

1974年台風18号による四国中央部の山地崩壊の実態

古 谷 尊 彦

CENTRAL SHIKOKU'S LANDSLIDES CAUSED BY THE HEAVY RAIN WHICH CAME ON THE 18TH TYPHOON IN 1974

By *Takahiko FURUYA*

Synopsis

The 18th typhoon in 1974 carried heavy rain with it, and a lot of mountains in Shikoku were damaged by landslides. The writer has walked around to see what are the actual condition of landslides in central Shikoku, and obtained results as follows.

1) The landslides have two types; a small scale of landslide and a debris flow, and they are closely connected with the geological condition of the mountains around.

2) From a geomorphological viewpoint, the landslides are largely seen in areas with a steep slope and a high valley density.

3) The greater part of the small scale of landslides occurred at the zero order valley.

1. は し め に

昭和49年9月2日に台湾の東海上で弱い熱帯低気圧が発生し、東進しながら発達して9月5日3時に北緯25.5度、東経131.0度の南大東島付近で台風18号に発達した。その後、進路を北西方向にとり6日には沖縄近海に近づき、7日には名瀬の西方約200kmの海上に達して、方向を北東にとり、8日には九州南西海上に進み、20時ごろ鹿児島県枕崎付近に上陸し、豊後水道へ出て、9日4時すぎに宇和島北方に再上陸した。その後東から南東に向きを変え、6時ごろ土佐湾に出て温帯低気圧に衰弱した。さらに北東に進み、9時すぎに大阪湾付近に発生した別の温帯低気圧に吸収され消滅している。

この台風は最盛期に中心気圧975mb、最大風速35m/sを有した小型の並の台風であった。しかし、この台風が四国に上陸した時には、日本海からゆっくり南下してきた前線が四国中部に停滞しており、台風によってもたらされた降雨と台風によって前線が刺激され、それによってもたらされた強雨があわさって多量の降雨をみるにいたり、被害が増大した。ことに、四国中央部では山地崩壊が顕著で主要河川の下流では洪水にみまわれた。これらの被害総額は数10億円に達するといわれる。最も顕著な山地崩壊現象による被害は四国の動脈土讃線、国道32号線への山崩れ・砂石流による土砂の流出、また、路床の欠壊などによるほぼ2週間にわたる交通の途絶などである。これらの被害をひきおこした山地崩壊現象について、斜面崩壊・砂石流の多発した四国中央部の大歩危・小歩危周辺、祖谷溪周辺地域について現地調査を行ない、それら被害をもたらした崩壊・砂石流の発生について地形的・地質的な条件の考察を試みた。以下に報告する。

2. 台風18号による降雨量の分布

台風18号の通過に伴って降った雨量は降りはじめから終了までの調査地域の最大値567mmが記録されている。最低値でも200mm以上である。それらの分布はFig. 1に示される。雨量の多い地域は徳島県東祖谷の南部と、徳島県池田町の東部から高知県豊永を結ぶ線を軸にした部分である。両者ともほぼ400mm以上の地域になる。

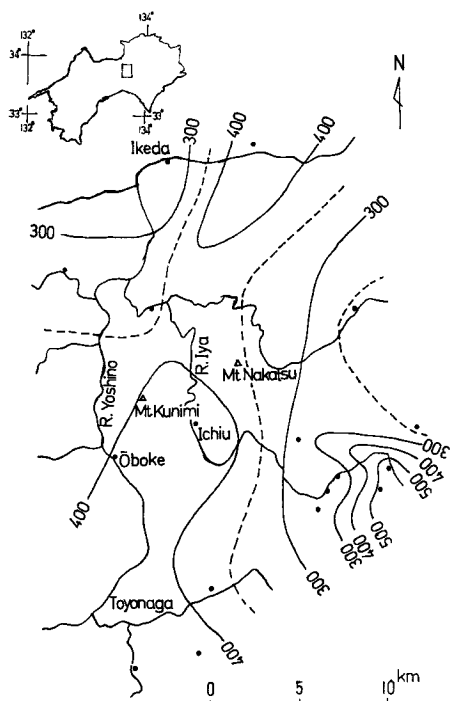


Fig. 1 The distribution of the maximum precipitation in the 18th typhoon in 1974. The contour lines are marked with the millimeter

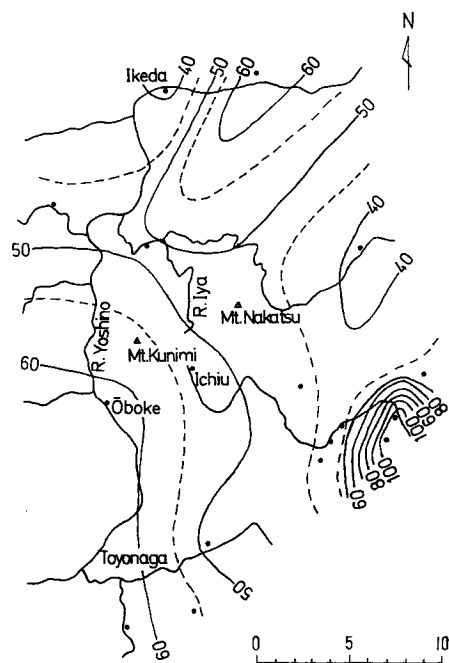


Fig. 2 The distribution of the maximum precipitation per hour in the 18th typhoon in 1974. The contour lines are marked with the millimeter

時間最大降雨量もほぼ総降雨量の分布傾向と類似し、徳島県池田町東部から高知県豊永付近を結ぶ線上と、東祖谷の南部に集中しており、特に東祖谷山村西山では 116 mm を記録している (Fig. 2)。

崩壊現象の多発した吉野川・祖谷川の横谷部付近はいずれも総降雨量 350 mm 以上、時間最大降雨量 50 mm に達している。ことに大歩危周辺では時間最大降雨量 60 mm 以上を示している。なお、総降雨量の最大値、時間最大降雨量値を観測した東祖谷の南部は崩壊調査した対象地域外である。

3. 調査地域の地形地質

調査地域の地質は主として砂質片岩・泥質片岩・塩基性片岩・珪質片岩などの三波川結晶岩類から構成され、四国の帯状構造に支配され、それぞれ特徴ある分布を示している (Fig. 3)。砂質片岩は大歩危峡・小歩危峡・祖谷溪を中心に広く分布し、泥質片岩はその砂質片岩の南北両縁に東西に帯状分布している。また、南縁の泥質片岩地帯のほぼ中央部に南北約 4 km の幅で珪質片岩・泥質片岩・塩基性片岩が互層して分布する。泥質片岩の分布地域は岩屑の分布が広い。

地質構造はほぼ東西方向の帯状構造で背斜向斜のくりかえしと、数条の断層の発達である。主要背斜構造は大歩危峡の堂床付近から祖谷溪をへて日比原にのびる背斜軸である。向斜軸は大歩危背斜の北側では白川口付近、南側では土日浦付近に存在する。

主要な断層は祖谷口付近に発達するもの、一字から大歩危の南にのびる線、Fig. 3 の南縁部の有瀬付近より東へ延びる線などがあり、いずれも泥質片岩の発達する地域に当る。

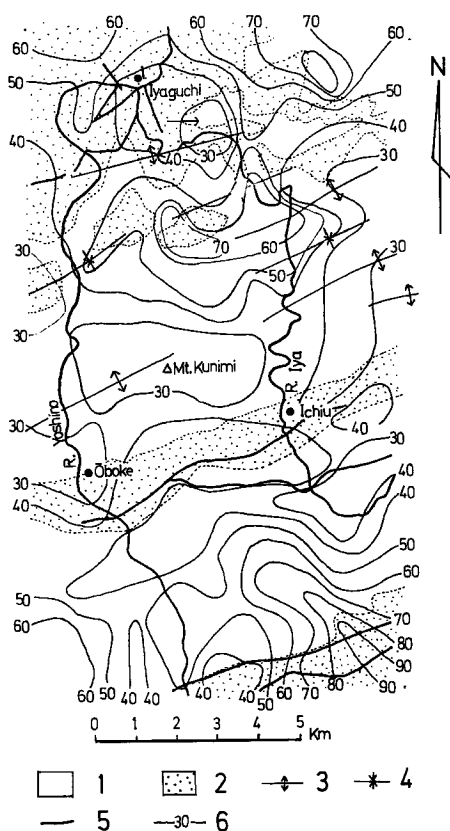


Fig. 3 The relationship between the valley density and the geological condition

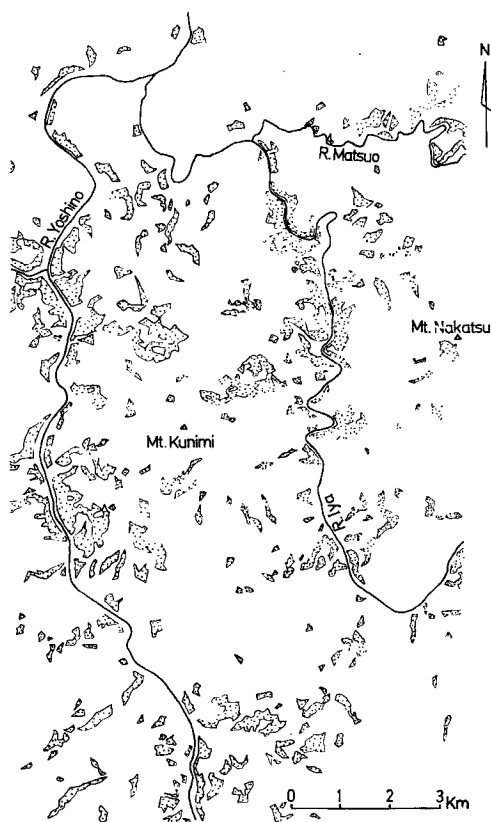


Fig. 4 The distribution map of the areas with a steep slope of more than 40 degree

地形は最高高度海拔1409mを示す国見山を中心に一般に急峻な山岳形を呈し、それらを解体する地質構造に直交する南北方向流路の吉野川・祖谷川はいずれも著しい峡谷形を呈している。段丘の発達は祖谷口、一字、西宇に小規模に認められるのみである。

傾斜の分布は全体に東西方向の谷壁と南北方向の谷壁では異なり、南北方向の谷壁が急傾斜面の傾向にある (Fig. 4)。最も顕著な例は吉野川の大步危・小歩危の峡谷および南日浦付近と、祖谷溪の祖谷川と松尾川の合流点から善徳付近まで、 40° 以上の高傾斜の分布が広い (Fig. 4)。また、調査地域の出合から国政を結ぶ線から北側と、一字から大步危を結ぶ線から南側は、全体に 20° 前後の傾斜の分布が広い。特に北側では低傾斜の傾向が強く、大和川や黒沢の低平な河間地を有する谷の発達がみられる。前記の2つの地域にはさまる国見山・中津山の周辺部では吉野川・祖谷川の谷壁部の 40° 以上の傾斜より多少低い $30^\circ \sim 40^\circ$ の傾斜分布が広がる。しかし、尾根筋や大きな支谷底などではしばしば長狭な 10° 前後の低傾斜の分布が認められる。これらの傾斜分布の特徴は、砂質片岩の分布地域で相対的に高い傾斜、泥質片岩を主とし砂質片岩・塩基性片岩・珪質片岩などの互層する地域は相対的に低い傾斜の分布する傾向を示す。

吉野川・祖谷川から派生し、山地を解体する支谷は Fig. 3 に示すように、 1 km^2 当り90に達する地域もあり、全体として $40 \sim 50$ が多くなっている (谷密度は 1 km^2 当り谷の総数を取っている)。谷密度の高い部分は祖谷川流域では砂質片岩地域と泥質片岩地域の境界付近で背斜向斜のくりかえしがみられる部分に当る。また、

Fig. 3 の南東の隈の泥質片岩と断層構造の発達した部分にある。大歩危背斜の部分では低谷密度地域である。大歩危より南部の砂質片岩・泥質片岩・珪質片岩・塩基性片岩互層地帯でも、低谷密度地域になっている。調査地域の全体の傾向としては泥質片岩地域に谷密度が高い傾向にある。泥質片岩の広く発達する祖谷口周辺地帯、一字から大歩危に至る地帯は顕著な地すべり地形の発達する地域となっている。

4. 崩壊地の分布特性

今回発生した崩壊現象は主に2つの現象に分けられる。1つは山地の斜面や急崖部に発生している小規模な崩壊現象（主として山崩れ）と他は小支谷に発生した砂石流（**Fig. 8** の粒度分布参照）である。これらの分布

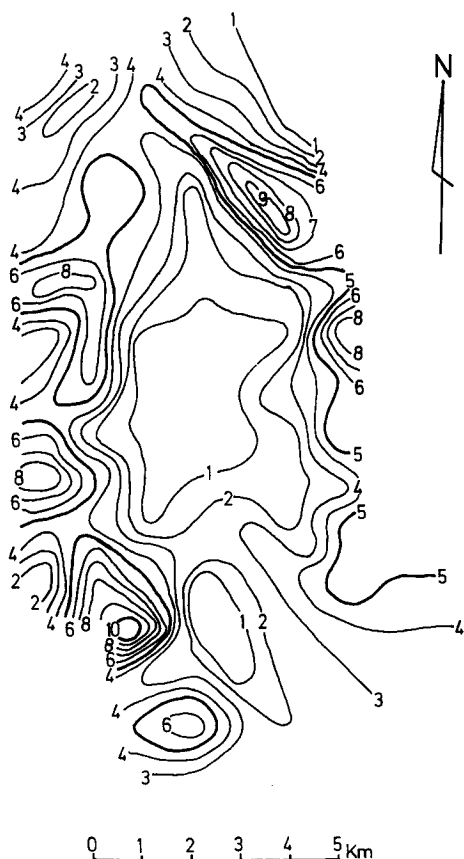


Fig. 5 The distribution density of a small scale of landslides and debris flows. The density is shown by the number of a small scale of landslides and debris flows per 1 km²

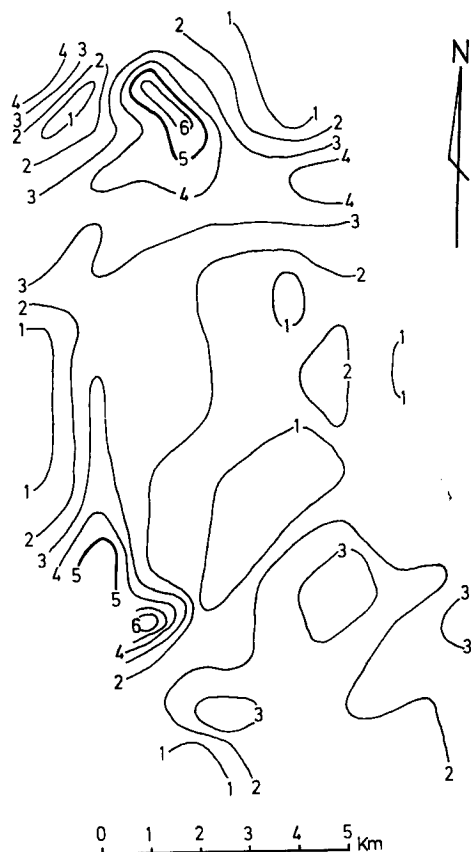


Fig. 6 The distribution density of a small scale of landslides. The density is shown by the number of a small scale of landslides

は **Fig. 5**～**7** に密度分布図として示した（1/2.5 万地形図上で 1 km² 当り崩壊箇所、砂石流の数で示した）。崩壊地数は小崩壊137箇所、砂石流67箇所である。

Fig. 5 は小崩壊と砂石流の両者を図示してある。これによれば発生密度の高い地域は祖谷川流域で出合付近、吉野川本流域で小歩危の北側、大歩危周辺である。これらの地域は谷密度分布（**Fig. 3**）、傾斜分布（**Fig. 4**）

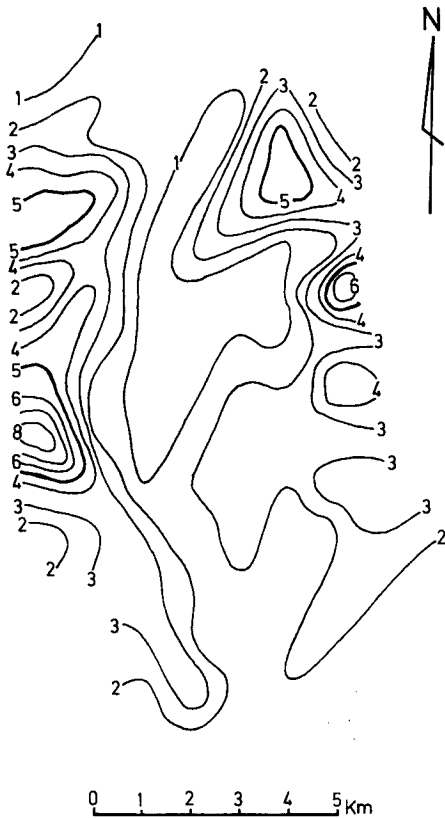


Fig. 7 The distribution density of debris flows. The density is shown by the number of debris flows per 1 km²

口に発生（全体の80.6%）していることになり、それ以外はわずかである（19.4%）。砂石流の発生部分の傾斜は7°～88°の範囲（1/2.5万地形図から算出）にあり、66個所の平均値で29.1°を示す。また、砂石流の発生した谷の67個所の平均傾斜の値は28.9°である。このほか、砂石流の発生した谷の形態はしばしば遷移点を有しており、その遷移点の上部・下部・それと無関係なものとしてわけて考えると、上部からは7.5%、下部から76.1%、無関係なもの16.4%となっている。このことから当然砂石流発生と谷の遷移点の関係が考えられる。

一般に考えられている（大矢1972）⁴⁾ように斜面形を凸形・凹形・直線形に分けてみると凸傾斜部64.2%、主として凸形と凹形の変換点付近、凹傾斜部4.5%、直線形の部分には存在しないという結果であり、それらにまったく無関係なもの31.3%となった。砂石流の発生した谷の縦断面形は凸・凹・直線のいずれもが存在するが、それらの占める割合は凸形43.1%（直線形のものの下部に凸形を含むものをも含めている）。凹形43.1%、直線形13.8%である。なお、比較の意味で砂石流の発生しなかった谷の縦断面形については凹形50%、凸形25%、直線形25%となっている。砂石流の未発生の方の方がやや凹形の谷が多い傾向にある。

砂石流の未発生の方の河床の傾斜は10°～30°の範囲にあり、それらの平均値は21.7°で砂石流の発生した谷の傾斜に比較し、低い傾向にある。しかし、谷形・谷床傾斜とも個々の事例を取りあげれば、それらの異いが必ずしも砂石流の発生条件とはいえない。また、斜面の堆積物との関係では、岩屑斜面（主として地すべり地）

と比較してみれば明らかなように谷密度が高く、かつ急な傾斜を示す地域と一致している。

現象ごとの分布を見ると、小崩壊は祖谷口周辺と大歩危の南部に集中する（Fig. 6）。これらの場所は泥質片岩の広く分布する地域であり（Fig. 3）、また、岩屑性堆積物の広く分布する斜面が広がっている。砂石流は祖谷川流域で出合のやや南側、祖谷溪の部分、吉野川流域で白川口付近、小歩危峡・大歩危峡付近に集中する（Fig. 7）。これらの地域は砂質片岩の分布地域と、砂質片岩地域と泥質片岩の分布を主とする地域の境界付近に当たる（Fig. 3）。前者の集中地域は大歩危背斜の軸部を吉野川と祖谷川が切る部分であり、後者の集中地域は大歩危背斜の北部に発達する向斜軸付近に当たる。これらの崩壊現象の分布は明らかに地質的条件によって異なるようである。

次に個々の小崩壊、砂石流の発生個所の特徴を述べると次の点が指摘できる。小崩壊は①小支谷（谷頭を含む）、②山腹斜面（横断面形でみて平らな）、③溪岸部、④人工の崖・段丘等の急崖に発生が認められる。それらは総計137個所のうち、それぞれ①58.4%、②21.9%、③4.4%、④15.3%の割合である。谷頭を含んだ小支谷はV字型をした明瞭な谷でなく、むしろ横断面形でみてわずかに凹形を示す程度の谷がほとんどである（塚本1973, 1974の0次谷）^{1), 2)}。また、溪岸侵蝕に関係した崩壊が少ない。

一方、砂石流の発生個所の特徴はいずれも小支谷の下部（田村1974のHead floor からchannelwayの部分に相当すると思われる）³⁾。従って、その多くは集水域の出

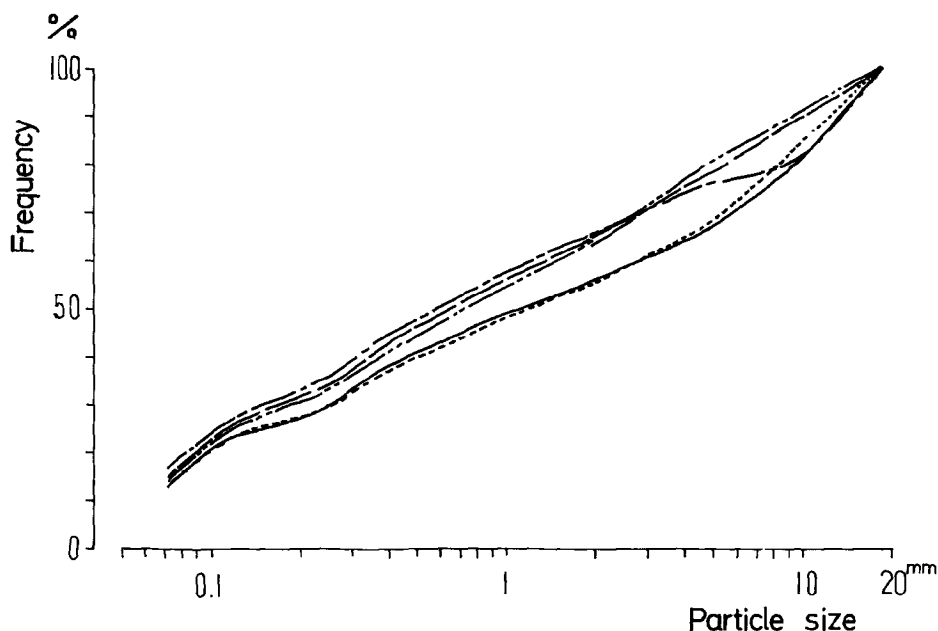


Fig. 8 The distribution of a particle size of material composing the debris flows

を切って発生している砂石流は15.2%, 岩屑斜面とは無関係なもの84.8%となっている。多量の岩屑の存在が砂石流の発生に大きく影響しているというわけでもない。

一方、羽田野 (1974)⁵⁾ は削剥部の平均傾斜 S と集水域の平均奥行との関係に $F = S \times a^{1/3}$ という逆相関の関係があり、 F の値は崩壊の型によって異なるらしいと述べている。今回発生した砂石流は羽田野 (1974) の考えとはほぼ同様の関係があると考えられるので、谷床の傾斜と集水面積の関係、谷床の傾斜と主谷の長さとの関係について図示した。その結果は Fig. 9~11 のようになる。しかし、それらの関係はやや逆相関の関係にあ

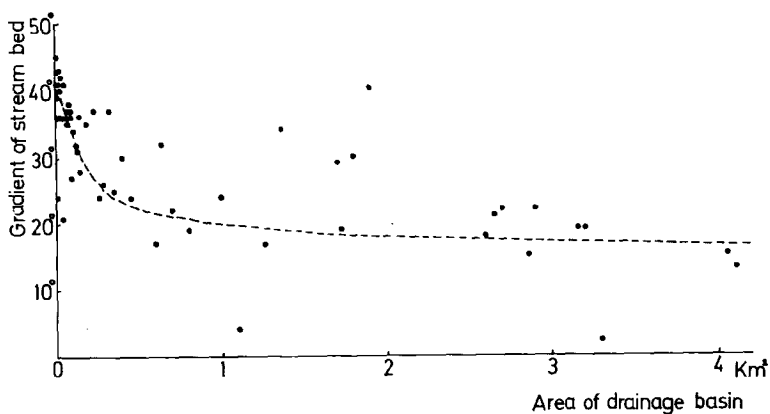


Fig. 9 The relationship between the area of the drainage basins and the gradient of the stream beds where the debris flows are found

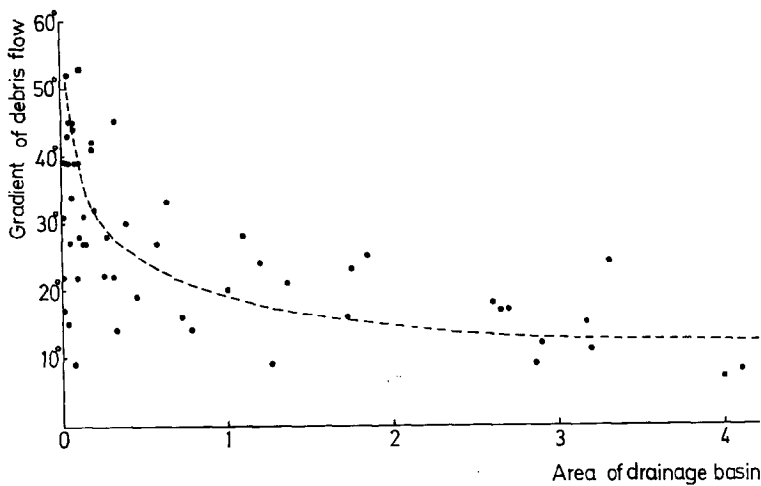


Fig. 10 The relationship between the area of the drainage basins and the gradient of the debris flows

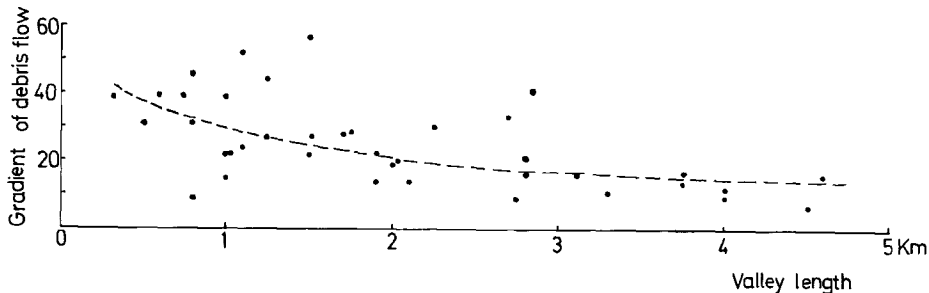


Fig. 11 The relationship between the length of the valleys and the gradient of the debris flows

るらしいという程度にしかならなかった。たとえ逆相関があったとしてもそれ以外の谷に砂石流が発生しないという保障はない。従って、これらのことよりも砂石流の発生に関して小流域内の土砂礫の生産状態と降水量の排水に伴う掃流力（流域内の形状・土壌の保水能・植生など影響）が重要と考えられ、崩壊については土（岩屑をふくめた）の性質とおかれた地形環境（水分的条件もふくめた）が重要であると考えられる。

このほか、一字から大歩位に至る県営祖谷溪有料道路に沿って多数の崩壊現象がみられるが、それらのほとんどが最近人為作用を加えた場所であり（1974年4月開通）、崩壊現象の分布図（Fig. 5～7）からはのぞいてある。しかし、崩壊地数は68箇所あり、切り取り斜面に80.9%、それ以外の部分に19.1%となっている。路面の沈下は16箇所あり、うち3箇所が欠壊している。路面沈下はいずれも盛土に関係している。

5. ま と め

1974年台風18号によって四国中央部に発生した崩壊現象は小規模崩壊と砂石流とであり、以下のようにまとめることができる。これら崩壊現象は地質と地形に密接に関係している。地質的には小規模崩壊は基岩が泥質片岩を主とし、岩屑の広く分布する地域に、砂石流は基岩が砂質片岩から構成される地域に多く発生している。地形的には、崩壊現象そのものが急傾斜で、谷密度の高い地域に集中している。小規模崩壊の大半は小支谷に

発生していて、塚本(1973, 1974)の述べる0次谷に多くなっている。砂石流は大部分(全体の8割)小支谷の下流部に発生し、ことに遷移点より下流に集中する傾向がある。これらのことから今後の地形的・地質的な山地崩壊現象に関する調査に当っては、各小支流域の微小地形の分類を行ない、それと崩壊現象の対応関係を調べる必要がある。

謝 辞

本調査をするに当って、建設省吉野川砂防工事事務所および池田国道出張所の諸官、また、徳島県池田土木事務所の諸官にお世話になった。記して謝意を表する。

参 考 文 献

- 1) 塚本良則：豪雨型山崩れにみられる2, 3の特性について, 第10回災害科学総合シンポジウム講演論文集, 1973, pp. 303~306.
- 2) 塚本良則：豪雨型山崩れに関する1, 2の考察, 第11回災害科学総合シンポジウム講演論文集, 1974, pp. 46~47.
- 3) 田村俊和：谷頭部の微地形構成, 東北地理, Vol. 26, No. 4, 1974, pp. 189~199.
- 4) 大矢雅彦：木曽川流域崩壊地形分類図について, 地図, Vol. 10, No. 3, 1972, pp. 7~14.
- 5) 羽田野誠一：崩壊性地形(その1), 土と基礎, Vol. 22, No. 9, 1974, pp. 77~84.
- 6) 羽田野誠一：崩壊性地形(その2), 土と基礎, Vol. 22, No. 11, 1974, pp. 85~93.