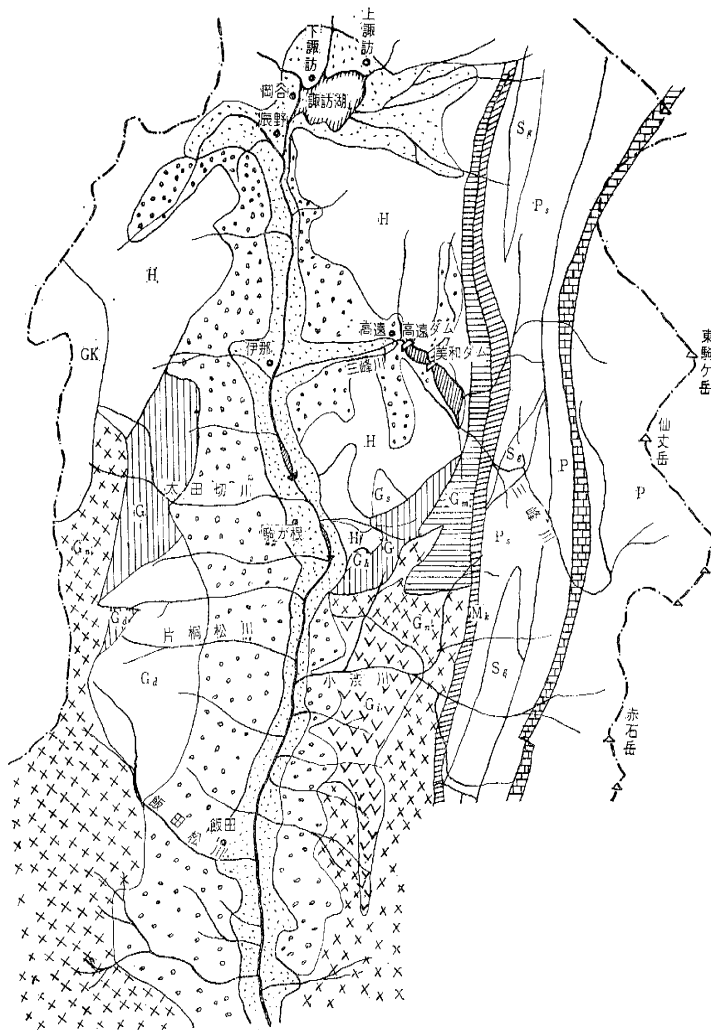


図-2 天竜川上流域地質概要図



- | | |
|----------------------------|--------------------------|
| 古生層 { L, 頁岩灰岩 | G ₁ 細中粒黒雲母花崗岩 |
| 中生層 { P, 石生層・中生層 (砂岩粘板岩互層) | G ₂ 粗粒黒雲母花崗岩 |
| 三波川・みかぶ { P, 黒色片岩 | G ₁ 粗粒黒雲母花崗岩 |
| 変成岩 { S ₂ 緑色片岩 | G _k 中粒角閃石花崗岩 |
| 領家変成岩類 { G 縞状片麻岩 | G ₂ 片状斑状粗粒花崗岩 |
| 領家変成岩類 { H 片状ホルンフェルス | G _m 片麻状石英閃緑岩 |
| 領家変成岩類 { M, 縞状片麻岩 | G _k 中粒片状花崗閃緑岩 |
| | 沖積層 (河床砂礫) |
| | 礫丘砂礫層 |

図-3 天竜川上流域切峯面切谷面断面図

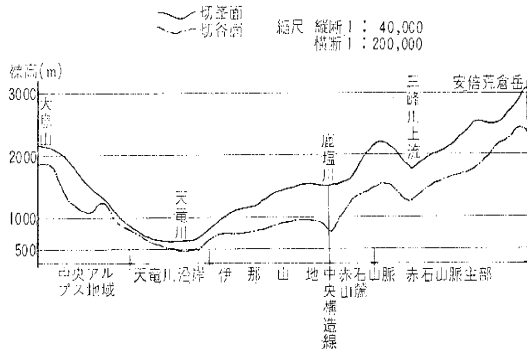
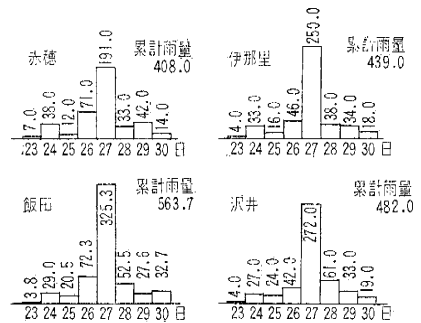


図-4 日雨量, 累計雨量図 (単位 mm)



表一2 降雨量域別地質ごとの平均崩壊密度(1km²あたり)
(6月23日~28日累積降雨量による)

降雨量域	地質	竜 花 崗 岩 類	西 段 丘 鮮 新 世 礫 層	竜 花 崗 岩 類	東 ミ ロ ナ イ ト	三 波 川 ・ み か ぶ 帯	中 古 生 層	生 層 礫 層
250~300 mm		—	—	—	—	0.7 (3/4.5)	4.5 (140/31.5)	
300~400		—	0.4 (8/18.5)	20.0 (210/10.5)	19.6 (143/7.3)	10.9 (418/38.5)	5.5 (1333/241.5)	
400~500		24.3 (1091/45)	2.9 (43/15)	59.2 (2781/47)	17.0 (248/14.6)	13.2 (1205/91.2)	5.4 (249/46)	
500~600		15.7 (1356/86.2)	34.2 (756/22.1)	65.7 (2760/42)	—	20.2 (131/6.5)	13.3 (60/4.5)	

註：() 内は実測箇所数/測定面積 km²

表一3 降雨量域別地質ごとの平均崩壊密度(1km²あたり)
(6月27日の日降雨量による)

降雨量域	地質	竜 花 崗 岩 類	西 段 丘 鮮 新 世 礫 層	竜 花 崗 岩 類	東 ミ ロ ナ イ ト	三 波 川 ・ み か ぶ 帯	中 古 生 層	生 層 礫 層
150~200 mm		11.0	0.7	7.2	—	1.2	5.0	
200~300		29.4	4.1	16.0	15.6	10.6	5.6	
300~400		—	29.1	88.2	44.3	23.4	7.2	

期間の関係から必ずしも均等な選定にならなかった。また、このような調査において崩壊箇所数、崩壊土量の算定には個人差が多いことは大きな欠点である²⁾が、この調査においては崩壊箇所は航空写真より読みとり、崩壊土量は個々の標本をつぎのような方法で実測した結果から平均値を求めた。今後、調査方法を統一することが必要であろう。

(1) 調査方法

a) 崩壊の形状、面積 斜面にはぼそった平面に投影した図形で面積を求めた。計測は簡単な平板測量によるもので、距離は間縄、距離計を使用して求めた。

b) 崩壊の深さ すべり面と崩壊前にあったと推定される斜面との間の距離をポール、折尺、ハンドレベルなどで斜面に垂直に計ってその最大深度および平均深度を求めた。

c) 残土の厚さ すべり面の形状から残土の底面を推定し、または雨裂の切り込みを利用して残土の厚さを測定し、これらの平均厚を求めた。

d) 崩壊土量 崩壊1カ所の地山の崩壊土量(V₀)は崩壊面積(S)と平均深度(D₀)の積として求めた。崩壊によりほぐれた土砂の容積変化率(L)は道路土工指針(日本道路協会、昭和37年)を参考にして、硬岩に対してはL=1.7、固結した砂利または土砂まじり砂利(鮮新世礫層)に対してはL=1.4とした。

e) 残土量 崩壊面あるいはその下方の山腹斜面に残存している土砂量である。残土量は崩壊形の作図と同様にして作図し、これより得た面積に平均厚さを乗じて求めた。

f) 崩壊方向と傾斜角度 方向は崩壊の上端から下端へ向かうほぼ中心線の方をとり、傾斜角度は崩壊の下端から上端に至る山腹平均傾斜角を測定した。

(2) グループわけ

a) 溪岸崩壊と山腹崩壊

両者の中間的タイプも多数存在し、規模においても特に区別がつけ得なかつたので、ここでは区別せずに取り扱うことにした。

b) 降雨量と崩壊規模

昭和36年6月23日~28日の累計雨量を100mm幅にわけ各地質別に各雨量域にある崩壊1カ所あたりの平均土量を算出すると表一4のとおりで、特に雨量と崩壊1カ所土量との間に

表一4 地質別1カ所あたり平均崩壊土量(m³)

地質	降雨量(mm)			
	~300	300~400	400~500	500~
竜西花崗岩類	—	—	1095 (42)	2368 (17)
段丘、鮮新世礫層	—	—	1817 (15)	1327 (13)
竜東花崗岩類	—	1212 (13)	1394 (59)	1295 (99)
ミロナイト	—	—	2917 (18)	—
三波川帯	—	250 (2)	3591 (22)	5795 (11)
中・古生層	861 (9)	3457 (41)	1717 (30)	—

註：() 内数字は測定箇所数

規則性が見られない。

c) 地質区分 つぎのように区分する。

- ① 竜西花崗岩類(細粒花崗岩類その他)——市田花崗岩、門島花崗岩、太田切花崗岩およびこれらにもなる片麻岩、ホルンフェルスをふくむ。
- ② 段丘礫層、鮮新世礫層——未固結ないし固結度の弱い礫層。
- ③ 竜東花崗岩類(粗粒花崗岩類その他)——生田花崗岩、天童峽花崗岩、日善利花崗岩、非特閃緑岩および、これらにもなる片麻岩、ホルンフェルスなどをふくむ。
- ④ ミロナイト——中央構造線沿い(西側)の鹿耳片麻岩。
- ⑤ 三波川・みかぶ変成岩類——三波川結晶片岩類、みかぶ緑色岩類。
- ⑥ 中・古生層——粘板岩、砂岩、礫岩、チャート、石灰岩、輝綠凝灰岩などからなる水成岩類。

(3) 地質別1カ所あたり崩壊状況

個々の崩壊標本を土量については500m³ごとの、残土面積については50m²ごとの、深度については0.5mごとの段階に区分し、各区分ごとの頻度と、区分段階の

表-5 地質別1カ所あたり崩壊状況(平均値)

調査項目	地質	竜 花 崗 岩 類	段 丘 鮮 新 世 礫 層	竜 東 花 崗 岩 類	ミ ロ ナ イ ト	三 波 川 ・ み か ぶ 帯	中 ・ 古 生 層
崩壊土量 (m ³) \bar{v}_0 $\bar{v} = L \cdot \bar{v}_0$		1462 2485	1589 2225	1323 2249	2917 4959	4093 6958	2513 4272
崩壊面積 (m ²) \bar{s}		1668	1388	1796	2222	2864	2622
最大深さ (m) \bar{d}_{max} 平均深さ (m) \bar{d}		1.5 0.68	2.0 1.14	1.3 0.74	2.9 1.31	2.4 1.43	1.9 0.96
残土量 (m ³) \bar{v} % \bar{v}/\bar{v}_0		494 19.9	408 18.3	174 7.7	414 8.3	705 10.1	496 11.6
流出土量 (m ³) $\bar{v} \cdot \bar{\phi} - \bar{v}$		1991	1817	2075	4545	6233	3776

中央値とによる平均値を求めてみると表-5のようになる。

4. 地質別累計降雨量と崩壊流出土量との関係

前述のとおり、崩壊1カ所あたりの崩壊土量は同一地質の場合でも累計降雨量との間に特別な規則性が見出せないが、崩壊密度は累計降雨量とかなり相関関係を有することが明らかである。そこで、1カ所あたりの崩壊状況を各地質別の平均値である表-5の値をもって代表させるものとして、各地質区分ごとに

[(崩壊密度) × (崩壊1カ所あたりの流出土量)]
の対数値と累計降雨量との関係を示すと図-5のようになる。

図 5

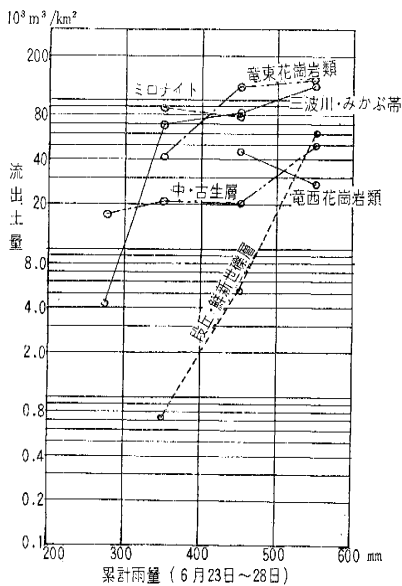


図-5で1km²あたり崩壊流出土量の対数値と累計雨量との相関係数を求めると

- 段丘、鮮新世礫層 $r_2 = 0.998$
- 竜東花崗岩類 $r_3 = 0.903$
- 三波川・みかぶ帯 $r_5 = 0.833$
- 中・古生層 $r_6 = 0.873$

1 km² あたり崩壊流出土砂量の対数と累計雨量との関

係を一次式として求めるとつぎのようになる。

$$\log y_2 = 0.00966x - 0.5548$$

$$\log y_3 = 0.002583x + 3.7850$$

$$\log y_5 = 0.004623x + 2.7450$$

$$\log y_6 = 0.001541x + 3.7630$$

.....(1)

ここに y_i : その地質区分の崩壊流出土砂量(m³/km²)
 x : 累計降雨量 (mm)

5. 地質別27日降雨量と崩壊流出土砂量との関係

さきの表-2と表-3をみると、崩壊密度は累計雨量よりもむしろ27日の集中降雨量とよく対応している。累計降雨量と崩壊密度との関係においては、竜西花崗岩類とミロナイトでは累計降雨量の増加とともに崩壊密度が減少するが、27日降雨量との関係においては明らかに雨量とともに増加する傾向を示す。

したがって、崩壊現象はある程度の前期降雨の上に直接原因を与える集中降雨(200mm程度以上と考えられる)をとまなうことにより発生するものであって、崩壊密度は直接原因となる降雨量に対応して増加すると推定される。これに対し、累計降雨量に対する竜西花崗岩類およびミロナイトに現われた崩壊現象は、たまたまその地質分布域の雨量分布状態として、前期降雨の累計量が相当大きく、直接原因である集中降雨量が前期累計降雨分布を自己の分布傾向に統一するほどには大きくなかった場合として理解される。

1 km² あたり崩壊流出土砂量の対数と27日雨量との関係を図示すると図-6のようである。

崩壊流出土砂量の対数と27日雨量との相関係数は、

- 段丘、鮮新世礫層 $r_2 = 0.999$
- 竜東花崗岩類 $r_3 = 0.992$
- 三波川・みかぶ帯 $r_5 = 0.941$
- 中・古生層 $r_6 = 0.991$

前節と同様に関係式を求めると、

$$\log y_1 = 0.005693x + 3.3440$$

$$\log y_2 = 0.009210x + 1.5210$$

$$\log y_3 = 0.006283x + 3.0300$$

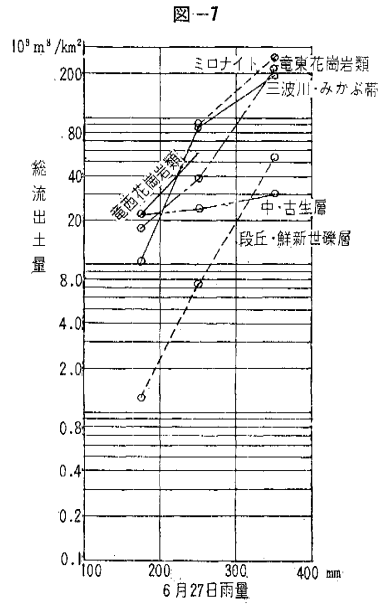
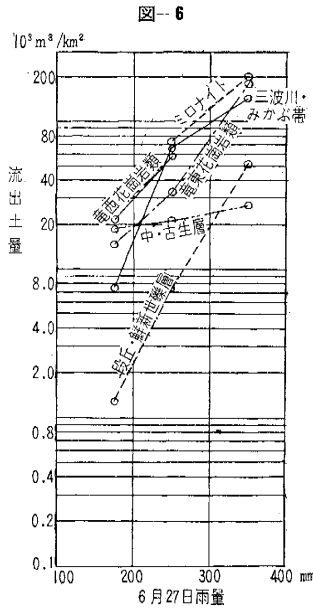
$$\log y_4 = 0.004534x + 3.7170$$

$$\log y_5 = 0.007160x + 2.7710$$

$$\log y_6 = 0.009150x + 4.1090$$

.....(2)

をうる。式(1)または式(2)より崩壊地における流出土砂量を雨量の関数として推定することができよう。た



だし、式(2)の場合は 100~150 mm の前期降雨量を別に考慮する必要がある。

6. 地すべり

地すべりは種類も多く、一般にその数は崩壊に比して非常に少ないけれども規模がきわめて大きいことが知られている³⁾。本文の場合にも同様であって、調査標本に入った地すべりの数は各地質別につきのような率であった。

地すべり箇所数の崩壊箇所数に対する百分率

竜東花崗岩類	1%
ミロナイト	4%
三波川・みかぶ帯	6.7%
中・古生層	1.6%

三波川・みかぶ帯およびミロナイトに多いことは、中央構造線の破砕帯に近接し、粘土化が進んでいるためと推察される。

地すべり1カ所あたりの規模を地質区別を行わず一括平均して示すと、つぎのようである。

地すべり土量	$52\,510\text{ m}^3 \times 1.7 = 89\,270\text{ m}^3$
残土量	$34\,510\text{ m}^3 \times 1.7 = 58\,670\text{ m}^3$
流出土量	$30\,600\text{ m}^3$
地すべり面積	$8\,880\text{ m}^2$

以上の数値を使用し、6月27日降雨量と、崩壊流出土砂量に地すべり流出土砂量を加えた総流出土砂量の対数との関係を示すと図-7のようである。

まあと同様に総流出土砂量の対数と27日降雨量との間の相関係数を求めると

段丘、鮮新世礫層	$r_2 = 0.999$
竜東花崗岩類	$r_3 = 0.989$

三波川・みかぶ帯 $r_5 = 0.944$

中・古生層 $r_6 = 0.991$

したがって、図-7から各地質別に総流出土砂量を日雨量と対応して推定することもできよう。

7. 崩壊と地形および残土表面傾斜角度

(1) 崩壊と地形

山地の侵食は崩壊のくり返して進んでゆくものであって、土砂の生産もこの侵食営力の研究により明らかにされる⁴⁾。

地質別の侵食量と時間との関係は地形学においても本質問題として研究が進められており、これらに関する文献も多い^{5),6)}。ことに村野義郎氏は崩壊面積密度と流域傾斜および流域係数との関係を明らかにしている⁷⁾。また崩壊の発生と山腹傾斜角との関係については従来から多くの報告^{7),8)}があるが、この地域においても地質別に山腹傾斜角度(5°区分)と崩壊頻度のヒストグラムを示すと図-8のようになる。図中 N : 標本総数, $\bar{\alpha}$: 平均傾斜角度, σ : 標準偏差(°)である。

(2) 崩壊残土表面の傾斜角

崩壊地に残留している残土の表面傾斜角とその頻度のヒストグラムを図-9に示す。図中 N : 標本総数, $\bar{\alpha}$: 傾斜角の平均値, σ : 標準偏差である。

図-9よりみても、残土表面傾斜は、小石の安息角が35~48°であることを考えるときわめて安定したものであると思われる。ヒストグラムから推定して、総崩壊数の75%は傾斜角38°以下となるので、今後早い時期に土砂を流出する可能性をもつものが約25%あり、そのほかにも表流水その他により土砂の流出が発生すると考えられる。なお山腹傾斜角と降雨量および崩壊箇所数と

図-8

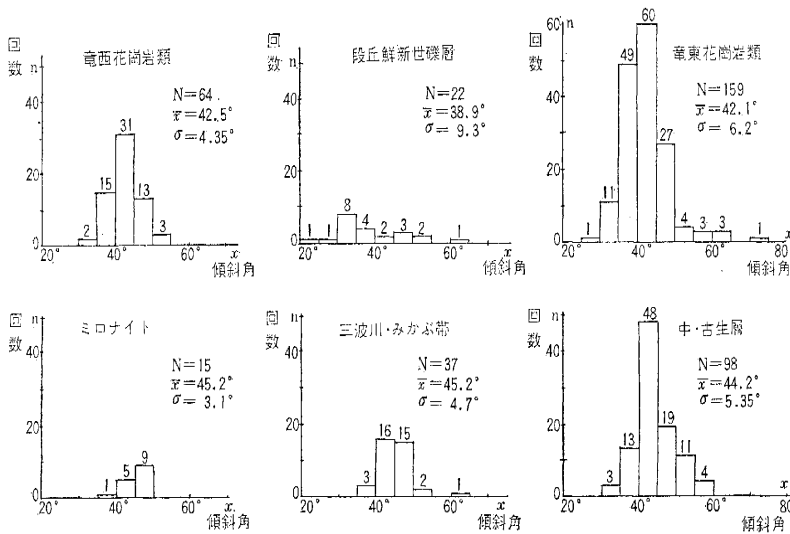
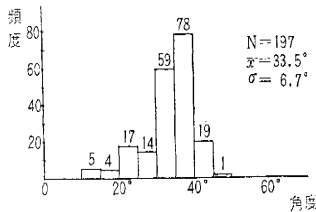


図-9 残土表面傾斜角



の関係はだいたいの傾向として降雨量の増加とともに低傾斜面での崩壊が増加することが認められる。

8. 崩壊の拡大

現地調査の際すでにき裂の生じているもの、または非常に不安定状態のものを測定した結果から推定すると、調査箇所数に対して

拡大の可能性を有するもの 70%

崩壊の面積拡大率 12%

を得た。

したがって、今後流出するであろう土砂量(新規崩壊によることなく現に流出可能状態にある土砂量)は表-5を基礎にして上述の数値を使用することよりその最大限を崩壊残土量、地すべり残土量および拡大崩壊土量の和として表わしてよいであろう。ただし、実際の崩壊残

土および地すべり残土の流出量については今後の調査によらねばならない。

9. むすび

以上、天竜川上流域の崩壊現地調査資料より地質別の崩壊および地すべりの状況を明らかにし、その平均値を用いることにより降雨量と崩壊流出土砂量との相関および関係式を求め、また山腹傾斜角と崩壊分布、残土表面傾斜角についても考察を行なった。これにより概算的に山地における流出土砂量を雨量から推定することができるであろう。

しかしながら最後にことわらねばならないことは、同一地域において相当近接した期間においては、同じ程度の降雨量に対して必ずしも前回と同様な山地崩壊が再発しないことである。天竜川上流域においても過去の記録からみておおむね 100~150 年を周期として大崩壊が発生している。これは崩壊の免疫性ともよばれ、降雨現象のほかには風化作用の進行、雨水の浸透流下経路の発達過程などに関係するからであろう。降雨現象および崩壊の周期性の関係は今後の研究問題であるが、本文の試みは崩壊および地すべりによる流出土砂量の程度を地質別に降雨量との関連において推定しようとしたものである。

参考文献

- 1) 長尾 精：伊那谷の崩壊，土木学会誌 第47巻 11号。
- 2) 村野義郎：山地における砂石の生産に関する研究，土木研究所報告 114号。
- 3) 小出 博：地入りについて，土木学会誌 第47巻 1号。
- 4) 中野尊正・吉川虎雄：地形調査法，古今書院。
- 5) 脇水鉄五郎：山地の崩壊について，地学雑誌，24。
- 6) 田中治雄・石外 宏：貯水池の堆砂量と集水区域の地形及び地質との関係について(第1報)，土木学会誌 第36巻 4号。
- 7) 尾張安治：九頭竜川流域における崩壊と地形解析因子の関係，新砂防，21。
- 8) 村野義郎：秩父盆地の特性について，新砂防，24。
- 9) 八木好治：瀬田川流域田上山の崩壊地調査，新砂防，28。

(原稿受付：1963.6.27)