

84 火山地域における土石流発生危険度評価

京都大学防災研究所
(株)ニュージェック
(財)砂防・地すべり技術センター

江頭進治
○大槻英樹
宮本邦明

1. はじめに

豪雨時の土石流は、山腹崩壊によって引き起こされることが多い。著者らは、このことに着目して¹⁾土石流発生の危険度指標を提案している。これは、山腹崩壊個数と河道堆積物の集合流動条件の積の形で表わされるものであって、山腹崩壊土砂が溪流へ流出し、さらに水の作用を受けて土石流を形成するといった考えのもとに作られたものである。この方法は、1988年7月豪雨で土砂災害の発生した広島県加計町一帯の地域に適用され、良好な結果が得られている。ちなみに、加計町一帯は、地質的には典型的な風化花崗岩地帯である。本研究では、同手法を1990年7月の熊本県一の宮の古恵川および東岳川流域の土砂災害事例に適用して、土石流発生危険度を解析し、その結果と上述の加計町のものと比較することにより、火山地域の土砂災害に対する特性の一側面を抽出する。

2. 土石流発生危険度

図-1は、危険度評価式を導くための流域の模式図である。いま、地点Pにおける土石流の発生危険度の評価を考える。まず、これより上流域の河道を、溪床勾配 β に基づいて、 $\beta_1 = 5^\circ \sim 10^\circ$ 、 $10^\circ \sim 15^\circ$ 、 $15^\circ \sim 20^\circ$ のように区分する。各区間における堆積物が集合流動を起こす条件は、次式で与えられる。

$$\tan \beta = \frac{(\sigma/\rho - 1)C_*}{(\sigma/\rho - 1)C_* + 1 + h_s/D_f} \quad (1)$$

ここに、 σ ：土石の密度、 ρ ：水の密度、 C_* ：堆積物の静止体積濃度、 h_s ：河道における表面流の水深、 D_f ：流動化する堆積物の厚さである。(1)式は、表面流の川幅に関するレジーム則、表面流に関するマンギンの抵抗則、および降雨流出に関する合理式を用いれば、与えられた有効降雨強度 r_e を用いて、堆積物が流動するのに必要な限界流域面積 $A_c(\beta)$ に変換できる。すなわち、

$$A_c(\beta) = \frac{3.6}{f_o r_e n} (\alpha)^2 [D_f (C_* (\sigma/\rho - 1) (\frac{\tan \phi_s}{\tan \beta} - 1) - 1)]^{1.0/3} \sin \beta \quad (2)$$

ここに、 f_o ：降雨流出率、 n ：マンギンの粗度係数、 α ：レジーム係数である。芦田らの土石流発生危険度指標を参考にして、いま、溪床勾配 β の地点の流域面積を $A(\beta)$ とすれば、²⁾

$$Y(\beta) = A(\beta)/A_c(\beta) \quad (3)$$

は、堆積物の集合流動のし易さを表わしている。

つぎに、各河道区間の両側における山腹崩壊の危険度について考える。水の集まり易いところや斜面勾配の急なところほど崩壊が起こり易い。水の集まり易さとして、尾根からの距離 L を考えて、これをいくつかの階級で表わす。斜面勾配 θ もいくつかの階級で表わす。さらに、山腹崩壊の発生場の

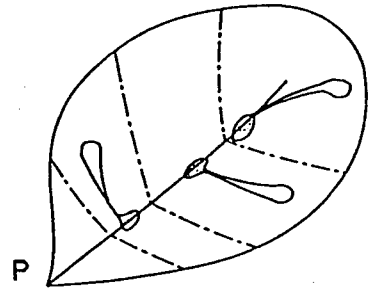


図-1 流域の模式図

面積を、Lとθの区分からなるマトリックスで区分する。

ここで、溪床勾配β₁の河道区間に連なる斜面に発生する崩壊数N(β₁)を、つぎのように表わす。

$$N(\beta_1) = \sum_{j,m} \{F_o(\theta_j, L_m) \cdot a(\theta_j, L_m, \beta_1)\} \quad (4)$$

ここに、F_o(θ_j, L_m): θ = θ_j, L = L_mの斜面の単位面積当りの崩壊個数、a(θ_j, L_m, β₁): β₁区間に連なる斜面のうち、θ = θ_j, L = L_mの斜面の占める面積である。

土石流の発生は、崩壊による土砂生産と集合流動の発生の両者をともなうものと考え、土石流発生危険度指標のひとつとして、つぎのようなものが考えられる。

$$D(\beta_k) = \sum_{i=k}^n \{N(\beta_1) \cdot Y(\beta_1)\} \quad [k \leq n] \quad (5)$$

ここに、nは河道の最上流区間の勾配区分である。

3. 土石流発生危険度指標の適用

3.1 広島県加計町一帯への適用例

1988年7月豪雨を対象として、加計町一帯の30溪流(7.9km²)について上述の危険度指標を算定し、これらの値と実際の土石流の発生・非発生の関係を調べた。Y(β₁)の評価に当っては、つぎのような値を用いている。

r_e = 50mm/hr, f_o = 1.0, n = 0.04, D_f = 20cm, C* = 0.6, σ/ρ = 2.65, φ_s = 38°

なお、r_eは、土石流の多くが発生したと推定されている時間帯の値を適用した。また、F_o(θ_j, L_m)については、とくに被害の大きかった5溪流(3.8km²)の崩壊実績を空中写真判読によって調査して図-2を得た後、これを基に表-1のように設定した。

危険度指標Dは、β₁ = 5° ~ 10°に区分される地点で評価し、これらをA(D = 200以上)、B(80~200)、C(20~80)、D(5~20)、E(5未満)に分類してランク別の土石流発生率を調べた。その結果を表-2に示す。

3.2 古恵川および東岳川流域への適用

古恵川流域の4.0km²および東岳川流域の4.4km²の領域を対象とする。ここでは、加計町で行った斜面勾配区分に加えて、さらに勾配の緩い領域の区分を追加した。A_c(β₁)の算定には、一の宮で観測された最大時間雨量 r_e = 71mm/hrを用い、これら以外には、加計町一帯の解析で用

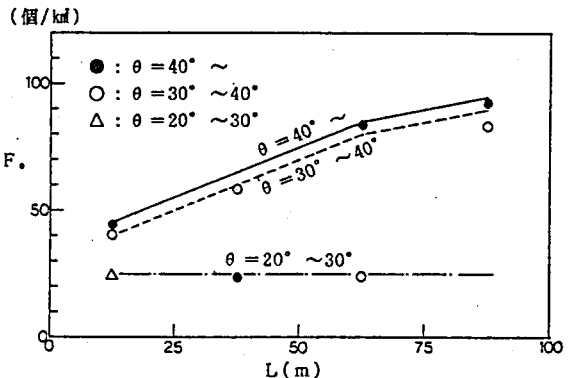


図-2 加計町における崩壊実績

表-1 加計町におけるF_o (個/km²)

θ	L (m)			
	0~25	25~50	50~75	75~
20° ~ 30°	25	25	25	25
30° ~ 40°	40	60	80	90
40° ~	45	65	85	95

表-2 危険度ランク別土石流発生率

(広島県加計町一帯)

危険度 ランク	溪流数	溪流割合数 (%)	発生溪数	発生率 (%)
A	2	6.67	2	100.00
B	3	10.00	2	66.67
C	9	30.00	6	66.67
D	4	13.33	1	25.00
E	12	40.00	1	8.33
計	30	100.00	12	

いた値を採用した。

まず、崩壊数について、災害直後の空中写真に基づいて解析を行ったところ、崩壊密度には、尾根からの距離Lの影響は顕著には現われず、斜面勾配θの影響が支配的であることがわかった。そこで、同流域では、図-3に基づいて、F₀を表-3のように設定した。危険度指標Dは、加計町一带と同様に、β₁ = 5° ~ 10°に区分される地点で評価し、表-4を得た。

表-4をみると、危険度が高いほど土石流発生率も高くなっているものの、加計町ではほとんど土石流の発生をみなかった危険度Eの溪流においても土石流の発生をみている。このような危険度ランクの低い流域で土石流の発生がみられるのは、発生・非発生の判定基準にも若干の問題がある。すなわち、危険度ランクEの溪流の多くは流域が小さく、崩壊土砂が土石流を形成しているか否かの判定が難しかったため、ここではいずれの崩壊も土石流を形成していると見なしたことも一因となっている。

4. 土石流発生危険度の比較

土石流発生危険度指標Dは、流域面積の等しい条件のもとでは有効降雨および崩壊数に比例し、溪床勾配が急で、堆積物の材料の密度が小さいほど大きくなる。これらの点に留意して、表-2と表-4に示す結果のもつ2~3の意味について考察してみよう。

有効降雨r_eとして、古恵川・東岳川流域では、一の宮町で観測された最大時間雨量が用いられているのに対し、加計町においては、用いた値50mm/hrに対して観測値の最大時間雨量は57mm/hrであった。そこで、2つの地域における土石流発生危険度を相対的に評価するため、

いずれもr_e = 50mm/hrとして危険度を算定しなおし、危険度ランクならびにランク毎の発生率を比較したところ、表-2、表-4の結果と顕著な差異は認められなかった。

地形・地質条件が同じであれば、山腹崩壊とくに表層崩壊は、連続雨量が多いほど、また、雨量強度が強いほど多く発生する。図-4は、ここで解析を行った2つの地域およびそれ以外のデータも含

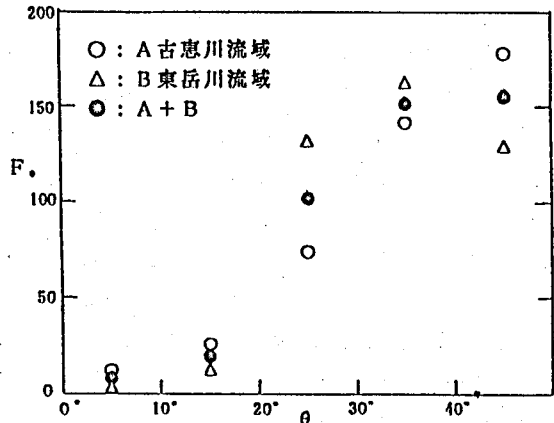


図-3 古恵川・東岳川流域における崩壊実績

表-3 古恵川・東岳川流域におけるF₀(個/km²)

θ	L (m)			
	0~25	25~50	50~75	75~100
0° ~ 10°	6.9	6.9	6.9	6.9
10° ~ 20°	18.7	18.7	18.7	18.7
20° ~ 30°	99.9	99.9	99.9	99.9
30° ~ 40°	149.7	149.7	149.7	149.7
40° ~	152.8	152.8	152.8	152.8

表-4 危険度ランク別土石流発生率
(古恵川・東岳川流域)

危険度 ランク	溪流数	溪流割合数 (%)	発生溪流数	発生率 (%)
A	4	14.28	4	100.00
B	1	3.57	1	100.00
C	4	14.29	4	100.00
D	4	14.29	4	100.00
E	15	53.57	4	26.67
計	28	100.00	17	

めて、連続雨量と期間内の最大時間雨量の平面上に各地の崩壊密度(F.に相当する)を表わしたものである。ここで、古恵川・東岳川流域のデータについては斜面勾配区分ごとの崩壊密度も示している。図-4から、同一降雨に対する崩壊密度の地域差を議論するのは難しいが、同図の降雨平面上で内挿あるいは外挿しながらこれをみると、古恵川・東岳川流域の崩壊密度は、三隅や浜田地区の値にほぼ等しく、小豆島や加計町など風化花崗岩地点のものより少し大きくなることが予想される。

ところで、今回の解析に用いた崩壊データによると、調査区域の崩壊密度の平均値は、

古恵川・東岳川流域：110個/km²
 加計町一帯：20個/km²

程度の値となっている。各地域の調査支溪の河道および流域特性値が同様であれば、土石流発生危険度指標の解析結果は、前者においてかなり大きくなるはずであるが、表-2、表-4に示すように、両地域の明瞭な違いは認められない。これは、図-2から表-1に示すF.を設定した際に、平滑化にともなって崩壊密度を大きめに評価したことも一因となっているが、重要な原因として、古恵川・東岳川流域の各小支溪は、加計町一帯のそれらよりも、溪床勾配の緩い区間が谷源頭部付近にまで及んでいることが挙げられる。

5. おわりに

古恵川、東岳川流域を対象として、山腹崩壊を考慮した土石流発生危険度の解析を行うとともに、加計町における結果と比較しながら、火山地域の土砂災害特性を抽出することを試みた。今後、危険度評価をより適切に行うための危険度表示方法についてさらに検討を進める予定である。

本研究を進めるに当たり、京都大学名誉教授芦田和男先生に有意義なコメントを頂いた。ここに記して感謝いたします。

(参考文献)

- 1) 高橋秀彰ほか；土石流発生危険度評価に関する研究、平成3年度砂防学会研究発表会概要集、平成3年5月、P P.66-69
- 2) 芦田和男・高橋 保・澤井健二；土石流危険度の評価法に関する研究、京都大学防災研究所年報第21号B-2、昭和53年4月、P P.423-439
- 3) 芦田和男・江頭進治；崩壊・土石流の発生と土砂災害の危険範囲、1988年7月島根・広島豪雨災害の調査研究(代表者芦田和男)、文部省科学研究費、突発災害調査研究成果、平成元年3月、P P.8-21

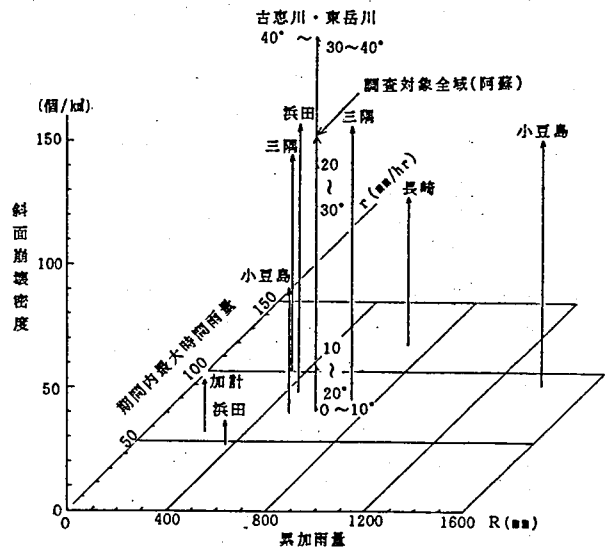


図-4 連続雨量-最大時間雨量の平面上における各地域の崩壊密度