

1984年長野県王滝村崩壊災害にみられる地形・地質特性

平野 昌繁・石井 孝行・藤田 崇・奥田 節夫

GEOMORPHOLOGICAL AND GEOLOGICAL CHARACTERISTICS OF 1984 LANDSLIDE HAZARD IN OHTAKI VILLAGE, NAGANO PREFECTURE, JAPAN

By *Masashige* HIRANO, *Takayuki* ISHII, *Takashi* FUJITA
and *Setsuo* OKUDA

Synopsis

The hazard in Ohtaki village associated with landslides triggered by the Western Nagano Prefecture Earthquake, 1984, was serious killing 29 persons. Characteristics of the landslides are analysed from geomorphological and geological points of view. The results are summarized as follows: 1) Landslides are distributed densely in the aftershock area where steep mountain slopes are prevailing on the north of the Ohtaki river. Small landslides have been often started from artificial cuts along roads. 2) Large landslides have occurred on the slopes having a buried valley inside, in addition to the situation that they form dip slope in relation to geologic structure. This is especially remarkable at the gigantic landslide on the south slope of Ontake volcano, and pumice deposits form the sliding plane here. 3) Debris derived from landslides on the Ontake plateau has flowed down extraordinarily far from the failed head and this means very low value of the equivalent coefficient of friction due to high water content supplied in the considerable rain a few days antecedent to the earthquake.

1. は じ め に

1984年9月14日午前8時48分に発生したM6.8の地震(1984年長野県西部地震)によって、御岳山南麓の長野県木曽郡王滝村(Fig. 1)において大小さまざまな規模の崩壊が起った。これらの崩壊のうち、御岳山伝上川上流の崩壊は、その土量が $3 \times 10^7 \text{ m}^3$ に達する戦後最大の規模であり、御岳高原、松越地区、滝越地区で生じた崩壊がこれに次いでいる。これらのほか、今回の地震に伴って小規模な崩壊が多数発生した。

とくに、伝上川上流の大規模崩壊は崩土の移動・停止に至る過程において諸種の現象とそれに固有の地形ないし地形変化を出現させ、そのため各分野の研究・調査機関は崩壊直後から現地に入り、野外観測、室内実験・分析を行なっている。その結果、崩壊発生後半年の間に、瀬尾ほか(1984)¹⁾、藤田・鈴木(1984)²⁾、栗田ほか(1984)³⁾、安間・大草(1984)⁴⁾、松本盆地団研(1985)⁵⁾、信州大学自然科学研究会(1985)⁶⁾、諏訪ほか(1985)^{7a)}、奥田ほか(1985)^{7b)}など、多数の報告がなされている。著者らも、1984年10月30日～11月2日の期間、多くの協力者とともに空中と地上からの現地調査の機会をもち、さらにその後、空中写真や多くの資料を収集・解析した。しかし、崩壊やそれに関連した現象のすべてについて言及することはできないので、本稿では崩壊の基本的タイプと考えられる伝上川上流の大崩壊、御岳高原、松越地区の崩壊の地質・地形状況とその特性を中心に検討することを試みた。

なお、これらはいずれも火山体に固有の崩壊現象としての共通性をもつ。御岳火山の活動史および地質に

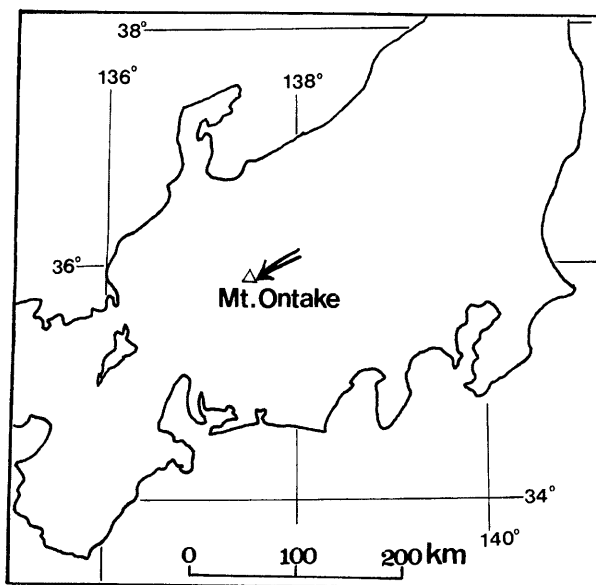


Fig. 1 Location map of the study area.

については KOBAYASHI (1974)^{8a)}, 小林ほか (1975)^{8b)}, 小林 (1977)⁹⁾ などによって明らかにされているので、活動期や主要な地質系統についてはそれにしたがう。最近では、御岳山は1979年10月28日に約1万年ぶりに噴火活動を行ない、山麓（とくに北東麓）に降灰による被害を発生させている。

2. 崩壊地の分布とリニアメント

今回の地震によって発生した崩壊地の分布を知るため、発生直後の1984年9月21日に中日本航空 KK が撮影した 1/1万 カラー空中写真、および1984年10月18日にパスコ KK が撮影した 1/1万 カラー空中写真を用いて崩壊地を確認し、1/25,000 地形図上に目視でプロットして Fig. 2 を作成した。これら崩壊地の中には地震が起る以前に発生していたものがあるので、1979年10月15日林野庁撮影の 1/2万 空中写真（山-882, 第4オントケサン）で認められるもの、および 1/25,000 地形図（図化に使用された空中写真は昭和46年10月～50年9月撮影）に記入された崩壊地や流土記号は区別した。ただし、地震前の空中写真にうつっていた地形図上に記録されていても、地震後の写真で範囲が拡大しているものは、今回の地震によるものとみなして区別した。また、林道や登山道路の法面の崩壊については、路面上に崩土が認められる場合を今回発生のものとして認定した。

崩壊は王滝川北側の山地斜面に多く、小規模なものまで含めると極めて多数にのぼり、Fig. 2 に今回発生または拡大として記入されたものだけで約300ヶ所である。発生密度の高い部分は今回の地震の余震域にほぼ一致しているが、小規模なものは林道や登山道路の法面の崩落による場合が大部分を占めている。崩壊地の中では伝上川上流のものが桁外れに大きく、松越、滝越、御岳高原のものがそれに次ぐ。これら大規模なものについては、崩壊土石の流走部分やそれに関連した地形的特徴も記入してある。これら大規模なものに

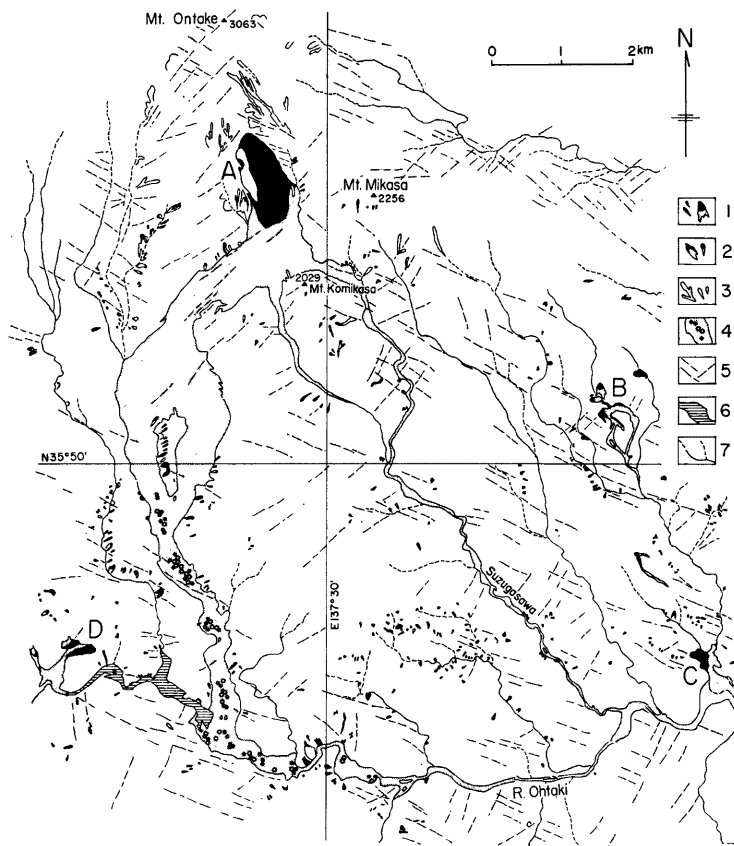


Fig. 2 Distribution of landslides and lineaments in the study area, where 1; landslides caused by the earthquake, 2; those extended this time, 3; notable ones before the earthquake, 4; path of debris avalanche from the landslides and flow mounds (circles), 5; lineaments, 6; dam-up lake by debris avalanche, and 7; streams and their up-stream extension (broken line), and A; Ontake south slope, B; Ontake plateau, C; Matsukoshi, and D; Takigoshi.

については次章以下で改めてふれる。

これらの崩壊は先行降雨があったというものの地震が直接の誘因となっており、それも震源が $E 137.6^\circ$, $N 35.8^\circ$ (Fig. 2 の記号 C の北約 1 km), 深さが 2 km の直下型地震である。したがって、断層面にそう岩石の破壊と変位が直接的原因であるから、その意味では断層線やそれに対応するリニアメントは重要だと考えられる。断層あるいはリニアメントについては、本地域を含む広域的なものは「日本の活断層」(活断層研究会, 1980)¹⁰⁾ にまとめられているし、さらに金子 (1984)¹¹⁾ がこれを部分的に補ったものも公表されている。これらを参考にしつつ 1/1万 及び 1/2万 空中写真で認められるリニアメントを Fig. 2 に補って

ある。ただし、1/1万 程度の大縮尺空中写真で判読されるリニアメントは筆者らの経験によれば多くは小断層や剪断性節理、即ち、大きな断層そのものではなくそれに隣接した比較的硬い岩盤部分に平行して発達するシャープな剪断破壊面あるいは変位面であり、それらの位置・平行性・密度が重要な情報となる。判読によれば阿寺断層の方向にはほぼ平行である $N 70^{\circ} W$ 方向のものが多く、それによって本来は放射状である筈の火山体開析谷の流路 (Fig. 2 に細線で記入) が局部的に湾曲している。それも下流側への湾曲ではあるが左ずれの傾向を示すことが多い。前者よりやや数は少ないが、阿寺断層に対する共役セットで跡津川断層の方向に近い NE 方向のものがあり、それにそってやはり放射谷の部分的な右ずれ現象が認められる。伝上川上流部の流路の湾曲現象は、周囲の状況から判断して、このようなリニアメントの影響を受けたものである可能性が高い。以上の2系統の他には南北性のものと東西性のものが局部的あるいはまれに認められる。

リニアメントと崩壊の関係であるが、崩壊の中にはリニアメントの直上に位置するものもあるが、一般にはそうでないものが多い。むしろこれらのリニアメントは地震の起震力でも示されるような東西圧縮という広域的応力場の特性を反映する共役セットとしての意義が大きいと考えるべきであろう。そして、リニアメントで示される地殻弱線部に侵蝕力 (外営力) が強く働き、谷が発達することによって現在の地形配置が作りだされ、それが不安定斜面の位置をきめていてと理解するのがよいと思われる。特に今回大規模崩壊を起した伝上川上流の御岳南斜面の末端部においては NE-SW 方向をとる流路にそってスコリア・パミス層の下位にまで侵蝕が及び、長大な流れ盤斜面の不安定化が促進された。このように、リニアメントは崩壊と直接の関係は認められないとはいえ、現在の地形配置ならびに不安定斜面の位置を決定したという意味で重要である。

3. 伝上川上流の大崩壊

伝上川上流の大崩壊は直下型地震によって発生したものであり、歴史的にみても (平野, 1977¹²⁾; 古谷ほか, 1979¹³⁾), 岐阜県白川村綿雲山, 新潟県名立崩れ, 長野県善光寺地震など、中部地方にこの種の事例が多い。これは直下型地震が多発すること、急峻な斜面が存在することによると思われる。崩壊は Photo. 1 に示すように伝上川の上流に位置し、御岳火山の火山体の一部を作る南向きの長大斜面が崩落したものである。崩落土量は約 3,000万 m^3 以上で明らかに戦後第1位のスケールである。崩土は直下の小笠山の鞍部にぶつかり、一部はそれをのりこえて鈴ヶ沢の東股・西股へ流下したが、大部分は伝上川の谷にそって南西へ方向をかえた。途中で谷底からの比高が 100 m 以上ある尾根を乗り越えて濁沢へ入ったものと2条にわかれ、合流して濁沢下流をへて王滝川へ出た (Fig. 2 参照)。王滝川との合流点の柳ヶ瀬では王滝川をダムアップし、流走土砂はさらに下流の水ヶ瀬に達した。以上の状況から全体を、御岳山の崩壊源頭部、流送路 (移動域) にあたる伝上川・濁川にそう中間部、堆積域にあたる王滝川にそう末端部、の3つにわけて考えるのが良いと思われる。

源頭部は傾斜約 30° の長大な火山斜面で標高 1900~2500 m にわたっている。崩壊前にはその基部はななめに伝上川上流によって刻まれ、基部に崩壊地状のガリが発達していたが、崩壊によって尾根部分が崩落して谷地形となった (Fig. 3)。滑落崖に露出した地質状況 (Fig. 4, 松本盆地地研 (1985)⁹⁾ ならびに現地調査の結果にもとづき作成) からみると、2層の安山岩溶岩・集塊岩が全体としてはほぼ現地形にそって層状になり、その下位に淡黄色〜黄橙色のパミス層がベンガラ色のスコリア層と不規則な境露出してお界をなして、全体として層状に分布している。上位の安山岩溶岩・集塊岩は第3期の火山活動、パミス・スコリア層より下位は第2期の火山活動の産物である (小林, 1977)⁹⁾。スコリア層と安山岩溶岩・集塊岩との境界は不規則であり、スコリア丘の一部とみられる (小林も同様の考えを示している: 私信)。滑落崖下部からその付近一帯の斜面は安山岩岩層でおおわれているが、パミス・スコリア層が崩壊後に生じたV字状の斜面一帯に広く分布している。パミス・スコリア層は厚さ数 m の特徴のある地層であり、上位の溶岩類と全体として成層構造をなしていることから、流れ盤斜面を形成していたことがわかる。この流れ盤斜面をおお

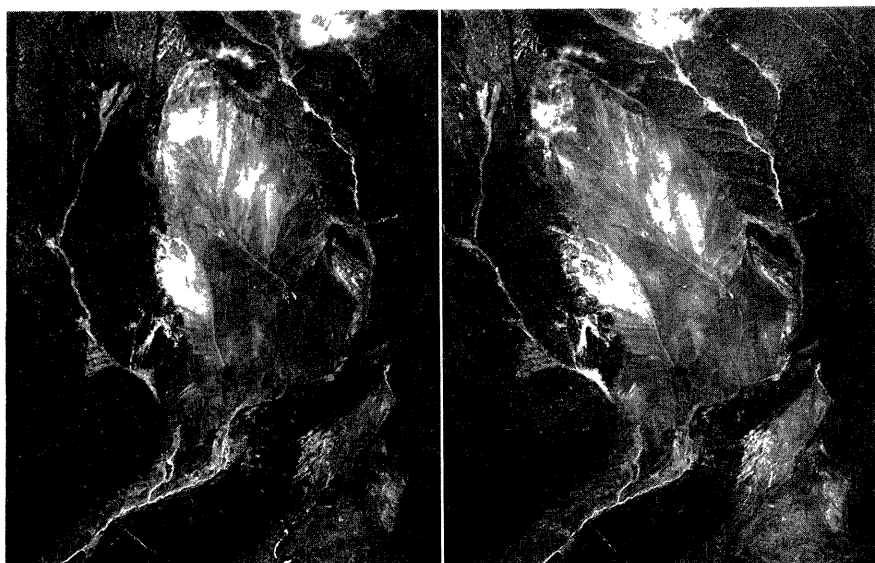


Photo. 1 Stereogram of the gigantic landslide situated at the upper-stream of the Denjoh River on the south slope of Mt. Ontake. After the aerial photos, 4715 and 4716, by Nakanihon Air Service.

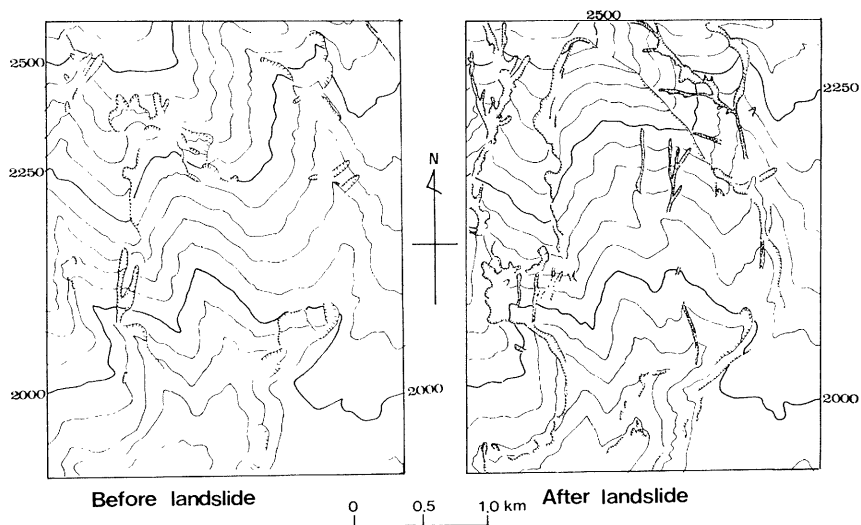


Fig. 3 Topography of the upper stream of the Denjoh River on the south slope of Ontake volcano before and after the landslide caused by the Western Nagano Prefecture Earthquake, 1984. The left by Geographical Survey Institute and the right by Kiso Construction Office of Nagano Prefecture, respectively.

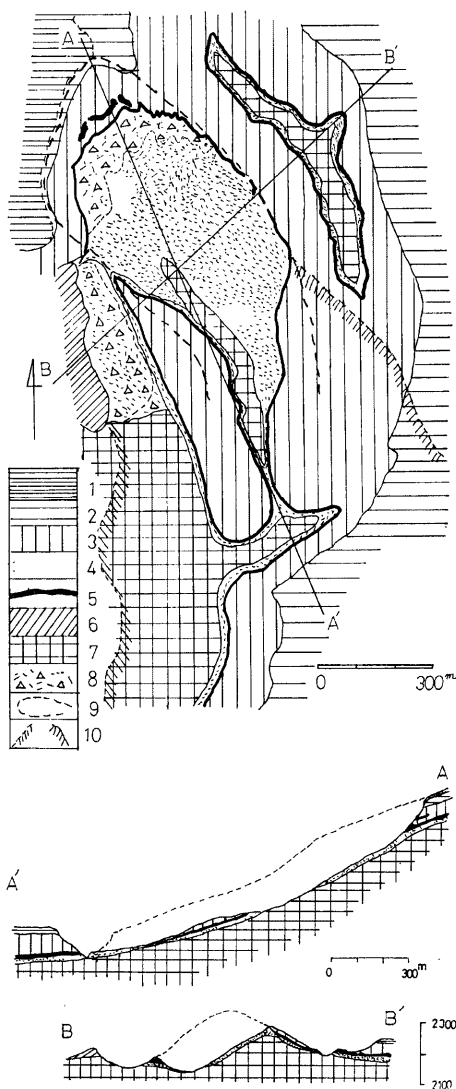


Fig. 4 Geological map and profiles of the landslides in the south slope of Ontake volcano, where 1; uppermost andesite lava flow, 2; upper andesite lava flows, 3; lower andesite lava flows and agglomerates, 4; scoria bed, 5; pumice bed, 6; andesite lavas, 7; older volcanic rocks, 8; talus materials after the slide, 9; scarp and flank of the landslide, and 10; boundary of the debris avalanche deposits caused by the landslide. Modified after KSMB Collab. Res. Group (1985)³⁾

っていた安山岩溶岩・集塊岩がそっくり崩壊して流出し、パミス・スコリア層形成時の谷地形がそのまま現われており、パミス・スコリア層の上面がすべり面の形成に大きな役割を果たしたと考えられる。この点については、松本盆地地研（1985）⁵⁾、藤田・鈴木（1984）²⁾、信大自然災害研究会（1985）⁶⁾、小林（1985）¹⁴⁾なども、多少の相異はあるものの同様の見解を示している。

パミス・スコリア層下位にある今回の崩壊の基盤は、大小さまざまな流紋岩主体の角礫～亜角礫を雑多に有する塊状の礫層である。小林（私信）によれば、この礫岩層は、西方に分布する第2期火山岩類に属する流紋岩質ドーム状岩体の侵蝕による崖錐性堆積物ということである。この礫岩層に刻まれた谷地形が、今回の崩壊で再現されたわけであり、全体として北から南へ傾斜している。パミス・スコリア層の形成後、そのパミス・スコリア層があまり侵蝕を受けないうちに、急速に火山岩岩屑で旧河谷は埋積され、その後上位の第3期に属する火山活動による噴出物が旧斜面を広くおおって現在の斜面を形成したものであろう。この旧河谷は、今回の滑落崖の位置付近で傾斜がやや急になっていた可能性がある（Fig. 4, 縦断面図参照）。すなわち、埋積谷の縦断面形は中凹み型を示し、この形状も今回の崩壊を規定したひとつの要因といえる。地すべりや崩壊の発生の地質要因からみれば、軟弱化しやすい軽石層の上位を荷重の大きい厚い溶岩がおおっていたこと、しかもそれが流れ盤構造を示していること、溶岩流の一部（今回の崩壊の末端部）が伝上川によってきられ、地形的に不安定因子が増大したことが、今回の崩壊の素因としてあげられる。

第3期火山岩類は、このような地形・地質条件下で大きな火山体を形成しており、従来も大規模崩壊をくり返している。その中には C¹⁴ 年代で 2.7×10^4 年とされる木曽川泥流を発生せしめた崩壊もあったと考えられる。

崩土は直下にある小三笠山の鞍部にのりあげて大部分は南西へ方向をかえた。小三笠山の乗越し部分には崩土の流動状態を示す種々の微地形がのこされていて、それについては安間・大草（1984）⁹⁾ が若干ふれているが、その解析による流動状態の把握が今後の重要な課題と考えられる。この鞍部に残された堆積物の状況からみて、少なくともここに到達した土石塊は、乾燥した状態であったと判断される。しかし、旧地表面に近い部分から供給された物質（笹などの根と風化土を含む）は、細かひだ状、あるいは畝状の地形（プレッシャーリッジ）を作り、流動性に富んでいたと考えられる。その理由として先行降雨により表土層は十分な水分を含んでいたことがあげられよう。なお、かなりの崩土がこの乗越し部分にあった谷をうずめて残っているが、部分的には小規模な plug flow（栓流）となって2次的に抜けた形跡を残す部分もある。

中流部では崩土は溶岩流をきざむ深い谷の中を流下している。流路の特に攻撃側斜面にはスコアリングのあとを示すストリーションがはっきり残っている。しかし流下物質の表面の高度を示す mud line はほぼ谷の上端に近い部分についており、スーパーエレベーションに伴う溢流に近い状態で崩土が尾根をのりこしたのであろう。事実、奥田ほか（1985）⁷⁾ の断面図に mud line を記入すると流路の湾曲部ではかなりの super elevation がみとめられる。残存する堆積物は明らかに乾燥した岩屑からなるいわゆる「流れ山（flow mound）」とハンモック状で壁土のようなものが混っていた。とくに王滝川合流点の尾根の上には壁土状のものが地表面を被って残っており、その表面には流下方向を示すストリーションが一部に残り、あたかもベルトコンベアあるいはキャタピラのような働きをして、乾燥した状態の岩屑・岩塊ないし流れ山を下流まで運搬したと考えられる。しかもこの壁土状泥土は、調査当時には乾燥収縮によるクラックが発達してガサガサになっており、逆に、流動時にはウェットな状態にあったことを示していた。また、流れ山の上をこの壁土状泥土が被っている場合があり、ウェットなものを含んで何波もの流れが発生するという状況下で、すでに堆積していた流れ山をのりこえて、次のものが流下していったと推定される。^{*}

伝上川流域、濁川温泉跡のあたりには、高さ 10 m 以上、長さ数 10 m 以上に達する流れ山がいくつかみられる（Fig. 2 参照）。その一部は、崩壊後の侵食により断面を観察することができる。その構成物質は、伝上

^{*}1985年4月2日の日本地質学会で、地質調査所のトレンチ調査により、流れ山の低位にもこのような壁土状泥土が確認されたという新事実の報告が、講演要旨内容（曽屋ほか、1985）¹⁵⁾に追加して行なわれた。

川上流の崩壊域に分布する各種の大小の火山岩礫、スコリア・バミスを主体としており、火山性細粒物質中に火山岩礫が雑然と含まれる塊状の岩屑状堆積物である。一般にはそれほど固結していないが、かなり硬質の部分、サラサラとした砂状の部分も不規則に含まれており、いわゆる火山泥流の典型的な岩相を呈する。しかし、全体として不均一ではなく、同種の火山岩物質（礫や砂）が径 1~2 m のブロックを形成しており、このようなブロックがいくつか集合して「流れ山」を形成している。スコリア物質の多い部分はベンガラ色を呈するなど、色調も構成物質の状態を反映している。また、ブロック境界部にはしばしば薄片をはさんでいる。このような点から、流れ山は、崩壊部の岩体から (ma) として移動していくに従って岩屑化し、流動層によって運搬され、速度のおちるところで、それらの岩屑物質が次々と集合・停止してブロック化し、流れ山を形成したと考えられる。濁川温泉跡のすぐ下流部は谷の狭窄部になっており、崩壊物質はここで速度を減じ、このような大きな流れ山をいくつか形成したものと推定できる。また、一度形成された流れ山が、その下位の軟弱層をすべり面として、さらに下流部へ移動したことも十分に考えられる。

下流部では流れ山を除けば堆積物の表面は比較的平坦で、全体としては泥流に近いものであったと思われる。流れ山は勾配のゆるいところ、あるいは狭窄部の手前のエネルギー勾配の小きくなるところに多くみられる。とくに面白い現象は谷壁にみられる崩壊のうち、崩上の上に mud line が残り、明らかに泥流到達前に発生していたものと、泥流堆積物をおおっていて通過後に発生したものか区別できることである。したがって、谷壁斜面の崩壊は余震の影響もあっていろいろな時刻にまたがり発生したものと推定される。なお、下流部における堆積深については、餓鬼ヶ峯トンネル付近の発電用送水管との高さ関係から推定することが可能である。泥流到達前の送水管は、河床から約 40 m の上方を通っていたが、泥流で破損した送水管は現在の堆積面から 2~3 m 上方にあり、mud line はさらにその上方にある。従って、この付近での埋没深度は約 35 m 以上に達するとみられる。

4. 松越地区

松越地区の崩壊は、大又川と松草川の合流点付近、大又川右岸に発達する松越段丘で発生している (Photo. 2)。崩壊によって形成された露頭を観察すると、断面は、下部から基盤である中・古生層、粒径 20~30

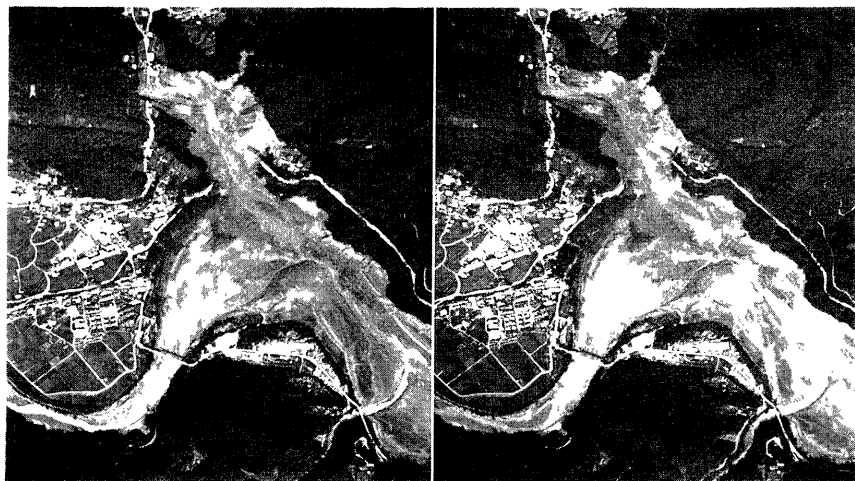


Photo. 2 Stereogram of the landslide at Matsukoshi. After the aerial photos, 4817 and 4818, by Nakanihon Air Service.

cm の円～亜円礫からなる厚さ数 10 cm の礫層、バミス層とそれを切りバミスのバンドを挟む段丘礫層、そして、スコリアを挟む 火山灰層あるいは火山灰 と 角礫からなる沖積錐堆積物、などから構成されている (Photo. 3, Fig. 5)。しかも、これらの堆積物は、崩壊地の中央部で厚く、U 谷地形を埋積した形態をとって



Photo. 3 Oblique aerial photograph showing the landslide at Matsukoshi (left), and its detail showing the layered structure at the head of the landslide (right).

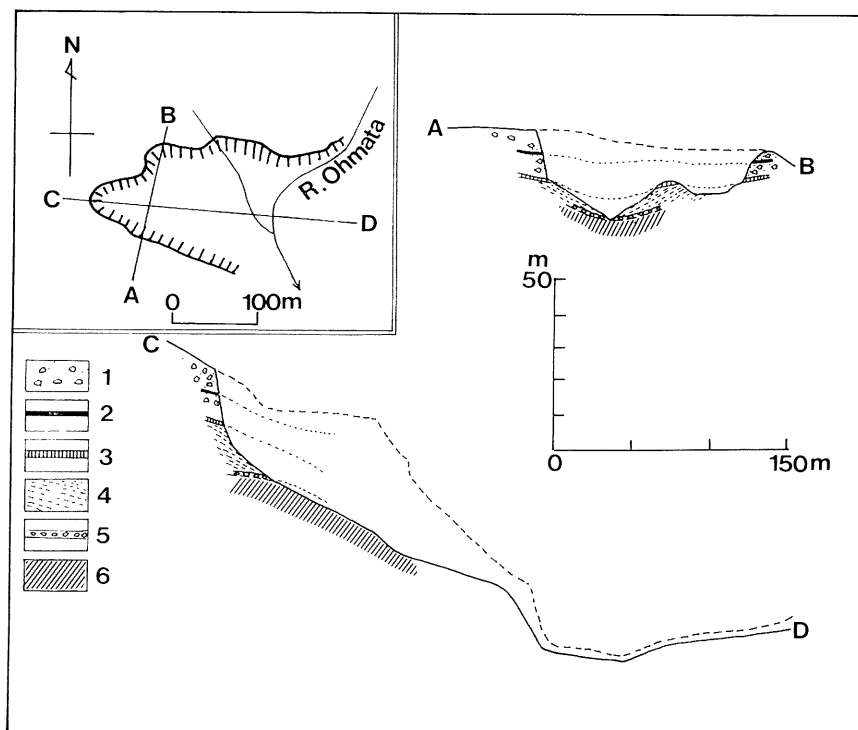


Fig. 5 Longitudinal and cross profiles of the Matsukoshi landslide, where 1; volcanic ash or colluvium with volcanic ash and rock fragments, 2; scoria, 3; pumice, 4; tuffaceous sand or silt, 5; subround or subangular boulder, and 6; bedrock of Palaeozoic or Mesozoic era.

いる(Photo. 3, 右)。崩壊地の源頭部は段丘面とその背後に発達する沖積層との境界付近にまで達し、段丘面上に存在していた道路は完全に切られている(Photo. 3, 左)。一方、今回の調査時点では、湧水は、上述の段丘礫層中、および、基盤現在の崩壊岩をおおう礫層中(とくに基底付近)から流出していた。崩壊前の地形図によれば、地の中央付近に古い崩壊によって形成されたと考える小さな谷が存在していた。これらのことから、地質・地形的にみれば、埋積谷という集水的構造、その上にのるバミス層の縦断方向への傾斜および段丘基基部の不安定さ、などが松越地区の崩壊の要因になったものと考えられる。

ところで、地震が引金となって起った類似の崩壊現象として、1978年6月12日の宮城県地震による人工盛土の部分に発生した崩壊をあげることができる。その一つの典型は宮城県白石市友山、仙台市緑ヶ丘団地の事例(田村ほか, 1978)⁶⁾である。この場合、谷を埋めて人工的に造成された部分が崩壊して、ほぼ元の谷地形が再現されたかたちとなった。その意味では、このタイプの崩壊の予知には埋積谷という地下構造を何らかの方法で知ることが重要であろう。谷地形が衝積線に沿う弱線部の侵蝕によって生じている場合には、空中写真によるリニアメントの判読は一つの補助的な手段になり得ると思われるし、特に松越地区の場合、段丘地形の背後の斜面上における谷の発達状況はもう一つの手掛りとなる。

5. 御 岳 高 原

御岳高原の緩斜面上には御岳火山の第2期の活動による厚いバミス(Pm-1 層)が堆積している。その上方の特に登山道路の法面にそった部分で比較的大きな崩壊が3ヶ所発生している(前出 Fig. 2 参照)。この部分の空中写真を Photo. 4 に示すが、そのうちの最大のもでも幅約 100 m、奥行約 75 m、平均崩壊深 5 m で、土量はせいぜい $4 \times 10^4 \text{ m}^3$ 程度である。いずれも道路ぞいの表面の基部にすべり面があり、崩土は

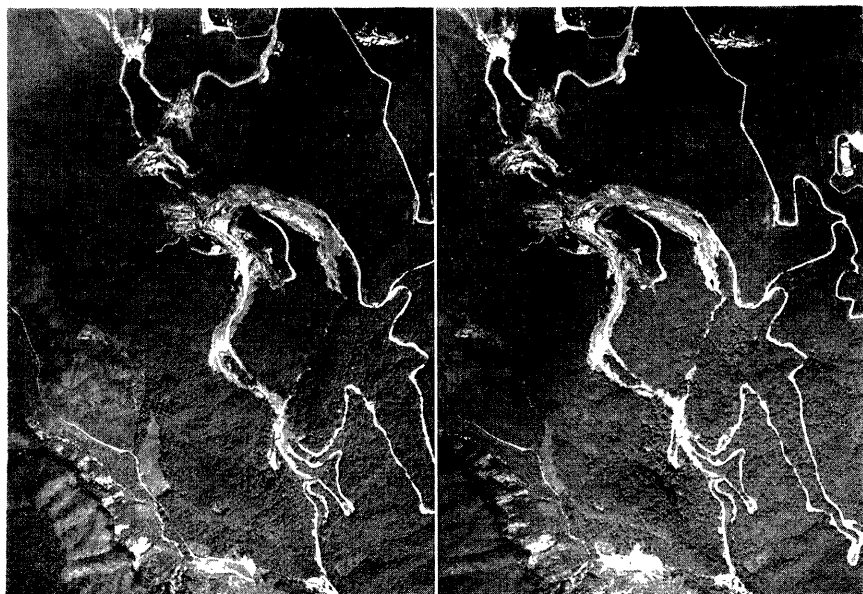


Photo. 4 Stereogram of landslides on the Ontake plateau. After the aerial photos, 4770 and 4771, by Nakanihon Air Service.

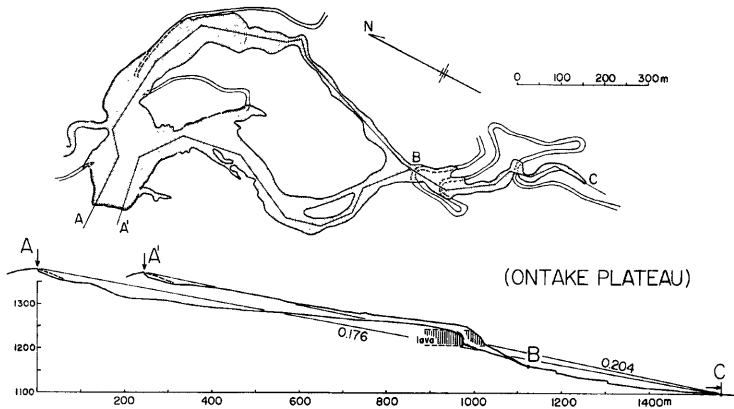


Fig. 6 Plan shape (above) and longitudinal profile (below) of the largest landslide on the Ontake plateau, where numerals by the profile give the equivalent coefficient of friction.

道路面上を流下している。源頭部ではスランプ運動を示し、道路面はあまり被害をうけていない。植生の根によってつながった表土部分は板状のブロックとなって動いている。崩壊源付近で見ると、発生した泥流はごくすい表面的なもので、立木に残るマッドラインも地上1m前後にあり、直径10cm程度の木で倒れずに残っているものがあり、泥質物からなる流動性の高いものであったと考えられる。それが流下に伴って河床堆積物や流送経路の斜面表層物質をまきこんで土石流になったと判断される。

この土石流の特徴は流送距離が極めて大きいことで、Fig. 6に示す例におけるように土量は $4 \times 10^4 \text{ m}^3$ 程度であるにもかかわらず流送距離は1.3~1.6km、その間の比高は約270mで、等価摩擦係数は0.176~0.204である。さらに、途中にある溶岩による崖（遷急点）の上までの区間で等価摩擦係数を評価すればその値はさらに小さくなる。これは多孔質のパミスが先行降雨によって飽和状態に近くっており、かなりの水分を含んでいたからではないかと思われる。

地震と降雨が競合し、パミスあるいは火山灰層が崩壊して長距離流走した例として、十勝沖地震（1968年5月16日）の際の青森県下の崩壊をあげることができる。この場合には数日で200mm程度の先行降雨があり、丘陵地の斜面を被っていた厚さ数mの火山灰層が地震で崩壊した。武居（1980）¹⁷⁾による空中写真ならびに地形図にもとづけば、比高は約80mで崩土は水平な水田上を含め約500m流走している。崩土の量はそう多くないにもかかわらず等価摩擦係数は約0.16であった。このように、先行降雨によって飽和されたパミスあるいは火山灰層が地震で崩壊した場合、素材が細粒物質からなり、しかも空隙率の大きいこと、含水状態で圧力をうけることにより間隙水圧が発生し強度低下が著しいこと、などにより発生した土石流ないし泥流の流走距離が大きくなる（すなわち等価摩擦係数が小さくなる）危険性がある。その意味では危険域設定に関して危険を最も大きく想定する場合に対応する貴重なデータをそれぞれ提供するものと考えられる。

6. 考 察

特に伝上川上流の大規模崩壊の地形・地質的な要因については、大規模な埋積谷地形の生成に関して成層火山の地形発達という観点からの考察が可能である。即ち、成層火山において、この例のような埋積谷地形

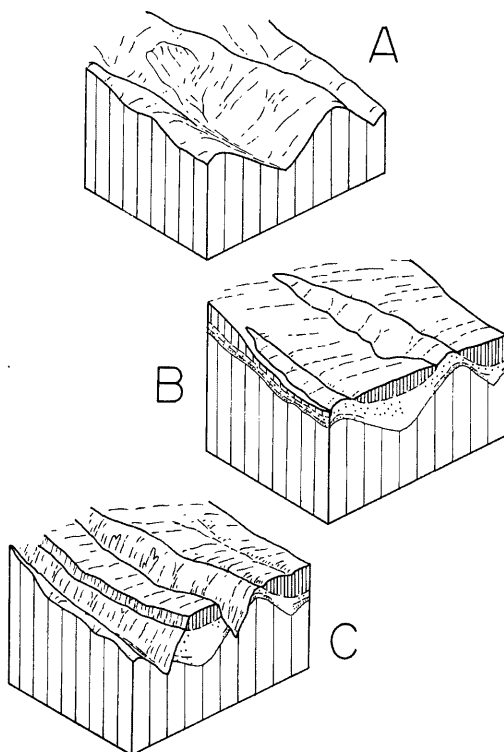


Fig. 7 Schematic diagrams showing the formation of buried valley by inversion of topography due to differential erosion controlled by resistant lava flow

ができる可能性について以下のように考えることができる。

とくに火山灰層にもとづく御岳火山の活動期は小林 (1977)⁹⁾ によってまとめられているが、その第2期のパミス降下前の火山岩類からなる斜面上に谷が発達していたとする (Fig. 7-A)。そこへ第2期後半の活動によるパミスが降下し、さらに集塊岩・溶岩によって谷がある程度埋立てられ、さらにその上を第3期の溶岩流がおおう。第3期の溶岩流はパミスや集塊岩・溶岩である程度埋められた谷にそって流下する。その結果 Fig. 7-B に示された状態が生じる。

このような地形がさらに侵蝕をうける場合、溶岩流は一般に透水性が大きくかつ強度が大であることに加えて、谷壁斜面からの表面流は溶岩流の両側面に集中するということもあり、溶岩流の幅が適当に大きいと新たな谷は難透水性の谷壁斜面と溶岩流の境界付近に発達する。とくに第3期後期の溶岩流はこのような条件を満たしていると考えられる。その結果、埋積谷の部分がそれを被う溶岩流で保護されて地形の逆転現象が生じ、かつての谷部分が尾根となる (Fig. 7-C)。縦断方向についていえば、溶岩流で被われた斜面は火山の中心から周辺へ高度を減じる流れ盤斜面であるが、その基部に伝上川上流にみられるようなかたちで溶岩流を切る方向の谷が発達すれば、全体は著しく不安定化する。このような状態で地震が起り、前出の Fig. 4 の縦断面形に示されたかたちで全体が崩落したと考えられる。

それでは何故、伝上川があの部分で流路を急に南西方向へまげていたかが問題となるが、ひとつは噴出物の分布から推定されたカルデラ壁（小林，1977）⁹⁾ が近くにありその方向はわん曲した流路と平行していること、もうひとつはこの方向のリニアメントが認められ、この方向に何らかの破砕があったと考えられること、の2つの理由をあげる事ができる。それによって、流路がこの部分で湾曲し南西方向に転じたのであろう。このようにして生じた地形配置と内部構造（地質状況）が桁外れの大規模崩壊を生みだした素因であると考えられる。

以上の考えにしたがえば、小林（1977）⁹⁾ のいう第2期のパミスの降下以前に火山体上に開析谷が十分発達する程度の時間間隔（活動の休止期）があり、かつ、第2期後半のパミスの降下と第3期の活動のあいだにはあまり時間間隔がないと好都合である。この点に関する地質学的事実あるいは層位関係は、むしろ、以上のような考えを支持するように思われる。なお、第3期の活動は木曾川泥流の年代からみて今から約3万年前であるから、この時間的間隔が上記の「地形の逆転」をもたらすのに十分な長さであるかどうか、今後の問題となろう。

7. あ と が き

1984年9月14日に発生した長野県西部地震はM6.8の直下型地震であり、震央部にあたる長野県王滝村では多くの災害が発生した。直接に大きな被害をもたらしたのは、地震が誘因となって生じた多数の斜面崩壊であった。特に歴史的にみても中部地方における直下型地震による山体の大規模崩壊をいくつかあげる事ができるが、今回の場合も、伝上川上流の御岳南斜面に崩壊土量が3,000万m³以上とされる大規模崩壊が発生した。本稿は、この御岳南斜面の大崩壊を中心に、松越地区ならびに御岳高原地区の比較的大規模な崩壊をとりあげ、それらの地形学的、地質学的特性を考察したものである。その後、この災害に関する報告は数多く発表されるに至っているが、本稿の内容は1985年1月31日に京都大学防災研究所年会で発表した時点におけるものを骨子としている。

本稿で明らかにした点は、以下のようにまとめられる。

- i) 崩壊地の分布からみて崩壊発生頻度の高いところは余震域にほぼ対応し、王滝川北側の山地斜面に多い。ただし、小規模なものでは林道・登山道路の法面がくずれた事例が多い。
- ii) 大規模な崩壊では埋積谷地形の存在が素因としてきわめて重要である。伝上川上流御岳南斜面・松越のいずれもがそうであり、さらに流れ盤であるという共通性をもつ。
- iii) パミスがすべり面の形成に大きく関与していて、先行降雨による含水状態での地震動による強度低下があったであろう。これは3地区で共通にいうことである。
- iv) 御岳高原のパミスが崩壊した事例では、先行降雨による含水比の高さが、崩土の流走距離を大きくしていて、今後の危険域の予測にとって重要な事例を提供している。
- v) 御岳南斜面におけるような成層火山において埋積谷地形が形成される理由として、溶岩流の特性にもとづく地形の逆転現象が考えられる。

本研究を進めるに当たって、現地で当々有益な御討論をいただいた富山大学的小林武彦氏、中央大学の鈴木隆介氏、京都学園大学の井上彌積氏、京都大学防災研究所の奥西一夫・横山康二・諏訪 浩の諸氏、ならびに、被災直後の非常事態のもとで宿泊のお世話になった王滝村の佐口守登氏につつしんで感謝の意を表したい。なお、本研究には文部省科学研究費補助金（自然災害特別研究(1)、課題番号59020202、代表者飯田汲事）の一部を用いた。

追記：その後、滝越地区の崩壊を調査する機会があった。その結果、ここではほぼ水平に成層した火山灰起源の粘土・シルトからなる湖成層のうに集塊岩がのり、集塊岩層の基底から崩壊が発生して棚状の地形

が形成されている。また、崩土は直下の谷と尾根を乗り越えて人家を襲った。湖成層は難透水性であり、先行降雨による集塊岩中の間隙水圧の上昇があったと推定される。また、滑落崖上端は馬蹄形でなく直線状であり、付近におけるリニアメントの方向とも一致するから、何らかの地質構造線の影響を考慮する必要があるものと考えられる。

参 考 文 献

- 1) 瀬尾克美・吉松弘行・水山高久・仲野公章・原 義文：長野県西部地震に伴う土砂災害（速報），新砂防，37巻4号，1984，pp. 19-22.
- 2) 藤田至則・鈴木幸治：昭和59年長野県西部地震による地震災害——液状化による斜面崩壊——，新潟大学災害研年報，第6号，1984，pp. 111-116.
- 3) 栗田泰夫・原山 智・遠藤秀典：1984年長野県西部地震の緊急調査報告，地質ニュース，第364号，1984，pp. 20-31.
- 4) 安間 荘・大草重康：長野県西部地震による御岳山の大規模崩壊および土石流，自然災害科学中部地区シンポジウム講演要旨集，1984，pp. 1-6.
- 5) 松本盆地研木曾谷サブグループ：昭和59年長野県西部地震による地盤災害と御岳山南麓の第四系（その1），地球科学，第39巻，1985，pp. 89-104.
- 6) 信州大学自然災害研究会：昭和59年長野県西部地震による災害，1985，148 pp.，信州大学，松本.
- 7a) 諏訪 浩・奥西一夫・奥田節夫・高橋秀樹・長谷川博幸・高田 衛・高谷精二：1984年御岳山岩屑なだれ堆積物の諸特性，京大防災研年報，28 B-1，pp. 505-518.
- 7b) 奥田節夫・奥西一夫・諏訪 浩・横山康二・吉岡龍馬（1985）：1984年御岳山岩屑なだれの流動状況の復元と流動形態に関する考察，京大防災研年報，28 B-1，pp. 491-504.
- 8a) Kobayashi, T. (1974) The petrochemical characteristics of Ontake volcano. Jour. Coll. Lib. Arts, Toyama Univ., 7, 1974, pp. 71-85.
- 8b) 小林武彦・大森江口・大森貞子：御岳火山噴出物の化学的性質，地調月報，第26巻，1975，pp. 497-512.
- 9) 小林武彦：テフラによる御岳火山の研究，日本地理学会予稿集，13，1977，pp. 30-31.
- 10) 活断層研究会（編）：日本の活断層，1980，363 pp.，東京大学出版会，東京.
- 11) 金子史朗：長野県西部地震災害，地理，第29巻11号，1984，pp. 11-18.
- 12) 平野昌繁：空中写真でみる地形災害——歴史的な大災害（その1）——，京大防災研年報，24号 B-1，1981，pp. 449-460.
- 13) 古谷尊彦・奥西一夫・石井孝行・藤田 崇・奥田節夫：地震に伴う歴史的な大崩壊の地形解析，京大防災研年報，27号 B-1，1984，pp. 387-396.
- 14) 小林武彦：長野県西部地震による崩壊と御獄火山の地質，昭和59年度災害科学総合研究河川分科会シンポジウム，1985，pp. 1-10.
- 15) 曾屋龍典・栗田泰夫・原山 智・中野 俊・遠藤秀典・三村弘二・小野晃司：1984年長野県西部地震に伴って発生した岩屑流，日本地質学会第92年学術大会講演要旨，1985，pp. 302.
- 16) 田村俊和・阿部 隆・宮城豊彦：丘陵地の宅地造成と地震災害，第15回自然災害科学総合シンポジウム講演論文集，1978，pp. 321-324.
- 17) 武居有恒（監修）：地すべり・崩壊・土石流，1980，334 pp.，鹿島出版会，東京.