析，4，101-106，(1977)
- 9) 鈴木雅一・小橋澄治：がけ崩れ発生と降雨の関係について，新砂防，Vol.34，No.2(121)，16-26，(1981)
- 10) 鈴木雅一・福嶋義宏・武居有恒・小橋澄治：土砂災害発生の危険雨量，新砂防，110，1-7，(1979)
- 11) 道上正規・小島英司：豪雨によるがけ崩れ発生の予知について，第17回自然災害科学シンポジウム講演会論文集，131-134，(1980)
- 12) 牧原康隆平沢正信：斜面崩壊危険度予測におけるタンクモデルの精度，研究時報，45巻，2号，35-68，(1993)
- 13) 網干寿夫：集中豪雨とマサ土斜面の崩壊，施工技術，Vol. 5，No. 11，(1972)
- 14) 建設省河川局砂防部：総合土石流対策(II)，土石流災害に関する警報の発令と避難の指示のための降雨量設定指針(案)，(1984)
- 15) 矢野勝太郎：前期降雨の改良による土石流の警戒・避難基準雨量設定手法の研究，砂防学会誌，Vol. 43，No.4(171)，3-13，(1990)
- 16) 久保田哲也・池谷 浩：土石流発生基準雨量に対するNewralNetwork の応用について，砂防学会誌，Vol.47，No.6，8-14，(1995)
- 17) 荒木義則，古川浩平，松井範明，大木戸高也，石川芳治，水山高久：ニューラルネットワークを用いた土石流危険渓流における土砂崩壊のリアルタイム発生予測に関する研究，土木学会論文集，No.581，VI-37，107-121，(1997)
- 18) 高橋 保・中川 一：豪雨時に発生する石礫型土石流の予測，新砂防Vol.44 No.3，12-19，(1991)
- 19) 欧国 強・小橋澄治・水山高久：土石流ハイドログラフの予測－渾水溝の例として－，砂防学会誌，Vol.45 No.4，3-8，(1992)
- 20) 平野宗夫：山地小河川における流出過程について，土木学会論文報告集，第308号，69-76，(1981)
- 21) 岩元 賢・原田民司郎・平野宗夫：土砂災害に対する警戒・避難基準雨量の設定について，砂防学会誌，Vol.43，No.3，3-8，(1990)