

土石流危険渓流における渓流の崩壊形態と崩壊規模の変化に関する研究

荒木義則¹・古川浩平²・小笠原貴人³・石川芳治⁴・水山高久⁵

¹正会員 工修 中電技術コンサルタント(株) 水工部 (〒734 広島市南区出汐2-3-30)

²正会員 工博 山口大学教授 工学部社会建設工学科 (〒755 宇部市常盤台2557)

³学生会員 山口大学大学院 工学部社会建設工学科 (〒755 宇部市常盤台2557)

⁴正会員 農博 京都府立大学助教授 農学部林学科 (〒606 京都市左京区下鴨半木町1-5)

⁵正会員 農博 京都大学教授 農学研究科 (〒606-01 京都市左京区北白川)

昭和49年7月と昭和51年9月の2度に渡り土石流に見舞われた小豆島東海岸部を対象として、渓流の崩壊形態や崩壊規模の変化を崩壊現象の拡大性や免疫性の観点から考察した。また、地形要因や降雨要因を用いて崩壊現象の変化を定量的に扱い、渓流の崩壊規模評価モデルを構築した。この評価モデルは、一旦土石流の発生した渓流に対しても土石流の発生状況をモデル内に取り込むことにより、再度土石流の発生を評価することができるため、崩壊現象の変化を追跡することによりモデルの適用範囲を示した。

KeyWords : debris-flow, collapse, change, heavy rainfall, indigenous factors

1. はじめに

香川県小豆島東海岸部では、昭和49年7月と昭和51年9月の集中豪雨により大規模な土石流災害が発生し、多くの犠牲者を出した¹⁾。この2度に渡る土石流災害は、最初の土石流災害からわずか2年足らずの短い期間において発生した現象である。

この間、災害復旧による堆積土砂の撤去や砂防ダム等の土石流対策施設の整備が進められていた²⁾。土石流対策施設により土石流を扞止できた渓流もあれば、土石流により砂防ダムの一部が破損または破壊されて流失し、土石流を全て扞止できずに下流に被害をもたらしたものもある。また、渓流数も多く施設の整備には莫大な費用と長い工期を要するため、全ての渓流に対して短期間で対策を施すことはできず、未整備の状態で被災した渓流もある。このように土砂災害の早期復旧と防災対策の整備は、緊急を要する重要な課題である。

一般に土石流は、一旦発生すると次の発生まで移動可能土砂の回復が前提となる。しかしながら、発生箇所の上流域や発生しなかった支流から土石流が新たに発生することもあり、土石流危険渓流におけるその後の土石流発生の危険性がどのよう

に変化するかを明らかにすることは、ハード対策として土石流対策施設の整備を進める上で、非常に重要なことである。

豪雨による土石流や山腹斜面崩壊の崩壊現象は、素因である地形特性と誘因となる降雨特性の関係で決まってくる。地形特性には、渓流や斜面の形状に関する要因と流域内に存在する不安定土砂量が考えられる。また、豪雨により一度土石流や山腹斜面崩壊が発生すれば、地形特性が降雨規模に応じて変化する。そして、一度被災した渓流に再び豪雨が襲来すれば、変化した地形特性と降雨規模との兼ね合いで、崩壊現象が決まってくる。

既往の研究³⁾では、土石流や山腹斜面崩壊の崩壊現象の変化について土砂生産流出の拡大性や免疫性が概念として定性的に表現されている。そこで、本研究では、小豆島における昭和49年7月と昭和51年9月の2回に渡る土石流災害を対象として、土石流や山腹斜面崩壊の崩壊形態や崩壊規模の変化を渓流全体としての現象または、個々の崩壊部の現象に着目し、地形要因や降雨要因を用いて定量的に評価する。

小豆島東海岸部

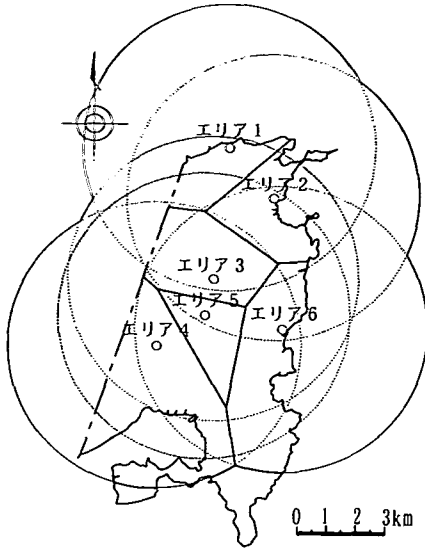


図-1 降雨観測所毎のエリア区分
(昭和49年災害)

小豆島東海岸部

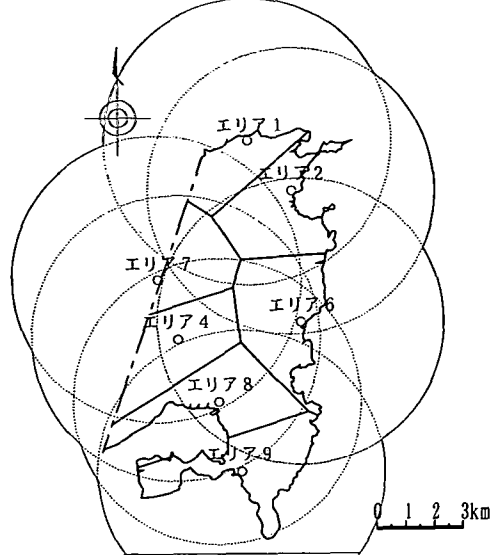


図-2 降雨観測所毎のエリア区分
(昭和51年災害)

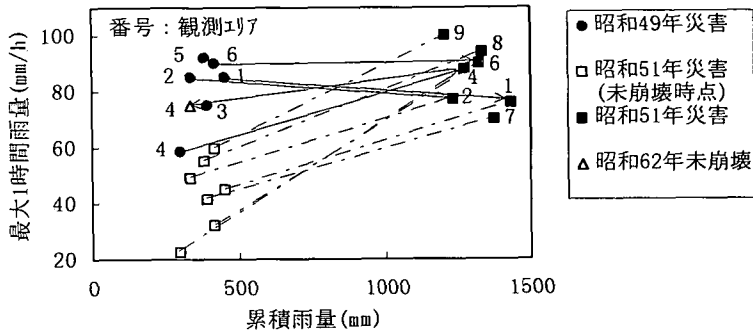


図-3 観測エリア毎の降雨特性の変化

2. 観測エリア区分と降雨特性

本研究の対象地域は、小豆島東海岸部であり、対象地域における降雨観測所位置、観測所番号、エリア区分を図-1, 2に示す。また、降雨データは、香川県において観測されたものを用いている。図-1は、昭和49年災害の観測位置、図-2は、昭和51年災害での観測位置を表している。エリア区分は、観測所を中心とし半径5kmのエリアを考え、重複部分は最寄りの観測所の最も近い所とした。このエリア内では、降雨一定と考える。

また各観測所で記録された降雨特性^{4), 5)}を図-3に示す。ここでは、降雨特性として累積雨量と最大1時間雨量を用いて観測所番号毎に降雨特性の変化を表している。ここで累積雨量とは、前後に24時間以上の無降雨期間がある一連の降雨量の合計

値である。図中の●, ■印は、土石流の発生した昭和49年、昭和51年災害の降雨終了時の値を示している。□印は、昭和51年の土石流発生降雨の降雨継続期間中に昭和49年災害の累積雨量と同じ値になった時点での累積雨量と最大1時間雨量を示しており、この時点では、土石流の発生は確認^{4), 5)}されていない。また、昭和62年10月にも昭和49年災害と比べて同規模の降雨が観測されているが土石流の発生は見られなかった。そこで、△印は、昭和62年に観測された豪雨の代表値としてエリア4の値を示している。

図-3より、昭和49年災害と昭和51年災害では、最大1時間雨量はあまり変わらないものの、累積雨量は昭和49年災害に比べて昭和51年災害は、3~4倍の値を示している。また、エリア4では、昭和62年の降雨は昭和49年の降雨を上回っているものの

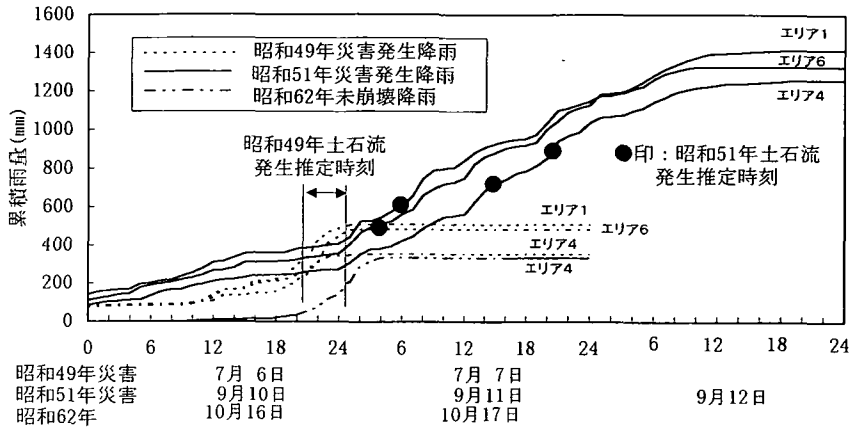


図-4 累積雨量の変化と土石流発生時刻の関係

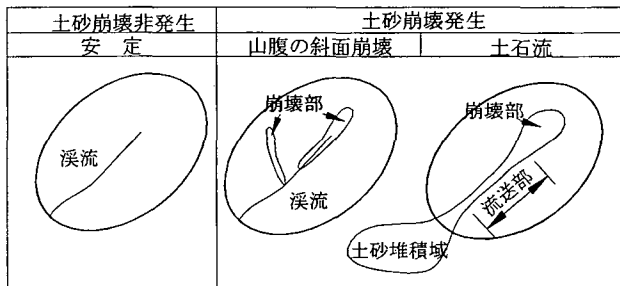


図-5 崩壊状況の模式図

表-1 溪流崩壊形態区分

崩壊形態	昭和49年災害 (箇所)		昭和51年災害 (箇所)	
	花崗岩 (%)	安山岩 (%)	花崗岩 (%)	安山岩 (%)
安定	18 (11.8)	23 (46.0)	6 (3.9)	16 (32.0)
山腹斜面崩壊	69 (45.1)	24 (48.0)	87 (56.9)	32 (64.0)
土石流	66 (43.1)	3 (6.0)	60 (39.2)	2 (4.0)
合計	153 (100.0)	50 (100.0)	153 (100.0)	50 (100.0)

土石流災害に見舞われたのは昭和49年であり、昭和62年の豪雨で土石流の発生は見られなかった⁶⁾。

土石流の発生時刻^{4),5)}は、地元住民の目撃証言や被災地に残された情報等から推定されている。昭和49年災害では、エリア6で7月6日の24:00、エリア2で7月6日の22:00、その他は7月6日の19:00～24:00の間である。また、昭和51年災害では、エリア1で9月11日の3:10、エリア4で9月11日の14:30と20:20の2回、エリア6で9月11日の6:00と推定されている。

そこで、昭和51年災害で土石流発生時刻が推定されているエリア1,4,6において、各災害の累積雨量の変化と土石流災害の発生時刻の関係を図-4に示す。図-4より、昭和51年災害は、昭和49年災害の発生時刻における累積雨量を上回った所でいずれも土石流が発生している。このことから、昭和49年の豪雨において土石流や山腹斜面崩壊の発生

した溪流は、その地形特性が変化してしまい、昭和49年の土石流発生降雨と累積雨量が同程度の降雨に対しては、免疫性を示しており、その後、降雨量が増加することにより土石流災害が発生している。

3. 溪流の崩壊形態の変化

豪雨による溪流の崩壊形態には、図-5に示すように全く変化の無い安定、山腹斜面崩壊、溪流の土砂を浸食する土石流があり、これらを、安定、山腹斜面崩壊、土石流の3つの崩壊形態として分類する。表-1に災害年度別、地質別に溪流の崩壊形態区分と溪流数を示す。昭和49年災害において花崗岩地質では、山腹斜面崩壊、土石流の発生溪流が多く、安定溪流が少ない。また、安山岩地質

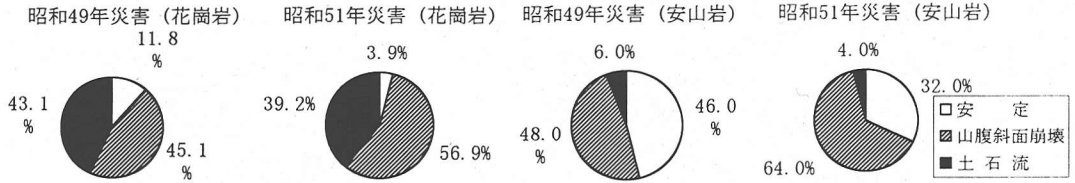


図-6 災害毎の地質別崩壊形態区分比率

表-2 地質毎の崩壊形態変化

S49災害 → S51災害	花崗岩	安山岩
安定 → 安定	4 (2.6)	12 (24.0)
安定 → 崩壊	14 (9.2)	11 (22.0)
安定 → 土石流	0 (0.0)	0 (0.0)
崩壊 → 安定	2 (1.3)	4 (8.0)
崩壊 → 崩壊	43 (28.1)	20 (40.0)
崩壊 → 土石流	24 (15.7)	0 (0.0)
土石流 → 安定	0 (0.0)	0 (0.0)
土石流 → 崩壊	30 (19.6)	1 (2.0)
土石流 → 土石流	36 (23.5)	2 (4.0)
合計	153 (100.0)	50 (100.0)

では、山腹斜面崩壊、安定の溪流が多く、土石流の発生溪流が少ない。これは、昭和51年災害においても同様の傾向を示している。

また、崩壊形態区分比率の比較を図-6 に示す。図-6 より、花崗岩地質において昭和49年災害と昭和51年災害では安定溪流が、11.8%から3.9%へと減少し、山腹斜面崩壊が45.1%から56.9%へと増加している。これは、昭和49年災害に比べて昭和51年災害の降雨量が大きいためと判断できる。しかしながら、土石流の発生率は、43.1%から39.2%へとやや減少しており、降雨量の変化とは逆の傾向を示した。また、安山岩地質では、安定溪流が46.0%から32.0%へと減少し、山腹斜面崩壊が48.0%から64.0%へと増加している。また、土石流の発生率は、6.0%から4.0%へとやや減少しており、花崗岩地質と同様の傾向を示している。

昭和49年災害から昭和51年災害にかけて溪流の崩壊形態の変化を表-2 に示す。表-2 より、花崗岩地質では、昭和49年災害の安定溪流は、昭和51年災害でも安定または山腹斜面崩壊となり、土石流は発生していない。また、昭和49年の崩壊発生溪流は、昭和51年災害では崩壊または土石流の発生が多くなった。昭和49年災害の土石流発生溪流は、土石流または山腹斜面崩壊が多く、安定になっていない。これは、一旦土石流が発生しても溪流内に存在する全ての不安定土砂が流出されたとは考えにくく、溪流内に残された不安定土砂の移動や新たな山腹斜面崩壊や溪岸崩壊等の発生が考えられる。したがって、図-3 の降雨特性の違いを考慮すると、溪流の崩壊形態は、一旦山腹斜面崩壊や土石流が発生すればその溪流が安全になるとは限らない。むしろ、再び襲来する豪雨規模が

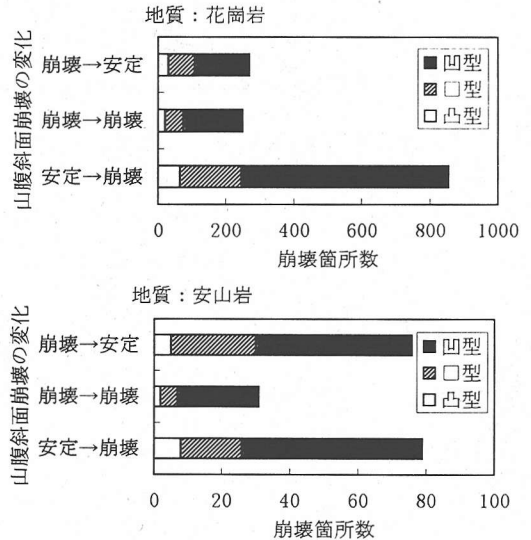


図-7 地質毎の山腹斜面崩壊の変化と斜面形状

大きければ、山腹斜面崩壊から土石流、土石流から土石流になる溪流が多く存在する。また、安定から土石流、土石流から安定へと大きく崩壊形態が変化することはなかった。

4. 山腹斜面崩壊の変化と斜面特性

一般に山腹斜面崩壊の免疫性や拡大性³⁾は、一旦発生した山腹斜面崩壊の程度と誘因となる降雨量によって規定される。山腹斜面の不安定土砂が完全に移動してしまい崩壊すべきものがない場合には免疫性を示すが、中途半端な崩壊により崩壊する余地が残されている場合は、誘因となる降雨の影響により拡大性を示すと考えられている。そこで、溪流内で発生した全ての山腹斜面崩壊について、個々の山腹斜面崩壊の発生と斜面形状や勾配および昭和49年災害から昭和51年災害にかけての山腹斜面崩壊の変化を追跡することにより、山腹斜面崩壊の拡大性や免疫性について検討する。

図-7 に地質毎の山腹斜面崩壊の変化と斜面形状の関係を示す。図-7 より、山腹斜面崩壊の発生と斜面形状は、両地質とも凹型斜面からの発生が多

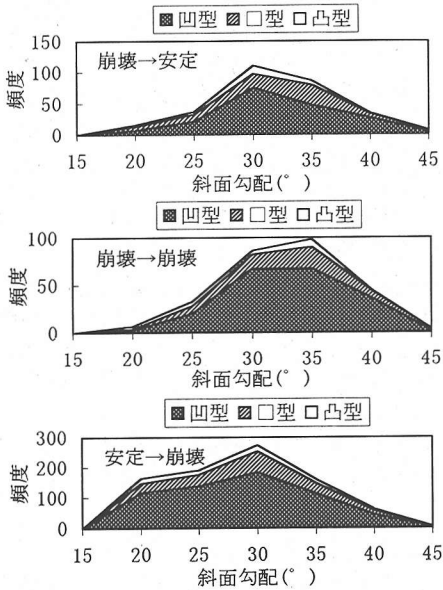


図-8 花崗岩地質の山腹斜面崩壊の変化 (斜面勾配と斜面形状)

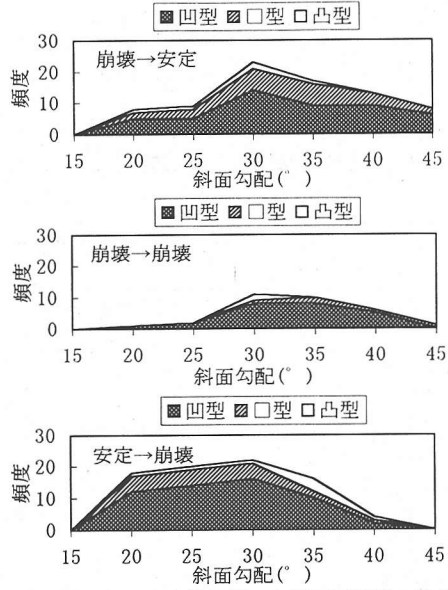


図-9 安山岩地質の山腹斜面崩壊の変化 (斜面勾配と斜面形状)

く、□型斜面、凸型斜面の順に少なくなっており、従来の研究結果⁷⁾と一致している。ここで、□型斜面とは、等高線が直線で平行を呈し、その斜面が谷筋から尾根まで達する斜面である。

昭和49年災害から昭和51年災害にかけて山腹斜面崩壊の変化は、花崗岩地質において崩壊→安定へと免疫性を示す場合と崩壊→崩壊へと拡大性を示す場合の崩壊箇所数はほぼ同程度である。また、安定→崩壊へと新規に山腹斜面崩壊の発生した箇所数が非常に多い。これは、図-3の降雨特性において昭和51年災害の累積雨量が昭和49年災害に比べて非常に大きいためと考えられる。

安山岩地質では、崩壊→安定へと免疫性を示す崩壊箇所数に比べて、崩壊→崩壊へと拡大性を示す崩壊箇所数が半分以上と少なくなっている。また、安定→崩壊へと新規に山腹斜面崩壊の発生した崩壊箇所数は、免疫性を示した崩壊箇所数と同程度であった。

このことから、花崗岩地質は、安山岩地質に比べて山腹斜面崩壊が非常に発生しやすく、安山岩地質は、一度崩壊が発生すると免疫性を示すものが多いと考えられる。

図-8, 9に地質毎の山腹斜面崩壊の変化と斜面勾配の関係を示す。図-8より、花崗岩地質では、斜面勾配の分布のピークが崩壊→安定の山腹斜面崩壊の変化では斜面勾配30°、崩壊→崩壊の斜面勾配35°となった。また、安定→崩壊は、その分布形状が他に比べて広く、勾配の緩い20~25°の範

囲においても崩壊が発生している。図-9の安山岩地質においても、前述とほぼ同様の結果を示した。

このことから、山腹斜面崩壊の変化は、勾配の急な斜面ほど拡大性を示し、勾配が緩くなると免疫性を示す傾向があると考えられる。

5. 溪流の崩壊規模の変化

土石流や山腹斜面崩壊等による溪流の崩壊規模は、溪流内の移動土砂量や溪流外への流出土砂量によって評価するのが望ましいと考えられる。しかしながら、土砂量の調査は、緊急を要する災害復旧において時間的な余裕もなく、崩壊部や浸食部の状況を精度良く調査することが困難な場合が多い。また、流出土砂量の調査は、流域内において別の谷から発生した土石流が合流する場合は、それぞれの谷からの流出土砂量が把握できない。

そこで本研究では、山腹斜面崩壊の面積や土石流の浸食面積に着目し、これらの崩壊面積を用いて溪流の崩壊規模を評価する。前報¹⁰⁾では、溪流の崩壊規模を山腹斜面崩壊の面積と土石流の浸食路長により崩壊形態によるランク区分を行ったが、ここでは、崩壊規模の変化をより連続的に取り扱うために山腹斜面崩壊や土石流の浸食面積による崩壊面積を用いる。崩壊面積は、災害発生直後に撮影された航空写真を基に作成された被害状況図(1/10,000)を用いて求める。

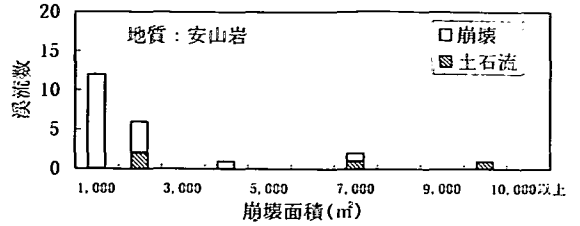
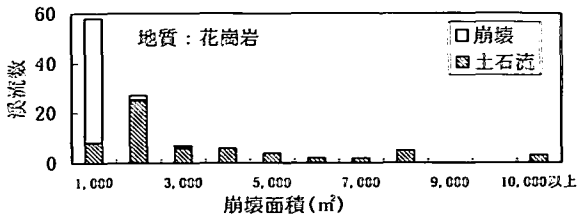


図-10 昭和49年災害における地質毎の崩壊面積と溪流数

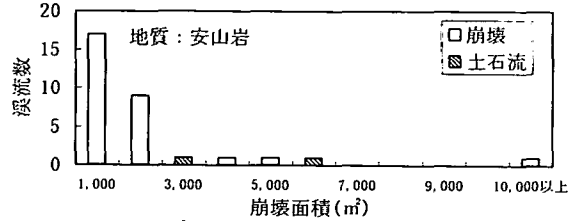
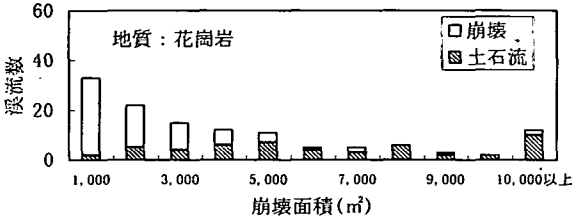


図-11 昭和51年災害における地質毎の崩壊面積と溪流数

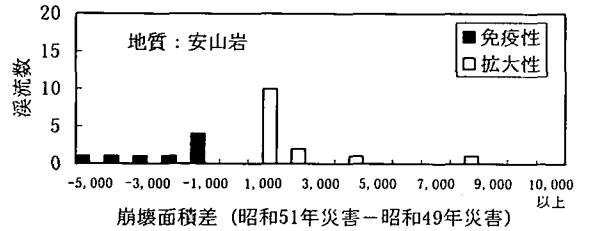
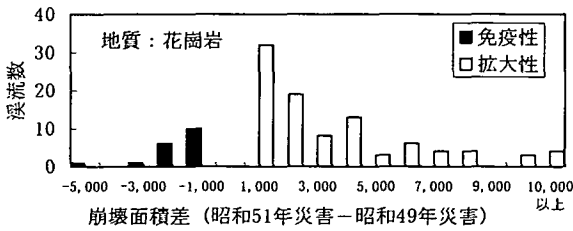


図-12 昭和49年災害から昭和51年災害にかけての地質毎の崩壊面積の変化と溪流数

表-3 地質毎の崩壊形態と崩壊規模の変化

形態変化	崩壊規模変化			
	花崗岩		安山岩	
	免疫性	拡大性	免疫性	拡大性
崩壊→安定	1	0	2	0
崩壊→崩壊	3	32	4	12
崩壊→土石流	0	17	0	0
土石流→崩壊	9	18	1	1
土石流→土石流	5	29	1	1

図-10, 11に昭和49年, 昭和51年災害における地質毎の崩壊面積と溪流数を示す。図-10の昭和49年災害では, 花崗岩地質は, 崩壊面積1,000m²程度の山腹斜面崩壊が多く, 2,000m²程度の土石流が多い。安山岩地質は, 1,000m²程度の山腹斜面崩壊が多い。図-11の昭和51年災害では, 花崗岩地質は, 昭和49年災害に比べて崩壊面積が全体的に大きくなっている。また, 安山岩地質は, 崩壊溪流数が増えているものの, 崩壊面積の分布に変化は少ない。

図-12に昭和49年災害から昭和51年災害にかけての崩壊面積の変化量を示す。崩壊面積がプラス領域にある溪流は, 昭和49年災害に比べて昭和51年災害の方が山腹斜面崩壊や土石流の発生した規模が増えており, 崩壊の拡大性を示している。それに対してマイナス領域は, 免疫性を示している。

地質毎の崩壊形態の変化と崩壊規模の変化を表-3に示す。表-3より, 花崗岩地質は, 全体的に拡大性を示す溪流が多い。しかしながら免疫性を示す溪流も存在しており, 崩壊形態の変化が土石流→崩壊, 土石流→土石流の場合に多く見られる。これは, 昭和49年の土石流により溪流に堆積していた土砂の多くが流出したためと考えられる。また, 安山岩地質は, 崩壊形態と崩壊規模の変化を示すデータが少ないため, このデータだけではその特徴を判断できない。

ここで, 図-13に花崗岩地質において溪流の崩壊形態と崩壊規模の変化の一例を示す。(a)崩壊→土石流の変化では昭和49年災害の山腹斜面崩壊が昭和51年災害の土石流発生源となる崩壊部と一致しており, 昭和49年の山腹斜面崩壊が昭和51年の土石流発生の原因の一つと考えられる。(b)土石流→崩壊の変化では, 昭和49年には山腹斜面崩壊を伴う土石流が発生したが, 昭和51年には連続した山腹斜面崩壊の発生に留まっており土石流は発生しなかった。これは, 昭和49年の土石流により溪床の不安定土砂の多くが流出してしまい, 溪床に不安定土砂が残っていなかったためと考えられる。(c)土石流→土石流の変化では, 昭和49年に土石流

昭和49年災害

昭和51年災害

発生区 (崩壊地)
 侵食区
 氾濫堆積区
 以前に崩壊し今回も土砂供給
 以前に侵食し今回も侵食
 氾濫堆積区

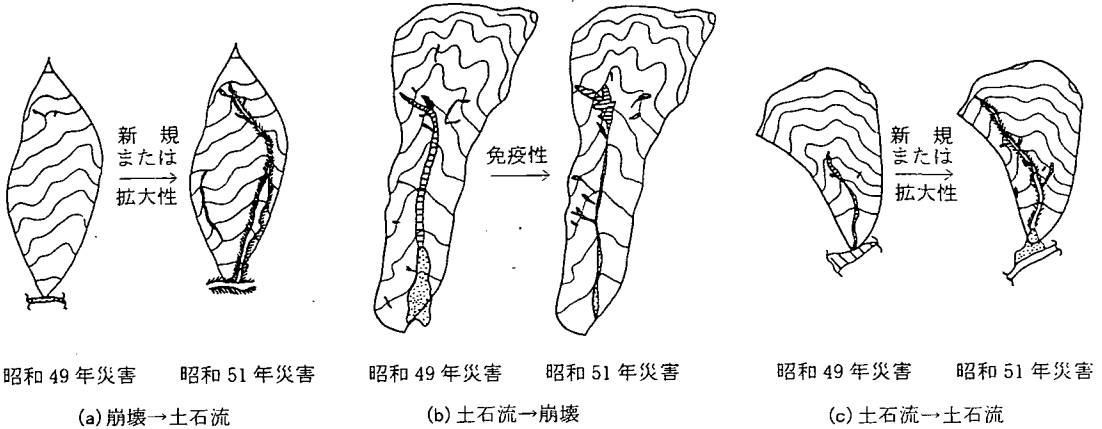
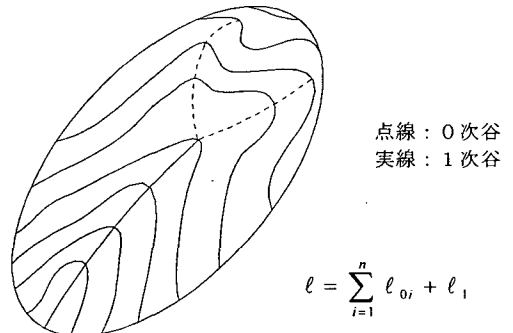


図-13 溪流の崩壊形態変化と崩壊規模の一例 (花崗岩地質)

が発生したが、昭和51年には土石流発生部の上流域において新たな土石流が発生している。そして一旦発生した土石流の流下跡に沿って流下した。この時、昭和49年の土石流の流下跡からも不安定土砂の供給が行われている。このように、溪流の崩壊規模の変化は、土石流や山腹斜面崩壊の発生場の数とその崩壊状況の影響を受けていると考えられる。



ここで、 l : 浸食可能経路長 (m),
 l_{0i} : 0次谷長 (m), l_1 : 1次谷長 (m)

図-14 浸食可能経路長 (要因D)

6. 溪流評価モデルの構築

溪流の崩壊現象には、山腹斜面崩壊や溪岸崩壊、および土石流の発生等が考えられる。また、崩壊現象の規模は、降雨の影響を考慮しても各溪流においてそれぞれ異なっている。さらに全ての溪流が崩壊現象を引き起こすわけではなく、豪雨にもかかわらず安定な溪流が存在している。そこで、本研究では、土石流や山腹斜面崩壊の発生・非発生の判別を行う判別評価モデルと土石流や山腹斜面崩壊の崩壊規模を評価する規模評価モデルをそれぞれ構築し、溪流の崩壊現象の評価と昭和49年災害から昭和51年災害での溪流の崩壊現象の変化について検討する。判別評価モデルには重判別分析、規模評価モデルには重回帰分析を用いる。また、両分析とも同じ説明変数を用いる。

(1) 地形要因と降雨要因の設定

説明変数の地形要因には、「地形要因一覧表¹⁰⁾」を用いる。

- a) 溪流要因
 - A : 水系模様, B : 流域平均勾配,
 - C : 最急溪床勾配, D : 浸食可能経路長,
 - E : 流域面積, F : 溪流幅,
 - G : 溪床堆積厚さ, H : 流域長,
 - I : 流域幅, J : 流域形状比
 - K : 谷深比
- b) 斜面要因
 - L : 0次谷の数, M : 流域最大傾斜
 - N : 源頭部面積
- c) 流域評価要因
 - O : 溪床危険度評価, P : 溪床堆積厚評価,
 - Q : 降雨集中度評価

ここで、要因Dは、主溪流長の代わりに浸食可能経路長を用いた。主溪流長がストレーラの谷次数定義により求まる谷の長さであるのに対して、浸食可能経路長とは、小豆島災害において0次谷

表-4 検討ケースと目的変数

検討モデル	分析手法	対象溪流	検討ケース		目的変数
			昭和49年災害	昭和51年災害	
判別評価	重判別分析	全溪流	1	3	土石流発生・非発生の判別
			2	4	土砂崩壊（山腹斜面崩壊、土石流）発生・非発生の判別
規模評価	重回帰分析	全溪流	1-1	-	被災形態別崩壊規模ランク
			1-2	1-4	崩壊面積（山腹斜面崩壊、渓岸崩壊、溪流浸食を含む）
			1-3	-	崩壊面積別規模ランク
		土石流発生溪流	2-1	2-3	土石流発生溪流の崩壊面積
		土砂崩壊発生溪流	2-2	-	同上の対数値
土砂崩壊発生溪流	3-1	3-3	土砂崩壊（山腹斜面崩壊、土石流）発生溪流の崩壊面積		
土砂崩壊発生溪流	3-2	-	同上の対数値		

表-5 崩壊形態別規模ランク

ランク	内容
1	安定
2	山腹斜面崩壊<1,000㎡
3	山腹斜面崩壊≥1,000㎡
4	土石流<0.5km
5	土石流≥0.5km

表-6 崩壊面積別規模ランク

ランク	内容
1	崩壊<100㎡
2	100≤崩壊<500㎡
3	500≤崩壊<1,000㎡
4	1,000≤崩壊<2,000㎡
5	2,000≤崩壊

の崩壊が斜面を滑降し溪流に流れ込む形で土石流が発生している事に着目した要因であり、図-14に示すように0次谷から1次谷溪流までの経路と1次谷の溪流長を含んだ長さである。

また、溪流要因に流域の形状を表す要因として、H：流域長、I：流域幅、J：流域形状比（流域幅/流域長）、K：谷深比（主溪流長/流域長）、斜面要因として、N：源頭部面積の5つの要因を新しく加える。

一方、降雨要因は、次の2つの要因を加える。

d) 降雨要因

R：最大1時間雨量、S：累積雨量

ここで、最大1時間雨量は土石流発生の引き金、累積雨量は土石流発生規模を左右する要因と考えた。

本研究では、昭和49年災害と昭和51年災害の各崩壊現象を対象としており、昭和49年災害の崩壊形態や崩壊規模により昭和51年災害前の素因となる地形要因が変化する。ここでは、その変化要因として変化前の浸食可能経路長から昭和49年災害による土石流の浸食経路長を差し引いた未浸食区間の浸食可能経路長（要因D）、未崩壊の0次谷の数（要因L）、溪床堆積厚評価（要因P）の3要因が考えられる。要因D、Lに関しては変化後の値を計測した。また、溪床堆積厚評価¹¹⁾は、溪流内に堆積している不安定土砂を少ない($h < 0.3m$)、中($0.3 \leq h < 2.0m$)、多い($h \geq 2.0m$)としてその評価をランク1~3で行っている。昭和49年災害での土石流や山腹斜面崩壊の発生後に崩壊土砂が溪床に堆積している場合は、溪床堆積厚評価をランク3、溪床の土砂を流域外に押し流した場合は、ランク1とした。

(2) 検討ケースと目的変数の設定

溪流評価モデルの検討ケースと目的変数を表-4に示す。表-4より、溪流評価モデルは、土石流または山腹斜面崩壊の発生・非発生の判別を行う判別評価モデルと、発生した場合の規模を評価する崩壊規模評価モデルについて、昭和49年災害と昭和51年災害のデータに対して検討する。

判別評価モデルは、検討ケース1~4までの土石流の発生・非発生、土砂崩壊（土石流および山腹斜面崩壊）の発生・非発生をそれぞれ目的変数としている。

一方、規模評価モデルは、検討ケース1-1~3-3までの土石流の発生が安定から山腹斜面崩壊、そして土石流へと形態が変化することに着目した表-5に示すような崩壊形態別規模ランク¹⁰⁾や山腹斜面崩壊や土石流等の崩壊面積、崩壊面積の対数値、崩壊面積をランク分けした表-6に示すような崩壊面積別規模ランクをそれぞれ目的変数としている。

7. 土石流または山腹斜面崩壊の発生・非発生の判別評価モデルの同定

昭和49年災害と昭和51年災害について土石流または山腹斜面崩壊の発生・非発生の判別分析を行う。判別分析では、全ての要因が判別式に採用されるため、あらかじめ相関行列により相関の高い要因を選別する。また、判別式の係数値において工学的な意味づけが困難となる場合は、段階的に要因を削除して最終的な判別モデルを構築する。

判別モデルの評価は、ベクトル値による影響要因の検討と正判別率と相関比の精度により行う。

表-7 昭和49年災害による重判別分析結果（ベクトル値）と精度

検討ケース		1（土石流判別）				2（山腹斜面崩壊+土石流判別）			
段階的検討		初期	中間(1)	中間(2)	最終	初期	中間(1)	中間(2)	最終
地 形 要 因	A 水系模様	-0.040	×	×	×	-0.008	×	×	×
	B 流域平均勾配(°)	-0.154	×	×	×	-0.332	×	×	×
	C 最急溪床勾配(°)	0.208	0.105	0.133	0.129	0.092	-0.038	×	×
	D 侵食可能経路長(km)	-0.642	×	×	×	-0.157	×	×	×
	E 流域面積(km ²)	0.140	0.017	-0.267	×	-0.092	×	×	×
	F 溪流幅(m)	-	-	-	-	-	-	-	-
	G 溪床堆積厚さ(m)	-	-	-	-	-	-	-	-
	H 流域長(km)	×	×	×	×	×	×	×	×
	I 流域幅(km)	0.184	-0.533	×	×	-0.616	×	×	×
	J 流域形状比	-0.260	×	×	×	0.226	-0.105	×	×
	K 谷深比	-0.048	×	×	×	-0.039	×	×	×
	L 0次谷の数	0.517	0.343	0.175	0.035	0.240	0.093	-0.070	×
	M 流域最大傾斜(°)	0.085	0.046	0.038	0.060	0.139	0.135	0.151	0.145
N 源頭部面積(km ²)	-0.145	×	×	×	0.263	-0.242	×	×	
面 積 要 因	O 溪床危険度評価	-0.080	×	×	×	0.103	0.003	-0.086	×
	P 溪床堆積厚評価	0.257	0.679	0.855	0.885	0.444	0.887	0.914	0.924
	Q 降雨集中度評価	0.072	-0.015	×	×	0.113	-0.072	×	×
降 雨 要 因	R 最大1時間雨量(mm/h)	×	×	×	×	×	×	×	×
	S 累積雨量(mm)	0.153	0.348	0.382	0.441	0.223	0.331	0.357	0.353
データ数		130	130	130	130	130	130	130	130
相関比		0.251	0.156	0.127	0.120	0.157	0.088	0.084	0.083
正判別渓流数/発生渓流		45/61	44/61	37/61	37/61	67/114	62/114	61/114	61/114
正判別率(%)		73.8	72.1	60.7	60.7	58.8	54.4	53.5	53.5
正判別渓流数/非発生渓流		49/69	44/69	45/69	44/69	15/16	15/16	14/16	14/16
非発生判別率(%)		71.0	63.8	65.2	63.8	93.8	93.8	87.5	87.5
正判別率		94/130	88/130	82/130	81/130	82/130	77/130	75/130	75/130
全体の正判別率(%)		72.3	67.7	63.1	62.3	63.1	59.2	57.7	57.7

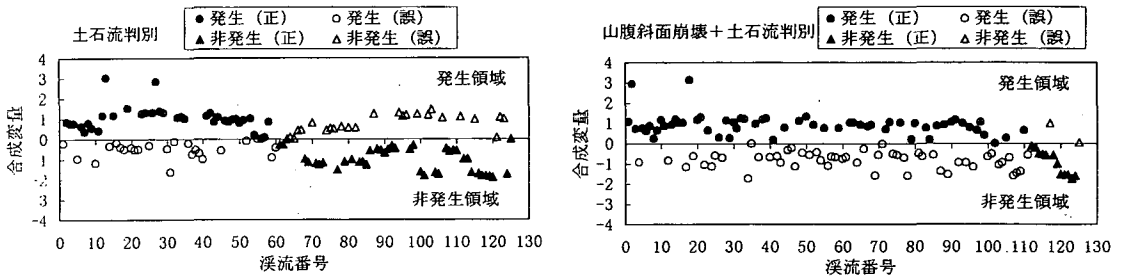


図-15 昭和49年災害での土石流または山腹斜面崩壊+土石流の発生・非発生の判別同定値と実測値の比較

ここで、ベクトル値は、データを標準化したときの判別式の係数であり、正負の記号および絶対的な数値の大きさから判別への影響度が判断できる。また、正判別率は、実際に土石流または山腹斜面崩壊の「発生」「非発生」をそれぞれ正しく判別した率と全体を総合して正しく判別した率とで表わす。相関比は、相関係数にあたるもので、0~1の値をとり、当然1に近い方がよりよい判別ができる。

表-7に、検討ケース1,2に対する昭和49年災害での判別モデルのベクトル値と精度を示す。表中の記号-は、災害発生前に調査が行われていない要因で、分析に用いることが出来なかった。また、初期段階での記号×は、相関行列により他の要因との相関が高くあらかじめ棄却された要因である。さらに工学的な判断により段階的に要因を削除した場合も記号×で示している。表-7より、検討

ケース1の土石流判別では、最終段階において判別システムに影響を与える要因として、最急溪床勾配(要因C)、0次谷の数(要因L)、流域最大傾斜(要因M)、溪床堆積厚評価(要因P)、累積雨量(要因S)の5要因が示された。判別システムの精度は、相関比0.120、発生の正判別率60.7%、非発生の正判別率63.8%、全体の正判別率62.3%となった。

検討ケース2の山腹斜面崩壊または土石流判別では、最終段階において流域最大傾斜(要因M)、溪床堆積厚評価(要因P)、累積雨量(要因S)の3要因が示された。判別システムの精度は、相関比0.083、発生の正判別率53.5%、非発生の正判別率87.5%、全体の正判別率57.7%となり、検討ケース1の土石流判別の方が精度が高くなった。

検討ケース1,2の最終段階における判別モデルを用いた同定値と実測値の比較を図-15に示す。図

表-8 昭和51年災害による重判別分析結果（ベクトル値）と精度

検討ケース		3 (土石流判別)			4 (山腹斜面崩壊+土石流判別)			
		初期	中間	最終	初期	中間(1)	中間(2)	最終
地 形 要 因	A 水系模様	-0.028	×	×	0.080	-0.264	×	×
	B 流域平均勾配(°)	-0.262	×	×	0.295	0.083	0.107	0.122
	C 最急溪床勾配(°)	0.393	0.385	0.376	-0.065	×	×	×
	D 侵食可能経路長(km)	-0.225	×	×	-0.234	×	×	×
	E 流域面積(km ²)	-0.345	×	×	0.280	0.148	-0.110	×
	F 溪流幅(m)	-	-	-	-	-	-	-
	G 溪床堆積厚さ(m)	-	-	-	-	-	-	-
	H 流域長(km)	×	×	×	×	×	×	×
	I 流域幅(km)	0.472	-0.084	×	-0.254	×	×	×
	J 流域形状比	0.070	0.431	0.392	0.318	0.263	0.247	0.250
	K 谷深比	-0.262	×	×	-0.218	×	×	×
	L 未崩壊のO沢谷数	-0.062	×	×	-0.152	×	×	×
	M 流域最大傾斜(°)	0.202	0.279	0.306	0.294	0.684	0.757	0.760
	N 源頭部面積(km ²)	0.140	0.277	0.202	0.285	-0.268	×	×
	因 流域	O 溪床危険度評価	0.219	0.124	0.144	-0.488	×	×
P 溪床堆積厚評価	0.078	0.109	0.101	0.001	-0.042	×	×	
評価	Q 降雨集中度評価	0.070	-0.173	×	0.325	0.354	0.349	0.326
降雨	R 最大1時間雨量(mm/h)	0.411	0.619	0.671	0.016	0.254	0.224	0.219
要因	S 累積雨量(mm)	0.135	0.249	0.295	0.150	0.322	0.411	0.434
データ数		130	130	130	130	130	130	130
相関比		0.226	0.175	0.168	0.119	0.047	0.040	0.039
正判別渓流数/発生渓流		39/51	35/51	35/51	61/126	61/126	69/126	68/126
正判別率(%)		76.5	68.6	68.6	48.4	48.4	54.8	54.0
正判別渓流数/非発生渓流		52/79	52/79	49/79	4/4	3/4	4/4	4/4
非発生判別率(%)		65.8	65.8	62.0	100.0	75.0	100.0	100.0
正判別率		91/130	87/130	84/130	65/130	64/130	73/130	72/130
全体の正判別率(%)		70.0	66.9	64.6	50.0	49.2	56.2	55.4

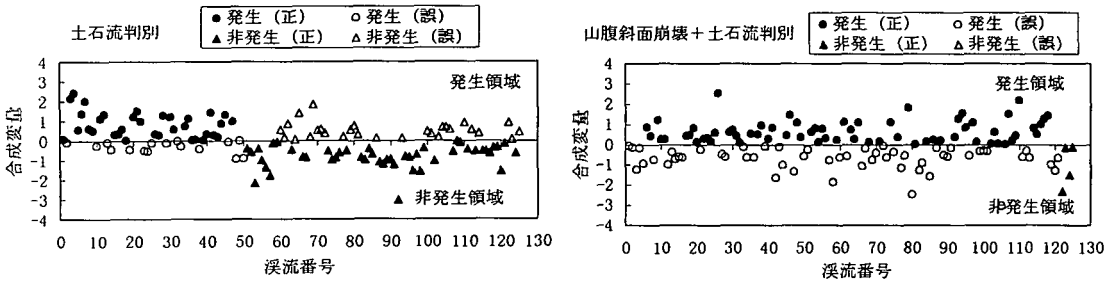


図-16 昭和51年災害での土石流または山腹斜面崩壊+土石流の発生・非発生の判別同定値と実測値の比較

中の横軸は溪流番号、縦軸は合成変量を示している。ここで、合成変量が正值であれば発生領域となり、負値であれば非発生領域となる。●印は発生データを正しく判別、○印は発生データを誤判別、▲印は非発生データを正しく判別、△印は非発生データを誤判別したことを表している。左図の土石流判別は、●、▲印の正判別データが多い。また、発生渓流で誤判別した○印のデータは、判別境界値である合成変量=0の近くにデータが分布している。右図の山腹斜面崩壊および土石流判別は、非発生データが発生データに比べて少なく、非発生データは良く判別されているが発生データの判別が悪くなっており、同定値と実測値の比較において土石流判別の方が良い結果となった。

表-8に、検討ケース3,4に対する昭和51年災害での判別モデルのベクトル値と精度を示す。表-8より、検討ケース3の土石流判別は、最終段階にお

いて最急溪床勾配(要因C)、流域形状比(要因J)、流域最大傾斜(要因M)、源頭部面積(要因N)、溪床堆積厚評価(要因P)、最大1時間雨量(要因R)、累積雨量(要因S)の8要因が示された。判別システムの精度は、相関比0.168、発生の正判別率68.6%、非発生の正判別率62.0%、全体の正判別率64.6%となった。

検討ケース4の山腹斜面崩壊および土石流判別では、最終段階において流域平均勾配(要因B)、流域形状比(要因J)、流域最大傾斜(要因M)、降雨集中度評価(要因Q)、最大1時間雨量(要因R)、累積雨量(要因S)の6要因が示された。判別システムの精度は、相関比0.039、発生の正判別率54.0%、非発生の正判別率100.0%、全体の正判別率55.4%となり、検討ケース3の土石流判別の方が検討ケース4に比べて精度が高くなった。

検討ケース3,4の最終段階における判別モデルを

表-9 昭和49年災害による重回帰分析結果（標準偏回帰係数）と精度

検討ケース		1-1	1-2	1-3	2-1	2-2	3-1	3-2
対象溪流グループ		全溪流			土石流		山腹斜面崩壊+土石流	
データ数		130			61		114	
地 形 要 因	A 水系模様							
	B 流域平均勾配(°)							
	C 最急溪床勾配(°)				×			
	D 浸食可能経路長(km)		0.311	0.177	0.48	0.467	0.334	0.267
	E 流域面積(km ²)				×	×	×	×
	F 溪流幅(m)	-	-	-	-	-	-	-
	G 溪床堆積厚さ(m)	-	-	-	-	-	-	-
	H 流域長(km)	×	×	×	×	×	×	×
	I 流域幅(km)				×	×	×	×
	J 流域形状比							
	K 谷深比							
	L O次谷の数							
	M 流域最大傾斜(°)							
N 源頭部面積(km ²)		0.202		0.266	0.244	0.244		
O 溪床危険度評価								
P 溪床堆積厚評価	0.251		0.173					
評価	Q 降雨集中度評価				0.161		0.121	
降 雨 要 因	R 最大1時間雨量(mm/h)	×	×	×	×	×	×	×
	S 累積雨量(mm)	0.219		0.183				0.134
精 度	重相関係数	0.313	0.407	0.325	0.657	0.593	0.473	0.315
	寄与率(%)	9.78	16.56	10.54	43.16	35.22	22.42	9.89
	分散比	4.55>3.07	12.61>3.07	4.95>2.68	14.43>2.76	15.77>3.15	10.59>2.69	6.09>3.08

表-10 昭和51年災害による重回帰分析結果（標準偏回帰係数）と精度

検討ケース		1-4	2-3	3-3
対象溪流グループ		全溪流	土石流	山腹斜面崩壊+土石流
データ数		130	51	125
地 形 要 因	A 水系模様			
	B 流域平均勾配(°)		0.145	
	C 最急溪床勾配(°)			
	D 浸食可能経路長(km)	0.328	0.749	0.342
	E 流域面積(km ²)		×	
	F 溪流幅(m)	-	-	-
	G 溪床堆積厚さ(m)	-	-	-
	H 流域長(km)	×	×	×
	I 流域幅(km)		×	×
	J 流域形状比	0.195		0.178
	K 谷深比		×	
	L O次谷の数			
	M 流域最大傾斜(°)			
N 源頭部面積(km ²)				
O 溪床危険度評価				
P 溪床堆積厚評価				
評価	Q 降雨集中度評価			
降 雨 要 因	R 最大1時間雨量(mm/h)	0.233		0.235
	S 累積雨量(mm)		0.194	
精 度	重相関係数	0.416	0.736	0.423
	寄与率(%)	17.34	54.23	17.91
	分散比	8.81>2.68	18.56>2.79	8.80>2.67

用いた同定値と実測値の比較を図-16に示す。左図の土石流判別、右図の山腹斜面崩壊および土石流判別とも、前述の図-15に示した昭和49年災害の判別モデルとほぼ同じ傾向を示している。また、昭和49年災害と昭和51年災害の判別モデルの比較では、昭和51年災害の土石流判別モデルの方が昭和49年災害のモデルと比べて相関比、正判別率とも精度が良くなっている。

ように全溪流、土石流発生溪流、山腹斜面崩壊および土石流発生溪流の各グループにおいて、それぞれモデルを構築し、崩壊規模に影響を与える要因について検討する。

昭和49年災害に対する重回帰分析の結果を表-9に示す。表-9より、全溪流を対象とした検討ケース1-1~1-3では、目的変数を崩壊面積にした検討ケース1-2の精度が高く、重相関係数0.407、寄与率16.56%となった。重回帰式に採用された要因は、浸食可能経路長（要因D）、源頭部面積（要因N）の2要因となり、降雨要因は採用されなかった。

土石流発生溪流を対象にした検討ケース2-1、2-2では、目的変数に崩壊面積を用いた検討ケース2-1の方が検討ケース2-2の崩壊面積の対数値を用いた

8. 土石流または山腹斜面崩壊の崩壊規模評価モデルの同定

規模評価モデルは、表-4の検討ケースに示した

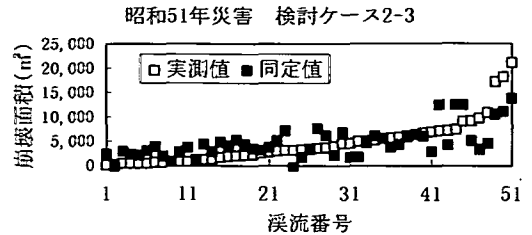
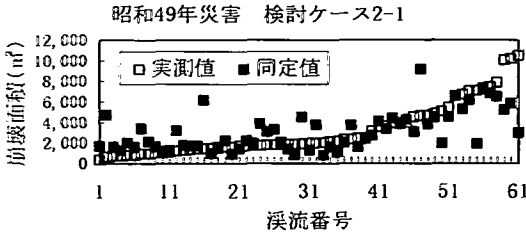


図-17 規模評価モデルを用いた同定値と実測値の比較

場合に比べて精度が高く、重相関係数0.657、寄与率43.16%となった。重回帰式に採用された要因は、浸食可能経路長（要因D）、源頭部面積（要因N）、降雨集中度評価（要因Q）の3要因となり、降雨要因は採用されなかった。

山腹斜面崩壊および土石流の発生溪流を対象にした検討ケース3-1, 3-2では、土石流発生溪流の検討ケース2-1, 2-2と同様の傾向を示し、目的変数に崩壊面積を用いた場合の精度が高く、検討ケース3-1では、重相関係数0.473、寄与率22.42%となった。重回帰式に採用された要因は、土石流発生溪流の検討ケース2-1と同じ要因となった。また、各対象溪流グループとも目的変数は、崩壊面積を直接用いる場合の精度が高いことが示された。

次に、昭和51年災害に対する重回帰分析では、昭和49年災害で精度の高くなった崩壊面積を目的変数として検討した結果を表-10に示す。表-10より、全溪流を対象とした検討ケース1-4では、重相関係数0.416、寄与率17.34%となった。重回帰式に採用された要因は、浸食可能経路長（要因D）、流域形状比（要因J）、最大1時間雨量（要因R）の3要因となった。

土石流発生溪流を対象にした検討ケース2-3では、重相関係数0.736、寄与率54.23%となり、非常に高い精度となった。重回帰式に採用された要因は、流域平均勾配（要因B）、浸食可能経路長（要因D）、累積雨量（要因S）の3要因となった。

山腹斜面崩壊および土石流の発生溪流を対象にした検討ケース3-3では、重相関係数0.423、寄与率17.91%となった。重回帰式に採用された要因は、全溪流を用いた検討ケース1-4と同じ要因となった。

表-9, 10とも目的変数を崩壊面積とした検討ケースは、全ての検討ケースにおいて浸食可能経路長が採用されており、各検討ケースの標準偏帰係数も大きく、崩壊規模に大きな影響を与える要因である。また、検討ケースの中で最も精度が高くなった昭和49年災害の検討ケース2-1と昭和51年災害の検討ケース2-3の重回帰モデルを用いて同定値

と実測値の比較を行ったものを、図-17に示す。図-17より、昭和49年災害、昭和51年災害の両ケースとも同定値が実測値と良く一致している。

9. 土石流判別モデルによる被害変化の追跡

第7章より、判別評価モデルの比較において精度の高くなった土石流判別モデルを用いて、昭和49年災害から昭和51年災害にかけて溪流の土石流発生とその後の発生に至るまでの変化を追跡し、判別評価モデルの適用可能性を検証する。ここで、図-4に示したように、昭和51年災害の土石流発生降雨は、昭和49年災害の降雨に比べて非常に大きい特徴がある。

そこで、昭和49年災害で構築した土石流判別モデルに、災害後の変化した地形要因を考慮して、昭和51年災害の土石流発生降雨の降雨継続中に累積雨量が昭和49年災害の経験降雨と同じ大きさになった段階での予測とそれ以降の未経験降雨に対する予測をそれぞれ計算し、実測値と比較する。

図-18に昭和49年災害の土石流判別モデルを用いた各段階での予測値と実測値を示す。図-18の左図は、経験降雨に対する土石流判別の予測値を示しており、●印の非発生データが多く、○印の発生データが少なくなった。実測値は、経験降雨の段階では全て非発生であり、誤判別となった○印の溪流は少なく実測値と比較的一致している。また、図-15の左図に示した昭和49年災害での土石流発生溪流を災害後の経験降雨を用いて行った予測では、非発生と正しく認識できたものが多く、溪流の地形要因の変化を正しく評価していると考えられる。

また、図-18の右図は、昭和51年の未経験降雨に対する予測値を示しており、全ての溪流から土石流が発生すると予測しており、△印の非発生溪流が誤判別となった。このことから、本研究で示したような土石流判別モデルは、経験降雨までが

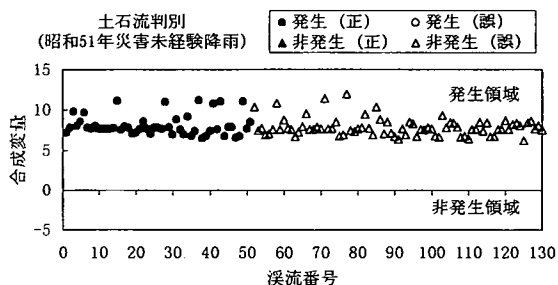
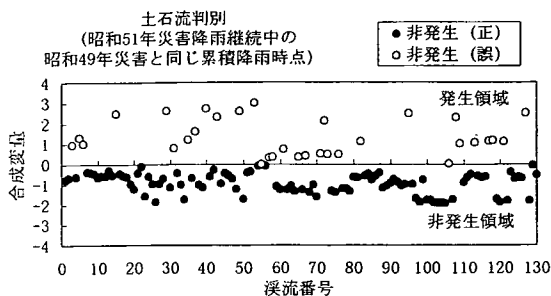


図-18 昭和49年災害の判別評価モデルを用いた昭和51年災害の予測と実測値の比較

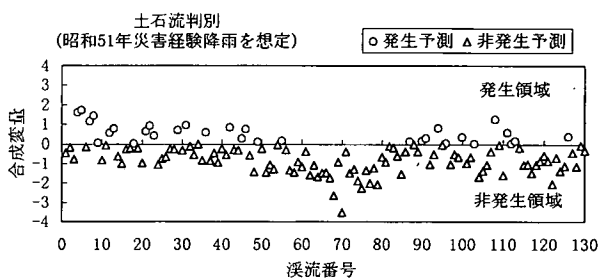


図-19 昭和51年災害の判別評価モデルを用いた経験降雨における災害後の予測値

予測の適用範囲と考えられる。

図-19は、同様に昭和51年災害を基に構築した土石流判別モデルを用いて、昭和51年災害後に変化した地形要因を考慮し、将来この災害と同程度の降雨が襲来した場合の溪流の土石流判別の予測値を示している。図-19より、殆どの溪流から土石流が発生しないことが予測された。また、図-16の左図に示した昭和51年災害で土石流の発生した溪流の多くが、図-19では、非発生溪流になると予測されており、前述と同様に溪流の崩壊規模の変化が評価モデルにうまく反映されている。

10. おわりに

本研究では、小豆島東海岸部における昭和49年7月と昭和51年9月の2回に渡る土石流災害を対象として、土石流または山腹斜面崩壊の崩壊形態や崩壊規模の変化に着目し、崩壊現象の拡大性や免疫性について考察した。また、地形要因と降雨要因を用いて崩壊現象を定量的に取り扱い、溪流評価モデルを構築した。また、この評価モデルによる崩壊現象の予測とその適用性について検討した。以下に結論を列挙する。

1) 昭和51年災害による土石流の発生は、昭和49年災害の発生時刻における累積雨量を上回った所でいずれも発生しており、一旦土石流や山腹斜面

崩壊の発生した溪流は地形特性が変化するため、累積雨量の比較において経験降雨では、免疫性を示す傾向がある。

2) 溪流の崩壊形態は、両災害とも花崗岩地質の方が安山岩地質に比べて土石流が多く発生する傾向がある。また、崩壊形態の変化は、一旦崩壊や土石流が発生すればその溪流が安全になるとは限らない。むしろ、再び襲来する豪雨規模が大きければ、崩壊から土石流、土石流から土石流になる溪流が存在する。また、安定から土石流、土石流から安定へと大きく崩壊形態が変化することはなかった。

3) 山腹斜面崩壊の発生は、花崗岩地質が安山岩地質に比べて非常に発生しやすい。また、安山岩地質は、一度崩壊が発生すると免疫性を示すものが多い。

4) 山腹斜面崩壊の発生と斜面形状は、両地質とも凹型斜面からの発生が多く、凸型斜面、凸型斜面の順に少なくなっている。また、斜面勾配との関係では、勾配の急な斜面ほど拡大性を示し、勾配が緩くなると免疫性を示す傾向がある。

5) 昭和49年災害から昭和51年災害にかけての溪流の崩壊面積の変化は、昭和51年災害の降雨が昭和49年災害よりも大きいため、新規崩壊や拡大性を示す溪流が多い。しかしながら免疫性を示す溪流も存在しており、形態変化が土石流→崩壊または土石流の場合に多く見られる。

6) 溪流の崩壊形態判別モデルは、土石流判別モデルの方が山腹斜面崩壊および土石流判別モデルよりも判別率が高くなり、6割以上の正判別率が得られた。また、土石流判別モデルは、システム構築に用いた経験降雨までが適用範囲であり、経験降雨を越える未経験降雨に対しては予測が困難となる。

7) 溪流の崩壊規模評価モデルは、土石流発生溪流を対象にし、崩壊面積を目的変数にした土石流発生規模評価モデルの精度が高く、重相関係数0.5~0.7、寄与率40~50%程度となった。また、採用された要因の中で浸食可能経路長の標準偏回帰係数が大きく、土石流発生規模に大きな影響を与える要因である。

本研究においては、従来から定性的に表現されていた拡大性や免疫性を溪流における形態変化や崩壊規模の変化として定量的に取り扱った。また、山腹斜面崩壊または土石流の発生やその変化に対して地形図や被害状況図を用いた地形の形状からアプローチをしているが、現地において崩壊部の詳細な調査を行っていないので、その他の不確定要素が考慮できていない面がある。

土石流判別モデルでは、一旦土石流の発生した溪流に対しても、土石流の発生状況をモデル内に取り込むことができるため、再度土石流の発生予測を行う上で有効なシステムとなる。しかしながら、経験降雨を越える未経験降雨に対しては別途モデルを検討する必要がある。

最後に、本研究のデータ収集に際し、香川県土木部砂防課の方から多くの支援を頂いた。また、データ整理には、山口大学学生 高木伸一君（現

在 岐阜県）の協力を得た。記して謝意を表します。

参考文献

- 1) 谷 勲：昭和49年7月および51年9月の小豆島連続災害について，新砂防，Vol.29，No.4(103)，pp.29-38，1977.5.
- 2) 香川県土木事務所：砂防激甚災害特別緊急事業の概要，1975.
- 3) 大石道夫他：砂防学会シンポジウム特集—土砂生産流出の連続性と周期性について—，新砂防，第68号，pp.3-13，1968.3.
- 4) 建設省土木研究所砂防研究室，香川県土木部河川砂防課：昭和49年7月災害小豆島土石流調査報告書，1975.3.
- 5) 香川県土木事務所：台風17号による災害概要—小豆島地域を中心として—，1977.5.
- 6) 昭和62年10月台風19号による豪雨時の小豆島内海町における土石流警戒避難の実態，新砂防，Vol.41，No.5(160)，pp.23-29，1989.1.
- 7) 塚本良則，松岡雅臣，栗原勝彦：浸食谷の発達様式に関する研究（VI），新砂防，Vol.30，No.4(107)，pp.25-32，1978.4.
- 8) 田中茂：地下水を包蔵している断層破砕帯などに関する研究，建設工学研究所報告第13号，1971.1.
- 9) 建設省土木研究所：土石流災害の実態および要因に関する調査報告書，1975.3.
- 10) 荒木義則，鈴木真次，石川芳治，水山高久，古川浩平：土石流危険溪流における崩壊規模の評価に関する研究，土木学会論文集，No.522/VI-28，pp.133-142，1995.9.
- 11) 建設省河川局砂防部砂防課：土石流危険溪流および土石流危険区域調査要領（案），1989.10.

(1996.11.13 受付)

A STUDY ON THE CHANGE OF DESTRUCTION FORM AND SCALE TO DEBRIS-FLOW AND COLLAPSE OF DEBRIS-FLOW IN HAZARDOUS TORRENT

Yoshinori ARAKI, Kohei FURUKAWA, Takahito OGASAWARA,
Yoshiharu ISHIKAWA and Takahisa MIZUYAMA

The typhoons No.8 and No.17 have brought heavy rainfall and debris-flow to the East waterfront, Shodoshima, Kagawa Prefecture in July, 1974 and in September, 1976. We study the change of destruction form and scale to debris-flow and collapse from a view point of the phenomenon of spread and limited damage. We have constructed the estimation models in consideration of the geographical and rainfall factors. We have proposed a limit of models in pursuit of destruction phenomenon.