



表-1 崩壊斜面の地形、地質的特徴

地区	御岳くずれ	滝越	松越	御岳高原
崩壊土量	3 250 万 m <sup>3</sup>	50 万 m <sup>3</sup>	29 万 m <sup>3</sup>	10 万 m <sup>3</sup> (推定)
崩壊前の地形勾配	25度 (脚部35度)	30度	17度 (脚部33度)	20度
崩壊地点の地形的位置	尾根	尾根型段丘斜面	尾根型段丘斜面	尾根型緩斜面
すべり面の深さ	100~150m	50~70m	40m	5~15m
すべり面の横断形状	U字谷	平滑状	ダブルU字谷	平滑状
すべり面の地質	千本松軽石層 (一部に伝上川溶岩類)	滝越湖成層 (主としてルーズな砂層と粘土層)	御岳第3軽石層 (Pm 3 A, Pm 3 B) で粘土化著しい <sup>10)</sup>	御岳第1軽石層 (Pm 1) で粘土化著しい <sup>11)</sup>
すべり地塊の地質	伝上川溶岩類	上部滝越湖成層 (伝上川溶岩と砂層, 半固結粘土層)	上部滝越湖成層	御岳第1軽石層の上位に重なる全ての風成火山灰層 (Pm 2, 3と若いほど新鮮)
崩壊下端部における浸食作用	下刻作用顕著, 湧水浸食あり	斜面脚部における湧水浸食顕著	大又川の側方浸食による逐次破壊あり	道路等の築造による人工的斜面化
隣接区域での既往崩壊	西隣に大崩壊あとあり	不詳	西隣はかつての崩壊あと	不詳

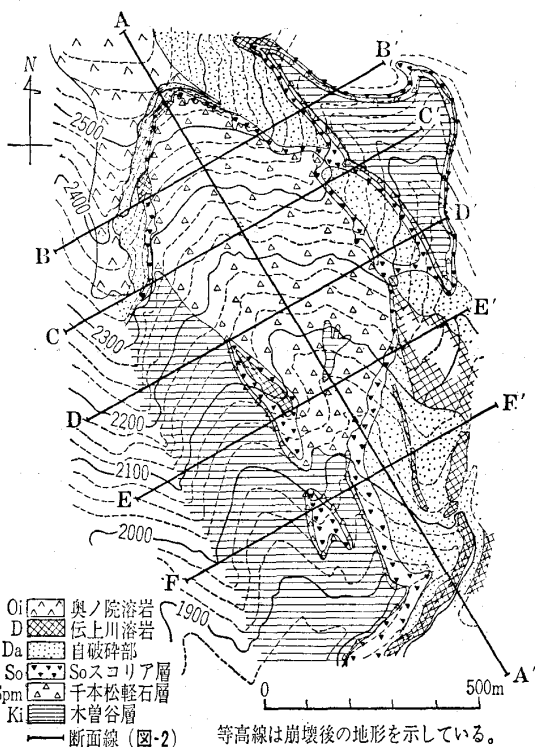


図-1 御岳くずれの崩壊状況と地質分布図 (地形等高線は国土地理院<sup>13)</sup>による)

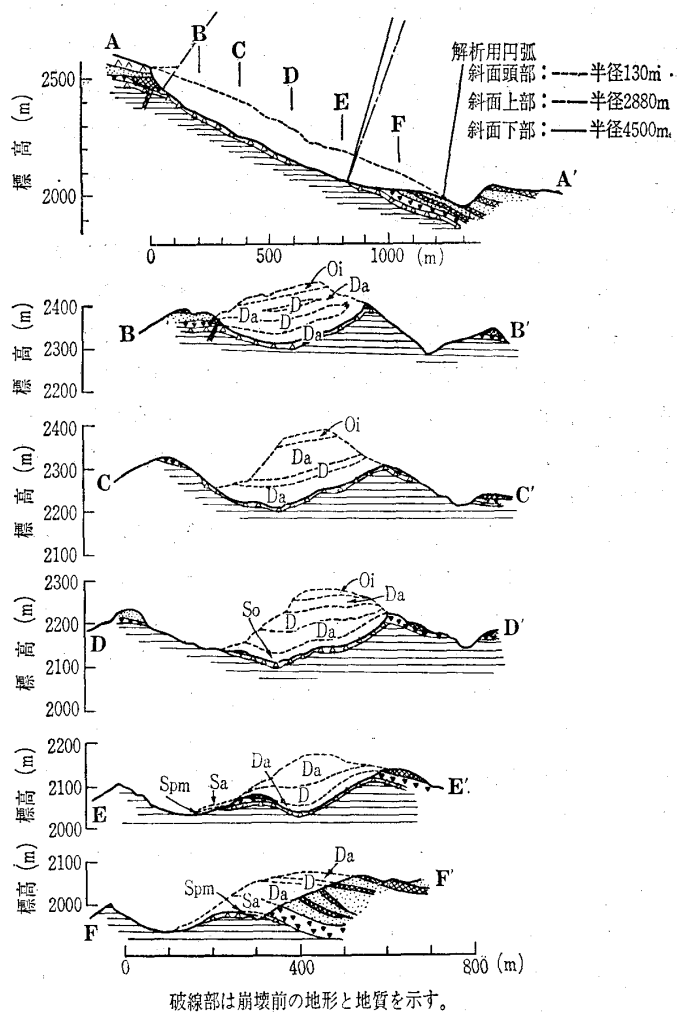


図-2 御岳くずれ地質縦断、横断図 (地形断面は国防防災科学技術センター<sup>9)</sup>による)

連なっている。すべり面の形は、崩壊前の尾根筋直下よりやや西寄りに中心をもち触先を約20度南南東に傾けた舟底形を呈している。今回の崩壊によって、長年日の目を見なかったかつての埋没谷地形が新たに出現した<sup>9), 10)</sup>わけである。

崩壊地の地質は、更新世後期の御岳火山噴出物からなり、崩落崖の最上部には柱状節理のよく発達した厚さ10m弱の2枚の溶岩流がある (奥ノ院溶岩類<sup>10)</sup>, 溶結降下火砕岩層<sup>11)</sup>)。この溶岩流の下位には、崩落崖付近に火口をもつ灰色の安山岩溶岩、暗灰色~赤灰色の同質自破砕溶岩、溶岩として流れ出す直前もしくは一部流れはじめたところで冷却固化した火砕岩などからなる伝上川溶岩類があり、崩落崖の下部には、Soスコリア層<sup>10)</sup>と呼ばれている黒色~

暗褐色、風化変質して赤橙色の降下火砕物がある。崩落崖から下方に連なる舟底形のすべり面の大部分は、千本松軽石層<sup>11)</sup>と呼ばれる厚さ1~2mの風成未固結の降下軽石層からなっている。この軽石層は、上位Soスコリア層に連続的に重なるが南下するにつれ厚さを減じ、崩壊地下端東寄りでは伝上川河床よりさらに下にもぐっている。したがっ

て、この崩壊地の下部東方のすべり面は、千本松軽石層よりはるかに高い位置を通っていて、主要滑動面は伝上川溶岩類をきって形成されている<sup>12)</sup>。

千本松軽石層は、新时期御岳火山の後期<sup>11)</sup>の一連の活動の最初の産物である。したがって、この噴出物は2つの大きな特徴をもっている。①比較的長い火山活動休止期のあとの噴火であるため、噴火前の浸食作用によって山体（木曾谷層などからなる）にはかなり大きい凹凸ができていて、噴出物はこの凹凸を埋める最初の堆積物である。②マグマ溜りの上部で形成され鉄マグネシウムが少なく揮発成分の多い放出物であるため、比重が小さく、放出時の発泡によって単位体積重量の小さくなった間隙の多い物質すなわち軽石となっている。しかも、空中高く舞上がってから降下しているため堆積物の粒度分級がよく、通気性・透水性が高く、風化作用に対する抵抗が小さい。

(2) 安定解析

安定解析はフェレニウス法にて行った。解析断面は図-1におけるA-A'ラインとし、崩壊面を頭部、斜面上部、斜面下部の3つの区域に分割した。そして各々のすべり安全率と全体の円弧での安全率を求めた。この場合各区域のすべり面の地質は伝上川溶岩、千本松軽石層、伝上川溶岩とした。

計算に使用した土質定数は千本松軽石層で $\gamma_t=1.6\text{tf/m}^3$ ,  $c_{cu}=15\text{tf/m}^2$ ,  $\phi_{cu}=15^\circ$ , 伝上川溶岩で $\gamma_t=2.3\text{tf/m}^3$ ,  $c_{cu}=10\text{tf/m}^2$ ,  $\phi_{cu}=40^\circ$ とした。これらのうち前者は石原ら<sup>14)</sup>による実験値（静的、CU）であるが、後者は地震後の頭部急崖地での安定計算より推定した。また、千本松軽石層の上部にあるS<sub>0</sub>スコリア層が不透水層と考えられ、地震前に降った雨による水圧は軽石層に直接加わっていないと判断し、解析には水圧は考慮しなかった。

計算結果を図-3に示す。これによると、頭部および斜面上部は斜面下部の支えがなければ常時でも滑動する状態にあったようであり、今回の崩壊は下部から逐次的に進行したのではなく上・下の両斜面が一体となって一挙に崩壊したもの<sup>12)</sup>と考えられる。

崩壊面全体の安全率  $F_s$  と水平震度  $K_h$  の関係を見ると

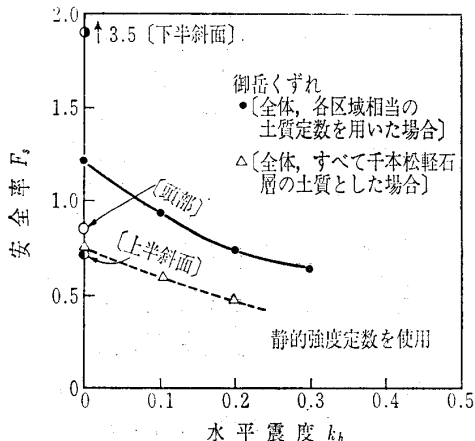


図-3 すべりの安全率と水平震度

$K_h=0.08$ 程度で  $F_s$  は1を下まわっている。松越と同様にこの付近の地表最大加速度も440 gal程度はあると考え、谷口<sup>5)</sup>の解析に従うと  $K_h=0.19\sim 0.23$ の水平震度が加わったとみなせるので  $K_h=0.08$ はそれよりはるかに小さい。ただし、今回の計算には、①動的強度を用いていない、②三次元効果を考慮していない、などのため  $F_s$  は実際には図-3より多少大きめであると考えられる。

なお、参考までに今回のすべり面をすべて千本松軽石層として安定計算を行うと、安全率  $F_s$  は常時でも0.8以下となって、下半斜面の一部が軽石層よりも強い地質からなっていることを示している。

3.2 滝越崩壊

(1) 崩壊状況と地質

滝越崩壊は、王滝川上流左岸にある滝越部落の東端背後の尾根型段丘斜面に発生している。この斜面崩壊を目撃した人の話によれば、地震によって斜面が2,3回盛り上がり、亀裂が走り、水を吹き出して崩壊したとのことである<sup>9)</sup>。崩壊によってできた地形と崩壊地を構成する地質は、図-4および図-5に示すとおりである。

崩壊は深さ最大70mで滑動地塊の体積は約50万  $\text{m}^3$  である。比高約60mに達する冠頭部崩落崖は、N80°Eの方向へ120m直線的に連なっている。地震によって段丘斜面が

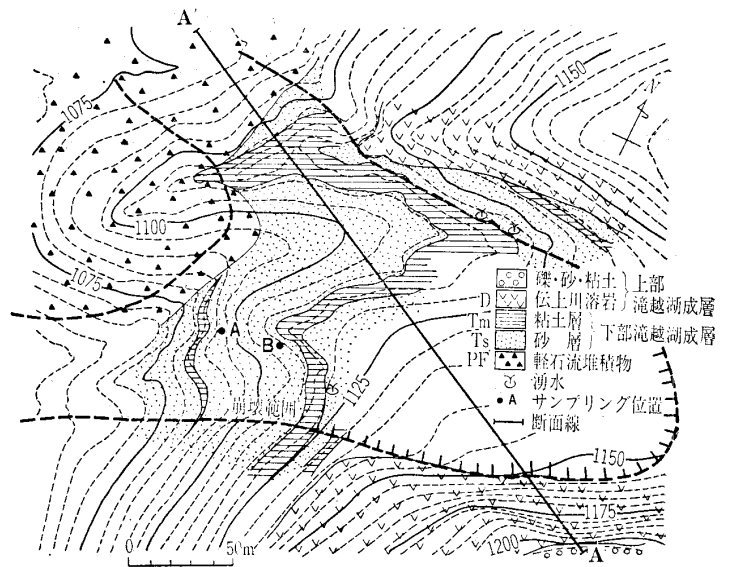


図-4 滝越地区の崩壊状況と地質分布図

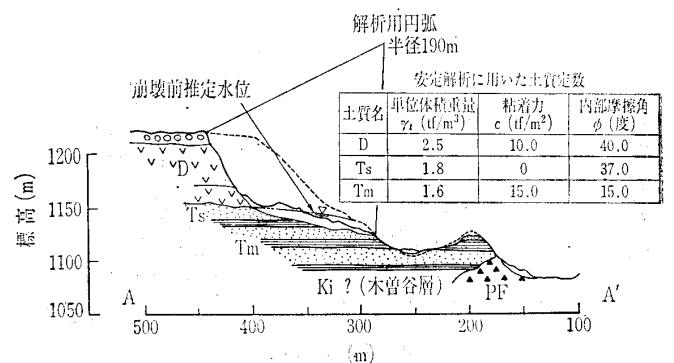


図-5 滝越崩壊の模式断面

吹飛んで後退し、新たな段丘崖が生じている。

崩落崖の大部分は柱状節理の発達した安山岩溶岩（伝上川溶岩）とその自破碎部であり、その上部に細かい葉理の発達した厚さ4m前後の粘土層と厚さ1.5mの円礫層が重なっている。崩落崖直下から下流側は崩土に覆われた平均傾斜12~13度の緩斜面となっていて、溶岩層の直下位の地層は露出していない。崩壊地周辺の地山の観察と、崩壊後の地質ボーリング結果をつなぎ合わせると、崩壊に密接に関与した地層は伝上川溶岩下位の下部滝越湖成層であることがわかる。下部滝越湖成層は、厚さ0.2~2mのシルト層をさむ砂勝ちの地層である。炭質物と火山灰を含むこの層は、厚い安山岩溶岩下において先行荷重を受け全体としてはよく締まっている。特にシルト層は固結度が高く粘着力が17 tf/m<sup>2</sup>に達するものさえある。これに対して砂層の砂粒は一般に角の尖ったものが多く、粗砂や中砂の中には粒径のそろったルーズなものが少なくない。砂勝ちの地層は新期御岳期<sup>11)</sup>の火山活動に由来する火山灰砂、火山礫、軽石片等を多く含んでいて木曾谷層の一部とみなされている<sup>10), 11)</sup>。これらは粒径の変化によって縞模様をつくり、シルト層直上の砂層からは随所で湧水が観察できる。

地震を契機とした崩壊の要因を、シルト層の軟弱性に求める向き<sup>8), 10)</sup>などが少なくないが、石原ほか<sup>14)</sup>が指摘しているとおり、下部滝越湖成層のシルト層の力学特性からみてこの層を主体としたすべり面の形成には疑義がある<sup>12)</sup>。むしろ、粒径のそろった砂層の水飽和部が地震によって部分的に液状化し、全体の不安定化を助長した可能性が高い。

(2) 砂層の動的性質

砂層の動的性質を調べるため、不攪乱試料を採取し、室内動的試験を行った。試料は図-4に示す2箇所ブロックサンプリング法により採取した。これらは露頭している砂層のうち、比較的ゆるい所（試料A）と締まった所（試料B）を選んである。両試料の粒度分布を図-6に示すが、両者とも細粒分をほとんど含まないきれいな砂である。

室内動的試験のうち、まず初期せん断力を加えない通常の液状化試験を行ったところ、試料A、Bとも過剰間隙水圧比が最終的に1まで達し、一般の砂質土と同様の液状化特性を示した。20波の繰返しで両ひずみ振幅が5%となる液状化応力比  $R_L$  は試料A、Bでそれぞれ0.20, 0.37とな

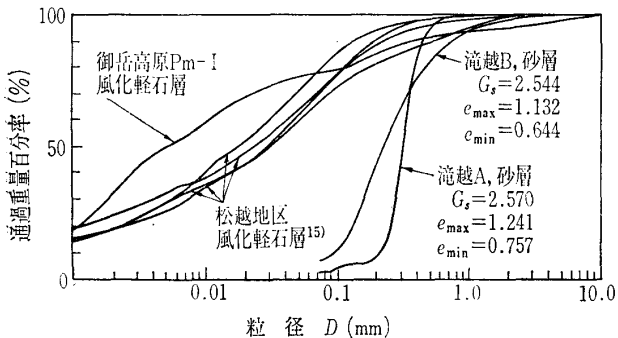


図-6 すべり面となった土の粒度分布

り、前者は液状化しやすい土と言える。崩壊により乱されたことも考えられるが、サンプリング時の観察では元からあったと思われる小さな互層状態も乱されずに残っており、地震前からこの状態にあったものとみなしてよいであろう。

ところで、この液状化試験結果は安定解析に直接用いることができないであろう。つまり、斜面内の地盤には初期せん断力が加わっており、これを考慮する必要がある。そこで石原ら<sup>14)</sup>や谷口<sup>5)</sup>が行っていると同様な図-7に示すような動的強度試験を行ってみた。試験結果を図-8に示し、比較のために御岳高原、松越地区ですべり面となった風化軽石層での同様の結果も示したが、初期せん断力比が小さい所で両者に大差が生じている。

今回の安定解析では、一般に行われている図-8を用いて静的強度を増減させて行う方法に加え、過剰間隙水圧を考慮した解析も行ったので、試験結果を、図-9のようにも整理してみた。図からわかるように、初期せん断力が大きくなると、同一の繰返し荷重に対し発生する過剰間隙水圧は小さくなっている。

(3) 地震時の安定解析

以上の動的土質試験結果を用いて、御岳くずれと同様に

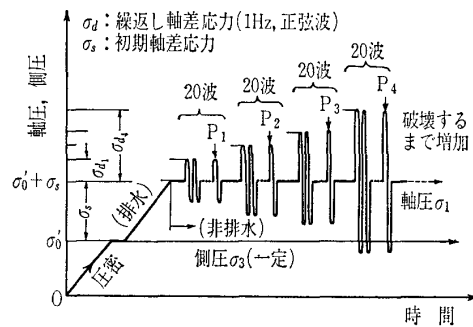


図-7 動的強度試験方法（三軸）

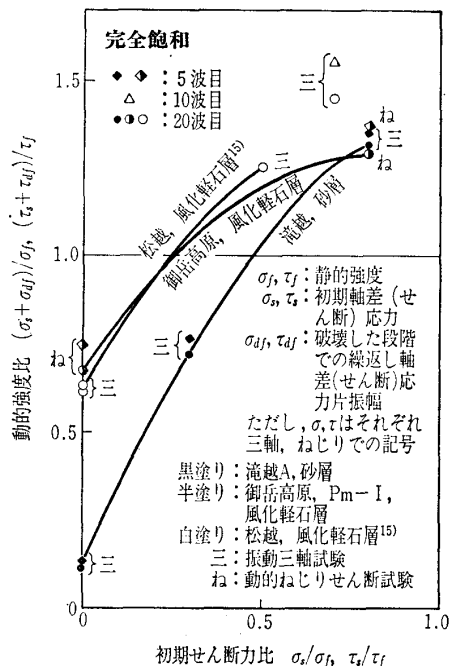


図-8 動的強度試験結果

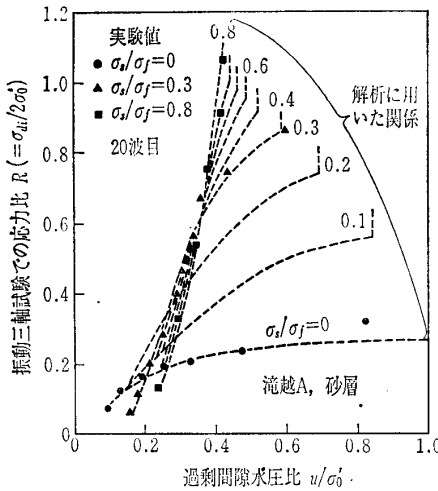


図-9 応力比と過剰間隙水圧比と与える初期せん断力比の影響

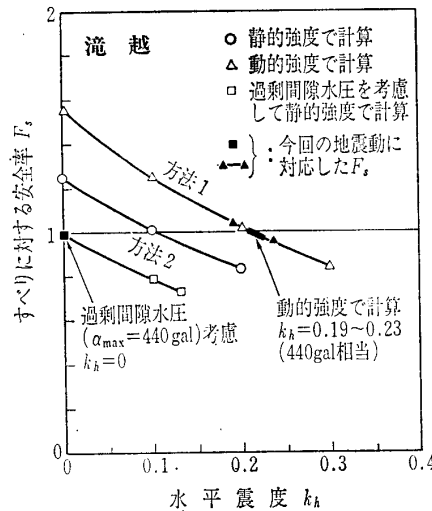


図-10 すべりに対する安全率

フェレニウス法による地震時の安定解析を行った。計算に使用した土質定数は図-5に示したとおりである。砂層は試料Aにて三軸圧縮試験(CU)を行った試験値( $c'$ ,  $\phi'$ )を用い、粘性土に関しては石原ら<sup>14)</sup>の実施した実験値( $c_{cu}$ ,  $\phi_{cu}$ )を用いた。溶岩に関しては御岳くずれの解析に用いた値と同様とした。また地下水位は図-5のように仮定した。これは、干天が続いた10月中旬の湧水位が溶岩下位の砂層のほぼ中間部にあり、連続降雨のあった地震時の湧水位をこれよりやや高い位置に推定したことによっている。

解析にあたってはまずすべり土塊を16のスライスに分割し、各分割片のすべり面に加わっていた初期せん断力比を算出した。この値は各分割片の静的安全率の逆数とした。次に、各分割片の初期せん断力比に応じて、図-8を用いて動的強度を求める方法(静的強度に動的強度比を乗じる、方法1)と、図-9を用いて過剰間隙水圧を求め、すべり面上に働く垂直応力を減少させる方法(方法2)をとった。ただし、後者の解析に必要な地震時せん断応力比は道路橋示方書・同解説で用いられている簡易式により算出した。

図-10にはすべりに対する安全率  $F_s$  の計算結果を示す。方法1の場合、松越地区<sup>5)</sup>と同様に  $K_h=0.19\sim 0.23$  ( $\alpha_{max}=440$  gal) が地震により加わったと考えると丁度  $F_s$  が1を下まわり、崩壊発生が説明できる。また、762年に発生した既往最大の地震 ( $\alpha_{max}=265$  gal) では、 $K_h$  が  $\alpha_{max}$  に比例すると仮定すると  $K_h=0.11\sim 0.14$  となり、 $F_s > 1$  なので、過去の地震で崩れなかったことも説明できる。一方、方法2の場合には、石原<sup>16)</sup>が提案しているように  $K_h=0$  とっておくとよいと考えられる。図をみるとこの場合も  $F_s$  はわずかに1を下まわっており、この方法によっても崩壊の説明ができる。また、のり尻付近では初期せん断力比が小さいため、過剰間隙水圧が1.0まで上昇する部分が生じている。したがって、局所的に液状化が生じたと言うことができよう。

#### 4. 火山地帯における地震時大規模崩壊の予測—現状と今後の課題—

前章における解析結果や、伊豆大島近海地震などの崩壊の解析結果<sup>1)</sup>からみると、個々の斜面に対する崩壊予測手段としての安定解析、ことに動的強度特性を考慮したものは有効である。しかし、広範囲な地域に対する、斜面崩壊発生位置、規模を予測するには不向きである。安定解析を行うためには土質調査も必要であり、経費の面から予測できる斜面の数は少数に限られる。

そこで、予測の前段階として、対象とする広い地域内で崩壊の危険性を有す斜面を抽出する必要がある。これに関してはまだ確立さ

れた方法がほとんどないのが現状であるが、第2章で検討してきた各崩壊地の特徴を整理し、火山地帯における予測手法を以下に検討した。

長野県西部地震に際して発生した大規模斜面崩壊は次に述べる特異な条件の3つ以上を備えたところであった。

- ① 火山山麓の傾斜15度から30度の斜面
- ② 風化した降下軽石層がU字谷の底を埋め、これを溶岩流等が埋積し、崩壊前は尾根型の斜面を形成していた。地下U字谷は集排水機能を持ち、軽石の風化進行を助長していた。
- ③ 近い過去に脚部の下刻が進み、斜面の安定性が下がっていた。
- ④ 近い過去に側方で大規模崩壊があり、側方からの滑動に対する拘束力が低下していた。
- ⑤ 時代の隔たる降下軽石が山成りに陸上に堆積し、粘土化の進行できる環境が持続して、下位ほど透水性がわるくなっていた。
- ⑥ 溶岩流下などによって堰止湖ができ、分級作用のきわめてよい砂層が厚く発達し、これがシルト層や軽石流堆積物などの難透水層にささえられて水飽和条件を保持していた。

以上からわかるとおり、大規模崩壊はいずれも降下軽石層が関与していることがわかる。また、御岳高原を除けば、すべり面が深いのが今回の崩壊の特徴であった。

御岳火山と類似の条件をもつ火山は、箱根、十和田、八甲田、有珠、三瓶、雲仙、九重、阿蘇、霧島など数限

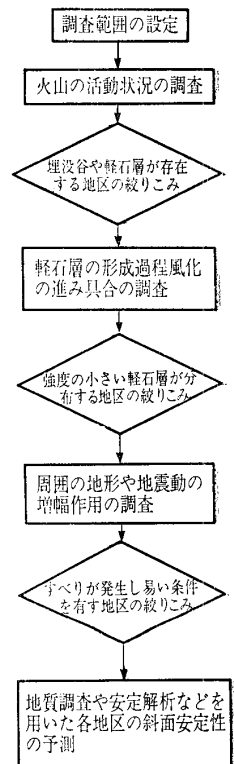


図-11 火山地帯における斜面崩壊予測の一手順

表—2 火山地帯において斜面崩壊が発生しやすい条件

検討項目	崩壊が発生しやすい条件	崩壊が発生しやすい理由	検討に用い得る資料
火山の活動状況	第四紀の火山地帯	新しい火山堆積物はまだ固結化が進んでいない。	地質図, 地盤分類図
	火山活動が断続的	断続的であると不整合ができやすく, 埋没谷を形成しやすい。このため風化が進みやすい。	火山活動史に関する文献
	カルデラを有している火山とか, 軽石層が堆積している地帯	カルデラを有していると軽石を噴出しやすい。	地形図, 地質図
軽石層の形成過程	火山の東側に堆積した降下軽石層	降下軽石層の場合, 偏西風の影響で火山の東側に堆積しやすい。	地質図, 地盤分類図
	水中で堆積	水中堆積だと粒度のそろった層が厚く堆積し, 液状化現象が生じやすくなる場合もある。	地盤分類図
軽石層の風化の進み具合	周水河環境で形成された軽石	周水河環境で形成された軽石は, 凍結融解による機械的な風化を受けてきている。	火山活動史に関する文献
	飽和, 不飽和が繰り返し生じる環境にある軽石	飽和, 不飽和が繰り返し発生すると化学的な風化を生じやすい。このような環境としては, 例えば, 各地形の谷斜面があげられる。	地形図, ただし埋没谷は判読し難く, 地質調査などが必要
周囲の地形	斜面脚部や斜面側方の侵食が進んだり, 人工的に切取られた場合	斜面脚部や側方の支えがなくなると必然的にすべりやすくなる。	地形図 (経年変化がわかるもの)
地震動の増幅作用	尾根部	一般に尾根部では地震動が周囲に比べて, 増幅されがちである。特に深部に埋没谷を有す尾根部ではその傾向が強いと推察される。	地形図
	断層やリニアメント上	断層やリニアメント上では地震動が局所的に強くなる所が生じることがある。	地質図

りなくある。

今回の大規模崩壊でわかったことをもとに大規模崩壊予測のための調査手順の一案を図—11のフローにまとめた。また, そのような調査を必要とする理由と判断の参考となる既存資料, 補足すべき調査内容などを表—2に示す。これらは今後土質工学, 地質学, 地震工学等の分野から総合的な検討が加えられる必要があるが, 本論文が地震による大規模崩壊の予知に貢献できれば幸いである。

## 5. 謝辞

本稿をまとめるにあたり, 御岳山の火山地質に関して富山大学の小林武彦助教授に御指導をいただき, また滝越地区関係の資料を長野県より見せていただいた。これらの方々に感謝する次第である。

### 参考文献

- 1) 長尾 哲: 斜面の土の動的強度と安定解析(その3), 地すべり技術, Vol. 9, No. 2, pp. 6~9, 1982.
- 2) 萩原良二: 道路施設の耐震判定について, 土と基礎, Vol. 31, No. 5, pp. 37~41, 1983.
- 3) Keefer, D.K., Wicczorek, G.F., Harp, E.L. and Tuel, D.H.: Preliminary Assessment of Seismically Induced Landslide Susceptibility, Proc. of 2nd Int. Conf. on Microzonation, Vol. 1, pp. 279~290, 1978.
- 4) 田中耕平: 地震によるランドスライド発生予測図, 地すべり, 第19巻, 第2号, pp. 12~19, 1982.

- 5) 谷口栄一: 松越地区の大規模斜面崩壊, 長野県西部地震における斜面崩壊の実態とその教訓, 第20回土質工学研究発表会特別セッション講演集, pp. 27~35, 1985.
- 6) 宇佐美龍夫: 日本被害地震総覧, 東京大学出版会, 1980.
- 7) 田村重四郎・岡本舜三・加藤勝行: 岩盤地帯の地震動の最大加速度について, 第15回地震工学研究発表会講演集, pp. 181~184, 1979.
- 8) 信州大学自然災害研究会: 昭和59年長野県西部地震による災害, 1985.
- 9) 国立防災科学技術センター: 昭和54年長野県西部地震災害調査報告, 1985.
- 10) 松本盆地研木曾谷サブグループ: 昭和59年長野県西部地震による地盤災害と御岳南麓の第四系(その1), 地球科学, Vol. 39, No. 2, pp. 89~104, 1985.
- 11) 小林武彦: 長野県西部地震による崩壊と御嶽火山の地質, 昭和59年度災害科学総合研究河川分科会シンポジウム, pp. 1~10, 1985.
- 12) 榎倉克幹・安田 進: 長野県西部地震(1984)によって大規模に崩壊した斜面の安定性と第四紀地史, 日本第四紀学会1985年大会演旨, pp. 88~89, 1985.
- 13) 建設省国土地理院地理調査部・測図部: 1984年長野県西部地震による災害(速報), 国土地理院時報, No. 60, pp. 48~52, 1984.
- 14) 石原研而・吉田喜忠・中角 功・許 海龍: 被災地の土質強度とすべり安定解析, 文献6)と同じ講演集, pp. 37~45, 1985.
- 15) 安田 進・石原研而・山田真一・池端 謙: 王滝村松越地区における軽石層の動的強度特性, 第20回土質工学研究発表会講演集, pp. 535~536, 1985.
- 16) 石原研而: 土構造物の耐震設計法の現状と問題点, 土と基礎, Vol. 28, No. 8, pp. 3~8, 1980.

(原稿受理 1985.8.7)