

公益社団法人日本地すべり学会関東支部
平成 29 年度シンポジウム

「過去の災害から学ぶ」
—突発的に発生した斜面災害の事例から—

概要集



期日：平成 29 年 5 月 12 日
場所：東京大学武田先端知ホール

公益社団法人日本地すべり学会関東支部
平成29年度シンポジウム「過去の災害から学ぶ」
—突発的に発生した斜面災害の事例から—

期日：平成29年5月12日（金）12:45～16:30（総会終了後）

場所：東京大学武田先端知ホール（東京大学工学部）
東京都文京区弥生2-11-16 武田先端知ビル5F
東京地下鉄南北線「東大前」駅下車 徒歩8分、千代田線「根津」駅下車 徒歩5分

会費：支部会員・一般 2,000円
学生 1,000円（参加費前納）

次第：

- | | |
|--|----------------|
| (1)開会 | 12:45 |
| (2)支部長挨拶 | |
| (3)シンポジウム 過去の災害から学ぶ—突発的に発生した斜面災害の事例から— | |
| 講演 | 12:50～13:50 |
| 岩盤崩壊に学ぶ～第2白糸トンネル岩盤崩壊を中心に～ | |
| | 上野将司（応用地質㈱ 社友） |
| 休憩 | 13:50～14:00 |
| 講演 | 14:00～16:00 |
| 昭和60年に発生した地附山地すべりの実態と地形・地質的課題 | |
| | 古谷尊彦（千葉大学名誉教授） |
| 蒲原沢土石流災害について～初期積雪期の土石流発生事例～ | |
| | 丸井英明（新潟大学名誉教授） |
| 総合討論（コーディネータ：櫻井正明） | 16:00～16:30 |
| (4)閉会 | 16:30 |

著者略歴

上野 将司（うえの しょうじ）応用地質株式会社 社友

- 1969年3月 北海道大学理学部地質学鉱物学科卒業
- 1969年4月 応用地質（株）入社
大阪，福岡，岡山，高松勤務を経て
- 1995年4月 同社 技術本部勤務 現在に至る

古谷 尊彦（ふるや たかひこ）千葉大学 名誉教授

- 1964年3月 東北大学理学研究科修士課程修了（修士）
- 1966年4月 京都大学防災研究所 文部教官助手
- 1981年6月 千葉大学教養部 教授
- 1996年4月 千葉大学大学院自然科学研究科生命・地球科学専攻 専攻長
- 1973年4月 理学博士（東北大学）
- 2001年6月 技術士（応用理学）
- 1998年7月～2000年6月 日本地すべり学会 会長
- 1998年12月 科学技術庁 防災科学技術研究所 機関評価委員会委員など

丸井 英明（まるい ひであき）新潟大学 名誉教授

- 1975年3月 信州大学大学院農学研究科森林工学専攻修士課程修了（修士）
- 1981年9月 京都大学（農学博士）
- 1983年7月-1989年7月 客員研究員としてオーストリア・ウィーン農科大学砂防及び雪崩防止研究所に留学
- 1989年6月 ウィーン農科大学（自然工学博士）
- 1989年7月 新潟大学大学院自然科学研究科助手
- 1990年1月 新潟大学積雪地域災害研究センター助教授
- 1997年4月 新潟大学積雪地域災害研究センター教授
- 2006年4月 新潟大学災害復興科学研究センター教授
- 2006年5月～2010年4月 日本地すべり学会会長
- 2011年4月 新潟大学災害・復興科学研究所教授 所長
- 2014年4月 新潟大学災害・復興科学研究所特任教授

岩盤崩壊に学ぶ～第2白糸トンネル岩盤崩壊を中心に～

上野将司

応用地質(株) 社友

1 はじめに

近年における岩盤崩壊事例を表-1に示す。1971年7月の静岡県大崩海岸での岩盤崩壊によって洞門が破壊され、通行車両の1名が死亡した事例はマスコミによって広く報道された。全国的に道路の整備が進みつつある時代であったが、防災面については遅れており、岩盤崩壊に関してはよりどころになる指針類はなく、調査や対策については心もとない状況であった。

一般に岩盤崩壊は規模が大きく対策困難なため、マニュアル化は遅れ1996年に道路防災総点検要領¹⁾の中にまとめられた。これは1989年7月に発生した越前岬の岩盤崩壊や、1996年2月に発生した豊浜トンネル岩盤崩壊による通行車両の被災が背景にある。この点検要領に基づ

いて1996年～1997年に全国で行われた道路防災総点検や研究等の成果を反映して落石対策便覧²⁾が2000年に改訂され、この時点での岩盤崩壊に関する知見が整理され資料編に収録された。1996年～2003年には財団法人道路保全技術センターにワーキング会議が設けられ、全国15か所で岩盤斜面計測モニタリングが行われた。その成果は岩盤崩壊モニタリング要領(案)³⁾としてまとめられた。

2009年に全面的に改訂が行われた道路土工指針⁴⁾では、以上の成果をもとに、切土工・斜面安定土工指針⁴⁾の1章をさいて「第10章 落石・岩盤崩壊対策」として岩盤崩壊に関する内容が盛り込まれた。

本稿では岩盤崩壊事例を概観し、第2白糸トンネル坑口岩盤崩壊時の初動対応について紹介する。あわせて岩盤崩壊による二次災害の回避について述べる。

表-1 主な岩盤崩壊災害事例

No	名称	位置	発生日月	斜面傾斜	地質	崩壊規模	被害状況
1	国道150号 大崩海岸	静岡県静岡市	1971/07/05	72	火山砕屑岩	6,400m ³	洞門圧壊、死者1名
2	JR上越線 津久田・岩本間	群馬県沼田市	1977/03/08	80	安山岩	700m ³	列車脱線、108名負傷
3	国道33号 柳谷村	愛媛県久万高原町	1979/07/20	60	秩父帯 砂岩粘板岩	4,000m ³	国道通行止め37日間
4	天人峡	北海道東川町	1980/10/16	80	溶結凝灰岩	20,000m ³	洞門圧壊、ホテル損傷、 負傷者4名
5	国道231号 雄冬岬	北海道浜益村	1981/12/19	80	火山砕屑岩	240,000m ³	トンネル坑口埋没
6	国道39号 層雲峡	北海道上川町	1987/06/09	80	溶結凝灰岩	11,000m ³	死者3名、負傷者6名
7	国道305号 越前岬	福井県越前町	1989/07/16	90	火山砕屑岩	1,000m ³	洞門圧壊、死者15名
8	国道158号 猿なぎ	長野県安曇村	1991/10/18	80	粘板岩チャート	3,000m ³	洞門破壊
9	国道229号 刀掛	北海道岩内町	1993/07/12	80	火山砕屑岩	2,000m ³	洞門上に堆積
10	国道229号 第2白糸	北海道島牧村	1993/07/12	80	火山砕屑岩	2,500m ³	トンネル坑口破壊通行止 め2ヶ月半
11	国道32号 大歩危	徳島県三好市	1993/10/09	75	砂質片岩	700m ³	国道通行止め30日間
12	国道49号 谷花	新潟県阿賀町	1995/04/02	70	流紋岩	5,000m ³	防護柵破壊
13	国道229号 豊浜	北海道古平町	1996/02/10	80	火山砕屑岩	11,000m ³	トンネル圧壊、死者20名
14	国道229号 第2白糸	北海道島牧村	1997/08/25	75	火山砕屑岩	42,000m ³	トンネル坑口埋没
15	中村町	横浜市南区	1999/02/17	70	シルト岩	600m ³	マンション被害軽微、負 傷者1名
16	国道333号 北陽	北海道北見市	2001/10/04	50	付加体	24,000m ³	死者2名
17	国道336号 えりも	北海道えりも町	2004/01/13	50	ホルンフェルス	42,000m ³	死者1名
18	国道473号 原田橋	浜松市天竜区	2015/01/31	80	花崗岩 砂質片岩	8,000m ³	死者2名

2 岩盤崩壊事例に学ぶ

表一の岩盤崩壊事例の地質についてみると火山砕屑岩、溶結凝灰岩などの火山岩が18事例のうち11事例を占め、残りは中生代層の堆積岩類や変成岩などである。崩壊規模は、600~240,000m³の幅がある。地域としては北海道が9事例と半数を占め、このうち5事例が日本海沿岸の海食崖で発生している。この理由として、1993年7月12日に発生した北海道南西沖地震の直接的な影響を受けて崩壊した2事例や、地震の影響を受けて不安定化した部分の後に崩壊したと考えられることがあげられる。北海道の日本海沿岸では、上記の地震以降に表一以外の無災害の岩盤崩壊が多発⁵⁾したことから想定される点である。

鉄道や住宅等に被害を与えた3事例以外はすべて国道の被災事例であり、前述のような経緯で指針等の整備や点検精度の向上等に結び付いてきた。そのような状況下で1996年2月10日に豊浜トンネル坑口での岩盤崩壊が発生して20名もの尊い命が奪われた。この災害に対しては豊浜トンネル崩落事故調査委員会が組織され、調査報告書が同年9月にまとめられた。

この報告書とは別に、岩盤崩壊による災害防止のため、事例研究にはじまり、ハード・ソフト対策など広い視点からの検討や、今後の取り組みに対する提言を行う目的で、①大規模岩盤崩壊に関する技術検討委員会が組織された。この検討結果と提言に基づいて、1997年1月に地球科学的観点からの検討を行う目的で、②北海道日本海沿岸における大規模岩盤崩落検討委員会が組織された。この委員会の検討期間中の同年8月、豊浜トンネルと同じ国道229号の第2白糸トンネル坑口で岩盤崩壊が発生した。この岩盤崩壊の発生時の対応についての詳細は次章で述べる。

ここでは筆者が①②の委員会に関係する中で、現地調査中の発想というより思いつきからまとめた2つの内容を紹介する。

(その1) 割れ目の密度から岩盤崩壊量の想定

北海道日本海沿岸には北海道南西沖地震の影響と思われる岩盤崩壊跡が多く場所で確認された(図-1)。そのような場所において、崩壊岩塊の概算体積を求めるとともに、付近の岩盤の割れ目の密度を調べた。割れ目の密度は、1辺3mの正方形の測線に交差する岩盤の割れ目本数(延長12mの測線を横切る割れ目本数)を数えて延長1mあたりの割れ目の本数(密度)に換算した。

この調査結果から、崩壊規模と割れ目密度の関係図を作成した(図-2)⁵⁾。この図から、岩盤の割れ目の密度に対する崩壊の最大規模には上限が認められる。すなわち、割れ目間隔が密に発達する岩盤斜面では崩壊規模は比較的小さく、割れ目が発達しない岩盤斜面では、比較的大規模の崩壊の発生に結びついている点である。地質面からは、溶岩や貫入岩は割れ目が密に発達するので小規模崩壊が特徴的であり、火砕岩では割れ目が少ないた



図-1 岩盤崩壊跡には崩壊岩塊が残る

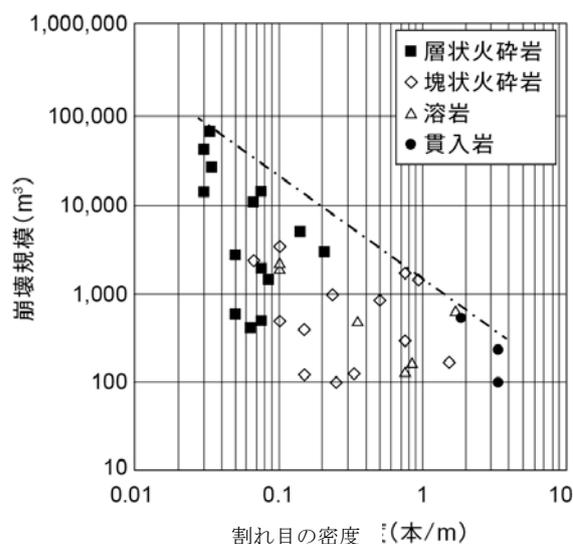


図-2 割れ目の密度と崩壊規模の関係

めに大規模な崩壊に結び付くといった傾向にあることが読み取れる。

(その2) 岩盤崩壊の発生頻度に関する検討

北海道日本海沿岸の調査中に、海食崖下の波食棚の発達が良いことや、海水の透明度が良く海面下の海食台の広がり観察できることから、データベースによる海岸地形の形成過程⁶⁾を参考に次のような検討を行った。

波食棚や海食台(以下、海食台として一括)はデータベースによる図-3に示されるように陸地が侵食されて海食崖とセットで形成されたものである。現在、海岸に見られる海食崖や海食台は縄文海進以降の6,000年間に形成されたと考えられるので、海食台の幅を6,000年で割ることで年間の平均的な侵食量(速度)を求めることができる。

海食台の正確な幅は、小船で現地調査することが望ま

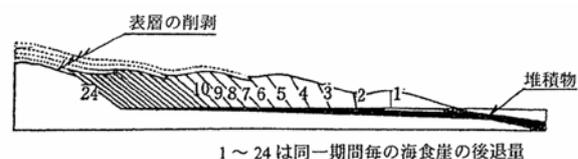


図-3 侵食による海食崖の後退⁶⁾

しいが、海上保安庁発行の海底地形図を利用すると概略の海食崖の幅は推定可能であり、侵食速度を容易に求めることができる。この海底地形図をもとに海食崖の幅について、海岸から一般に波食が及ぶ水深 10m までと仮定した。火砕岩が発達する地域として、北海道西岸の雄冬岬付近を対象に海食崖の幅を読み取った。この海底地形図⁷⁾によれば、海岸から水深 10m までの海食崖の幅が 200m と読み取れるので、平均的な年間侵食量は約 3cm (200m÷6000 年) となる。

しかし、海食崖は波浪による侵食で毎年平均して後退するわけではない。図-4 に示すように海食崖の基部の侵食でノッチが形成されてオーバーハングになることから始まり、崖のゆるみが進行し、地震、大雨等の誘因により岩盤崩壊の発生につながる。崩壊岩塊は破碎されて運搬除去され、再び元の崖の侵食環境に戻るといったサイクルを繰り返すわけになる。つまり、岩盤崩壊の発生にはノッチの形成や岩盤斜面のゆるみの進行など、準備期間が必要である。したがって、海食崖の陸側への後退は、平均的な侵食速度で行われるのではなく、岩盤崩壊により間欠的に発生するものと考えられる。

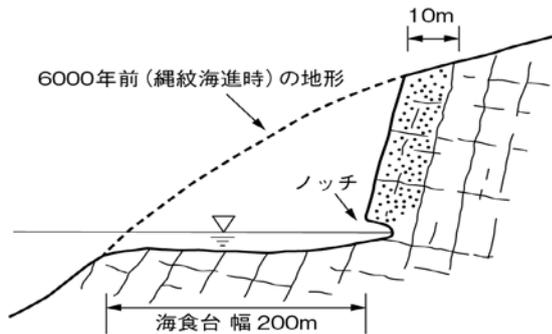


図-4 海岸における岩盤崩壊の発生場の地形断面⁸⁾

一回の崩壊規模(海食崖の後退量)がほぼ同一であるとすれば、崩壊規模を侵食速度で割ると概略の崩壊周期が求められる。仮に海食崖での岩盤崩壊の発生が、その岩盤に発達する割れ目間隔 10m 厚さの規模とすると、平均侵食速度が年間 3cm であれば岩盤崩壊は 330 年間隔で発生することになる。したがって、年平均侵食速度と岩盤崩壊の周期の関係は図-5⁹⁾に示すようになり、平均侵食速度が年間 10cm であれば岩盤崩壊の発生間隔は 100 年になる。このように岩盤崩壊の発生間隔の目安は、海食崖の幅と割れ目間隔から推定することができる。

ただし、次の点に注意する必要がある。ここで求めた崩壊間隔は、崖の延長方向での崩壊の幅を無視した 2 次元断面モデルの値であり、隣接箇所も同じ間隔で崩壊することになる。すなわち、海側から崖を眺めた場合、崩壊幅が 50m、崩壊発生対象である崖の延長が 1km であれば、前に述べた 330 年周期の岩盤崩壊の意味は、330 年ごとに 20 箇所で崩壊が発生するということである。このため、地形地質条件が同様な区域を考えると、崩壊間隔はどの斜面も同様であるので、斜面のあちこちで崩壊が

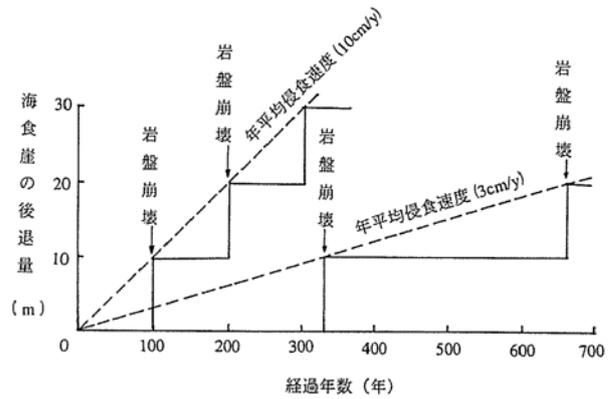


図-5 海食崖の平均侵食速度と岩盤崩壊の発生周期 (崩壊厚 10m の場合)

発生する時期と比較的静穏な時期が交互にあらわれるものと考えられる。このような現象は K.Terzaghi により、ノルウェーのある地方のフィヨルドにおける岩盤崩壊記録をもとに、崩壊多発期間と崩壊の少ない静穏な期間のあることが紹介されている¹⁰⁾。

3 第2白糸トンネルの岩盤崩壊

1996年2月に発生した豊浜トンネル坑口の岩盤崩壊を受けて設立された技術検討委員会の提言により、1997年、いくつかの分科会にあたる委員会が立ち上がった。この中で筆者が事務局員として担当した「北海道日本海沿岸における大規模岩盤崩落検討委員会」は地質学的な情報を基礎にした調査研究が必要との提言を受けて設立されたもので、延長 600km の海岸線沿いの国道に分布する岩盤斜面の崩壊機構に関する基礎的調査業務であった。

この調査期間中の 1997 年 5 月、第二白糸トンネル坑口部の岩盤斜面を観察した際に安定度が低いと判断して写真撮影や観察メモを記録していた(図-6)。この場所は豊浜トンネルと同じ路線の国道 229 号であり、ここで 1997 年 8 月に大規模な岩盤崩壊が発生した。まさか 3 カ月後に岩盤崩壊が発生するとは思いませんでした。

崩壊当日の夕方には筆者に第一報が入ってきたので準

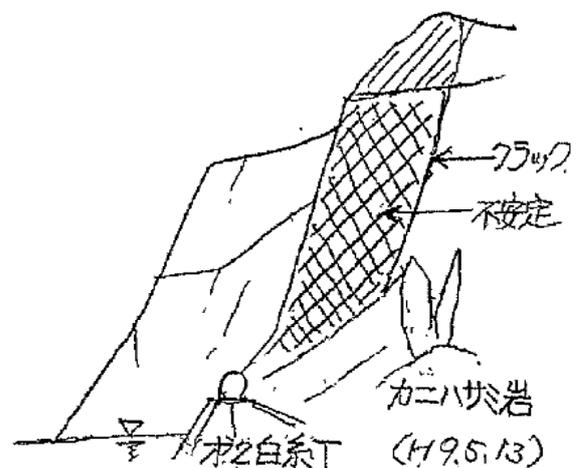


図-6 第2白糸トンネル坑口と不安定な岩盤斜面の観察メモ

備を終え、翌朝に現場に向けて東京を出発して昼過ぎに現場に到着した。岩盤崩壊は豊浜トンネルと同様に、トンネル坑口部を押しつぶしていくつもの大岩塊が道路をふさいでいる状況が目に見え込んできた。岩盤崩壊に巻き込まれた車両の有無は不明であるが、警察・消防による被災者の捜索が始まっている。ところが、崖には割れ目の開いた不安定岩塊が残っており、その直下での捜索作業である。二次災害防止対策として、この不安定岩塊の割れ目の変位監視が6台のトランシットを用いて調査員によって始められたところであった。

このトランシットの観測地点は崖からの距離が崖高以下の距離であったので、観測地点を崖高の1.2倍の距離まで離すことにした。近い位置で監視したい気持ちはわかるが、崩壊した際に巻き込まれないための処置である。光波測距儀なども持ち込まれたが、誤差が大きくトランシットを用いた肉眼での監視に勝るものはなかった。投光器を用いて24時間の懸念な作業が続く中で、1昼夜監視しているうちに時々小さな落石があることに気がついた。そして、小石の落下は岩盤崩壊の兆候ではないかと考えはじめた。

独立行政法人防災科学技術研究所の福園輝旗さんの論文¹¹⁾に「崩壊予測法の根底にあるものは最終破壊が起こる前に変形が加速度的に増加することで、火山の噴火予知や地震の発生予知に利用されている。」とあったことを思い出し、ならば落石の頻度が増すことに着目して岩盤崩壊時期の予測が可能ではないかと考えた。

そしてトランシットによる監視作業の中で、落石発生の時刻、位置、個数の観察を続けることにした。危険をおかして被災者の捜索にあたる警察・消防の人達は、落石発生頻度を監視することが自分たちの安全につながると考え、交代要員の方々が我々の調査を手伝うようにな

っていた。確かにトランシットの監視で変位が生じた際には崖下から逃げる時間がないかもしれないなかった。

一次崩壊後3日目の朝、トランシットでの監視に変化はないが小石が多く落下するようになる。緊張して監視を続けると12時頃から更に落石が増加したので崩壊が近いと判断し、筆者を含めて観測者3名、警察・消防の隊長2名が残り、関係者には約100m後方の安全地帯まで退去してもらった。そのうち、急崖からひっきりなしに落石続き、しばらくすると割れ目が開く状況がトランシットで確認されたので、残った5名は走って安全地帯に逃げ込んだ。この間、後方の安全地帯にいた報道陣や関係者数100人が固唾を飲んで見守る中、大岩塊がゆっくりと滑動し、その様子がテレビで全国に放映された。筆者らが安全地帯から振り返ったときは大岩塊が滑落して大きな砂埃が舞い上がっていた。

まぐれとも言える落石頻度に着目した岩盤崩壊時期の予知は図-7に示すような状況で、二次災害を防ぐことになり道路管理者以上に行動をとらせた警察・消防職員から大変感謝された。その後、この場所で巻き込まれた車両や人がいないことが確認された。

4 二次災害の回避について

第2白糸トンネルでの被災者捜索に際しては、紹介したように二次災害の回避を念頭に、監視位置の崖からの距離や崩壊の兆候に注意して対応した。しかし、その後も崖崩れの発生現場では、二次的な崩壊などによって災害につながった場合がある。注意したいことで、筆者は別の場で、いくつかの二次災害例を挙げた上で二次災害の回避策について以下のように報告した¹²⁾。

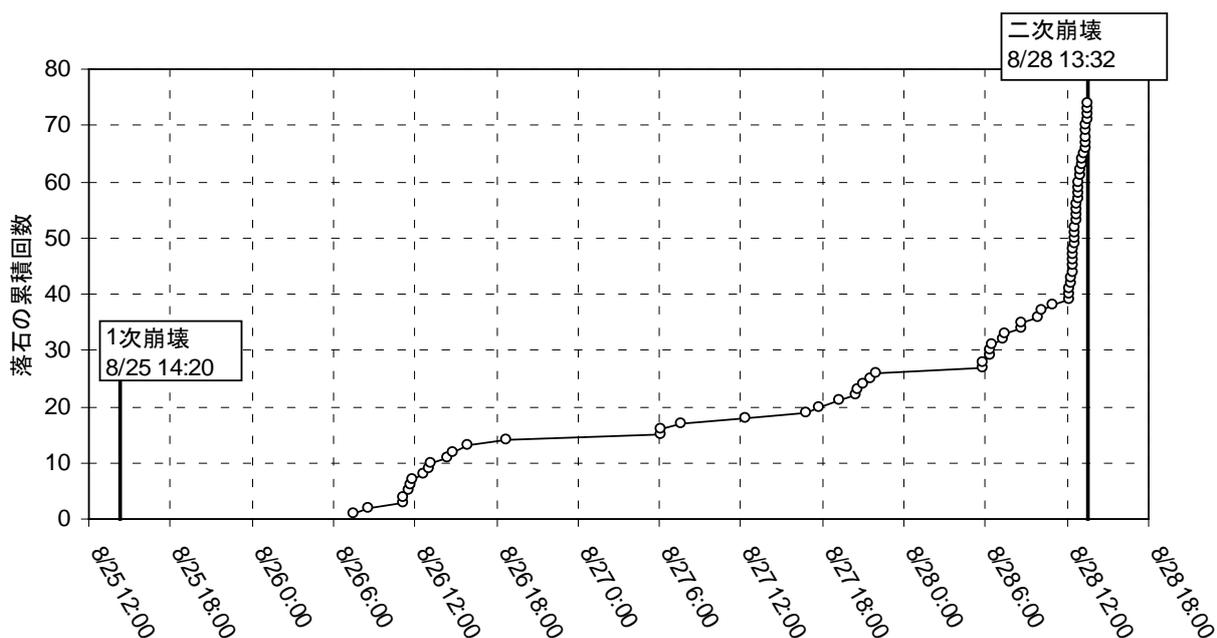


図-7 2次崩壊までの落石回数の累積曲線

①高知県繁藤の斜面崩壊

地質：秩父帯の粘板岩、砂岩および凝灰岩

1972年7月の集中豪雨で警戒中の消防団員1名が小崩壊に巻き込まれたため、多数の人が救出作業にあっている最中、大崩壊が発生して59名が犠牲になり、合計60名が死亡した。

②川崎市高津区の崖崩れで住宅埋没

地質：新第三紀の泥岩上の関東ローム

1989年8月の豪雨で住宅背後の崖崩れで住宅が埋没し、住民3名が生理めになった。この救助に当たった消防署員を崩壊土砂が襲い、3名が死亡して住民と合わせて6名が犠牲になった。

③上信越自動車道のり面崩壊

地質：新第三紀の堆積岩および新期の火山灰

2001年9月の豪雨で高さ10mのり面が小崩壊して土砂が本線に流出したため、管理者が本線から確認中に再度崩壊が発生して5名が被災、そのうち2名が死亡した。

④北海道えりも町国道336号の岩盤崩壊

地質：ホルンフェルス

2004年1月12日7:30頃に400m³規模の崩壊が発生、監視に訪れていた管理者が13日22:25に発生した4万m³の岩盤崩壊に遭遇して死亡した。

⑤奈良県上北山村国道169号の斜面崩壊

地質：四万十帯の砂岩および泥岩

2007年1月18日20:50頃に小崩壊100m³、21日0:00に小崩壊80m³、さらに30日7:40に1.1万m³の崩壊の発生で通行車両が被災して1名が死亡した。

⑥浜松市原田橋岩盤崩壊

地質：花崗岩、砂質片麻岩

2015年1月に橋梁端部の斜面で落石があったため、管理者2名が斜面下の橋梁上から視察中に、大きな岩盤崩壊が発生して橋梁とともに河床に落下して死亡した。

め、土砂災害の犠牲になったと思われる。これらの二次災害を回避するために共通していえることは、次の点に留意することである。

(1)崩壊土砂の到達距離

急崖で発生した崩壊土砂の到達距離は、各種のマニュアル等にも示されているように、90%が崖高と同じ距離まで到達し、最大で崖高の2倍程度まで到達する(図-8)。避難や監視をする場合は、この点を考慮するとともに対象斜面の正面ではなく側方に避難または側方で監視することが望ましい。ただし、斜面下が平坦ではなく傾斜地の場合や崩壊斜面に多量の水が含まれる場合は、崩壊土砂が崖高の2倍よりも遠くまで到達するので注意が必要である。

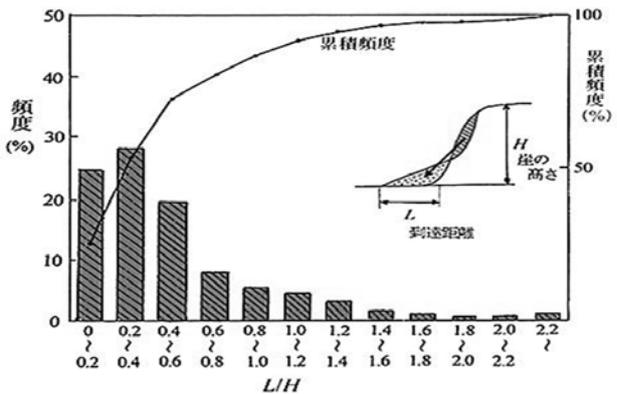


図-8 崩壊土砂の崖高に対する到達距離¹³⁾

(2)崩壊の前兆から崩壊までの余裕時間

傾斜60°以上の急崖斜面では、落石や小崩壊等の兆候が認められた場合、崩壊までの余裕時間は1日以内と考慮すべきである(図-9)。緩い傾斜の場合はこの図によらず、簡易な方法を含め変位計測を行って精度の良い崩壊時刻の予測をすべきである。

いずれの災害も二次的な崩壊を予測せずに対処した

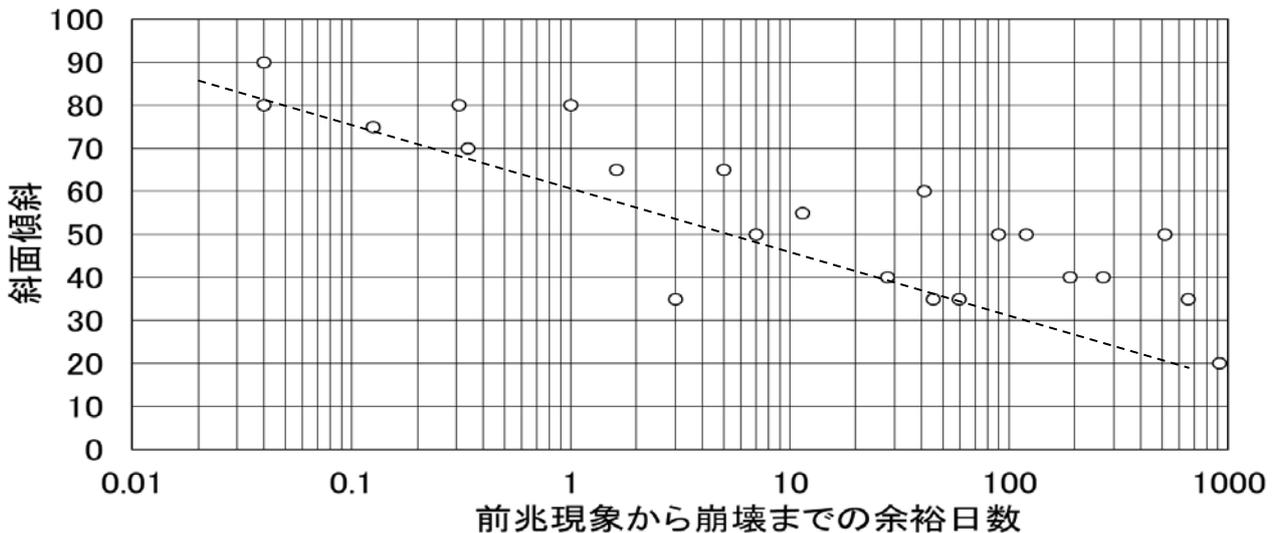


図-9 前兆現象から崩壊までの余裕日数と斜面傾斜の関係

(3)小崩壊後の規模の大きな崩壊

地すべり地や不安定化した斜面では、ブロック末端側部の小ブロックが急速な変位を生じる場合や急速に崩壊することがある。小規模崩壊が発生した場合、背後の規模の大きな不安定岩塊などへの注意が必要である(図-10)。逆の立場に立つと、顕著な移動部分に監視や調査の注意が向いていると、背後の大きな動きに気が付かないことがあるのでこの点についても留意すべきである。

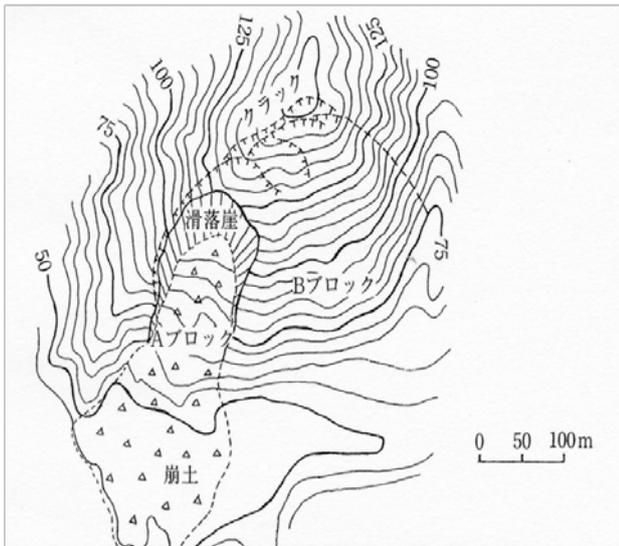


図-10 不安定斜面の末端側部は急速に崩壊しやすい

5 おわりに

岩盤崩壊の発生危険箇所は地形的に、海食崖や峡谷の急崖斜面であるが、一般に位置や大きさの特定が困難な場合が多い。そのような中で、不安定岩塊を特定して崩壊予測につなげることができた第2白糸トンネル坑口斜面の崩壊事例について紹介した。現地では細心の注意を払って監視等に対処して二次災害の回避に努めた。

しかし、この後に二次災害事例として紹介した6事例のうち、4事例が発生している。急崖斜面での不安定化に対して点検・監視等にあたる際は、急崖からの距離、崩壊までの余裕時間の無いこと、想定外の範囲での崩壊があり得ること、の3点への注意を肝に銘じて行動し二次災害を回避して欲しいと思う。

参 考 文 献

- 1) 財団法人道路保全技術センター：道路防災総点検要領，1996.
- 2) 社団法人日本道路協会：落石対策便覧（改訂版），2000.
- 3) 財団法人道路保全技術センター：岩盤崩壊モニタリング要領(案)，2003.
- 4) 社団法人日本道路協会：道路土工切土工・斜面安定工指針，2009.
- 5) 北海道日本海沿岸における大規模岩盤崩落検討委員

会：委員会報告書，2000.

- 6) W. M. Davis：地形の説明的記載（水山高幸・守田優訳），大明堂，pp.405-407，1910.（翻訳1969）
- 7) 海上保安庁水路部：5万分の1沿岸の海の基本図海底地形地質調査報告「雄冬岬」，1980.
- 8) 上野将司：予知困難な落石・岩盤崩壊による災害に取り組んで，地盤工学会誌，第59巻，第12号，pp53-60，2011.
- 9) 上野将司・山岸宏光：わが国の岩盤崩壊の諸例とその地形地質学的検討，地すべり，第39巻，第1号，pp40-47，2002.
- 10) K.Terzaghi: Stability of Steep Slope on Hard Unweathered Rock, GEOTECHNIQUE, Vol.12, No4, pp.251-270.
 - 11) 福園輝旗：移動量の変化から崩壊時刻を予測する方法(その1)地すべり技術，第16巻，第3号，pp24-31，1990.
 - 12) 上野将司：斜面の二次災害事例と対応策，防災科学技術研究所研究資料，第411号，pp.143-146，2017.
 - 13) 防災科学技術研究所：HP 防災基礎講座

昭和 60 年に発生した地附山地すべりの実態と地形・地質的課題

古 谷 尊 彦 (千葉大学・名誉教授)

1. はじめに

昭和 60 (1985) 年 7 月 26 日に、長野の善光寺の背後の長野市上松の地附山に幅約 500 m、長さ約 700m、面積約 25ha、移動土量約 360 万 m³に達する大規模な地すべりが発生し、戸隠有料道路バードラインの寸断、リンゴ畑 2.9ha を破壊・埋没、押し出した土砂によって新興住宅団地「湯谷団地」で全壊家屋 50 戸と 5 棟、半壊家屋 5 戸が次々に破壊される状況が TV 放映され、特別養護老人ホーム「松寿荘」では 26 名の犠牲者が出る等の被害が発生した。次いで長野県企業局の瑕疵が問われる裁判が起こされ、社会的に大きな影響のあった地すべり災害であった。それから既に 30 年を経過し、直後から対策工が実施された事もあって、現在は安定化している。年配者にとっては過去の忘却の彼方に押しやられ、若い世代の方々にとっては記憶にない、忘れ去られてしまったと思われる地すべりである。しかし、私見ではあるが、多くの教訓に満ちた地すべり災害であったと思っている。

今年度のシンポジウムのテーマが「過去の災害から学ぶ—突発的に発生した斜面災害の事例から—」と言うことで、当時、筆者(古谷、1985)がたまたま緊急レポートを執筆していたことや、その時の状況や知識・資料等を保有しているのでは、との学会関東支部幹事の推測で、報告者が話題提供をするように推薦されたのでは、と思っている。しかし、この地すべり災害は大きな社会問題となり、自由な発想で調査がしづらく、また、報告者はその後在外研究で長期間海外出張し、不在になり調査できず、十分な資料の持ち合わせは無いが、その範囲での話題提供ということでお引き受けした。資料については、裁判があったので、表に出ない多くの資料が存在するものと思っている。本学会・土木学会などに緊急報告の形の報文や、長野県土木部(1989)がまとめた「地附山地すべり機構解析報告書」、グラビア信州(1986)の「長野市地附山地滑り災害報告」、自然災害科学総合研究班(研究代表者;川上浩)の「1985年長野市地附山地すべりの災害調査研究」などがある。

ここでは、上記「地附山地すべり機構解析報告書」、「1985年長野市地附山地すべりの災害調査研究」、「長野市地滑り災害報告」を中心に、それに報告者の持ち合わせた資料をコンパイルして提供話題として、私見を述べたい。短期間の取りまとめであったので、多少既存資料の誤読、取り違いがあると思われるが、ご容赦をお願いし、正確を期するためには、掲載文献の参照を希望する次第である。

2. 災害の経緯

1985年7月25日から26日の大規模地すべり発生に至る経過は表1(川上、1986)に示される。この表1には主な行政対応の推移が示されている。他方、地附山の斜面で起こっていた地表の変化は、川上ほか(1986)によると、以下のように推移している。

1) 大規模滑落前の変状の経過

表1. 7月26日の経過 (川上、1986による)

時 刻	経 過
25日 23:25	移動量 9:20~23:00まで158mm, 1日270mmと通報
26日 2:03	消防、警察、展望台まで調査
7:00	企業局幹部 現地調査
8:37	有料道路0.8km地点上段擁壁一部倒壊
9:50	県・市等対策会議
12:52	15時予定の湯谷団地会議を早めるよう要請
14:00	副知事ら現地視察
14:15	湯谷団地会議に避難を要請
15:14	有料道路0.8km地点上段擁壁一部倒壊
16:15	16:00~16:10の移動量98mmと湯谷団地会議に連絡
16:30	湯谷団地38戸に避難命令
17:00頃	展望台及びその下部が崩落開始
17:10	この時間までH鋼の変位計測実施
17:17	H鋼の変位計測不能の報告湯谷団地に入る
17:24	長野放送テレビ中継塔停電(断線), 自家発に
17:26	湯谷団地裏山に土砂迫る
17:30頃	老人ホーム裏山崩落開始
17:32	テレビ信州中継塔倒壊、送信不能
17:33	NHK善光寺FM放送局停電(断線)、自家発に
17:35頃	地すべり地中央部崩落開始
17:59	長野放送テレビ中継塔停波
18:00	NHK善光寺FM放送局停波

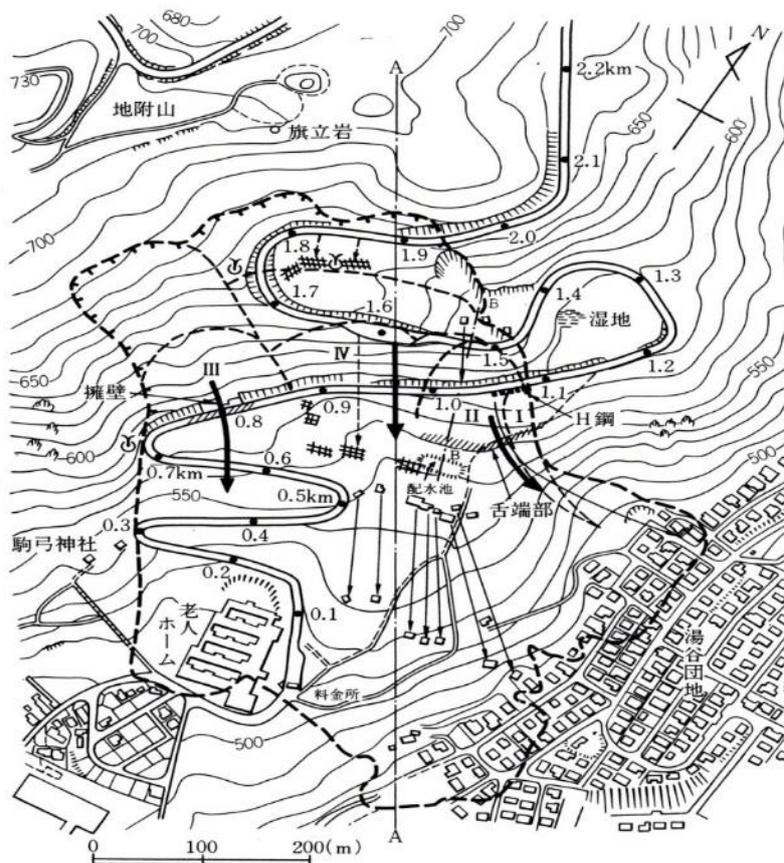


図1. 地すべり地の平面図 (川上、1986による)

1964（昭和 39）年に、後に地附山の数万年前の古い地すべり地斜面とされた比較的ゆるやかな傾斜地を利用して、戸隠有料道路バードラインが開設された。1981（昭和 56）年 3 月の融雪期に道路に亀裂・段差、石積面に亀裂が認められた。1983（昭和 58）年 9 月、降雨時に変状が拡大している事が認められている。1984（昭和 59）年 4 月の融雪期、7 月の降雨時にそれぞれ亀裂・段差の拡大する変化があった。1985（昭和 60）年 6～7 月約 500 mmの梅雨期の降雨によって地すべり滑動が活発になり、7 月 12 日に道路の段差（既に滑落崖化した崖の一部と考えられる）が大きくなり、通行止めに至っている。

この間、1981 年から地すべり滑動に関係して破損した有料道路 **0.8 km地点**（図 1 の道路に沿って付された料金所からの距離を示す地点の数字、例えば 0.4、0.5、0.6……2.0…、など）山側の石積壁の数次に亘る補修工事、また、路面の隆起・側溝の曲りなどの変状があり、石積壁のコンクリート補強がなされている。こうした補強工事は 1973 年、1975 年、1978 年と順次進められており、最初の変状は 1973 年から生じたものと見られる。1982 年には延長 51m にわたり、34 本のアンカーによる補強工事が実施されている。

1984 年春には路面の隆起現象が顕著になり、擁壁の亀裂も著しくなっている。1985 年 7 月 24 日には路面の隆起、擁壁の上段が倒壊寸前の状況に立ち至り、1985 年の対策工としてアンカー工を実施していたが、危険なため急遽工事を中止している。7 月 26 日午前 8 時 37 分と午後 3 時 14 分の 2 度にわたり擁壁が倒壊した。次いで午後 4 時には土砂の押し出しによる変状が著しいものとなった。

1 km+70m 地点（図 1 のブロック I の頭部一道路法肩）より下方が幅 30m にわたり崩落して、この土砂が崩れ落ち、湯谷団地の運動場に押し出した。この状況で、この夜に湯谷団地住民に対して避難命令が出された。この地点の避難命令が出されるまでの変状の発達経緯は、1977 年に石積壁をコンクリート壁で補強し、1981 年には石積壁に大きな亀裂が見られ、1981 年にはフトン籠でさらに補強している。1983 年にはコンクリート壁に水平に亀裂が発生し、また、道路下方で 7 月 20 日に土砂の崩落が在り、この部分にブロック I の滑落崖が形成されている。水平亀裂の発生したコンクリート壁は 1985 年 7 月 24 日には圧壊した。この付近は最も変状の激しかった部分で、対策工として道路谷側に H 鋼の打設、山側に鋼管杭の施工が始められていた。しかし変状が激しく、2 本の鋼管杭の打設後工事を中止している。この時点で、既に道路に発生していた亀裂はおおよそ高さ 1.2m の落差を有する側方崖に成長している。この上方延長上の **1.5 km地点**で、1981 年以来道路の沈下、路面の亀裂の発生が激しく、交通確保のための補修工事がされている。この箇所の路面の亀裂はその後落差 1m あまりに達した。また、これらの下方標高 560m 付近に明瞭な隆起が認められ、この一連の変化はブロック II の滑動によったとされている。

このほか変状の顕著だった地点は **1.8 km～1.9 km**付近の道路面で陥没と山側に生じた小さい段差を伴った亀裂である。段差を伴った亀裂は 1981 年以降年々拡大し、1985 年 3 月には高さ 1～4m の連続した滑落崖を形成し、1985 年 7 月には高さ 5m 余りの滑落崖に成長した。こうした状況を踏まえ、1985 年 4 月にはブロック図（図 1）が作成され、この形状

は標高 560m より上部では概ね大規模滑落後の形状と一致した。

2) 大規模滑落の経過

1985年7月26日午後5時ごろ、Ⅱブロックの滑落から始まり、**1 km+70m 地点から 1.5 km地点**（展望台の位置）に至るⅡブロック上部が大きく滑落し、この時、この延長上の**1.8 km～1.9 km付近**も滑落し、北端部の滑落崖を形成した。午後5時13分頃にはⅡブロックより上の移動体の上端は展望台より上まで到達し、この近辺の道路は滑落してしまった。この時点でⅡブロックのうえ全体の土塊の動きが始まっている。午後5時20分過ぎに、土塊は一体となって滑落した。この間の人の動きは午後5時10分まで企業局職員が**1 km+70m 地点**のH鋼の変位を計測（崩壊予測の為のデータ）していて、危険を察知して計測を中止している。5時17分湯谷団地集会所に、H鋼の変位の計測が不能になった旨の連絡が入った。5時20分過ぎに企業局職員が静かに滑落する土塊の様子を目撃、この時点が崩壊予測の為に変位を計測していたH鋼の滑落時刻であると推定されている。

湯谷団地側から見た地附山は標高 520m より上は傾斜が緩く、下方にある湯谷団地に向かって急斜面をなしている。湯谷団地側から見えた土砂の押し出しは、初め斜面上部に押し出す土砂が見え、急斜面にかかると新たに滑落崖を作るが如く地肌を見せて、次から次へと崩れ落ち、この土砂が急斜面下部に溜まって再び一体となって押し出している。

続いて、午後5時30分ごろ0.8 km地点の擁壁上部のⅢブロックの滑落が始まり、滑落崖は擁壁上部に出現し、急速に斜面上方へ移動して規模を拡大させた。この時点ではⅣブロックの滑落は始まっておらず、Ⅲブロックの土砂は斜面を下降し、高さ5mに達する壁を作り、ゆっくりと老人ホームに向かって押し出し始めた。老人ホームの人達は避難の呼びかけにも事情が呑み込めず、何人かが玄関に出て山を眺めている状況だったと言う。現場近くにいた工事関係者、電気工事会社の社員の方々が駆け付け、老人たちを近隣の貯金会館へ誘導、工事中トラックや近所の方たちの車で救助活動が始まっている。

老人ホームへ押し出した土砂は表層2～3mの深さを捲りあげ、先端部では表土が持ち上がる状況が目撃されている。鉄筋コンクリート二階建ての老人ホームも基礎から持ち上げられ、押し潰されている。この土砂の押し寄せる速度は老人のゆっくり歩く程度の速さであったと言う。

午後5時35分頃、地すべり中央部のⅣブロックが滑落し始める。引き続き滑落が上部へ波及し、大規模な滑落が本格化し、下方では料金所前の畑の突然の持ち上がりが目撃され、これらの一連の地すべり滑動の終結した時点の状況が写真1に示される。

この大規模地すべりに至る地附山の地すべりの年度別の経過（図2）を、斉藤（1986）は地質学的見地から、また、吉澤（1986）は地形的視点から検討しまとめている。ここでは斉藤（1986）の例を示す。斉藤（1986）は変状の大きかったⅡブロックで、1983年度と1984年度にわたって実施されたボーリング地質調査と変動観測の結果を踏まえ、1983年3月27日以降、風化岩層中の深さ22mと32mにひずみ変動が見られ、図3の縦断面にそのすべり面が示されている（図3、なお、縦断面の位置は図1の測線Bに対応、ボーリング位



写真1 1985年7月26日の地附山大規模地すべりの全景（大洋航空提供；川上他1986による）

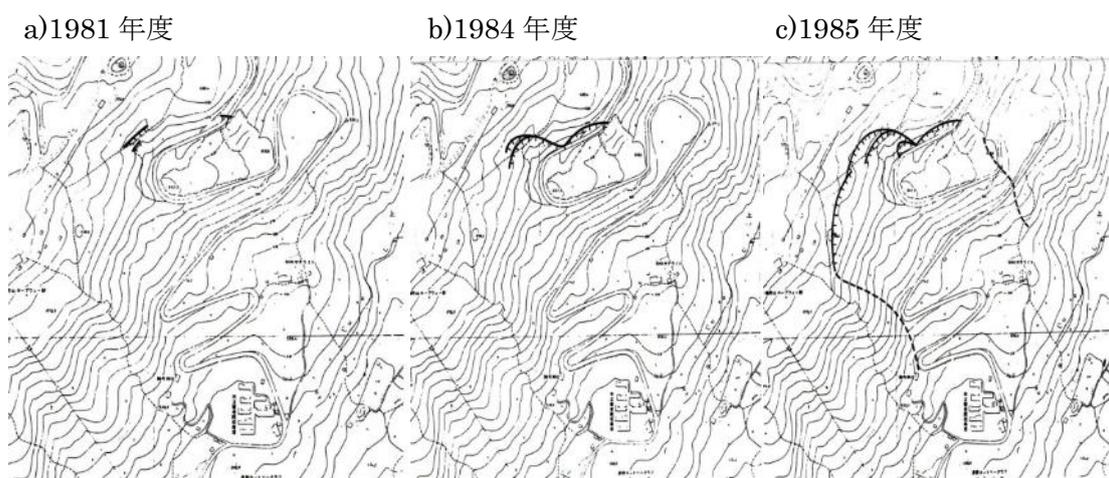


図2 地すべり地頭部に発生した亀裂の推移（斉藤、1986による）

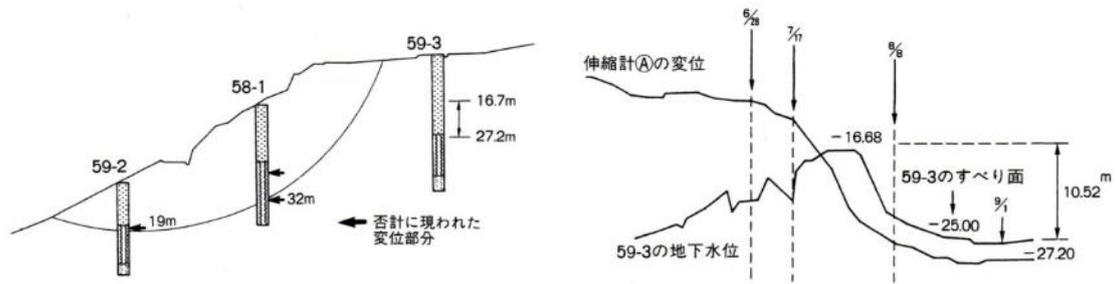


図3 IIブロックの縦断面(斉藤、1986による) 図4 地下水と伸縮計の変位(斉藤、1986による)

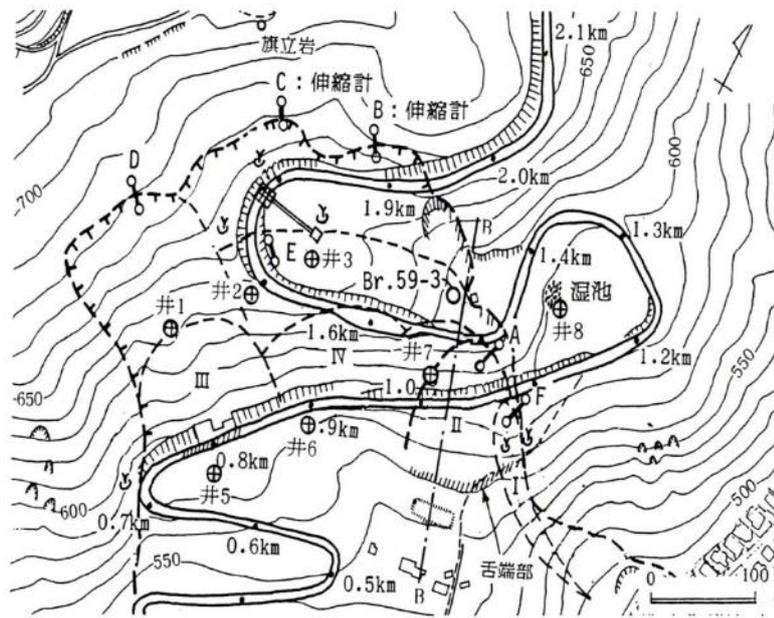


図5 伸縮計の配置(A~F)(川上、1986による)

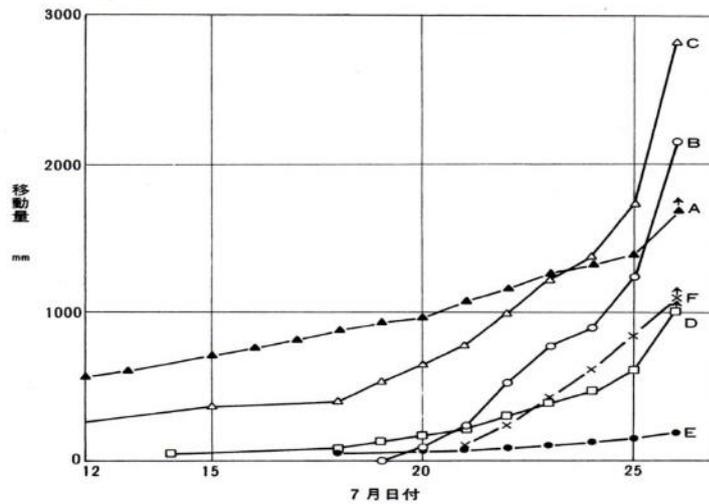


図6 伸縮計移動量(矢印は以上の意味を示す)(川上、1986による)

置は測線直上でなく隣接地点)。地下水位の変動はひずみ変動の見られる 58-1 孔と 59-2 孔で小さく、59-3 孔では直接降雨を反映しておよそ 10m に達する変動が見られたと記されている。

地表における変動は路面や斜面上に発生した亀裂・陥没・側溝の屈曲など、これに準じて配置された伸縮計の観測データ（図 4、5、6）がある。地下水位の変化（59-3 孔）と地表の変動（伸縮計④の地点）の関係は図 4 の様に示されている。伸縮計の配置は図 5 に示され、データは図 6 にまとめられている。なお、図 6 からデータを読み取る際には、図 5 で分かるように設置の向きが無理があり、側方崖に位置する伸縮計④と⑤のデータの精度について若干の問題があるので、注意を要する。

このほか、また、斉藤（1986）は地表で観察された変動を次の様に記している。1981 年に **1.8 km 地点**より北西の斜面上に約 50 cm の段差を伴う長さ 60m に達する亀裂（滑落崖の初期状態）、その下側に 18m に達する弧状の亀裂の発生を確認している。この亀裂は 1984 年の融雪期にさらに拡大し、1985 年の融雪期に再度拡大して 1~4m の滑落崖を形成した。さらに大規模地すべりに発展する直前の梅雨期に、左方に長さ約 100m の新しいアーチ状の亀裂の発生を目撃している。また、**0.8~0.85 km 地点**で路面の盛り上がりがあって、Ⅲブロックのすべり面が推定されている。これら一連の亀裂の発達は大規模地すべりの頭部滑落崖に全く一致したとしている。これらを整理して、1981 年の頭部の亀裂発生から 1984~1985 年にかけて拡大し、Ⅱブロックの滑落、続いてⅢブロックが滑落し、1985 年 7 月 26 日午後 5 時頃大規模なブロック全体の滑落に発展したと結論付けている。

吉澤（1986）の報告も概ね斉藤（1986）の結果と大差ない。ここでは割愛した。

3. 地質と地形

1) 地質・地形の概要

地附山地すべり地と周辺の地質は、赤羽ほか（1986）によって報告されている（図 7、8、9）。それによると、新第三紀の凝灰岩類を主とし、熔岩や泥岩層を挟在する地層からなり、第四紀の崩積土や崖錐堆積物からなる。今回の地附山地すべりが発生した範囲に分布する基盤の地質は裾花凝灰岩（上・中・下部）層で、これを被って古期の崩土及び崖錐堆積物がある。構造は地すべり地頭部の滑落崖に相当する部分で急傾斜の逆層、断層を挟んで下方へ緩やかな流れ盤、下端付近で再び断層が見られ、盆地との境界にも断層の存在がある。断層と地すべりの関係では頭部の断層が滑落崖と関係したかも知れない。1985 年 7 月 26 日の地附山地すべりは、頭部でこれらの地層のうち、裾花凝灰岩層の上・中部層及び古期崩土を切り、新たに発生した崩土層によって斜面の中・下部を被覆した。地すべり発生以来、当該地域では 40 本に及ぶボーリングによる地質調査が実施されており、図 10、11 は斉藤（1986）により纏められたボーリングの位置と地すべり面を描いた地層縦断面である。

地附山は標高 733m、盆地面からの比高 480m、山頂のきわめて平坦な山である（図 12）。この山地は北側と東側を南浅川で境され、西は 828.2m の大峰山を経て、善光寺の北西隅付近から北西にのびる小谷によって 812m の葛山と分けられる。南東側は長野盆地面と接す

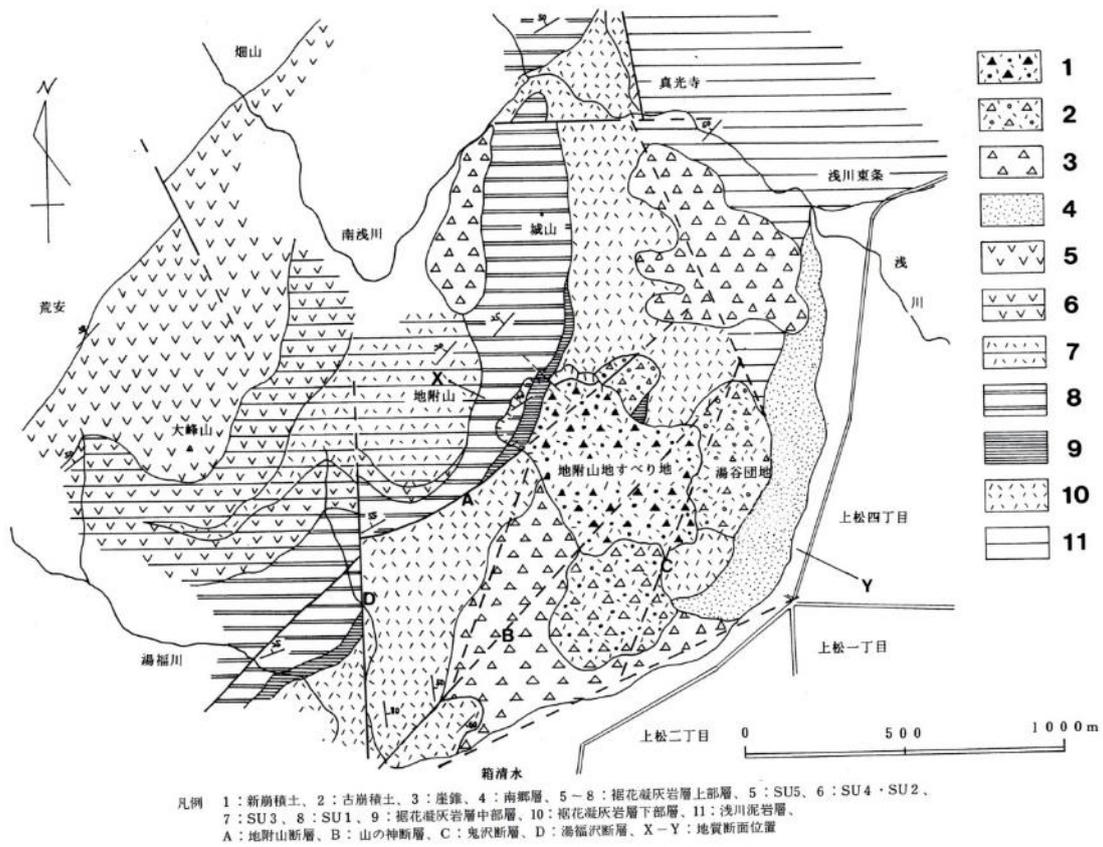


図7 地附山とその周辺の地質分布 (赤羽ほか2名、1986による)

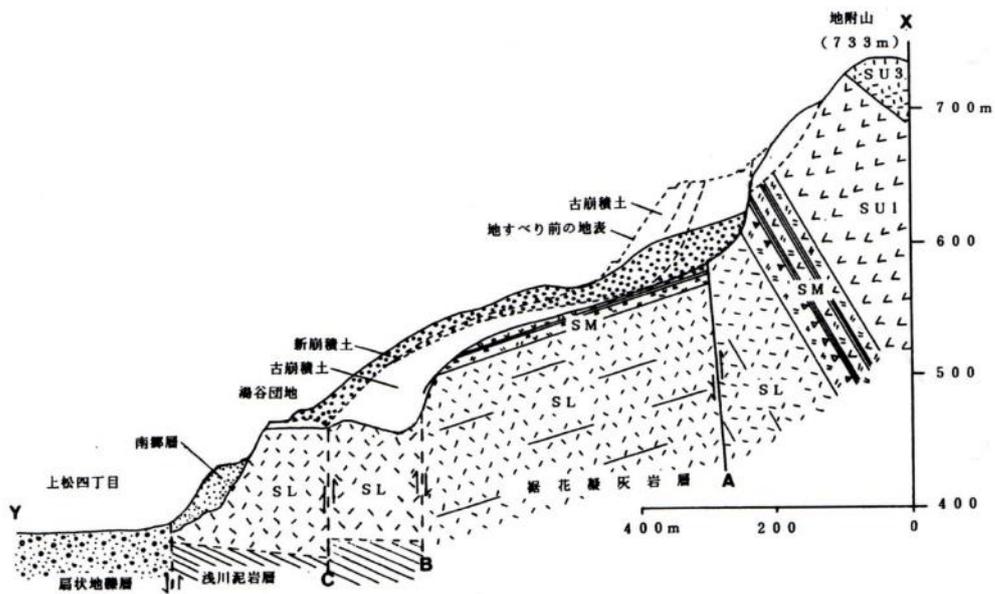


図8 地附山地すべり地の地質断面 (赤羽ほか、2名、1986による)

地質時代	地層名	柱状	層厚(m)	岩相
第四紀 後期更新世	新崩積土		5~30	地すべり堆積物(泥・砂・凝灰岩角礫)
	古崩積土		5~10	地すべり堆積物(泥・砂・凝灰岩角礫)
	崖錐		5~30	凝灰岩角礫・流紋岩角礫
	南郷層		10~40	砂・砂礫・シルト
新第三紀 中新世 後期	裾花凝灰層 上部	SU5	70~100	塊状軽石凝灰岩(上部砂質、ラミナ発達)
		SU4	80~100	塊状軽石凝灰岩(黒雲母・角閃石含む) 火山礫凝灰岩
		SU3	10~30	白色細粒凝灰岩
		SU2	80~100	塊状軽石凝灰岩・火山礫凝灰岩
		SU1	50~60	軽石凝灰岩(下部塊状、上部層状)
		中部	SM	30~40
	下部	SL	300+	白色細粒凝灰岩(黒雲母散在) 凝灰角礫岩 火山角礫岩 下部に溶岩
中中新世	浅川泥岩層		100+	暗灰色塊状泥岩

図9 地附山地すべり地周辺の層序 (赤羽ほか2名、1986による)

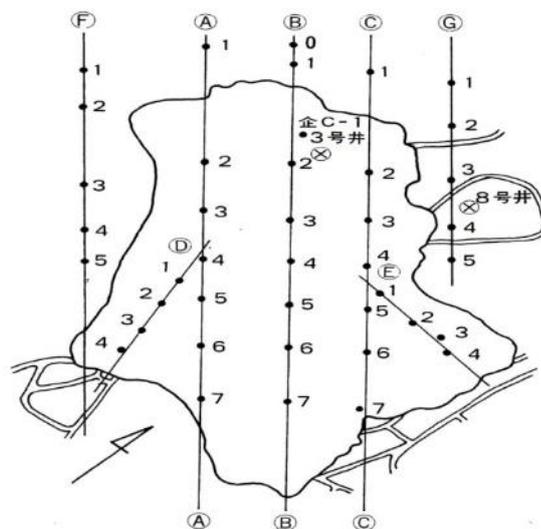


図10 ボーリング掘削位置の配置 (斉藤、1986による)

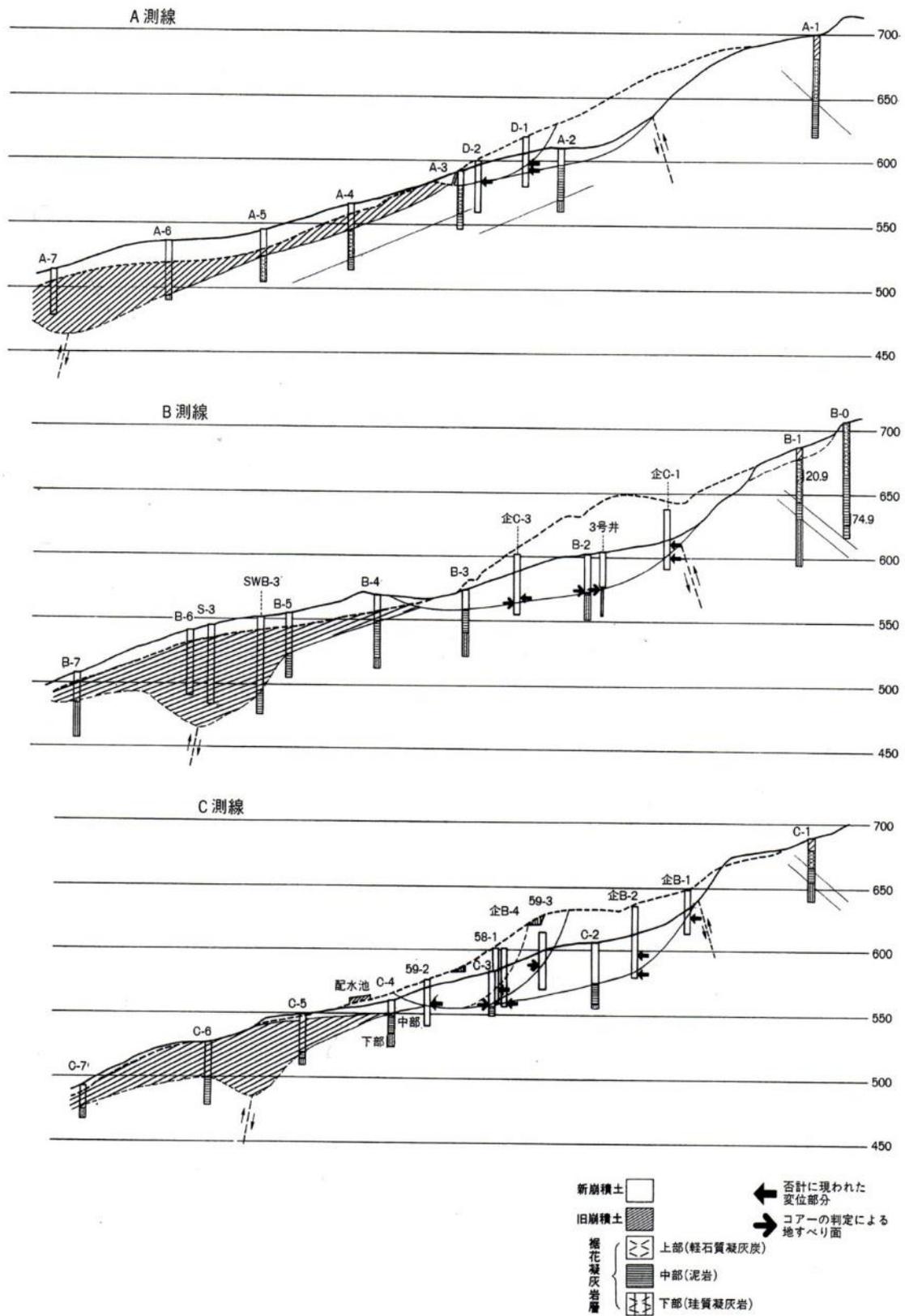


図 11 地附山地すべり地の地質断面図 (齊藤、1986 による)



災害4日前(1985.7.22)の状況(撮影コースの関係で57とは方向が異なる)



災害発生の翌日(1985.7.27)の状況(同上)

写真2 地附山大規模地すべりの発生前後の航空写真(川上ほか、1986による)

る。山腹斜面はところによっては急斜面をなすが、一般的には 20° 前後で比較的なだらかである。地附山の山頂平坦面は大峰面(小林、1953)相当の侵蝕面と考えられ、西側を除く山腹斜面にはしばしば急な斜面とその前面になだらかな斜面の連なりが見られる。東側と南側の山脚には、段丘と思われる平坦な台地があり、その前面は盆地面を形成している扇状地面である。

2) 地附山地すべりの地形

地附山地すべり発生前の航空写真および発生直後の写真を付した(写真2)。また、判読した地附山地すべり発生前の主な地形配置および大規模地すべりによって出現した地すべ



図 12 地附山周辺の地形 (1 : 25,000 地形図「若槻」「長野」1981 地理院発行)

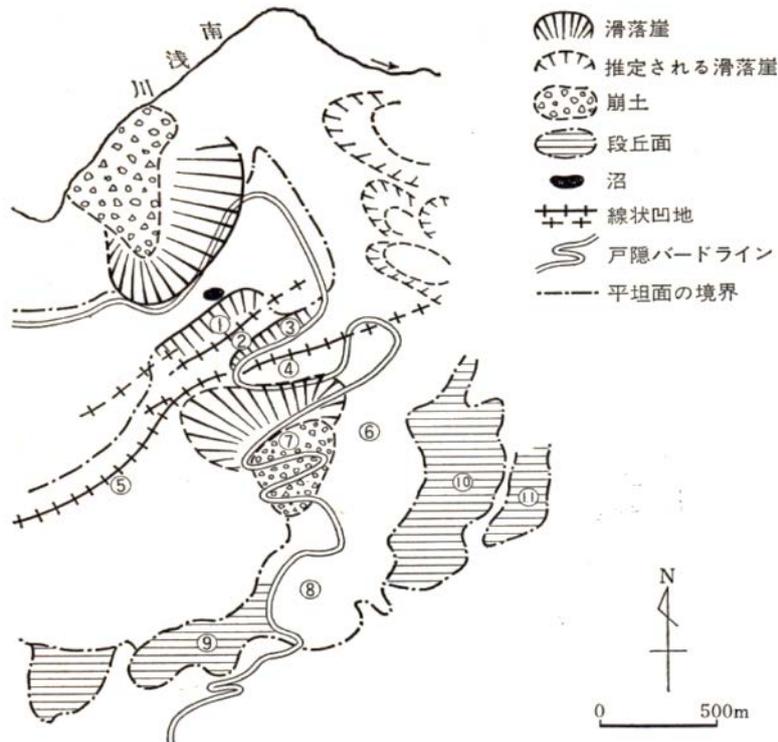


図 13 地附山地すべり発生前の主な地形配置 (1976 年の航空写真判読により作成)
①～⑩は文中の地形の説明位置を示す (古谷、1985 による)

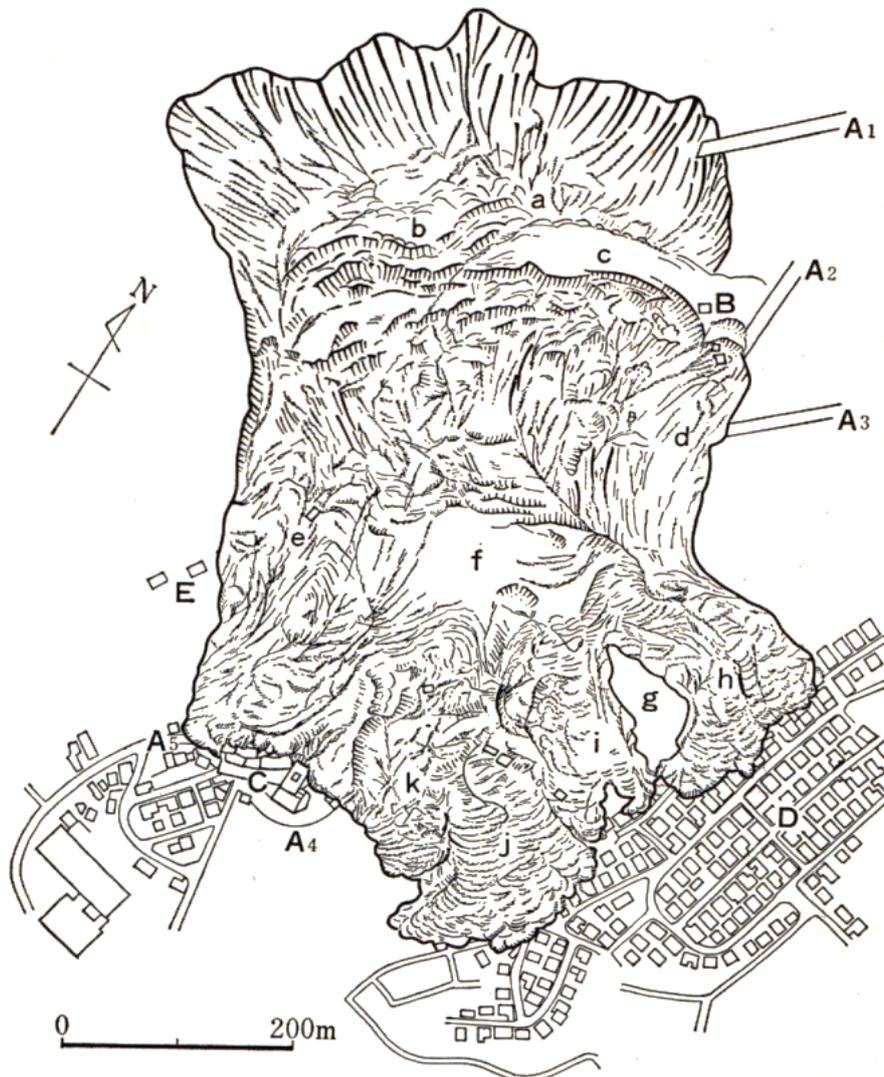


図 14 地附山地すべりの地形（古谷、1985 による）

A：戸隠バードライン、B：NHK電波中継所、C：松寿荘、D：湯谷団地、E：駒弓神社

注) 空中写真から直接写し取ったので、周辺部のゆがみが実際より大きくなっている。

り地形を図 12、13、14 に示した。以下は古谷（1985）が報告した記載に従う。

① 地附山地すべり発生前の地形

図 12 は 1:25,000 地形図で、地すべり滑落以前の地附山と周辺の地形が表現されている。地形の大きな特徴は南東斜面の湯谷団地と記されている部分は大きく盆地面に突出している事、この背後の松寿荘と書かれた部分から上方へ屈曲した道路が見え、そこを境に上部斜面が凹状にカーブした斜面になっている事である。東斜面も多少類似した形状を示している。山頂部は平坦面が広がる。

他方、地附山地すべり発生の 9 年前の 1976 年に国土地理院によって撮影された航空写真

によって、この地域の地すべり発生前の地形配置を判読した結果は図 13 に示される。写真では平坦な山頂があり、その中に凹地と沼がある。この山頂の北側と東側は、その直下に急斜面が続き、さらに下方の中腹より下部に地すべり地と思われる緩斜面が続く。北側の山脚は南浅川（図 12 参照）で切られている。東側の山脚は段丘面を挟み、盆地の面を形成する扇状地面へと続く。西側は大峰山である。

地附山の南東斜面は山頂直下が急崖（図 13 の①）になり、このすぐ下に斜面と平行な細長い溝状の凹地（図 13 の②）を伴う小平坦面が続く。この地形は、滑落崖とその前面に落ち残された地すべり地塊とを推定させる地形である。その直下にも平坦地（図 13 の④）があり、ここでは湿地を伴う凹地になる。これらの凹地と類似した線状の凹地（図 13 の⑤）が、西南へ延長した地附山の山腹斜面にも認められる。

湿地を伴った凹地のさらに下方は、左右 2 つの地塊に分かれ、だらだらと下る緩斜面（図 13 の⑦）は比較的平滑な面をなしているが、左側（図 13 の⑥）は全体に中央部が凸になり、若干の凹凸を伴っている。右側の平滑な面をなす斜面を戸隠バードラインの有料道路が通過しており、この建設時に若干の斜面の整形がなされているらしい。また、左側の緩斜面より少し低く、上方より押し出した崩土で谷を埋積したようにみえる。これより前方は平坦で、8 棟の赤い屋根をした建物がある。被災した松寿荘の古い建物であろう。

この下方は、左側の緩傾斜面から連なる尾根上の高まり（図 13 の⑧）を経て、きわめて平坦な台地面になる。この台地面は段丘面（図 13 の⑨）である。段丘崖下は盆地面になっている。左側の緩斜面の前面には、高低二段の段丘面（図 13 の⑩、⑪）が位置され、この段丘面上には整然とした町並みの住宅街がある。これが湯谷団地である。なお、この写真が撮影された 1976 年には、既に有料道路戸隠バードラインもあり、前述した地附山南東斜面のより緩やかな部分を選んで建設され、著しい屈曲を繰り返し、斜面を這い上がっている。テレビなどの電波の中継施設も既にこの時点で作られている。

以上、概括的に地附山の地すべり発生前の地形について見た。その地形の外貌ははなはだ複雑で、写真からは地附山地すべりの輪郭を示す地形はまだ示されておらず、それを予想しうる地形の特定は困難である。

地すべり地形の基本は、土塊の移動した跡に残された滑落崖と移動した土塊が対になって存在する事である。この基本形を基に 1985 年 7 月の地附山地すべりの発生した場所の地形について地すべり地形を特定しようとするれば、南東斜面上にみられた急斜面・線状の凹地・平坦面の組み合わせの地形（図 13 の①、②、③、④、⑦）になる。この地形を地すべり地形と断定するに必要な付随する微地形に乏しく、かつまた、線状凹地のあるものが大規模地すべり発生の予兆になっていることがある、という考え（古谷、1980）についてもまだコンセンサスが得られていない状況にあった。

① 地附山地すべりの地形

写真 2 のカラー写真で判読した結果では、森林に被覆された平坦面が広がり、その中に白く曲線を描いて筋状の道路が見え、また、平坦面をいっそう際立たせるように小島を浮

かべた大きな水たまりがある。加えて、平坦面の南東のへり近くに、浅い谷状の線状凹地がある。この平坦面は下方へきわだった傾斜変換をするが、その部分から下部は部分的に褐色を示し、まばらに緑の塊を散在させた、全体として灰白色の地肌をむき出しにした荒地が広がっている。これが地附山の大地すべりの範囲である。褐色の部分はいわゆる風化土であり、緑の塊は埋没を免れた樹木である。この樹木は、上部より少し下がった部分と中央から少し下方に、比較的密集して残っている。

また、地すべり地内には鮮やかなスカイブルーの布状のものが断続的に見られる。巧細に見ると、そのスカイブルーの物体の間に黒灰色ないし黒色のものが見られる。これは、地すべり地左岸に地すべり滑動の破壊から免れて残存したアスファルト舗装道路の色と同じものである。また、破壊を免れた道路上にも三か所空色のものが敷かれている。この様なことから、道路に亀裂が入ったため、応急処置として降雨の地下浸透を防ぐため敷設されたビニールシートであることが分かった。この空色のビニールシートが、断続的ではあるが、ある程度連続して見られる事から、道路上に発生した無数の亀裂からの浸透水の防護対策がされていたことが読み取れ、同時に道路の破壊移動状況のおおよそと、その距離を推定する事ができる。左岸側のヘアピンカーブの道路は三か所で地すべりによって寸断されていて、この部分の中ほどに、灰色と空色と黒灰色をした三つの建物が見られる。これを拡大して見ると、灰色と黒灰色の建物にはアンテナが見られる。即ち、被災したNHKの電波中継施設で、ここでは建物の倒壊は免れている。この施設の周りにも空色のビニールシートが敷かれている。なお、この前面の崖下には、黒灰色の屋根と、アンテナを備えた白色の建物が横倒しになって落ちている。

7月26日に発生した地すべり地形であるが、まず、平坦面の一部を切って最大高60mにたつする大滑落崖がある(図14)。これが主滑落崖である。この大滑落崖直下に、崖に沿った凹地が見え(図14のa)、その中ほどから右側(図14のb)は土塊の乱れがあつて複雑になっている。左側(図14のc)は破壊から保存され、立ったままの樹木を残し、原面を山側に向け、後方回転した大きな土塊がある。この土塊の左側(図14のB付近)は蝶番状になっているらしく、側方崖によって切られているかどうか、写真では樹木に邪魔され、良くわからない。その土塊の下方斜面のへりは、何段かの弧状の後方回転を伴った階段状の滑落崖の地形をなし、それより下部は急斜面となって崩れ落ちている。とくに、残存したテレビの中継施設の前面付近で大きく崩れ落ちている(図14のd)。

右側の乱れの大きい土塊は、主滑落崖下付近で、左側の土塊と同様に若干後方回転を伴っている。そしてここでは山側のものが大きく、斜面下方のものが小さい、弧状で階段状になった滑落崖の地形を構成している。この土塊(図14のe)は下方へ広がり、左側のへりが地すべり地中央部より少し右側を通り、地すべり地中央部やや下部の広い緑の塊(図15のf)の右側を切ってさらに下方に広がり、その先端は戸隠有料道路(図14のA5)まで達している。この土塊の末端、主として左側に少し弧状をなして緑色の樹木が線状に配列して見られ、この少し先に黒っぽい灰色の押し潰されたコンクリートの建物が見える。こ

れが死者 26 名を出した松寿荘（図 14 の C）である。ここでは、松寿荘を押し潰した土塊は、上記した土塊より前面に別の土塊があって、松寿荘の破壊はそれによっている。それらの土塊と土塊の間は、緑色の線状にならぶ樹木、上記土塊の末端や側方のリッジ（土堤状に少しもり上がった地形）などによって明瞭に区分される。松寿荘より下方には道路が見えるが、空中写真で見る限りでは変形はなく、さらに下方の住宅地や雑草地・林地・樹園地などの斜面も変形されていない。

地すべり地中央部少し下方の緑の塊は樹木の密集地（図 14 の f）であるが、その土塊表面の変状は他地区と比べあまり大きくない。結果として樹林が倒伏せず、よく保存されている。この樹林の背後には、追い越し禁止を表示した黄色の線がはっきりと見える破壊された道路が写っている。この付近は低まりになっていて、この低まりに向けていくつかの小規模滑落崖がある。従って、その崖面は山側となっている。中央部少し下部の樹木密集地内は左側の中央付近が谷状を呈し、樹木密集地の中ほどは前者のそれよりも浅い凹状を呈している（図 14 の f）。樹木をよく観察すると大部分は山側へ傾斜しており、この地塊は後方回転を伴っていることが分かる。

これら樹木密集地より前方は、地肌の著しくむき出した地域になっている。その中の左側 3 分の 1 くらいのところ、島状に緑の部分（図 14 の g）が残され、ここでは地表面・樹木ともまったく変形されていない。これは不動地であることを示している。

地附山地すべりの、いわば末端崩壊の部分に当たるこの地肌のむき出しになっている部分は、前述の不動地（図 14 の g）を境に、左右に大きく 2 つに分かれる。土量は左側（図 14 の h）が少なく、右側（図 14 の i・j）は左側の崩土の広がる面積の 5 倍くらいある。これらの崩土はそれぞれ小地塊に分けられ、それぞれにまた地すべり地形を有している。

まず、左側（図 14 の h）の崩土についてみると、この崩土は灰白色の中に点々と緑を残し、下部の段丘と思われる台地（図 14 の D）に達している。この崩土は地すべり発生以前に存在した低まりに沿って分布しており、この堆積物の左側方に褐色がかった崩土が押し入ってきている。褐色がかった崩土の上方延長（図 14 の d）はテレビ電波中継所下の崖に連なり、灰白色の崩土の方が先に滑動したことを示している。

この灰白色の崩土は中央部より少し下方の樹木の密集した部分（図 14 の f）に滑落崖が形成され、境されている。滑落崖の形状はスプーンで抉られたような形状ではなく、むしろ崖面が下方に向かって凸になっている。しかし、その崖面には、ごく小さな段と崖とをもった階段状の滑落を示す地形を有している。この灰白色の崩土の中ほどから下方にかけては溝状の凹地が見られるが、全体に中央が少し凸になって、末端付近に縄状熔岩を思わせる波状のしわ（図 14 の h、i、j、k）が発達し、熔岩流の形状によく類似している。

不動地（図 14 の g）より右側に広く分布している崩土の地すべり地形は、この崩土の真ん中付近で若干地表状態が異なっている。真ん中より左側（図 14 の i）では、上部の樹木の密集している部分（図 14 の f）と境する付近で大小の滑落崖が見られるが、右側（図 14 の j、k）では樹木の密集する部分との境で滑落崖らしき地形ははっきりしない。左側の部

分は全体に白っぽく、裸地が広く、崩土の攪乱が著しい。しかし右側の部分は緑の樹木が点在し、多少は土塊の破壊の程度が低くなっているようである。点在する樹木の樹形・樹木の分布状態から、この部分が主としてリンゴかナシの樹園地であったと思われる。また、この崩土の中に空色・灰色の屋根をした建物、アンテナをつけた構造物が見られる。

なお、不動地の左側の土塊と同様、台地面へ達する付近で、非常に良く発達した波状のしわの地形（図 14 の i, j, k）がみられ、熔岩流を想定できるような地表の状況を示している。この様な八頭状に広がる崩土末端の状況、その表面や崩土上に分布している樹木がつくる縞模様などは、崩土が塑性流動したことを示している。

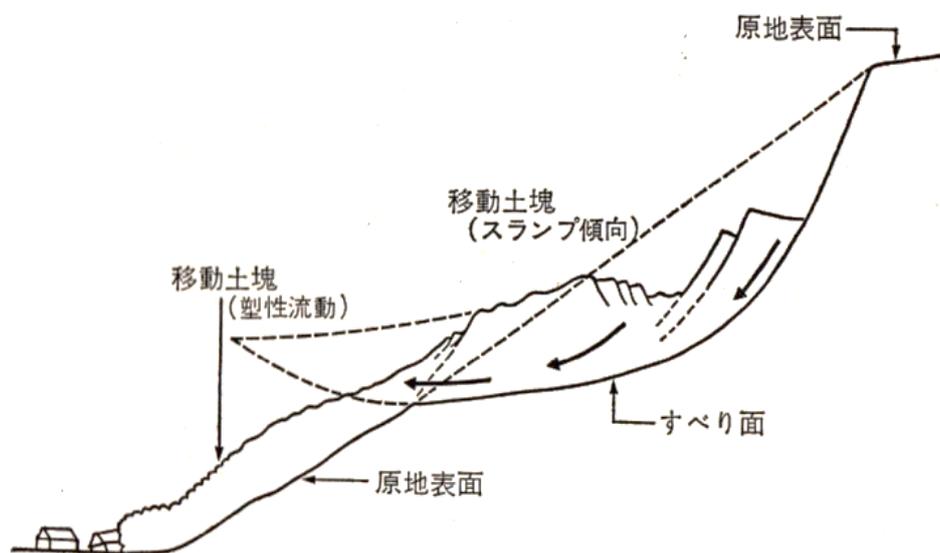


図 15 地附山地すべりのごく概括的な状況を示す模式図（古谷、1985 による）

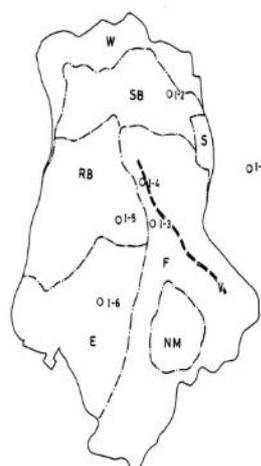
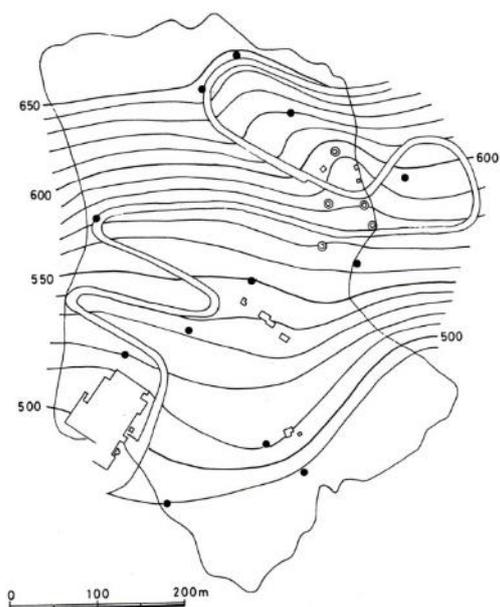
さらにこの崩土の前面には、長野県企業局が開発した湯谷団地の街並みが赤・青・灰色などの屋根を連ね、整然として建ち並んで見える。そして、この街並みと崩土が接触している部分に、埋没した家、押し潰された人家が見える。この崩土の右端のコンクリートの建物は、前にもふれた松寿荘（図 14 の C）である。これらの被災は、大地すべり土塊の末端破壊による崩土の塑性流動に基づいている。この地すべり現象を総括的に判断し、模式的に描くと図 15 の様になる。

4. 地附山地すべりの発生誘因

一般に地すべり発生の誘因は降雨による地下水の挙動、地震、人為的な斜面の切り土、盛り土などが取り上げられる。地附山地すべり地では人も住み、戸隠の有料道路パードラインも開設され、人為的な影響も考えられるが、大規模な滑落は梅雨の末期に発生していて、直接には降雨による地下水の挙動が引き金になったと考えられる。ここでは熊井(1986)による主な調査結果を示す。

1) 滑落前の地下水の状態

大規模地すべり発生の経緯のうち、水に関しては地すべり発生前連続降雨 250 mmがあったが、この降雨のあった期間内には大規模滑落は無かった。そして大規模滑落は降雨が止んでから 5 日後のことである。この時間的誤差や地下水の滑落に及ぼす役割など、誘因の果たす役割は不明確であった。これらが何に起因するか、明らかにする目的で、大規模滑落前後の地下水の動向を復元し、解析を試みている。まず、滑落前後の地下水の水面分布図を作成している (図 16、20)。滑落前の地下水面は既存のボーリング孔 5 本、そのほか湧水地点の観察資料に基づいている。従って、資料は不十分で、精度は十分とは言えない。



I-1-I-6: 浸透能試験実施地点。
W: 滑り面
SB: 滑りブロックを主とする地域。
S: 滑りブロックとその隣接土塊からなる地域。
RB: 回転ブロック群からなる地域。
F: 土石混状流動土塊からなる地域。
E: 横圧を受けて、下層土と表層土が混合している地域。
NM: 不動地塊
V: 顕著な谷地形

図 16 滑落前の地下水面 (熊井、1986 による) 図 17 浸透能試験位置 (熊井、1986 による)

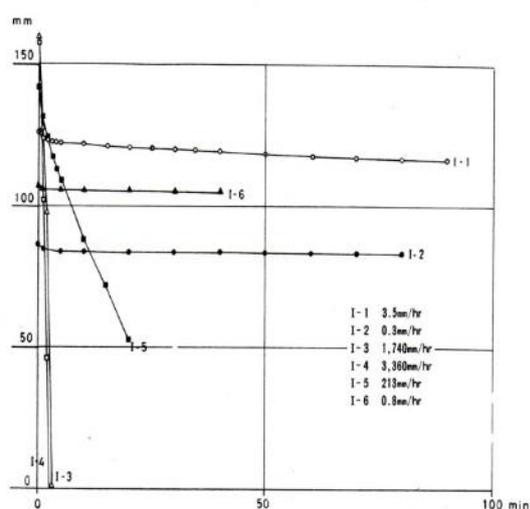
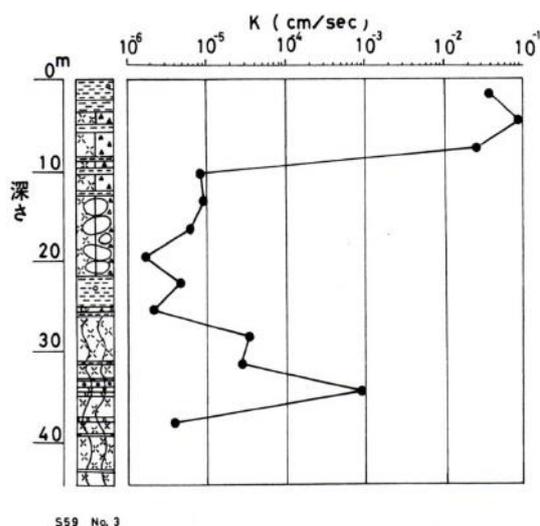


図 18 滑落前の透水係数垂直分布 (熊井、1986 による) 図 19 浸透能試験結果 (熊井、1986 による)

縦軸はシリンダー中の水

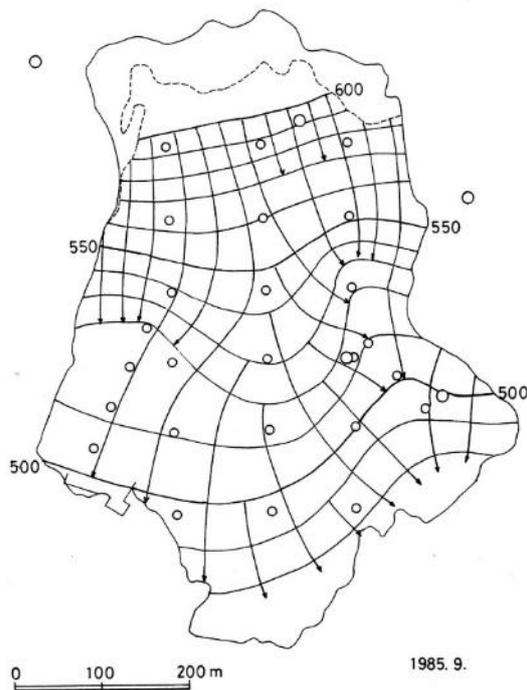


図 20 滑落后 9 月の地下水面 (熊井, 1986 による)

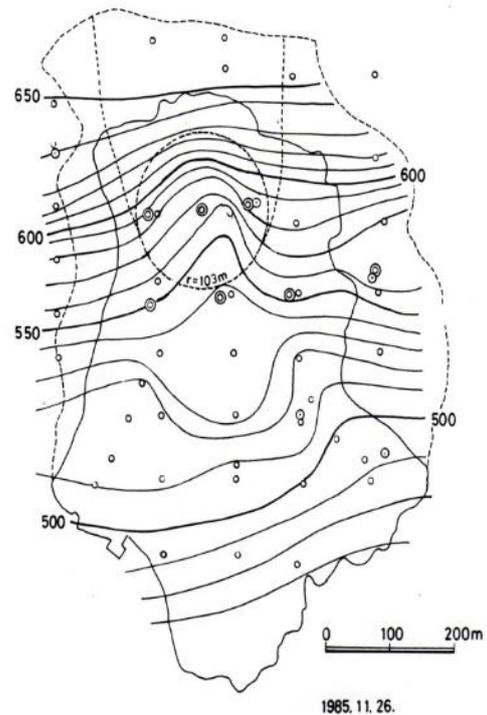


図 21 集水井施工後 11 月の地下水面
(熊井, 1986 による)

地すべり地内の垂直方向の地下水の帯水状況はボーリング孔内で実施した注入法とベアラによる揚水法で現場透水試験が実施された結果がある (図 18)。これによると、地表下 30m~40m の主帯水層と 10m 以浅の不圧滞水層があり、完全な二重構造をなす。熊井 (1986) はこの滞水構造を漏水性滞水構造とし、不圧滞水層の水位が主帯水層の水圧を超えると漏水が発生するとした。主帯水層の透水係数は $8.82 \times 10^{-4} \text{cm/sec}$ 、不圧滞水層の透水係数は $3.82 \times 10^{-2} \text{cm/sec}$ 、この間の半加圧層の透水係数は $4.33 \times 10^{-6} \text{cm/sec}$ と報告している。

次いで、滑落前の地表状態で、降雨による雨水の浸透がどの程度であったか、推定する目的で浸透能試験が実施されている。試験を実施した地点は、滑落前の地すべり地内とほぼ同様の地表状態と判断したバードラインのヘアピンカーブ内に 1 地点、滑落崖に隣接して 1 地点、地すべり地のほぼ中央に 3 地点、松寿荘より少し上部中央寄りに 1 地点を選定している (図 17)。この試験結果は図 19 の様に示された。滑落前の地すべり地内の地表面を想定した地点 1 は 3.5mm/hr の浸透能で、日雨量換算で約 84mm 、中央部付近の滑落前に存在した鬼沢と呼ばれる沢に沿って位置する地点では $1,000 \text{mm/hr}$ 、この右寄りの中央部の地点は 213mm/hr 、滑落崖直下とピンク色のモンモリナイトが地表面付近まで分布する滑落地塊下部右側の地域では 1mm/hr 以下と非常に小さい値となっている (図 17, 19)。最初に地すべり滑動が活発になり、小規模な滑落があった個所の浸透能の値が飛び抜けて大きい。次いで滑落のあった右側方に近い地点の浸透能が比較的大きい値になっている。

2) 滑落後の地下水の状態

滑落前と同様に、9月時点の地下水面、11月時点の地下水面の図を作成した(図20、21)。図20は滑落前と異なり、ボーリングによる地質調査が進み、ボーリング孔の地下水位の観測データが豊富になり、精度が高くなっている。図21は11月時点の地下水面の分布で、集水井工が施され、その効果が表現されている。図20の地下水面の状況は、図16では明瞭に表現されていなかった右側に集中して流下する傾向が、はっきりと読み取れるようになった。この原因として、滑落による流向の変化があったかどうかは不明である。また、地すべり地のほぼ中央部から下部の地下水流動は、両サイドに分散する傾向で、下方流出する傾向を示している。図21は水抜き集水井工の効果が示されていて、熊井(1986)はその効果を地すべり地内の地下水の17%程度と算定している。

5. 地附山地すべり発生に関わる地質・地形・地下水

多くの地すべり災害の調査報告では、地すべり発生に関して地質は地質として原因を強調し、地形は添え物みたいに扱われ、地下水は安定計算に資する為か地下水位・間隙水圧に絞られる傾向がある。地質があっても斜面がなければ地質物質は動かない。斜面の集合体である地形は、地下水を賦存した地質によって構成されている。この斜面を構成する地質物質がある塊で動いて(地すべり)、結果として形成された地形が地すべり地形である。この時、斜面を構成していた地質物質の性質が重要である。その性質は硬い岩層だったり、未固結だったり、風化層であったり、地下水流動と関係する透水性であったりする。地下水は少なくとも地質の透水性と接点を持って考察されている。しかし地形は地すべり地の存在を抽出する形態の解釈に留まっていて、地すべり地形の研究者もその地すべり地形判読から先の議論がない。

地附山の地すべりの調査研究報告は地質・地形・地下水に関し、総合的に研究されていた。そのほかに地下水の水質、滑落時の予測の試み、森林に関する課題などまで多岐にわたって調査されている。ここでは報告された地質・地形・地下水について相互に関係した考察を試み、報告者の偏見を含む私見であるが、地すべり発生の本質の解明を試みる。

地質は地すべり発生素材として、風化した裾花凝灰岩が上げられている。この地層と誘因となった地下水の浸透の過程、浸透した地下水がどのような過程で地層を破壊し、すべり面を形成するに至ったかがはっきりしない。この地質調査の結果として滑落後の地質断面を描き、描示内容が結論として示されている。対策工策定には使用できるが、理学的な地すべりのメカニズム解明には少し物足りないものがある。これを補うのに地すべりによる動きによって次から次に変化する地形過程を考察することが必要である。地すべり滑動により地層が破壊され、新たに破壊されて生産された地層で、その地層の生成過程が反映された地すべり地形が形成される。それ故、地すべり地においては地質と地形は一体の関係になっていると考えるべきである。

地附山の地すべり地とその隣接地の地形については、素因の一つと考えられる地すべり発生以前の地形が上げられる。これについては、古谷(1985)は地すべり発生前後の航空

写真判読の結果と当該斜面の 1 : 25,000 の地形図を示した。発生以前の特筆として、滑落崖となった斜面上部に線状の凹地の存在を指摘した。この線状凹地の解釈は過去に発生した地すべりによる亀裂の地形の残存か、トップリングによる地形か、また、重力性活断層であるか、などである。赤羽（1985）は地附山断層の存在を指摘し、リニアメントとして出現したのではないかと述べ、規模からして今回の地すべりとは関係しないとしているようである。報告者はこの線状の凹地は重力性活断層と言われた（清水ほか、1978）地形で、図 13 に示した②は、その後の地すべり滑動によって変化した線状凹地の地形、⑤は発生時の形状を良く残し、山側へ崖面を向けた重力性活断層の地形である。何れもトップリングの疑いが考えられる。この後者は赤羽（1985）の指摘する地附山断層がリニアメントとして出現したとは考え難い。

このリニアメントに関しては、藤田ほか（1986）の解釈があつて、それによれば、大規模な地溝性亀裂と地すべり性ドリーネ（地すべりによる溶触作用の地形って何か？）の地形とし、1945 年から 1955 年頃に発生し、地すべりの素因に挙げている。しかし地すべり発生後に見られるこれらのリニアメントの地形は、古い地すべりの滑落崖に発達している谷地形があり、一部はこれと一体となったリニアメントで、それを切つて発生している。また、滑落した崩土の中から採取した材の ^{14}C データは $6,400 \pm 120\text{year B.P.}$ との報告がある。

古い滑落崖について、図 12 の地形図では山頂直下に半円形に近い地形が見られ、これに対応するように山脚は盆地面に突出した地山（？）が見られる。前者が古い滑落崖、後者は移動体を想像させる。古い地すべりの存在を指摘しながら、これが過去の大規模な地すべり地形であるかどうか、地質的検討はされていない。

地すべり発生後の地質調査の結果、ひずみ計によるすべり面の検出結果は図 11 の地質断面に整理されている。しかしこの結果は地すべり地形との整合性に若干の疑問が残るその理由は、図 14 に示した地すべり地形の下部の崩れ落ちの始まった付近では料金所前の畑の持ち上がりなど、地盤の押し出し隆起が認められ、図 8 の地質断面で移動土塊の部分が流れ盤になっている事、主滑落崖と移動土塊の上部端の山側に傾斜してこの間が開いた地溝の様理解することが可能な事などである。

地下水調査の結果で重要な点は以下のようなものである。地すべり発生前後の地下水面は、共通して地すべり地の両サイドに地下水が集水する傾向である。今回の地すべり発生の始まりは左側サイド、次いで右側のサイドで滑落し始め、大規模な地すべりに発展している。大規模地すべり発生前の地形で、1 : 25,000 地形図に見られる過去の大規模地すべりの移動土塊の疑える、盆地面に突出している地山の両サイドが相対的に低まわっていて、水の集中が可能になっている。突出部の地形は各地下水面の分布図では地下水の分散傾向が読み取れる。この地形は日本各地の比較的規模の大きい地すべり地の地形に共通して観察できる地形要素である。

以上、報告者の偏見であるかも知れないが、私見を述べ、不十分ではあるが、このシン

ポジウムの議論の資料とした。

主な引用文献

河上 浩ほか 15 名 (1986) : 1985 年長野県地附山地すべりの災害調査報告. 自然科学特別
研究突発災害研究成果、No.B-60-5, 158 頁.

地附山地すべり機構解析検討委員会 (1989) : 地附山地すべり機構解析報告書. 長野県土木
部発行、308 頁.

長野市地附山地滑り災害記録刊行会 (1986) : 1985、7/26、16 : 58 長野市地附山地滑り
「災害報告」、200 頁.

古谷尊彦 (1985) : 緊急レポート長野市・地附山地すべり. 地理、第 30 巻、第 10 号、pp.
7~15.

蒲原沢土石流災害について

～初期積雪期の土石流発生事例～

丸井英明（新潟大学名誉教授）

1. はじめに

1996年12月6日午前10時30分頃、姫川の支流で新潟・長野県境を流れる蒲原沢において土石流が発生した。蒲原沢では前年7月11日の集中豪雨による姫川土砂災害の際にも、「新国界橋」を押し流す大規模な土石流が発生している。蒲原沢は流域面積4.0km²、流路延長4.6km、平均河床勾配20°の非常に急峻な荒廃溪流である。当該土石流は、姫川との合流点から2.5km上流、標高1300mの地点で山腹斜面が崩壊し、崩落した土砂が急勾配の沢を流下しつつ、途中溪床に堆積する不安定土砂を取り込みながら土石流として下流域まで流下したものである。下流部の災害復旧工事現場で作業員14名が亡くなった外、8人が重軽傷を負っている。

蒲原沢土石流災害は、本シンポジウムのテーマである「突発的に発生した斜面災害」に適合する事例であると考えられる。一般に、土石流の発生時期は、梅雨末期あるいは台風による豪雨時に多いが、多雪地域であれば春先4、5月の融雪期に発生することも多々ある。しかしながら、12月初旬という降雨が少なく、また降雪もまだ多くない時期に土石流が発生した事例はこれ以前には報告されていない。したがって、発生のメカニズムの解明は極めて困難な課題であった。他方でこの土石流災害は下記の二点に関して多大の社会的関心を喚起したことが特筆される。一点は、14名という多数の現場作業員が死亡したことにより、労働災害としての側面が注目された事である。もう一点は、国の責任を問う訴訟が行われた事である。第一の点に関しては、労働省としての検討がなされ、1998年に「土石流による労働災害防止のためのガイドライン」が作成されている。第二の点に関しては、長野地方裁判所における一審においても、さらに二審においても「土石流発生の可能性はあったが、抽象的可能性であって、具体的な予見可能性はなかった」として、原告の訴えは退けられている。

蒲原沢土石流災害は、極めて稀な発生事例と考えられるが、上述のように社会的な影響は大きかった。本報告では、同災害が突き付けた課題を整理して提示したい。



図-1 蒲原沢の位置図

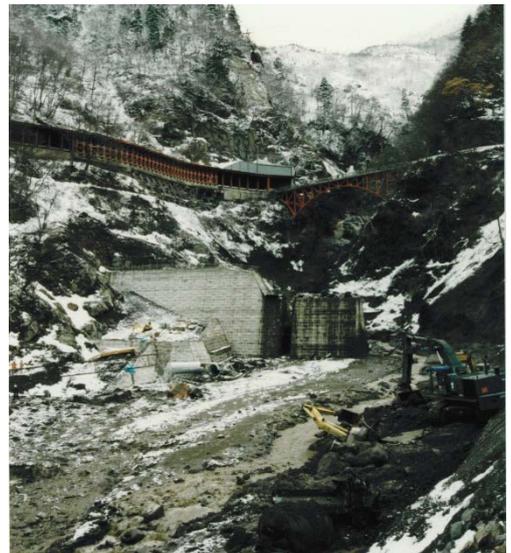


図-2 砂防ダムと土石流流下状況

2. 1995年7月姫川土砂災害の概要

蒲原沢は過去に度々土石流の発生が繰り返された典型的な土石流危険渓流である。また、姫川流域全体には他にも多数の土石流危険渓流が存在する。実は、1996年12月に発生した蒲原沢土石流に先立って、前年の1995年7月11日に既往最大規模の豪雨によって姫川流域全体で極めて大規模な土砂災害が発生している。このとき、蒲原沢においてもずっと規模の大きい土石流が発生し、新国界橋が流されている。そこで、まず前年に発生した姫川土砂災害の概要について述べる。

1995年7月11日から12日に亘って、長野県北部から新潟県の上中越地方に掛けて降った梅雨前線による集中豪雨のため、姫川流域では多数の支流で発生した土石流や斜面崩壊から供給された大量の流出土砂による甚大な土砂災害が発生した。姫川本線では長区間に亘って数m程度、最大十数mの顕著な河床上昇を生じ、道路や鉄道路盤の損壊、橋梁の流出などが多くの個所で発生した。幸いにして緊急避難が迅速であったことにより、土砂流出の規模と激しさに比して人的被害は最小限に食い止められたことは特筆される。この時の雨量は、上流域の白馬村では24時間の連続雨量が569mm、小谷村では395mm、またピーク時の時間雨量は、それぞれ59mm及び49mmとなっている。

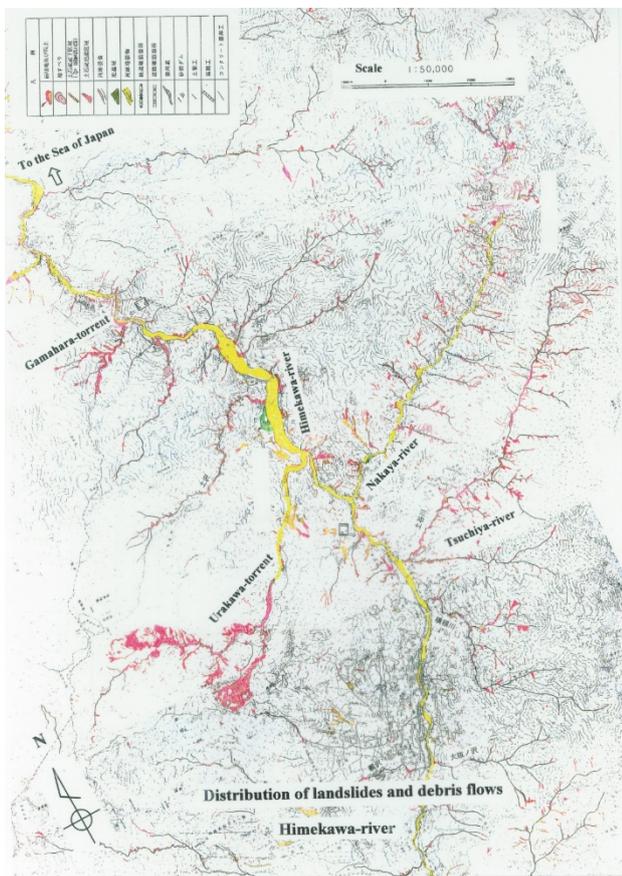


図-3 1995年7月豪雨時の姫川流域土砂流出状況
(国際航業資料による)

注：赤色は崩壊等による土砂生産状況を示す。
姫川本川を境界とし、西側では浦川、蒲原沢等に留まるのに対し、東側の中谷川、土谷川では極めて多数の崩壊、土石流が顕著である。

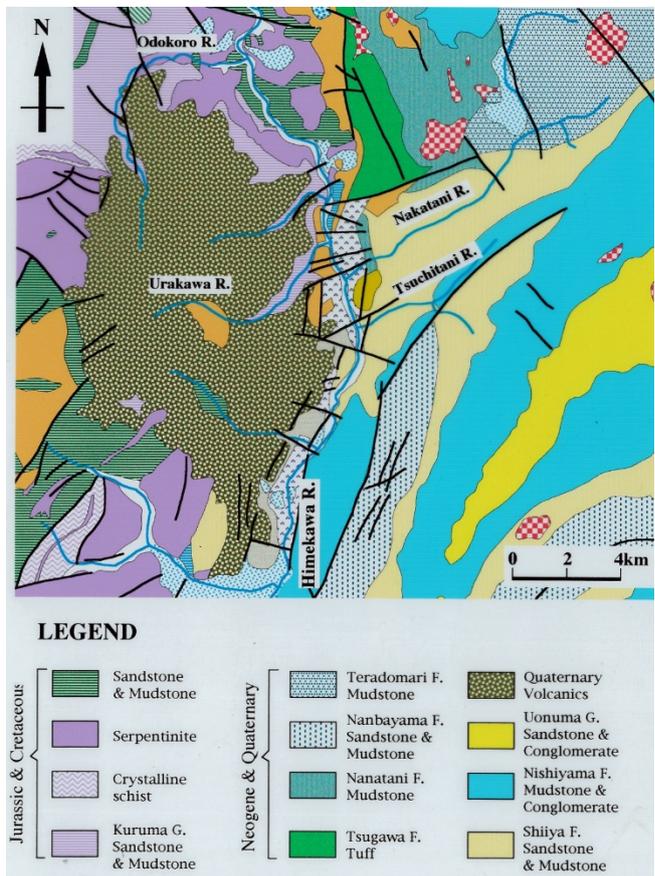


図-4 姫川中流域の地質概要

注：西側浦川周辺領域は第四紀火山噴出物が卓越。その他は古生層及び中生層。
東側は新第三紀の砂岩・泥岩互層が主体。

姫川流域は大小 20 の支流と本川源流域並びに残流域に区分される。各支流を構成する地質の相違によって、それぞれの支流の土砂の生産、流出状況はかなり異なっている。図-4 は姫川中流域の地質概要図である。地質構造は姫川の西側と東側で大きく異なっている。東側は泥岩（根知川流域）や砂岩・泥岩の互層（中谷川、土谷川流域）を主体とした新第三紀の堆積岩層からなる。西側の姫川中流域すなわち浦川周辺領域は第四紀の火山噴出物からなら、西側のその他の地域は古生層及び中生層からなる。

生産土砂量が多かった流域は浦川の約 120 万 m³、大所川の 110 万 m³、中谷川の 90 万 m³、土谷川の 60 万 m³ などである（小合澤、1996）。また、流出土砂量の多かった流域は大所川、中谷川の約 90 万 m³ などである。以上の生産土砂量、流出土砂量は流域内の総量であり、流域面積の大きさに依存している。各支流域における土砂生産、土砂流出のポテンシャルを比較するためには単位面積当たりに換算した、比生産流出量、比流出土砂量で検討する必要がある。図-5 は各支流域における比生産土砂量と比流出土砂量を示している。比生産土砂量は第四紀火山噴出物からなる蒲原沢、浦川、前沢などの流域では非常に大きい。また、これらの溪流においては比生産土砂量に較べて比流出土砂量ははるかに小さい。すなわち、蒲原沢や浦川では 80% 程度の土砂が流域内に残存している。比流出土砂量は蒲原沢、浦川、前沢の他に中谷川、土谷川でもかなり大きい。しかしながら、新第三紀層からなる中谷川、土谷川などの流域では比生産土砂量と比流出土砂量の差が小さく、生産土砂量のほぼ全量がそのまま流出している点が注目される。

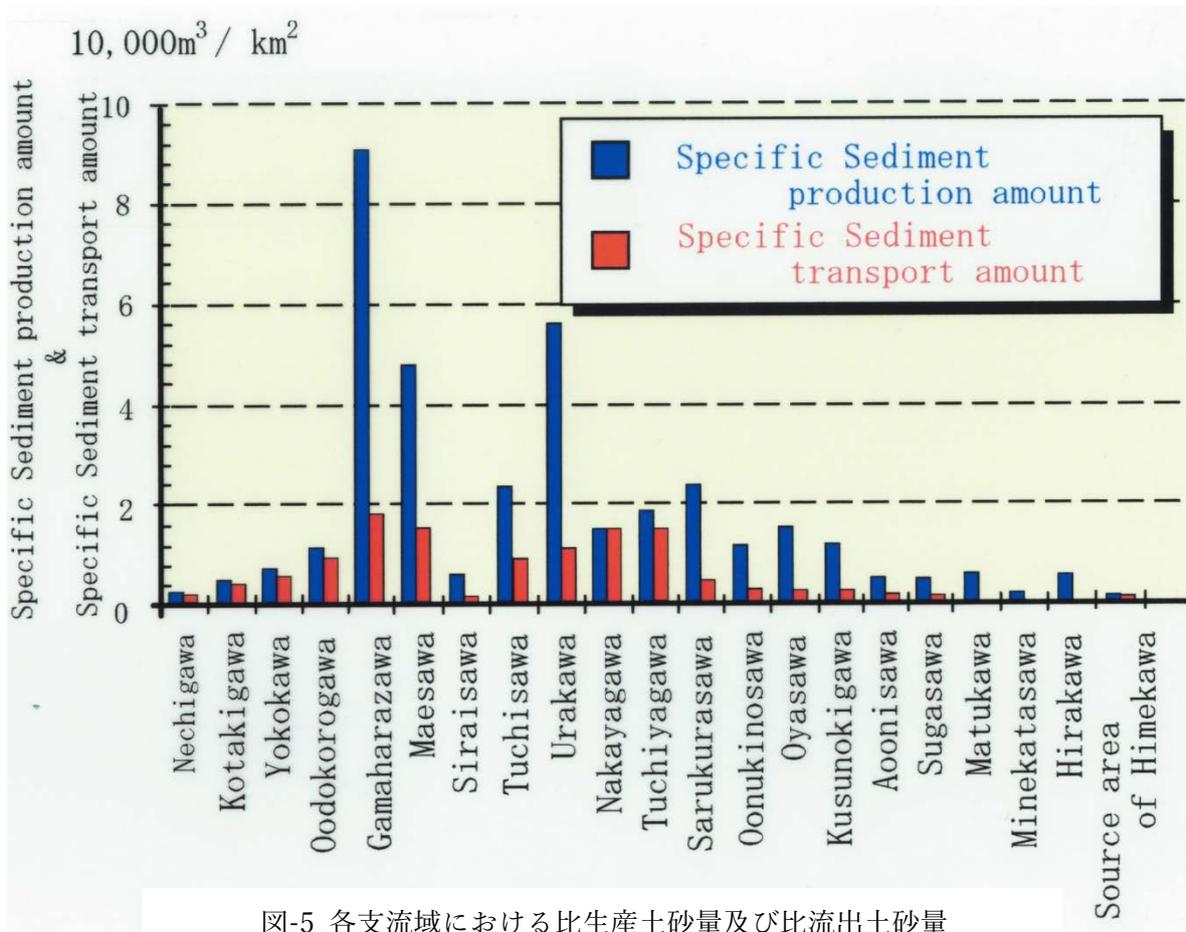


図-5 各支流域における比生産土砂量及び比流出土砂量
（松本砂防工事事務所、1996）

3. 1996年12月6日蒲原沢土石流災害

当該土石流発生当日の12月6日には雨は殆ど降っていない。前日の5日の雨量が南小谷の観測所（長野地方気象台）で49mmであった。12月1日に最高気温が0°C以下になり、積雪深35cmを記録し、その後積雪深は徐々に減少している。5日から6日に掛けて低気圧の通過に伴い最低気温が10°C程度上昇し0°Cを超え、積雪深は18cmから6cmに低下している。積雪層の密度を0.2g/cm³とすると融雪量は24mmであり、雨量と合わせて73mmとなる（図-6）。これは前年の1995年7月姫川土砂災害時の豪雨と比較すると遥かに小さい値である。猶、この付近では1996年の6月24日から25日に掛けて最大24時間雨量で118mm程度の降雨があったが、蒲原沢では土石流は発生していない。

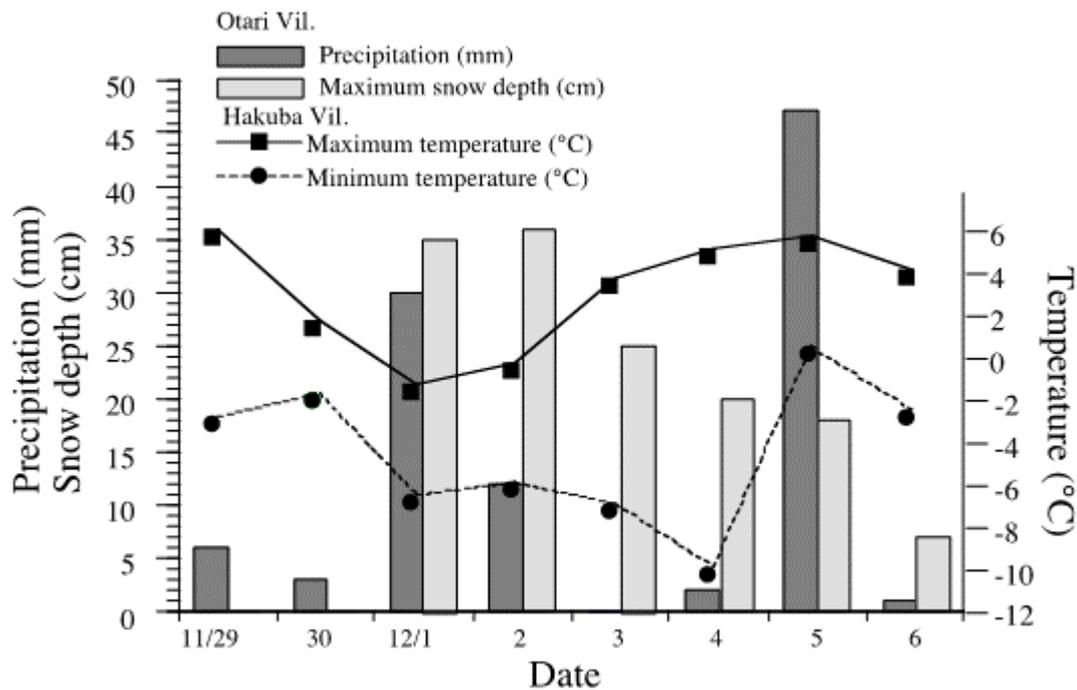


図-6 土石流発生前数日間の気象条件
(長野地方気象台アメダス観測値)

蒲原沢の流域形状は左右非対称で、右岸側は斜面が切り立って狭く、左岸側は緩やかで面積が広い。流域の地質概要は図-7に示すものであり、下流域には蛇紋岩が、中流域には来馬層群と呼ばれる礫岩・砂岩・頁岩といったジュラ紀堆積岩類が分布し、上流域は第四紀火山噴出物によって覆われている。来馬層群の構造はE-WからNE-SWの走行を持ち、40°から70°で南に傾斜している。蒲原沢は大局的に見て左岸側が「流れ盤」的で、右岸側が「受け盤」的なケスタに類似した地形を成している。

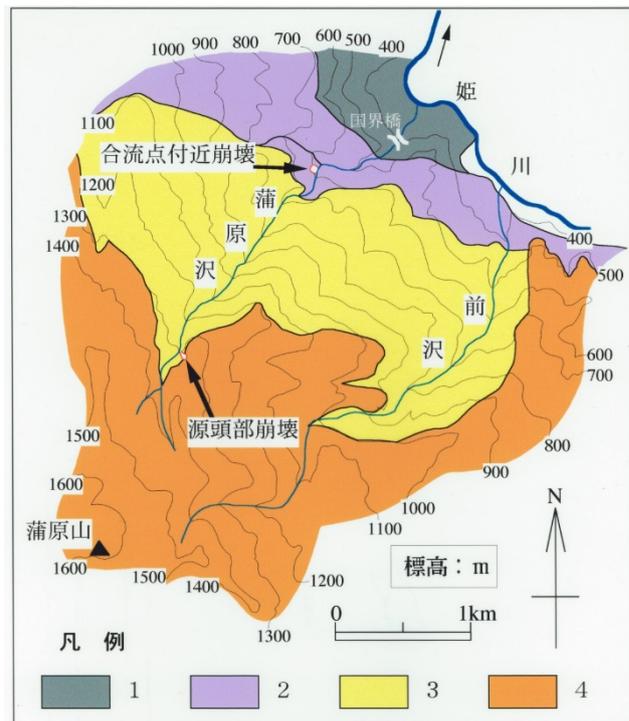
当該土石流による災害現場付近である蒲原沢扇状地左岸の段丘崖側面は、前年に発生した大規模土石流によって、浸食されその内部構造が露出し、何層にも亘る過去の土石流堆積物で構成されていることが判明している（古谷、1996）。蒲原沢の中流部の山腹斜面は急崖を成し、崩壊跡が多数見られる。溪床には急崖からの崩落土砂により常時不安定堆積物が溜り易い状況にある。1995年7月の土砂災害後の航空写真を見ると豪雨により多数の溪岸崩壊が発生し、溪流内の全域が非常に荒廃している状況が認められた。

当該土石流は蒲原沢上流域の標高 1300m 付近で山腹斜面が崩壊し、崩落した土砂が急勾配の沢を土石流として流下したものと推定される。この崩壊は、前年の 7 月豪雨によって崩壊した斜面がさらに拡大崩壊したものである (図-8)。崩壊地からは土石流の流下痕跡が蒲原沢本流に沿って下流へと続いている状況がみられる。一方、蒲原沢本流の崩落地点より上流側には土砂移動の痕跡は認められない。また、標高 600m 付近で本流と合流している左支には土石流の流下痕跡は認められない。以上のことから、当該土石流は山腹斜面の崩壊が直接の引き金となって発生したものと考えられる。

崩壊発生点付近は、本流の傾斜変換点に当たり、この地点より上流側は緩勾配、下流側は急勾配で、浸食前線になっている (図-9)。また、この付近は地質の境界域で、上部は第四紀の火山噴出物から成り、下部はジュラ紀の堆積岩層 (来馬層) から成っている (図-7)。上部緩斜面で浸透した雨水等は火山噴出物の割れ目に沿って流動し山腹斜面外に流出していく。したがって、この付近は山腹崩壊を起こし易い領域であったと考えられる。土石流の発生を引き金となった崩壊の規模は、土石流発生前後の航空写真の判読結果から、 $39,000\text{m}^3$ と算定され、その内 $8,000\text{m}^3$ が前年度崩壊地内に残存し、 $31,000\text{m}^3$ が土石流として流下したと報告されている (砂防学会、1997)。

水の供給に関連して、沢の両側の山腹斜面の中途から浸透水の湧き出し流れ落ちた跡が、ほぼ一定の高さのところから黒い線となって多数箇所で見られたことが注目される。それらの湧き出し点の中には土石流発生 3 日後の時点でも水を噴出している個所も見られた。土石流の発生に先行するかなり以前からの降雨量によって斜面土層が相当に水を含み飽和に近い状態であったものと推測される。

土石流として流下した土砂の土質特性を把握するために、下流の流路工付近並びに治山ダム付近



1. 古生層 (粘版岩, 砂岩, チャートなど)
 2. 蛇紋岩メランジェ
 3. ジュラ紀 来馬層群 (砂岩, 泥岩・頁岩, 礫岩)
 4. 第四紀 風吹火山噴出物 (溶岩流, 火砕流, ロームなど)
- (白石, 1992)

図-7 蒲原沢の地質概要



図-8 標高 1300m 付近で発生した崩壊

の土石流堆積物の土質試験を行っている。粒度分布が良く、細粒から粗粒までを広く含んでいる。土石流堆積物の岩質構成把握するために、9.5mm以上の粒径の資料について第四紀火山噴出物、蛇紋岩、その他の含有割合を調べた結果、第四紀火山噴出物の含まれる割合は極めて小さく、また蛇紋岩の割合も小さい。したがって、土石流として流下し、下流部に堆積した土砂の大半は来馬層に由来するものと判断され、土石流の流下過程で取り込まれたものと推定される。

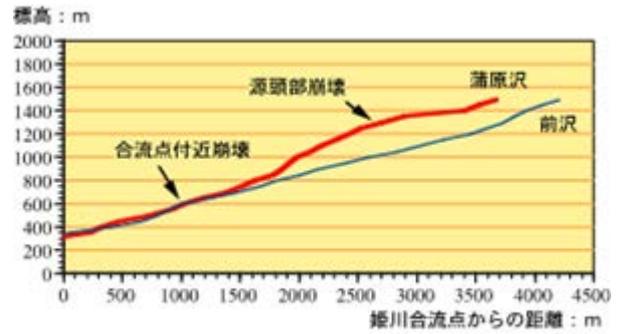


図-9 蒲原沢溪床縦断面

4. 崩壊地背後の土層構造と地下水の挙動

土石流の発生源となった斜面崩壊の発生機構を詳細に検討するためには、崩壊地背後の地質構造の確認と地下水の挙動の把握が必要と考えられたことから、当該崩壊斜面の背後でボーリング調査並びに地下水位の観測が行われた。当該崩壊地の状況写真を図-10に、地質構造を図-11に示す。さらに、ボーリング調査結果に基づく、崩壊斜面背後の地質構造を図-12に示す。検討の結果、以下の諸点が明らかとなった。

崩壊斜面表層部の地質踏査結果は、基本的にボーリング調査結果に基づく内部の地質構造と整合している。上部の安山岩溶岩と下部の来馬層との境界面は崩壊上部地表面からは約70mのかなり深い位置に存在している。この境界層が地下水の挙動を規制する明瞭な不連続面と考えられる。さらに、上部火山噴出物の内部においても、下位の安山岩溶岩と上位の火砕流堆積物との境界が地下水の挙動を規制する不連続面と考えられる。猶、安山岩と火砕流堆積物との境界面は崩壊面から奥の尾根方向に向かって下がっている。



図-10 蒲原沢源頭部崩壊地の状況写真

ボーリング孔内に設置した水位計により、1997年11月11日から1988年5月14日まで水位の経時変化が観測された。水位計の設置位置は図-12に示される深さ約50mのボーリング孔2孔の孔底と、より斜面内奥部に位置するNo.1孔の地質境界面である。水位観測

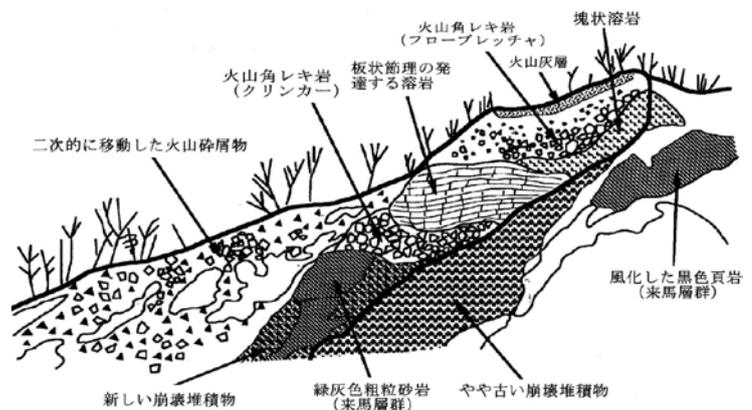


図-11 蒲原沢源頭部崩壊地の地質構造

結果を図-13 に示す。温度変化から見て融雪が急速に進んだと考えられる1998年4月半ばに、No.1孔の安山岩溶岩と火砕流堆積物との地質境界面上で10mを超える水位の上昇が観測されている。地質境界面より下位の安山岩溶岩部分においても割れ目が多いことがボーリングコアで観察されている。したがって、平常時の降雨や僅かな融雪による地下水の流量では、通常は仮に地下水が通過しても速やかに下部に浸透してしまい、水位計には観測されない

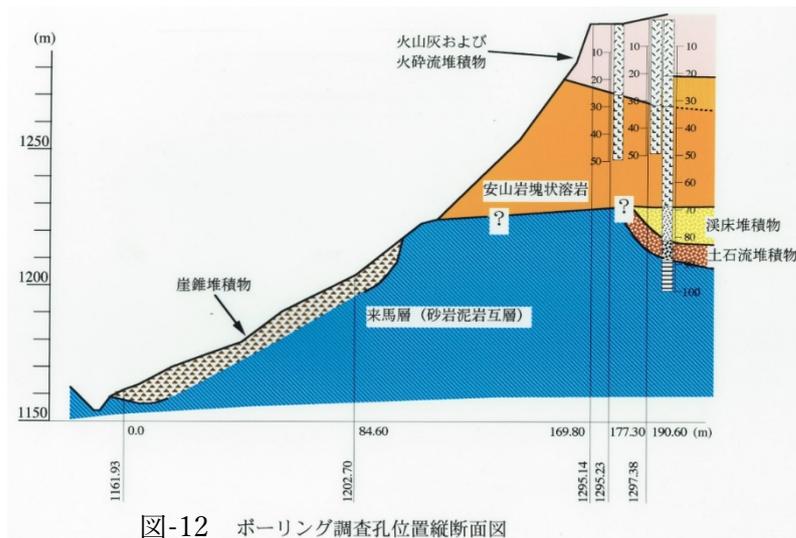


図-12 ボーリング調査孔位置縦断面図

ものと考えられる。図-13 の4月半ば頃に見られるような、融雪水が極めて多い時期には、下位の安山岩溶岩と上位の火砕流堆積物との地質境界面上に顕著な水位上昇が見られるものと考えられる。これら2孔の深度が50mに留まるため水位観測は出来なかったが、安山岩溶岩層と来馬層との境界面もより明瞭な不透水層を形成しているものと推測される。

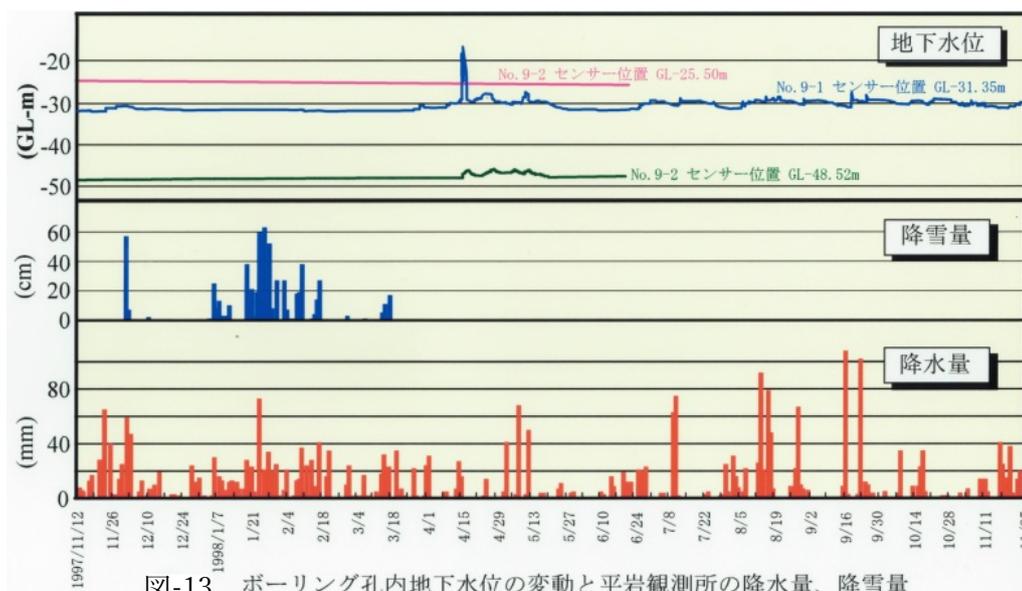


図-13 ボーリング孔内地下水水位の変動と平岩観測所の降水量、降雪量

5. おわりに

土石流堆積域並びに土石流発生の引き金となった源頭部崩壊地における現地調査と空中からの観察並びに航空写真判読などに基づいて当該土石流の発生過程はある程度推定された。まず、標高1300m付近で崩壊が発生しそれが土石流に移行したものである。この崩壊は前年7月豪雨によって生じた崩壊の拡大崩壊である。したがって、前年の崩壊による応力解放や土層の変質といった素因の変化を考える必要がある。また、この崩壊の直接の誘因は12月5日の降雨と融雪水の供給と考えられるが、その量は前年7月豪雨時の量と較べて遥かに少ない。それ以前の先行降雨の浸透により地質境界面より上部の斜面土層内に相当量の地下水が貯留されていたものと推測される。山地土層内の地下水の挙動、とりわけ融雪水

の作用に関しては解明を要する点が多く、今後の大きな課題である。

労働災害としての側面に関しては、土石流危険渓流における工事に際しては、改めて土石流の早期検知のために措置及び警報設備の設置、避難設備の整備などの措置が必要であることが指摘され、労働災害防止のためのガイドラインに記載されたことが注目される。

国の責任を問うた訴訟において、原告は「国は土石流の発生を予測できたにも拘らず、請負業者に安全管理の指導を行わなかった不作為の過失がある」として提訴した。1999年11月に長野地方裁判所に提訴されたが、最終的に2008年8月二審において東京高等裁判所は、原告の訴えを退けた。原告側の論点は、蒲原沢に関して土石流が発生しやすい渓流であるという素因をもって予見可能と主張しているが、具体的に予見可能であるためには、土石流発生 of 直接的な誘因が特定されなければならない。当該時点においては誘因を特定し土石流の発生を予見することは出来なかったと考えられる。融雪に起因する土石流の発生の予知は、今日においても困難な課題と言わざるを得ない。

蒲原沢土石流災害から二十年が経過する。同災害が突き付けた課題を改めて考察し、将来における類似の災害の防止・軽減に資する必要があるだろう。

参考文献

小合澤辰雄：平成7年姫川の土砂流出、第28回砂防学会シンポジウム講演集、pp.65-86(1996)。

古谷尊彦：岩盤破壊のランドスライド、月刊地球、Vol.18, pp.563-568(1996)。

砂防学会：12.6 蒲原沢土石流災害調査報告書、pp.1-70(1997)

労働省 12.6 蒲原沢土石流災害調査団：12.6 蒲原沢土石流災害調査結果報告書、pp.1-50(1997)

砂防学会：12.6 蒲原沢土石流災害調査委員会について、砂防学会誌、Vol.49, No.6, pp.58(1997)。

丸井英明・渡部直樹：平成7年姫川土砂災害と平成8年12月6日蒲原沢土石流災害、月間地球、Vol.19, No.10, pp.06-611(1997)。

丸井英明他：蒲原沢土石流災害について、新潟大学災害研年報、第19号、pp.23-48(1997)

丸井英明他：蒲原沢源頭部崩壊地付近の地下水の挙動について、新潟大学災害研年報、第20号、pp.1-9(1998)

建設業労働災害防止協会：土石流による労働災害防止のためのガイドラインの解説、pp1-pp151(1998)

公益社団法人日本地すべり学会関東支部 平成 29 年度総会・シンポジウム・意見交換会
平成 29 年 5 月 12 日 東京大学（東京都文京区）

スケジュール

11 時 00 分～12 時 00 分	総 会（武田先端知ホール）
12 時 45 分～16 時 30 分	シンポジウム（武田先端知ホール） *一般に公開
17 時 00 分～19 時 00 分	意見交換会（山上会館）

会場案内図



公益社団法人日本地すべり学会関東支部 平成 29 年度シンポジウム
過去の災害から学ぶ

平成 29 年 5 月 12 日発行

発行者：公益社団法人日本地すべり学会関東支部（支部長：櫻井正明）

〒105 - 0004 東京都港区新橋 5-26-8 新橋加藤ビル

公益社団法人日本地すべり学会事務局内

TEL：03 - 3432 - 1878 FAX：03 - 5408 - 5250

©2017, Printed in Japan ISBN: 978-4-902628-07-4

ISBN: 978-4-902628-07-4
公益社団法人日本地すべり学会
The Japan Landslide Society



Kanto branch

公益社団法人日本地すべり学会関東支部 平成29年度シンポジウム
過去の災害から学ぶ

平成29年5月12日 公益社団法人日本地すべり学会関東支部発行