

第19回シンポジウム

# 地震と地すべり

1991. 5. 9

主催 地すべり学会新潟支部  
土質工学会北陸支部  
後援 新潟県地質調査業協会  
地すべり対策技術協会新潟支部  
新潟県

~~~~~ 目 次 ~~~~~

|                                  |    |
|----------------------------------|----|
| I 神奈川と新潟における地震と地すべりに<br>ついて..... | 1  |
| II 長野県における地震と地すべりに<br>ついて.....   | 2  |
| III 新潟県南部地震と地すべりに<br>ついて.....    | 25 |



# 序

当支部では、昭和49年以来毎年シンポジウムを行なって来ました。今までにとり上げられたテーマは、地すべり技術基準、計測技術、対策工の効果、防止杭、安定解析、雪や地下水との関係などであります。これらの成果は、本県の地すべり技術や研究の進歩に役立ってまいりました。

本年度は初めてのテーマとして、地震と地すべりとの関係についてとりに上げることに致しました。新潟県内では昨年県南部地震があり、これに伴って多くの地すべりや崩壊が生じたのはまだ耳目に新しいことです。また、古くは宝暦元年の高田地震によって有名な名立崩れをはじめとして、大きな災害が多数発生しました。全国的に見ても地震に伴って地すべりが発生することは古くから知られています。

今回のシンポジウムでは、新潟県内の事例のほか、神奈川県、長野県の事例についても話題となります。融雪期などに発生する地すべりのほとんどは二次地すべりですが、地震時には初生的な地すべりも発生するといわれています。これらの事柄などについて十分な討議がなされることを望む次第です。

地すべり学会新潟支部長

松 郷 文 人

# I 新潟と神奈川における地震と地すべり について

大木 靖 衛<sup>※</sup>

茅原 一 也<sup>※※</sup>

## 新潟の地震

日本海の拡大、本州中央部の屈曲にともなう褶曲・断層運動で地震が発生。日本海沿岸では東西方向の圧縮応力によって1964新潟地震（M 7.5）、1983日本海中部地震（M 7.7）が発生。

### 1990年12月7日県南部地震

東頸城丘陵・魚沼丘陵は地震の多発地域である。地すべり多発地域とが一致する。この東頸城市群発地震の経過について。

## 神奈川の地震

フィリッピン海プレートがアジアおよび北米プレートの下に沈み込むことによって地震が発生している。このプレート境界にそってM 7～8クラスの大地震が発生している。

元禄（1703）関東地震M 7.9～8.2

大正（1923）関東地震M 7.9

フィリッピン海プレート北端部の小田原付近でM 6～7の大地震が70年周期で発生。内陸部直下型の被害地震である。

### 1923 関東地震

1923年9月1日M 7.9（本震）および1924年1月15日M 7.3（余震）で箱根および丹沢山地のいたるところで斜面崩かいかや地すべりが発生。

### 1930 北伊豆地震

丹邦断層の変位によってM 7.3の北伊豆地震発生。丹邦断層30 kmに沿って斜面崩かいか・地すべり発生。箱根カルデラ南部で地すべり・芦ノ湖に津波（1.7 m）と静振発生。孫助山の山津末端部でモミの木が立ったまま220 m移動。箱根カルデラ南部（箱根峠付近に大規模活地すべりがある）。

### 箱根芦ノ湖の逆さ杉

南関東の内陸部巨大地震は500年～1000年の周期で発生。

---

※新潟大学積雪地域災害研究センター

※※新潟大学名誉教授、(株)キタック

## Ⅱ 長野県における地震と地すべり

望月 巧一<sup>※</sup>

### 1. はじめに

地震にともなって発生する災害の様相はかなり複雑、多様なものであり、これを予測して警戒態勢を組むことは極めて困難な問題である。

地震にともなって発生する山体の崩壊災害も多様であり、具体的にこれを予測することは現時点では、まず不可能であると言って良い。しかし、従来の事例研究を基礎にして、ある程度危険地を予測することは可能であり、これらをもとに土地利用、土地開発をはかって行くことが大事であると考えられる。

ここでは、長野県下で発生した地震災害の中で、著しい地すべり・崩壊の生じた事例を紹介し、その性格を考察してみたい。

### 2. 長野県における地震災害の発生状況

長野県下に発生した地震災害をみると次の2種類がある。

- 1) 県外に発生した大規模地震の影響が県下に及んだもの……例えば1854年(安政1年)安政東海地震、1923年(大正12年)関東地震等。
- 2) 県内あるいは隣接地域に発生した地震(内陸直下型地震)によるもの……これは地震の規模は小さいが震源が近いこと震央付近の地震動は強烈で、局地的に大きな被害を生じるものである。例えば1847年(弘化4年)善光寺地震、1941年(昭和16年)長野市北部の地震、1984年(昭和59年)長野県西部地震等。

長野県下の地震災害史をみると、上記の2)による災害が多い。特に、マグニチュード6前後の地震が北部を中心に多く発生し、これによってもたらされた災害が多い(図-1)。

地すべり、崩壊等をひきおこした地震もこの種の内陸直下型のものに多いと言える。しかし、地すべりなどの性格が地震と関連して明らかにされている事例は少なく、今後の研究に待つ分野が多い。特に南海トラフに由来する巨大地震(1707年の宝永地震、1854年の安政東海地震等)では県下に多くの被害が発生し、地すべり、崩壊等も生じたこと記録されているが、詳細な実態は明らかでなく、今後の研究が待たれる。

---

※株式会社 日さく

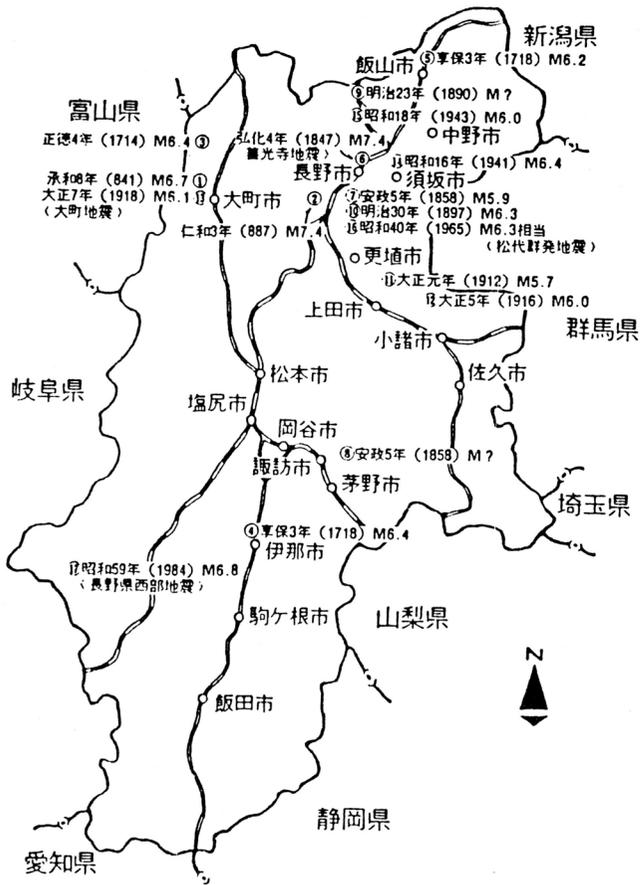


図-1 長野県下に発生した主な被害地震一覧図

表-1 深度IV以上を記録した最近の地震

|          |       |       |                          |        |
|----------|-------|-------|--------------------------|--------|
| 諏訪       | 1961年 | 8月19日 | 福井・岐阜・石川県境の地震<br>(北美濃地震) | M: 7.0 |
| 松代       | 1968年 | 4月4日  | 松代付近の地震                  | M: 5.1 |
| 飯田       | 1969年 | 9月9日  | 岐阜県中央部の地震                | M: 6.6 |
| 松本       | 1969年 | 12月7日 | 熊野灘の地震(北海道地震)            | M: 8.0 |
| 長野       | 1971年 | 3月20日 | 松代付近の地震                  | M: 4.2 |
| 軽井沢      | 1972年 | 2月29日 | 八丈島東方沖の地震                | M: 7.1 |
| 飯田<br>諏訪 | 1984年 | 9月14日 | 長野県西部地震                  | M: 6.8 |
|          |       |       |                          |        |

### 3. 地震によって発生した地すべり・崩壊の例

地震によって山体が崩壊する事例は多いが、その状況が把握され、性格の調査が進められているものは比較的少ない。ここでは、研究が進められている3例について概況を紹介し、若干の考察を行ってみたい。

#### 3-1. 善光寺地震の例

##### a) 地震と災害の概要

善光寺地震は1847年5月8日(弘化4年3月24日)発生したマグニチュード7.4の地震であり、震源は長野市街地付近(東経138.2°,北緯36.7° 長野市浅川区)とみられている。震度は長野市で7、飯山市で6、新潟県の高田市で4とされた激しいもので、長野県北部を中心に多くの災害をひきおこした(図-2)。

大地震の当時、善光寺では7年に1度行われる御開帳が始まっており、近隣の諸国はもちろん全国から参詣者が集まっていた。このため、多くの犠牲者がでており、死者の数は明確に把握されていないほどである。

地震動により多くの家屋が倒壊したが、同時に火災も発生し、善光寺周辺や飯山市街地、更埴市稲荷山町の火災が特に著しかった。古記録をもとにまとめられた被害状況は表-2のとおりである。地震により長野市西方山地を中心に、各所に地すべりや崩壊が発生しており、幕府に届けられた報告によれば、松代藩領内だけでも40,000か所を越えている。この数字は、どのようにして算出されたのかわらかでなく、各地区での内訳も明確でないため、信ぴょう性に疑問がのこるが、とにかくぼう大な数に達したことは明らかである。そして、集落から離れた山間地の実態までは、十分に把握されなかったとみられる。しかし規模が大きく、集落・耕地に大きな被害を与えたものは、地震の直後から調査が行われ、記録に残されている。

全体的にみると、地すべりや崩壊の発生地は善光寺平の西方山地、すなわち犀川の沿川山地に集中しており、善光寺平の東方山地に少ないという特徴がある。また、崩壊の発生地は、新潟県の新井市の東方から南西にのびて長野県の松本市北方にいたる、きわめて広範囲におよんでいる。

この時、長野市信更区岩倉山では、大規模な地すべり性崩壊が発生し、西方山脚部を流下していた犀川を20日間堰き止めてしまった。これがその後一気に欠壊したため、下流の善光寺平に大洪水災害をおこしている。

##### b) 地すべり・崩壊の発生状況を示す松代藩資料

地震による被害状況は、当時各藩から幕府に報告されており(表-2)、藩政の担当者による記録も残されている(むしろ日記など)。しかし、これらから地すべりや崩壊の、具体的な性格を推察することはできない。だが、松代藩には次の資料が残されているため、これを研究することにより主な地すべりや崩壊の性格を知ることができる。

##### i) 信州地震大絵図(弘化4年)

これは、松代藩および隣接諸藩等の地理を絵図に示したもので、主な山地、河川、村落、城下町、寺社の位置を示すと共に、地すべり・崩壊の発生地、河川埋塞の状況、洪水の氾濫区域を示している。縦1.9m横4.2mの大きなものであり、部落との位置関係から地すべり・崩壊の位置が判断できる。この絵



図は松代藩主が江戸へ持参し、幕府当局者に説明するために作成したものとみられる。

ii) 感応公丁未震災後封内御巡視之図 青木雪郷筆

これは当時の松代藩主真田幸貫公(1791~1852年)が震災後、藩内を巡視した際、藩のお抱え絵師青木雪郷が描いた各地のスケッチ(67枚、各絵縦30cm、横50cm)である。

巡視は、嘉永3年5月(1850年)と翌年の4月に行われており、前者では山地災害のもっとも激甚であった現在の長野市小田切、同七二会、上水内郡中条村、同小川村、同信州新町をまわり、後者では更級郡大岡村、上水内郡信州新町(東部)および長野市芋井地区をまわっている。

ここでは大規模な地すべりや崩壊地の状況が詳細にスケッチされており、また描いた場所も記されているため、現在でもその場所をたずね、状況の変化を検討できる。また、彩色をしているため、崩壊地や崩積土の土質、岩質の推定がある程度可能である。

これらの資料を参考にし、また現在の地形、地質踏査、空中写真による観察を加えて主な地すべりや、崩壊の状況を検討すると次のとおりである。

c) 主な地すべり・崩壊の例

i) 岩倉山涌池の地すべり性崩壊

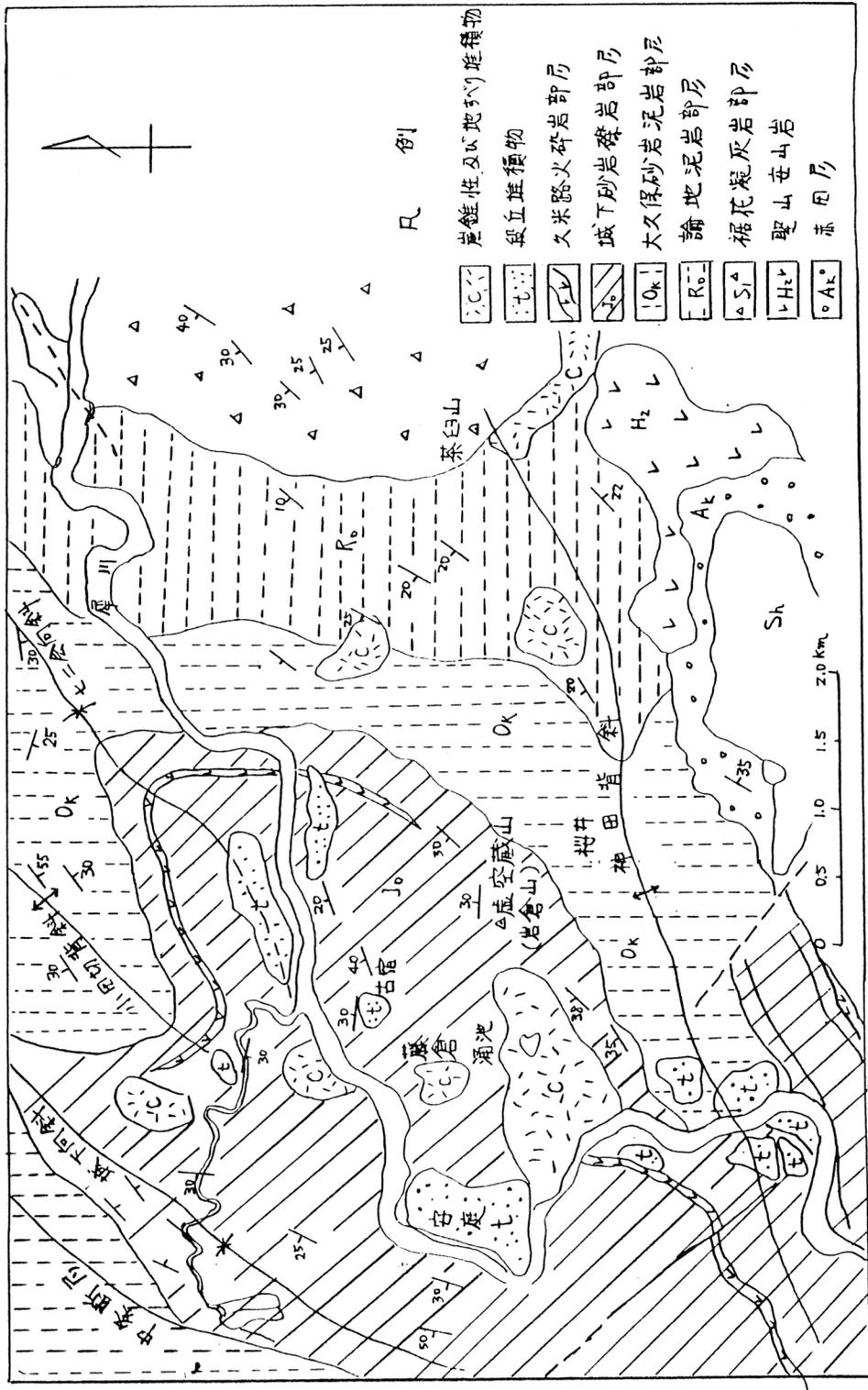
岩倉山は長野市の中心部から南西約12kmにあり、西に犀川が流れている。標高764mの山であるが、地震の際は山頂をとりまくようにしてその南方(桜井)、南西(涌池)、北西(藤倉)の3方向に地すべり性の崩壊が発生した。このうち、もっとも大規模なものが南西へ崩落した涌池地区のものであり、これが主として犀川を埋塞した。この地区の地質状況は図-3に示すとおりであり、第三紀層の砂岩、礫岩を主体にし、これに安山岩質の凝灰角礫岩層が不規則な形態ではさまれている。凝灰角礫岩層は山腹の下方にあり、これが犀川へ押し出されたため、大転石が累積する状況になっていた。

この崩壊は、大きく分けて二つに分かれており、現在部落中央にある池(面積 $25,000\text{m}^2$ )付近から下方の主滑動ブロックと、上方の滑動ブロックに分けられる。下方のブロックは、深度が70~80mに達しており、その量は約 $3200\text{万m}^3$ と推定される。上方のブロックは、3つに分かれており、中央のものが最大で、その北と南に側面ブロックがついている。中央ブロックと南側面ブロックの間には、滑落し切らなかった残留地塊があり、これが昭和60年に変動をおこしている。上方ブロックの深度は30~40mとみられ、その量は約 $600\text{万m}^3$ と推定される。

この地区は、泥質岩を含有せず、通常は地すべり性の変動をおこし難い所である。そして崩壊後の崩積土の変動は局所的であり、全面的に不安定な状態ではない。地震後、崩積土の上に部落が復旧されているが、家屋に継続的な変状は認められていない。

崩壊発生前の周辺地形は明確ではないが、段丘面があったことは確実であり、これが、すべり下って押し出し、また上方からの崩壊で押しされ、移動距離が大きくなったようである。

岩倉山周辺の、3地区(涌池、藤倉、桜井)の崩壊をみると、いずれも段丘面をはさんでその上下に分かれており、上方山腹の崩壊は、いくつものブロックに分かれている。涌池の崩壊は、従来単一の馬蹄形状をなす大崩壊とされていたが、そのような単純なものではない点を注目しなければならない(図-4)。



図一三 岩倉山周辺地質概要図 (加藤・赤羽 1986による)

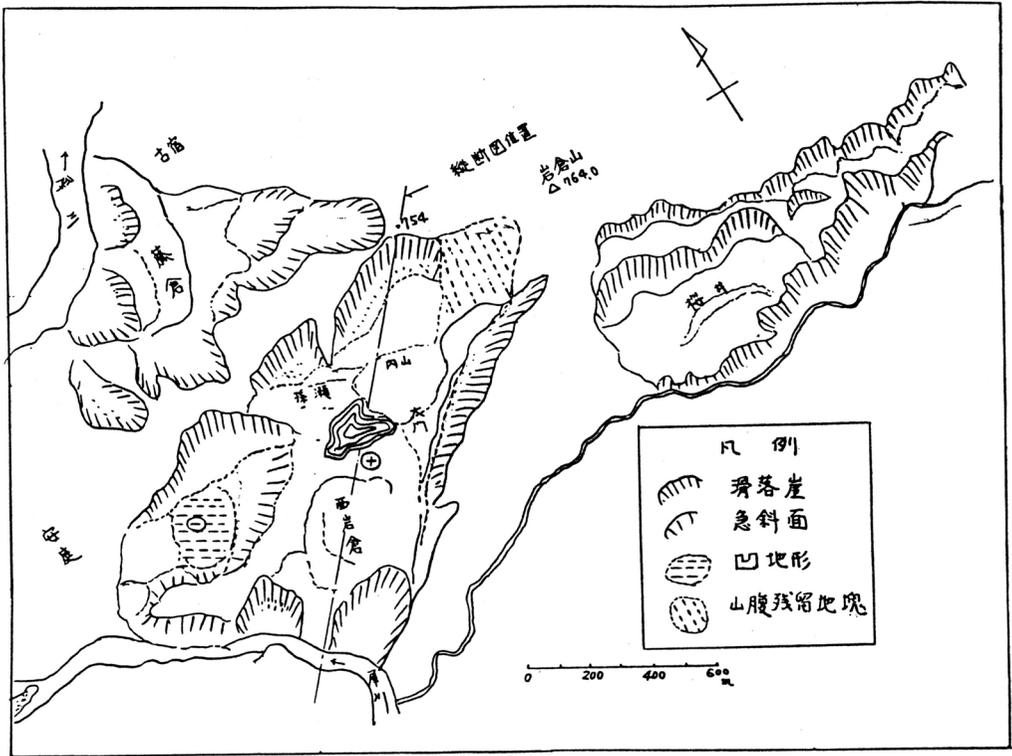


图-4 岩倉山周边空中写真判読図

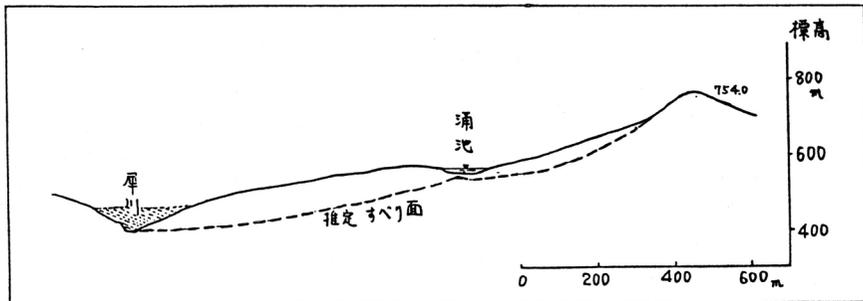


图-5 涌池崩壊地推定縦断面図

## ii) 虫倉山周辺の崩壊

善光寺地震の際は、上水内郡中条村虫倉山の周辺で多数の崩壊が発生し、多大の被害をもたらしている。この地区の崩壊は、山腹の地塊が崩れ落ちて、脚部の溪谷を埋めるといった形のものが多く、規模の大きなものは、そこにあった集落をのみこんでいる。

周辺の地質状況は図-6に示すとおりで、第三紀層の砂岩・泥岩層の上に安山岩質の凝灰角礫岩(荒倉山火砕岩層)があり、キャップロック状になっている。両岩層の境界付近(標高750~900m)に、この地方に広くみられる平坦面(大峯面群)が発達し、その下位の砂岩・泥岩地帯は、地すべりの多発地帯になっている。

崩壊は荒倉山火砕岩層からなる急斜面の山腹に主として発生しており、その規模は大小さまざまである。もっとも規模の大きかった太田および藤沢の崩壊は、標高1050m~1100mを頭部として、荒倉山火砕岩層がくずれ落ちたものであり、いずれも脚部の溪谷を埋積している(図-7)。現在埋積箇所の上流と下流がV字状の谷形をなすのに対し、埋積部分は底巾の広い谷となり、侵食が進んでいないため、空中写真で、その位置を読みとることができる。崩積岩塊の量を推定すると、太田が約260万 $m^3$ 、藤沢が約300万 $m^3$ になる。崩壊当時、2か所とも直径10m以上の大岩塊が累積しており、耕地としての復旧は不可能とみられたが、その後岩塊の風化・破壊は早く、遂次耕地化された。

虫倉山周辺でも泥質岩からなる山地はあまり変状をおこさず、硬質岩からなる急峻な山体の崩壊が主体になっている。そして崩壊後の山腹は山林となったり、岩盤の露出している所が多いが、面積的な拡大は著しくない。また、崩積土の再滑動もみられない。

## iii) 陣場平山周辺の地すべり・崩壊

虫倉山から東方につづく虫倉山系には、虫倉山と肩を並べるように陣場平山(1257.5m)がそびえる。その周辺でも、地すべりや崩壊がかなり発生しているが、発生状況は虫倉山周辺とややちがっている。ここでは、上方にそびえる荒倉山火砕岩層から成る山体の大規模な崩壊は見られず、大規模なものはその下方の大峯面の周辺でおこっている。

長野市小田切区山田中および中条村念仏寺、臥雲では、大峯面周辺の遷急線附近から、比較的深度の浅い地すべり性崩壊が多数発生している。そして、これらは山腹にある小規模な緩斜面で区切られながら、順おくり下方へつづき、一見すると面積的には大きな崩壊地となっている。

一方、長野市七二会区倉並では、大峯面の崖端より内部にくいこんで、面を構成していた地塊が大規模に滑落し(地塊量推定220万 $m^3$ )、下方山腹にあった集落を埋積している。この地区の崩壊が特に大規模になったのは、大峯面下の地塊の性質と共に地下水の構造(伏流地下水が特に多い)が影響していると考えられる。

以上の地すべり・崩壊の発生地は、砂岩・泥岩などに凝灰角礫岩が混入しており、両者の混合の度合いにより、その後の山腹の安定性も変化している。砂岩・泥岩層主体の山田中地区では、浅層型の地すべりが継続しているが、砂岩主体の念仏寺では継続的な変動はみられない。一方、倉並地区では凝灰角礫岩の含有率が高く、崩壊地の拡大や崩積土の再滑動は見られない。しかし下方にあった谷が崩積土に埋積され、その水が伏流水となったため、部落のあった緩斜面から下方の山体に入り込む地下



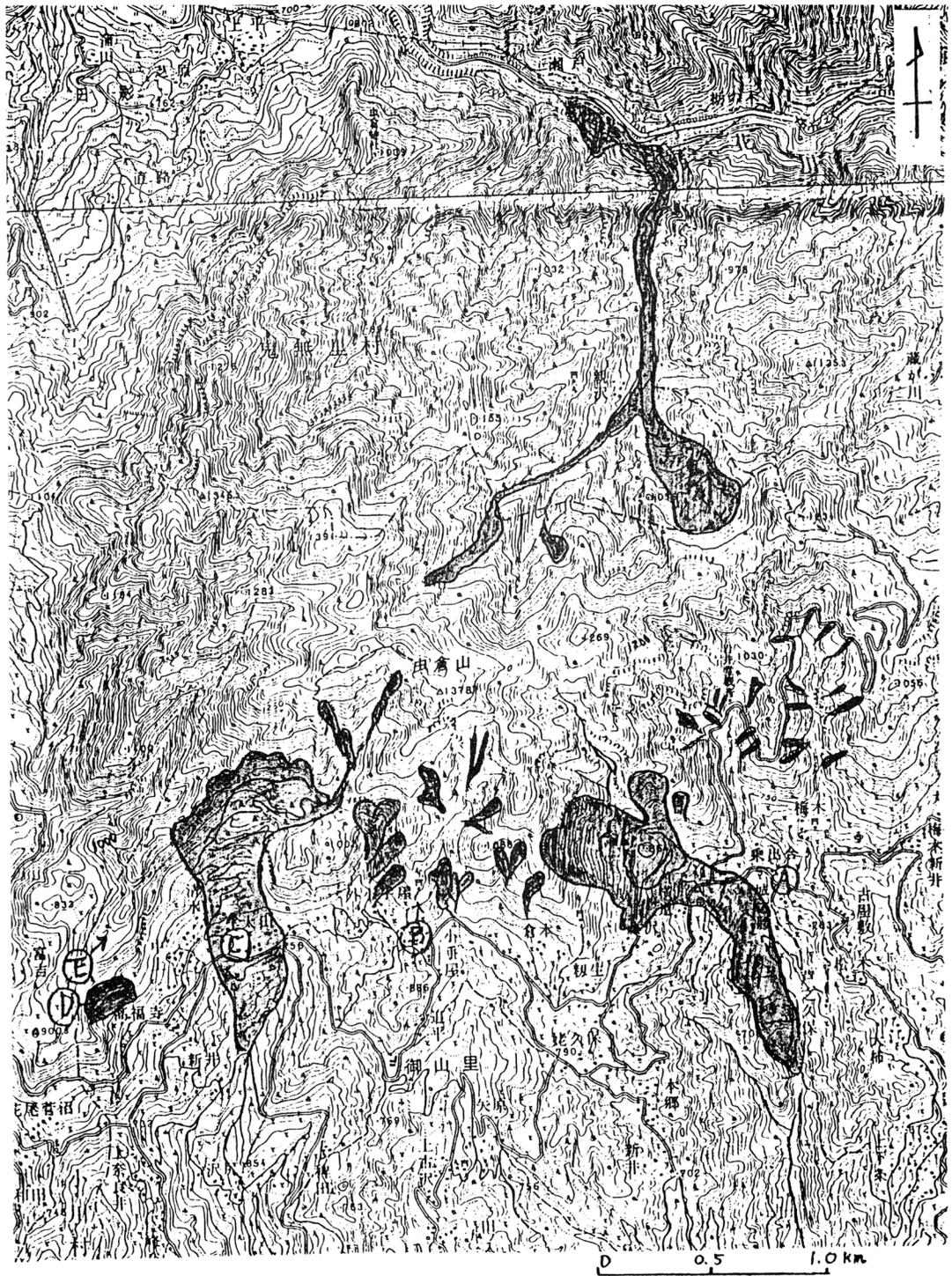


図-7 空中写真による虫倉山周辺の崩壊状況判読図

水の量を変化させ、後年(明治20年代以後)ここに特異な大地すべり(基盤岩すべり)を発生させる素因を、徐々につくって行ったとみられる。

#### iv) 全体的な地すべり・崩壊の発生特性

規模が大きく、人々に注目された地すべり・崩壊の代表的な例は前項で紹介したとおりであるが、これらも含め、全体的な発生特性をまとめると次のようになる。

##### ○山崩れの性格

発生した山崩れの形態からみると、崩壊あるいは地すべり性崩壊の性格をもつものが多い。土石流化したとみられる所は少ない。

##### ○地域特性

発生か所には地域的な集中性がある。もっとも集中しているのは上水内郡中条村～小川村であり、虫倉山周辺、小川村西部山地は激甚である。そのほか、長野市の陣場平山、岩倉山周辺および信州新町、長野市芋井地区に集中している。これらは震源からの距離に必ずしも比例していない。

##### ○地形・地質特性

発生山地は急峻な山腹が多く、山頂や稜線から崩れている。また、平坦面や段丘面の下の急斜面で、傾斜変換線から崩れているものが多い。地質的には、硬質の凝灰角礫岩、礫岩、砂岩からなる山地や、これらが混合している岩盤からなる山地に多発している。逆に泥質岩からなり、継続的な地すべりをおこしている山腹での発生は少ない。

##### ○その後の変化

現状と比較すると、継続的に変状が進展したと認められる所は少なく、崩壊地では、現在地すべり防止区域に指定されていない所がかなりある。しかし、崩積土の末端における再滑動、上部の後退等がみられる所は若干あり、それらは個々に事情調査が必要である。

### 3-2. 長野県西部地震の例

#### a) 地震と災害の概要

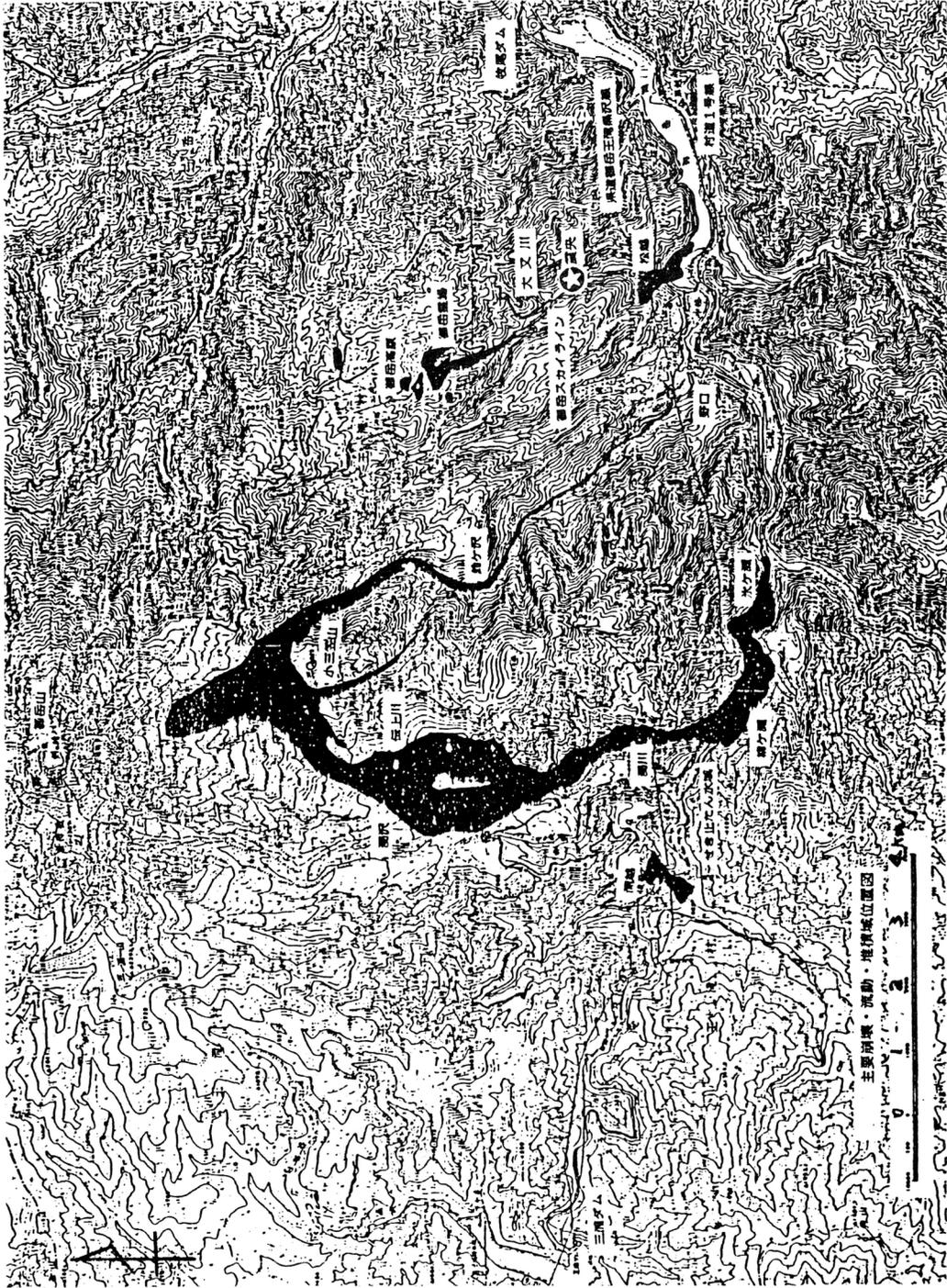
長野県西部地震は、昭和59年(1984年)9月14日午前8時48分、長野県木曾郡王滝村(東経137°33.6',北緯35°49.3')を震源として発生した。震源の深さは2km、マグニチュードは6.8である。震度は王滝村で6、諏訪、飯田で4、松本で3であった。長野県南部の木曾地方は、過去長い間地震の発生がない地区だった。しかし、御岳山の南山腹にある王滝村では昭和50年11月頃から、月数回の微小地震を感じるようになり、以後2回の活動期を経て、昭和59年には第3活動期の群発地震発生地区として、特定観測指定地域になっていた。そこに9月14日地震が発生したものである。

この地震は、山地部に発生した震源の浅い、中規模内陸性の直下型地震であり、御岳山の南東山腹を中心に多くの崩壊、土石流が発生して注目された。

主な崩壊は御岳くずれ(御岳山南山腹、伝上川上流)、松越地区、滝越地区、および御岳高原に発生しているが、これらはいずれも土石流となって下流へ押し出し、大きな被害を与えている(図-8)。

この時、29名の死者が出たが、これらはいずれも崩壊と土石流にまきこまれたものである。

なお、長野県の調査によると、これらのほかに崩土量100m<sup>3</sup>以上の表層崩壊地は約430か所におよん



図一8 主要崩壊・流動・堆積域位置図  
 (科学技術庁国立防災科学技術センター1985による)

であり、家屋、公共施設にも多くの被害が出ている。

斜面に築造された道路には、路面の陥没、亀裂発生、路肩の傾き等が多数生じており、切土、盛土によりつくられた、人工構造物の地震に対する弱さが目立った。

地震断層は、地表には現れなかったが、余震の震央位置、地殻変動の測定結果から、その位置が推定されており、図-8の震央を通り東北東から西南西へのびている。

なお地震とは異なるが、昭和54年10月28日御岳火山が水蒸気爆発をおこしている。これは、地震とは直接の関係はないとみられている。

#### b) 御岳山周辺の地形・地質

御岳山(3,063m)は、現在も活動をつづけている活火山であり、その噴出物によって構成されている。

小林武彦氏によってまとめられた地質図は図-9のとおりである。この火山は、更新世中期に活動を開始しており、活動は古期と新期に大別される。古期は主に安山岩質の噴出物によって大きな成層火山が形成された時期である。その後長い休止期に入り、山体が著しく侵食されてから、約8万年前に新期の活動がはじまっている。新期の前半は、流紋岩質のマグマの活動で特色づけられ、最初に大量の降下軽石を放出した。この時期には、古期御岳の山体中央にカルデラを生じた(第2期)。ひきつづく、流紋岩質溶岩・火砕岩の噴出は、カルデラを埋めて、新たな山体をカルデラ内に形成した(第3期)。新期の活動の後半は、安山岩質マグマの活動期で、その活動の産物が現在の御岳頂部のほとんどをつくっている(第4期)。

そして、この地震による崩壊の発生には、第2期以降にみられる軽石層の挟在が大きく影響していた。

地形は、御岳山を中心にした火山地形をなし、八方に河川が流下するが、第1期噴出物の分布域では侵食が進み、急峻な溪谷となっている所が多い。

#### c) 主な地すべり・崩壊の例

##### i) 伝上川上流の御岳くずれ

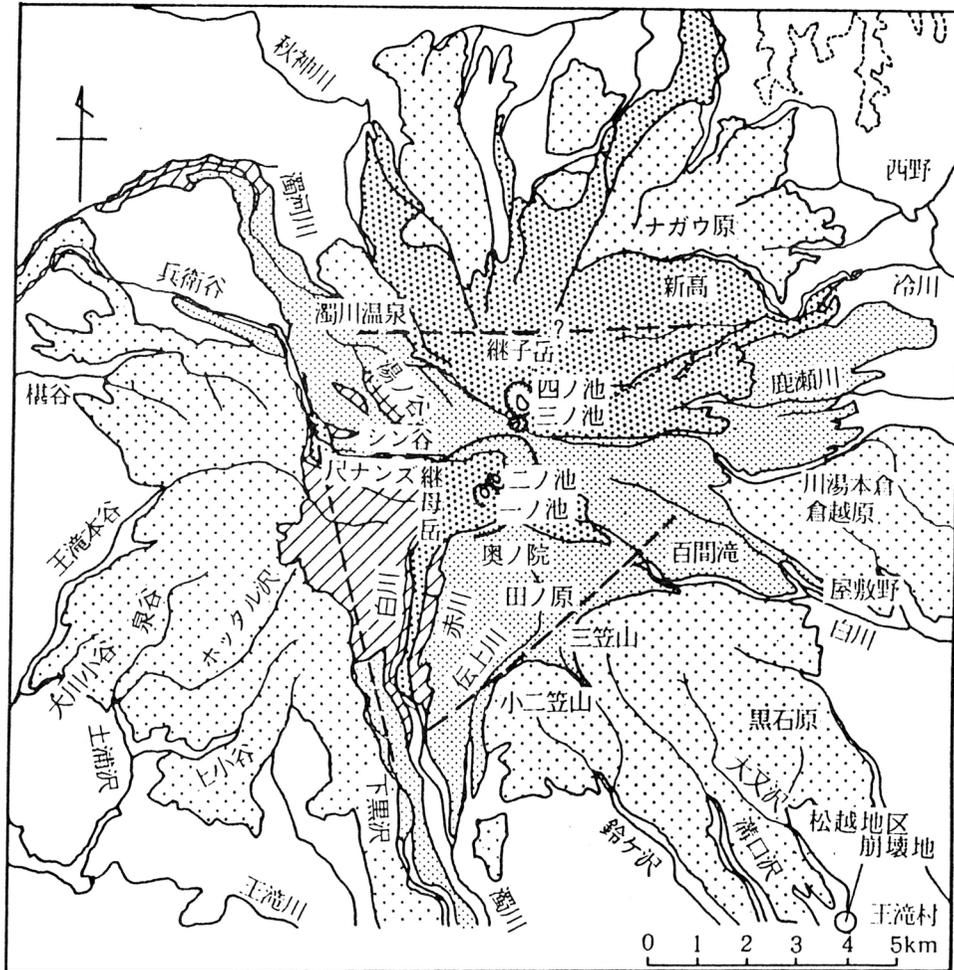
この地震によって発生した崩壊は、直接的には強い地震動によって生じている。さらに、地震発生直前までの降雨(連続雨量158mm)が、その性格に影響を与えている。

崩壊中、最大規模のものは伝上川上流の山腹崩壊で、その規模は斜面長1480m、幅は大きい所で480m、深さ最大150m、崩壊土量は、 $3360\text{万m}^3$ (信州大学自然災害研究会推定)に達していた。崩壊発生地は標高2550m付近であるが、御岳山頂から出る放射谷の源頭に当り、以前から西側に崩壊が生じていた。その東側で、2回にわたって(瞬間的ではあるが)発生したといわれる。

付近の地質は、火口から流出した溶岩と火山砕屑物の互層からなり、山腹傾斜は山頂に近いほど急になっている。地震発生前の降雨により含水した火山噴出物か、その下部にあった軽石層をすべり面として崩落したものである。

崩土は図-10に示すように複雑な形態で下流へ流下し、約10kmのびて王滝川を埋没した。

流下速度は大きく、流下形態が土石流であったか、岩屑流、あるいは粉体流であったかという点で研究者の間に多くの論争を招いたものである。



- 
 第4期噴出物  
 かんらん石・角閃石複輝石安山岩, 複輝石安山岩
- 
 第3期噴出物  
 複輝石安山岩, かんらん石・角閃石, 複輝石安山岩
- 
 第2期噴出物  
 流紋岩
- 
 第1期噴出物  
 かんらん石玄武岩, 複輝石安山岩
- 
 先御岳火山岩類  
 地蔵峠火山岩類
- 
 火口壁またはカルデラ壁

図-9 御岳火山地質図 (小林1971による)

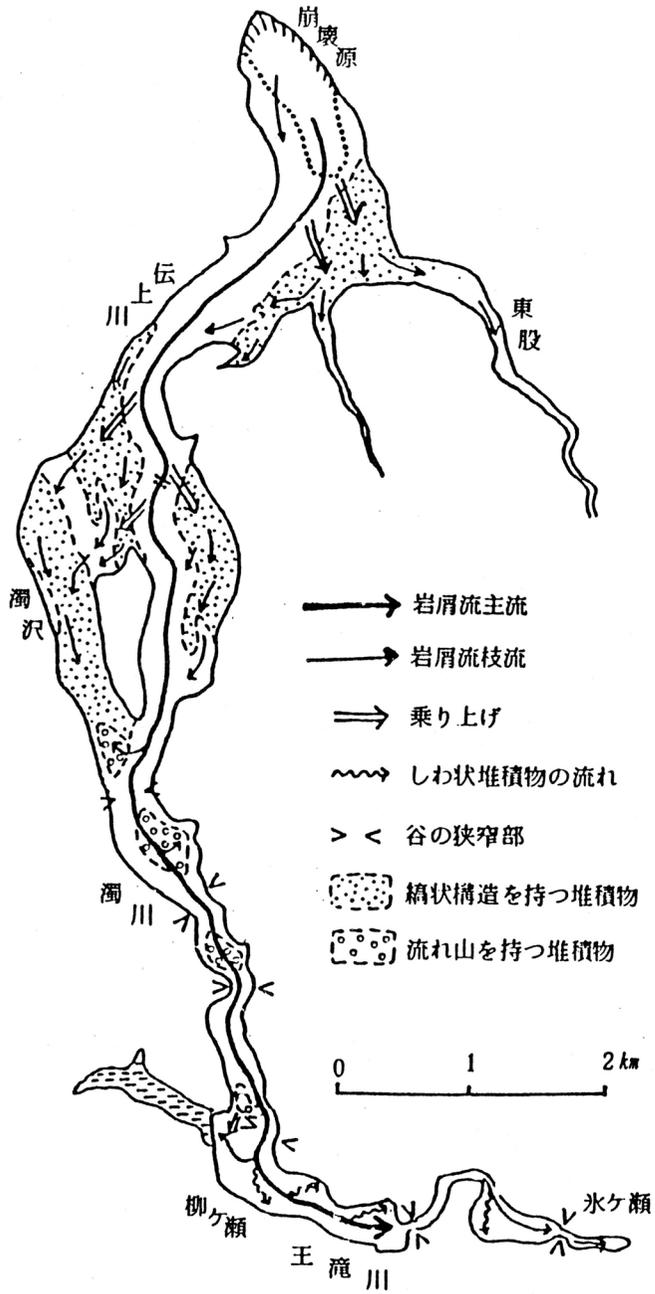


図-10 伝上川上流の岩屑流の流動・堆積状況  
 (科学技術庁国立防災科学技術センター1985による)

## ii) 松越地区の崩壊

この地区は、王滝川の支川大又川が、牧尾ダム湖左岸へ流入する合流点の上流に当り、大又川の右岸にある。震源にもっとも近い場所であり、崩壊の様相は特異なものであった。

崩壊の規模は、斜面長約250m、幅150m、深さ最大35m、崩壊土砂量は約25万 $m^3$ である。

地震による震動で、大又川とその支川の松草川の合流点付近の山腹が、東側に開く馬蹄形状の形で崩壊をおこし、崩落土は合流点を横切り左岸に乗りあげ、ここにあった生コンのプラントを左岸上部約30mの斜面上に押し上げた。崩土は、背後の山体で向きを変えられ、大又川へ流下し、斜めに大又川を横切り、再び右岸側に押し寄せ、図-11にみられるように、崩壊箇所地点より約200m下流地点で、県道より高い位置に這い上がった後、大又川沿いに王滝川へ流れ下ったとみられる。この崩土は一部河原に乗り上げ、他は河道に沿って押し出され、堆積したと推定されている。

崩壊地の地質は大又川の左右岸でやや異なっていた。基底には砂岩、粘板岩、チャートからなる古生層があり、この上に御岳火山の第1期の噴出物が乗っていた。しかし、これが侵食され、谷を形成してから、第2期の噴出物である軽石凝灰岩が谷沿いに堆積し、さらに、その一部が侵食された上に湖成堆積物や岩屑堆積物が乗った。崩壊をおこしたのは、これらの湖成堆積物や岩屑堆積物で、火山灰・砂・礫・粘土・火山砕屑物が入り混じっていた。

注目されたのは右岸側の御岳火山第1期噴出物の基底の形態で、図-12にみられるように、ここに埋没された谷地形があったことである。火山噴出物は水を通すが、古生層はこれを通し難く、地下水は火山円礫岩中を通して崩壊地付近へ集まっており、一部は被圧地下水になっていた。この水が軽石凝灰岩を軟質化させ、ここにすべり面ができ、前述した崩壊をおこして行ったとみられる。崩壊後上部の滑落崖基底には、第1期噴出物基底の火山円礫岩が一部に露頭し、また地下水の湧出も認められて、このような推定を裏づけていた。

## iii) 滝越地区および御岳高原の崩壊

滝越地区および御岳高原地区の崩壊も火山噴出物や湖成層の崩れであり、いずれも土石流状になって流下した。滝越地区の流下状況は図-13に示すとおりである。

御岳高原のものは、火山中腹の緩斜面に発生しており、一般には、崩壊の発生しにくい地形を呈している。ここでの泥流は約1km流下し、道路を押し流し、御岳信者が身を清める清滝霊場まで呑みこんだ。比較的勾配のゆるい、この地域の崩壊は、いわゆる崩壊というよりも、地すべり的な様相も帯びていると考えられる。流下した地層は比較的乱れが少なく、元の地山の堆積順序を残している部分があることも観察されている。

## iv) 地すべり・崩壊の発生特性

この地震による災害は、「内陸型浅発地震による火山体の崩壊災害」として特徴づけられる。地震発生は、専門の地震学者にも寝耳に水の感があったと言われたが、地域の住民にとってもまさに思ってもみない災害であった。

地すべり・崩壊の発生状況をみると、軽石層の堆積形態や地下水の集中構造等に影響されており、それぞれ、その場所に発生したことがうなづけるものであったが、しかし、事前にこれらの構造は解明されておらず、その予測は全く不可能なものであった。また、規模の大きなものはいずれも土石流

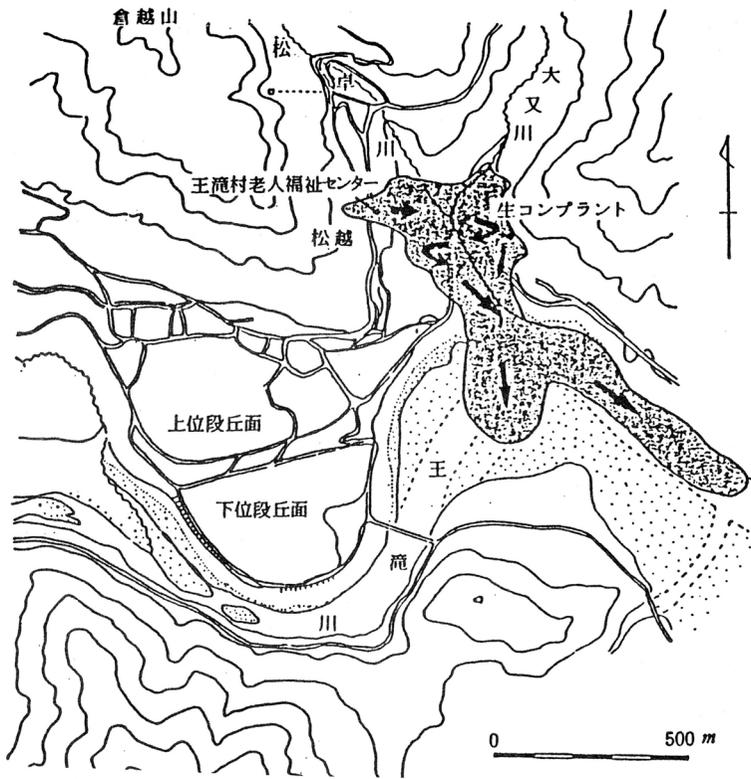


図-11 松越地区の崩壊(矢印は崩土の流下方向を示す)  
(科学技術庁国立防災科学技術センター1985による)

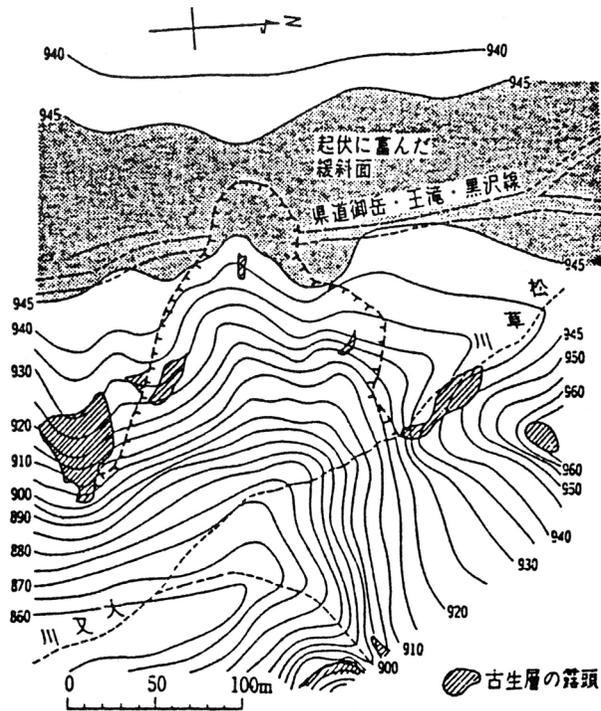


図-12 古生層上面等高線図(近藤ほか、1985による)

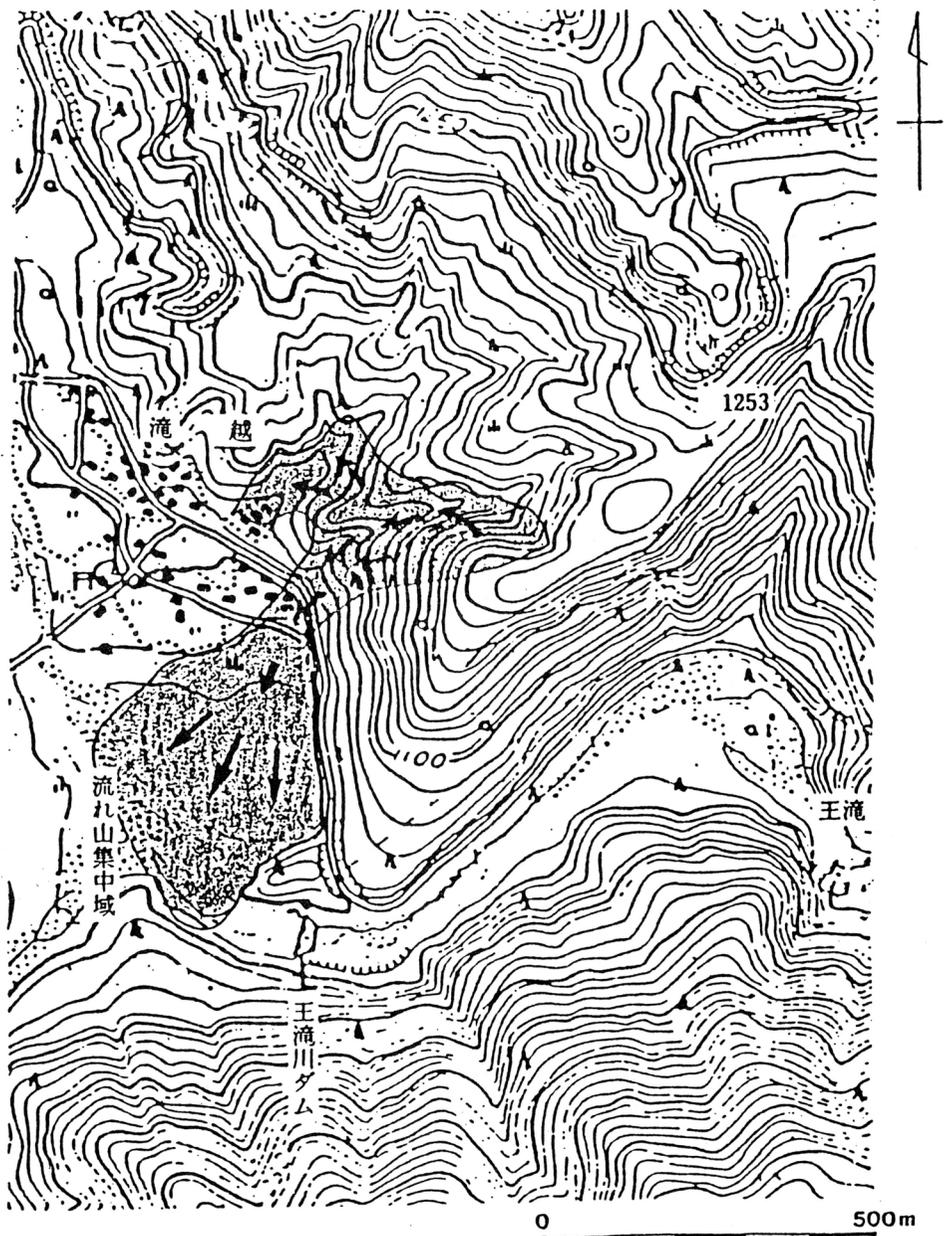


図-13 滝越地区の崩壊 (矢印は崩土の流下方向を示す)  
 (科学技術庁国立防災科学技術センター1985による)

化して被害を大きくしている。そうした面で、今後の災害対策行政にも大きな課題を残しているものである。

### 3-3. 松代群発地震の例

#### a) 地震と災害の概要

地震の発生にあたっては、直接の震動だけでなく、種々の地盤変動や地下水変動がおり、これが、地すべりなどの災害発生に結びつくことがある。松代群発地震にともなって発生した地すべりは、その典型的な例である。

昭和40年(1965年)8月3日、気象庁松代地震観測所(長野市松代町)の感度10万倍の国際標準地震計に微小地震がとらえられて以後、日を追って回数を増し、1968年3月末までには680,543回というほう大な地震が記録され、うち有感地震回数は61,761回に達した。これが松代群発地震である(図-14)。

この地震は、長野市松代町皆神山付近を震源とするもので、個々の地震の規模は小さく、マグニチュードの最大は5.2であり、震源の深さも、大部分が10km以内の浅いものであった。

しかし、期間が長く、回数が多い点では従来あまり例のなかったものであり、地震動の累積により種々の被害が発生したことが、その特徴となっている。

この地震には4回の特に活動の激しかった時期(第1; 1965年11月中旬、第2; 1966年3月~4月、第3; 1966年8月~9月、第4; 1967年2月)があり、その各々を第1~第4活動期とよんでいる。

#### b) 地盤変動および地下水異常

この地震にともなって、長野市東方山地には種々の地盤変動が観測されたが、その結果では皆神山を中心にして、その北の地塊が北西へ、南の地塊は南東あるいは南西へ移動しており、全体に東西方向に圧縮され、南北方向に引きのばされていることがわかった。

この地盤変動と地震動により、多くの地割れが発生したが、その主なものは第2活動期の1966年4月に発生し、第3活動期の8月以後、急激に拡大した。

これらの地割れは、表層地盤の地すべり的な動きに関連してできたものと、基礎岩盤の断層(地震断層)に沿う移動に関連してできたものの2種類があった。後者の主なものは、皆神山の北方に北西から南東へ、雁行状に発生し、左横ずれの移動を示した(図-15)。

これらの地盤変動のほか、付近の温泉の湧出量と温度に異常がみられ、また、1966年4月以降東部の山地では地下水の涸渇する所が各地にできた。

一方平地部では、5月頃から地下水位が上昇し、新しい湧水が各所に見られ、これも8月以後著しくなった。これらの湧水の中には、炭酸ガスと塩素分を多量に含む特異な水質のものがあり、これは通常の砂礫層中を流動している地下水や、岩盤中の割れ目を通して移動してきた天水性のものではなく、地下深部から押し上げられたものと考えられた。この湧水量が極大に達した時、皆神山東方の山腹に、崩壊性の地すべりが相ついで発生したのである。

#### c) 主な地すべり・崩壊の例

##### i) 牧内地すべり

牧内地区は、前述の雁行状亀裂が東方山腹につき当る所にあり、上信火山帯の一連の山々の西山麓

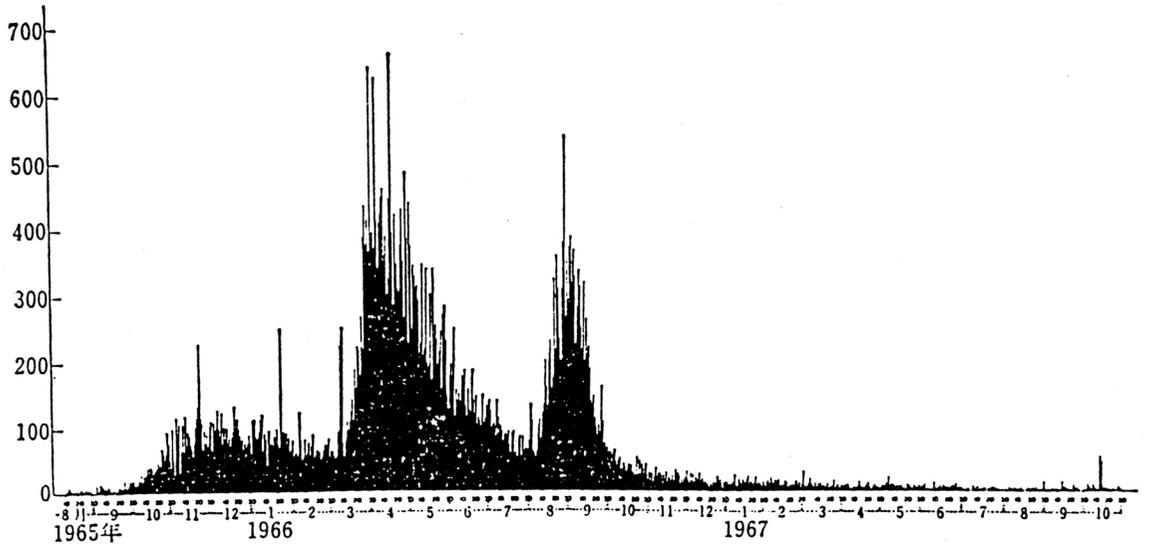


図-14 松代群発地震有感地震発生回数

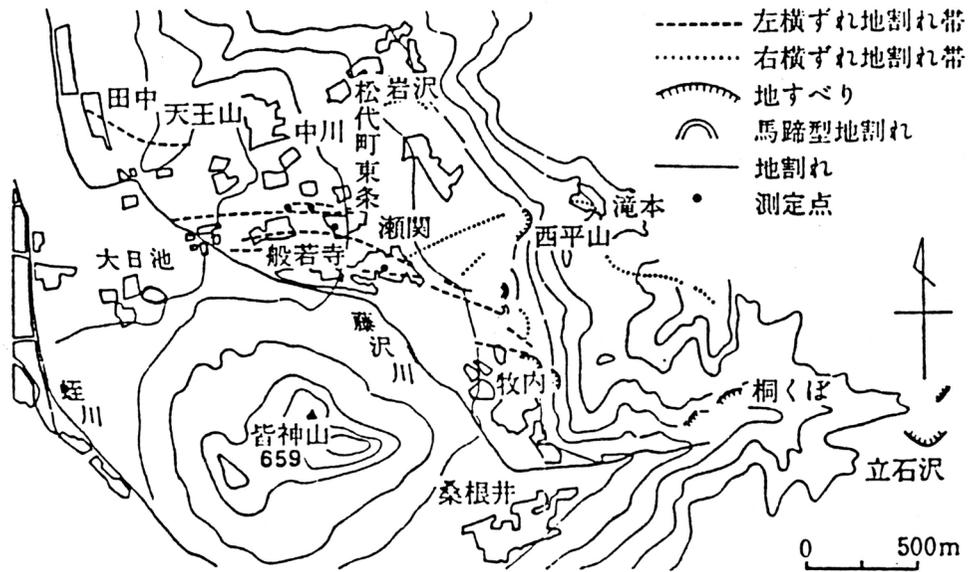


図-15 皆神山北方の地割れ発生状況図 (山岸登、1967による)

の崖錐と、ここを流れる藤沢川の扇状地の複合した位置にあり、西と北に傾斜した斜面上に、部落40戸が並んでいる。この付近も8月28日以後、多くの地割れが発生し、同時に湧水がみられ、特に9月15日以後、地割れは部落上方で馬蹄形状になり、拡大の一途をたどった。そして17日14時5分、衆人環視の中で滑動をおこしたもので、2回にわたるスランプ状の滑動により幅150m、長200m、約40万<sup>3</sup>の土塊が移動したものである。滑落崖下には多量の湧水が湧出して池になり、これが泥流状に押し出す時は被害を大きくするとみられたが、応急開削の結果、それ以上の被害はまぬがれた。しかし、11棟の家屋破壊をおこしている。

この地すべりは、山麓の崖錐中に発生したものであり、滑落後被圧地下水が開放されてからは、周辺の地割れの拡大もなくなり、湧水量も次第に減少して安定化した。

明らかに、地震にともなって湧出した深部地下水の圧力によってひきおこされた、特異な地すべりであるといえることができる。

#### ii) 加賀井地すべり

加賀井地区は、皆神山の北方にある尼巖山の西山麓に位置し、風化された石英閃緑岩と崖錐からなる山腹が、急傾斜で平地に接する山裾にある。前面の平地は、千曲川の後背湿地で、軟弱なシルト質泥土からなっている。

1966年9月上旬～中旬に、この地区の2か所に地割れが発生し、住宅4戸に直接的な被害を与えた。地割れはNE～SW方向で、1本は等高線とほぼ平行し、1本は斜交して、延長は約50mおよび60m、落差は20～60cmだった。一方地割れの発生と時期を同じくして、付近の各所に地下水の湧出があらわれた。湧出量は11月最大となり、その後漸減した。また地割れの拡大もこれと並行して停止した。

この地区の地割れは直線状で、馬蹄型をなさず、地盤変動としては、地割れ下方の沈下と、その前方の若干の隆起がみられるもので、地すべりというよりも、地震動と地下水の変動に起因する軟質地盤の安定化運動とみられるものであった。

この地区と似た地盤変動は、長野市若穂区温湯、松代区象山、更埴市石杭に発生しており、いずれも、第三紀層や石英閃緑岩等からなる東方山地が、急傾斜で善光寺平に接する位置にあり、平地側は軟弱なシルト質泥土からなっている所である。

#### III) 地すべり・崩壊の発生特性

この群発地震で発生した地すべり・崩壊には二つの型があった。

一つは牧内に代表される崩壊性のものであり、もう一つは加賀井に代表される軟弱地盤の安定化運動とみられるものである。

崩壊性のものは、皆神山北方に生じた地震断層による亀裂群が、東方山体につき当たる地域を中心に、これを囲むようにして発生している。また、湧出した異常地下水の活動と並行して、変状が進んでおり、湧出量が減少するに従って安定化している。

軟弱地盤の安定化運動とみられるものは、急傾斜の東方山塊が、善光寺平に接する所で、平地部が特に軟質土からなる地域に生じている。ここでも、異常地下水の湧出と並行して変状が進み、湧出量が減少するとともに鎮静化している。

## 4. 考 察

### 4-1. 山崩れの種類

長野県下で発生した地震によって、ひきおこされた山崩れ(地すべり・崩壊)の様相を見てきたが、これだけを見ても、その種類・形態が多様であることがわかる。

誘発要因となる地震の性格が多様であり、これを受ける山体の性格も多様なためである言えよう。また、山崩れは振動によってひきおこされるだけでなく、その他の地盤変動や地下水変動によっても影響されるからである。

しかし、一般的にみると震動によってひきおこされるものには浅層崩壊が多く、その数は大規模なものの数百倍に達する。善光寺地震の際、松代藩領内で40,000か所以上とされた崩壊は、このような浅層崩壊を目にしたためであるとみられ、青木雪郷氏の絵でみても浅層崩壊が一面に発生している山地が描かれている。

長野県西部地震の際も、注目されたのは数か所の地すべりや巨大崩壊であるが、長野県の調査によると小崩壊の数は約430に達している。

しかし、山地内のこのような小崩壊は、耕地、集落に影響しないものは問題にならず、山腹も自然復旧することが多いため、調査も詳細には行われなことが多い。

浅層崩壊に類似するが、浅い地すべり的な性格をもつものも多い。善光寺地震の時は、これが多くの集落を破壊している。

これらの崩壊や地すべりが、大規模になったものが巨大崩壊、地すべり性崩壊であるが、これらは地震動の強さだけでなく、これを受けた山体の構造に影響されて特殊な地域に発生するようである。しかしその数は多くない。

また、大規模な地すべりや崩壊は、時には土石流となって急速に下流へ押し出し、被害を格段に大きくしている。どのような時に土石流化するかという問題は、重要な検討課題であるが、長野県西部地震の際は、その地質構造と事前に降った降雨の影響が大きいとされている。

善光寺地震でも、松代藩領内以外の長野市北部地域で土石流が発生しており、被害を大きくしている。その研究はまだ十分行われていないが、ため池の欠壊によるものが数例あげられている。

また、重大災害には結びつかなかったが、ほかにもため池の欠壊は記録されており、その構造を耐震性のあるものにしなければならないことを教えている。

地震と共に地下水変動がある時は、震動だけでは発生しない特異な地すべりがひきおこされる。松代群発地震の際の、崩壊性の地すべりはその例である。

また、軟質地盤と接触する山麓部では、震動により軟質地盤が運動をおこし、特異な地すべりに発展している。このように見ると、地震によってひきおこされる斜面運動はかなり多様であり、その性格も複雑であると言える。

### 4-2 地形・地質との関係

一般に、地すべり・崩壊が地形・地質と密接な関係をもって発生していることは、よく知られている

が、地震でひきおこされる場合も、同様のことが言える。震動によってひきおこされる場合は、善光寺地震の事例がその傾向を教えている。

すなわち、急峻な山腹や、傾斜変換線付近を頭部として、その下方の急斜面で発生するという傾向が明瞭に認められる。

急峻な山腹は、硬質岩(第三紀層の場合は凝灰角礫岩・凝灰岩・砂岩・礫岩)からなる山体で形成されるため、地質的には硬質岩山地で発生しやすいということになる。そのため、慢性的な地すべりをおこしている軟岩(泥質岩)の山地(山腹)では発生し難いという傾向が出ている。しかし、長野県北部山地でみると、現在侵食作用がもっとも活発な渓谷沿いは、泥質岩山地でも急傾斜になっている。このような崖状の山腹では崩壊が発生している。

以上の傾向があるため、渓谷沿いの山腹につくられた道路や水路は被害を受けやすく、善光寺地震では用水路、長野県西部地震では道路の被害が目立っている。

大規模な地すべり性崩壊は、急峻な地形と共に特異な地質構造に関連して発生しているようであるが、その研究は十分に進んでいない。

善光寺地震の例をみると、凝灰角礫岩のような岩体と砂岩層などが混在し、伏流地下水が多い山体に発生している傾向がみられる(長野市涌池、同倉並)。しかし、他の大規模崩壊地の研究は今後の課題である。

地下水変動や、地下水の集中する構造が関連して発生する時は、地質構造がもっとも問題になる。

松代群発地震では地震断層のみられた地域に深部地下水の湧出地が重なり、両者が関連し合っていることが認められたが、断層の存在は地表調査では全く推定できなかった。そして、異常地下水の湧出地帯を中心に崩壊性地すべり(牧内地すべり、西平山地すべりなど)が発生したため、これらは地形的な要素とは関連しない形で現れている。

火山体の崩壊災害として特徴づけられた、長野県西部地震の災害では、地下水の集中しやすい埋没谷状の構造をもつ地域で、軽石層の存在があった時、大規模地すべりの発生をみている。

しかし、ここでも地表調査ではそのような構造が把握できず、今後の災害対策に課題を残している。

一般に、地震で発生する山崩れの性格は豪雨で発生するものと似ていると言われているが、ここで紹介した長野県下の3地震の場合は、松代群発地震の事例だけがそのような一般性からはずれている。善光寺地震、長野県西部地震の際の地すべり・崩壊の性格は、豪雨の際に発生するものとかかなり共通性をもっていると言ってよいようである。

#### 4-3 地震の後遺症と地すべり

地震の後遺症がどのように出てくるかという問題も重要な研究課題であるが、従来かなり大雑把な議論が行われてきた傾向がつよい。

長野県地震対策基礎調査報告書(昭和54年3月、長野県防災会議)には、「善光寺地震による崩災とその意義」についての記述があるが、その中に

「(上水内郡中条村)清水・太田あるいは藤沢・横道・梅木、さらに東方の念仏寺、平沢、臥雲などでは、

V字形の谷でなく明るく開けた緩傾斜地となっている。これらこそ、崩土が埋めた結果の地形である。そしてそれらの緩傾斜地では、その後現在にいたるまで地すべりが反復している。なお、こうした地すべり地形の成立は単に善光寺地震の際の崩壊によるのではなく、遠い過去からこのような崩壊—累積—地すべり(あるいは河流の洗掘)がくり返されてきたことによると考えられる。」

「現在づけられている地すべりは、明らかに善光寺地震による崩壊物質の二次的移動であるとみなせる。(中略)地すべり性崩壊と地すべりとはいわば親子関係にある。あるいは地震時のカタストロフィーが平常時の慢性的な運動の素因となる、とかいうことを可能にするように見える。」

「長野県下には夥しい地すべり地が分布する。これらの地すべりの大部分は……大地震で生じた地すべり性崩壊、崩土の二次地すべりである可能性が大きい。」

以上のような記述があり、一般的にこのような観念的な理解が容認されている。しかし、このような理解は現場の実状とは、かなりかけ離れている。中条村太田、藤沢等の崩積土の堆積地は、その後崩積土の風化、破壊により耕地化されているが「……現在にいたるまで地すべりが反復している」などという事実は全くない。

地震の後遺症の問題は、このような観念的な、大雑把な考察で片つけられるものではない。

崩積土がその後の斜面山腹へおよぼす影響は微妙であり、崩積土が再滑動するかどうかの問題は崩積土の性質と、堆積している斜面の状況によって変化してくるものである。そして崩積土が凝灰角礫岩などを多量に含む時は、再滑動をおこす事態はあまり発生していないというのが実態である。また「長野県下の地すべりの大部分が大地震で生じた地すべり性崩壊崩土の二次的地すべりである」という理解は地すべり発生地の実態を知らない者の考え方である。

地震によってひきおこされた地すべりや崩壊の跡地(崩壊斜面や崩積土の堆積地)は、その後継続的な地すべり地となっている所もあるが、なっていない所もある。これは一率には、どちらとも片つけられないというのが実態であり、むしろ後者の例の方が多いと言える。

一方、崩積土の堆積にともなう影響は、当然堆積地周辺の斜面におよんでいる。この問題は、崩積土自体の風化ということとは、別に考察されなければならないものである。

長野市七二会倉並地区の状況をみると、崩積土により埋没谷が形成されたため、古い谷を流下していた水が全面的に伏流水となり、以前とは違った分散流下の形態になった。この時、一部は地表に湧出したが、一部は地下深部に流入するようになり、下方山体の不安定化と結びついて行った。そして、地震発生から40年以上の時間を経過してから、大規模な地すべりを発生させている。これは、明らかに地震の後遺症の一つであるが、このような場合は因果関係の究明がかなり難しい。

一方、地震動によって地下水系が乱され、それが引き金になって山体の不安定化がおきてきたのではないかとみられる場合もある。長野市茶臼山地すべりがその例である。ここでは、地震の際山体には崩壊や地すべりは発生していない。ただ山腹にあった湧水に変化がみられ、これはその後一時的には旧に復したが、その後次第に変化してきたことから、地震の後遺症の一つと考えられるようになったものである。しかし、この種のものも因果関係の究明が困難なものである。

## 5. あとがき

長野県下に発生した地震災害の事例について紹介し、地すべり・崩壊等の発生状況を概観してきた。また、若干の考察を行ってみたが、この種の研究は事例が少ないだけに、あまり進んでいないというのが実態である。

反面、地震の後遺症などの問題では観念的な思考が先行し、誤った理解を一般の人達に植えつけている。私たちとしてはこのようなことを正し、より正確な科学的理解に立って、地震対策を考える必要がある、またそのための研究を進めなければならないと思っている。

シンポジウムの討論に若干でも役立つものがあれば幸いである。

## 参 考 文 献

- 長野県防災会議(1978) ; 長野県における被害地震の記録(昭和53年2月)
- 長野県防災会議(1979) ; 長野県地震対策基礎調査報告書—地学的基礎条件に関する調査—131P
- 長野県(1986) ; 昭和60年度長野県地震対策基礎調査(付図:地質条件図、地すべり・崩壊地形分布図、災害履歴図、地震動・液状化危険度評価図4葉、潜在地盤危険度評価図)
- 長野県(1987) ; 昭和61年度長野県地震対策基礎調査—被害想定編—(付図被害想定図等8葉)
- 日本気象協会(1968) ; 松代群地震調査報告書 気象庁編(昭和43年10月)
- 長野県(1968) ; 松代群発地震記録
- 全国地すべり対策協議会(1969) ; 松代地震と地すべり 地すべり記録集No3(昭和44年3月)
- 長野県(1985) ; 長野県西部地震の記録(昭和60年8月)
- 信州大学自然災害研究会(1985) ; 昭和59年長野県西部地震による災害 信州大学 148P
- 長野県木曾建設事務所(1986) ; 震災—長野県西部地震災害復旧の記録—204P
- 科学技術庁国立防災科学技術センター(1985) ; 昭和59年(1984)長野県西部地震災害調査報告 72P
- 応用地質株式会社(1986) ; 昭和59年(1984)長野県西部地震における松越地区崩壊の調査報告 134P
- 束松露香(1902) ; 善光寺地震の記録 信濃毎日新聞
- 信濃教育会編(1931) ; 河原網徳稿 弘化震災記 むしくら日記(復刻版)
- 武者金吉(1943) ; 増訂大日本地震史料 第3巻 文部省震災予防評議会
- 小林計一郎(1956) ; 弘化4年の善光寺大地震 信濃 Vol.8、No11 pp37~51
- 佐山守、河角広(1973) ; 古記録による歴史的大地震の調査(第1報)—弘化4年3月24日善光寺地震—震研速報 No10-2、pp1~50
- 宇佐美竜夫(1975) ; 資料日本被害地震総覧 東京大学出版会 335P
- 岡沢要 編(1982) ; 弘化4年善光寺大地震記録集 附 天明天保飢饉記録 363P
- 小林計一郎(監修)(1985) ; 弘化4年善光寺大地震図会(地震後世俗語之種) 絵 永井善左衛門 銀河書房 269P

- 宇佐美竜夫(1986) ; 善光寺地震の研究(1)―青木雪郷の山崩図絵による調査―地震災害予測の研究  
地震災害予測研究会 昭和61年度報告 pp23~68
- 宇佐美竜夫(1987) ; 善光寺地震の研究(2)―1. 松代城下町の被害 2. 「信州地震大絵図の調査  
他―地震災害予測の研究 地震災害予測研究会 昭和62年度報告 pp25~50
- 斎藤 豊、赤羽貞幸、中村三郎、望月巧一、長尾 勲、山浦直人(1989) ; 善光寺地震により発生し  
た地すべり・崩壊(その1)、(その2)、(その3) 第29回地すべり学会研究発表会  
講演集 pp50~57、pp318~321
- 長野郷土史研究会(1986) ; 長野郷土史研究会機関誌 「長野」 No.127―善光寺地震特集号―

# Ⅲ 1999新潟県南部地震に於ける地すべり・崩壊調査

新潟県土木部砂防課

平成2年(1990)12月7日発生の地震は、新潟県下でも地すべり地が集中する中越地区(刈羽郡高柳町付近)に震源を持った。この地震により、地すべり地を含む山地等に、クラック・崩壊が生じていると、今後、豪雨・融雪等により、雨水・融雪水が浸透し易くなり、地すべりや崩壊を発生させる引きがねになることが十分予測される。このような地すべり・崩壊による災害を未然に防止するために、クラック・崩壊等の実態をとらえ、今後の対策に生かす必要がある。

本調査では、こうした災害を防止する観点に立ち、地すべり防止区域・同危険区域・急傾斜地等に於ける地表踏査・聞き取り調査を実施したものである。

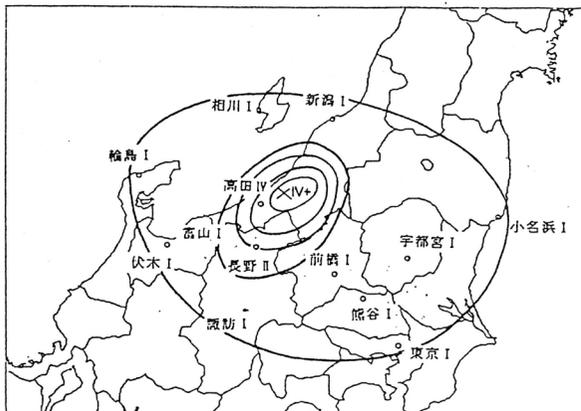
調査範囲は、1市2町1村に亘り、その中での地すべり防止区域・同危険区域・急傾斜地を対象としている。

## 1. 地震の概要

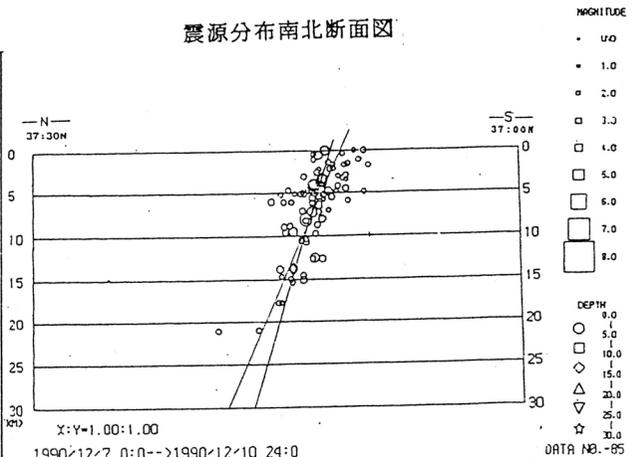
新潟地方気象台によれば、12月7日18時38分新潟県南部(刈羽郡高柳町付近)を震源とするM(マグニチュード) 5.4(暫定調査によれば、東経138度33分、北緯37度13分、深さ14km)、2分後の18時40分にM5.3の地震が発生し、震源付近の高柳町を中心に道路の陥没や亀裂、その他の被害が発生した。

気象官署の有感地震は本震を含め延べ11回(高田測候所では、震度IV 1回、震度III 3回、震度II 3回、震度I 4回)、無感地震は10日16時まで116回を数えた。

地震の震度分布(12/7, 18:38, 18:40)



震源分布南北断面図



## 2. 地質条件

### (1) 地質分布.

本地域の基盤地質は、主に新第三系の荒谷層、浜忠層、西山層、白岩層および新第三系から第四系にかけての魚沼層が分布する。これらの地層は主に堆積岩類からなるが、西山層は米山、尾神岳、黒姫山等を構成する安山岩類も分布する。

### (2) 地質構造.

地質構造は、N-SないしNE方向の大波長の各2本の背斜構造と向斜構造で特徴づけられる。このほか、NNE方向の軸長も波長も短い背斜・向斜も存在する。これらは特に西部に多くみられ、活褶曲あるいは活断層の可能性もある。また、これらの短波長褶曲軸の方向と同一方向の活断層の存在が鶴川下流域で知られている。

## 3. 新潟県南部における過去の被害状況

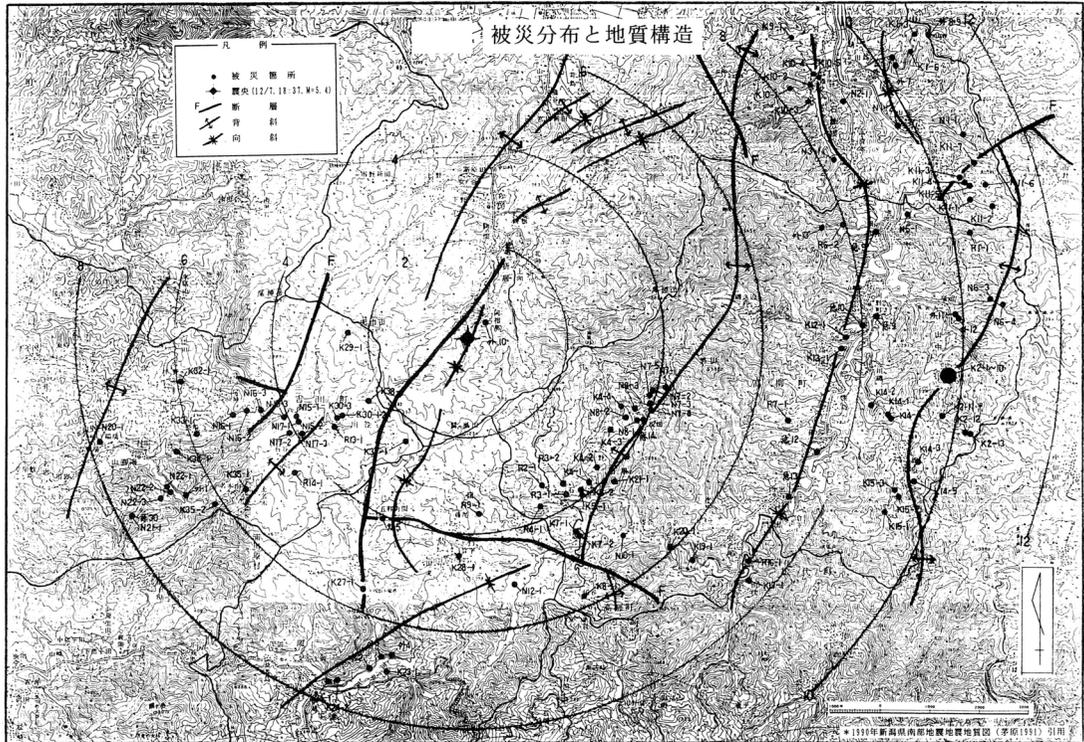
新潟県内の主な被害地震と地すべりとの関係を見ると、宝暦元年4月25日の高田地震(M7~7.4)の際に多くの地すべりが生じている。このほか、本地域の周辺には、今回の地震とマグニチュードおよび震源の深さが類似する被害地震が多数生じているが、地すべりを発生した例は少ない。



## 4. 被災箇所分布

### (1) 市町村別

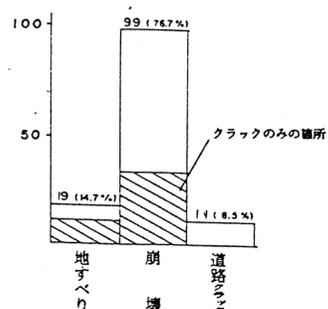
本調査による被災総数（箇所別調査票作成箇所数）は129箇所である。このうち、高柳町が65箇所（50.4%）を占め最も多く、次いで吉川町の29箇所（22.5%）、柏崎市の24箇所（18.6%）、大島村の11箇所（8.5%）となっている。



災害を形態別にみると、地すべりが19箇所（14.7%）崩壊が99箇所（同76.7%）道路のクラックが11箇所（同8.5%）である。

地すべり・崩壊別箇所数

| 市町村別被災箇所数 |      |    |         |           |
|-----------|------|----|---------|-----------|
| 市町村別      | 地すべり | 崩壊 | 道路クラック等 | 合計        |
| 柏崎市       | 1    | 22 | 1       | 24 (18.6) |
| 高柳町       | 9    | 50 | 6       | 65 (50.4) |
| 吉川町       | 7    | 19 | 3       | 29 (22.5) |
| 大島村       | 2    | 9  | —       | 11 (8.5)  |
| 合計        | 19   | 99 | 11      | 129 (100) |

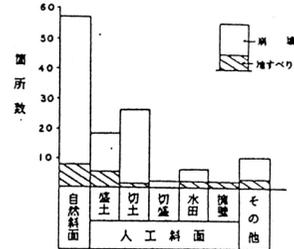
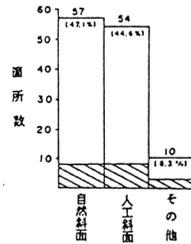


## 5. 地形との関係

### (1) 自然斜面と人工斜面における斜面災害の状況.

自然斜面と人工斜面における地すべりと崩壊の発生件数はほぼ同数である。なお、人工斜面では切土部分の被災が半数以上を占めている。

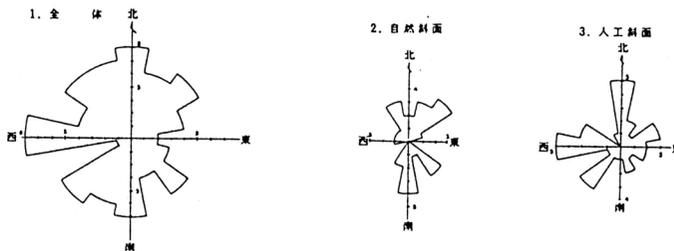
|                 |         | 崩壊 | 地すべり | 計   |
|-----------------|---------|----|------|-----|
| 自然斜面            |         | 48 | 8    | 56  |
| 人工斜面            | 盛土      | 12 | 5    | 17  |
|                 | 切土      | 25 | 1    | 26  |
|                 | 切盛      | 2  |      | 2   |
|                 | 水田(畦含む) | 4  | 2    | 6   |
|                 | 擁壁      | 1  |      | 1   |
| その他(自然斜面及び人工斜面) |         | 7  | 3    | 10  |
| 計               |         | 99 | 19   | 118 |



### (2) 斜面災害の方向性.

発生した地すべりおよび崩壊のうち、自然斜面では、本地域の主要な水系方向、すなわち、NNW-SSE, NE-SW方向に向かうものと、直交するものが顕著である。また、人工斜面では、西向および北向斜面が多く、同方向で人工的な要因が多いことを示しているものと推定される。

崩壊発生斜面の方向



### (3) 斜面形状.

斜面形状別に地すべり、崩壊の発生状況を見ると、平面形状別では平面および凹地状斜面が大部分(78.0%)を占めている。断面形状別についてみると、平滑斜面が圧倒的に多い(61.5%)。

崩壊斜面の平面・断面形状区分

a) 平面形状

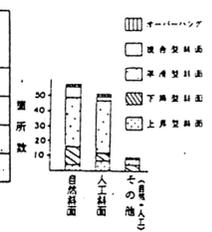
| 平面形状 | 凸      | 凹      | 平行     | 凸凹   | 計       |
|------|--------|--------|--------|------|---------|
| 自然斜面 | 7(5)   | 15(11) | 27(15) | 8(6) | 57(37)  |
| 人工斜面 | 5(3)   | 10(5)  | 36(10) |      | 51(18)  |
| その他  | 6(2)   | 1(1)   | 2(1)   |      | 9(4)    |
| 計    | 18(10) | 26(17) | 65(26) | 8(6) | 117(59) |

( )内は古い崩壊地形内に入る箇所数



b) 断面形状

| 断面形状 | 上昇 | 下降 | 平滑 | 複合 | オーバーハング | 計   |
|------|----|----|----|----|---------|-----|
| 自然斜面 | 4  | 12 | 33 | 7  | 1       | 57  |
| 人工斜面 | 7  | 5  | 35 | 3  | 1       | 51  |
| その他  |    | 4  | 4  | 1  |         | 9   |
| 計    | 11 | 21 | 72 | 11 | 2       | 117 |



#### (4) 斜面勾配.

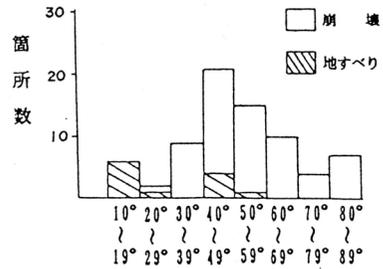
斜面勾配別にみると、40～49°が最も多く、50～59°が次いでいる。本地域の一般的な地形勾配の3～15°に比べると、かなり急なところで発生している。このことから、地震に対しては、表層地質などが同じである場合、急斜面ほど不安定で崩壊しやすいことを示しているものと考えられる。

崩壊斜面の勾配分布

| 斜面形態<br>斜面勾配 | 自然斜面   | 人工斜面   | その他   | 計       |
|--------------|--------|--------|-------|---------|
| 10～19°       | (3)    | (3)    |       | (6)     |
| 20～29°       |        | 1 (1)  |       | 1 (1)   |
| 30～39°       | 3      | 5      | 1     | 9       |
| 40～49°       | 9 (2)  | 7 (2)  | 1     | 17 (4)  |
| 50～59°       | 6      | 8      | (1)   | 14 (1)  |
| 60～69°       | 3      | 7      |       | 10      |
| 70～79°       | 2      | 2      |       | 4       |
| 80～89°       | 2      | 5      |       | 7       |
| 計            | 25 (5) | 35 (6) | 2 (1) | 62 (12) |

その他は自然+人工斜面 合計 74

注) ( ) 内は地すべり



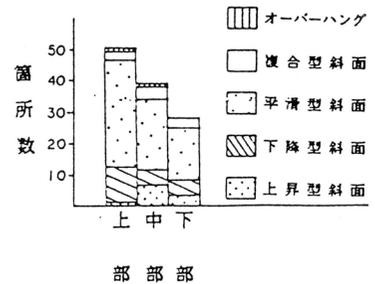
#### (5) 斜面位置.

崩壊発生位置は、斜面の上部が多い。これは上部斜面ほど地震の重力による影響が強いためと考えられる。

崩壊位置と斜面(断面)形状

| 断面形状<br>崩壊位置 | 上昇 | 下降 | 平滑 | 複合 | オーバー<br>ハング | 計   |
|--------------|----|----|----|----|-------------|-----|
| 上部           | 1  | 11 | 34 | 3  | 1           | 50  |
| 中部           | 7  | 5  | 22 | 4  | 1           | 39  |
| 下部           | 3  | 5  | 16 | 4  |             | 28  |
| 計            | 11 | 21 | 72 | 11 | 2           | 117 |

(総数には亀裂の発生のみで完全に破壊するまでは至っていない斜面数4を含む)



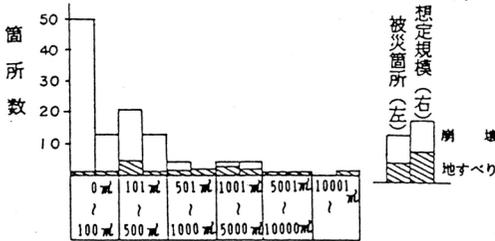
## 6. 被災規模

亀裂の発生により今後地すべり・崩壊の予測されるものについても含めて、面積は地すべりが100～500㎡、崩壊が100㎡以下のものが最も多い。土量は、地すべりが10,000m<sup>3</sup>以上、崩壊が1,000m<sup>3</sup>以下が多い。

実際に地すべり・崩壊に至った箇所の土量の平均値は、地すべりが6,750m<sup>3</sup>、崩壊が58m<sup>3</sup>である。

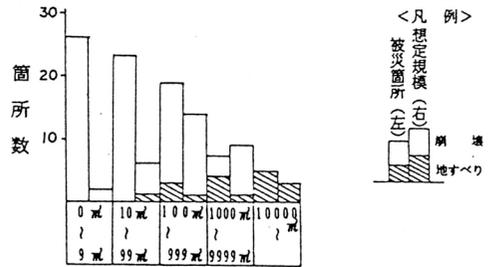
崩壊面積分布

|                                              | 被災箇所 |    | 想定規模 |    | 計   |
|----------------------------------------------|------|----|------|----|-----|
|                                              | 地すべり | 崩壊 | 地すべり | 崩壊 |     |
| 0 m <sup>2</sup> ~ 100 m <sup>2</sup>        | 1    | 49 | 1    | 12 | 63  |
| 101 m <sup>2</sup> ~ 500 m <sup>2</sup>      | 5    | 16 | 1    | 12 | 34  |
| 501 m <sup>2</sup> ~ 1,000 m <sup>2</sup>    | 2    | 2  | —    | 2  | 6   |
| 1,001 m <sup>2</sup> ~ 5,000 m <sup>2</sup>  | 3    | 1  | 2    | 2  | 8   |
| 5,001 m <sup>2</sup> ~ 10,000 m <sup>2</sup> | 1    | —  | 1    | —  | 2   |
| 10,001 m <sup>2</sup> ~                      | —    | —  | 1    | —  | 1   |
| 計                                            | 12   | 68 | 6    | 28 | 114 |



崩壊土量分布

|                                             | 被災箇所 |    | 想定規模 |    | 計   |
|---------------------------------------------|------|----|------|----|-----|
|                                             | 地すべり | 崩壊 | 地すべり | 崩壊 |     |
| 0 m <sup>3</sup> ~ 9 m <sup>3</sup>         | —    | 26 | —    | 2  | 28  |
| 10 m <sup>3</sup> ~ 99 m <sup>3</sup>       | —    | 23 | 1    | 5  | 29  |
| 100 m <sup>3</sup> ~ 999 m <sup>3</sup>     | 3    | 16 | 1    | 13 | 33  |
| 1,000 m <sup>3</sup> ~ 9,999 m <sup>3</sup> | 4    | 3  | 1    | 8  | 16  |
| 10,000 m <sup>3</sup> ~                     | 5    | —  | 3    | —  | 8   |
| 計                                           | 12   | 68 | 6    | 28 | 114 |



## 7. 地質の影響

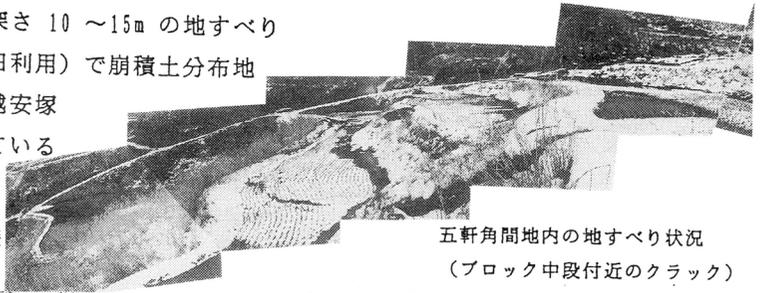
災害を発生していない地域は、航空写真判読によっても地すべり地形がみられない地域、すなわち、安山岩の分布地域などに一致する。魚沼層の分布地域では、固結の緩い同層が表層から崩壊した例が多い。その他の被災地は新第三系の西山層～荒谷層相当の泥質岩の分布域にあっている。なかでも被害が集中している地域は必ずといってよいほど褶曲軸の近傍にあっている。



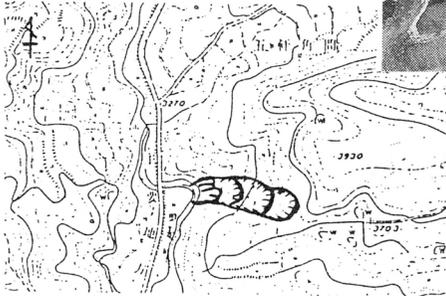
## 8. 主な被災状況の概要

### (1) 五軒角間地区 (大島村)

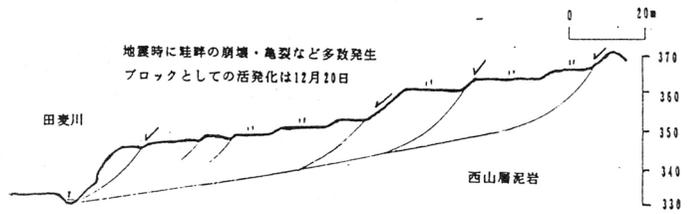
- ・長さ 140m, 巾 50m, 推定深さ 10 ~ 15m の地すべり
- ・古い地すべり跡 (現在水田利用) で崩積土分布地
- ・ブロック末端には県道上越安塚 柏崎線, 田麦川が位置している



五軒角間地内の地すべり状況  
(ブロック中段付近のクラック)



被災地付近平面図

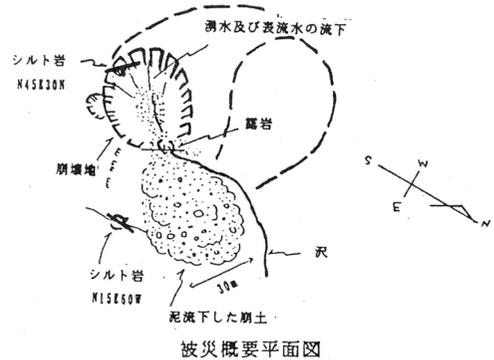


推定被災断面図

### (2) 西之入地区 (柏崎市)

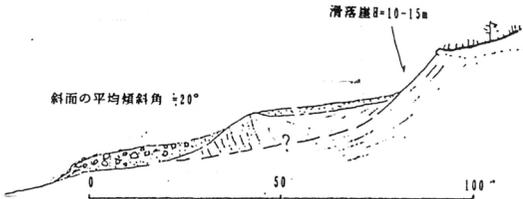


被災地上部からみた地すべり状況



被災概要平面図

- ・長さ 40m, 巾 30m, 推定深さ 5~6m  
(末端部土石流の流下 40m)
- ・魚沼層の崩壊型で末端に流動部を伴う

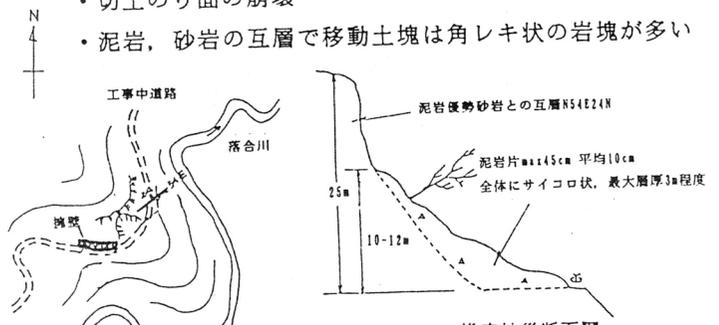


推定被災断面図

### (3) 足谷地区 (大島村)



崩壊の状況



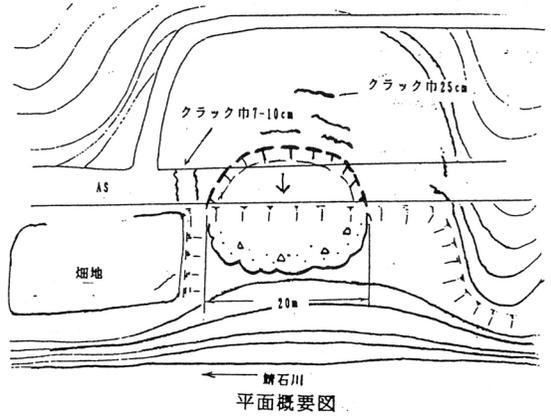
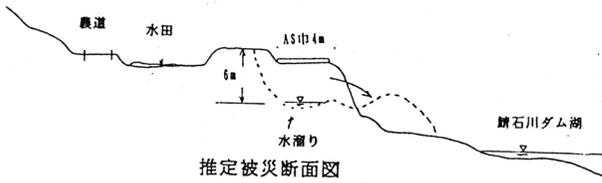
平面概要図

推定被災断面図

- ・長さ 10m, 巾 10m, 推定深さ 3m
- ・切土のり面の崩壊
- ・泥岩, 砂岩の互層で移動土塊は角レキ状の岩塊が多い

(4) 田代地区 (高柳町)

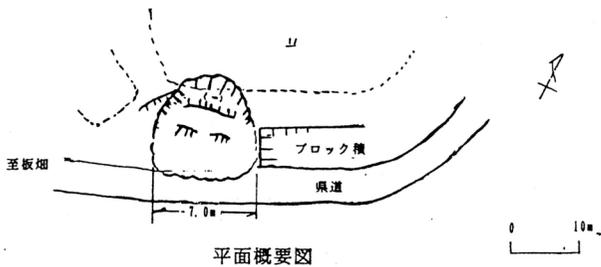
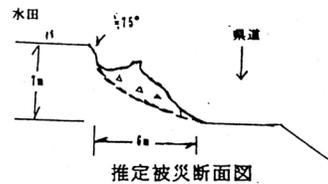
- 長さ 15m, 巾 20m, 推定深さ 4m
- 鯖石川ダム湖に近接した農道盛土部の崩壊



盛土の崩壊状況 (右手がダム湖)

(5) 板畑地区 (高柳町)

- 長さ 6m, 巾 7m, 推定深さ 1m
- 県道に接する斜面、部分的にブロック積が施工
- 後背には水田が分布



ブロック積に接する崩壊

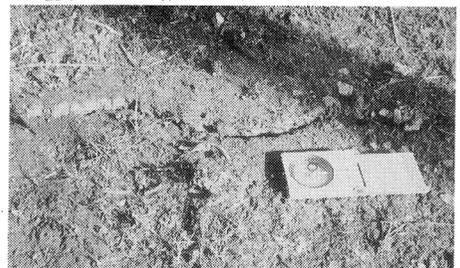
(6) 地震に伴う発生亀裂

山中地区 (高柳町)



農道に発生した開口亀裂

八重沢地区 (高柳町)



古い地すべり地形冠頭部に発生した亀裂