六甲山地における土砂災害について (その 1)*

低引 洋隆**・小橋 澄治***・羽原 俊行**

Studies on the Debris-flow in Rokko District (Part 1)

Hiroataka SOKOBIKI, Sumiji KOBASHI and Toshiyuki HABARA

Abstract

Slope failure and land-slide as geologic hazard have been studied in numerous districts up to the present based on the examinations of both the topographical and geological environments. Concerning debris flows, on the other hand, only a few researches have been reported from the same viewpoint. This is because the debris flow has been occurred in the relatively spreading space-time regions concerning topography and geology.

In this paper, debris flows occurred in Rokko district on July, 1967 were examined in detail based on the concept of "drainage system" from topographical and geological viewpoints. The results clearly indicate that the debris flow occurs at the null order streamers and develops downstream systematically to the higher order one.

1. ま え が き

大阪湾の北西縁に位置し、標高 932.1 m の六甲山を有する六甲山地は、その麓に幅 2~4 km、長さ 30 km にわたって、神戸市をはじめとする阪神間の諸都市を配している。市街地から、六甲山地の山頂を望む仰角は $10^{\circ}\sim 20^{\circ}$ にもなり、急流河川が市街地に流入している。

六甲山地の基盤地質は大部分花崗岩類により構成されている。この花崗岩類は、六甲変動による断層破碎作用を受け、さらに、風化作用をも受けたため、もろい岩質となっている¹⁾。

以上のような状況にある六甲山地は、市民にとっては緑を身近かに提供してくれる憩いの場所でもある。その反面一旦荒れると山腹から流れ出す水、砂礫、流木等による破壊力は、底知れぬものがあるという恐ろしい山ともなる。六甲山地に関する土砂災害は有史以来 (799 年以來) 数十回記録され、特に昭和 13 年災害では、流出土砂量 500~600 万 m^3 、死者 616 名を出す大災害となり、その後も集中豪雨の度に規模の大小はあるものの、災害が頻発している²⁾。

本論文は、これ等の災害でも最も破壊力の大きいと考えられる土石流災害を取り上げ、六甲山地全域 (約 151 km^2) を対象に、地形、地質条件と土石流発生状況との関連性を、昭和 42 年 7 月災害をモデル災害年とし考察したものである。

2. 六甲山地の地形・地質概要

六甲山地は、図 1 に見られるごとく 932.1 m の最高標高を有する六甲山より摩耶山 (698.6 m)、菊水山 (458.9 m) から鉄拐山 (260.0 m) に至る NE~SW 方向に延びる山体である。この山体は東に高く、西に次第に低くなる傾動地塊³⁾となっている。一方、海岸平野に向かっては急崖をなし (図 2)、北側及び西側では緩く傾斜し、台地状の地形を呈している。これらの複雑な地形は、東西方向の圧縮応力による地殻変動、特に断層運動によって形成されたものである。海岸平野部の急崖性の地形は、約 20~30 万年前から活発化したとされる NE~SW 系の大断層、つまり甲陽断層、芦屋断層、五助橋断層、湯槽谷断層等により、それぞれ 200~300 m の落差を生じ形成したものである³⁾ (図 2, 3, 4 参照)。

六甲山地の地質分布は図 3 に示されている。六甲山地を構成する地質は、主に山地部に分布する基盤岩類と、主に山麓部に分布する被覆層とに大別される。基盤岩類

* 昭和 56 年度応用地質学会研究発表会にて発表

** 復建調査設計株式会社

*** 京都大学農学部

図 1 六甲山地の接断面図（メッシュ内の数字と英字を組合せて各メッシュの記号とする）

図 2 六甲山地の地形断面と断層

は、古いものから古生層、布引花崗閃緑岩、有馬層群、土橋石英閃緑岩、六甲花崗岩である。このうち布引花崗閃緑岩と六甲花崗岩が六甲山地の大半を占める。古生層は、花崗岩体中に浮かんだような状態で分布し、ホルンフェルス化した砂岩・頁岩の互層よりなる。布引花崗閃緑岩は六甲南縁に分布し、一般に完晶質で石英、長石などの優白色の鉱物と、角閃石、黒雲母などの有色鉱物からなり、しばしば直径数センチ～数十センチの黒色球状の捕獲岩を有する。この岩体は、中央構造線の北側に広く分布する傾家帯の花崗岩類に相当するものとされている。有馬層群は、中期白亜紀の流紋岩質凝灰岩、凝灰角礫岩を主体とする、堅硬緻密な岩石である。土橋石英閃緑岩は六甲山西南に局部的に分布し、針状結晶の角閃石を含む細粒な石英閃緑岩である。六甲花崗岩は六甲山地で最も広く分布し、石英、正長石、黒雲母を主成分鉱

物とする。六甲花崗岩は構成粒子の大きさにより、細粒～粗粒花崗岩に分類されている³⁾。大部分は中～粗粒花崗岩であるが、六甲山頂付近に細粒花崗岩が広く分布している。これ等花崗岩類は一般に強く風化し、いわゆるまさ土化している場合が多い。特に、侵食小起伏面でまさ土が厚く分布している。また断層破砕帯に沿っても風化が進み軟岩・まさ土状になっている。これ等基盤岩類を覆う被覆層は、ほぼ水平な層理面を有する砂岩・礫岩互層内に、比較的連続性の良い数枚の凝灰岩ないし凝灰質泥岩を挟む第三紀中新世の神戸層群、礫層を主体とする第三紀鮮新世～第四紀更新世の大阪層群、段丘層、および礫、砂、粘土よりなる完新世の沖積層である。

3. 地形・地質特性の記載

今回の研究対象域は図1のごとく、西は境川、東は夙川および船坂川、北は山田川、有野川、南は市街地と山地部との境界で囲まれる地域で、その面積は約 151 km² である。広範な面積を対象に、ある現象（今回の場合は崩壊および土石流）とその素因となる各種条件との相関性を求める場合、どの程度のスケールで考えるか、そして対象域全体に同じ精度の情報が得られるかは重要である。本研究においてはこの点に留意し、以下の方法で地形・地質特性の記載を行った。

1) 基本地形図

対象域全てをカバーする最も大縮尺の地形図は縮尺 1/25,000 であった。しかし、これでは崩壊・土石流の

図 3 六甲山地の基盤地質図

図 4 六甲山地のリニアメント (実線は断層露頭を確認したリニアメント, 点線は断層露頭未確認のリニアメント)

発生状況が正確に記載出来ず, また, 微地形特性が読み取れない。そこで, 神戸市発行の縮尺 1/10,000 地形図と芦屋市域の縮尺 1/5,000 写真地図 (国土地理院作成) を縮尺 1/10,000 にコンパイルした地形図を基本地形図とした。

2) 航空写真

本研究で対象とする崩壊・土石流は昭和 42 年 7 月に発生したものである。状況は, 昭和 41 年 5 月撮影 (白黒, 縮尺 1/10,000), 昭和 42 年 7 月撮影 (白黒, 縮尺 1/10,000) の航空写真判読により把握した。なお, 現況

については昭和 50 年撮影（カラー、縮尺 1/10,000）の航空写真の判読によって把握した。このように、本研究で取扱った崩壊・土石流現象は、精度的には全域にわたって均一に記録されているが、いわゆる“形態的パターン”として認識した崩壊・土石流現象”であることを強調しておく。

3) 水系図

昭和 41 年 5 月撮影の航空写真より凹地形部を判読識別し、基本地形図に移写し水系図を作成した。最上流の水系を 0 次とし、Strahler の次数づけに準じて下流に行くにしたがい 1 次, 2 次, …… n 次水系とした⁴⁾。一般に砂防の分野では水系の定義を、縮尺 1/25,000 ないし 1/50,000 地形図で谷幅 (W) と谷長 (L) の比 (L/W) が 1 以上のものを水系とし、最上流のそれを 1 次としているが、これは今回作成した水系のほぼ 2 次に相当する。

4) 流域荒廃現況図

昭和 42 年災害の前と後について、それぞれ崩壊跡地、流下域、堆砂域、ダム、禿緒地^{注1)}、岩塔^{注2)}の航空写真判読を行い記載した。

5) 地形分類図

基本地形図を 1/25,000 に縮小し、接断面図（図-1）、起伏量図、傾斜区分図を作成した。接断面図は、50 m コンターごとに、500 m の谷を埋める方法で作成した。起伏量図は 1 km 方眼について、最高点と最低点との差を求め、方眼の中心に数値を与える方法をとった⁵⁾。傾斜区分図は、ホートン法に基づいて作成した^{4), 5)}。これ等の図により特定の区域（例えば任意の 1 km メッシュ内）の平均的な地形情報が得られる。

6) 基盤地質図（図-3）

基本地形図を縮小した 1/25,000 地形図に既存の地質図を使ってコンパイルした。なお、地質境界、断層の位置等に関しては若干の踏査資料で正確を期した。

7) リニアメント図（図-4）

六甲山地のリニアメントは、土地条件図の付図 32 として発表されている⁶⁾。ただし、この図は、主に表六甲を対象にしたものである。そこで今回は、まずこれを航空写真で確認しながら地形図（縮尺 1/25,000）に移写し、続いてこれと同じ基準でもって空白部のリニアメントを描いた。記載した「直線構造」（リニアメント+破砕線）の長さは、約 200 m 以上である。六甲山地のリ

ニアメントは、多くの場合、新鮮な断層粘土と、侵食に弱い破砕帯を伴う断層である。方向としては、NE~SW 系と WNW~ESE 系とほぼ E~W 系のものが加わって全体のパターンが形作られている。

8) 表層現況図

昭和 50 年撮影の航空写真を使用し、流域の荒廃状況、溪床堆積物あるいは崖錐堆積物の分布、段丘層、大阪層群の分布、深層風化帯の分布、禿緒地・岩塔の分布、土地利用状況等について判読・記載を行った。ここでいう深層風化帯（10 m 以上）は、柿谷による風化分帯の C_1 ~ C_3 （化学的風化帯）に相当する⁷⁾。

4. 地形・地質特性と土石流の発生

地形、地質特性に関する基礎データをもとに、六甲山地ではどのような地形・地質条件のところで土石流が発生し易いかを検討した。

4.1 土石流発生溪流

土石流の発生を検討する場合、何をもって発生とするかは非常に重要なことである。一般的に土石流とは、土石と水が一体となって、大きな岩塊を先頭に回転、転動しながら流下する現象といわれている⁸⁾。発生後の航空写真上では、当然のことながら流下の痕跡としてしか認められず、厳密にはどこから土石流の形態を取り始めたのか（発生したのか）は判断されない。一つの考えとして、土石流の発生を高橋のいう水理学的条件にもとづく溪床堆積物の流動化⁹⁾としてとらえれば、航空写真上の流下痕跡の最上流端を対象に議論することが可能となる。

しかし、仁淀川流域の土石流調査¹⁰⁾でも指摘されているが、六甲山地においても流下痕跡の最上流端にはスプーン状の崩壊跡地がしばしば認められ、必ずしも崩壊跡地を土石流の発生としてとらえることはできない。そこで本章では、2 次の溪流を単位とし、その出口に流下の痕跡が認められた場合を土石流の発生溪流として取り扱う。

六甲山地の 2 次溪流数は 1,044 個所で、昭和 42 年 7 月災害時の土石流発生は 248 溪流であった。発生溪流での流下パターンを分類すると図-5 のようになる。この図で黒く塗色した所は崩壊地を表し、ほとんどの溪流で流下痕跡の最上流端に崩壊地が認められ、六甲山地における特徴的な土石流発生パターンを示している。Ⅰは、明瞭な崩壊地が認められ、溪流出口に流下痕跡の認められるパターンである。Ⅱは、明瞭な崩壊地が最上流端に認められないものの、溪流出口に流下痕跡の認められるパターンである。Ⅲは、植生のために溪流出口で流下痕

注1) 禿緒地(とくしゃち): 土壌が欠落し、植生の発達が極めて悪い、いわゆるハゲ地。

注2) 岩塔: 急傾斜した露岩地で、岩壁のように連続したものでなく、塔状に突き出た地形をいう。

図-5 土石流発生2次溪流の流下パターン

図-6 河川流域別の土石流発生率(昭和42年7月災害)

跡を判読し切れないが、上流および下流の状況より判断して発生溪流とした。IVは、流域内にダムがありそこで土石流が停止しているもので、これも発生溪流とした。

全2次溪流に対する発生比率は23.8%であり、各河川流域別にみると図-6のようになる。この図よりすると、裏六甲に較べ表六甲での発生率が高く、表六甲でも中部～東部にかけて土石流が多く発生し、地域特性を反映しているものと考えられる。

4.2 地形・地質特性と土石流発生

土石流が発生するためには、溪床に土石が堆積し、それを動かす水理条件が満足されないといけない。そこで、流域の地形・地質特性として、流域面積、流域平均勾配、比高(流域内における最高標高と最低標高との差)、0次溪流谷数、基盤地質、リニアメント、基盤岩の風化状況を取り上げ、土石流発生との関連を調べた。ここで取り上げた項目は、土石流の発生・非発生についての判別解析(数量化Ⅱ類)において重要とされた、上位7項目に相当する¹¹⁾。今回得られた結果を図-7～図-14に示した。なお、ここで対象とした2次溪流は、発生・非発生溪流から各150溪流をサンプル抽出(等間隔抽出法: サンプル精度については分散および平均値に関する検討を行っている)したものである¹²⁾。

図-7 流域面積と土石流発生率

図-8 流路平均勾配と土石流発生率

図-9 比高と土石流発生率

図-7よりすると、流域面積が大きくなると発生し易くなり、5～10 ha以上になるとその傾向が強くなる。しかし、両グループ(発生・非発生溪流)を判別するには、15～20 ha以上の溪流(発生率58%と高い)が全溪流数の約5%しかなく、流域面積単独では有効な要因とはならない。

図-8は、主流路の平均勾配を両グループについて比較したものである。平均勾配が16°～18°以上になると発生し易くなり、16°～24°の間に発生グループ全体の55%が集中している。一般に15°以上が土石流発生区間とされており¹³⁾、六甲山地においてもこれがあてはまる。しかし、非発生グループでも比率としては低いものの平均勾配の大きい溪流がある。これは平均勾配以外の要因を考慮すべきことを表している。

図-9は、流域内の最高点と最低点との差を比高とし、両グループの比較をしたものである。両グループは、150～200 mを境に傾向を異にしている。非発生グループは150～200 m以下の割合が全体の75%、発生グループは、150～200 m以上の割合が61%となっている。

比高が大きくなると土石流を発生させ易くなるといえる。比高は、上述の流域面積、流路平均勾配が溪流の流出形態を直接支配する単要因であるのに対し、流域全体の流出形態および斜面特性を加味した総合特性を示すといえる。特に、斜面特性として比高の大きいことは流域全体の山腹勾配が大きいことを表し、渓床への土石の供給量が多いものと考えられる。

図-10 は、流域内の 0 次溪流数について、両グループの傾向を見たものである。0 次溪流は谷頭部の斜面内に上流端を有する溪流で、一般に急峻である。この斜面は崩壊を起因としてより多く侵食され、後退していると考えられる。このような状況は、六甲山地の侵食小起伏面直下の谷頭部に明瞭に現れ、馬蹄型の平面形状をした谷型斜面に多数の崩壊地を有している。したがって、流域内に 0 次溪流の数が多い程、渓床へ土石をより多く供給するであろうし、また崩壊が土石流発生のトリガーとしての役目を果たすと考えられる。0 次溪流数が 20~30 本以上になると発生グループの頻度は高くなり、上述の傾向が強くなることが理解できる。しかし、20~30 本以上の発生率は 42% と高いが、この範囲の溪流数は全体の 2 割にも満たず、発生・非発生の判別をこの要因だけで行うことは無理である。

図-11 は、溪流の代表的な地質（半分以上の面積を占める地質）毎に両グループの頻度を示したものである。

図-10 0次溪流数と土石発生率

図-11 地質と土石流発生率

発生グループの大半を花崗岩類で占め、六甲山地の土石流が花崗岩類と密接な関係にあることを裏付けている。しかし、六甲花崗岩については非発生の割合も非常に高く、六甲山地での分布面積が広いことを表し、発生数は多いが必ずしも発生率が高い(23.3%)とはいえない。布引花崗閃緑岩については明らかに発生し易い(発生率は 57.8%)といえる。布引花崗閃緑岩は有色鉱物の多い花崗閃緑岩を主体とし、六甲花崗岩よりも風化され易く、山腹斜面に多くのきさ土が分布している。布引花崗閃緑岩の代表分布域は宇治川流域である。諏訪山断層以北には侵食小起伏面が広く分布し、この面に厚くきさ土が分布し、谷頭侵食が盛んに行われ、渓床に土石(粗粒砂が多い)を供給している。谷頭侵食の激しさについては、六甲山地の流域面積 1 km² 当り 0 次溪流数の平均が 135 本/km² に対し、宇治川流域では 235 本/km² と非常に多い点でも首肯できよう。ちなみに六甲花崗岩の代表的分布域である住吉川流域では 144 本/km² である。

図-12 は、溪流内に何本のリニアメントが存在するかを両グループについて示したものである。六甲山地におけるリニアメントは、断層破砕帯と良く一致しており、リニアメントの周辺部では土砂供給が盛んであることが推定される。図よりすると、リニアメントの存在しない溪流では、発生率が非常に小さく(11%), 逆にリニアメントが 3 本以上の溪流では高く(約 40%)なっている。

図-12 リニアメント数と土石流発生率

図-13 基盤岩の風化状況と土石流発生率

る。しかし、どのようなメカニズムで発生し易いのかについては今後の問題で、リニアメント長あるいは断層破砕帯の性状との関係を調べる必要がある。

図-13は、基盤岩の風化状況と両グループの傾向とを比較したものである。ここでは、風化状況の要因として、溪流内に深層風化帯が分布しているか、禿緒地・岩塔が分布しているかを問題とした。禿緒地・岩塔もなく、深層風化帯も分布しない溪流の発生率は非常に小さく(約12%)、禿緒地・岩塔のある溪流で発生率が比較的高く(約30%)になっている。禿緒地・岩塔のある代表的地域である住吉川黒岩谷では、特異な土砂礫の供給パターン(崖錐状、コーン状)が見られ、禿緒地・岩塔を有する斜面直下に多量の岩屑を集積させ、これが土石流発生に関係する場合があると考えられる。深層風化帯の分布状況で見ると、分布する場合の発生率は24%、しない場合で22%となっている。しかしこの要因に関しては、溪流と深層風化帯の分布との相対的位置が問題となる。そこで深層風化帯が分布する全溪流について、流路平均勾配との相関を取ると、図-14に示す点線のような発生率となり、同じ方法で深層風化帯の分布しない場合の発生率は鎖線のようにになる。このように流路平均勾配が大きくなると発生率は高くなり、深層風化帯が分布していると、その傾向が一層強くなる。

図-14 深層風化帯の分布状況と土石流発生率

5. 土石流の流下様式

昭和42年7月災害直後の航空写真判読によれば、谷頭あるいは山ひだでの崩壊が多く認められ、その崩壊地からの土砂移動はより高次の溪流へ連続するというパターンを示している^{14), 15)}。そこで土石流の流下様式は、水系次数という基本的地形特性をベースに考えることができる。水系図をもとに六甲山地の代表的な流域について水系の分岐比を調べると、表-1のようになる。この表よりいずれの流域もほぼ同程度の分岐比となっており平均的には0次:1次:2次水系の比率は21:4.5:1で

表-1 六甲山地の代表河川流域における谷分岐比及び土石流の発生率、流下率

	谷分岐比 $N(n)/N(n+1)$		発生率 $P(n) \%$			流下率 $G(n \rightarrow n+1) \%$		単独発生率 $P_o(n) \%$	
	$N(0)/N(1)$	$N(1)/N(2)$	$P(0)$	$P(1)$	$P(2)$	$G(0 \rightarrow 1)$	$G(1 \rightarrow 2)$	$P_o(1)$	$P_o(2)$
有野川	4.4	4.3	8.4	16.0	19.4	85	80	2	0
芦屋川	5.3	4.6	3.9	8.0	13.5	91	89	3	2
住吉川	4.5	4.9	11.9	23.4	49.3	80	84	5	11
西郷川	4.8	3.2	15.3	23.3	42.9	83	82	5	0
宇治川	4.8	4.4	22.8	35.6	67.7	81	88	7	7
平均値	4.8	4.3	12.5	23.3	38.6	84	85	4	4

n : n 次溪流

$P_{(0)}$: 0次崩壊発生率(0次溪流での崩壊数/0次溪流数)

有野川については柴小場堰堤上流域のデータ。

西郷川については青谷のデータ。

図-15 六甲山地における水系分岐パターン

ある。この比率は通常の分岐比¹⁴⁾ 25:5:1にほぼ近い数値となっている。この分岐比は5本の1次水系(溪流)が1本の2次水系(溪流)に連続していることを意味するのではなく、あくまで流域全体の相対的比率を示し、実際の水系分岐パターンは図-15のごとくとなっている。

代表5河川における水系パターン上で、土石流の発生、流下様式を検討すると表-1のようになる。ここで、0次溪流については、土石流発生と崩壊発生を同一に扱い、1次溪流における土石流発生の定義は、2次溪流についてと同様に、溪流下流端で土砂の移動した痕跡が認められた場合を発生とする。発生率 $P(n)$ とは n 次の溪

流本数 $N(n)$ のうち何 % の溪流本数で土石流が発生しているかを表す。この発生した土石流は、0 次溪流から 1 次溪流、1 次溪流から 2 次溪流へと連続して流下している。今、 n 次溪流で発生した土石流のうち何 % が、 $(n+1)$ 次溪流に連続して流下・発生しているかを流下率 G と定義し、各流域で計測すると表-1 に示すようにほぼ一定の流下率 G [$0 \rightarrow 1$]=84%, G [$1 \rightarrow 2$]=85% になる。また、上流（低次溪流）からの流入がない土石流の発生を単独発生とし、発生率と同じように単独発生率 $p_{0(n)}$ を定義すると、表-1 のごとくなる [$P_{(0)}=p_{0(0)}$ となる]。ここでいう単独発生は、高橋のいう溪床堆積物上に表面流が生じて発生する土石流パターン⁹⁾に近いものであろう。

ここで、 $(n+1)$ 次溪流における土石流発生本数は $N_{(n+1)} \cdot P_{(n+1)}$ であるが、これと単独発生率、流下率を使って $N_{(n+1)} \cdot P_{(n+1)}$ を表すと、

$$N_{(n+1)} \cdot P_{(n+1)} = p_{0(n+1)} \cdot N_{(n+1)} + N_{(n)} \cdot P_{(n)} \cdot G \quad [(n) \rightarrow (n+1)] \cdot X_{(n+1)} \dots \dots \dots (1)$$

となる、但し、 $X_{(n+1)}$ を谷分岐パターンに関する補正係数とする。

両辺を $N_{(n+1)} \cdot P_{(n)}$ で除すと、

$$\frac{P_{(n+1)}}{P_{(n)}} = \frac{p_{0(n+1)}}{P_{(n)}} + \frac{N_{(n)}}{N_{(n+1)}} \cdot G \quad [(n) \rightarrow (n+1)] \cdot X_{(n+1)} \dots \dots (2)$$

となる。ここで補正係数 $X_{(n+1)}$ は、六甲山地の場合 $X_{(1)}=0.38$, $X_{(2)}=0.41$ となる。このように 0 次溪流における崩壊発生率 $P_{(0)}$ および単独発生率 $p_{0(n+1)}$ が与えられれば、(2) 式により 1 次溪流の、さらに 2 次溪流の土石流発生率が確定することとなる。

6. ま と め

本論文では、昭和 42 年 7 月に六甲山地で発生した土石流を対象に、発生条件としての地形、地質特性について考察し、土石流の流下様式に一定の規則性があることを示した。これ等の結果をまとめると以下のようになる。

- 1) 2 次の溪流で土石流が発生し易くなる地形特性を列記すると以下のようになる。ただし、これ等単独では土石流の発生・非発生を判別する有効な特性とされない。

- ・流域面積が 5~10 ha 以上となる。
- ・主流路の平均勾配が $16^\circ \sim 18^\circ$ 以上となる。
- ・流域内の最高と最低の標高差が 150~200 m 以上

となる。

- ・溪流内の 0 次谷数が 20~30 本以上になる。

- 2) 2 次の溪流で土石流が発生し易くなる地質特性を列記すると以下のようになる。ただし、これ等単独では土石流の発生・非発生を判別する有効な特性とされない。

- ・布引花崗閃緑岩が分布する。
- ・リニアメントが流域内に 3 本以上ある。
- ・禿緒地・岩塔が存在する。
- ・深層風化帯の分布が、溪流内の上流域にある。

- 3) 今回取扱った要因は全て 2 次溪流の平均的特性であり、直接的に土石流発生と結びつくものではなく、土石流発生の器としての特性を明らかにしたものである。同一の器の中で土石流は繰り返し発生するものであろうから、やはり溪床堆積物のあり方を議論すべきである。今回は航空写真判読上の制約で堆積物のあり方と土石流との関係については考察しなかったが、今後の課題である。

7. 謝 辞

本研究には、建設省六甲砂防工事事務所で実施された調査結果の一部を使用させて頂きました。資料の使用について御配慮賜った、成田久夫元所長、堀内成郎元調査係長に深く感謝の意を表わします。

京都大学農学部武居有恒教授には終始懇切丁寧な御助言、御指導を賜りました。ここに深く感謝申しあげます。大阪市立大学平野昌繁助教授には、地形、地質特性の記載、特にリニアメントの判読には直接御協力いただきました。ここに感謝の意を表わします。

本論文をまとめるに際しては、広島大学楠谷悟教授、竹野節夫助教授に御助言、御指導を賜りました深く感謝致します。

参 考 文 献

- 1) 藤田和夫 (1983): 日本の地形形成論, 蒼樹書房 pp. 168-169
- 2) 建設省六甲砂防工事事務所 (1974): 六甲三十年史
- 3) 神戸市企画局 (1971): 六甲山地とその周辺の地質
- 4) 高山茂美 (1974): 河川地形, 共立出版, p. 23, p. 25
- 5) 武居有恒 (1982): 地すべり・崩壊・土石流——予測と対策——, 鹿島出版会, pp. 158-191
- 6) 建設省国土地理院 (1966): 土地条件調査報告書「京都, 播磨地域」, 付図-32

- 7) 柿谷 悟 (1974): 広島県における花崗岩の風化と地形, 地理科学, 21 号, pp. 1-10
 - 8) 芦田和男, 高橋保, 道上正規 (1983): 河川の土砂災害と対策, 森北出版, pp. 55-60
 - 9) 高橋 保 (1978): 土石流の発生と流動の機構, 土と基礎, 26-6 (244), pp. 45-50
 - 10) 建設省吉野川砂防工事事務所, 砂防地すべり技術センター (1976): 仁淀川土砂害対策調査報告書
 - 11) 建設省六甲砂防工事事務所 (1977, 78): 六甲山系土石流危険渓流区域調査業務報告書
 - 12) 斉藤金一郎, 浅井 晃 (1951): 標本調査の設計, 培風館, pp. 45-48
 - 13) 建設省河川局砂防部 (1978): 土石流危険渓流および危険区域調査要領(案)
 - 14) 小橋澄治, 武居有恒, 仲野公章 (1977): 土石流発生の場合とその条件 (2), 新砂防 106, No. 3, pp. 1-6
 - 15) 低引洋隆, 小橋澄治, 武居有恒, 平野昌繁, 今西欣也 (1978): 六甲山系土石流災害の検討 (2), 昭和 53 年度砂防学会研究発表会概要集, pp. 102-103
- (昭和 60 年 12 月 27 日受付, 昭和 61 年 6 月 3 日受理)