

新潟県古志郡山古志村における虫亀地すべりの形態とその形成過程

藤田至則^{*}・茅原一也^{**}・青木滋^{*}・鈴木幸治^{*}

Surface and subsurface structure of landslide mass and their forming—process in the Mushigame landslide, Koshi-gun (County), Niigata Prefecture, Central Japan

by

Yukinori FUJITA, Kazuya CHIHARA, Shigeru AOKI and Kōji SUZUKI
(Abstract)

At 04^h05^m—10^m on 9th April, 1980, the slope area of about 2500 ha, located at 450m above the sea level, was broken and mass of about 1,200,000 m³ slid down the small valley (Takino-bayashi-gawa, a branch of Asahi-gawa) in the Mushigame area.

The landslide area is on a scale of 50 ~ 200 m in width, 1,500 m in length along the slope, 20 m in depth in maximum and 250 m in drop height.

It is important that the first sliding plane was not within the bed rock of Shiiya Formation of Miocene age, but in the debris deposit covering the bed rock.

The normal faults (lunar fault crack) are developed mostly behind the crown of the main scarp (Fig. 4). Among them, some faults have been formed before the event, and the others during or after the sliding. Those normal faults dip in the same direction as that of sliding scarp. Many scratching streaks were formed on the steep left flank scarp (Photo.8).

The potential energy was converted to kinetic one to make the affected blocks on foot slide down the valley, along which the adjoining blocks flew down successively about 250m in vertical height and about 1500m in horizontal distance.

The primary and secondary slide blocks and debris cover the area of 250m (upstream) and 150m (downstream) wide and about 1.5 km long and of 25×10^4 m². The total volume of slide mass is estimated to be about 1.2×10^6 m³, excluding that of flowing away (Fig.2).

By this event, two roads, farmland and forest of about 20.5 ha suffered severe damage.

The topography, geology and structural features, especially pre-existing normal faults system genetically related to sliding, features of sliding and flowing blocks, were surveyed by the present writers. The description above is followed by some discussion on the trigger of sliding and the mechanism of forming-process of minor faulting developed on the surface of the sliding blocks.

* 新潟大学積雪地域災害研究センター, ** 新潟大学理学部地質教室

The slide deposits area divisible into the following four parts ; (1) the upbulge at the foot of main scarp , (2) uppermost affected area , (3) successive upper to lower area , and (4) lowermost muddy flow and deposit area.

The surface inclination of each slide blocks are 30 – 35 in (2) , 15 – 20 in (3) and 10 in (4) respectively. The removed distance in (2) area was about 80 – 150m , and that in (3) area about 200m as clearly seen from the displacement of road and electric pole (Fig. 3) .

The landslide debris formed during the present event are divided into two types of distribution ; lateral and central debris. The former is composed mainly of fragments of mudstone derived from sliding wall rock. Its form of piling up are very similar to that of mudflow levee. The latter commonly covers the former , suggesting the later flowing than the former. The width of central debris is 200m in the upper part , 100 – 150m in the middle and 50–60m in the lower stream. The thickness of central debris is 20m on average , being thinner on upside and thicker on the down slope.

The surface of sliding soil mass is cut by a large number of normal fault (similar to transverse crack) to tilt the divided blocks (Figs.5,6) Those surfaces originally covered the upstream affected area before sliding.

The surface of landslide debris consists of what were originally the older one covering the affected land before the event , and the newly formed (exposed) one corresponding to fault plane.

Two types of normal faulting are distinguished ; landslide parallel normal fault dipping upstream side and landslide crossed normal fault inclining to the opposite side.

Most of original surface incline toward the upstream side at five areas , but some one in the opposite direction to it , which developed only in some limited parts of sliding mass.

Some eyewitness said that the level of sliding surface were 20 – 30m higher than that after stopping , and that the surface of sliding mass were first smooth , and then yielded the irregular surfaces during the process of fixing. Those fact shows that the displacement of each blocks by normal faulting was caused during the process of lowering of the sliding surface.

The genesis of normal faults formed on the surface of central debris is reasonably assumed to have formed by tension acting during flow down of sliding mass.

The supposed mechanism is proved by observation of eyewitness that the sliding surface was very flat and smooth at the early stage of sliding and then became strugly. By these faulting the sliding mass was drawn as a whole.

The phenomenon may be interpreted as nearly the same process proposed from a experiment made by H. Cloos (1939) who distinguished two types of fault , synthetic and antithetic faults.

The surface of central landslide debris shows some transverse ridge apart about 50 – 100m from each other. Those higher parts may represent the tips of each sliding units blocks or may have developed on a underground obstacle of bed rock , and or may be caused by the collision

of different debris blocks.

Our analysis of the normal fault pattern may make it possible to presume the secondary slide plane (second surface of rupture) (Fig.11).

There is a large possibility that the landslide was triggered by the following sequence, first rapid melting of snow due to extraordinary high atmosphere temperature and rain fall on some days preceding the sliding; secondary by the following rapid rising of pore pressure caused by rapid infiltration of water into underground through faults; and thirdly the development of many normal faulting around the sliding scarp.. These normal faults were considered to have been formed successively from downside to upward.

まえがき

昭和55年4月9日、午前4時5~10分頃、新潟県古志郡山古志村虫亀付近(図-1)に発生した地すべりの前後に生じた諸形態を調査し、それら諸現象の成因について考察した。ちなみに、本地すべり地では、昭和20年5月20日に、今回の滑落崖の南西方の、カットされた村道付近に地すべりがあったといわれている。

本調査ならびに研究に当って、諸資料を提供され、かつ、御助言を戴いた、新潟県土木部の松郷文人・増子潔の両氏、興亜地下地質株式会社の横山好雄・熊谷忍の両氏、防災研究協会の済元光春氏などに厚くお礼申し上げる。また、気象観測などの資料を提供された山古志村役場当局にもお礼申し上げる。

I 記載

本章では、虫亀地すべりに関して、場所、規模、被害、地形、地質、地すべり形態などについて記載する。

1 地図による地の地形

古志郡山古志村の虫亀部落の南東、三つ峰山の南西麓の標高450m付近の滑落崖から南西方へと流下する朝日川支流の滝の林川ぞいにすべったのが今回の虫亀地すべりである。

本地すべりの分布は、図-2に示したように、幅は、上流部で200m近く、下流部に狭くなり、100数10mから150mを示している。長さは1,500mていどで、その間の落差は、約250mを示している。また、その面積は25万m²の規模を呈している。

また、下流へ河水によって運搬された崩積土の量は不明であるが、少なくとも沢すじに残されている崩積土の容積は、概算120万m³と見積られる。また、最初に谷頭部から滑落した崩積土は、多分、図-4に示した滑落面

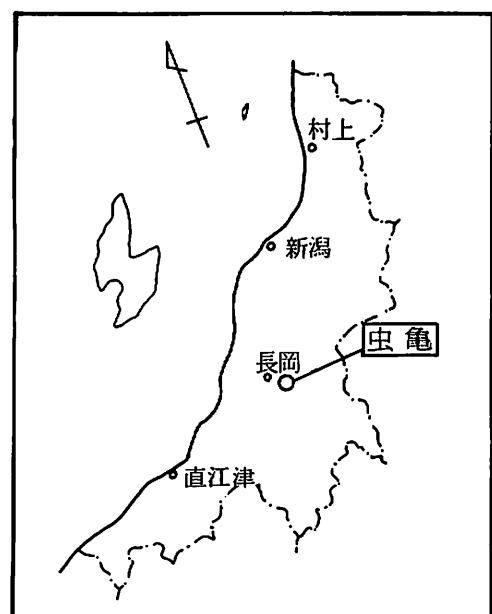


図-1 虫亀地すべりの位置図
Fig.1 Location of Mushigame landslide

下の、ボーリング番号の3付近の崩積土の高まりが、最初に滑落したブロックの先端部と思われるので、これらブロックの量を求めるとき、約20万m³強という値がえられる。

崩積土の上流部における傾斜は30°～35°、中流部から下流部にかけて15°～20°、最下流部の泥流状の崩積土の部分では約10°を示している。

すでに述べたように、山古志村一帯は、旧地すべりが集中して発達している。このことは、図-4からもわかるように、今回の地すべり地域の周囲の部分に、かっての地すべりによって生じたことを示す小池が多数分布していることや旧崩積土が基盤の大部分を構成していることからわかる。

2 被害状況

新潟県土木部の報告によると、県道——柏崎～高浜～堀之内線——が幅約150mにわたって流下し不通となり、また、その上流側の村道も幅約200mにわたり流下した。水田が25ha、畑が0.7ha、山林が16.6ha、養鯉池が0.75haで、計約20.6haが埋積した。人命・家屋の損失はなかった。

3 地すべり層の基岩

本地すべり崩積土の基盤としては、新第三紀の椎谷層に属する泥岩層と、それをおおって発達している旧崩積土とをあげることができる。ただし、上記の泥岩層は、旧崩積土中の巨礫、ないし、基盤のブロックが流下してきたものであるかもしれない。

椎谷層の泥岩層は、図示しなかったが、本地すべり崩積土の両側に、わずかに2か所だけ露出しているにすぎない。その1つは、図-2に示した南側の県道に接した露頭と、もう1つは、北東部の村道付近の露頭である。これ以外にみられる崩積土周囲の露頭を構成している基盤は、すべて、椎谷層の泥岩を母材とする破碎された角礫状の旧崩積土からなっている。とくに、図-4に示したように、滑落崖を構成する基岩や、南東部の旧村道の崩落部の大きい露頭にみられる基岩はすべて旧崩積土からなっている。

この旧崩積土は、大小さまざまの角ばった泥岩からなり、その基質部も、角ばった細粒の泥岩が粘土で結合された産状を呈し、指でくだくことはできるが、さわるとくずれてしまうほどのもろさはない。

新潟県土木課が実施したボーリング資料(図-6に位置と番号が付されている)によると、椎谷層の上部は、鉄褐鉱に汚染した風化基盤層であり、その上位に角礫から円礫のまじったやや固結した粘土が発達しているが、この含角礫粘土の上位には、同じく角礫をまじえた、きわめてやわらかい粘土が発達しており、おそらく、これが今回の地すべり崩積土をいみするのであろう。したがって、今回の地すべり崩積土は、ほとんどが旧崩積土内に発生し、その内部のすべり面上をすべりながら定着したと考えてよい。ただし、上記の半固結粘土層と風化層との境は判然としないとみられ、真の地すべり面はきめ難いようである。

4 地すべり崩積土

地すべり崩積土を、その分布形態から次の二つに分けて記載する。その1つは、沢の周囲にだけ、沢にそって、あたかも築堤状の高まりを示す側崩積土^{**}と仮称する崩積土である。もう1つは、沢の中央部をしめる崩積土で、本崩積土の大部分を構成する。前者と区別するために、これを中央(ないし、主要)崩積土と仮称する。以下それぞれについて述べる。

• 虫龟地すべりの滑落部付近には北東～南西方向を示す背斜軸が発達しているといわれている(小林巖雄資料)が、本地すべりはこの西翼に生じている。

** 氷河の流下に際して生じる側堆石(lateral moraine)にその形態が似ているので、このように仮称する。



写真-1 下流側からみた地すべり崩積土

Photo.1 A view of the landslide debris from the downstream side

1) 側崩積土 (lateral landslide debris)

沢の周辺に発達する側崩積土の分布は、図-2に示した通りである。その長さはまちまちであるが、もっとも長いものは、岸の上流部から中流部にかけて発達するもので、約500mに及んでいる。短かいものは150mていどものものもある。高さもまちまちであって、数mから3mていどものものまである。その形状は、氷河の側堆石のそれに類似している。

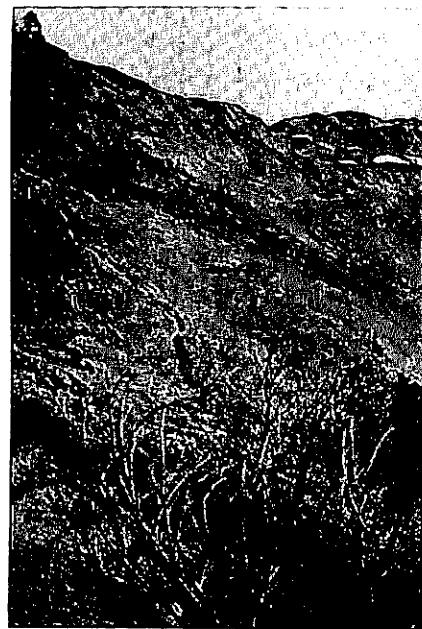


写真-2 滑落崖

Photo.2 The head scarp

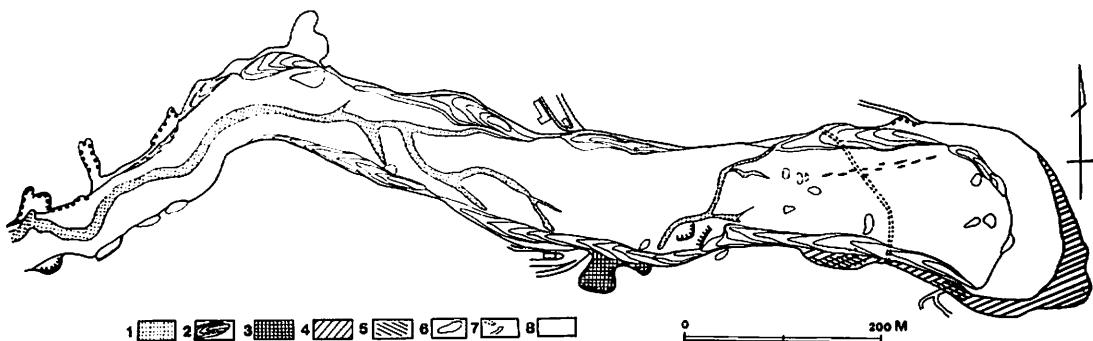


図-2 側崩積土と中央崩積土の分布図

1:新しい河川堆積物， 2:側崩積土， 3:滑落崖， 4:滑落崖， 5:条痕， 6:新しい池， 7:ずれた道路， 8:中央崩積土

Fig.2 A distribution map of the lateral landslide debris and the central landslide debris
1: the newal river deposits , 2: lateral landslide debris , 3:falled cliff, 4:head scarp ,
5: striation by the landslide mass , 6:pond, 7:dragged road, 8:central landslide debris

この崩積土は、破壊・混交状態を示すのが特徴で、次にのべる中央部の崩積土がブロックのまま混交をうけていないのと対照的である。

また、この崩積土は、次にのべる中央崩積土によって切られているのが一般である。すなわち、両崩積土との接合部をみると、中央崩積土の方が側崩積土に重なっているということである。こうした関係のは

かに、これと逆の関係の見える部分もある。たとえば、右岸のカットされた村道の南では、側堆積土の一部が、あたかも、飛沫のように、中央崩積土上に点々とおおっているのが観察される（図-1）。同じような関係が、左岸の中央部にもみられる。なお、側堆積土におおわれた中央崩積土の表面は落葉におおわれた土壤が発達しているので、この一部の側崩積土が中央崩積土上をおおったのは、積雪がまだ残っている時であったと思われる。

2) 中央崩積土 (central (or main) landslide debris)

沢の中央部をしめている崩積土の幅は、

上流部では 200 m 近くを示し、中流部では 100 ~ 150 m、下流部では 50 ~ 60 m を示している。

崩積土の厚さは、新潟県庁土木部のボーリング資料によると、厚さは最大 20 m 前後を示しているが、上流側にうすく、中～下流部に厚いようである。なお、その距離 50 ~ 100 m ごとに崩積土の高まりがみられる（図-6）。ボーリング資料によると、こうした高まり地点下では、すべり面上の高まりが想定されるような部分もあるかに思えるが、しかし、必ずしもすべての部分ですべり面の高まりがあるとまではいいきれないようである。

この崩積土の表面は、次の 2 つのものからなっている。一つは、地すべり以前に上流側の山腹斜面や沢の地表面を構成していた旧地表部分と、もう一つは、後にくわしくのべるが、崩積土上面に発達した正断層群のずれによって現われた、かっての地表下の崩積土内部の露出した部分である。前者が旧地表の部分であることは、地すべり直後までそれらの上位につもっていた約 60 cm ~ 100 cm の積雪がとけたのちに、落葉におおわれた表土が現れたことから明らかになったのである。一方、後者は、断層面の割れ目から、新しい崩土内部が露出していたことから、これまた容易に判断ができる。

新潟県庁土木部の資料によると、中央崩積土のうち、主として、上流～中流部、あるいは、下流部の深層部分などは、厚さ約 16 m といどを示す塊状～破碎状の泥岩からなり、ときとして、やわらかく粘土化した部分もあるとされている。とくに、滑落部に近い上流部では、岩石の大きいブロックをまじえているとされている。

なお、部分的には中流部などにもみられるが、主として下流部では、表面から深さ 10 m 位までは、水を多く含む軟かい粘土が発達しており、その中には泥岩の岩片が沢山含まれているとされている。

崩積土は、地すべりの過程で、上流から移動して定着したものであるが、それらの移動状況については、たとえば、上流部の村道の移動から求めることができる（図-3）。これによると、左岸側で 70 m、右岸側で 100 m にわたり、村道は下流へ流下したことになる。また、中流部の人家の近くに立っていた松の木が滑落したことが、住民の証言するところであるが、これにもとづけば、この松の木は、少なくとも 200

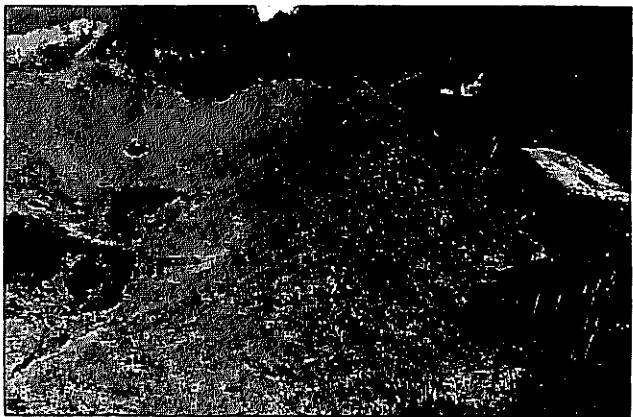


写真-3 右岸に分布する側崩積土

Photo.3 The lateral landslide debris distributed at the right bank of a tributary of the river Asahi

* 中央崩積土の高まりについては、調査中に気付いてはいたが、調査対象としなかった。この高まり現象の規則性について、新潟県庁土木部の資料によって教示をうけた。

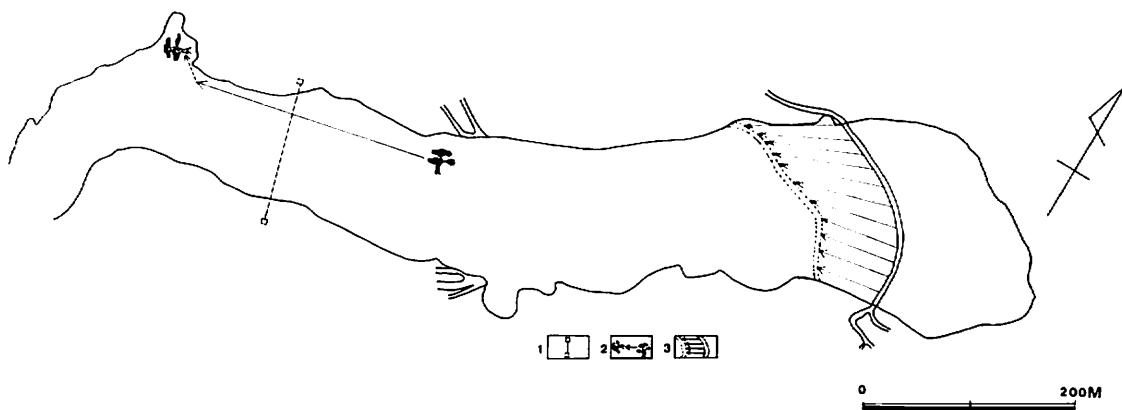


図-3 中央崩積土の移動方向およびその経路

1: 松の立木でカットされた電線の位置, 2: 松の立木の移動経路, 3: 村道の移動経路

Fig.3 A direction and course of the central landslide debris

1: a position of the electric wire cutting by a pine tree, 2: a shifted course of a pine tree, 3: a shifted course of a village road

数10mは流下したことになる(図-3)。

また、目撃者の語るところによると、ある地点の崩積土の高さは、地すべり過程ではかなり高かったが、その後、崩積土が定着する過程で次第に低まったとのことである。たとえば、前記の下流へ移動したという松の木は、右岸の流失した県道のそばの人家の南東部にあったといわれ、高さは10mたらずであり、それが移動する際に、沢をこえてつられていた電線に引っかかりそれを切断したといわれている。これらのことからすると、少なくとも、この付近の崩積土の表面は、地すべり後のそれよりも20~30mは高かったと思われる。

5 滑落部と中央崩積土に発達する正断層群*

本地すべり地域には、地すべり以前に存在した正断層群と、地すべり時に生じた正断層群が、滑落部に発達し、また、地すべり直後に生じた正断層群が、中央崩積土の表面に発達している。以下、それぞれ両者について記載する。

1) 冠頭部付近の正断層群

冠頭部の正断層群の多くは、よく言われているlunar crackとよばれるような形で地すべり滑落崖の背後に発達している。しかし、滑落崖に発達するものも少数ながら発達している。また、これらのうちには、地すべり発生前から存在していたものと、滑落期ないしはその後に発生したものとがあるが、図-4にはそれらを区別して示してある。ちなみに、この図は、新潟県庁土木部の資料に、筆者らの調査資料を加えて作製したものである。

これら新旧の正断層群の走向のほとんどは、ほぼ山の傾斜方向に直交している。さらに、これらの断層面の傾斜方



写真-4 山腹に発達する古い正断層による凹地

Photo.4 The faulting groove by the old normal faults on the mountain-side

* 地すべり研究者の用いる亀裂のうち、相対的変位のみられるものをここでは断層とよぶ。

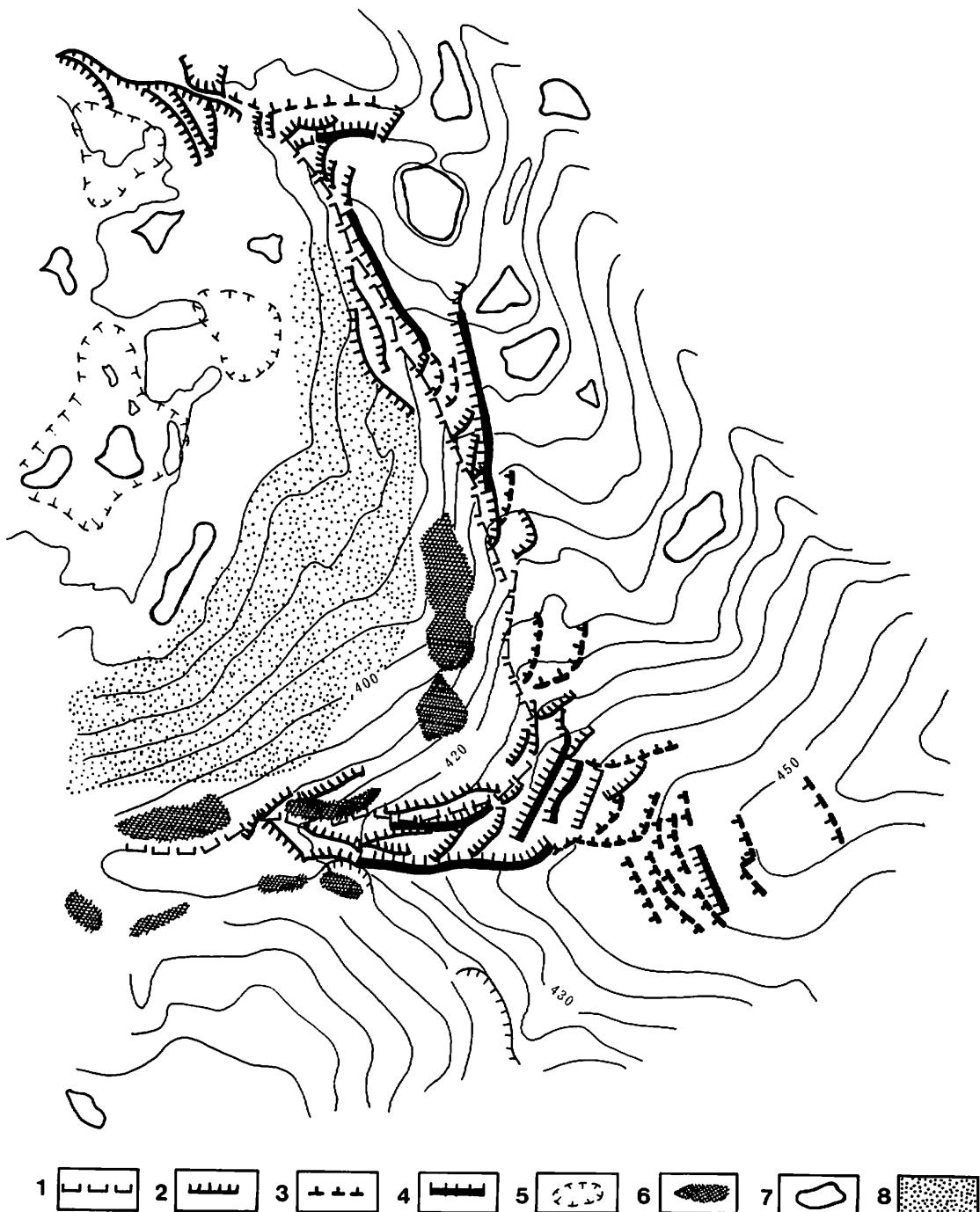


図-4 冠頭部付近の主な地形と地質の分布図
(新潟県土木部の図に加筆)

1:滑落崖、2:地すべり時に生じた正断層、3:地すべり以前の正断層、4:地すべり以前の断層陥没地、5:中崩積土上の陥没地、6:古い崩積土、7:池、8:中央崩積土

Fig.4 A distribution map of the main geographic and geological evidences on the crown part.
1: sliding cliff, 2: normal faults occurred in landsliding, 3: normal faults occurred before landsliding, 4: narrow hollow by normal faulting, 5: collapse hollow on the central landslide debris, 6: old landslide debris, 7: pond, 8: landslide debris on the head scarp

向はすべて、山の傾斜方向と一致している。

これらの正断層群の落差は、大きいものでは、2m近いものがある。また、これらの正断層群のために、断層に接したブロックの地表が傾動し、図にも示したように、しばしば、陥没凹地のような地形が発達している。しかし、この凹地の両側の断層の傾斜方向は、互いに向かい合った正断層によって構成されているような、一般的地溝形式ではなく、一方の正断層によるブロックの傾動が大きいために生じた陥没凹地とみられる。

2) 中央崩積土上面の正断層群

中央崩積土の表面には、多くの小正断層群が発達し、また、それらのために崩積土がブロック化し、かつ、傾動しているため、崩積土表面はいちじるしく凹凸している。

これらの正断層群の走向は、ほとんど例外なしに、沢の方向に直交している（図-5）。

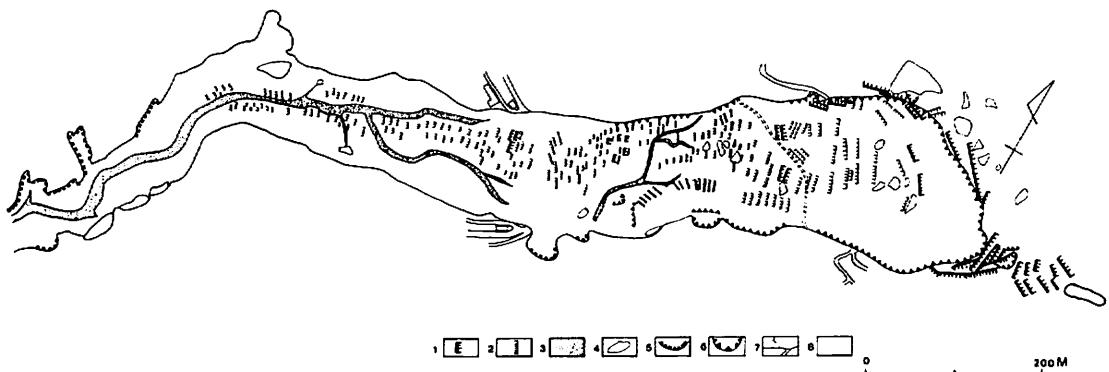


図-5 中央崩積土上の平行～逆行正断層群による旧地表面の転倒方向を示す図

1：平行正断層による傾斜方向、2：逆行正断層による傾斜方向、3：新しい河川堆積物、4：池、5：崩落崖、6：滑落崖、7：流下村道、8：中央の白地が崩積土

逆行正断層：the crossed normal fault in the landslide debris

Fig.5 A distribution map of the direction of the turned old ground surface by the parallel normal faults or the crossed normal faults in landslide debris.

1: the direction by the parallel normal faults, 2: the direction by the crossed normal faults, 3: newer river deposits, 4: pond, 5: dropped cliff, 6: slipped cliff, 7: shifted village road, 8: landslide debris (white part in central part).

正断層群の傾斜は、高角であるが、ときとして直角ないし逆転している場合もある。傾斜の方向は、大部分のものが上流側に傾いている。しかし、下流側に傾いているものが、約4か所にわたって集中している場所がある（図-5, 6）。

また、これら正断層群によってブロック化された崩積土が回転したため、崩積土の旧地表面が傾いている。この旧表面が、地すべり発生前まで、上流側の旧地表を構成していたことについてはすでに述べた通りである。

図-5は、このように、断層群によって傾いた旧地表面の傾斜方向を示したものである。さきに述べた断層面の傾斜方向に2種類あることが原因であるのだが、旧地表面は、下流側に傾くもの（写真-7）と、上流側に傾くもの（写真-6）があり、前者が圧倒的に多いが、少数ながら、下流側に傾くものがある地点に集中して発達している。

後者のように、旧地表面が上流側に傾くものは、図-6に示したように、ボーリング位置の3, 5, 7と8の間、

9と10の間の4か所に発達している。そして、さきに述べたように、滑落崖付近の正断層が、この少數のものと同じ傾向を示し、旧地表面は上流側へ傾いているので、これを加えると、5か所にわたって、上流側へ旧地表面を傾けた正断層群が発達していることになる。

なお、かんたんのために、旧地表面を上流側に傾斜させる正断層群の傾斜方向が、地すべり方向と同じであることから、これらを平行正断層群 (the parallel normal fault in landslide mass)と仮称し、これらと反対に、地すべり方向と逆方向に傾く正断層群を交差正断層群(the



写真-5 平行正断層によって上流側へ傾いている地すべり崩積土表面

Photo.5 The inclined debris block to the upper stream side by the parallel normal faults.

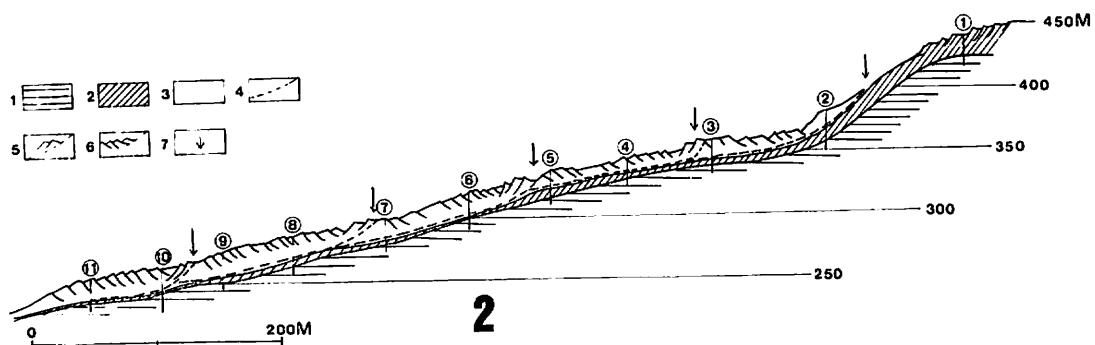
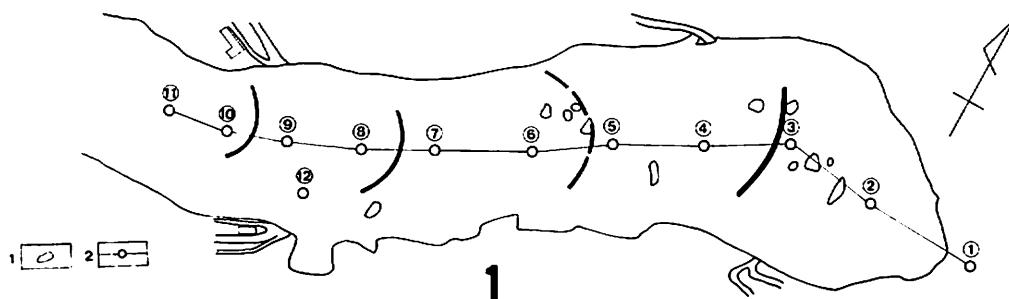


図-6 中央崩積土部の地質断面図

①～⑪：新潟県庁土木部によるボーリング位置と、その資料による地層区分を示す。
1：椎谷層（上部中新統），2：風化層，3：中央崩積土，4：2次地に面，5：平行正断層により回転したブロック，6：逆行正断層により回転したブロック，7：2次地すべり面の上流側の部分

Fig.6 A traverse geological section on the central landslide part.

①～⑪：Iacation of boring core by the Niigata Prefectural Office.

1：Shiyya formation (up.Miocene)，2：wethering part，3：central landslide debris，
4：second landslide plane，5：turned blocks by parallel normal faults，6：turned blocks by crossed normal faults，7：the upper most parts of the secondary landslide plane.



写真-6 上流部付近の断層群によって傾いた崩積土ブロック

Photo.6 The tilting block of the landslide debris by the normal faulting around the upper stream.



写真-7 交差正断層群によって下流側へ傾いた地すべり崩積土表面

Photo.7 The inclined debris block to the upper stream side by the crossed normal faults.

6 擦 痕

地すべり崩積土が、冠頭部から滑落したときに、基盤上に、擦痕が生じることがあるが、本地すべりにあっても、第1図に示したように、滑落崖のうちでもとくに左岸の部分に、下流部に向かって斜めに、多数の条痕が残されていた。したがって、この部分の崩積土塊は strike slip 成分を主としたすべりを行ったことを示している。

crossed normal fault in landslide mass) と仮称する。

平行正断層群の発達部は、さきの崩積土の項で記載したような崩積土の高まりの部分の下流側のところに当っているかにみえるが、はっきり確認できなかった。

これら地すべり崩積土が流下する過程を目撃した地元の人の話によれば、さきにも引用したように地すべり過程における崩積土の表面の高さは、安定後の高さにくらべてはるかに高かったらしく、そのときの表面の形はなだらかで凹凸は全くなかったとしており、崩積土の表面が次第に低まり、安定する過程で、次第に凹凸が現われてきたと言っている。このことは、上記の正断層群のすれば、地すべり過程で、崩積土の高さが次第に低下する過程で生じたことを示している。



写真-8 冠頭部の左岸縁辺部にみられる条痕

Photo.8 The striations on the marginal landsliding plane of the left bank of the crown part.

Ⅱ 考 察

この章では、地すべり発生の契機、崩積土と基盤との関係、側崩積土の成因、中央崩積土上面の正断層群の成因、地すべり過程の復元、ならびに、筆者らの得た結論の応用地質学的な意義などについてのべることにする。

1 地すべり発生の契機

本地すべりの発生の契機の一つとしての気象条件をあげることができるが、もう一つ、地質学的、地形学的条件、すなわち、滑落部に存在した正断層の存在条件をあげることができる。以下、両者について、紹介ないし、吟味する。

1) 気象的条件

ここでは、山古志村役場の資料にもとづいて分析した新潟県土木部の結論をかんたんに紹介するにとどめる。図-7は土木部の報告したもので、図からわかるように、1980年3月20日から4月10日までの間の気温、雨量、積雪量などの変化を示したものである。

これによると、地すべり発生日の5日前の4月4日頃から気温が急に上昇はじめ、3日前の6日には11°C以上まで上昇した。7日には一度2°C弱にまで下がったが、前日から9日にかけて再び上昇している。おそらく、このことが原因であろうが、積雪量は、4日頃の160cmから地すべり当日の130cmていどまで減少している。一方、雨量は、7日に20mmあったが、融雪量を加えた換算雨量は、4日から7日にかけて、かなりのもので、とりわけ7日のそれは、じつに、90mmに達している(図-7)。

このように、地すべり発生の2日前頃の大量の融雪水+雨水の供給が、今回の地すべり発生の契機の一つであったことは疑いないとされている。おそらく、地すべりの滑落崖の頭部付近の割れ目に供給された上記の水が、その付近の土塊内の間隙水圧を高め、冠頭部での崩壊を引きおこしたのであろう。

2) 冠頭部の正断層群の役割

本地すべりの発生の契機の一つは、冠頭部付近に発生したと思われる地すべり前から存在していた正断層群である。

これらの正断層群は、高角断层面をもち、しかも、その傾斜の方向が下流側へ傾いていたために、断層に接する山側のブロック表面は、山側へ傾き、そこに一種の陥落した凹地をつくっていたものと思われる。

この地すべりをもたらしたであろう正断層もふくめて、これらの古い正断層群の多くのものは—とりわけ、滑落崖付近のもの—、山腹斜面において、かって、次つぎと下方から上方に向かって発生していくものと解釈できる。この解釈で参考になるのは、図-8のザルバ・メンツルの、切り取り斜面に発生する、いわゆる正常運動機構と称する、傾斜が切り取り面と同じ方向をむく正断層群が、斜面側から次第に山側へと発生していくという見方である。ただし、本地域では、図-8の2と3の間にみられるような共役的な正断層は全く生じていない。

ともあれ、かって、山腹斜面に存在した、このような正断層群によって生じた断裂部に、さきの気象条件のために、多量の供給された水が滲透し、付近の土塊中の間隙水圧を高め、やがて、土塊の滑落が生じたものであろう。

2 地すべり崩積土と基岩の関係

さきの、地すべり層の基岩の項でのべたように、虫巣地すべりは、この地域の基岩の1つである新第三紀の椎谷層に属する泥岩層内に生じたものでなく、その泥岩層を母材とする旧地すべり崩積土内で生じたものであろう。このことは、図-5や図-6の地質断面図からも明らかである。

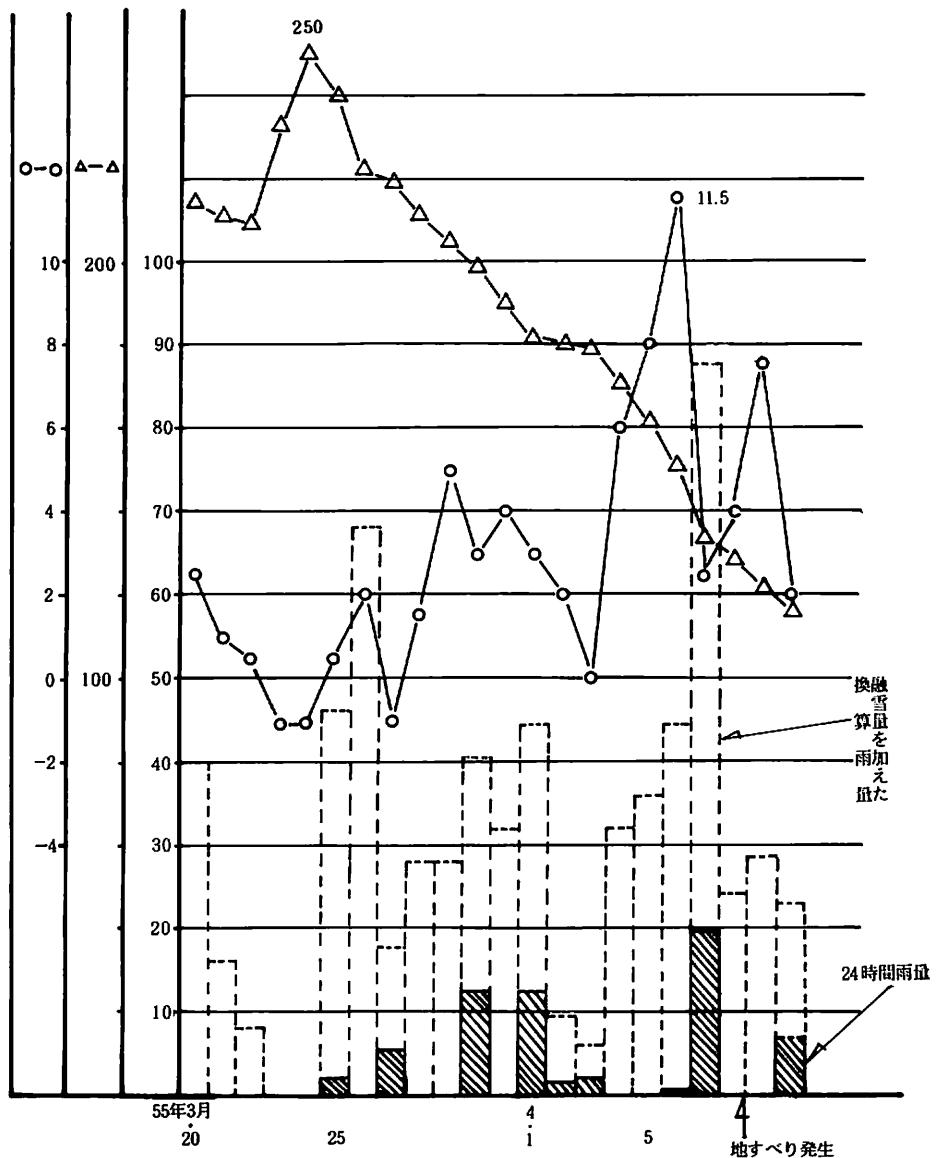


図-7 虫亀地すべり前の気象概況図（新潟県庁土木部提供、資料は山古志村役場による）

Fig.7 The meteoric conditions before landsliding.

(after Niigata Prefectural Office – Yamakoshi Village Office's data)

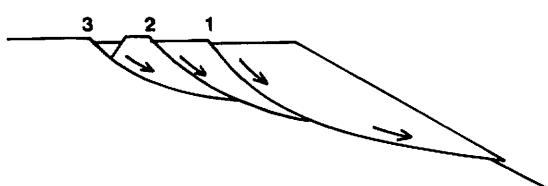


図-8 ザルバ・メンツル（1971）による切取り面に発生する正常運動機構による滑落面の発生様式 — 1～3 は発生順を示す —

Fig.8 A model of the occurrence of sliding plane by the mechanism of normal motion occurred around the cutting plane
(after ZARUBA and MENCL, 1971)

筆者は、地すべりが、ほとんど旧崩積土の再すべりによるものであろうとは、最初に松沢薰から伺い得た見方であるが、こうした見方は、斯界にはかなり多いことに気づいた。とくに、中村慶三郎（1964）が次のように述べていることは重要と思われる。すなわち“地すべりの大多数は旧山くずれの崩土が動くもの”であるとし、また“地すべりの前身の旧山くずれの巨大なもの大多数は、おそらく洪積世にできたものであろう”という部分である。筆者らもこうした指摘は、地すべりの成因を考える上に、きわめて重要な示唆を与えるものと考える。このいみからして、よくいわれている岩盤そのものがわれて地すべりをおこすといった現象は、少なくとも現在はほとんど生じないと考えるべきで、松沢や中村が指摘するように、現在の地すべりは旧崩積土の再すべりと考えるべきなのであるまい。

3 側崩積土の成因

地すべり崩積土のうち、沢の両側に築堤状に分布する側崩積土の大部分は、中央崩積土に切られ、それより以前に堆積したものであることについては、すでに述べたところである。また、これらの崩積土は、頁岩の大小の角礫を多く含んだ土塊からなっており、これに接している中央崩積土よりも高い地形を示し、あたかも氷河における側堆石の外形に似ていることについてものべた。

このような産状からすると、何らかの形式で、沢一杯に移動してきた土塊のうち、沢の両側の縁辺部分は、移動過程で、はげしく混交されたこと、ついで、あとから移動してきた土塊——最初のものより、その高度が低まっていたとみられる——によって、前より高い土塊の大部分が下流へおしやられる過程で縁辺土塊の一部がとり残されたのである。残された側崩積土が、築堤状な高まりを示すのは、最初に流れたより大きな高まりを示した中央崩積土の高さの名残りと思われる。

このことに関して注目すべきことは、さきにも紹介した、地すべり目撃者の話である。すなわち、地辺りの高まりが、当初は、のちの安定期のそれよりも20~30 mも高く、それが次第に低くなったという内容である。このことは、前述の筆者らの見方を側面から支持してくれているように思われる。

こうした関係を示したのが図-9である。

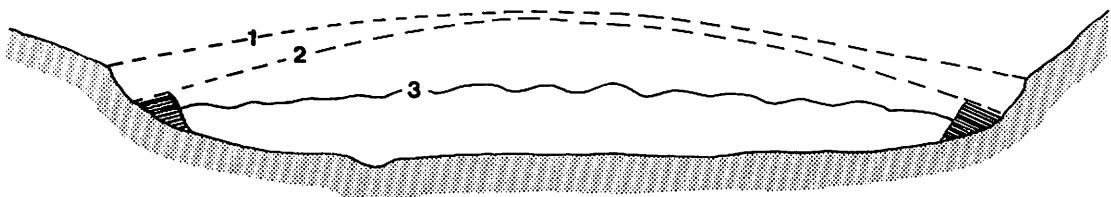


図-9 中央崩積土と側崩積土の復元図

1：初期の中央崩積土上面、2：1と3の間の時期の中央崩積土上面、3：地辺り終了直後の中央崩積土上面

Fig.9 A restored profile of the central landslide and the lateral landslide debris.

1: upper plain of the central landslide debris in early stage, 2: upper plain of the central landslide debris between 1 or 3, 3: upper plain of the central landslide debris after end of landsliding.

なお、さきにものべたように、側崩積土の一部が、中央崩積土上に、飛沫状におおっている部分がある。しかも、この飛沫状の土塊は、中央崩積土の上に積雪があった頃にのったものである。おそらく、中央崩積土が安定しつつある頃に、もろい側崩積土の一部が崩壊し、まだ積雪におおわれていた中央崩積土上にくずれたことをいみするのである。

4 中央崩積土の高まりの成因

すでに述べたように、中央崩積土には、長さ50～100 mごとに、崩積土の小規模な高まりがある。本地辺りの目撃者の話では、流下する土塊の先端部が盛り上ったとされているが、おそらく、上記の高まりというのは、中央崩積土が流下する際に、それぞれ長さ50 mから100 mていどのオーダーの崩積土の滑動ブロックが1単位をなし、その先端部が、流下の際にふくれ上がったものに相当するのかもしれない。そして、このふくれ上がりが、すべり面上に何らか衝害となる高まりがあったためなのか、それとも、崩積土の重合によるものなのかは不明である。

なお、中央崩積土が長さ50～100 mていどの単位のブロックがあるとすれば、それらのすべりは、相対的に独立した地すべり面をもっている可能性もある。この問題については、次項でものべる。

5 中央崩積土上面の正断層群の成因

すでに述べたように、上流～中流部の中央崩積土の上面には、傾斜方向を異にし、その走向が一様に地すべりの流下方向と直交する正断層群が発達し、その断層のずれによるブロックの回転のために、中央崩積土上の旧地表面が、上流側ないし下流側へと傾き、全体としてはげしい凹凸をなしている。

正断層は、水平方向の引張の場で発生するのが道理であるが、崩積土が流下の過程で、次第に引きのばされたということから考えれば、このことは当然のことといえそうである。

このことに関して注目してよいことは、先に紹介した、地すべり過程の目撃者によって、崩積土が流下しているときは高まりを示し、しかも、その表面はなだらかであったが、それが安定するにつれて、崩積土の表面は次第に低くなり、その表面がでこぼこになったと語られていることである。これが正しければ、おそらく、崩積土が流下しつつ、次第に、下流へと流下する過程で、次第に崩積土は水平にうすく引きのばされつつ、そこに高角の断裂が生じ、さらに水平の引っぱりによって、断裂部にずれができる、正断層が生じたということであろう。

前にものべたように中央崩積土に現れている正断層には、平行正断層と交差正断層がある。

このうち、冠頭部の平行正断層群は、おそらく、VARNES (1972) がのべているように、slump 型の地すべりの形態そのものである。すなわち、彼は、" 移動した slump の地塊の頭部表面は、斜面に対して後方に傾動している " とのべており、これは、前記の平行断層群によってブロック化された地塊の地表面が山側に傾倒している事実と一致する。この傾動はブロック化した崩積土がすべりながら回転するために生じたものにちがいない。

中央崩積土には、上記の冠頭部における平行断層群と同じように、ブロック化した地塊の地表を山側に傾動させる正断層群が何か所かに分布している。これについてはあとでのべることにして、次に、中央崩積土にもっとも多く発達する交差正断層群による崩積土ブロックの下流側への傾動について吟味してみよう。こうした下流側へのブロックの傾動は、ブロックの回転で説明がつくが、こうした現象は、Cloos (1929) がライン地溝における大きい正断層に伴う正断層の発生を塑性モデルによって実験した結果に照合すると説明がつくかもしれない。すなわち、図-11のように、大きなすべり面 (S) の下方側に、antithetic fault とよぶ、大きいすべり面の傾斜と反対方向に傾斜する正断層群が発達し、これらによってブロック化した部分は回転して、元の水平面は、大きいすべり面の傾斜方向に傾動するとされている。おそらく、中央崩積土上の交差正断層によるブロックの下流側への傾動はこのメカニズムで説明がつくと思われる。

ところで、問題は、中央崩積土上において、何か所かに現れている平行正断層によって、上流側へ傾動

するブロックがどんなメカニズムで形成されたかということである。さきに述べたように、地すべり冠頭部に現れている平行正断層によるブロックの傾動はslump型の傾動として説明できることは前述したが、筆者としては、図-11に示したように、冠頭部の平行正断層群も、中央崩積土上の平行断層群も、つねに、その下流側の交差正断層群と対になって発生するという見方をとりたい。ただし、これはあくまで1つの作業仮説である。

こうした見方に関して、図-10のCloosによるantithetic fault (a)とsynthetic fault (S)との関係が、交差正断層(C)と平行正断層(P)にそれぞれ相当するかのようにもみえるが、しかし、synthetic faultの場合には、各ブロックの元の水平面が断層の傾斜方向に傾動するといわれているので、少なくともsとCとを対応させるべきではないように思える。しかし、こうした点に関してはCloosの実験の追試を行って改めて2つの断層の性格を確かめる必要があると思う。

なお、図-11において、上流側のブロックが下流側のブロックの上にのっているように表現されているが、これは確証があつたことではない。むしろ、これと逆に、上流側のブロックが、下流側のそれにのし上げていてもよいとさえ考えられる。今後の検討にまちたい。

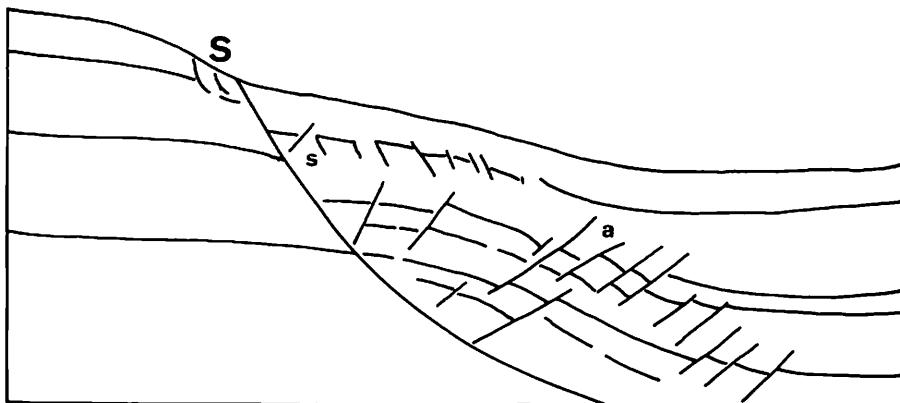


図-10 H. Cloos (1939)による正断層群の発生に関する実験結果

S : 大きい正断層 , s : シンセティック正断層 , a : アンチセティック正断層

Fig.10 A result of a experiment on the occurence of normal faulting by H.Cloos (1939).
S : large normal fault plane , s : synthetic fault , a : antithetic fault.

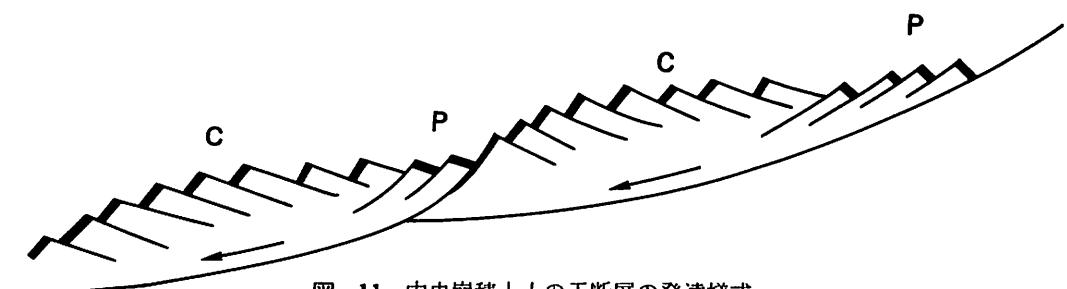


図-11 中央崩積土上の正断層の発達様式

破線 : 2次すべり面 , P : 平行正断層 , C : 交差正断層

Fig.11 Occurrence of the normal faulting on the central landslide debris.
curved line : second landslide plane (large normal fault) , P : parallel normal fault ,
C : crossed normal fault

ところで、交差正断層が、1つの地すべりブロック単元のうち、下流部に現われているということは、下流部の崩積土の流れが上流部のそれより早いためと考えられないだろうか。しかし、速度の早い部分に交差正断層が現われ、おそいところに平行正断層が現われるという力学的根拠は、今後、実験などによって求められるべきであろう。

さて、図-11においては2つの地すべりの単位を想定したが、実際には、図-6に示したように、6つの単元からなる地すべりのブロックが想定できる。こうした各ブロックのそれぞれの地すべり面を全体の地すべり面に対して2次地すべり面（secondary landslide plane）とよぶことにし、また、2次地すべり面によってすべてたブロックを2次地すべりブロック（secondary landslide block）と仮称する。

2次地すべり面同志の境目付近には、前項でのべたような、崩積土の高まりが存在していることに気づく。たとえば、ボーリング番号の3, 5, 7と8の間、9と10の間などがそれである。したがって、崩積土の高まりからも、上記の伏在する2次地すべり面を推定することができるかもしれない。ちなみに、図-12-2は、新潟県庁土木部が、地形の状況から判断した2次地すべりを画いた断面図であり、図-12-1がその水平分布図である。これをみる限り、上記のように、必ずしも崩積土の高まりだけを目安にしているわけではなさそうであるが、図-12-2の筆者らの推定したものとくらべるとわかるように、全体として、筆者らの推定した2次地すべり面の数が少ない。しかし、一致するものが多くある。

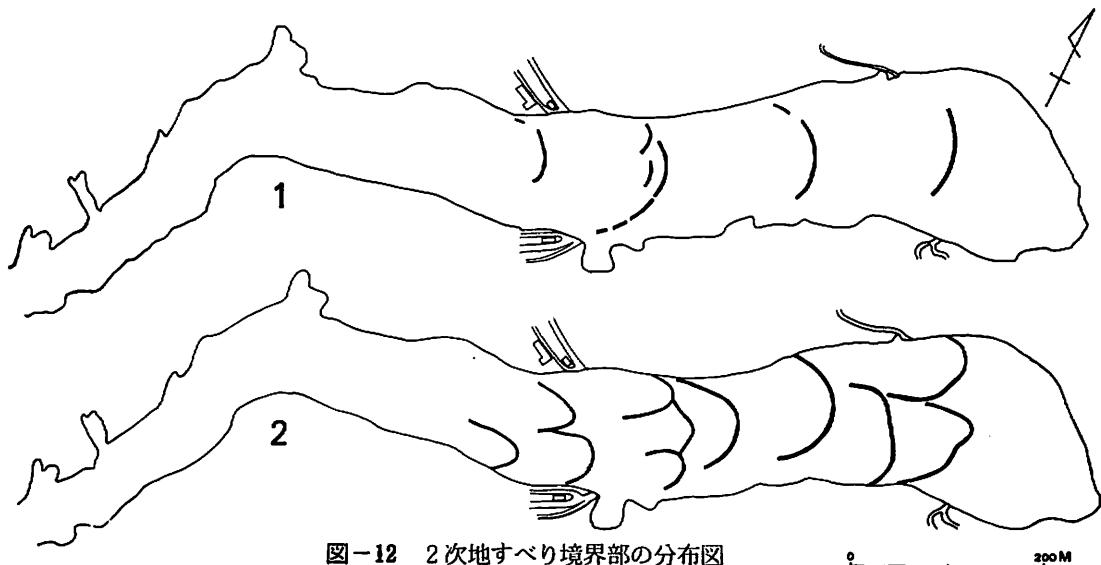


図-12 2次地すべり境界部の分布図
1：筆者らによる。2：新潟県庁土木部による。

Fig.12 A distribution map of the boundary line of the secondary landslide plane.
1 : by authors, 2 : by Niigata Prefectural Office.

その理由は、おそらく、次のようなことであろう。第1には、筆者らが、平行正断層を見落としたか、あるいは、県側の認定に問題があるのかどちらかによるのであろう。第2に、一致するものが多いというのは、上記のように、筆者らの推定根拠である平行正断層群の発達部位が、県側の推定根拠にふくまれるであろうと思われる崩積土の盛上がりの発達部位に接しているためかもしれない。

6 地すべりの運動の形式

本地すべりの発生時の運動の形式は、すでにのべたように、旧すべり崩積土が滑落したものであるので、山田（1971）の分類による表層地すべりに属するものであろう。

また、本地すべりの上流側の中央崩積土は、図-5によって説明したように、きわめて多くの断層によってブロック化しており、これらの運動の形式は、高野（高橋、1974による）の分類によれば、崩壊型地すべりのそれを示すものと解釈できる。しかし、図-5でわかるように、下流側の両岸側の部分や最下流部における中央崩積土には断層によるブロック化がみられない。このような部分は、崩積土の含水量が多く、流動化したためと思われ、こうした部分は、粘調型地すべり、ないし、流動型地すべりの形式を示したものと考えられる。植村（1947）は、崩積土のductilityにより、fall型、creep型、flow型にわけているが、本地すべりもこうした見地から見直すことも大切である。

7 応用地質学的な問題

いままでに展開した考察のうちで、地すべりの発生前後に、滑落部に発達していた平行正断層群と、中央崩積土上面の正断層群とが果たすかもしれない応用地質学における役割について吟味してみよう。

1) 滑落部における平行断層群の意義

虫巣地すべりの発生の契機としての地質学的な条件として、冠頭部に存在していた平行正断層と、冠頭部付近に現在も残されている平行正断層群などが地すべりに果した役割については、すでに述べた通りである。そして、こうした滑落部付近に発達する平行正断層群の形成順序は、ザルバ・メンツルのいう切り取り面に発生する正常運動機構に属する正断層の発生順序にしたがうものであろうとの推論も加えたところである。

こうした推論から、地すべりの発生の予測に関する問題点が引きだせるよう思われる。

まず、冠頭部斜面に存在した平行正断層群のうちのあるものが、一定の気象条件下において多量に供給される水による間隙水圧の上昇を契機として、地すべりの滑落崖に転化する可能性があるということである。したがって、被害物件の存在するような沢の谷頭部に、このような平行正断層群の存在を確認することが地すべり発生の予測の第一歩であろうことは誰もが指摘する当然の事柄である。しかし、ザルバ・メンツルの示した正常運動機構（図-8）から判断すると、もっともすべり易いのは、比較的下方の、しかも急な地形面に近い正断層部とみることができる。したがって、斜面上に発見した平行正断層のうちでも、谷側に近い、規模の大きそうなものが一番大きな滑落部になる可能性があると推定できる。

また、一度、発生した地すべりにおいては、かりに、その滑落崖において、新しく、上方から別の平行正断層から崩壊が生じたとしても、それが、はじめに滑落を生じた正断層の背後に派生していた正断層——図-8の2・3など——であるならば、それはほとんど恐れるにたりない現象と判断できる。換言すれば、一度、発生した大地すべりの上流側に、崩壊が生じたとしても、それは大規模なものに発展しないと思われる。

2) 2次地すべり面の推定に関する問題

筆者らは、中央崩積土の上面に発達する平行正断層群の存在から、その下方に、2次地すべり面が発達しているのではないかとの推定を行った。一方、この2次地すべり面について、新潟県庁土木部では、崩積土の地形から推定していることについて紹介した。

このような、地すべり崩積土下における2次すべり面の認定は、地すべり後における再すべり防止のための施工工事にとって意味があるとされている。このことからも、2次すべり面を正確に決めるることは、地すべり過程の純学理的な課題にとどまることなく、それは、実践的な意義をもつものと考える。このいみからも、筆者らによる崩積土面の正常層群の性格による推定と、県庁土木部による崩積土上面の地形による推定とを比較検討をすすめたいと考える。

あとがき

本論で、側崩積土、中央崩積土、平行正断層、交差正断層などといった新しい概念を提起したが、筆者らは、十分に文献的な検証を行わないために、すでに、規定ずみの概念であるかもしれない。こうした点に関しての大方の御叱正と御教示を戴ければ幸である。とくに、平行断層から2次地すべり面の推定を試みたが、調査精度も決して高いとはいえないでの、この推定結果は、きわめて不満足なものがあり、今後の再検討を期したいと思う。

参考文献

- H. CLOOS (1929) : *Tektonische Experimente and die Entstehung von Bruchlinien.* C.R. 15th Int. Geol. Congr. South Africa, 2.
- 羽田野誠一・大八木規夫(1977) : 地くずれ(landslide)と関連現象の分類試案, 第14回自然災害科学総合シンポジウム論文集, 321-322.
- 小出 博(1955) : 日本の地すべり, 東洋経済新報社.
- 中川褒三・金丸富美夫(1975) : 四国における地すべりの素因(その2), 12, 1, 25-33.
- 中村二郎編(1978) : 砂防・地すべり防止, 急傾斜地崩壊防止施工法, 土木施工法講座11, 山海堂.
- 中村慶三郎(1964) : 名立崩れ—崩災と国土, 德間書房.
- 新潟県庁土木部砂防課(1980) : 新潟県古志郡山古志村虫龟地すべり調査資料.
- 斎藤 豊・川上 浩・阿部広史(1978) : 長野県信州新町奈良尾地すべりの滑動状況と原因, 地すべり, 15, 3, 1~10.
- 杉山隆二(1975) : 第三紀層の地すべり発生と予測の研究, 42-56, 文部省科研費自然災害特別研究「基盤構造と地すべり」報告書(代表者西田彰一).
- 高橋彦治(1974) : 土木技術者のための地質学, 鹿島出版会.
- 武居有恒編(1980) : 地すべり・崩壊・土石流——予測と対策——, 鹿島出版会.
- 植村 武(1947) : 地すべり分類の基準について, 地すべりの分類に関するシンポジウム講演論文集, 1-7.
- VARNES, D. J. (1978) : *Slopes Movement Types and Processes, Landslides Analysis and Control, T.R.B. Spec. Pap., 176, 11-33.*
- 山田剛二・渡 正亮・小橋澄治(1971) : 地すべり斜面崩壊の実態と対策, 山海堂.
- ザルバ・メンツル共著(松尾新一郎訳)(1971) : 地すべりとその対策, 鹿島出版会.



1



2

図版一 I Plate-I

図-1 冠頭部からみた中央崩積土の全容——右端に滑落崖の一部が見える。中央崩積土は、流れ方向に直交する多数の断層によって傾動ブロック化し、ために、旧地表面上の立木が傾いている。

Fig.1 The panoramic view of the central landslide debris from the crown part—a part of sliding plane appear at the right part, and the living trees tilt toward downstream or upstream along the valley owing to tilting of fault-block of the central landslide debris.

図-2 滑落崖からながめた中央崩積土の傾動ブロックの状況——左半部に、下流側へ傾動したブロックが鮮明に現れており、断層面には新鮮な旧崩積土が現れている。

Fig.2 The panoramic view of the tilting block of the central landslide debris from the crown part—the tilting block to the down stream appear on the left part, the fresh old landslide debris expose on the fault plane.