



土木研究所資料

第 958 号

国道 8 号線親不知崩壊地調査

昭和 49 年 8 月

建設省土木研究所

目 次

1	まえがき	1
2	調査結果	2
3	まとめ	33
4	参考文献	34

1. まえがき

北陸地方建設局の依頼により国道8号線、新潟県西頸城郡青海町地内親不知において、斜面崩壊における国道の土砂害に対する安全管理の確立を目的として、昭和46年度より崩壊地調査を行なって来た。親不知約1.2km区間はこれまでの報告書でも述べて来たように地形、地質が複雑かつ脆弱であり、豪雨のたびごとに土砂害に悩まされて来た。しかし最近洞門、アースシェッド、擁壁等の防災工事が進み施工カ所においては、かなりの効果が認められる。これらの防災工事の設計は現在のところ、斜面の崩壊規模、発生機構等が明確にされていないため、その基準は必ずしも十分とはいえない。また、土砂害から交通の安全を確保するために、昭和43年から全国的に危険降雨量の設定がなされているが、親不知地域の様に複雑な斜面条件を備えている区間では、適切な危険降雨量を設定することは容易でない。そのため防災対策の再検討を行なうための基礎資料として、斜面崩壊の発生機構と危険降雨量の設定のためのデータの蒐集が計画された。

昭和46年度は親不知地域で最も代表的な斜面の崩壊形態である。崖錐性堆積層の崩壊の発生機構として、含水比の増加による剪断強度の低下である事を、実験的に明らかにした。

昭和47年度は、代表斜面を選定して、ボーリングによる現地調査を行なうと共に、親不知1.2km区間を単位斜面に分割して土砂崩壊の形態について、検討しとりまとめた。

昭和48年度は、親不知地域における代表的な崩壊形態を発生機構について検討すると共に、代表斜面における降雨と崩壊発生の関係を明らかにするため、試験地を設置した。

今年度は、降雨量—湧水量の相関性を調査するための量水堰、崩壊発生の実態を把握するための写真撮影装置を製作した。

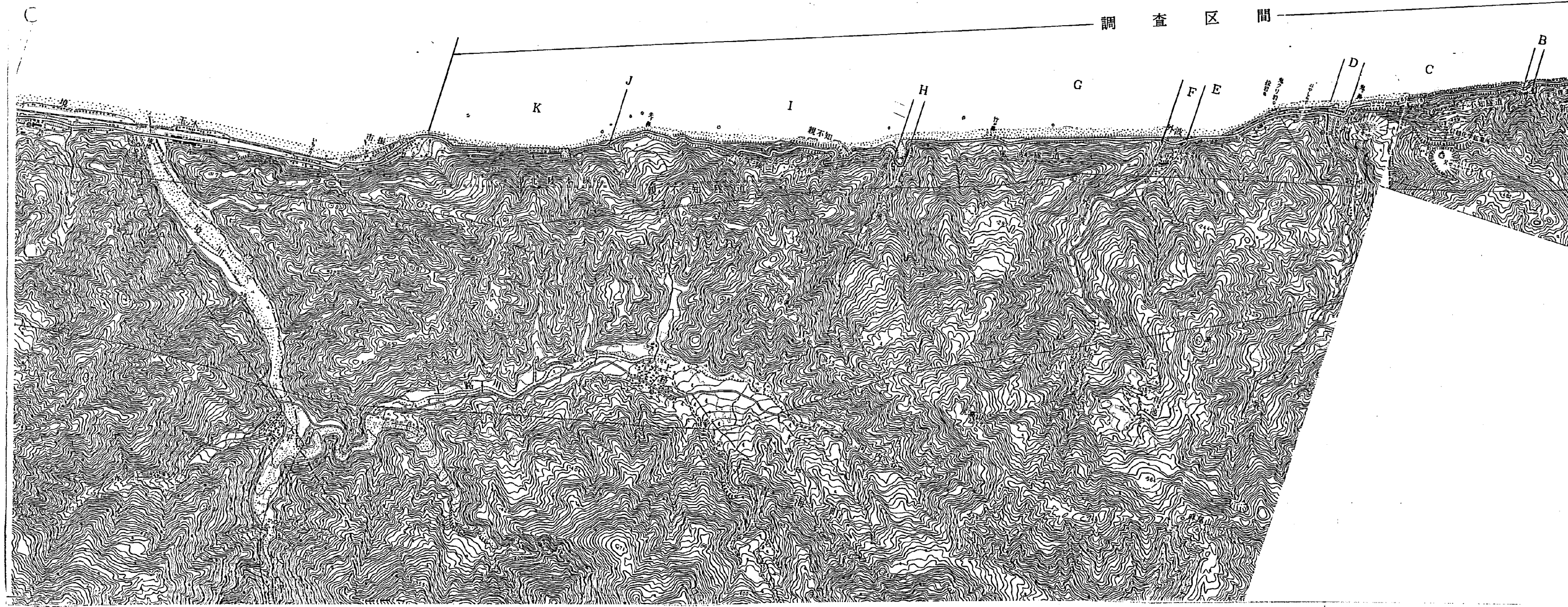
昭和49年 8月

新潟試験所

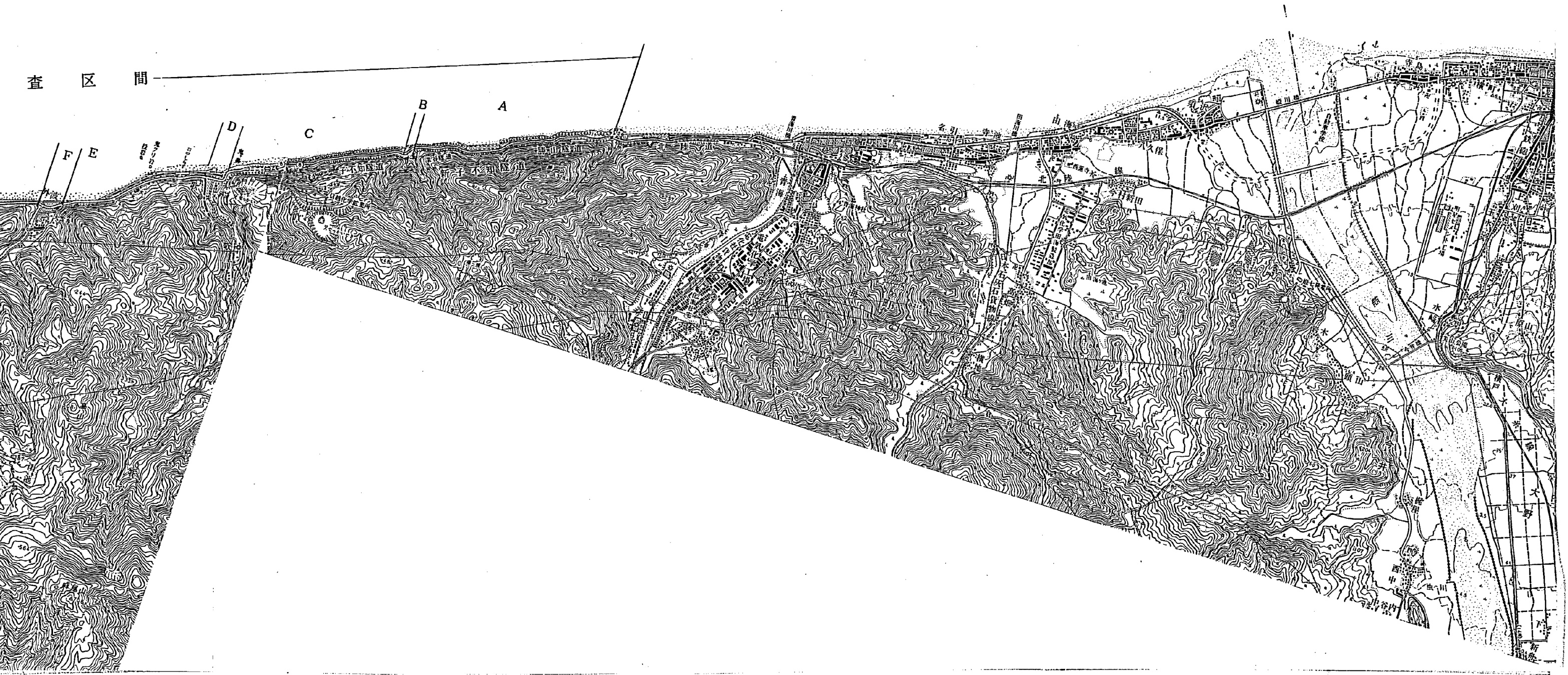
1:25,000

親不知調査区間

調査区間



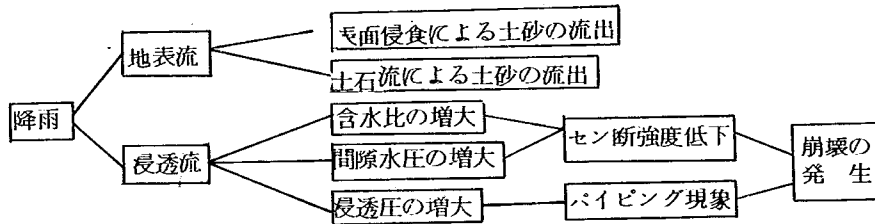
查 区 間



2. 調査結果

2-1 代表的な発生機構について

親不知の崩壊をその主誘因である降雨の影響を考慮して、その発生機構について分類すると下記に示すとおりである。



これらの各因子の発生機構について文献を主にしてまとめ、調査方法について検討を加えた。

2-2-1 表面侵食

1) 概略

降雨時の雨滴ならびに表面流出による侵食作用は、斜面の洗掘と土砂の流出を伴う。一般的にはこれらの現象は、短期的に多量の土砂を流出することは少なく、親不知においても、国道や洞門等が直接被害を受けることは少ない。しかしこのような洗掘、土砂流出作用が降雨のたび毎に継続されていくと、特に崩壊地等では斜面の荒廃化が進み又流出した土砂が斜面下方に堆積して、崩壊、土石流等の原因となる。親不知の表面侵食を地質的にみると、(1) 岩の風化堆積物、例えば子不知付近の花崗岩地区であり、他の凝灰角レキ岩、安山岩等の地区ではあまりみられない。(2) 崖錐堆積層、崩積土砂例えば斜面の途中に崩壊土砂が堆積しているようなカ所においては堆積土の流出がみられる。(参照 写真1、2)

2) 代表斜面(土木研究所資料857号参照)

A-25

写真-1

勝山洞門上部(A-25)の風化花崗岩の侵食によりガリ-が発達している。

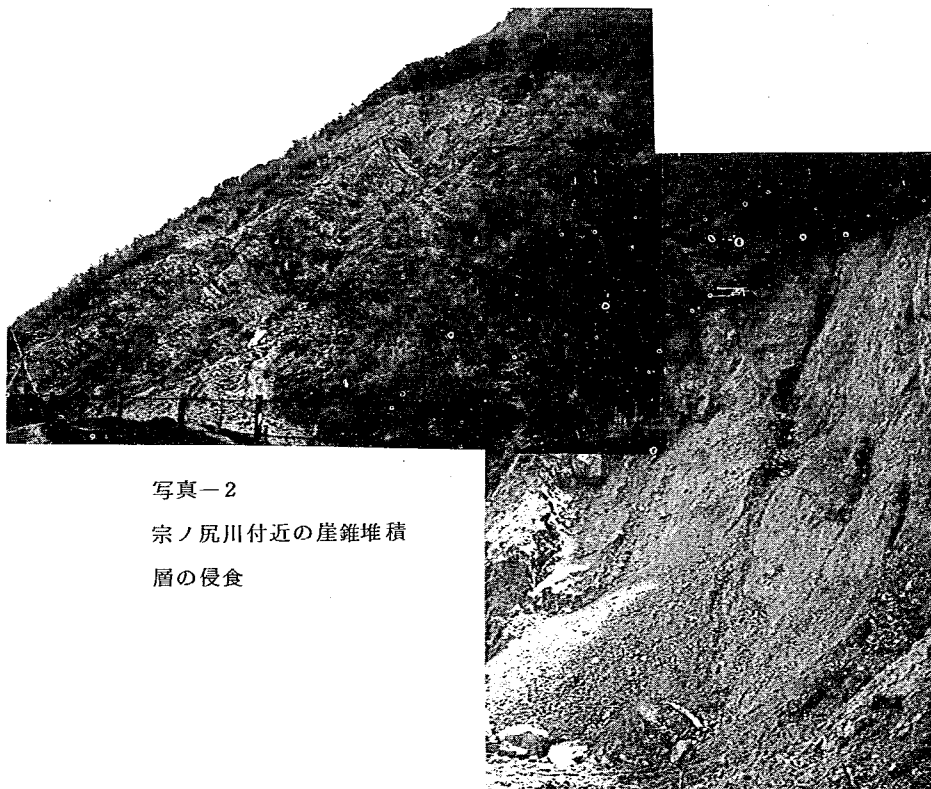


写真-2

宗ノ尻川付近の崖錐堆積層の侵食

3) 発生機関

降雨による斜面侵食は、地表を流れる水の分散作用と運搬力とによって起る。水の分散作用および運搬力は、第1には落下する雨滴の分散力と流出水の量と速度とにより、第2には土の抵抗によってきまる。Bayerによれば侵食に影響する要因を要約して次式で表わしている。

$$E = f(C \cdot T \cdot V \cdot S \cdot H) \text{--- (1)}$$

E: 侵食、C: 気象に関する因子(主として雨量および強度)、T: 地勢、地形に関する因子(特に傾斜、面積等)、V: 植生に関する因子(量: 性質)、S: 土に関する因子(特に物理的性質)、H: 人類の活動に関する因子

侵食には以上のようなC~Hの各因子の種々の組み合わせによって影響を受けるわけであるが、ここでは地表流下水の影響による侵食作用について取り上げた。

斜面侵食の発生機構について村野義郎氏の未発表「砂防工学」ノートより引用する。地表に降った雨が、河道に流れ込むまでの間に地表面を侵食して土砂を生産流出するが、この侵食作用の強度は、降雨の強さ、地表の傾斜、土質、あるいは岩質、地被物の種類と密度等に関係する。雨水による地表面の侵食作用は、雨滴の衝撃による土壌粒子の分解飛散と、地表流による土砂の剝離、及び運搬との2作用に分けられる。この侵食が進めば、地表にリルが出来、さらに発達してガリーになるのである。

斜面上に強度*i* (mm/hr)の雨が降れば、その斜面の浸透能*f* (mm/hr)に相当する水は地中に浸透し、残った水が地表を流下する。降雨強度と浸透能との差を降雨余剰と呼び、これを*φ*で表わせば $\phi = i - f$ である。

実際には斜面上に貯留される水分があるので、斜面の単位面積当りに流出する水量*Q_s* (mm/hr)は*φ*より小さいが、降雨が長時間続けば*Q*は*φ*に等しくなる。この*Q_s*による侵食力が斜面の抵抗力より大きくなると斜面の侵食が行なわれるのである。R. E. Hortonは地上流(あるいは薄層流)による侵食の理論を組み立て、これを他の研究者の実験結果と比較して、よく一致するといっている。いま、傾斜角が*a*で単位幅の斜面を考えると、分水界から*ℓ* (m)の距離における流量*Q* (m³/sec)は

$$Q = \frac{Q_s \cdot \ell}{1000} \frac{1}{3600} \text{--- (2)}$$

Q_s: 斜面単位面積当りの流出水量 (mm/hr)

そして、その点の流速を*U* (m/sec)とすれば、この薄層流の深さ*δ* (m)は

$$\delta = \frac{Q_s \cdot \ell}{U} \frac{1}{36 \times 10} \text{--- (3)}$$

である。薄層流が乱流である場合はマニングの公式

$$v = \frac{1}{n} \delta^{\frac{2}{3}} I^{\frac{1}{2}} \quad \{ R \text{ (径深)} \doteq \delta \}$$

$$q = \frac{1}{n} \delta^{\frac{5}{3}} \cdot I^{\frac{1}{2}}$$

が適用し得るものとしてこれを3式に代入すると、

$$\delta = \frac{1}{8580} (n \cdot q_s \cdot \ell)^{\frac{3}{5}} \frac{1}{I^{0.3}} \quad (4)$$

になる。

次に薄層流が傾斜角 α の斜面に作用する単位面積当りの侵食力 F を掃流力と同じ形で

$$F = W \delta \sin \alpha \quad (5)$$

であらわせば、これに(3)式の δ を代入し、また $I = \tan \alpha$ であることから

$$F = \frac{W}{8580} (n \cdot q_s \cdot \ell)^{\frac{3}{5}} \frac{\sin \alpha}{\tan^{0.3} \alpha} \quad (6)$$

である。

侵食力 F が土の侵食に対する抵抗力 R_i を超過するまでは斜面上には侵食は起こらない。侵食力 F は分水界から下るにしたがって増加するから、分水界から側って侵食力が抵抗力 R_i に等しくなるまでの距離を限界長と呼び、これを ℓ_0 で表わし、又分水界に沿う、侵食を受けない地帯を非侵食帯と呼んでいる。

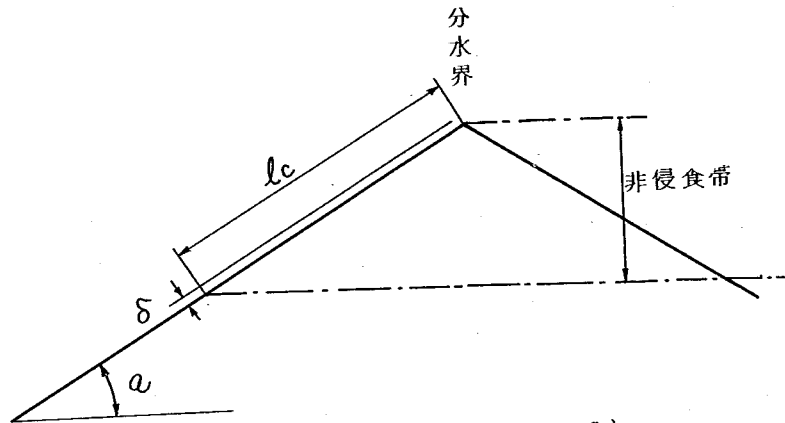


図 1

(村野)

限界長 l_c は侵食の始まるころでは流水は清水であるから(6)式において $W=1000 \text{ Kg/m}^3$ とし、 F のかわりに Ri とすれば

$$l_c = \frac{36}{mq_s} \left(\frac{Ri}{f(s)} \right)^{3/5} \quad \text{---(7) ただし } f(s) = \frac{\sin a}{\tan^{0.3} a} \quad \text{---(8)}$$

であって(8)式を傾斜の関数と呼んでいる。傾斜関数は図-2)に示す形をなしており、他の条

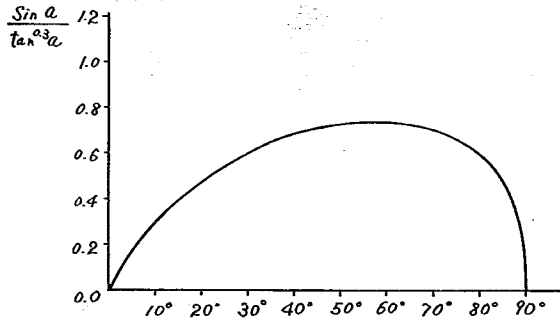


図 - 2 傾斜関数 (村野)

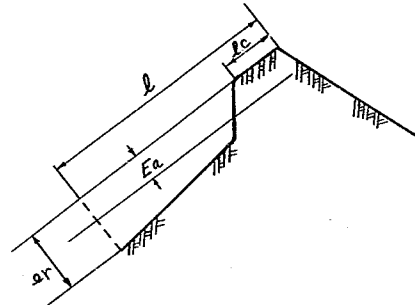


図 - 3 (村野)

件が同じであれば、侵食力は $f(s)$ に比例するわけであるから、傾斜が非常に緩いか、非常に急ならば $F=0$ であり、 $55^\circ \sim 60^\circ$ の付近に最大値が表われることになる。さらに薄層流の侵食によって取り去られる土の量は、正味の侵食力に比例するものとする。すなわち分水界からの距離 l において、単位時間内に削られる土の深さ er は、侵食の始まるころ ($l=l_c$) で流水が持っている侵食力を F_c とすれば

$$er = ke (F - F_c) \quad \text{---(9)}$$

である。式中 ke は常数である。したがって(6)式から

$$er = \frac{kew}{8580} (mq_s l)^{3/5} f(s) (l^{3/5} - l_c^{3/5}) \quad \text{---(10)}$$

である。そして l_c と l との間における全侵食土量 Et は

$$Et = \int_{l_c}^l er dl \quad \text{---(11)}$$

であるから、いま

$$B = \frac{5}{8} \cdot \frac{kew}{8580} (mq_s)^{3/5} f(s) \quad \text{---(12)}$$

とおけば(10)式を積分して

$$Et = Bl (l^{3/5} - l_c^{3/5})$$

になる。 l_c と l との間の平均侵食深 Ea' は

$$Ea' = \frac{Et}{l - lc}$$

であるから、普通は非侵食帯も含めた全斜面についての平均として表わすことが多いから、これをEaとすれば

$$Ea = \frac{Et}{l} = B (l^{\frac{3}{8}} - lc^{\frac{3}{8}}) \quad (13)$$

である。係数Bをあらわす式(12)を考慮して(10)式と(13)式とを比較すれば分るようにある地域上の平均侵食深Eaと、地域下端における侵食深erとの間には、

$$Ea = \frac{5}{8} er \quad (14)$$

の関係があることになる。

次に斜面勾配、植生について侵食土量の測定値を示す。

Benneyは、他の条件にはほとんど同じであるが、地表傾斜だけが異なる試験地で侵食土量を測定し表-1の結果を得ている。

試験地	土質	傾斜	1年、1エーカー当りの侵食土量	
			裸地	草地
A	ローム	8.0%	61 ton	0.3 ton
B	ローム	3.7%	20 ton	0.3 ton

表 - 1 傾斜と侵食土量 (村野)

この結果では、傾斜よりも地被物の影響の方が著しいことが分る。

Musgraveは斜面の長さや地表流出量、および侵食土量との関係を調べ、斜面長によって流出量および侵食量が異なることを示している。すなわち、同一傾斜、同一面積で、斜面の長さが630 ft、315 ft、107.5 ftの3種の試験地において年間の流出量と侵食土量を測定して表-2の結果を得、又降雨ごとの観測値を浸透能より著るしく強い雨によるものと、これをわずかに超過する程度の弱い雨によるものとに分けて、表-3に示している。

面積が同じであっても、斜面が長い場合には、年間量では流出量は少なく、流砂量が多い。ところが、強雨の場合には斜面の長い方が流出量も流砂量も多い。しかし弱雨の場合にはこれと全く逆になっている。

以上のことから親不知の表面侵食特性について検討を加える。侵食土量を表わす12、13式より侵食土量に影響を与える因子は ① f(s) : 斜面傾斜、② n : 粗度係数、③ q_s : 単位面積当りに流出する水量である。

斜面の長さ と 流出の 関係

斜面長 (ft)	流 出 量 (in)				含砂量 WS/ft ³
	1932年	1933年	1934年	合 計	
630	0.84	2.54	0.94	4.02	5.29
315	0.76	2.69	1.06	4.51	3.18
157.5	1.25	3.33	1.19	5.77	1.56

斜面の長さ と 流出の 関係 (雨の強弱)

斜面長 (ft)	強 雨 5 例		弱 雨 13 例	
	流 出 水	流 砂 量	流 出 水	流 砂 量
630	20.3%	エーカー当り 32.86 Ton	13.5%	エーカー当り 5.70 Ton
315	18.0	18.29	16.5	6.35
157.5	10.8	8.64	28.6	7.68

(1) 斜面傾斜 (f (s))

13式において斜面傾斜は傾斜函数 $f(s) = \frac{\sin a}{\tan 0.3a}$ で表わされる。これをグラフで表わしたものが図-2である。f(s)は55°~60°の間で0.736となり最大値を示す。又40°~70°の間は0.68~0.69で最大値との差は少ない。

親不知約12kmでは、斜面平均勾配は35°~50°の範囲がもっとも多い。その中でもっとも表面侵食が顕著に表われている勝山洞門を含む、勝山~洞川間約1.7kmの花崗岩地区は平均勾配45°~50°が大半を占めている。しかしこの花崗岩地区の中で表面侵食を受ける可能性が十分な箇所は、中腹以下の地山の露出した崩壊部又は切り取り部である。図-4のA、B、C部、これらの部分の勾配は平均勾配より急で50°~60°前後の傾斜を示している。これは傾斜函数f(s)のほぼ最大値である。

以上の条件は他の地区にもあてはまるものであり、大峰洞門付近、崩壊斜面上部の輝緑凝灰岩の風化部分の勾配45°前後にも侵食の初期状況であるリルが発達しつつある。

国道(洞門、擁壁)に接する切り取り部は55°前後の急勾配であるが、表面侵食を受けそうな風化度の高い斜面は現在、モルタル吹き付け工等が施工されており、傾斜度と表面侵食との関係は不明である。

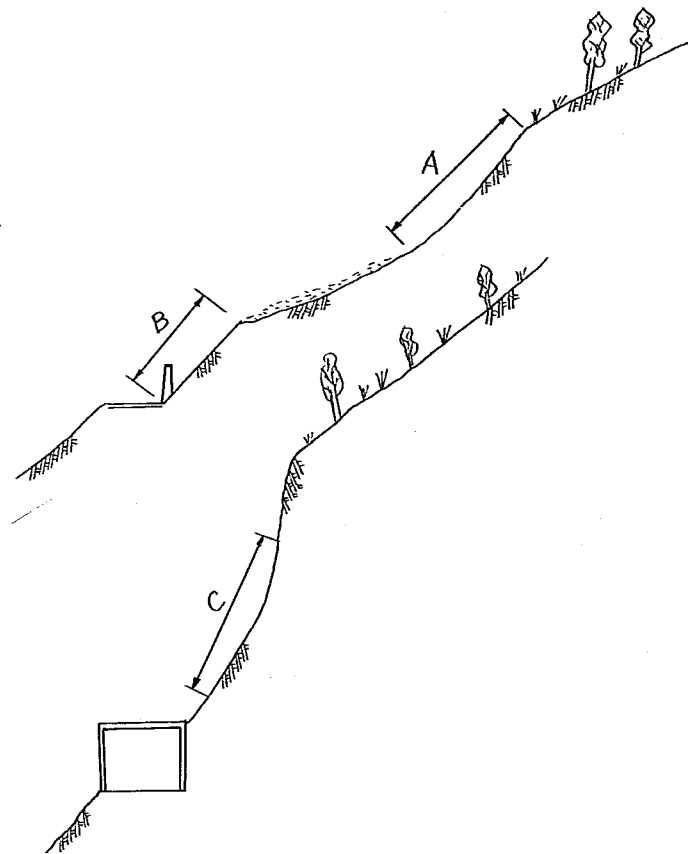


図 - 4

(2) 斜面長 (l)

斜面長 l は斜面を流下する流水の流量に関係するものであり、ある単位巾の斜面においては斜面長が長くなるほど 6 式の F が大きくなり、斜面の抵抗値 R_i より F が大きくなった地点より侵食が始まる。親不知における斜面長は数 $10m$ のものから数 $100m$ のものまで種々である。しかしこれらは植生の繁茂している部分（斜面長の大部分）を含んだ長さであり、侵食作用を著しく受ける箇所は先に述べたように斜面の中腹以下の崩壊部又は切り取り部が大部分である。崩壊斜面の斜面長に勝山洞門 (A-25) で約 $120m$ 、大峰洞門 (C-16) その他で約 $200m$ 、他の崩壊地にはほとんどが数 $10m$ 以下のものが多く、歌川～市振間の崖錐堆積層、凝灰角レキ岩、安山岩からなる斜面は一部の大規模なもの（大竹沢、三段滝洞門）を除き小規模なものが多い。又先に述べたようにこれらの地肌露出斜面の上部に植生のある斜面が連続しており単に地肌の露出している斜面長のみを対照とする分けにはいかない。しかし植生部の流出量は露出斜面と大きく異なっており、画一的に同一とみなすわけにもいかない。植生部の流出量は露出斜面の約半分（

後述)であり、これらを考え合せると単に6式を利用することは困難であるが、露出斜面長が長い程、侵食力Fが大きくなり、侵食を受けやすいことにはかわりはない。

勝山洞門、大峰洞門、大竹沢等の露出斜面長が100~200mでかつ斜面抵抗力の低い風化岩、崖錐堆積層の斜面では表面侵食が表われている。

(3) 流出量 (q_e)

単位面積当りの流出量 q_e ($\frac{mm}{hr}$) はこれまでの傾斜函数、斜面長が表面侵食の素因であるのに対して誘因、つまり直接因子である。流出量に影響を与える主因子として傾斜、斜面長の他に地形、植生(地表条件を含む)があげられる。地形は等高線が平面的に直線であるか(図-5①)凸型(図-5②)であるか又は凹型(図-5③)であるかによって斜面を流下する流量に違いが出る。

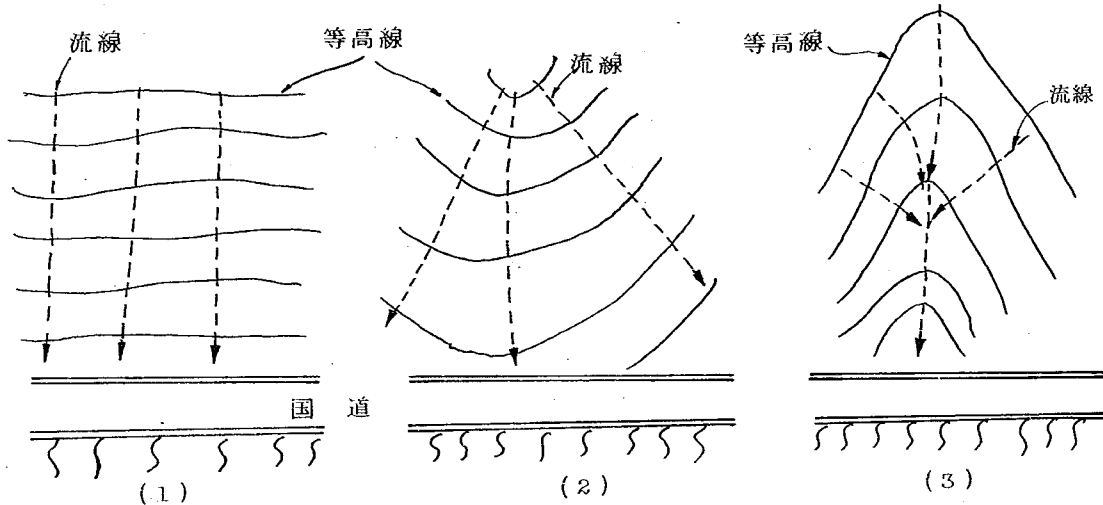


図 - 5

図-5は流線が直線平行状、発散、収れんする形状をましている。このような地形特性による流線の形状を表わす方法として田中茂氏は下記のことを示している。

相隣り合っている2本の流線間にはさまれている区域の集水面積が斜面又は基岩の表面の低い方に行くにつれて変化する率と、上記の2流線間にはさまれた等高線の長さがこの面の低い方に行くにつれて変化する率との比が問題で、前者 R_{aj} 、後者 R_{cl} で表わすと R_{aj}/R_{cl} の値が1より大きいと、同じ勾配で同じ粗度の斜面では斜面の下手に行く程水深は大きく、それはこの値に比例すると述べている。以上のことから親不知の地形をみると、現在侵食作用が著しい勝山洞門等は崩壊地となっており、地形図上に等高線が記入されていない。空中写真等から判断すると勝山洞門上部は尾根の末端で下方へ凸状地形をなしている。しかし斜面内に数本のガリーが出来、その下部は流水の通路となっている。その他の侵食作用を受けている斜面は、ほとんどが谷地形(凹状)斜面である。

植生が流出量に与える影響は地肌が露出している斜面と比較した場合、相当の差があり、

又これらは植生の樹種、疎密の程度、地表条件によって異なる。植生の流出量に影響を与える主なものは①樹冠シャ断、②地表保留ならびに地中浸透である。樹冠シャ断水量について飯塚氏は豪雨時で10~40%と考えられるとしている。地表保留と地中浸透については、飯塚氏によると林地地被物の野外保湿容量は地被物の種類によって異なり、北米ではマツ林における新しい地被の野外保湿容量は150~350%、広葉樹林で360~460%、コケ類では890%であるとしている。地中浸透は先の地被物と土壌条件によるが林地の土壌は一般に浸透能は大きいとされている。なお瀬戸内海沿岸地帯の降雨量と流出量、その他の関係を表一4に示す。

表一4

区 分	年 雨 量 (mm)	地表流下水 (mm)	中間流量と 地水流量 (mm)	蒸発蒸水量 (mm)
ハゲ山	1,200	600	120	480
林 地	1,200	50	350	800

(飯塚)

勝山~歌川間にほとんどが灌木で、大峰洞門~立岩橋付近を除き比較的密である。地表の保水条件はあまり良いとは言えないが崩壊部と比較すると相当の差があると考えられる。その他の地区の国道付近は灌木であるが、中腹部は杉の成林木になっている箇所が多い。杉林の地被条件は地被堆積層は比較的厚く保水能力も良好であると考えられる。侵食作用を受けている勝山洞門、大峰洞門、大竹沢の付近は灌木密度は疎であり、流出率は大きくなると推定される。

4) 調査方法

親不知における表面侵食による現状は、現地踏査を行なうことによりほぼ把握することが出来る。この場合の調査事項は地形(縦断、横断の勾配、斜面長、集水域)、地質(風化度)植生と現在の侵食程度である。これらの調査には先に発生機構の項で説明した理論を考慮して行なえば、定性的ではあるが、さらに良い成果を得ることが出来る。又先の理論を用いて侵食、堆積量を定量的に求めるためには、斜面内にある間隔毎に調査点を設け、その地点の侵食、堆積深を測定し、降雨量(形態)との比較を行なう必要がある。侵食、堆積深の測定には調査点毎に、直径1cm程度の杭を打ち、地上部の長さがある期間毎に計測することにより求められる。ただし急斜面、あるいは落石等のある場合は、杭の設置、維持が困難である。斜面内に水が集まりやすいかどうかについての田中氏の方法は簡単で便利であるが、勝山洞

門上部の崩壊地のようにガリーが発達している斜面ではある程度微地形的に取り扱う必要があり、又これらの崩壊地は地形図上に等高線が記入されていないので簡易的にでも地形測量とする必要がある。

2-2-2 含水比変化型

1) 概略

親不知における崩壊に土砂量が数 m^3 以下の極小規模なものがある。これらの多くは斜面の下部、又は凹地に堆積した崖錐堆積物、崩壊斜面の上端部の崖錐堆積層の崩壊である。

(図-6 参照)

これらの崩壊は集中豪雨等によって多発する危険性が大きい。しかし崩壊土砂量も少なく、国道や防災構造物に与える被害は少ない。又このような斜面は不安定な箇所が多く規模も小さいため、平常の降雨、豪雨等による侵食、堆積作用によって斜面形状に影響を受けやすい。この型の崩壊は含水比の増加によるせん断力の低下によるものと考えられる。

2) 代表斜面

崩壊斜面の上端部 (C-19)

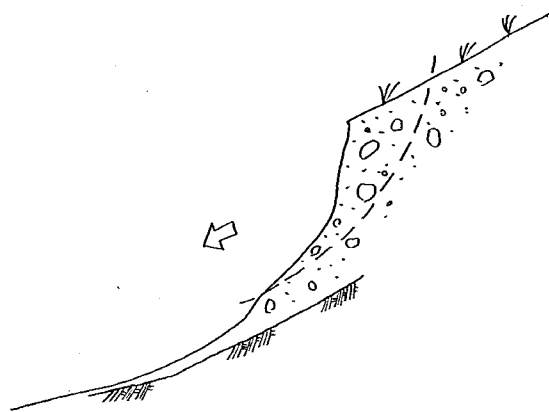


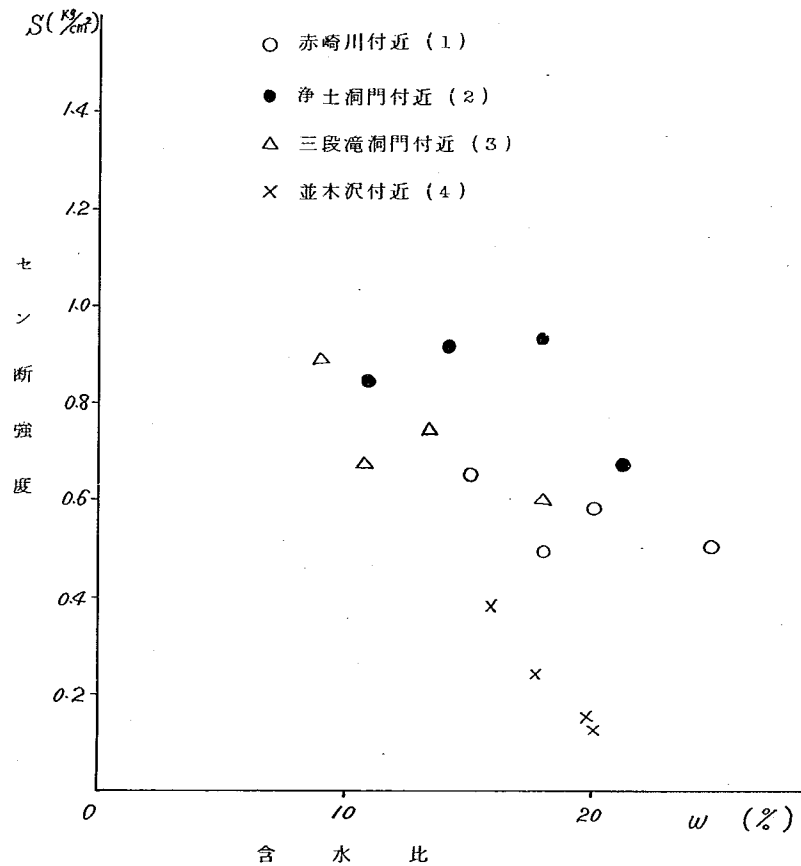
図 - 6

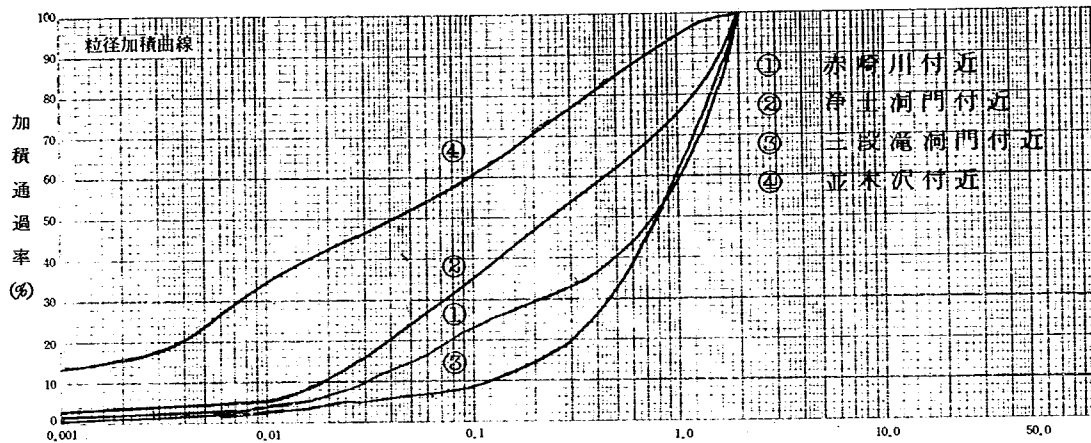
3) 発生機構

一般的に自然斜面の崩壊は土質的に弱い部分、例えば層理面、基岩と堆積物等との境界面等において発生するものであるが、このような小規模な崩壊においては明瞭なすべり面（境界）を見いだすことが困難なことが多い。マクロ的に見れば均一な土層でのせん断破壊である。

崩壊材料である崖錐堆積層はレキが多く、透水性が良い。しかも崩壊の深さが0.5 m 以下のものが多く、地中水の多くは斜面下部への浸透、あるいは蒸散によってすべり面付近は平時は未飽和状態になっていると考えられる。そこに降雨、特に集中豪雨があった場合、斜面上部よりの流水を加えた地表面よりの浸透により飽和状態、もしくはそれに近い状態になって土のせん断強度が低下することにより崩壊すると考えられる。

47年度に含水比の増加によるせん断力の変化をみるため、4カ所より試料を採取して簡易大型せん断試験機を用いてせん断試験を行なった。（土木研究所資料767号）この結果を図-7に示す。又これらの粒加積曲線（2mm以下について）を図-8に示す。





一般的には含水比の変化によるせん断強の変化の割合は、その土塊（試料）内部に粘土分の占める割合の大きいもの程、せん断強度的変化の割合は大きいと考えられている。ここで図-7と図-8を用いて各試料について検討してみる。

①赤崎川付近は輝緑凝灰岩の風化した小片状のものが主で粘土分は少ない。この場合含水比増加によるせん断強度的変化は少ない。

②浄土洞門付近は凝灰角レキ岩を主とする崖錐堆積層で、粘土分は他のものに比較すると比較的多い。ここではせん断強度は低含水比の状態では含水比の増加につれてせん断強度も増加する傾向を示すが、飽和に近い状態では急激に減少している。現場においてはこのような土質、地質状況の箇所では比較的多く崩壊が発生している。

③三段滝洞門付近は②と同じ凝灰角レキ岩であるが主にレキ状の箇所では粘土分も少ない。しかし含水比の増加によるせん断強度的低下はかなり大きく、先に述べた粘土分とせん断強度的関係と異なっている。この現象については今後、含水比とせん断強度間の因子関係ならびに試験方法についてさらに検討を加える必要がある。

④並木沢付近は輝緑凝灰岩の粘土化したもので粘土分は他の試料に比較して多く、又含水比の増加によるせん断力の減少勾配も大きい。並木沢付近は過去の崩壊の形跡はあるが現在では比較的安定している。これは比較的勾配が緩い（35°前後）ことと、粘性土であるため不透水性でなかなか飽和状態にならないことによると考えられる。

以上簡単に試験結果について述べたが、ここで取り上げたのは斜面の一部の極小規模な崩壊を対照にしたのであって、大規模なものについては含水比変化によるせん断力の変化がまだ不明確な部分も多い。又含水比とせん断強度との関係も不明確な部分もあり今後の調査、研究課題である。

4) 調査方法

このような斜面の安定度を検討する場合、降水に対して斜面内の含水比の変化をとらえる必要がある。斜面内部の含水比の変化を連続的にとらえることは技術的にむづかしく、現在のところ測定計器として石こう水分計、テンシヨンメーター等があるが、自然斜面等に設置する場合、測定精度、設置方法等に問題があり、今後の開発が望まれる。なおこれらの現場測定以前に、現場の試料を用いて含水比の変化によるせん断強度を求める必要がある。以上の関係が明確になれば崩壊の予知も可能になる。

2-2-3 間隙水圧変化型

1) 概略

親不知においては比較的勾配が緩く(30°前後)、内部に地下水の貯留が可能な、堆積層の厚いスランプ型の斜面である。この型の占める割合は全体の単位斜面数(2.13斜面)のほぼ5%程度であり、現在杉の成林木等の見られる斜面が多く、比較的土砂害の発生頻度は少くない。

しかし崩壊が発生した場合、国道への流出土砂量は多く大規模な被害が発生することが考えられる。(写真-3)

2) 代表斜面

(C-28、E-7)

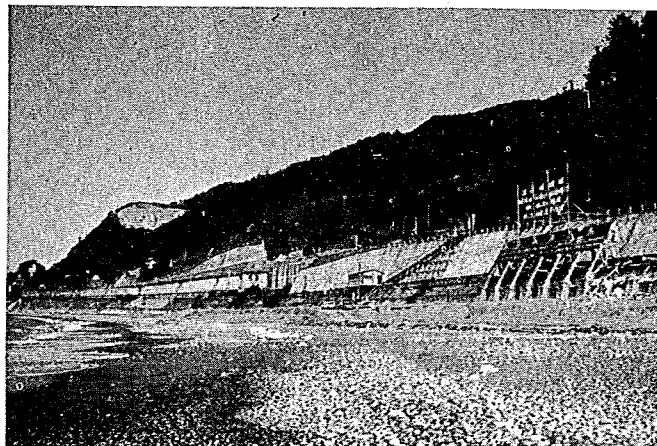


写真-3 親不知駅付近の地すべり斜面

3) 発生機構

親不知におけるこのようなスランプ型の斜面では、集中豪雨、もしくは融雪によって地下水位が上昇して土塊の有効応力を減少せしめ崩壊に至らせると考えられる。このような崩壊形態は地すべり現象である。しかし親不知の場合斜面が急なこと、土層がレキ混りの崖錐堆積層のことから急激なすべりであり又継続的な動きは認められないことから、地すべり性崩壊の形態となる。これらの崩壊土層は主に谷地形の末端部でしかも親不知としては比較的勾配の緩い(35°前後)の斜面に堆積した崖錐堆積層であり、そのため水も集まりやすいこともあるが、その反面透水性も第三紀層の地すべりに比較すると良好である。そのため斜面内の地下水位が降雨等によって急激に上昇する条件としては、斜面下部よりの流出量よりも斜面流入量が大きいことが必要で、集中豪雨、又は急激な気温上昇等に伴う融雪があった場合が対照となる。次にこのような斜面に間隙水圧が発生した場合の土塊に及ぼす影響について述べる。地下水面下にある土塊または飽和状態にある土塊が図-9に示すように単位断面x-xに作用する全圧力をPとすれば、

$$P = \bar{p} - u \quad (15)$$

で与えられる。ここに \bar{p} はこの単位断面中の土粒子間の負担する圧力であって、これを有効圧力といい、 u はこの単位断面の間隙水部分の負担する圧力であって、これを有効圧力といい、 u はこの単位断面の間隙水圧部分の負担する圧力である。これを中立応力と呼んでいる。有効圧力は定義のように粒子相互の間に作用する圧力だから別に粒子間圧力といい、中立圧力は間隙圧と呼ぶことがある。図-9にて地表より地下水面までの深さを h 、地下水面からx-xまでの深さを z とすれば、断面x-xの間隙水圧 u は、

$$u = r_w z \quad (16)$$

また全圧力 P は地下水面上の湿潤密度を γ 、地下水面下の飽和密度を γ_s とすれば、

$$P = \gamma_s z + \gamma h \quad (17)$$

したがって15式から粒子間圧力 \bar{p} は

$$\bar{p} = P - u = \gamma_s z + \gamma h - r_w z$$

$$\text{あるいは } \bar{p} = (\gamma_s - r_w) z + \gamma h = \gamma_b z + \gamma h \quad (18)$$

となる。

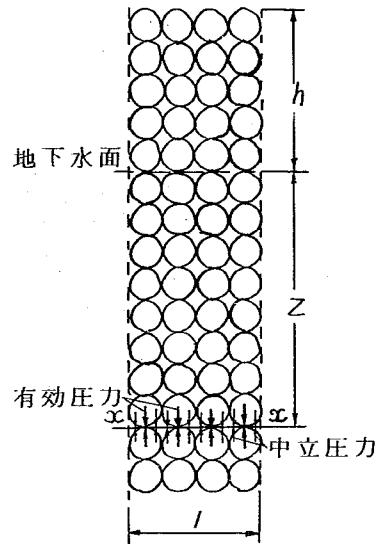
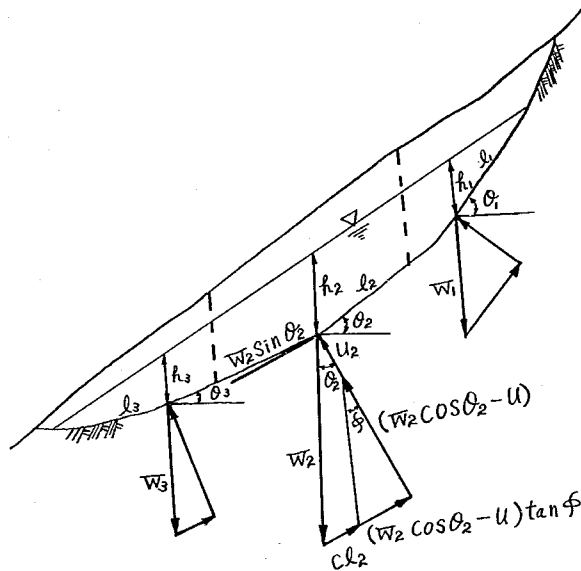


図-9 (當山)

h : 地下水面までの深さ z : 地下水面から考えている場所までの深さ
 w : 水の単位重量 γ_b : 土の水中単位質量

次に以上の間隙水圧の理論を用いて斜面安定を考える。

斜面内の地下水位の上昇による有効応力の減少に伴う、間隙水圧、滑動力、抵抗力の関係を図一(10)に示した。



間隙水圧を考えた斜面安定

図一10

これらの関係から安全率は式一(19)になる。

$$F_s = \frac{\sum (w \cos \theta - u) \tan \phi c L}{\sum w \sin \theta} \quad \text{--- (19)}$$

F : 安全率 w : 土塊重量 θ : 斜面勾配 u : 間隙水圧
 ϕ : 内部マサツ角 c : 粘着力 L : すべり面長さ h : 地下水位

4) 調査事項

間隙水圧の増加による地すべりの発生については、他の含水比変化型とか後に述べる浸透圧型に比べかなり調査、研究が進んでいる。しかし素因である斜面構造は複雑で、これに外力として働く降雨量、融雪量、それに関係する地下水位の変化による崩壊の予知を行なうことは現在の技術ではなかなか困難である。そこで一手段として降雨量、融雪量と間隙水圧（地下水位）、移動量（ひずみ）を測定することによりある程度予測することは可能である。親不知のこのような斜面では平常の移動量（ひずみ量）は期待出来ず、降雨量、融雪量と間隙水圧との比較になる。

間隙水圧は間隙水圧計又はボーリング孔の地下水位を用いる。

又素因である斜面構造については①規模（範囲、深さ）、②地質構造（断層等の有無）③地形、④土質である。これらから崩壊推定土量、地下水の流入経路、土質特性を把握もしくは推定することが出来る。土質特性として安定解析を行なう場合土の強度 c 、 ϕ と決定する必要がある。しかしこれらの強度は c — ϕ 図から求めるのが一般的である。 c — ϕ 図より土の強度を求める場合 c 、 ϕ のいずれかを決定する必要があり、可能な限りあらかじめせん断試験等により c 、 ϕ の値を求め参考にするのが良い。安定解析法には分割計算法、摩擦円法等がある。

2-2-4 浸透圧変化型

1) 概略

勾配が 30° ~ 50° の急斜面で、崖錐が浅く堆積(1m前後)した斜面。この型の斜面は全体の約半数を占めており、集中豪雨の際特に多発する傾向がある。地質的には外波川~市振間の凝灰角レキ岩の分布地域に多く見られる。

これらの崩壊は斜面内の水圧により、斜面の一部が噴砂現象によって土砂が流出するもので、その後上部へ崩壊が拡大して行く傾向がある。このような崩壊が発生した直後は、斜面内の水みち状の所から水が流出しているのが認められる。

(写真-4)水の流出は崩壊後長期に渡って認められるものや、崩壊時のみで後は不明(平時と降雨時の場合)なものがある。

規模的なものには噴砂現象による土砂の流出のみの小規模なものから、上部へ拡大して中規模(500m前後)程度のもので大規模なものは少くない。

2) 代表斜面

c-19 k-20



写真-4.

大峰洞門付近

3) 発生機構

親不知におけるこれらの斜面の多くは、崖錐堆積層が急斜面に浅く堆積したものである。このような斜面が崩壊に至る原因としては地下水の浸透圧の作用によるものと考えられる。

これらの斜面の多くは降雨によって地中に浸透した地下水が、基岩、もしくは不透水層に達すると自由水面が生じ斜面下部に向って流下を始める。これらの関係を図一(11)に示す。

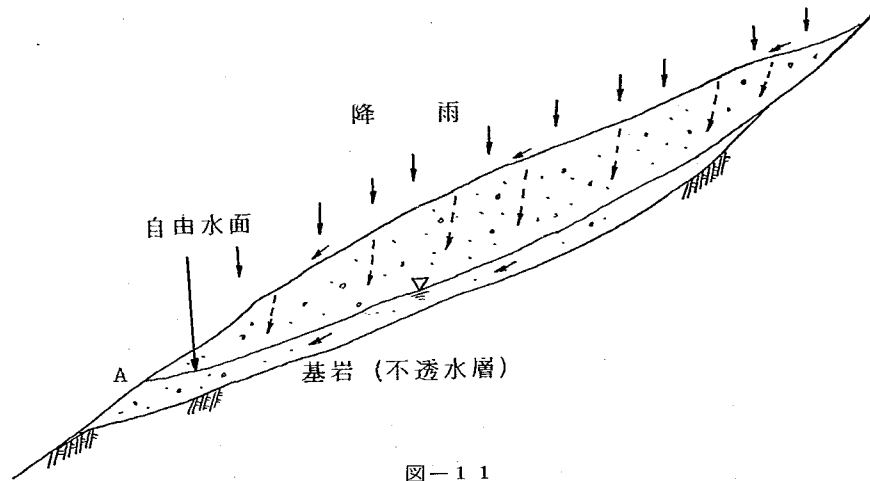


図-11

自由水面が斜面下部より上部へ連続していくと、斜面下部A付近に噴砂現象が発生し崩壊に発達する。この噴砂現象の発生機構は次式で表わされる。

$$r_s = \frac{G - e}{1 + e} r_w \quad (20)$$

$$(h + L) r_w A > \frac{G + e}{1 + e} r_w A L \quad (21)$$

あるいは

$$\frac{h}{L} > \frac{G - 1}{1 + e} \quad (22)$$

ただし

r_s : 乾燥密度 G : 比重 e : 密度
 A : 断面積 h/L : 動水傾度

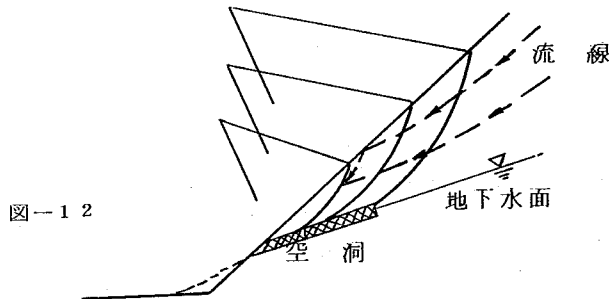
単位体積に対する浸透力を s と置けば次の 23 式のとおりである。

$$s = \frac{rwhA}{LA} = rwi \quad (23) \quad \text{ただし} \quad i = \frac{h}{L}$$

そこで図-11のA付近で浸透圧 s が22式の右辺に rW を乗じた値より大きくなれば、噴砂現象が発生する。このような現象により破壊に至るのは主として砂質土であり、粘性土でも起るが透水係数が小さく、破壊に至らないことが多い。

パイピング現象による斜面の崩壊については田中茂氏の多くの研究がある。これによれば、山腹の表層崩壊が発生する第1条件は図-11のA付近に浸出線が発生することである。

第2条件は浸出線付近に「パイピング現象」が発生することである。図-12のA付近にパイピングが生じるとその上方の斜面は足場を失って下方へ滑落し、順次上方へ進んでいく。さらに田中氏はこのような機構で「がけ崩れ」が生じやすいかどうかは地表植物の粗密や種類、林相、土質、地質、地形や不透水性基岩等の境界条件、さらに浸透層の先行条件等に大きく支配させられる。



地下侵食による崩壊の説明図 (田中)

4) 調査事項

発生機構において述べた条件を現場において力学的に解析することは難しく、現場においてこれらの現象について検討する場合は、まず表層（崖錐堆積層）が浅く、付近の地質構造から表層の下は不透水性になっているかどうか、さらに地形、地質構造から水が集まりやすくなっているかを調査する必要がある。これらの調査は斜面付近に基岩等が露出している場合においては表層の厚さ、基岩の透水性、不透水性については地表踏査等で推定することが出来る。水の集まりやすさについての検討は地表踏査もしくは先の表面侵食の項で述べた地形図の等高線の形状を定量的に表わす方法が利用出来る。(図-5 参照) 以上簡単にパイピング現象による崩壊発生斜面の調査法を述べたが、崩壊発生前にこれらの斜面を見い出すことはかなりの経験を必要とする。

2-2-5 土石流

1) 概略

親不知1.2 Km区間における土石流の発地点は大きく2つに分けることが出来る。

1つは風波川、外波川等国道を横切る数本の急流河川であり、他の1つは大竹沢、並木沢で代表される様に崩壊土層が多く堆積した沢である。これら土石流は多少の降雨量ではなかなか発生しないものであるが、昭和44年8月災害時(連続降雨量135mm)の大竹沢等の土砂流出にみられるように一旦発生すれば大規模なものとなり、国道やその他の構造物に多大の被害を及ぼす。

(参考写真-5・6)

2) 代表斜面

F、G-20、25

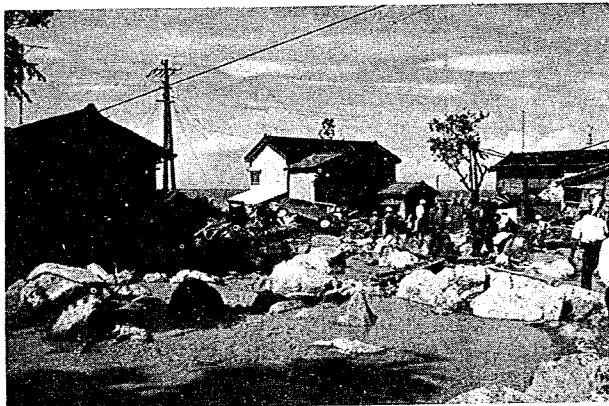


写真-5

昭和44年8月9日
災害の外波地区
(外波川)

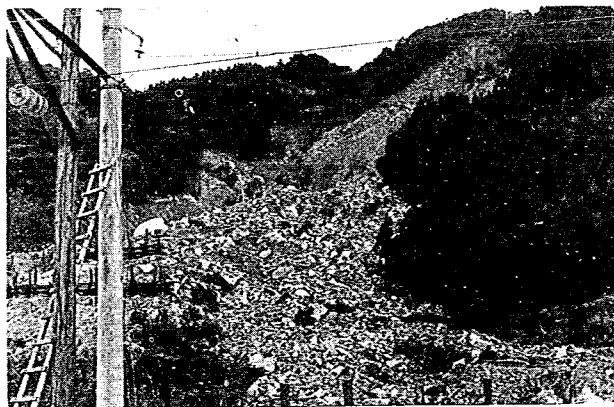


写真-6

同 大竹沢

3) 発生機構

土石流は急勾配の河道又は沢に堆積した土砂が山腹崩壊によって急激に押し出された土砂や段波により一挙に下流に流れたり、地下水を多量に含んだ斜面が崩壊して急勾配の河道や沢を一挙に流下する現象で、その発生機構は京都大学防災研究所奥田、芦田、大阪高専大同等の各氏により現在研究段階である。このように現在土石流の発生機構については不明な点が多く、土石流の定義自体もまだ不明確なところがある。土石流の発生については次のようなことが考えられている。

①山腹斜面、河床堆積物の間隙水圧の上昇、パイピングの発生によるもの、②河道の段波の発生による礫の拾い上げ、③山腹斜面の崩壊による堆積物への衝撃等である。さらにこれらの土石流が、河川又は沢を流下する際の運動形態の問題がある。しかし土石流を現場で実際に調査された例は少なく、発生機構と同様不明な点が多い。奥田氏によれば土石流の先頭部は非常に密度の高い大きなものが集合しており、後尾部は薄い泥水のように、胴体の部分はそれらと違う形態であり、土石流と一つの集合運搬体とするのは好ましくないとしている。さらに同氏は土石流の先頭部を1つの物体とみてこれを質点力学的にとり扱えば、その運動は極めて単純化出来るとして、次の運動方程式を種々の条件のもとで解くことであると述べているが、その問題点についても指適している。

$$m\ddot{x} = mg(\sin\theta - \mu\cos\theta) - k\dot{x}$$

ただし m : 質量、 \dot{x} : 速度、 \ddot{x} : 加速度、 g : 重力の加速度、 θ : 斜面の傾角、
 μ : 動まさつ係数、 k : 抵抗係数

この式の中での μ および k の値を流動塊の物性、形状、速度に応じて定める必要があるが、その値を土石流発生前にあらかじめ見積ることは非常に困難であり、現状では発生後に流下状況を測定して逆算する方法しかないが、今後多くの土石流の動態が観察されればある程度見当づけられるとしている。又この式中の質量 m を一定としている限り、土石流が運動中にその質量を変化させていく過程が表現出来ないとしている。

4) 調査方法

土石流の発生を機構等が不明確な点が多く、まだ調査方法の体系化もなされていない。したがってその危険度は地形、堆積土砂の量、土質、過去の災害記録等により定性的に判定する以外に有効な手段はない。

2-3 降雨による土砂崩壊の実態調査

親不知の崩壊に降雨が直接影響していることは過去の記録からも明白である。しかし親不知1.2km区間は前述の如く斜面構造が複雑であり、降雨量の危険度への影響は斜面構造により大きく異なることは容易に想像できる。今年度は代表斜面(写真8)を選定して、降雨による崩壊の実態を把握することを目的とした。

2-3-1 地形、地質概略

この崩壊地は、昭和47年5月10日朝、崩壊したもので降雨量は8月の午前9時から10日の午前9時の間に計91mmという記録が残っている。崩壊土砂は崩壊地、下部より洞門上に堆積しており、現在崩壊地、上部より極小規模の崩壊、落石が時折発生している。(参照写真7・8)

試験地斜面の平面図、並びに代表断面を図13・14に示した。

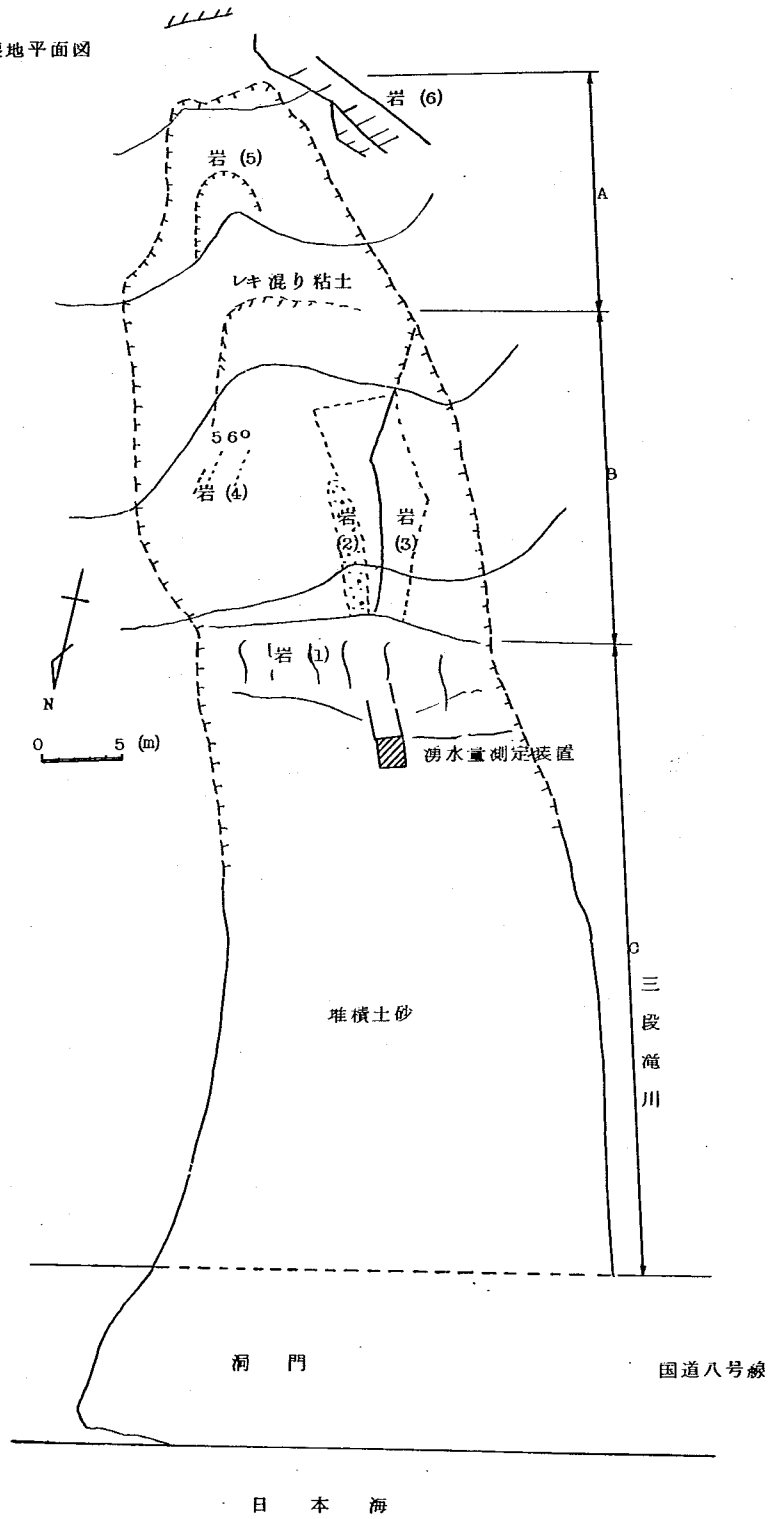


写真-7
崩壊地全景



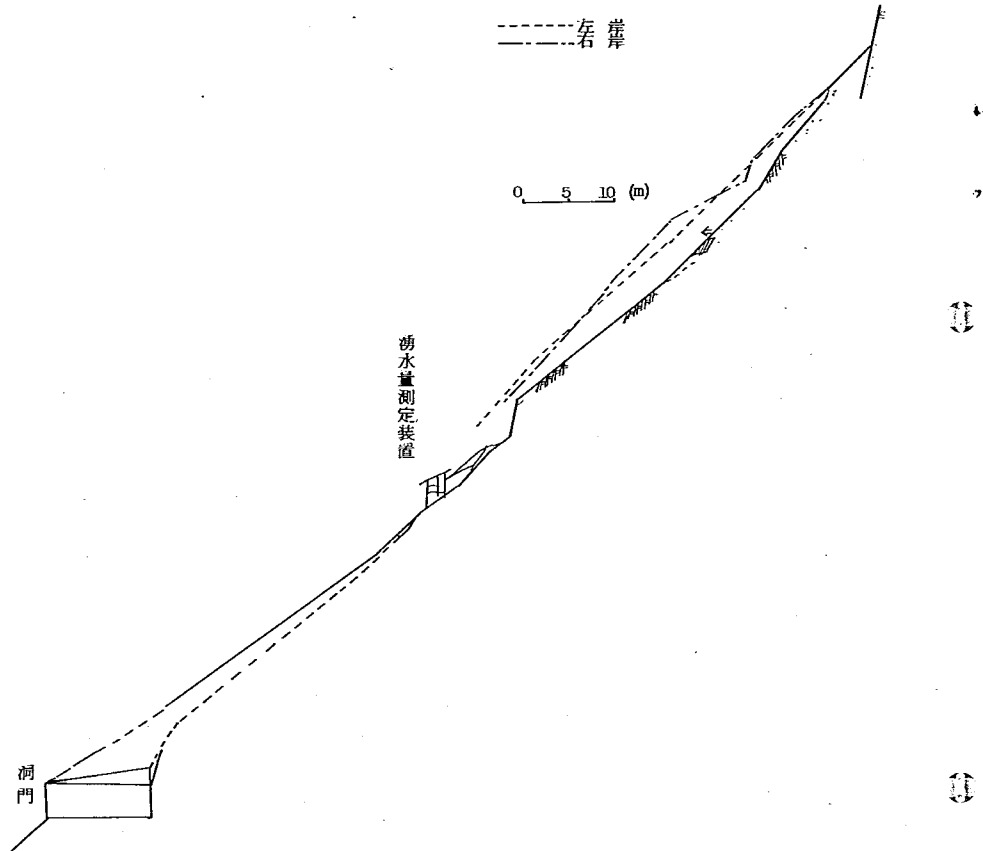
写真-8
崩壊部

図-13 三段滝崩壊地平面図



日本海

图-14 三段施崩壞地縱断面



地形、地質の概略を説明すると、全体的には三段滝川の右岸となっている尾根筋の末端部であり崩壊前の空中写真から推定すると、崩壊部分の旧地形は崖錐が浅く堆積した浅い谷地形となっており灌木類からなる植生状態からも過去何回かの崩壊をくり返して来ていると考えられる。

現在崩壊地はV字状になっており、図一(13)のB部に除々に堆積が始まっている。崩壊地内とその付近の岩の露出している箇所を図一に示し、B部の岩については走向、傾斜を測定した。岩名は主に凝灰角レキ岩であり、変成作用を受けている。(参照写真-9)崩壊の際、

不透水層となり、又すべり面として重なる位置を占めたと考えられる。B部の岩2の走向

傾斜は $N 80 \sim 88^\circ E$ 、 $44^\circ \sim 49^\circ N$ で岩4は、 $S 17^\circ E$ 、 $56^\circ W$ である。これらの値

を用いてウルフのネットにおいて岩2、岩3の交叉角度を求めると

図一(15)に示すようにV字形となり、斜面の中心に浸透水が集中しやすくなる。又図一(14)の縦断図に

装置設置位置と崩壊地兩岸の縦断図を破線と1点破線で示した。

崩壊斜面の旧地形は空中写真から浅い谷地形であったことが判定出来ることから、崩壊前の斜面中心の縦断線は兩岸の縦断線より下部に位置し、かつ斜面上方より下部に向かって浅くなっていたことが推定される。そう

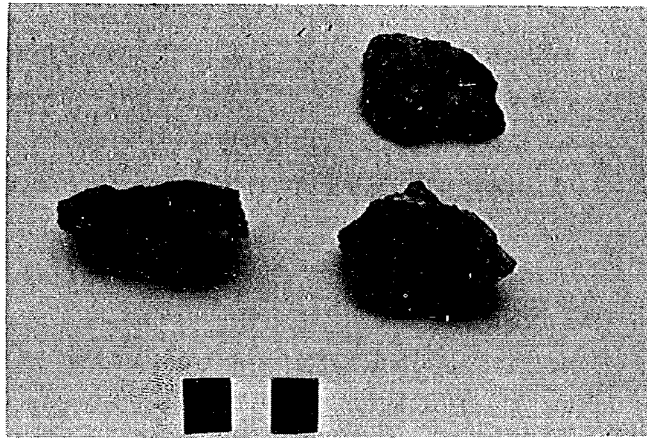
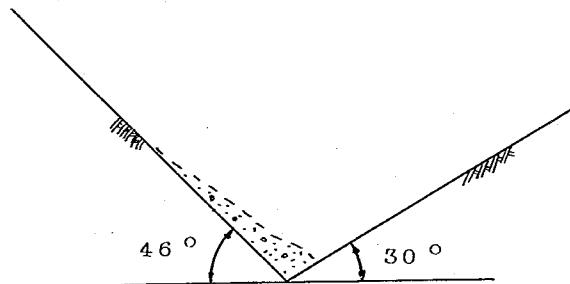


写真-9 凝灰角レキ岩



推定基岩横断図

図-15

すると降雨等によって地下水が基岩上を流下した場合、B部下部付近において田中氏が示した浸出線が表われやすくなる。又斜面中腹に厚さ1m前後のレキ混り粘土層が認められ、降雨時にはその上部より出水することが確認された。

以上のことから崩壊前の斜面は、浸透圧の増加によりB部下部付近にパイピング現象の発生による崩壊の発生し易い斜面であったといえる。

2-3-2 測定装置

降水量ならびに降雨形態と斜面湧水量の関係を求めるために図-13のC部の上部に三角セキを使用した流出量測定装置を設置した。装置は30°の三角セキと堆砂装置より成り立っており図-16・17写真-10に示した。

三角セキ断面の設計については次の条件において行なった。

- ① 集水域(1000分の1の地形図より)は $A = 0.00286 \text{ Km}^2$
- ② 対象降雨量は現在交通規制の対象危険降雨量 30 mm/hr よりその2倍の 60 mm/hr を対象とした。
- ③ 推定流出量はラシヨナル式より $f = 0.9$ 、 $r = 60 \text{ mm/hr}$ として $QP = 0.0429 \text{ m}^3/\text{sec}$
- ④ 断面形は小流出水の場合の精度を高めるため三角セキ(30°)とした。
- ⑤ セキの高さ h は渡辺式より0.6mのとき $Q = 0.0506 \text{ m}^3/\text{sec}$ となり条件③を満足し余裕高を見込んで $h = 0.6 \text{ m}$ とした。
- ⑥ 水位測定は自記式伸縮計を改良したものを水位計として使用した。
- ⑦ 整流板は3枚($\phi = 5 \text{ cm}$)を三枚取りつけた。



写真-10 湧水量測定装置

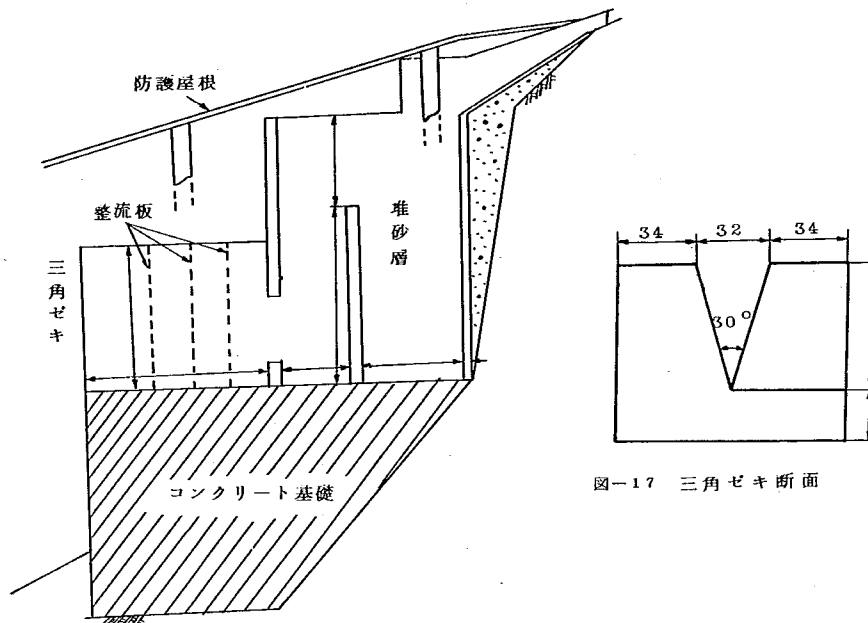
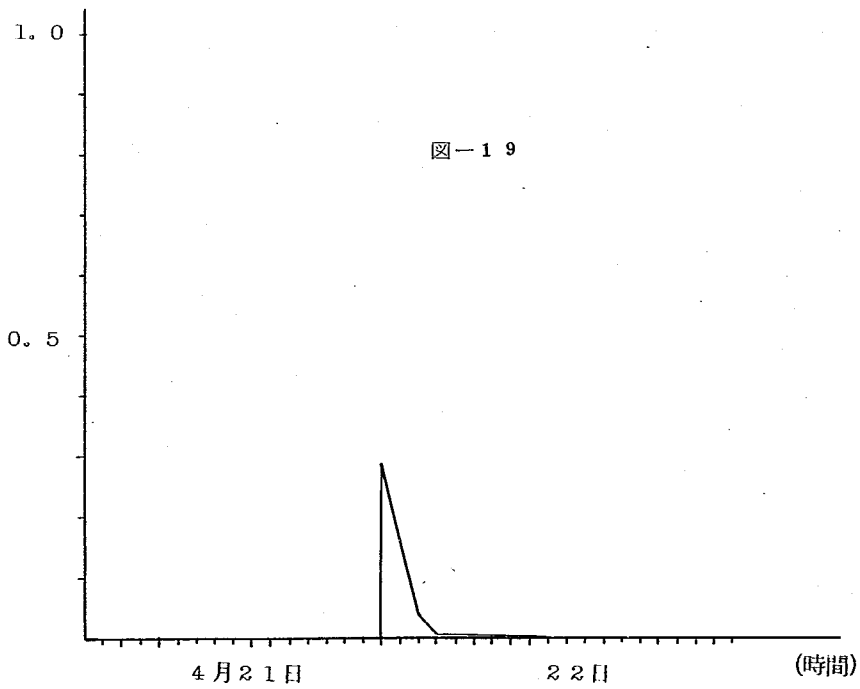
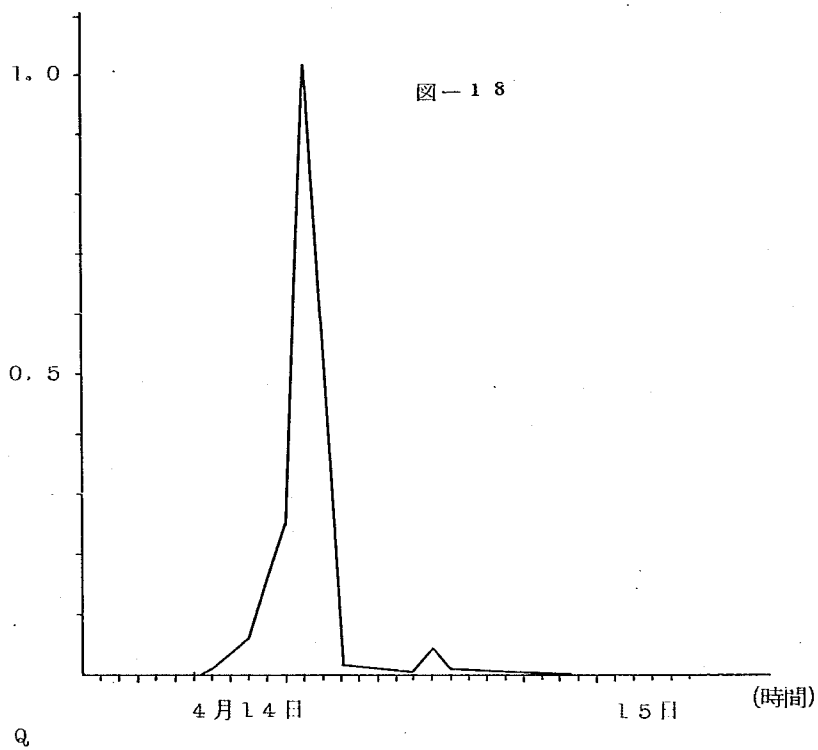


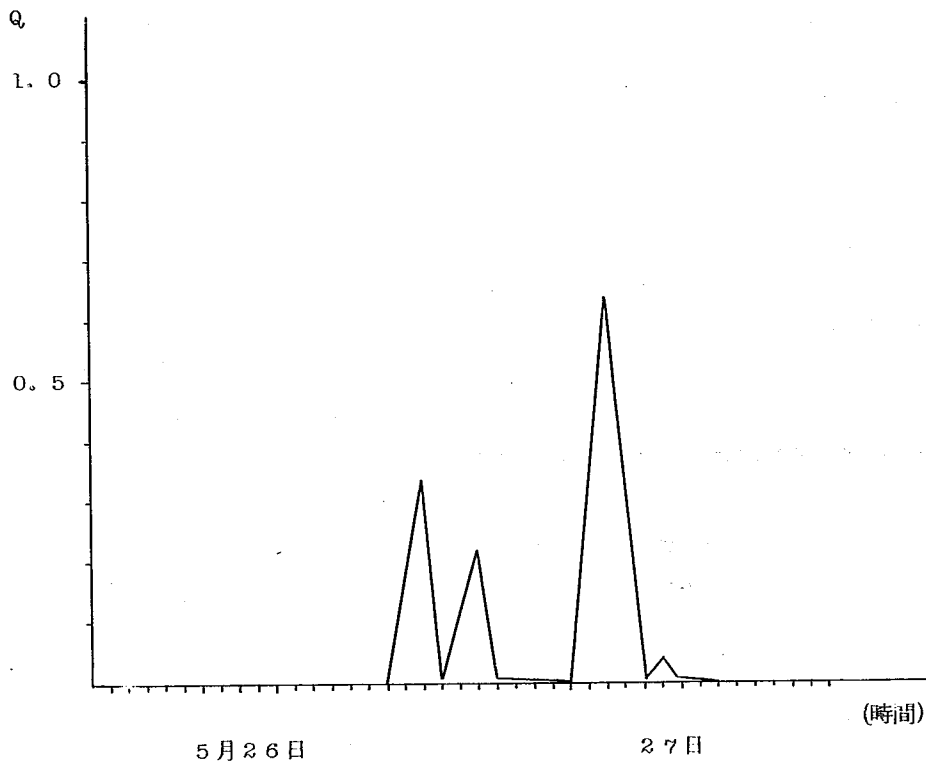
図-16 流出量測定装置

図-17 三角ゼキ断面

2-3-3 観測記録

現在観測を継続中であるため、まだ結論を導びき出しておらず、今後データが集まりしだいまとめ別報にて発表する予定である。ここではこれまでの観測結果の一部を図-18、19、20に示す。これらの図は降雨に対する斜面流出量である。ここで問題になるのは降雨と斜面流出（湧水）との時間的關係と、降雨形態と流出形態との比較である。しかし時間的關係については計測器が別々なものを使用したため、はっきりと定量的にその差を求めることは出来なかった。現在は同一に記録出来る計測器を用いて観測中である。ここで図に示した流出形態のみについて検討してみると、流出量は急な立ち上りをみせ、ピークに達すると急に下がりその後、数時間微かな水量が継続して流出している。これらの現象は、ここで示した観測結果の降雨量が少くない（時間降雨量が10mm前後、連続降雨量が20～30mm前後）ことが集水域中に一時的に保留される水量を極度に少なくしていることが考えられる。しかし同じような降雨形態で降雨量が増大した場合、流出形態は相似形となすと仮定すると、斜面内の浸透圧は急激に増大していくと推定される。今後さらにデータを積みかさねて、解析を進めて行くとこれらの時間的關係も求められ、崩壊と降雨の時間的關係、ならびに降雨形態との關係を求める基礎資料となすことが出来ると考えている。





☒-20

8. ま と め

道路網の整備・拡充により山岳部等地形、地質的に劣悪な条件を備えた道路延長は益々増加する傾向があり、交通の安全確保の上から土砂害に対する防災対策の確立が一日も早く望まれている。

親不知12km区間はほぼ全面的に崩壊危険ヶ所であり、この区間の防災対策の確立はまさにモデルケースとして各方面から注目されているものと云えよう。

北陸地方建設局の依頼により、46年～48年の3ケ年間、親不知崩壊地調査を実施したが、崩壊現象の複雑さの一端を垣間見る程度で、具体的な成果をあげることの出来なかったことは残念である。

しかし親不知地域の代表的な崩壊地である三段滝に、崩壊の実態を観測するための連続写真撮影装置、湧水量堰、降雨量計と設置し、長期観測体制にとりかゝる手掛りを得た。

更に親不知12km区間には現在各種の洞門等の防災構造物が建設され、一見非常に安全に見えるが、自然災害の規模は、時として人間の予想をはるかに超す大きさの場合もあるし、この反対に一個の落石によっても大事故につながる場合もあり、親不知区間の防災対策の万全性を確保することの困難性を改めて喚起する契機となれば幸いである。

最後にこの親不知の調査にあたって終始、御協力下さった北陸地方建設局、および高田工事事務所の方々に厚くお礼を述べる。

調査担当者

建設省土木研究所新潟試験所

所長 酒 井 淳 行
山 田 曙

4. 参 考 文 献

- | | |
|-----------------------------------|-----------------|
| 1 土質工学ハンドブック | 土質工学会 |
| 2 防災工学ハンドブック | 防災ハンドブック編集委員会 |
| 3 土質力学 | 當山道三 |
| 4 地すべり、斜面崩壊の実態と対策 | 山田剛二、渡正亮、小橋澄治 |
| 5 砂防工学講義ノート | 村野義郎 |
| 6 地質学と土質工学の境界領域の問題点 | 土質工学会関西支部 |
| 7 風化 その理論と実態 | 松尾新一郎訳 |
| 8 地学 I | 金関義則、村井勇訳 |
| 9 水工水理学 | 石原藤次郎 |
| 10 森林防災学 | 飯塚肇 |
| 11 新砂防 VOL27 NO1 | 第6回砂防学会シンポジウム報告 |
| 12 水理公式集 | |
| 13 土木研究資料 国道8号線親不知崩壊地調査 NO767、857 | |