

溶結凝灰岩の崩災-とくに1978年6月24日に発生した 鹿児島県大口市白木山ノ神地内の地すべりについて

著者	小林 哲夫, 岩松 暉
雑誌名	鹿児島大学理学部紀要. 地学・生物学
巻	11
ページ	71-80
別言語のタイトル	Slope Disasters Caused By the Mass-Movement of Welded Tuff-Especially on the Landslide Occurred on the 24th, June, 1978 at Shiraki-Yamanokami, Okuchi City, Kagoshima Prefecture, Japan-
URL	http://hdl.handle.net/10232/00006925

溶結凝灰岩の崩災*

—とくに1978年6月24日に発生した鹿児島県
大口市白木山ノ神地内の地すべりについて—

小林 哲夫**・岩松 暉**

(1978年9月30日受理)

Slope Disasters Caused By the Mass-Movement of Welded Tuff
— Especially on the Landslide Occurred on the 24th, June,
1978 at Shiraki-Yamanokami, Okuchi City, Kagoshima
Prefecture, Japan —

Tetsuo KOBAYASHI** and Akira IWAMATSU**

Abstract

Landslide occurred on the 24th, June, 1978 at Shiraki-Yamanokami, Okuchi City, Kagoshima Prefecture, where the Pleistocene welded tuff and pumice fall deposits unconformably overlying the Cretaceous Shimanto group are distributed. Pumice fall deposits are well argillized owing to the good permeation of groundwater. Therefore, the landslide occurred along the surface of the above-mentioned unconformity. We must pay the greatest attention to the paleo-topography indicated by the surface of unconformity in order to prevent the slope disasters caused by the mass-movement of welded tuff.

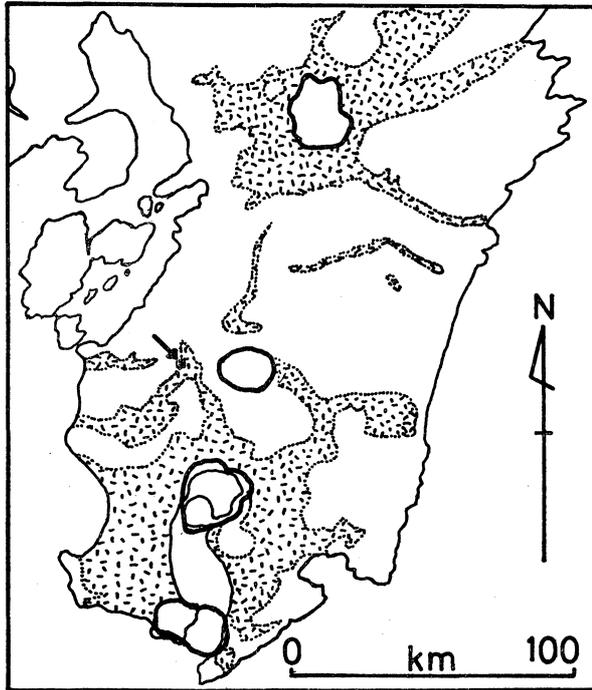
I はじめに

中・南部九州には、北から阿蘇・加久藤・始良・阿多と、世界でも有数の巨大カルデラが分布し、それらの噴出した火砕流堆積物が地表を広くおおっている(第1図)。火砕流堆積物の崩災としては、その非溶結部に発生する災害、すなわち、いわゆるシラス災害があまりにも有名である。しかし、一見堅硬に見える溶結凝灰岩にも、これに劣らず多くの崩災が発生している。近年の例では、昨1977年の鹿児島市竜ヶ水災害や本年6月の大口市白木山ノ神災害をあげることができる。前者は、崩壊から土石流へ発展したケースで、溶結凝灰岩の基底面がほぼ水平の場合に多く、台地周縁部にしばしば見受けられる。これに対し、後者は、以下述べるように、明白なすべり面をもつ地すべりである。このタイプの崩災は、溶結凝灰岩を深く刻んだ河谷部などにしばしば発生する。すなわち、両者は、溶結凝灰岩地域に見られる崩災の代表的なタイプを示している。それ故、両者をくわしく研究し、比較検討することは、溶結凝灰岩地域の防災対策に重要な示唆を与えるであろう。前者についてはすでに報告したので(小林・岩

* 1978年10月21日自然災害科学総合シンポジウム(於九大)において講演

** 鹿児島大学理学部地学教室

Tetsuo KOBAYASHI and Akira IWAMATSU: Institute of Earth Sciences, Faculty of Science, Kagoshima University, Kagoshima 890, Japan



第1図 火砕流堆積物の分布図

太線はカルデラ地形。北から阿蘇・加久藤・始良・阿多の各カルデラ。(MATUMOTO, 1943を簡略化した。加久藤カルデラの位置については、荒牧, 1968を参考にした。矢印は調査地域を示す。)

松・露木, 1977), ここでは後者について記載するとともに, 他の溶結凝灰岩地域の崩災にも共通する地質・地形的因子について考察し, 今後の対策の参考に供したい。

II 大口市の白木山ノ神付近の地質

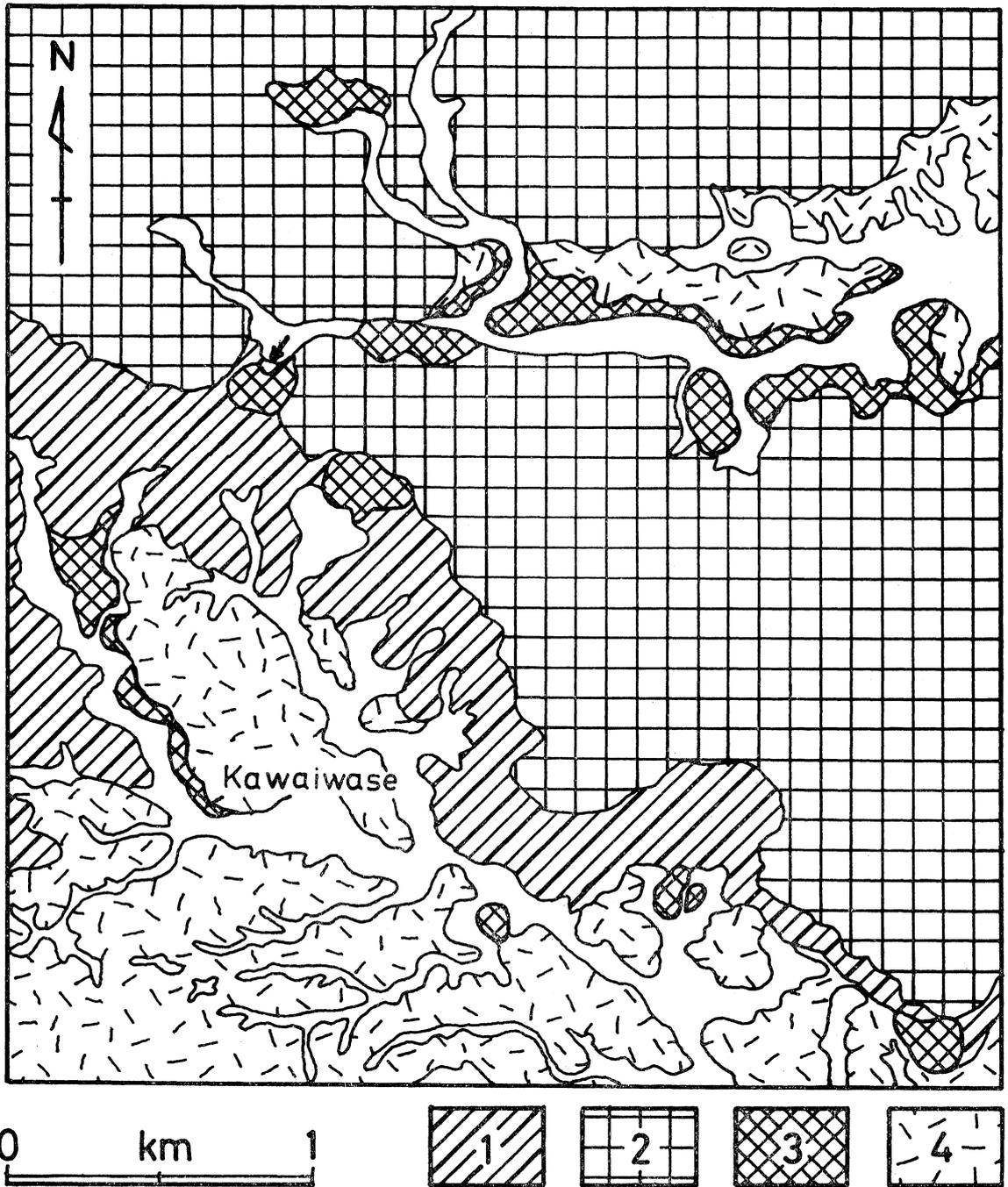
調査地域では, 基盤の四万十層群をおおって, 肥薩火山区(山本, 1960)の火山岩類が広く分布し, 比較的平坦な地形を形成している。溪流ぞいには火砕流堆積物が堆積している。一つは溶結部の発達した大口降下軽石・火砕流堆積物であり, 他の一つは非溶結の入戸火砕流堆積物(荒牧, 1969)である。低地の平坦な地形は, これら火砕流堆積物により形成されている。地質図を第2図に, また地質層序を第1表に示す。

(1) 四万十層群

本地域の基盤をなす堆積岩類であり, 南西部に広く分布している。分布高度は, 南東部では海拔 300 m の等高線に沿っているが, 北西部にむかって高度をまし, 500 m 付近まで分布している。暗灰～淡緑色の中～細粒砂岩と頁岩の細互層からなるが, 頁岩が卓越している。調査地域内の走向・傾斜は $N 30^{\circ} \sim 50^{\circ} E 75^{\circ} NE$ であり, 走向方向は, 出水・大口方面に分布する四万十層群とほぼ一致する。

(2) 富ヶ丘火山岩類

調査地域内に分布する火山岩類(溶岩及び火砕岩)を一括して富ヶ丘火山岩類と名づける。山本(1960)は, 富ヶ丘溶岩(カンラン石含有普通輝石・シソ輝石安山岩)とよんだが, 緒方(1977)は, そのなかに玄武岩を識別し, これに別の地層名を与えた。しかし玄武岩は, その上下を安山岩溶岩ではさまれて産し, かつその境界部からは, 大きな時間間隙を示す証拠が見出されないことから, 両者は一連の火山活動の産物とみなされる。それゆえ, 本文中では, これら火山岩類を一括し, 新名称を与えた。岩石としては, 普通輝石・カンラン石玄武岩(南東



第2図 大口市白木山，神付近の地質図

- 1: 四万十層群 2: 富ヶ丘火山岩類 3: 大口降下軽石・火砕流堆積物
4: 入戸砕流堆積物 矢印は災害現場

部), カンラン石含有普通輝石安山岩 (南西部~北部), 普通輝石・シソ輝石安山岩 (東部) がある。以下に代表的岩石の記載を示す。

○普通輝石・カンラン石玄武岩 (災害現場より約1km 東方の県道沿い)

カンラン石 (1~0.5mm) は, 自型~半自型で普通輝石の反応縁のあるものが多い。一般に著しくイデイングサイト化をうけているが, 大型斑晶の中心部では新鮮な部分も残っている。

第1表 大口市白木山ノ神地区の地質層序表

入戸火砕流堆積物
大口降下軽石・火砕流堆積物
富ヶ丘火山岩類
四万十層群

普通輝石 (~0.5 mm) は、カンラン石とくらべ小型のものが多い。普通輝石のみで、またはカンラン石と組合って集斑状を呈する場合もある。大型のものでは、粒状のカンラン石を含有しているものがある。斜長石 + (~1 mm) は、前二者にくらべて少ない。包有物に乏しく新鮮であるが、アルバイト式双晶は一般的であり、累帯構造もわずかに認められる。石基は、斜長石

普通輝石 + 不透明鉱物 + ガラスからなり、填間状組織を示す。ガラスは淡褐色で、多数のマイクロライトが生じている。

○普通輝石・シソ輝石安山岩 (災害現場より約 1.5 km 西方の県道沿い)

玄武岩にくらべて斑晶の形が大きい。斜長石 (~2 mm) は、塵状包有物や普通輝石包有物に富むものと、新鮮なものが存在する。累帯構造やアルバイト式双晶も顕著である。シソ輝石 (~2 mm) は自型のものが多いが、小型のものでは融食形状を示すものがある。まれではあるが、塵状包有物の配列による累帯構造が認められるものがある。普通輝石は、ときどき集斑状を示す。なお輝石類には、微斑晶もかなり多量に存在する。石基は淡褐色ガラス中に、小型の斜長石 + 普通輝石 + 不透明鉱物が生じており、ハイアロオフィチック組織を示す。

なお、カンラン石含有普通輝石・シソ輝石安山岩は、上記2種岩石の中間的性質を示す。すなわち、カンラン石はより小型 (~1 mm) で他形を示す。また、石基のガラス量も両者の中間ぐらいである。

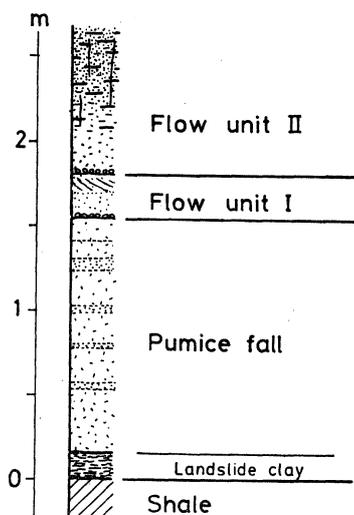
これら火山岩類の噴出した時代は、西村・他 (1973), 松本 (1977), 松本・他 (1977) によれば、更新世前~中期である。

(3) 大口降下軽石・火砕流堆積物

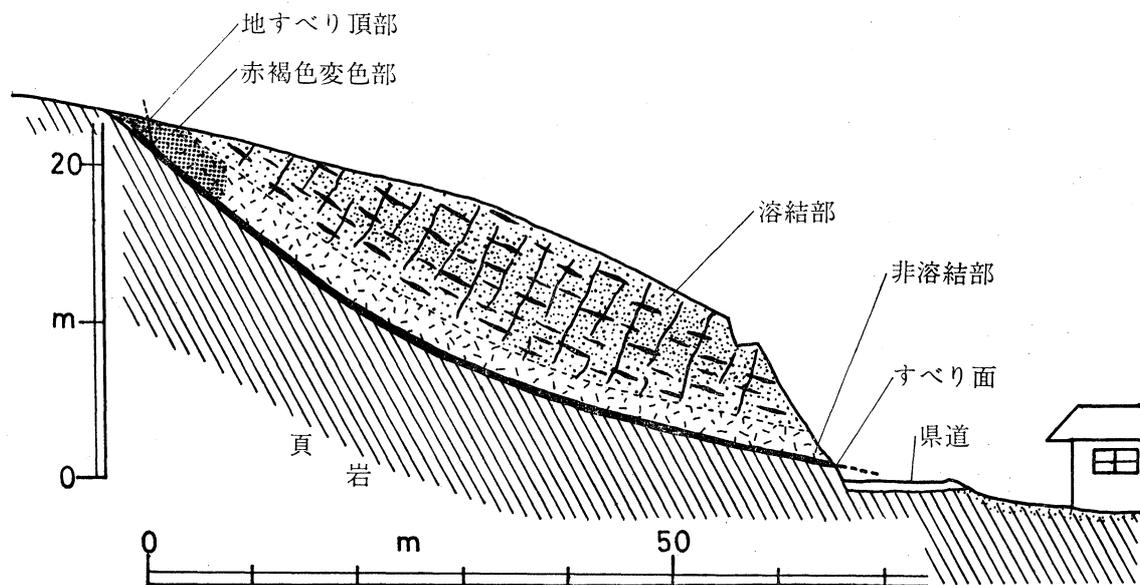
緒方 (1977) は、調査地域内の溶結凝灰石を、出水市大川内一帯に分布する溶結凝灰岩に対比し、大川内火砕流 (山下, 1976・福山1976) とよんだ。MIYACHI (1971) は、これを加久藤カルデラからの噴出物と考え、荒牧 (1969) の加久藤火砕流堆積物上部層に対比している。筆者らもこの付近に分布する溶結凝灰岩は、加久藤カルデラからの噴出物と考えているが、以下に記すように、従来記載されていない薄い火砕流堆積物や降下軽石層が見出されたため、ここでは加久藤の名を用いず、便宜的に大口降下軽石・火砕流堆積物とよぶことにする (Plate-9-3)。

溶結度は、盆地状低地に厚く堆積した所ほど高い。例えば、災害現場付近では、それほど溶結度は高くないが、調査範囲の南隣り、川内川にある曾木ノ滝では強く溶結し、暗黒色を呈し、1~3 cm の黒曜石レンズによるユータキチック組織が顕著である。

災害現場の地質柱状を第3図にまた断面を第4図に示す。本層は3つの単位に分けられるが、3者の境界部には、古土壌など時間間隙を示すものは存在せず、3者は比較的短時間のうちに堆積したものと考えられる。3者とも非溶結部は粘土化をうけており、淡黄灰色を呈するが、地すべり頂部では、あざやかな赤褐色に漸移する (第4図)。これ



第3図 地すべり現場の地質柱状図
Shaleは Andesite と訂正



第4図 地すべり現場の模式地質断面図 (地すべり発生以前)
頁岩は安山岩と訂正

は、地表付近の酸化により、 Fe^{2+} が Fe^{3+} に変化しているためであろう。

○降下軽石層

非溶結で粘土化がすすんでおり、かなり軟弱となっている。それゆえ堆積構造は不明瞭であるが、細粒の降下軽石が主体であることは堆定できる。最下部付近には、火砕流堆積物らしきものもあるが、確定はしていない。本層の最下部 15cm ほどは、“地すべり粘土層”となっており、かなり緻密である (第3, 4図)。

造岩鉱物としては、斜長石・不透明鉱物が主体で、有色鉱物はほとんど変質してしまっているが、わずかにシソ輝石が認められる。本層は、火砕流噴出に先だつ活動の産物と考えられる。

○Flow Unit-I

層厚は 20~25cm ほどしかなく、非溶結である。最下部に径 1~2mm の小岩片の集積した層 (約 1cm) があること、また上半部には、基底面に斜交する堆積構造が認められることから、一つの flow unit と考えられる (Plate-9-7)。粘土化はうけているが、造岩鉱物は比較的新鮮に残っており、その組合せは、斜長石+普通角セン石+不透明鉱物であり、シソ輝石は認められない。

大口降下軽石・火砕流堆積物の基底部付近が観察されるのは、災害現場を除くと、山の斜面の侵食から取り残された部分で、かつ道路がそこを深く切り開いている場合に限られ、好露頭に乏しい。flow unit-I と同じものは、他の露頭では、まだ確認されていない。

○Flow unit-II

災害現場での層厚は約 7m であり、その下部 10~15cm は非溶結で、上部は溶結して灰白~灰あずき色を呈し、大まかな柱状節理を示す。基底部には、flow unit-I と同様、薄い岩片集積層が存在する。溶結部は脱ガラス化作用をうけており、またその過程で有色鉱物はすべて変質してしまい、同定はできない。しかし他の露頭では、新鮮に残っている場合が多く、その鉱物組合せは、斜長石+シリ輝石+普通輝石+不透明鉱物である。砂岩・頁岩・安山岩等の岩片

が多数とりこまれている。なお、地すべり地の南東側面には、溶結凝灰岩中に条線をもち、粘土フィルムを伴う割れ目が、1m に数本の割で存在する。その平均方位は、 $N47^{\circ}E 76^{\circ}NW$ で、ほぼ地層面に直交し、かつ地すべりの側面と平行である。また、条線は断層面と地層面の交線の方向、すなわち、 $N38^{\circ}E$ の方向へ 34° プランジしている。したがってこの条線は、今回の地すべりに際して形成されたものであろう。しかし、割れ目自体は、溶結凝灰岩の中に限られ、基盤を切っていないので、造構性の断層ではなく、冷却節理起源のものと考えられる。

以上のべたように災害現場では、2つの flow units が認められたが、他の場所では確認されていない。大口降下軽石・火砕流堆積物の全様を知るには、より広域的な調査が必要である。

なお加久藤火砕流堆積物の噴出年代についてであるが、下部層は、112,000年 B.P. (福岡・他, 1971)・110,000年 B.P. (西村・他, 1973) であり、上部層は、630,000年 B.P. および 720,000年 B.P. (西村・他, 1973) である。

(4) 入戸火砕流堆積物

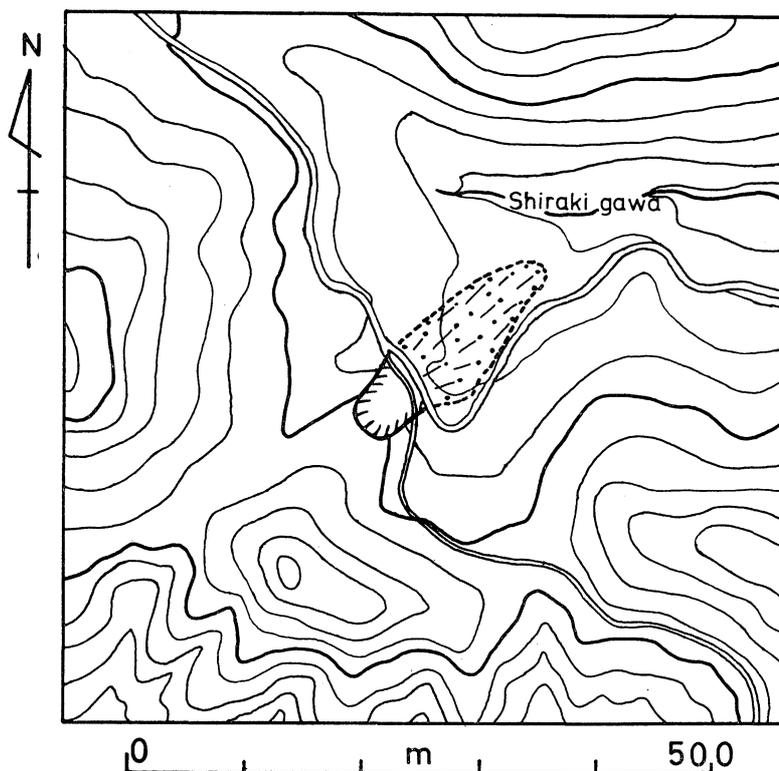
荒牧 (1969) による入戸火砕流堆積物であり、約 22,000 年前の爆発により、始良カルデラ内の北東部から噴出したと考えられている (荒牧, 1977)。盆地状低地には厚く堆積しており、層厚は 20m をこえるが、谷ぞいでは薄く、災害現場では見られない。無層理で灰～灰白色の基地中に、黄褐色 2～3cm 大の軽石が点在している。厚く堆積したところでも溶結現象は認められない。

III 大口市白木山ノ神地すべりの発生機構

1978年6月21日夜から断続的に降り続いた雨は、降り始めから24日午後1時まで、大口市で264mmを記録した。この豪雨によって、24日午前10時20分頃、大口市白木山ノ神地内の県道出水一大口線に面した雑木山がくずれ、県道下の民家一棟を押しつぶし、2名が犠牲になった (Plate-9-1, 2, 3, 4, 5, 7)。この雑木山は、海拔341m、県道から比高50mの小高い山で、災害現場は北東に張り出した小さな尾根の中腹にある (第5図)。地すべりは、比高20mの地点から幅50m、長さ60mにわたって発生し、その土塊は、県道を越えて約150m下流に達した。

すべり面は、基盤岩直上の不整合面付近にあり、平均走向 $N45^{\circ}W$ で $10^{\circ}\sim 35^{\circ}$ 北西へ傾斜している。また、すべり面上には明瞭な擦痕があり (Plate-9-6)、その条線は、最大傾斜の方向と平行である。しかも、この方向は地形面の傾斜方向とも一致するから、この地すべりは層すべりである (第4図)。また、地すべり頭部には、階段状の地すべりブロックや二次亀裂などが、災害後しばらくは保存されていた (Plate-9-2, 7月9日再調査した時点では完全に滑落して、先のすべり面が広く露出していた Plate-9-4)。このことは、この地すべりが、当初、slide型もしくは slump型の層すべりとして発生したことを示している。一方、地すべり末端部や舌部は、直径数10cm～1mの巨礫を含む溶結凝灰岩の岩塊と細粒軽石の混合物から成っている。これは、地すべりブロックが冷却節理の発達した溶結凝灰岩で形成されていたため、大小の岩塊に割れ、土石流状になって流下したことを示している。

第3図は、すべり面付近の地質柱状図である。基盤の安山岩は、著しく粘土化して緻密になっており、不透水層の役割をはたしている。これを不整合におおって、降下軽石層が堆積している。すべり面は、厳密にいうと不整合面そのものでなく、不整合面から15cmほど上の軽石層中にある。軽石層全体は軟弱であるが、この部分は著しく粘土化され、緻密になっている。



第5図 地すべり現場付近の地形図
崩壊地形と土石流の分布を示してある。

これを含め、地質の項で記載したような産状の異なる粘土鉱物について、X線回折による同定をおこなった。降下軽石層および火砕流堆積物の非溶結部には、 10\AA ハロイサイトが、また、基底部の“地すべり粘土”および溶結部に発達する割れ目に伴うフィルム状粘土には、 10\AA ハロイサイトとともにモンモリロナイトが形成されている。モンモリロナイトが今回の地すべり運動のみにより形成されたのか否かについては、今のところ確定的な考えをもっていない。しかし、いずれにせよ被災以前の地形は、前述したように小規模な尾根地形であったが、不整合で示される古地形は、やや凹んだ谷型斜面で、地下水の集中しやすい地形構造をしており、そのため、不整合面付近は、地質時代を通じて地下水の流路となり、著しく粘土化作用を受けていたものと考えられる。

一方、新聞報道によると、災害当時現場は県道拡幅工事中で、斜面の脚部を中ほどまで切り取っていたとのことである。その時に、不整合面も露出させたものと思われる(Plate-9-8)。したがって、不整合面付近に浸透した水の出口を人工的に作ってしまったことになる。

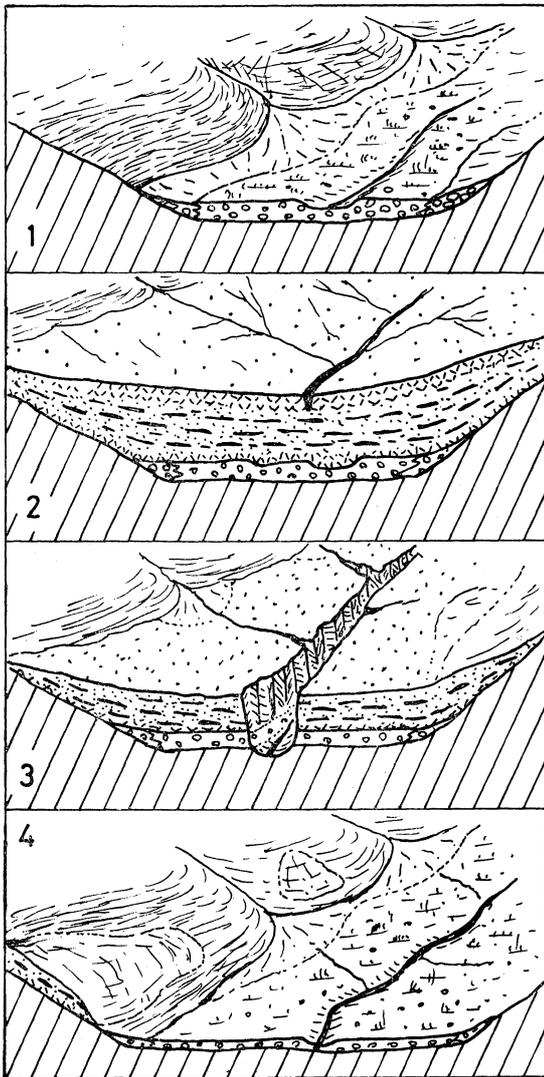
以上の事実から、次のような発生機構を推定することができる。不整合面で示される古地形が水の集中しやすい構造をしており、その上をルーズで粗鬆な降下軽石がおおったため、地下水の格好の導水路となっていた。そのため、地質時代を通じて粘土化作用を受け、すべりやすくなっていた。そこへ、集中豪雨によって水が供給され、しかも、その出口を人工的に露出させた結果、粘土化のいちじるしい部分をすべり面として層すべりが発生したと思われる。

IV 溶結凝灰岩の崩災と古地形

上述のようなメカニズムによる溶結凝灰岩の崩災は、阿蘇・阿多など他の溶結凝灰岩分布地域においても普遍的に見られる。そもそも火砕流は、降下火砕物と異なり、地表を流下するものであるから、一般には地形的に低いところに沿って流れるのが普通である。噴出初期に熱雲状態のもののはかなり高い山をのり越えることもあるが、いずれにせよ地形的に低いところに堆積する。とくに河谷は、平野部と異なって側面が制約されているので、特別に厚く堆積し、しかも熱が逃げにくいいため、溶結凝灰岩が発達しやすい。一方、水もまた低きにつくから、火砕流堆積物によって埋積された旧河道は、その後も引き続いて河川によって侵食され、切り立った峽谷をつくる。さらに侵食が進み、元の

基盤まで削りこんだ開折された河谷では、侵食からとり残されたところだけ、溶結凝灰岩が谷壁斜面にへばりつくような格好で分布することになる(第6図)。このようなところは、必然的にいわゆる流れ盤構造になり、地すべりにとって好条件を備えている。また、不整合面下に火砕流堆積前の崖錐堆積物や古土壌が存在することが多く、しかも、火砕流堆積物の最下部は非溶結になっているので、不整合面付近はきわめて透水性がよいのが普通である。さらに、大口市の例のように、火砕流噴出に先立つ軽石噴出による降下軽石層が存在する場合には、なお一層透水性がよくなる。したがって、不整合面付近は、地質時代を通じて、地下水の浸透による粘土化作用を受けていることが多い。これもまた、地すべりの発生しやすい条件を形成する。

一方、このような地形条件のところは、前述したように、開折の進んだ開けた谷に多いから、耕地がつくられ集落が形成されているのが普通である。地すべりによる平坦地に田畑や人家がつくられている場合すらある。したがって、自然現象としての地すべりを災害へ発展させ、被害をより一層大きくする人為的条件もまた備わっていることが多い。それ故、このようなところは、事前に十分な調査を行ない、防災対策を講じておかなければならない。とくに、支流や谷型斜面のところ(火砕流堆積以前の旧谷地形も含む)は、水が集中しやすい



第6図 溶結凝灰岩の存在する谷の地形発達模式図
1: 火砕流発生以前の谷地形, 2: 火砕流堆積物が厚く谷を埋める。溶結凝灰岩が形成される。 3: 河川の侵食、柱状節理の発達した峽谷を形成する。 4: 現在の地形(緩斜面に侵食からとりのこされた溶結凝灰岩が存在している。)

から、もっとも危険なところである。従来、ややもすると現地地形の傾斜のみに目を奪われ、急傾斜地対策を重点にしがちであった。しかし、実際は、溶結凝灰岩の峡谷のようにほとんど垂直にきり立った崖でも、落石などによる道路交通災害がときたまある程度で、それほど大規模な災害は起こらない。それよりも、開けた広い谷筋で、傾斜はゆるくても、溶結凝灰岩の侵食し残しが谷壁斜面にへばりついているところのほうが、より一層危険が大きい。

V おわりに

前報で述べた竜ヶ水災害のように、台地周縁部に溶結凝灰岩がほぼ水平にのっている場合と、本報告の白木山ノ神地すべりのように谷壁斜面に平行にのっている場合とでは、地すべり、崩壊の型式が異なる。溶結凝灰岩という岩質や現地地形の急斜面だけに目を奪われることなく、地質的背景に十分留意して、それに応じた防災対策を講じる必要がある。

本稿を草するに当り、鹿児島大学農学部下川悦郎氏には、貴重な資料を提供していただいた。また、同工学部春山元寿助教授からは、現地調査に際し、有益なご助言を得た。同理学部富田克利助教授からは、粘土鉱物の同定にあたり、ご助言を得た。厚く感謝の意を表す。最後に、本災害で犠牲になられた方々のご冥福をお祈りする次第である。

文 献

- 荒牧重雄 (1968), 加久藤盆地の地質. 地震研彙報, vol. 64, p. 1325-1343.
 ——— (1969), 鹿児島県国分地方の地質と火砕流堆積物. 地質雑, vol. 75, no. 8, p. 425-442.
 ——— (1977), 始良カルデラの基盤と桜島火山の噴出物. 第2回桜島火山の集中観測, p. 105-119.
 福岡孝昭・木越邦彦 (1971), 火山噴出物のイオニウム年代測定. 火山, 第2集, 15号, p. 111-119.
 福山俊夫 (1976), 熊本県鬼岳東部の地質——大口白土について——. 鹿大理地学教室卒論, p. 1-104. (未印刷)
 小林哲夫・岩松 暉・露木利貞 (1977), 始良カルデラ壁の火山地質と山くずれ災害. 鹿大理紀要 (地学・生物), no. 10, p. 53-73.
 MATUMOTO, T. (1943), The four gigantic caldera volcanoes of Kyushu. *Japan. Jour. Geol. Geogr.*, vol. 19, Spec. no., p. 1-57.
 松本徭夫 (1977), 九州におけるグリンタフ変動と島弧変動の火山活動. 地団研専報 20号, p. 257-264.
 ———・西村 進・田島俊彦 (1977), 九州の新生代の火成岩の fission-track 年代. 長崎大教養部紀要, 自然科学, vol. 17, p. 63-75.
 MIYACHI, M. (1971), Geological and petrological studies of the "Shirasu" in southern Kyushu, *Japan. Rep. Earth Sci., Dept. General Educ., Kyushu Univ.*, no. 16, p. 7-37.
 西村 進・宮地六美 (1973), 南九州火砕流の fission-track 年代. 岩鉱, vol. 68, p. 225-229.
 緒方邦俊 (1977), 鹿児島県大口市西部の火山地質. 鹿大理地学教室卒論, p. 1-57. (未印刷)
 山本 敬 (1960), 肥薩火山区の火山地質学的並びに岩石学的研究. 90 p.
 山下好幸 (1976), 鹿児島県出水市矢筈岳南部の地質と大口白土について. 鹿大理地学教室卒論, p. 1-154. (未印刷)

追 記:

本論文投稿後、被災地のボーリング資料を見る機会をえた。それによると、少なくとも地下 20 m までは安山岩である。したがって第 2 図の地質図は一部修正する必要がある (下記文献の第 1 図を参照のこと)。

岩松 暉・小林哲夫 (1978), 溶結凝灰岩の崩災—とくに古地形の意義について—。第 15 回自然災害科学総合シンポジウム講演論文集, p. 183-184.

図版説明

- 1: 被災状況
対岸には土石流の被災をまぬがれた人家がみえる。
- 2: 地すべり現場の頂部
地すべりブロックや崩土がまだ残っている。
- 3: 地すべり現場の南東壁に露出する大口降下軽石・火砕流堆積物
ハンマーの位置は、Flow unit-I を示す。
- 4: 地すべり現場の上部の全景
地すべりブロックや崩土の多くは滑落しさり、地すべり面（粘土層）が広く露出している。
- 5: 地すべり斜面の下部に集積した地すべりブロック・岩塊・崩土・樹木
- 6: 地すべり面上に発達する擦痕
- 7: 大口降下軽石・火砕流堆積物の Flow unit-I にみられる堆積構造
- 8: 道路工事現場に露出する不整合面（左下にみられる褐色部と淡黄色の境界部）

