

## 豪雨時の山腹崩壊に関する資料解析的研究

芦田 和男・江頭 進治・青井 博志

### DATA ANALYSIS ON SLOPE FAILURE BY HEAVY RAIN

By Kazuo ASHIDA, Shinji EGASHIRA and Hiroshi AOI

#### Synopsis

The rainfall conditions and geographical features on slope failure are analyzed by using the field data.

The rainfall condition for the occurrence of slope failure or debris flow is clearly demonstrated on a plane of maximum hourly precipitation and daily or total precipitation by grouping the geological conditions. Not only the condition for the occurrence of slope failure but also the density are determined by the rainfall intensity and total precipitation, of which relation is different from place by place due to the difference of the resisting force.

A lot of information is obtained concerning the geographical features on slope failure. The geographical condition for the occurrence of slope failure is clearly demonstrated in the watershed area and slope angle. The slope failure is apt to occur at the slope steeper than 30° and at the place where the slope angle changes downward from steep to mild.

#### 1. 諸 言

豪雨により発生する土砂災害は、顕在化の一途をたどり、とりわけ土石流による被害は、甚大なものとなっている。これには、わが国の自然的な条件に加えて最近における山間部丘陵地域の開発等による人間生活の拡大が原因していると言える。

崩壊の発生はそれ自体、災害の発生原因となるが、さらに土石流に発達する場合も多く、この場合には被害は拡大する。したがって、崩壊発生の予測は、防災対策上とくに避難予警報システムの確立の上で極めて重要な課題である。

山腹崩壊には多くの要因が関係するが、その直接的な誘因は気象条件である。また、地形的条件も崩壊の発生には大きな関係を持っていると考えられる。本研究では山腹崩壊発生の予測を行うことを目的として、山腹崩壊に対する降雨条件や崩壊と地形特性との関係を既往の災害資料をもとに検討する。しかし、既往の災害資料では、崩壊と土石流の区別が必ずしも明確につかない場合が多い。第2章で山腹崩壊と降雨特性の関係を述べているが、この中の土砂災害の事例中には、土石流によるものもかなり含まれている。

#### 2. 山腹崩壊と降雨特性

##### 2.1 災害事例における降雨特性

山腹崩壊がどのような降雨条件で発生するかは重要な課題である。そこで過去の土砂災害をもたらした事例の降雨資料より検討を行う。Fig. 1は、過去の土砂災害をもたらした最大日雨量と最大時間雨量を示したものである。用いた資料は次のとおりである。

昭和41年西湖地区<sup>1)</sup> 災害, 昭和42年荒川<sup>2)</sup>・太川<sup>3)</sup>・六甲山系<sup>3)</sup>・呉地区<sup>4)</sup>・五島列島<sup>4)</sup>・有田川<sup>5)</sup> 災害, 昭

和44年只見川<sup>6)</sup>・外波川<sup>7)</sup>・黒部川<sup>4)</sup>・常願寺川<sup>8)</sup>・柿畑川<sup>9)</sup> 災害, 昭和46年小豆島災害<sup>5)</sup>, 昭和47年米代川<sup>10)</sup>・西丹沢<sup>11)</sup>・小原村<sup>9)</sup>・天草上島<sup>4)</sup> 災害, 昭和57年長崎<sup>12)</sup>・南河内<sup>13)</sup> 災害, 昭和58年島根(三隅町) 災害。

以上の災害事例において, 降雨量についてはその災害発生箇所の近傍の観測点による降雨量を用いた。ただし, 昭和58年島根災害は島根県の観測資料によった。

また, 地質区分についてはその災害が発生した地域の代表的なものをを用いた。さらに, 図中の比率は日雨量に対する最大時間雨量の時間的集中度(時間的集中度40%は, 1時間で日雨量の40%が降ることを意味する)を表わしている。**Fig. 1**によれば, 土砂災害は, 日雨量が170 mm以上, 最大時間雨量30 mm/hr以上のところで発生している。また, 土砂災害をもたらした豪雨の時間的集中度は, 10~40%の範囲にある。磯野<sup>14)</sup>による日本各地の観測点の最大日雨量と最大時間量は **Fig. 1** とほぼ同じ範囲にあるが, このときの最大時間雨量と最大日雨量の発生日が必ずしも同じではないのに対して, 土砂災害をもたらした降雨は最大日雨量と最大時間雨量の発生日が大部分同じであることから, その集中度は大きく, 短期的な集中豪雨が土砂災害をもたらしていると言える。

次に崩壊が最強雨時に発生したものとして, 地質別に崩壊と降雨条件との関係を推察する。まず, 花崗岩類地域では, 他の地質に比べ同じ日雨量でも降雨強度が全体的に小さいところでの発生がみられる。これは, 花崗岩類の崩壊に対する抵抗特性が小さいことによるものと思われる。

堆積岩類の地域での発生降雨条件は, 花崗岩地域のそれに比べて全体的には雨量強度が若干高く, これは花崗岩類に比べ崩壊に対する場の抵抗性が高いことを示している。しかし, 発生降雨域は広い範囲に分布しており, 花崗岩域とはほぼ同じ雨量強度で土砂災害が発生している所もあるので注意を要す。変成岩類(花崗岩類を除く)及び, 火成岩類の地域での発生事例は少なく, 他の地質との比較は出来ないが, 発生事例が少ないことや, 発生した地域での降雨は他の地質に対して, 日雨量・降雨強度とも大きな値を示しているこ

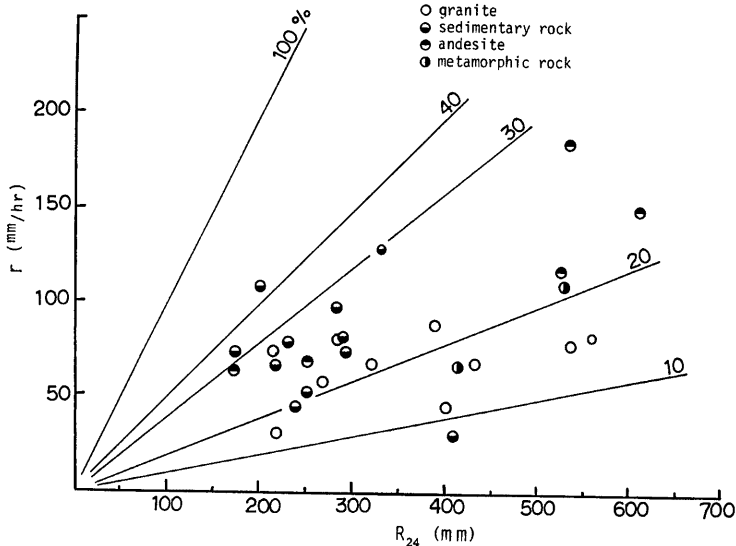


Fig. 1 Maximum hourly and daily precipitation in the past sediment disaster. The number in the figure indicates a percentage of hourly precipitation to daily one.

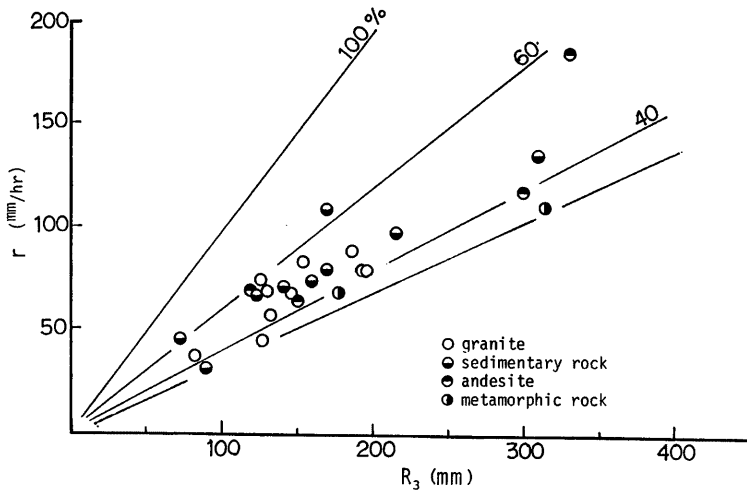


Fig. 2 Maximum hourly and 3 hours precipitation in the past sediment disaster. The number in the figure indicates a percentage of hourly precipitation to 3 hours precipitation.

とから、この地域においては、花崗岩・堆積岩類に比べ崩壊に対する抵抗力は大きいと考えられる。

次に、土砂災害をもたらした最大時間雨量と最大3時間雨量とを Fig. 2 に示す。従来土砂災害に対する予測法として時間雨量と連続雨量等がもちいられてきたが、連続雨量よりは3時間雨量のようなより短期的な情報が有用であるとも考えられる。そこで、最大3時間雨量に対する過去の災害事例の特性を検討する。図より、災害の発生している最大3時間雨量は70 mm 以上である。これは先に述べた最大日雨量170 mmと比較すると、最大3時間雨量が日雨量の約40%以上を占める結果となる。このことは、過去の災害をもたらした降雨特性は、その大部分が短期的な集中豪雨であり、最大3時間雨量に集約されていると思われる。また、地質別には先に述べたように、花崗岩・堆積岩の地域で災害が発生しやすい傾向が見られる。

以上のことから、崩壊・土石流等の土砂災害に対する降雨条件として、ある程度以上の時間雨量と連続雨量が必要である事がわかる。しかしながら、土砂災害に対する予報に必要な警戒避難の基準雨量は、崩壊の発生するまでの降雨量であり、また崩壊を直接支配するパラメータである斜面勾配や土層強度等を考慮した基準雨量が必要と考えられるが、本研究では、花崗岩・堆積岩類の地域では時間雨量30 mm/hr 以上、3時間雨量70 mm 以上で日雨量170 mm 以上が土砂災害発生基準雨量の目安になることがわかった。また、安山岩や変成岩の地域は花崗岩・堆積岩の地域に比べて土砂災害の発生限界雨量は大きい。資料数が少ないので断定できないが、限界時間雨量は60~70 mm/hr である。

## 2.2 崩壊密度と降雨特性

前項では、土砂災害をもたらした降雨条件をもとに、発生危険雨量を地質別に検討したが、ここではさらに詳しくみるために、その地域における崩壊に対する場の抵抗力としての指標である崩壊個数密度(個/km<sup>2</sup>)と降雨特性との関係をみてみる。

崩壊に対する斜面の抵抗力の相異は、同一の降雨条件に対する崩壊個数密度の差としてあらわれる。すなわち抵抗力の小さい所ほど崩壊密度は大きくなる。この関係を調べるため、昭和49年、昭和51年の小豆島災害<sup>15)</sup>と昭和57年の長崎災害<sup>16)</sup>を取りあげ崩壊個数密度と降雨との関係の検討を行う。

昭和49年7月の台風8号による小豆島災害においては、島東部で多数の崩壊・土石流が発生し、甚大な被

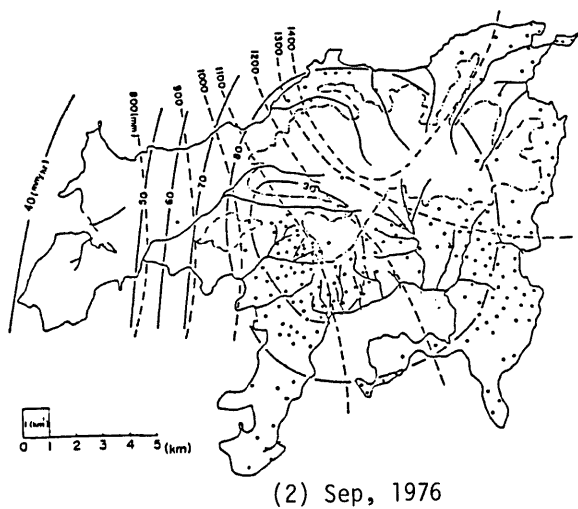
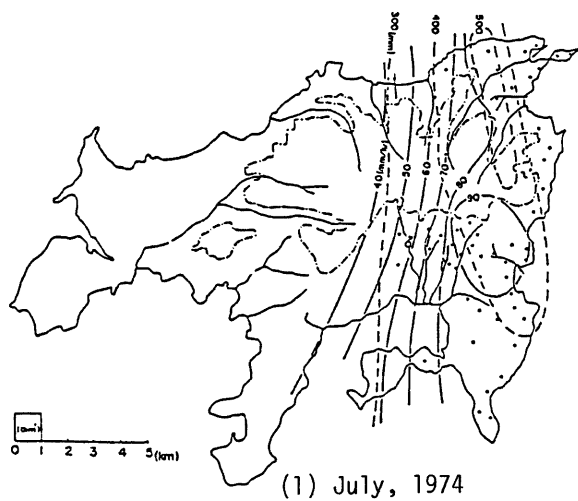


Fig. 3 Distribution of slope failures, maximum hourly precipitation and total precipitation at the disasters in July, 1972 and Sep., 1974 in SYODOSHIMA.  
(A black dot=10 failures.)

害を受けた。このときの降雨量は、連続雨量 500 mm, 最大時間雨量 90 mm/hr にも達した。また、昭和51年9月台風17号に伴う豪雨で同様に崩壊・土石流が発生し、このときの降雨量は連続雨量 1400 mm, 最大時間雨量 90 mm/hr であった。Fig. 3 は、昭和49年、昭和51年のそれぞれの降雨分布と崩壊個数分布を示し

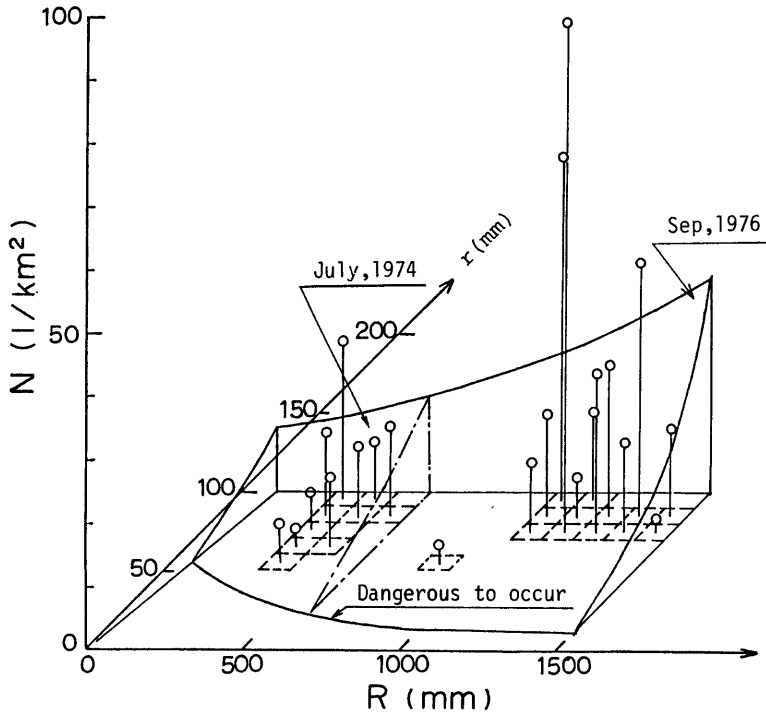


Fig. 4 Slope failure density as a function of maximum hourly precipitation and total precipitation at the disasters in July, 1974 and Sep, 1976 in SYODOSHIMA.

たものである。これをもとに、各降雨量階における崩壊個数密度を検討する。ただし、島中央部には安山岩類による、いわゆるキャップロックが形成されており、この区域では風化・開析があまり進行していないため、崩壊は昭和49年、昭和51年災害ともほとんど見られず、花崗岩地帯に限られているため、崩壊個数密度はこのキャップロック地域を除いた部分について求めてられる。

Fig. 4 は、崩壊個数密度を連続雨量と降雨強度の平面上に表わしたものである。ここで、崩壊限界降雨については、芦田<sup>17)</sup>らが小豆島を対象として設定した危険降雨曲線によった。その結果、昭和49年豪雨と昭和51年豪雨ともに最大時間雨量は90 mm/hr と同じであるが、崩壊個数密度は連続雨量の大きい昭和51年豪雨のものが大きな値を示し、また、降雨強度の増加により、崩壊個数密度も同じく増える傾向にある。このようなことから崩壊密度  $N$  は最大時間雨量  $r$  と連続雨量  $R$  の関数とみなすことができる。

$$N = f(r, R) \dots\dots\dots (1)$$

ここに、 $N$ ：崩壊個数密度、 $r$ ：最大時間雨量、 $R$ ：連続雨量。

崩壊発生の最大時間雨量の限界値は  $R$  の関数で、これを  $r_c(R)$  と表わすと、一定の  $R$  に対する  $N$  の値は、

$$N = a(r - r_c(R))^n \dots\dots\dots (2)$$

となる。 $R=0$  では崩壊は起こらないが、形式的に  $R=0$  のときの  $N$  の値を  $N_0$  とすれば、

$$N_0 = a(r - r_c(0))^n \dots\dots\dots (3)$$

である。また、 $r > r_c$  の範囲において、一定の  $r$  に対して、

$$N = bR^m + N_0 \dots\dots\dots(4)$$

指数  $n, m$  については、従来の解析においては、1あるいは2が用いられている例もあるが、どれが適切かは今後多くの事例によって明らかにする必要がある。また、係数  $a, b$  および  $r_c(R)$  は流域場の条件によって変化するので、地域ごとに求める必要がある。上述の手法を異なった流域に適用して、相互に比較することにより、定性的ではあるが、崩壊発生密度と降雨量との関係およびその地域差を明らかにすることができる。

昭和57年7月に発生した長崎災害についても、同様の手法で検討を行ってみる。長崎災害は、おりからの梅雨前線の影響により最大日雨量 608.9 mm, 最大時間雨量 187 mm/hr<sup>18)</sup> の集中豪雨によってもたらされたもので、被害は大規模で広範に及んでいる。Fig. 5<sup>18)</sup> はこのときの長崎市域における降雨分布と崩壊分である。これより、小豆島災害と同様に各降雨階の崩壊個数密度を求め、連続雨量と降雨強度との関係を示したものが Fig. 6 である。ここで、長崎における限界降雨は、江頭<sup>19)</sup> が推定したものである。また、崩壊に対する場の抵抗力の地域差を見るため、連続雨量が同程度の昭和49年の小豆島災害のものをあわせて示した。

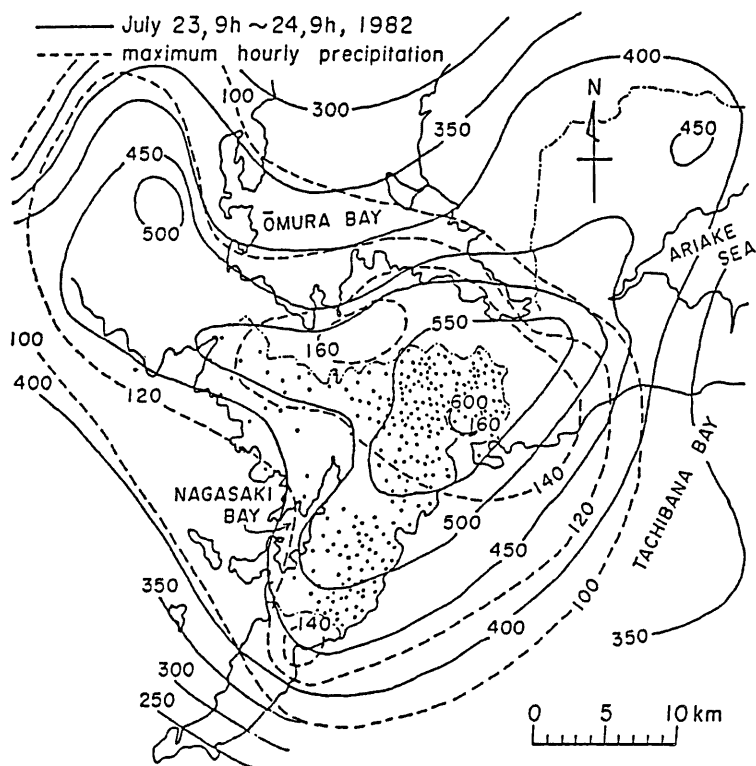


Fig. 5 Distribution of slope failures, maximum hourly precipitation and total precipitation at the NAGASAKI disaster in July, 1982. (A black dot = 10 failures.)

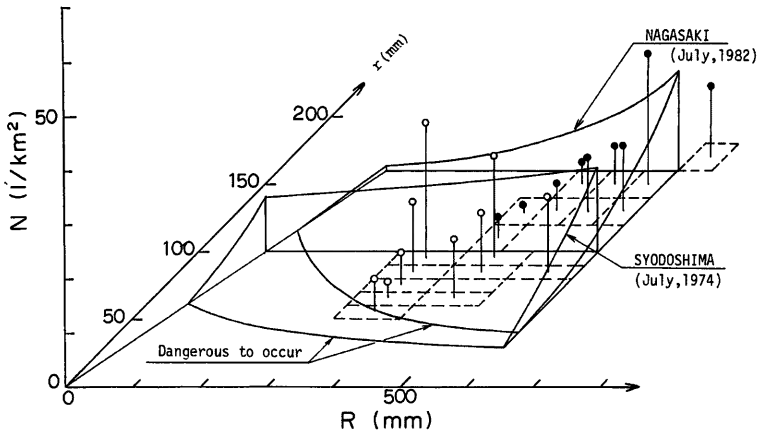


Fig. 6 Comparison between slope failure density functions for SYDOSHIMA disaster and NAGASAKI disaster.

長崎災害における崩壊個数密度は、小豆島災害と同様に降雨強度と連続雨量の増加に伴い、大きくなっており、崩壊に対し降雨強度と連続雨量が大きく関与していることがわかる。すなわち、崩壊個数密度は小豆島と同様に式(1)の関係で推定することが出来る。

崩壊に対する抵抗力の地域差は、発生限界降雨と同様、発生密度にもあらわれ、長崎に比べ小豆島の方が同一の雨量に対してはるかに崩壊密度が高い。すなわち、小豆島では時間雨量 90~100 mm/hr、連続雨量 400~500 mm の降雨域では崩壊個数密度が19個/km<sup>2</sup>であるのに対し、長崎は時間雨量 100~120 mm/hr、連続雨量 400~500 mm の同程度の降雨域で4個/km<sup>2</sup>と小豆島に比べて約1/5の値となっている。この様なことから、安山岩類から構成されている長崎に比べ、風化花崗岩類からなる小豆島の方がより小規模の降雨でも崩壊する危険性が高いといえる。このことは、先に述べた、過去の災害事例における地質別の降雨特性からみた関係と一致するものである。

以上のように、崩壊個数密度は式(1)で表わされるように、最大時間雨量  $r$  と連続雨量  $R$  の関数であり、Fig. 4 や Fig. 6 のような曲面で推定出来るが、その関係は地域によって異なることがわかった。この関係を推定するためには降雨資料と崩壊密度に関する正確な資料が必要である。とくに、崩壊密度は使用する航空写真のスケールや判読方法によって異なるので、流域相互の比較を行う場合においてはとくに、統一の取れた資料が必要である。

このような、降雨特性に対する崩壊個数密度曲線が与えられているならば、今後の崩壊・土石流に対する防災対策上必要となる崩壊土砂量は、1個当りの平均崩壊土量を与えることにより推定することが可能となり、その実用的価値は高い。

### 3. 地形区分による山腹崩壊の実態

以上、山腹崩壊の発生限界や崩壊個数密度と降雨特性の関係に関して調べたが、ここでは崩壊がどのような地形的条件で発生したかを調べることにする。

土石流の発生形態は、その場の条件によりいろいろな形態をとるが、その中でも山腹崩壊がそのまま土石流となり流下する事例<sup>19)</sup>が多いことから、山腹崩壊の発生箇所がどのような地形的条件にあるかは非常に重要なことである。そこで、この関係について、昭和57年長崎災害、同年の大阪南河内災害、昭和58年島根災害の

資料を用いて検討を行う。

まず、地形区分は、斜面の等高線に沿う形状を次の基準によって凹型、凸型、および平面型に区分し、それぞれについての崩壊の発生頻度を調べた。

① 凹型地形

崩壊地の等高線の切れ込み角が $10^\circ$ 以上をなしているもの。

② 凸型地形

崩壊地における等高線の張り出し角が $10^\circ$ 以上のもの。

③ 平面型地形

凹型・凸型以外のもの。

各地形に対する崩壊発生個数を示しているが、3地区とも凹型地形での崩壊が他の地形よりも多く、特に、長崎・南河内地区では50%以上の発生率となっている。また、島根地区でも凹型地形での発生率が他の地形に比べて大きな値ではあるが、他の地域と比較した場合若干小さい。これは、地形判読に使用した地形図が、長崎・南河内地区とも1/2,500の地形図に空中写真判読等により崩壊箇所をプロットしたものを使用したので、これらの精度が良いのに対し、島根地区のものは1/10,000の地形図に空中写真から判読し崩壊地を写したものを使用したため、前者に比べ精度的に低下していることによるものと思われる。しかしながら、崩壊の発生箇所としては凹型地形での発生が多い。田中<sup>20)</sup>も六甲を対象として崩壊地調査を行い、崩壊の75%は凹型地形に発生していることを指摘している。このように、凹型地形での崩壊がどの地域でも多いのは流水が集中しやすい場所であることに起因している。凸型及び、平面型地形での崩壊は、そのほとんどが溪岸侵食による崩壊で、その多くは、上流域からの崩壊土の流下にとまうものや、溪流の流水量の増加による側方侵食による2次的な溪岸崩壊ではないかと思われる。

そこで、凹型地形での崩壊の発生が大部分を占めていることに着目し、凹型地形が連続している箇所、すなわち、谷筋での山腹崩壊と地形特性との関係について検討する。

#### 4. 地形特性と山腹崩壊との関係についての検討

##### 4.1 研究対象地域

研究対象地域として、昭和57年7月豪雨により、土砂災害の多発した大阪府南河内郡千早村水分地区の水越川水系の一支川を中心とした1km<sup>2</sup>区域 (Fig. 7) とした。

この地域は、昭和57年7月に台風10号及び、台風9号くずれの低気圧により、連続雨量 425 mm, 最大時間雨量 34 mm/hr の豪雨があり、死者8名等の甚大な被害を蒙った。Fig. 8<sup>21)</sup> に降雨分布を示す。本地域は、この時に最大時間雨量及び最大連続雨量を記録した地域である。表層地質は花崗岩<sup>22)</sup>で構成されている。

対象地域内の崩壊数は、災害発生後の空中写真を用いて判読し、その結果は Table 1 に示されている。これによれば、崩壊は46箇所、この内、谷筋での崩壊は24箇所である。調査地域内の崩壊地の傾斜角は、Fig. 9 に示すとおり、 $30^\circ$ 以上が90%を占める。ここで、傾斜角は、崩壊源部とみなされるところの値である。

傾斜角の決定にあたっては、空中写真の判読によったため、崩壊源部を正確に評価することがむずかしい場合もあり、詳細にはさらに現地調査が必要である。

##### 4.2 傾斜角の計測方法

山腹崩壊に対して重要な地形的要因は、傾斜角と集水面積である。地形図を用いてその地形的特徴をいかに数量的に把握するかが重要である。特に、傾斜角は、その計測方法や使用する地形図の縮尺によって分布特性が大きく異なってくる。そこで、傾斜角を計測する方法について検討しよう。

従来、地形図からの数量化にはメッシュ法または、方眼法が用いられており、本研究においてもメッシュ法による平均傾斜角を検討し、その結果を谷筋における傾斜角の設定に活用する。使用する地形図は、大阪府が作成した1/2,500の縮尺のものである。

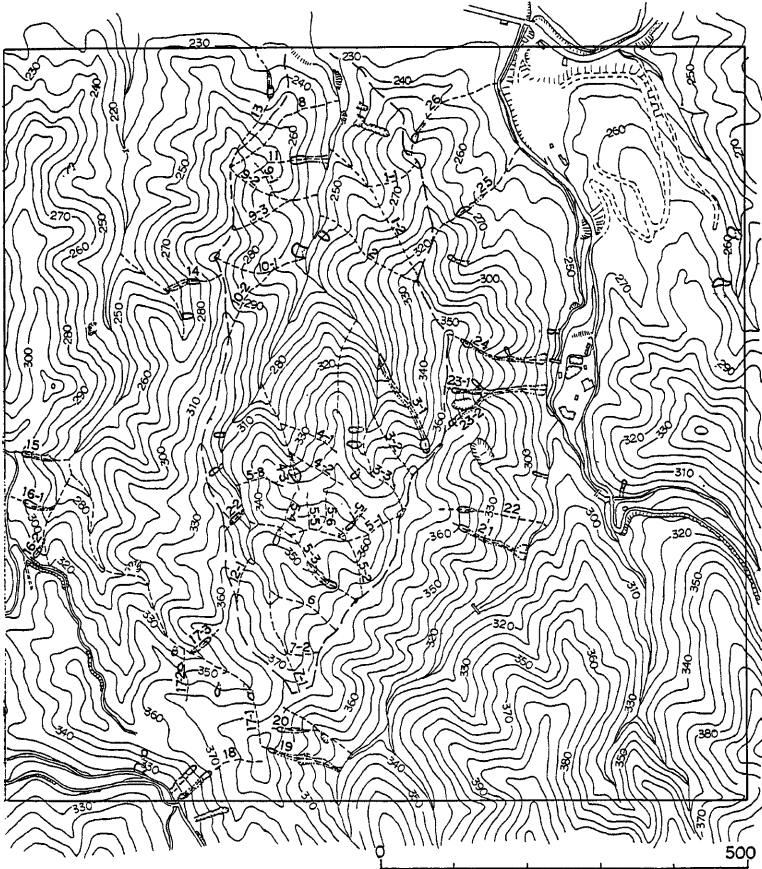


Fig. 7 Research field: a tributary of the River Mizukoshi in CHIHAYA, OSAKA.

メッシュ法ではそのメッシュ間隔の設定が大きな問題である。メッシュ間隔は、地形図の縮尺で定まる精度で自から限界はあるが、それが大きいほどより実際の地形を再現することになる。しかし、計測には多大の労力を必要とする。そこで、どの程度のメッシュ間隔にすれば実用上十分であるかは興味ある検討課題である。今回は沖村<sup>23)</sup>らが行ったデジタルマップの作成に関する研究成果をふまえて、対象区域内で、10 m, 20 m, 40 m, 50 m のメッシュ間隔を設けて、それらの妥当性について検討する。

平均傾斜角の測定法には、一般に Horton 法や寺田法があるが、ここでは、メッシュ交点を中心としメッシュ間隔の 1/2 を半径とする円内の交点における等高線に垂直方向の標高から決定するものとし、傾斜角  $\theta$  は次式で与える。

$$\theta = \tan^{-1} \frac{h_1 - h_2}{a} \dots \dots \dots (5)$$

ここに、 $a$ ：メッシュ間隔、 $h_1 - h_2$ ：標高差。Fig. 10は各メッシュ間隔による傾斜角分布を示す。最小間

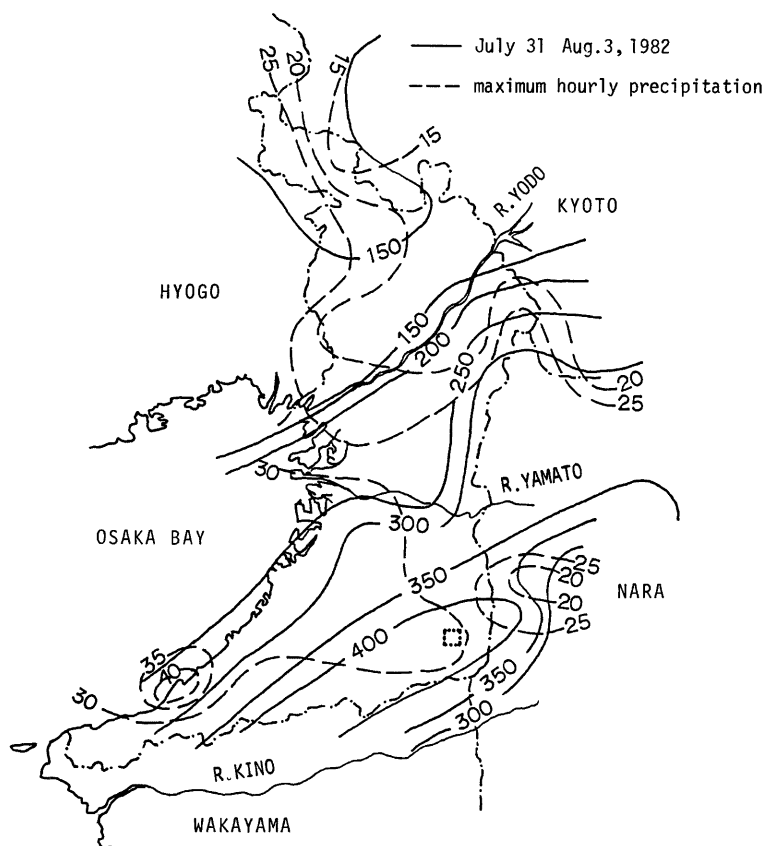


Fig. 8 Distribution of precipitation in OSAKA in July 31-Aug. 3, 1982.

Table 1 Numbers of slope failure for different landform.

| region                                         | concavity landform      |                | convexity landform      |                | plane landform          |                | total |
|------------------------------------------------|-------------------------|----------------|-------------------------|----------------|-------------------------|----------------|-------|
|                                                | number of slope failure | percentage (%) | number of slope failure | percentage (%) | number of slope failure | percentage (%) |       |
| NAGASAKI<br>(July, 1982)                       | 47                      | 67             | 5                       | 7              | 18                      | 26             | 70    |
| MINAMI KAWACHI<br>(R. MIZUKOSHI,<br>Aug. 1982) | 24                      | 52             | 9                       | 20             | 13                      | 28             | 46    |
| SIMANE<br>(SHIKOTANI,<br>July, 1983)           | 163                     | 44             | 68                      | 19             | 136                     | 37             | 367   |
| total                                          | 235                     | 49             | 81                      | 17             | 167                     | 34             | 483   |

隔である 10 m から与えられる傾斜角分布を基準として考えた場合、30 m 間隔までは  $50^\circ$  以上の傾斜地が再現されないものの、総体的に 10 m の分布に近似しており、誤差範囲も 1 割以内にあり、実用的には問題がないと思われる。また、一般に崩壊が傾斜角  $30^\circ$  以上の発生が多い事を考えあわせると、40 m 間隔以上では、その誤差が 1 割以上であり、精度的に不十分であることがわかる。さらに、20 m、および 30 m 間隔による傾斜角の再現性を検討する。**Fig. 11** は、崩壊地源部の標高差から決定した傾斜角と、メッシュ法による傾斜角との関係を示す。ここで、崩壊地内に交点が複数含まれる場合はその最大値とした。この図より、メッシュ間隔 20 m の場合には、メッシュ法による傾斜角は実際の傾斜角とはほぼ一致しており、再現性は良好である。一方、30 m 間隔では崩壊傾斜角が大きくなると、メッシュ間隔

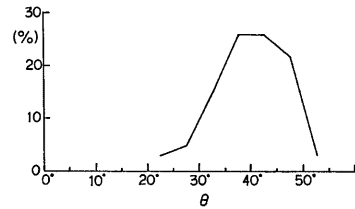


Fig. 9 Distribution of slope failure in the research field.

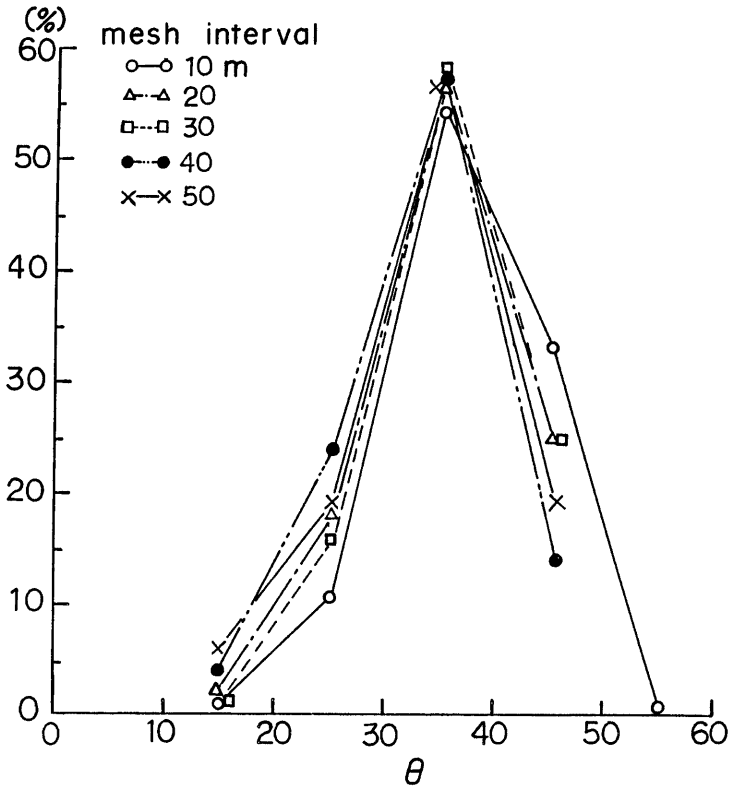


Fig. 10 Comparison of the slope angle distributions evaluated by different measuring intervals.

による値は小さくなり、逆に崩壊傾斜角が小さくなるとメッシュのそれは大きく傾向がわかる。これは、対象区域での崩壊長が 20 m 前後での発生が多く、また、間隔が大きくなると斜面の変化に対応できなく複合された斜面の傾斜角を表すことになり若干の差異が生じ、再現性が劣下することによる。

以上のことから、再現性及び、作業的難易度を考え 20 m 間隔による地形解析を行う。

### 4.3 山腹崩壊の地形的要素

山腹の表層崩壊は、表層部の薄い層がはかれるように崩壊するもので、その原因として表面流や浸透流があげられる。これには、表面流の発生により表土が侵食され、斜面が不安定となり崩壊するものや、表土層の透水係数の違いによって発生する浸透流の影響により、有効垂直応力が低下したり、あるいは粘着力の低下のために崩壊に至るものが多い。このような、表面流や浸透流の影響は、その集水面積や、傾斜角などの地形的要素に大きく左右されるものである。そこで、崩壊地における集水面積と傾斜角がどのような条件であったかを崩壊が発生していない斜面も含めて検討する。

まず、1/2,500の縮尺の地形図から谷筋の縦断面図 (Fig. 12, 13) を作成し、流域界を起点として、20 m 間隔に分割し、その中心における平均傾斜角と集水面積を求めた。その結果を Fig. 14 に示す。崩壊の発生頻度の高い集水面積は 100~1000 m<sup>2</sup> のものが多く、その傾斜角は  $\tan \theta = 0.5 \sim 1.0$  の範囲にある。集水面積が 100 m<sup>2</sup> 以下の発生は少ない。これは、集水面積が小さいため研究対象とした降雨では崩壊を発生させるだけの十分な水量が供給されないことによるものと思われる。降雨量がさらに

大きくなると発生限界の流域面積もさらに小さくなるであろう。また、集水面積が 1000 m<sup>2</sup> 以上においては水量の供給は十分であるが、傾斜が緩く崩壊の発生には至らない。ここで、崩壊地とは、縦断面地形を流域界を起点に 20 m 間隔で分割した区間の内で、崩壊源部の下部が含まれる箇所とし、その分割した箇所の中心における平均傾斜角と集水面積が読み取られている。傾斜角は前述の計測方法により求め、集水面積は分割した区間の中心から等高線に垂直な線で囲まれた面積とした。また、崩壊地を崩壊源部の下部が含まれる箇所としたのは、崩壊の発端がその区域にあると考えたからである。

崩壊頻度の高い集水面積 100~1000 m<sup>2</sup> は、流域界から水平距離にすると 100 m 以下のものが多く (Fig. 15) その中でも 30 m 附近での崩壊が最も多く見られる。これは、谷筋の谷頭部にあたり、地形学的に言われる谷の発達段階での崩壊と考えられる。また、このような谷筋部においては、斜面の開析過程において傾斜の変換点が現われて<sup>24)</sup>、浸透流によるパイピング現象や表面流の侵食などが生じ、谷頭部は崩壊の発生しやすい地形になっている。しかし、Fig. 14 を見ると崩壊箇所と同じ集水面積をもっており、かつ、傾斜角も同じか、それ以上の斜面においても崩壊が発生していない所があり、これらについては、崩壊が発生する表土層が存在していなかったのか、表土層の抵抗力が強いためののか、あるいは他の要素が関係しているのか、今後、現地での詳細な調査を実施し、これを究明する必要がある。

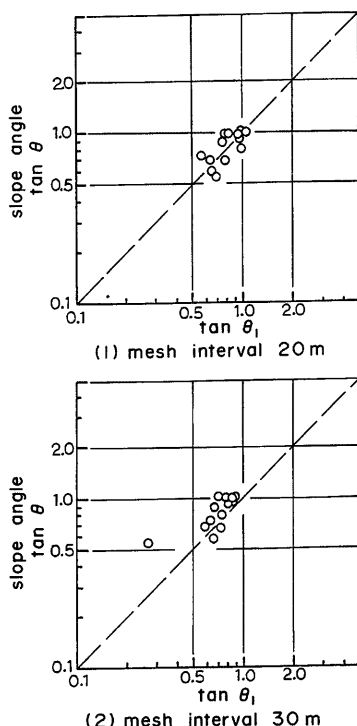


Fig. 11 Comparison of the real slope angle  $\theta$  and average one  $\theta_I$  evaluated by mesh method for slided slopes.

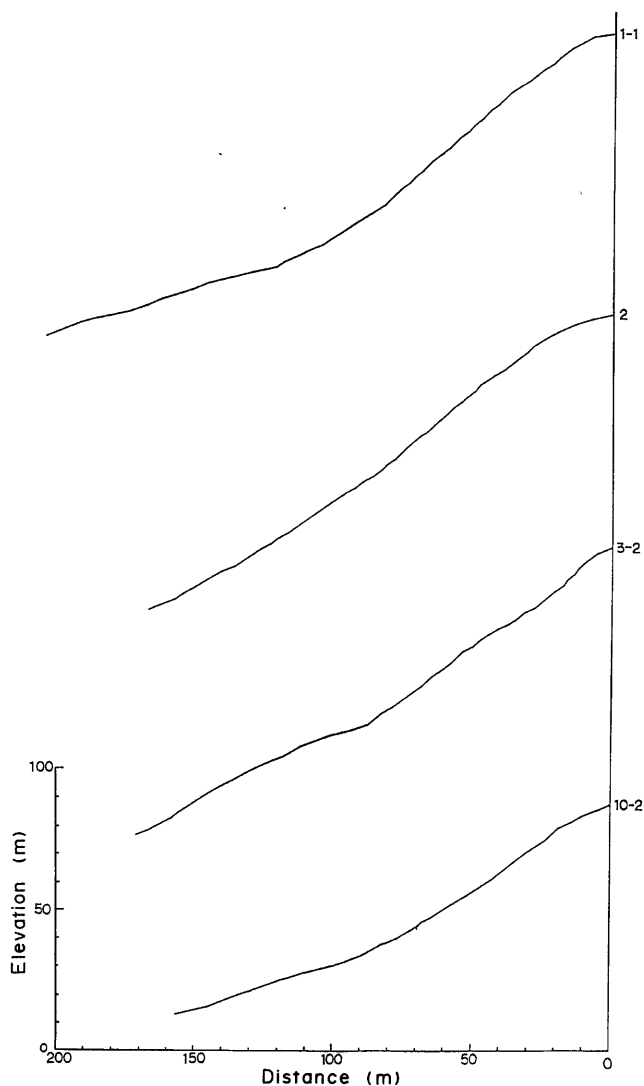


Fig. 12 Longitudinal profiles along the concave slopes for non-failure places.

崩壊の発生原因は、表面流や浸透流の作用によるものと考えられるが、このような作用に縦断地形的特性がどのような影響を持っているかを検討してみよう。崩壊に対する縦断地形特性の影響に関して、傾斜変換点周辺で崩壊率が高いことが報告されている<sup>25)</sup>。この傾斜変換は、表面流や浸透流の挙動に大きな影響を持っており、特に急斜面から緩斜面に変化する箇所では表面流が発生して侵食を受けやすく、また浸透流は傾

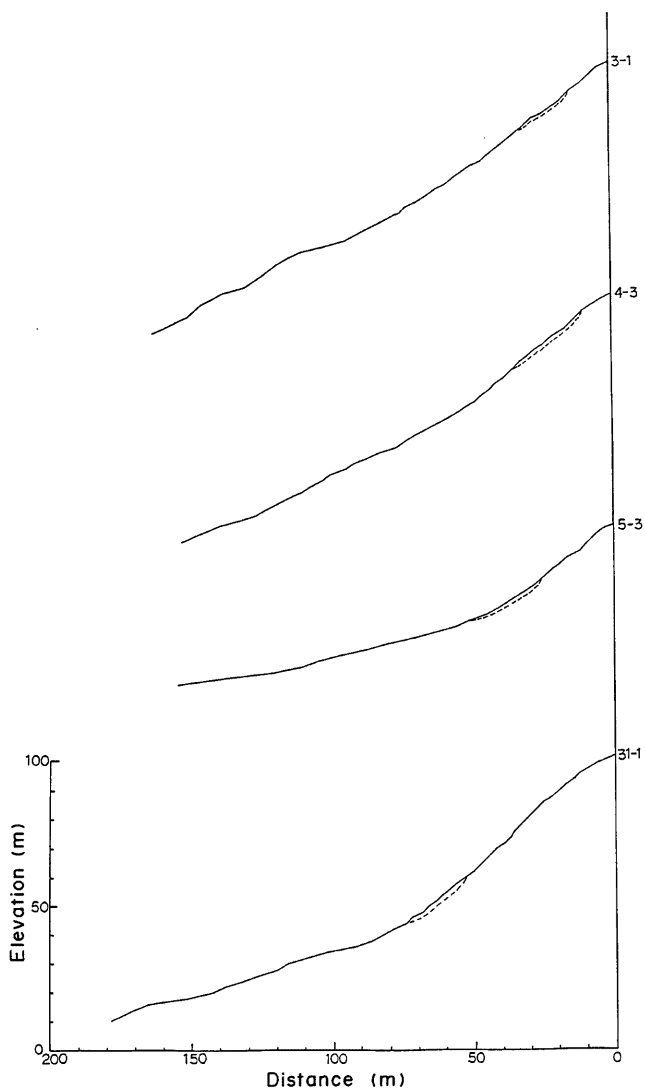


Fig. 13 Longitudinal profiles along the concave slopes for failure places.

斜の変化により浸透流速を低下し、その結果自由水面が上昇し、崩壊しやすい状況になると言える。このように、斜面の傾斜変換は崩壊に対し重要な地形的要因であると考えられる。そこで、谷筋における崩壊がどのような縦断的傾斜変化で発生したかを検討してみる。Fig. 16 は、調査地域において崩壊が発生した谷筋と崩壊が発生しなかった谷筋における各地点での傾斜の変化を示したものである。

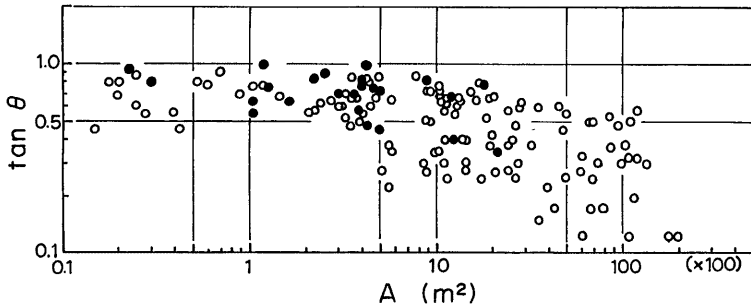


Fig. 14 Occurrence of slope failure in the domain of watershed area and slope angle (black point: failure slope, white point: non-failure slope).

ここで、傾斜角は前述した方法による平均傾斜角であり、横軸に下流斜面傾斜角をとり、縦軸には上流斜面傾斜角と下流斜面の傾斜角との比をとっている。また、Fig. 17 に各傾斜角比に対する発生頻度を示す。崩壊発生地点は、傾斜角比が1.0以下の凸型地形では1箇所であって、大部分は傾斜角比が1.0以上の凹型地形にあることがわかったとともに、傾斜角比が1.25～1.50における発生頻度が高く、ついで1.0～1.25の順になっているのがわかる。傾斜角比1.50以上での崩壊は少ないが、これは、Fig. 14 からわかるように、これが高くなるほど傾斜角は緩く、そのほとんどが  $\tan \theta = 0.6$  以下であり、崩壊発生に必要な傾斜角の条件が満足されていないためである。このようなことから崩壊の発生しやすい斜面の縦断形状を推察すると、傾斜角比が1.25～1.50であり、かつ傾斜角が  $\tan \theta = 0.7$  以上の領域は崩壊に対する危険度が高いと言える。

次に、崩壊・土石流対策の計画規模を決定するうえで重要な崩壊土砂量について若干述べておこう。土石流の場合には、崩壊する土量と共に溪床の堆積土量も重要である。溪床内の不安定な土砂量は現地調査などで把握することが出来るが、崩壊土砂量は降雨条件や地形的条件等から推定しなければならず、その的確な予測は困難な問題である。

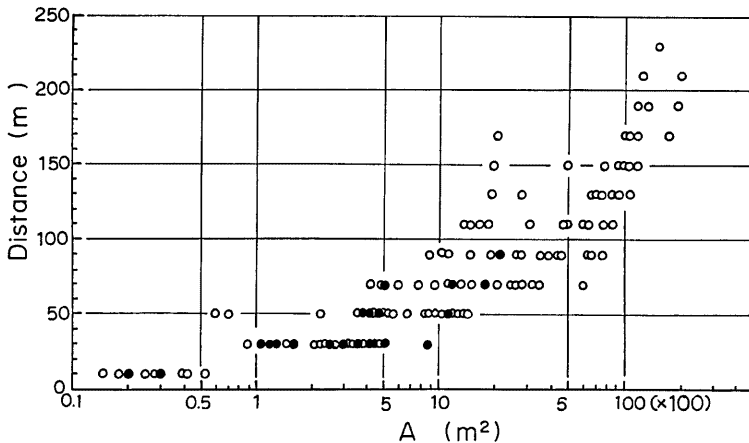


Fig. 15 Occurrence of slope failure in the domain of watershed area and the distance along the slope from watershed divide (black point: slope failure).

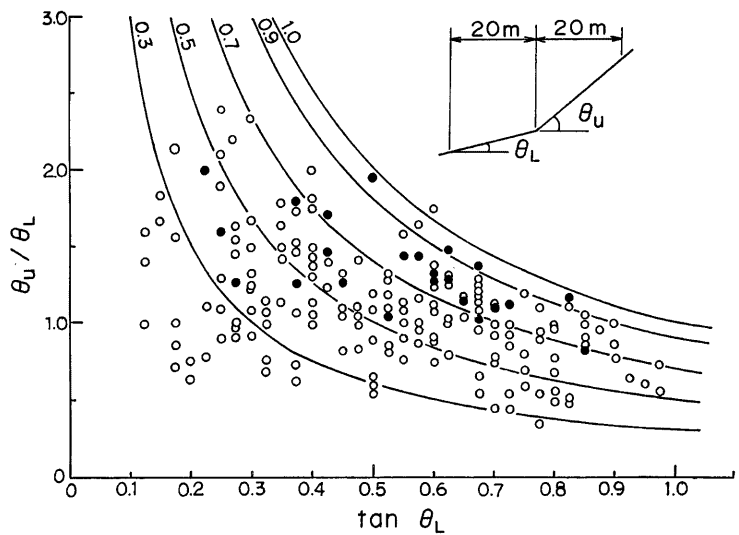


Fig. 16 Occurrence of slope failure in the domain of slope angle and the ratio of the two slope angles (black point: slope failure).

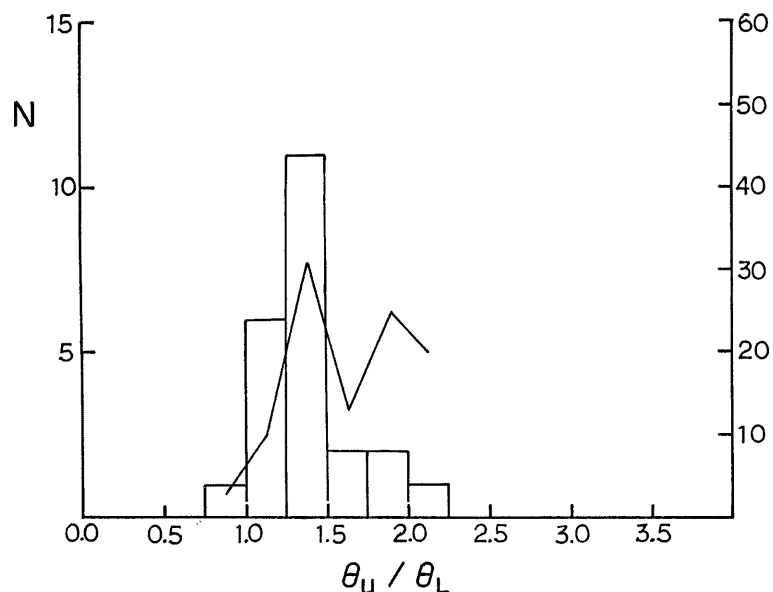


Fig. 17 Numbers of slope failure for each slope angle ratio.

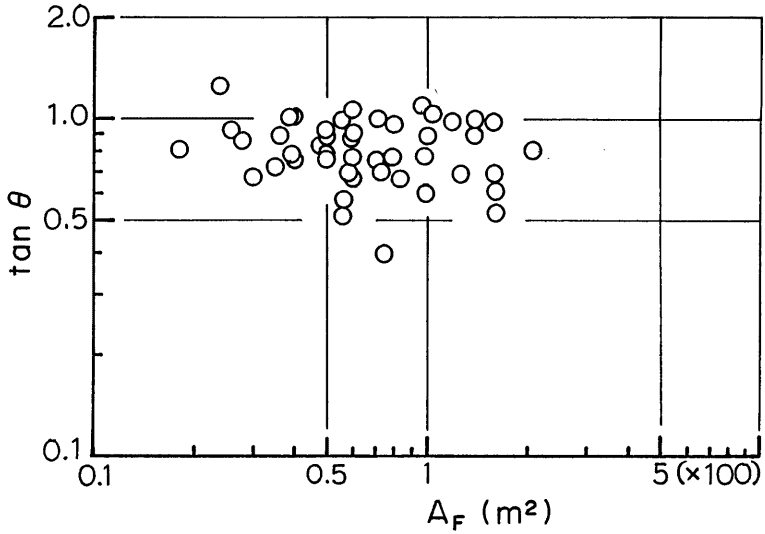


Fig. 18 Relation between area of slope failure and slope angle.

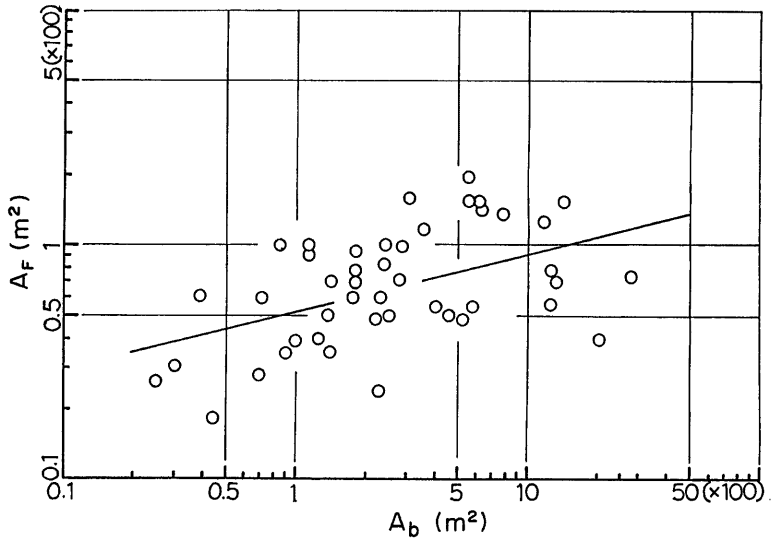


Fig. 19 Relation between area of slope failure and watershed area.

崩壊土量の見積には、崩壊面積と共に崩壊深に関する情報が必要となる。表層崩壊の崩壊深は表土層の厚さに関する調査や、既往の実績を参考にして推定しなければならない。一方、崩壊面積については降雨条件等を用いて推定する方法がいろいろの提案されている。打萩<sup>26)</sup>は天竜川や釜無川などで継続雨量と崩壊面積率

の間に正の相関があるとし、継続雨量から崩壊面積率を算定する方法を提案している。崩壊面積は、降雨量の外に、場の土質条件や地形的条件に影響される。ここでは、個々の崩壊面積と地形的要素がどのような関係にあるかを検討する。Fig. 18 は崩壊地の傾斜角と崩壊面積の関係を示したものである。これから、崩壊面積と傾斜角の間には明確な相関が認められなかった。このことから、傾斜角は崩壊の発生に対し重要なパラメーターであるが、崩壊規模を決定する上ではそれほど重要でないことを示している。

Fig. 19 は崩壊源部下部地点での集水面積と崩壊面積の関係を示したものであり、点は散乱しているが、崩壊面積と集水面積の間には正の相関が認められる。集水面積は崩壊地点へ供給する流量を支配するため、それは崩壊の発生頻度ばかりでなく、その規模にも影響を与えることが理解できる。

## 5. 結 語

本研究は、崩壊の発生予測のための基礎資料を得ることを目的として、既往の山腹崩壊の発生事例をもとに、山腹崩壊と降雨条件および地形特性との関係を検討したものであって、得られた主な成果は次のとおりである。

- (1) 崩壊・土石流等の土砂災害の発生は最大時間雨量と日雨量あるいは連続雨量に支配され、その限界は地質等の場の条件によりかなり変化するので、地域ごとに、詳細に検討することが必要であるが、風化花崗岩、堆積岩のように比較的抵抗力の弱い地域では、時間雨量 30 mm/hr, 日雨量 170 mm 以上が土砂発生の基準雨量の目安になる。安山岩、変成岩の地域では、検討に用いた資料数も少なく、確定的なことは言えないが、限界時間雨量は 60~70 mm/hr 程度であった。
  - (2) 豪雨による崩壊発生の個数密度（単位面積当りの崩壊個数）は、最大時間雨量と連続雨量との関数として表わされ、時間雨量が発生限界を越して増加するほど、また同一の時間雨量では連続雨量が多いほど崩壊密度は増加する。しかし、その関係は地域によりかなり異なり、風化花崗岩の小豆島と安山岩の長崎と比較した結果では、ほぼ同一の降雨条件に対する崩壊密度は前者の方がはるかに大きかった。したがって、地域ごとに崩壊密度と降雨量との関係を求めなければならない。
  - (3) 崩壊の発生と地形特性との関係を検討し、いくつかの興味ある知見が得られた。
    - i) 崩壊発生の斜面傾斜角はほとんどが  $30^\circ$  以上である。
    - ii) 崩壊斜面地形を凹型、凸型（それぞれ等高線の切り込み、張り出しが  $10^\circ$  以上のもの）および平面型（凹型凸型以外のもの）に区分した場合、凹型地形が50%以上を占め最も多い。
    - iii) 崩壊の発生にはある程度以上の集水域が必要である。その大きさは雨量により変化するものと思われる。しかし、集水域がさらに大きくなると地形勾配が緩くなり、崩壊は発生しなくなる。本論の研究対象域の場合には、集水域の面積が 100~1000 m<sup>2</sup> において発生率が高かった。
    - iv) 崩壊は、傾斜が急から緩に変化する地点で多く発生しており、その傾斜角比  $\theta_u/\theta_L = 1.25 \sim 1.50$ （ここに  $\theta_u, \theta_L$ ：それぞれ上流側および下流側の斜面角）の所で発生頻度が最も高かった。これには地下水位の上昇あるいは表面への浸出等が原因しているものと思われる。
    - v) 崩壊面積と集水域の面積の間には正の相関が得られた。
  - (4) 崩壊に関係する重要な地形要素である斜面傾斜角を地形図から読み取る方法としてメッシュ法があるが、1/2,500の地形図でメッシュ間隔を種々変えて、実際の地形の再現精度を検討した結果、メッシュ間隔を 20 m 程度にすると十分な精度が得られるが、それ以上の間隔では不十分であることが知られた。
- 以上、資料を用いて、崩壊と降雨量および地形特性との関係について検討を行ったが、最も重要なことは、豪雨時における山腹斜面での地下水流および表面流の挙動と抵抗力の変化特性であると考えられる。従来これについての観測結果は比較的少ないので、試験流域での観測研究が望まれる。なお、本研究は、大阪府土木部青井技師が規修員として京都大学に滞在中に行なったものであり、大阪府土木部、富田林工事事務所から種々御援助戴いた。ここに、記して感謝の意を表す。

参 考 文 献

- 1) 甲府地方気象台：台風26号資料，台風26号による災害の実態調査報告書（代表者 吉川秀夫），pp. 121～151.
- 2) 岩崎敏夫：気象及び降雨特性について，昭和42年8月羽越水害の総合的研究，1968，pp. 1～14.
- 3) 田中 茂：六甲山系南側斜面の崩壊調査，第1報，昭和42年7月豪雨による災害の総合的実態的研究，1968，pp. 57～88.
- 4) 石原英雄・友杉邦雄・小葉竹重機・下島栄一：降雨特性と災害の予測について，昭和50年8月風水害に関する調査研究総合報告書（代表者 矢野勝正），1976，pp. 107～111.
- 5) 道上正規：土石流及び斜面崩壊の予知に関する研究，集中豪雨の予知と対策（代表者 高棹琢馬），1982，pp. 55～74.
- 6) 岩崎敏夫・坂本龍雄・沼田 淳・長谷直樹・富樫宏由・楊 沢民：昭和44年8月会津豪雨による水災害について，昭和44年8月水災害の総合的研究研究報告（代表者 西畑勇夫），1970，pp. 95～124.
- 7) 茅原一也・西田彰一・津田禾粒・植村 武：昭和44年8月8日豪雨による外波川の崩壊（概報），昭和44年8月水災害の総合的調査研究報告（代表者 西畑勇夫），1970，pp. 141～145.
- 8) 河村三郎：柿畑川における土石流について，昭和44年8月水災害の総合的調査研究報告（代表者 西畑勇夫），1970，pp. 18～20.
- 9) 長尾正志：47.7豪雨における愛知県内降雨・流出特性，昭和47年7月豪雨災害の調査と防災研究（代表者 矢野勝正），1973，pp. 116～122.
- 10) 西部地区河川査研究班：昭和47年7月の局部性調豪雨による九州地区の河川災害について，昭和47年7月豪雨災害の調査と防災研究（代表者 矢野勝正），1973，pp. 235～240.
- 11) 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.
- 12) 長崎大学学術調査団：昭和57年7月長崎豪雨による災害の調査研究報告書，2. 気象，1982，pp. 2～13.
- 13) 大阪府土木部河川課：台風10号及び豪雨災害概要（昭和57年8月～1月～3日），昭和58年1月.
- 14) 磯野謙治：日本の豪雨の一特性について——最大日雨量と1時間雨量——，自然災害科学資料解析研究，Vol. 4，1977，pp. 92～100.
- 15) 芦田和男・高橋 保・沢田豊明・江頭進治・澤井健二：小豆島の土砂災害，昭和51年9月台風17号による災害の調査研究，中嶋暢太郎編，1977，pp. 109～115.
- 16) 江頭進治：昭和57年7月豪雨による土砂災害について，京大防災研年報，26号-A，pp. 1～17，1983.
- 17) 芦田和男・高橋 保・沢井健二：土石流危険度の評価法に関する研究，京大防災研究所年報，1978，pp. 423～439.
- 18) 紫田 徹・高橋 保・江頭進治・澤井健二・砂坂善雄：崩壊・土石流と土砂災害危険度評価について，昭和57年7月豪雨災害に関する調査研究（代表者 坂上務），1983，pp. 71～79.
- 19) 武居有恒監修：地すべり・崩壊・土石流——予測と対策，鹿島出版会，1980，pp. 28～63.
- 20) 田中 茂：集中豪雨による斜面崩壊の本質的検討，施工技術，第5巻，第11号，1972，pp. 14～21.
- 21) (財)防災研究協会：石川水系土石流崩壊地調査委託報告書，1984.
- 22) 経済企画庁：土地分類基本調査，表層地質図（五条），1971.
- 23) 沖村 孝・十川 純：山地崩壊の研究のためのディジタルマップの作成，第17回自然災害観光学総合シンポジウム，1980，pp. 371～372.
- 24) 町田 貞訳：ヴェルター・ベンク地形分析——物理地質学のひとつの章——，古今書院，pp. 139～189.
- 25) 塚本良則：侵食谷の発達様式に関する研究（I），新砂防，87号，1973，pp. 4～13.
- 26) 打萩珠男：ひと雨による山腹崩壊について，新砂防，79号，1971，pp. 21～34.