

資料集 御岳崩れ



国土交通省中部地方整備局
多治見工事事務所

はじめに

昭和59年(1984)9月14日の午前8時48分に発生した長野県西部地震(M6.8)に伴って、御岳山山頂付近の南側斜面では「御岳崩れ(伝上崩れ)」と呼ばれる大規模崩壊が発生しました。崩壊の規模は、芦田・他(1985)によれば、斜面長1480m、最大崩壊幅480m、深さ150mに達し、崩壊土量は3400万 m^3 と推定されています。

崩壊物質は岩屑流あるいは土石流となり、一部は鈴ヶ沢に流入しましたが、大部分は伝上川を流下し、流下する過程で、一部は比高100mの台地状の尾根に乗り上げて濁沢に流入し、伝上川を流下してきたものと再び合流し、濁川を流下しました。さらに、岩屑流・土石流は、濁川から王滝川に流入し、崩壊地から約12kmも流下して、氷ヶ瀬付近まで達しました。目撃証言によると、氷ヶ瀬には地震発生から9分ほどで到達していることから、平均流下速度は、時速80kmということになります。また、濁川・王滝川合流点で王滝川を堰止め、天然ダムを形成しました(現在も王滝湖として一部残っています)。

岩屑流・土石流は伝上川や濁川などの谷壁斜面部を削剥しましたが、崩壊後の地形と、崩壊以前に撮影された空中写真から復元される地形に大きな変化が見られないことから、深くえぐり取るほどではなかったと考えられています。そして、濁川温泉跡地付近などのように、谷幅が比較的広がっている部分では、やや厚く堆積し多数の流れ山を形成しました。大滝川では河床勾配がゆるくなったことと狭窄部の存在のため、最大40mを越える厚さで堆積しました。そして、この岩屑流・土石流で11名の尊い命が犠牲になりました。

災害から15年が経過した現在、未だに結論づけがされていない、岩屑流・土石流の流下形態や流下回数について検討するために、国土交通省多治見工事事務所では、堆積物の詳細な地質調査や災害体験者による座談会を実施しました。

そして、災害直後に多数取りまとめられた当時の調査文献と、地質調査による堆積構造調査及び座談会による成果を踏まえ、風化していく災害を改めて見つめ直すとともに、今後の土砂災害防災に役立てることを目的として、本冊子の編集を行いました。

本資料集が、御岳崩れと岩屑流・土石流の機構解明と、今後の防災対策に少しでも役立てれば幸いです。

国土交通省 多治見工事事務所長
後藤 宏二

ABSTRACT

Ontake Landslides and Debris avalanche induced by the 1984 Earthquake at Mount Ontake

I Mt. Ontake

Mt. Ontake is a stratovolcano located in the central part of Honshu Island, the main island of Japan. Mt. Ontake, with an altitude of 3,063.4 m above sea level, is the second highest volcano in Japan. The basement of the volcano is 1,400-1,900 m a.s.l., therefore, the volcano's body rises 1,100-1,600 m from the basement.

Mt. Ontake is formed by intermittent volcanic activities. The activities were divided into the "New Ontake Stage" and the "Old Ontake Stage". The Old Ontake Stage activity began approx. 750,000 years ago and ended approx. 420,000 years ago. The New Ontake Stage started after 300,000 years long rest. The pyroclastic material covering the surface is the remains of activity during 100,000-20,000 years ago. Except small phreatic explosions, there has been little activity in the last 20,000 years.

II The 1979 Eruption

The eruption began at 5:20 a.m., on October 28, 1979. Around 8:30 a.m., an intense smoke, ranging from light to dark gray color, began to rise. There was a peak in its activity approximately at 2:00 p.m. bringing about significant damages to the buildings on the slopes with heavy volcanic-bomb falls.

III Western Nagano Prefecture Earthquake

The earthquake M6.8 occurred at 8:48 a.m. on September 14, 1984, whose epicenter located at the southwestern part of Mt. Ontake. The tremor was felt in the vast area of Honshu Island. The seismic intensity around the epicenter (Otaki Village) is estimated at V - VI on Japanese scale.

This earthquake caused many landslides on the south slope of Mt. Ontake. The largest one was the Ontake Landslide (Denjo Slide). The landslide began at 2,550 m a.s.l., and the subsequent debris avalanche rushed down 10 km to Otaki River. Other three major landslides occurred at Matsukoshi, Takigoshi and Ontake Plateau. The debris avalanche killed 15 persons including the 4 persons at the hot spa, and the landslides at Matsukoshi and Takigoshi killed 13 persons and one person, respectively. Deaths were caused not by earthquake itself, but by the subsequent debris movements.

IV Landslides induced by the earthquake

The number of slope failures of minor and medium scale due to this earthquake amounted to about 470. These landslides were caused by a combination of following factors:

- 1) The hypocenter was shallow as 2 km.
- 2) The slope was steep.
- 3) The soft layer of pumice was alternated with lava.

(1) Ontake Landslide (Denjo Landslide)

The Ontake Landslide occurred near the headwaters of the Denjo River, which caused the largest topographical change in the period of the last 50 years in Japan. The source is a convex slope dipping 26° toward SSE. The maximum width of the landslide scarp is 430 m and the maximum thickness is 160 m, and it extends from the elevation of 1,900 m a.s.l. through 2,550 m a.s.l. The topographic and geologic features of the landslide slope are discussed as follows by Nagaoka(1987):

- 1) The source layer consisted of an alternation of lava and scoria with the thickness of about 160 m. The slip plane was located in the lowest layer of pumice.
- 2) The original V-shaped hollow was revealed by the removal of the infill.
- 3) Comparison of aerial photos taken since 1948 reveals the existence of the previous landslide and a remarkable enlargement by the new slide.

The most of the debris dislodged rushed down Denjo River. A small portion of the debris overtopped a plateau dividing the Suzugasawa-Creek basin from the Denjo-River basin and poured into the Suzugasawa. Another part of it overtopped other lava plateau and rushed into the Nigorisawa Gully, the upstream reaches of the Nigori River. The debris avalanche that marched along the Denjo River hit the Nigorigawa hot spa, and overtopped a ridge (approximately 90 m high) at the confluence with the Otaki River, and ran up the right bank of the Otaki River about 10 m high. The debris avalanche rushed down to Gaki-ganodo, the narrow-channel point of the Otaki River within several minutes with the mean velocity of 23 m / s. Much of the debris deposited above the gorge of Kohrigase. The debris deposits at the confluence of the Otaki River and Nigori River resulted in a landslide dam at Yanagase.

(2) The landslide dam at Yanagase

The deposits of the debris avalanche at the confluence of the Otaki River and Nigori River formed a landslide dam, and the reservoir was named as Otaki Lake. The lake is 2,750 m long, 22 m deep, 0.33 km² of surface area, 3,650,000 m³ of water volume, and the water level rose at a rate of 30-50 cm / day.

Due to the drainage work immediately done, the landslide dam did not breach and the water stage has been kept almost constant.

(3) The Matsukoshi, Takigoshi and Ontake Plateau Landslides

a) Matsukoshi Landslide

The Matsukoshi Landslide washed away a concrete plant near the top of the opposite bank slope killing 13 peoples. The basic causes of this landslide are (After Nagaoka, 1985, 1987):

- 1) The downcutting of the valley had made the slope unstable.
- 2) The previous landslide located on the southern neighboring slope beside the new slide.
- 3) The source slope located on the pumice layer over the structure of buried hollow.
- 4) A combination of rainfall and the earthquake triggered the landsliding.

b) Takigoshi Landslide

The Takigoshi Landslide occurred at the slope consisting of the edge of the lava plateau at the altitude of 1,200 m a.s.l. It was caused by two factors:

- 1) The source slope was left unstable as a remains of the convex ridge due to denudation.
- 2) The ground was composed of a thick lava layer underlain by lacustrine gravel involving an impermeable tuff layer.

c) Ontake Plateau Landslide

The Ontake Plateau Landslide occurred on the gentle slope which was formed as a remains of denudation. The landslide took place with a slip plane at the bottom of the pumice layer, which is called as Pm-I.

V. Restoration measures

(1) Denjo River and Nigori River

This catchment area is under the control of The Forestry Agency. Seventy-nine low check dams have been constructed to protect the area from debris flows. A zone of stable forest has been restored by tree planting work at the reaches of the

Nigori-sawa River above the confluence with the Denjo River.

Many dams have been damaged or buried by the impacts of heavy sedimentation at the reaches of the Nigori-kawa River below the confluence of Nigori-sawa and Denjo. The monitoring post consisting of video cameras and debris-flow detectors is installed by the Forestry Agency in order to observe the processes of debris flows which are induced by landslidings.

(2) The Landslide Dam at Yanagase

The landslide dam blocked the stream flow of Otaki River at Yanagase bringing about a gradual ascent of water stage of the new reservoir. The urgent construction works of drainage channel started 5 days after the earthquake to prevent a drastic erosion of the landslide dam, being completed 12 days after the earthquake.

The works of the dissection of new river channel and the revetment of the channel with bound blocks and the construction works of two check dams were executed as the permanent countermeasure works against the heavy flash flood of 30 year-recurrence probability, including the stabilization of the water stage of the reservoir to prevent the Otaki tunnel of the highway from submerging into the reservoir.

(3) Gakiganodo, Korigase

The dissection and revetment works of river channel and check-dam construction were undertaken in the lower reaches of debris-avalanche deposits from Gakiganodo to Korigase as the countermeasures against remobilization of the deposits.

VI. Geological Survey of the Sedimentation

A technique of hybrid boring was used to study the sedimentary structure of the Ontake Landslide deposits. Hybrid boring uses air bubbles instead of muddy water, therefore any excessive water pressure is not generated. The core samples have the characteristics of those of a core tube. Unlike the conventional core tube, this is very hard enough to retrieve a sample with minimal disturbance. The tests were made at two sites (HBV-3, 4) on the right bank of the Nigori River 1 km above the confluence of Nigori-kawa River and Otaki-gawa River.

(1) The Geological Features of HBV-3

The layers are divided into 3 parts: From the lacustrine deposits (ld) at the bottom, the old channel bed deposits (rd1), to the debris deposits of the Ontake Landslide(dd) at the top. The layer (ld) is deeper than -36.9m, (rd1) -30.90 m, and (dd) -30.90 m deep. It is found that the debris from Ontake Landslide (dd) is made up with a coarse matrix (10- 600 mm) mostly rough reddish brown gravel, and alternating layers of fine grains (1- 4 mm) and coarser grains of reddish brown sand. Although, in the layer of fine sand the grains can be seen to be leaning in a uniform direction, lamina is not visible. Both the fine and coarse layers consist of a dark reddish brown rock and blue gray andesite.

(2) The Sedimentation

The debris from the Ontake Landslide (dd) is divided into the following 3 strata:

a) Coarse grain stratum

The gravel is a mixture of sizes ranging from fine sand to coarse gravel. Any structure of lamina is not found in the stratum but rather a chaotic states. The stratum consists of debris mixture of the size range from 10 mm through 600 mm. This stratum might be resulted from debris flows or debris avalanches.

b) Fine grain layer A

The fine grain layer A is found at a depth of 20.2-21.0 m, which is made up of a random variety of particles. The size of the particles is nearly uniform and they are readily recognizable as different from those of other stratum.

A well-sorted particle-size distribution is generally found in the fluvial deposits for instance those transported by traction, in which a sedimentary structure of normal lamina is always found. But this layer does not have any lamina. Other cause is

necessary to bring about this well-sorted particles.

c) Fine grain layer B

The deposits of this layer are well sorted which mainly consist of coarse sand of 1-4 mm and contain a small amount of gravel. The layer does not have any lamination, although it slightly shows some orientation of particle.

VII. Tendency of Topographic Change

The Geographical Survey Institute created comparison topographical maps before and after the Ontake Landslides. The Tajimi Construction Office made new topographical maps using aerial photos taken in 1995. These data were used to compare topographical changes.

(1) Calculation of Volume Change

The changes in the volume of sedimentary debris on the slopes were calculated using the data set of digital elevation model. The DEM data were obtained from the topographic maps which were made from aerial photos taken in 1969, 1984 (immediately after the landsliding), and 1995.

(2) Tendency of Topographic Change

a) Before and immediately after the landslide

In the Denjo River, in addition to 34,000,000 m³ of landslide debris, there was also an intensive erosion of 1,000,000 m³. In the Nigori-sawa River, the overtopped debris from the Denjo River brought about both erosion and deposition. In the Nigori River, only deposition occurred. The volume of deposits at the Otaki River reaches from Yanagese to Korigase amounted to 21,000,000 m³.

As a result of the Ontake Landslide and debris avalanche, the Denjo River was severely eroded and an intensive deposition was brought about in the lower reaches of the Nigori River. Most of the debris of the avalanche reached the Otaki River and deposited on the reaches from the confluence of Nigori River and Otaki River through Korigase.

b) From the landslide to 1995

It is believed that main part of the source area of the landslide is stable but there are still some areas which are under an erosive action. The erosion of the riverbed at the bottom of landslide slope is very serious. The reaches have a high potential of debris-flow source.

However the reaches of Denjo River totally show a tendency toward erosion the Nigori-sawa River shows a tendency toward deposition, and owing to works done along the riverbed, the river appears to be relatively stable. In the Nigori River reaches, the tendency seems to lean toward the erosion of the riverbed. In the Otaki River reaches, there is a tendency toward riverbed erosion which has resulted in an estimated 5,000,000 m³ loss, including the amount of artificial excavation.

(3) Comparison by Riverbed Section

Longitudinal profiles are drawn, based on the topographic maps of 1 by 10,000 at the three times: before the landslide in 1969, just after the landslide in 1984, and 11 years later in 1995.

a) A comparison of the area before and immediately after the landslide.

The bottom elevation has remarkably uplifted at the reaches of Nigori-sawa River below the confluence of Denjo River and Nigori-sawa River, although the elevation has slightly fell at the reaches of Denjo River above the confluence.

b) A comparison of the area just after the landslide and in 1995

Comparison of two longitudinal profile of the river bottom indicates the increase of relief, although the change in the relief is not visible. The increase of relief means an alternation of the relatively small erosion and deposition in this period.

VIII. Inflow of Debris to the Makio Dam

Makio Dam, a rock fill type multipurpose dam, was completed in 1961. Its bank is 104.5 m high and the capacity of the reservoir is 75,000,000 m³. The debris produced by the Western Nagano Prefecture Earthquake gradually flowed into this reservoir.

Annual amount of sediments deposited in the reservoir has been monitored since its completion in 1961. A total of 2,000,000 m³ of sediments (annual average =110,000 m³) was recorded over the 18 years of 1961-1979. But, records taken following a small eruption (phreatic eruption) in 1979, until 1984 show a large volume of 1,800,000 m³ during the period of 5 years. The annual amount of this period of 360,000 m³ is about 3 times as much as that before the eruption.

The volume counted as 4,400,000 m³ in the period of two years just after the 1984 event is very large. The annual volume of 2,200,000 m³ is 20 times as large as the volume in the period following the small eruption in 1979.

The recent rate of sedimentation is found to be decreasing to the rate as much as that before the 1978 eruption.

IX. Problems left in the future

Many of the structures constructed as emergency countermeasures are now suffering from abrasion, damage and deterioration by active fluvial processes.

Periodical checks and maintenance works of these structures are necessary.

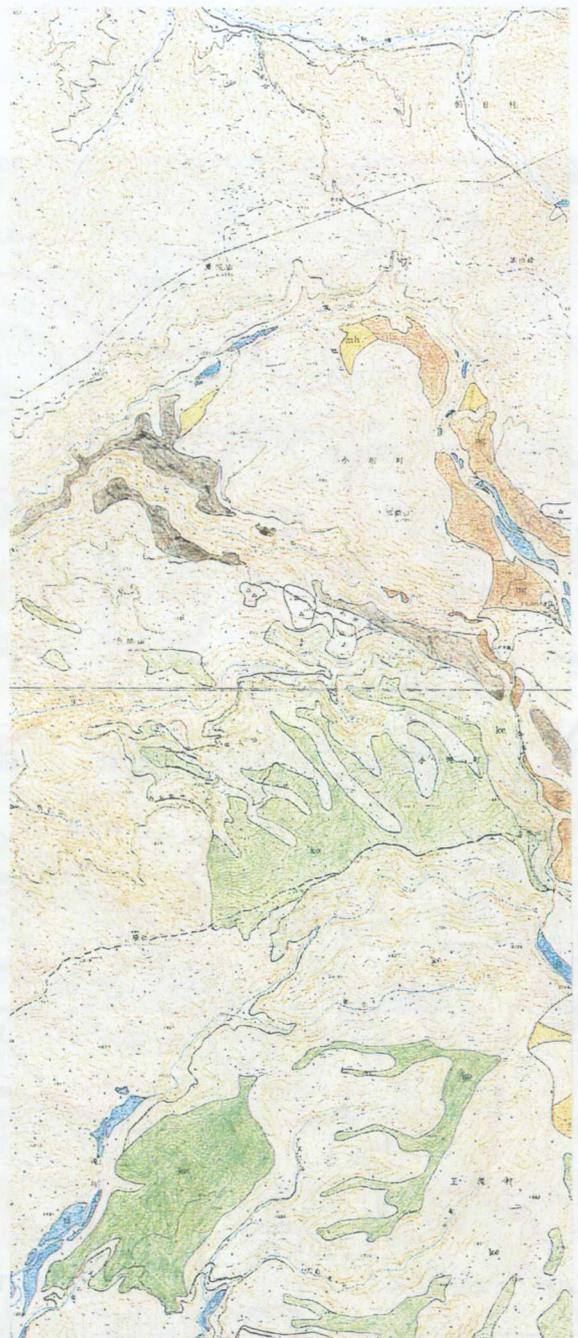
Keywords : Mt. Ontake, The 1979 Eruption, Western Nagano Prefecture Earthquake, Ontake Landslide, landslide dam, Matsukoshi Landslide, Takigoshi Landslide, Ontake Plateau Landslide, Makio Dam



1 御嶽崩れと土砂移動直後（昭和59（1984）年9月）



2 御嶽山周辺町村と長野県西部地震の震央と推定断層



da 1984年伝上崩壊岩屑流堆積物

tl 低位段丘堆積物

tm 中位段丘堆積物

sn 三ノ池溶岩

yn 四ノ池火山噴出物

ic 一ノ池火山噴出物

mm 継子岳火山噴出物

ks 草木谷火山噴出物

ok 奥の院火山噴出物

kn 金剛堂火山噴出物

ng 濁河火山噴出物

kd 木曾川岩屑流（泥流）堆積物
流れ山

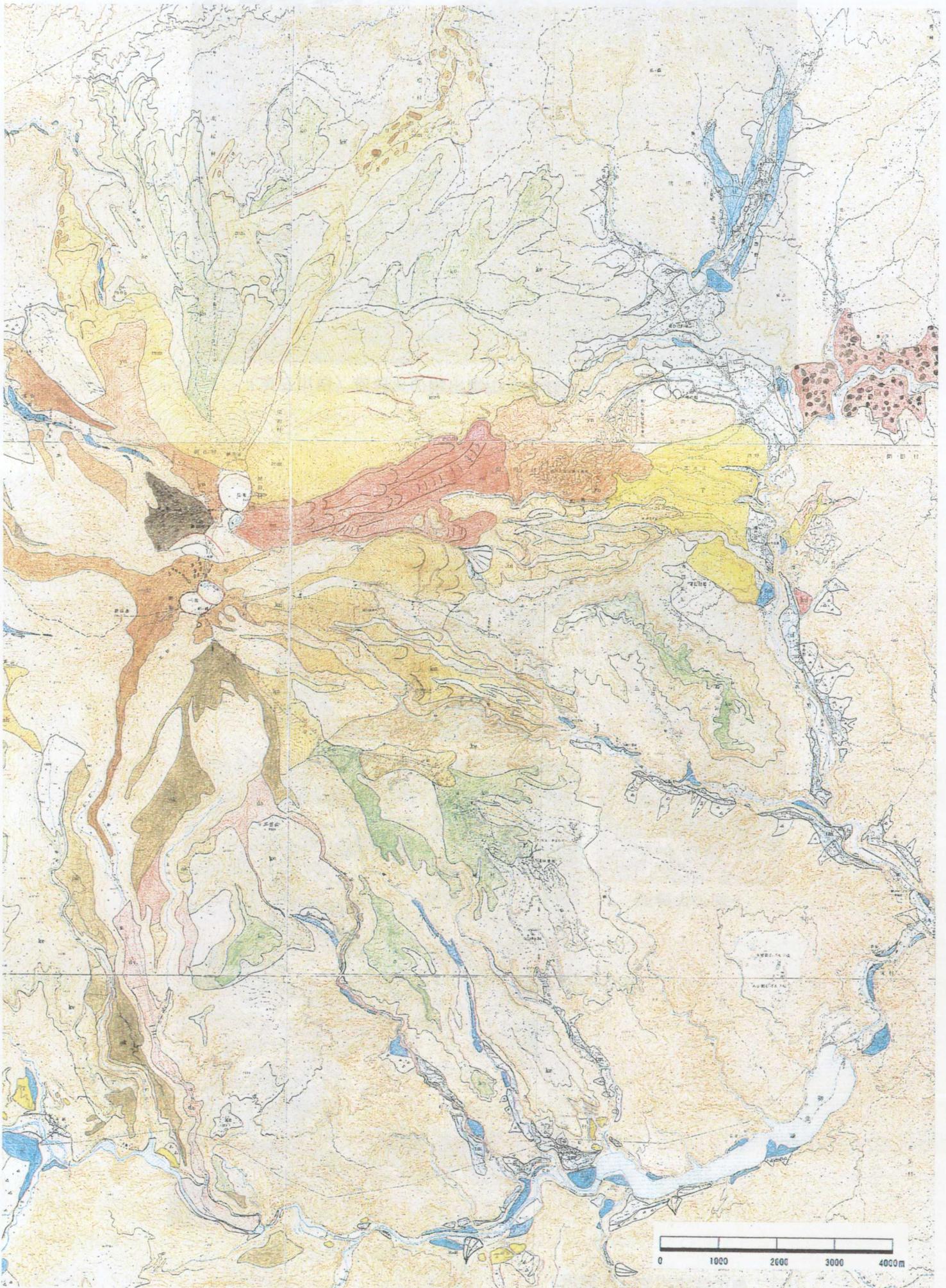
T 木曾谷層・滝越層

mh 継母岳火山群噴出物

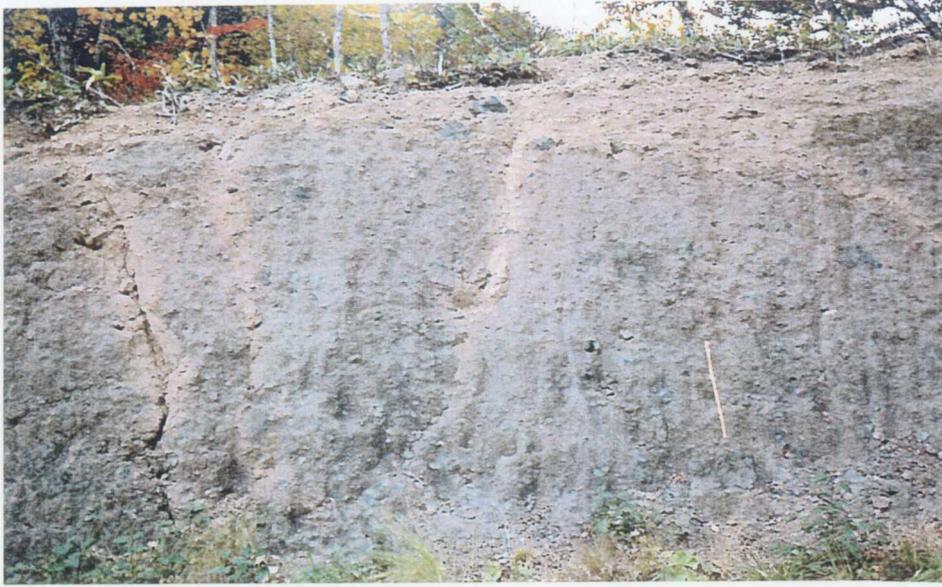
ko 古期御嶽火山噴出物

ke 古期御嶽火山噴出物

摩利支天火山群



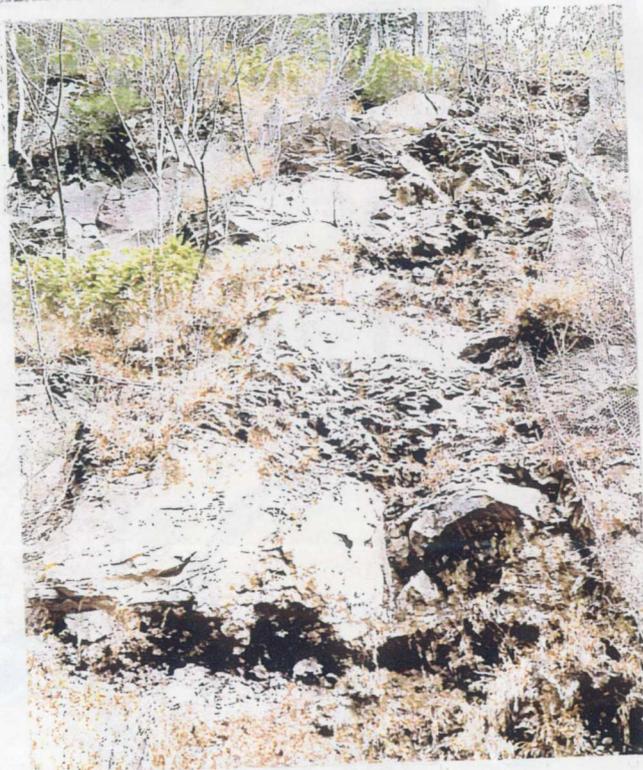
3 御嶽山火山地形分類図



4 金剛堂火山噴出物の火砕流（白川左岸）



上部の火砕流



下部の溶岩流

5 奥の院噴出物（下黒沢）



6

滝越層と上に重なる奥の院溶岩（濁川左岸）



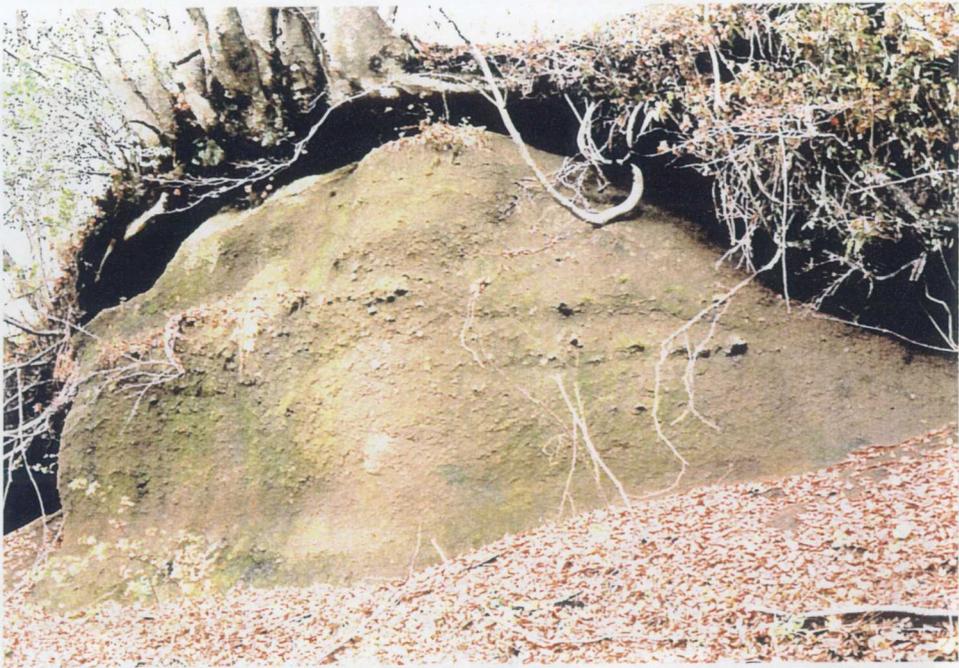
7

滝越層と上に重なる奥の院溶岩（伝上川河谷）



8

末川支流の木曾谷岩屑流堆積物

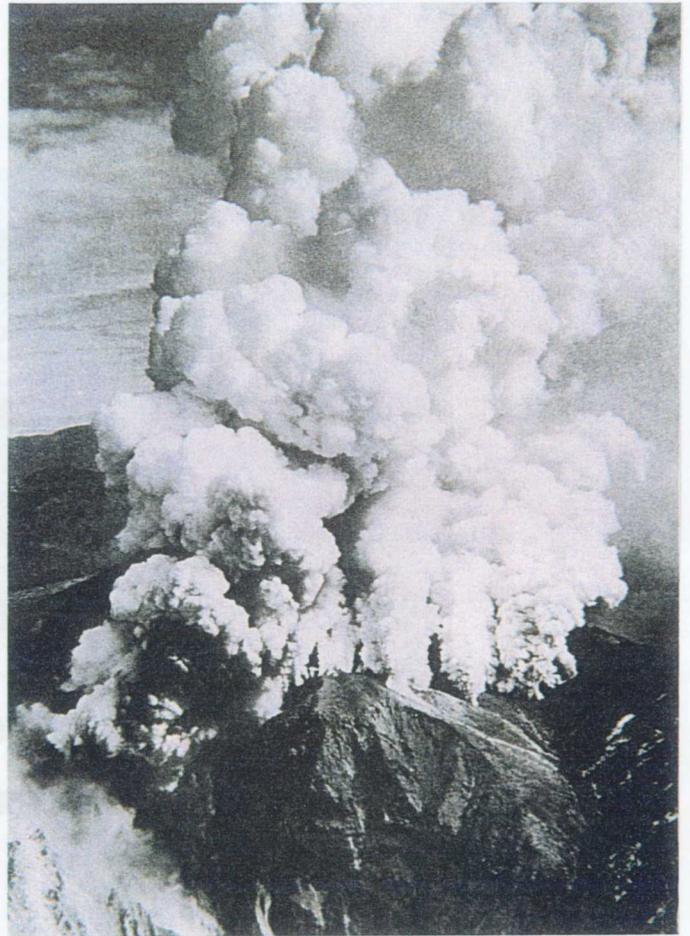


9

小坂町落合付近のラハール



10 昭和 54 (1979) 年 10 月 28 日の状況
(小坂町誌, 1999)



11 昭和 54 (1979) 年 10 月 28 日の状況
(信濃毎日新聞社)



12 山頂小屋の被害状況 (昭和 55 (1980) 年 7 月 13 日, 千村重述氏撮影)



13 濁河川上流硫黄沢の崩壊地（平成 11（1999）年撮影）



14 地獄谷の崩壊地（昭和 54（1979）年撮影）



(1) 1984年御嶽崩れ (崩壊8日後の1984年9月22日撮影)



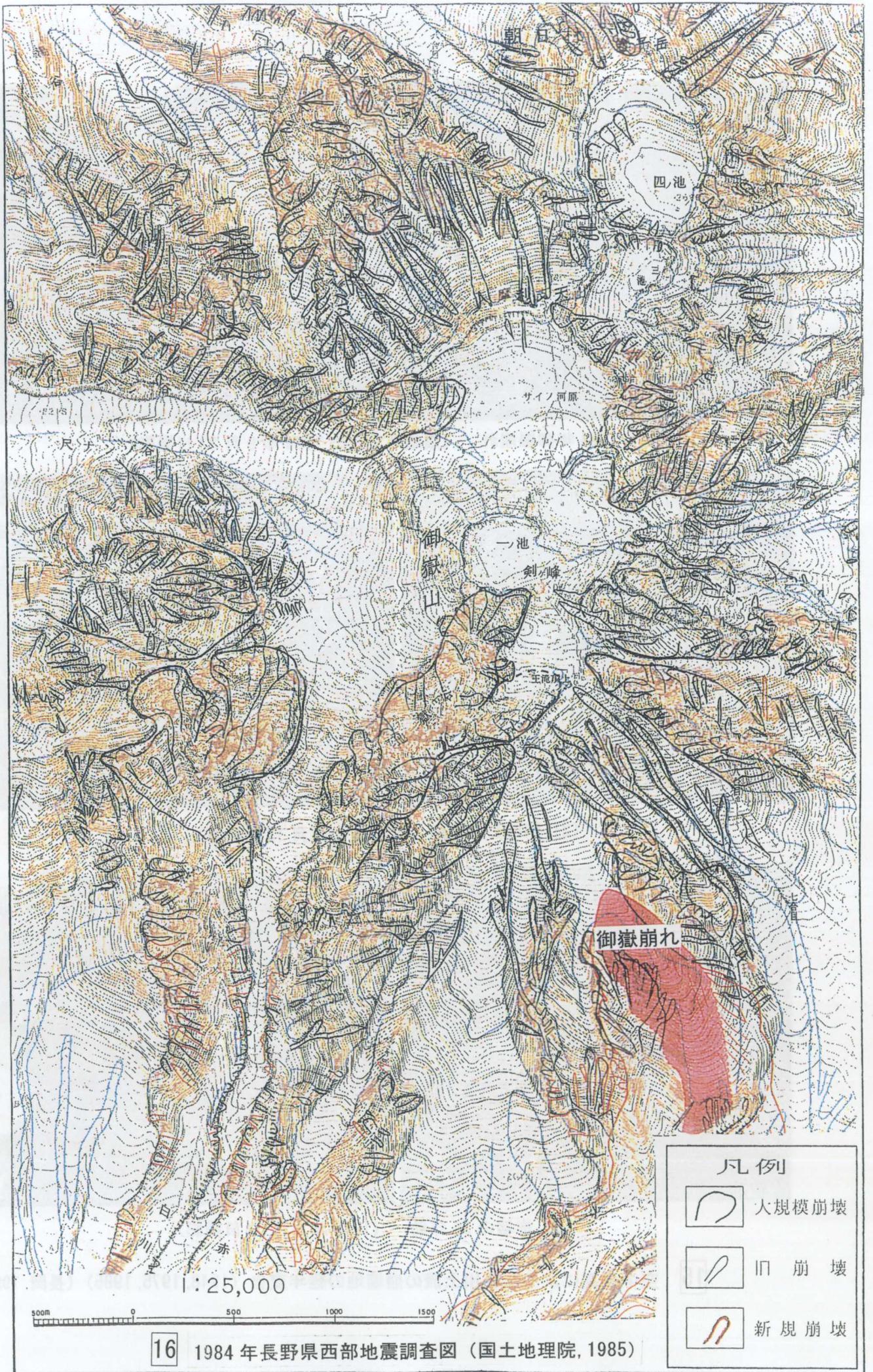
(2) 崩壊の9年前 (1975年9月12日撮影)



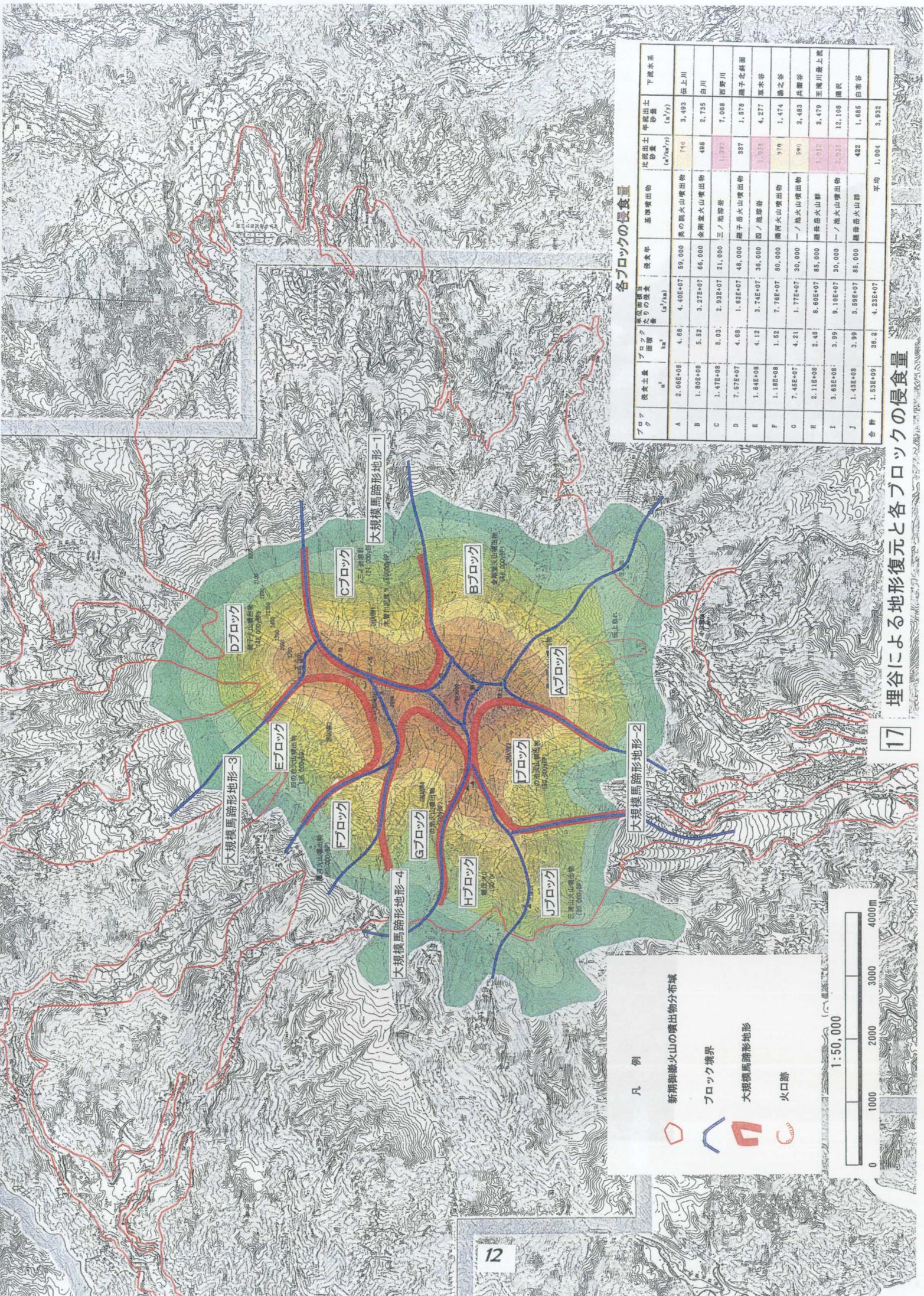
(3) 崩壊の36年前 (1948年9月39日撮影)

15

空中写真による伝上川上流の崩壊地の経年変化 (1948, 1975, 1985) (長岡, 1987)



16 1984年長野県西部地震調査図 (国土地理院, 1985)



各ブロックの侵食量

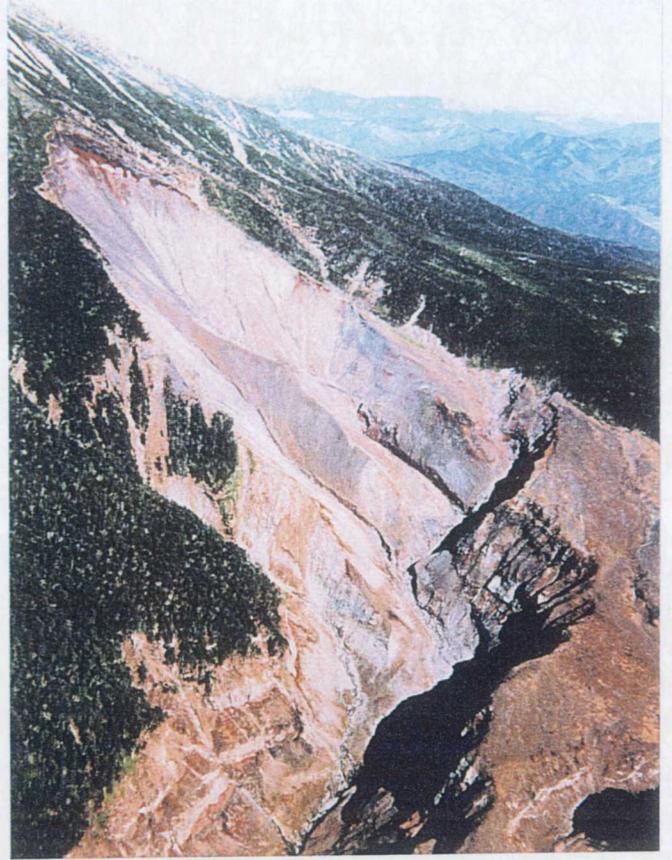
ブロック	侵食土量 m ³	ブロック 面積 km ²	単位面積当り の侵食 量 (m ³ /km ²)	侵食率	五箇年噴出物	社屋出土 砂量 (t/m ² /r)	年産出土 砂量 (t/m ² /r)	下流水害
A	2.08E+08	4.68	4.40E+07	59,000	美の院火山噴出物	746	3,483	庄上川
B	1.89E+08	5.52	3.27E+07	66,000	金剛基火山噴出物	486	2,735	白川
C	1.47E+08	5.03	2.92E+07	21,000	三ノ池熔岩	1,372	7,068	西野川
D	7.57E+07	4.68	1.62E+07	48,000	種子岳火山噴出物	387	1,678	種子北線面
E	1.64E+08	4.12	3.74E+07	36,000	四ノ池熔岩	1,958	4,277	葦水谷
F	1.18E+08	1.82	7.78E+07	80,000	南河火山噴出物	970	1,474	湯之谷
G	7.48E+07	4.21	1.77E+07	30,000	一ノ池火山噴出物	990	2,483	兵衛谷
H	2.11E+08	2.48	8.60E+07	85,000	種子岳火山噴出物	1,012	2,479	王滝川最上流
I	3.63E+08	3.99	9.10E+07	30,000	一ノ池火山噴出物	3,031	12,108	湯沢
J	1.43E+08	3.99	3.59E+07	85,000	種子岳火山噴出物	422	1,685	白帯谷
合計	1.53E+09	36.2	4.23E+07		平均	1,004	3,932	

- 凡 例
- 新期御嶽火山の噴出物分布域
 - ブロック境界
 - 大規模馬蹄形地形
 - 火口跡

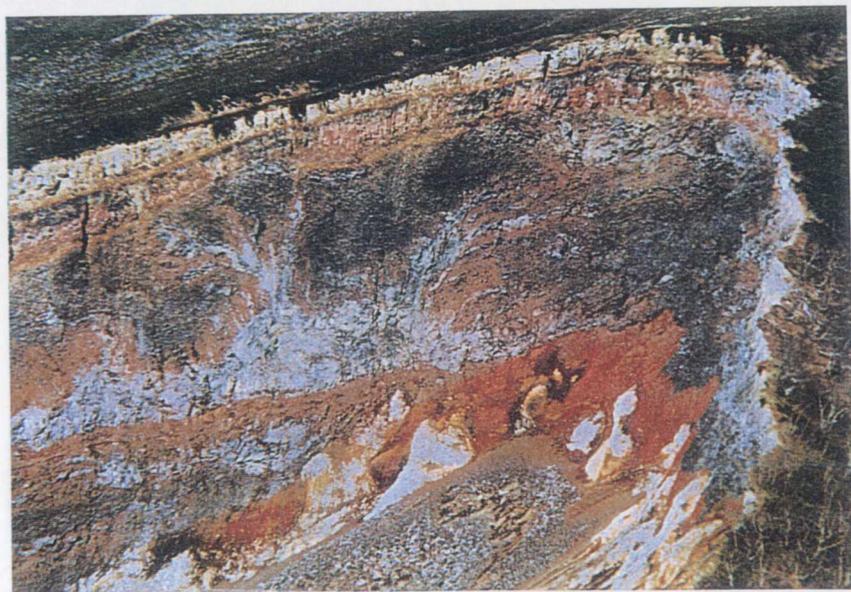




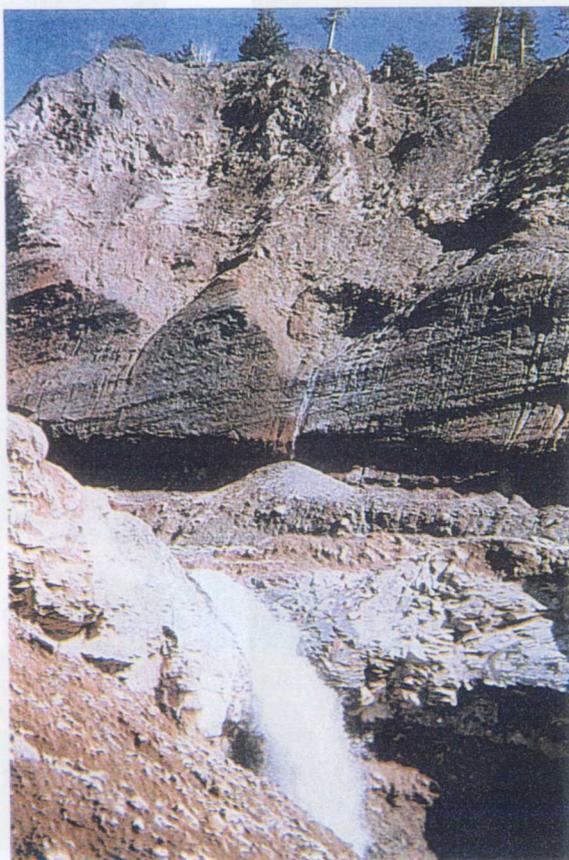
(1). 1984年の状況



(2). 同地点の現在



(3) 御嶽崩れ発生（1984）直後の状況（王滝村, 1986）



奥の山 2001 (3)

(1). 1984 年の状況

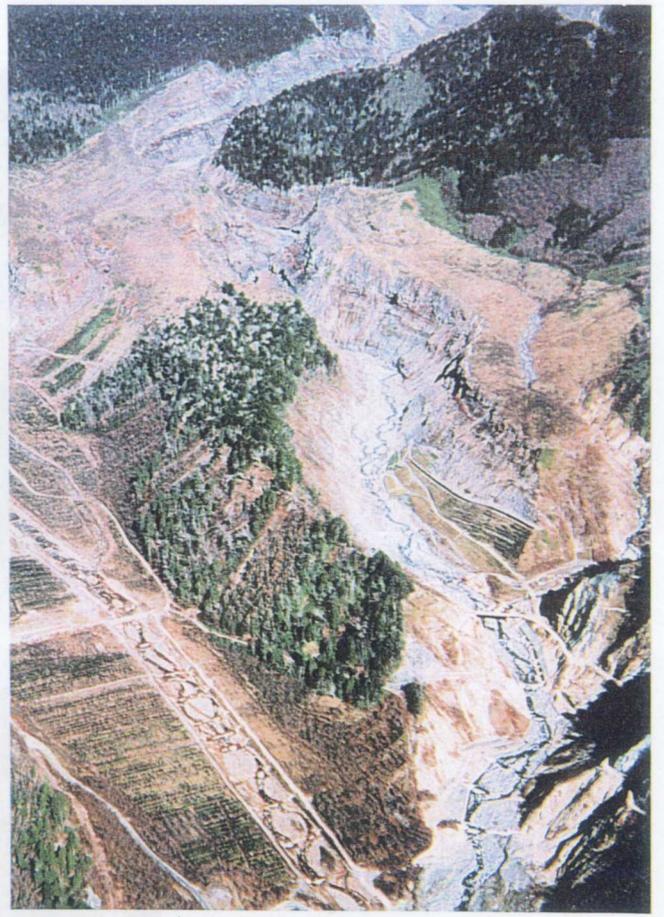
奥の山 (2001) 御嶽崩れ直下 (1)



(1) 1984 年の状況 (信州大学自然災害研究会, 1985)



(1) 土砂移動(1984)直後の状況



(2) 1999年の状況



(3) 御嶽崩れ発生(1984)直後の状況



(1). 土石流発生(1984)直後の状況



(2). 土石流発生(1984)直後の状況

21 濁川の土石流跡

樹齢 20 年位の檜がなぎ倒されている

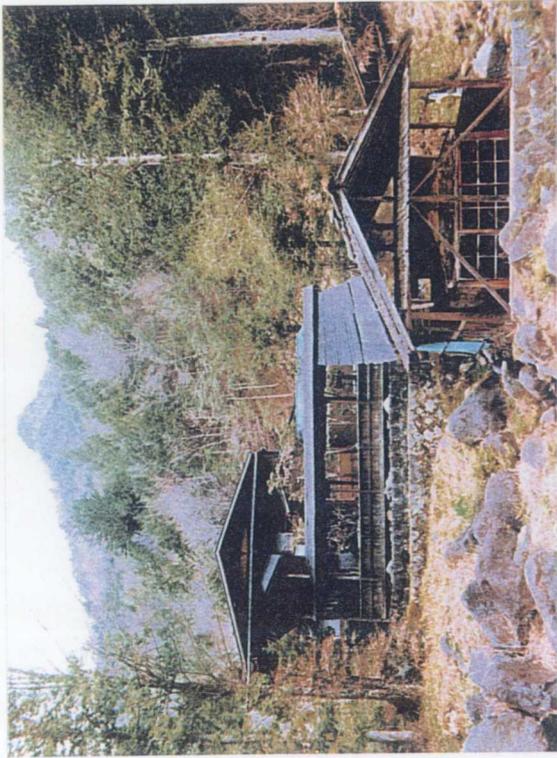


濁川温泉跡地付近の状況
 多数の流山と窪地に多くの池が造られている。

22

濁川の温泉跡地

濁川の温泉跡地



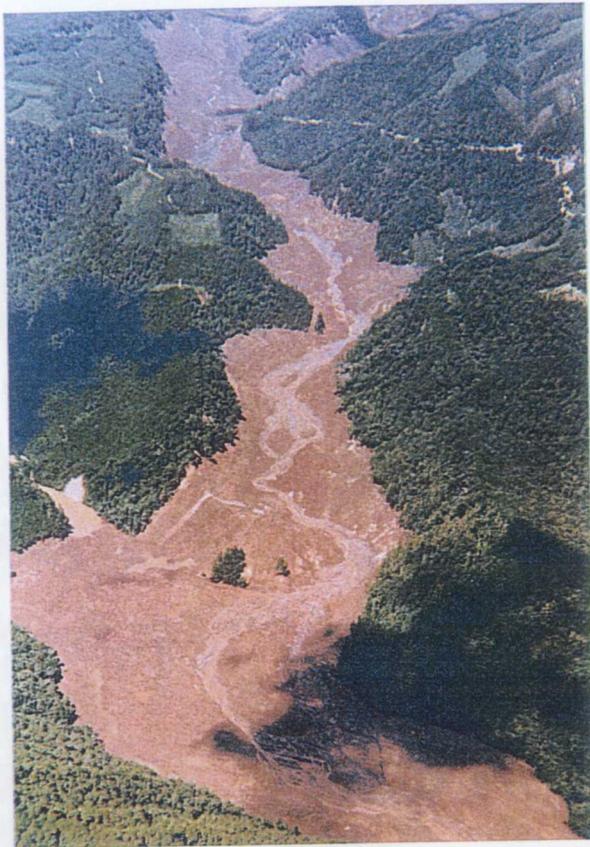
(1) 地震前の濁川温泉 (王滝村, 1986)



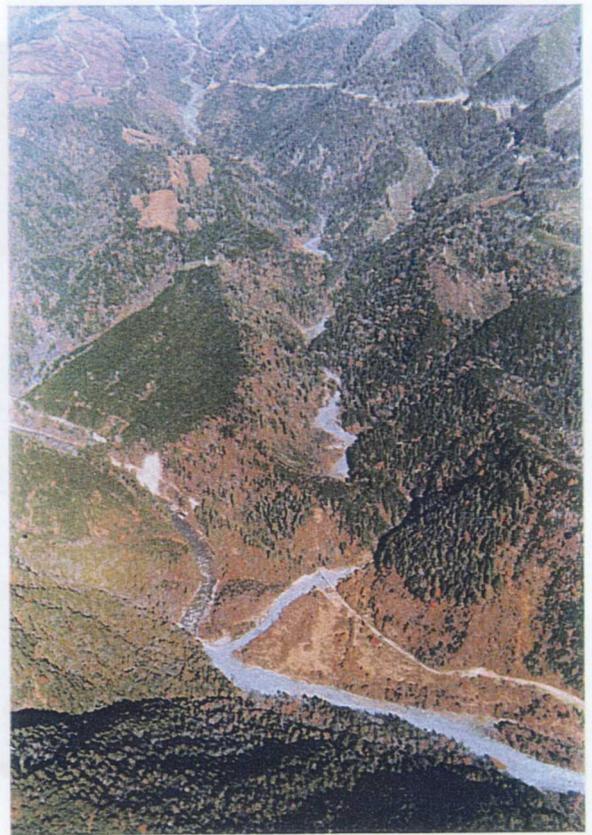
(2) 土砂移動 (1984) 直後の状況 (王滝村, 1986)



(3). 1999年の状況



(1) 土砂移動 (1984) 直後の状況 (王滝村, 1986)



(2) 地震発生前の状況 (王滝村, 1986)



(3) 土砂移動 (1984) 直後の状況



(1). 土砂移動(1984)直後の状況



(2) 対策直後(1986)の状況



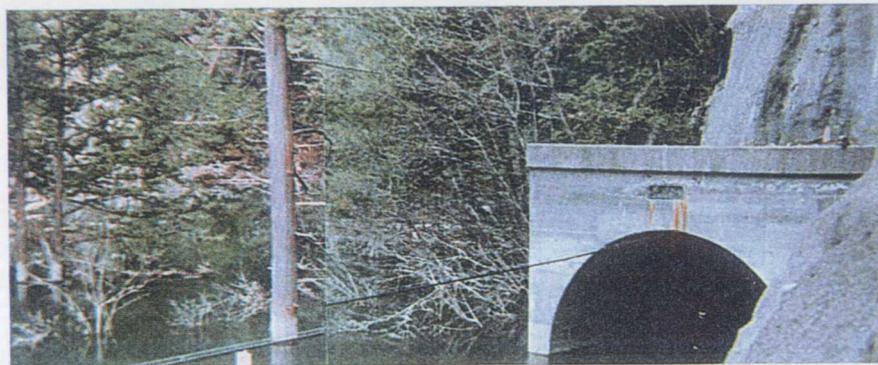
(3) 1999年の状況 砂防ダムは2~3m嵩上げされている



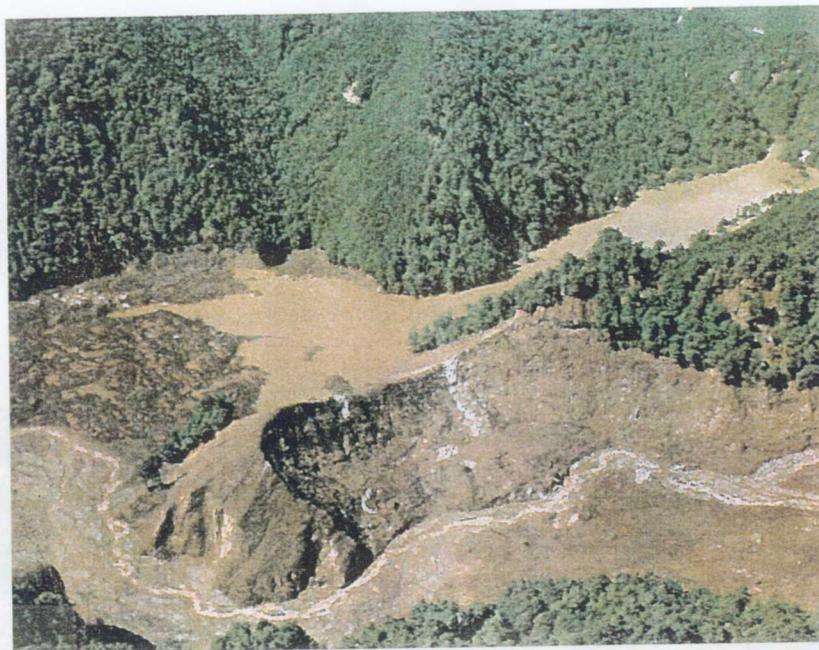
(1). 土砂移動(1984)直後の状況



(2) 1999年の状況



(3) 土砂移動(1984)直後の状況(王滝村, 1986)



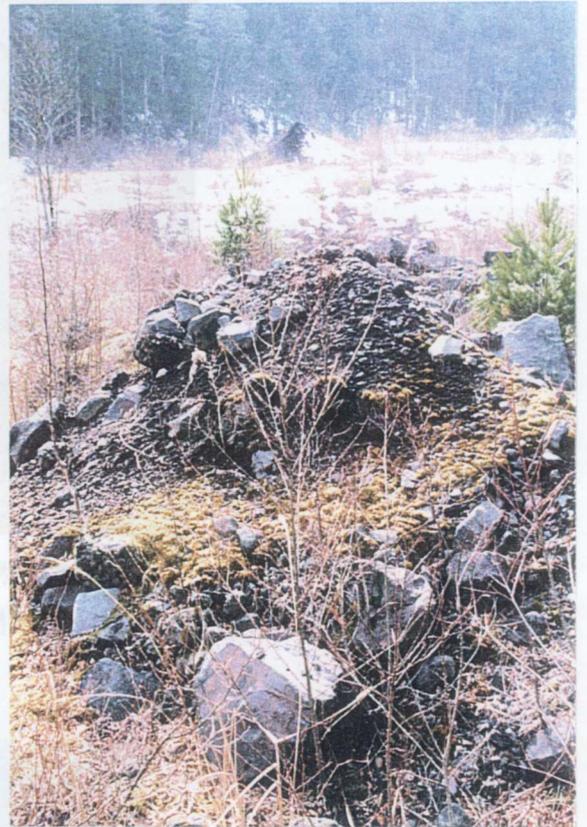
(4) 柳ヶ瀬の天然ダム—9月24日の状況— (信濃毎日新聞社, 1984)
重機類が搬入され開削準備が進められている



(5) 柳ヶ瀬の天然ダム—9月26日の状況—
水路が完成し天然ダムからの排水が開始



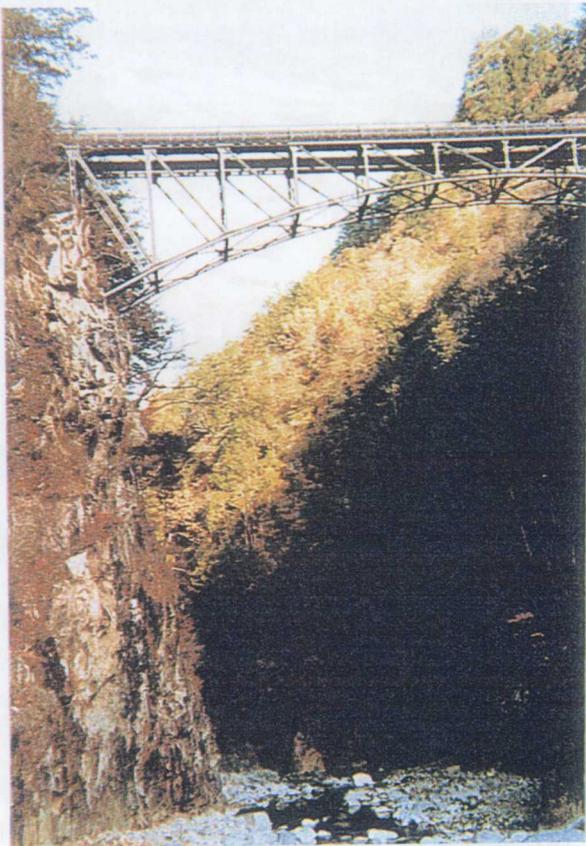
(1) 土砂移動 (1984) 直後の状況 (王滝村, 1986)



(2) 流れ山は今も見られる (1999年撮影)



(3) 1999年の状況



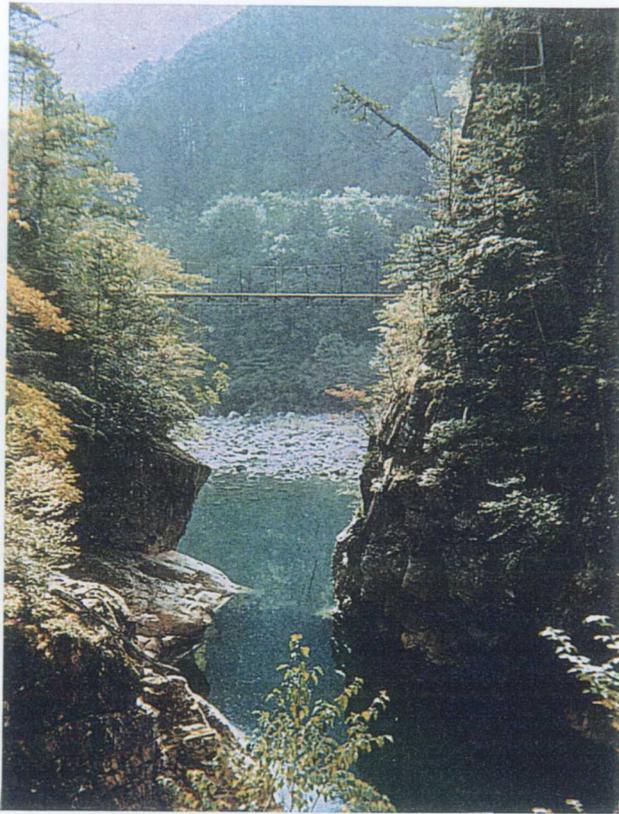
(1) 地震発生前の状況 (王滝村, 1986)



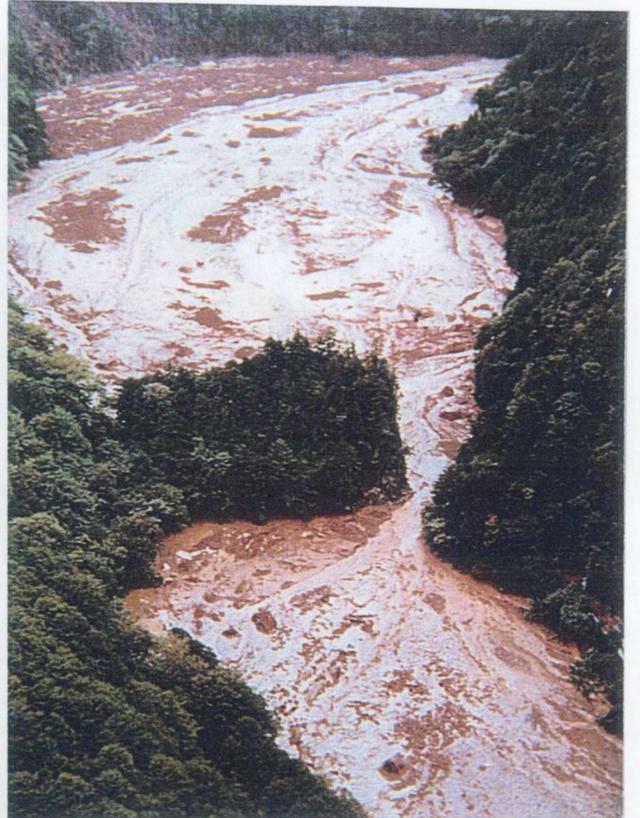
(2) .土砂移動(1984)直後の状況



(3) 1999年の状況



(1) 地震発生前の状況 (王滝村, 1986)



(2) 土砂移動 (1984) 直後の状況 (王滝村, 1986)

(1984, 林武王) 震後の河川復旧状況 (1)

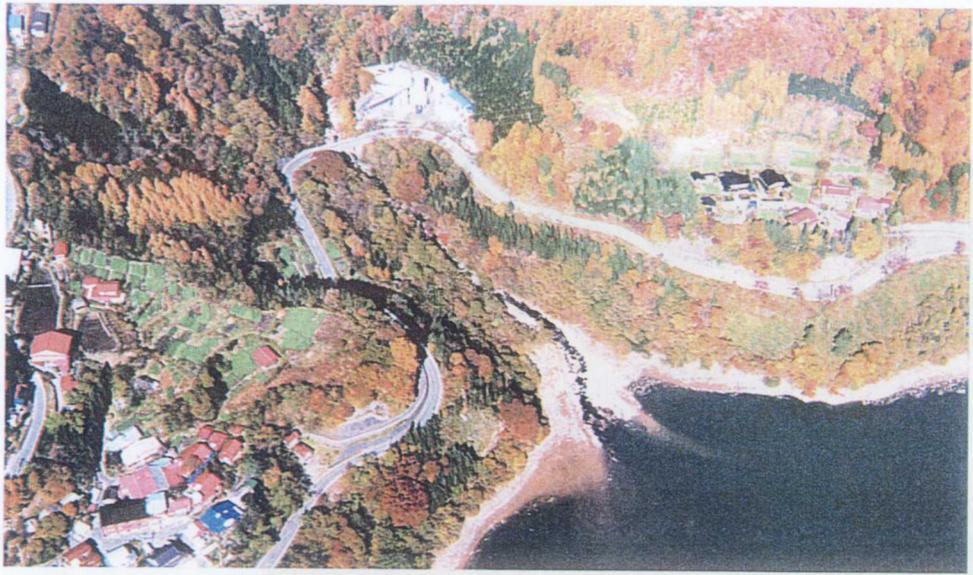


(3) 1999年の状況



30

氷ヶ瀬貯木場の被害, 土砂移動 (1984) 直後の状況 (王滝村, 1986)



(1) 地震発生前の状況 (王滝村, 1986)



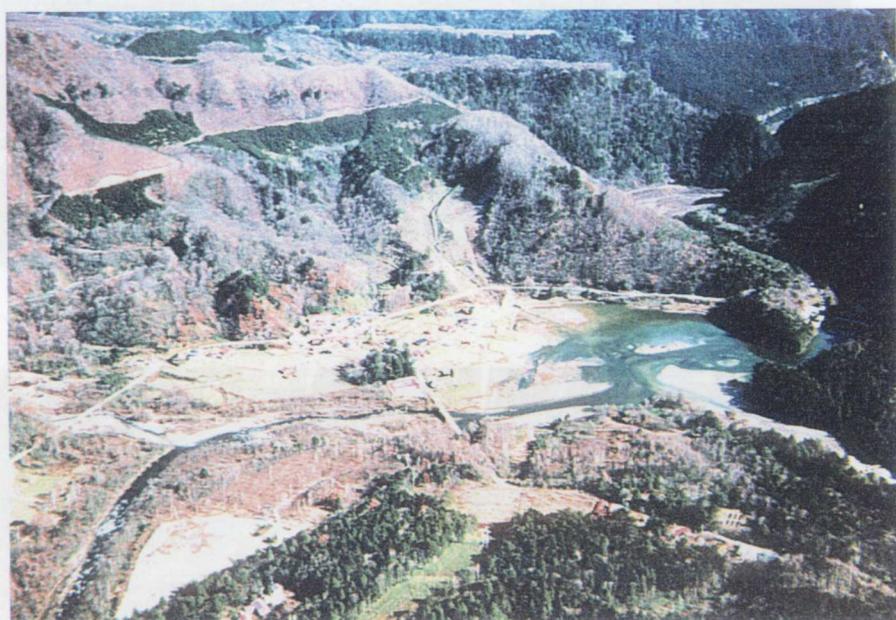
(2) 崩壊発生 (1984) 直後の状況 (王滝村, 1986)



(3) 1999年の状況



(1) 崩壊発生 (1984) 直後の状況 (王滝村, 1986)



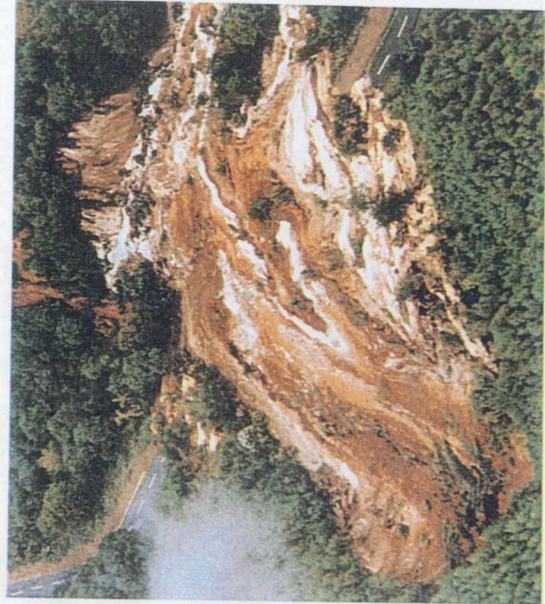
(2) 1999年の状況



33

鈴ヶ沢（土石流通過直後（1984）の状況）

（信州大学自然災害研究会，1985，王滝村，1986）



34 御岳高原の崩壊（地震発生（1984）直後の状況）（信州大学自然災害研究会，1985）

御嶽崩れ

— 目 次 —

	ページ
はじめに	
ABSTRACT	
口 絵	
1. 御嶽山周辺の地形・地質(御嶽山活動史).....	1
1.1 地形・地質の概要.....	1
1.2 御嶽火山の活動史.....	6
1.2.1 古期御嶽火山岩類.....	6
1.2.2 新期御嶽火山噴出物.....	6
1.2.3 大規模崩壊堆積物.....	10
1.3 有史以降の火山活動.....	12
1.3.1 宝亀五(774)年、御神火を噴出.....	12
1.3.2 宝暦七(1760)年頃、硫気活動.....	12
1.3.3 明治 25(1892)年 4 月 1 日、鳴動.....	13
1.3.4 大正 4(1915)年頃、硫気活動.....	13
1.3.5 昭和 54(1979)年、三ノ池の異変.....	13
1.3.6 昭和 54(1979)年 10 月 28 日、噴火.....	14
1.3.7 平成 3(1991)年 4 月 20 日～6 月、山体直下の微動.....	17
1.4 歴史時代の土砂災害史.....	18
1.4.1 明治 24(1891)年 10 月 28 日、濃尾地震と土砂災害.....	18
1.4.2 昭和 7(1932)年、濁河川上流硫黄沢の崩壊.....	20
1.4.3 昭和 20(1945)年代、伝上川上流の崩壊.....	20
1.4.4 昭和 27(1952)年 5 月 18 日、地獄谷の崩壊と土石流.....	21
1.4.5 昭和 61(1986)年 7 月 12・13 日、伝上川の土石流.....	26
1.5 大規模崩壊と土砂生産.....	27
1.5.1 旧大規模崩壊地跡.....	27
1.5.2 地形復元と侵食量.....	31
2. 長野県西部地震.....	33
2.1 地震の特徴.....	33
2.1.1 気象庁発表による本震の諸元.....	33

2.1.2	前震	34
2.1.3	余震	34
2.1.4	地震断層	35
2.2	被害の状況	36
2.2.1	人的被害	36
2.2.2	河川被害	36
2.2.3	砂防被害	42
2.2.4	森林の被害	44
2.2.5	木造家屋の被害	45
2.2.6	鉄筋コンクリート建造物の被害	45
2.2.7	被災地の主な初期対応	46
3.	御嶽崩れ(伝上崩れ)	47
3.1	土砂移動と被害の概要	47
3.2	崩壊地の地形・地質	50
3.2.1	崩壊地の地形	50
3.2.2	地質構造	51
3.3	崩壊の発生・流出に対する研究者の見解	54
3.3.1	長岡(1987)の見解	54
3.3.2	酒井(1985)の見解	55
3.3.3	斎藤・他(1985)の見解	57
3.3.4	芦田・江頭(1985)の見解	60
3.3.5	松田・有山(1985)の見解	61
3.3.6	奥田・他(1985)の見解	63
3.3.7	水山・原(1991)の見解	65
3.4	崩壊の発生・流下状況のまとめ	67
3.5	堆積物の性状と堆積機構	69
3.5.1	堆積物の性状	69
3.5.2	堆積機構	78
3.6	土砂移動目撃者の証言	79
3.6.1	太目義弘氏の避難行動と証言	80
3.6.2	田中亮治氏の避難行動と証言	83
3.6.3	目撃証言の整理	84
3.6.4	証言から分析した土砂移動現象	86
3.7	牧尾ダムへの影響	88
3.8	発生後 15 年後の変化状況	90
3.8.1	対策施設の現況	90
3.8.2	崩壊地数の変化	91

3.8.3 植生の状況.....	93
4.その他の土砂災害.....	94
4.1 松越の崩壊.....	94
4.1.1 崩壊地の諸元.....	94
4.1.2 被害の概要.....	95
4.1.3 崩壊過程.....	96
4.1.4 地質構造および崩壊・流動のメカニズム.....	97
4.2 滝越の崩壊.....	100
4.2.1 崩壊地の諸元.....	100
4.2.2 被害の概要.....	100
4.2.3 地質構造.....	101
4.2.4 崩壊・流動過程.....	102
4.2.5 崩壊・流動のメカニズム.....	103
4.3 御岳高原の崩壊.....	104
4.3.1 崩壊地の諸元.....	104
4.3.2 被害の概要.....	104
4.3.3 地形・地質構造.....	104
4.3.4 崩壊・流下のメカニズム.....	105
5.災害体験者・学識者による座談会.....	106
6.文献集(主に土砂移動に関する学術論文)	

図表目次

図 1.1	中部地方中央部の地帯構造区分と濃飛流紋岩流紋岩類およびその類似岩の分布.....	2
図 1.2	新期御嶽火山体と古期御嶽火山体の構造と相互関係を示す断面図.....	2
表 1.1	御嶽山周辺地域の地質総括表.....	3
表 1.2	御嶽火山活動史総括表.....	4
図 1.3	古期および新期御嶽火山噴出物の分布.....	5
図 1.4	御嶽山 1979 年火山活動による小火口(割れ目)群と山頂部の火山灰分布.....	15
図 1.5	御嶽山 1979 年火山灰降下範囲.....	16
表 1.3	歴史時代の御嶽山の活動と土砂災害史年表.....	19
図 1.6	明治 44 年測図の旧版地形図(S=1/50000).....	22
図 1.7	昭和 8 年要部修正測図旧版地形図(S=1/50000).....	23
図 1.8	昭和 25 年応急修正旧版地形図(S=1/50000).....	24
図 1.9	昭和 52 年編集旧版地形図(S=1/50000).....	25
表 1.4	1984 年地震による新期崩壊地と旧崩壊地.....	29
図 1.10	御嶽火山周辺における崩壊地の面積.....	29
表 1.5	御嶽火山周辺における大崩壊地と二次崩壊地.....	30
表 1.6	各ブロックの侵食量.....	31
図 2.1	1984 長野県西部地震の余震と激震域.....	34
図 2.2	断層の模式図.....	35
図 2.3	長野県西部・岐阜県東部地域の被害状況と震度分布.....	37
表 2.1	治山事業被害額(国有林).....	44
表 3.1	長野県西部地震による崩壊地の特性.....	47
図 3.1	御嶽崩れの概念図.....	48
図 3.2	御嶽崩れの崩壊前・後の地形の立体視図.....	51
図 3.3	御嶽崩れの地質平面図.....	52
図 3.4	御嶽崩れの地質横断面図.....	53
図 3.5	御嶽崩れ崩壊前後の地形.....	55
図 3.6	御嶽崩れ崩壊前の地形と線状構造.....	57
図 3.7	御嶽崩れ崩壊地における流条痕の分布.....	57
図 3.8	御嶽崩れ崩壊の発生期.....	58
図 3.9	御嶽崩れ崩壊の最盛期.....	58
図 3.9	御嶽崩れ崩壊の終末期.....	59
図 3.10	伝上川中流域の地形区分図.....	61
図 3.11	濁川・王滝川合流部の地形区分図.....	62
図 3.12	御嶽山における長野県西部地震発生前後の雨量.....	63
図 3.13	御嶽崩れ崩壊源における崩壊後の流水痕跡.....	64
図 3.14	王滝川堆積断面およびボーリング位置図.....	65

図 3.15 流れ山の分布および規模(濁川・王滝川合流点より上流).....	66
図 3.16 御嶽崩れに伴う流下土砂の到達時刻.....	66
表 3.2 地質構成表.....	69
図 3.17 地質調査位置図.....	70
図 3.18 地質断面図.....	71
図 3.19 テストピットスケッチ.....	72
図 3.20 ボーリングコア状況(HBV-3).....	74
図 3.21 ボーリングコア状況(HBV-4).....	76
図 3.22 牧尾ダム堆砂量の変化.....	89
図 3.23 崩壊地の経年変化.....	92
図 4.1 松越地区平面図およびブロック図.....	94
図 4.2 松越地区の被害状況.....	95
図 4.3 松越地区の土砂移動状況.....	96
図 4.4 松越地区地質平面図.....	97
図 4.5 松越地区地質横断面図.....	98
図 4.6 松越地区地質縦断面図.....	99
図 4.7 滝越地区平面図.....	100
図 4.8 滝越地区の土砂移動状況.....	102
図 4.9 滝越地区崩壊ブロックダイヤグラム.....	103
図 4.10 御岳高原地区平面図.....	105
図 4.11 御岳高原地区断面図.....	105

1. 御嶽山周辺の地形・地質(御嶽山活動史)

1.1 地形・地質の概要

御嶽山は中生層美濃帯および濃飛流紋岩を基盤として形成された火山で(図 1.1)、最高点は剣ヶ峰(標高 3063.4m)である。火山としては富士山に次ぐ日本第 2 位の高さを誇っている。基盤の高さが標高 1400-1900mほどであることから、火山体としての高さは 1100~1600mであり、日本の成層火山としては標準的な値である。

なお、御嶽山に関する研究報告には多くのものがあるが、山田・小林(1988)、竹内、他(1998)に最近の成果がよくまとまっており、本冊子では地層・火山岩類の名称などはこれらに準じた。

火山体は約 80km³ の噴出物で構成され、形態は円錐に近い形をしている。御嶽山は連続した火山活動により作られたものではなく、長期間に及ぶ休止期があり古期御嶽火山と新期御嶽火山に区分されている(表 1.1、2、図 1.2、3)。

古期御嶽火山は約 75 万年前に活動を開始し、約 42 万年前に終了した。古期御嶽火山活動後約 30 万年間の長い休止期があり、山体は著しく浸食を受けた。

新期御嶽火山は継母岳火山群と摩利支天火山群からなる。約 10 万年前に P m-I 降下軽石層で始まった大量の流紋岩質の軽石噴火とそれに伴うカルデラ形成によって活動を開始した。9-8 万年前には流紋岩デイサイト質の継母岳火山群の活動があり、カルデラを埋めて溶岩ドームや火砕流が山体を構成した。引き続いて 8 万年前からは安山岩質の摩利支天火山群の活動が起こった。8 つの火山からなり、カルデラ内で火口を移動しながら活動し、カルデラはほぼ埋め立てられて現在の御嶽火山の南北に並ぶ山頂群が形成された。この火山群の活動はほぼ 2 万年前に終了した。この火山群の活動中の約 5 万年前には、大規模な木曾川岩屑流堆積物が発生した。その流下距離は木曾川沿いに 200km に達している。最近 2 万年間の御嶽火山は、水蒸気爆発を中心とした活動が起こっている。

現在の、御嶽山斜面は溶岩や火山灰に覆われ、特に南斜面では開析が進んでいる。南側の山体には放射状に河川の深い下刻が及び、伝上川、赤沢、王滝川最上流部などでは山体中腹で、深さ 200~300m を越える峡谷が形成されている。これらの河川の最上流部は、山頂直下の傾斜 30 度を越える急峻な斜面にまで達し、大規模崩壊跡地が確認される(赤沢上流の地獄谷、御嶽崩れ西側の伝上川右岸等)。

長野県西部地震時に大規模崩壊が発生した、伝上川流域も最も開析が進んだ地域の一つであった。この地震では、南斜面に崩壊が集中したが、その要因として、震源が南麓にあったことも一因であるが、開析の進んだ急斜面が多かったという地形的な素因も考えられる。

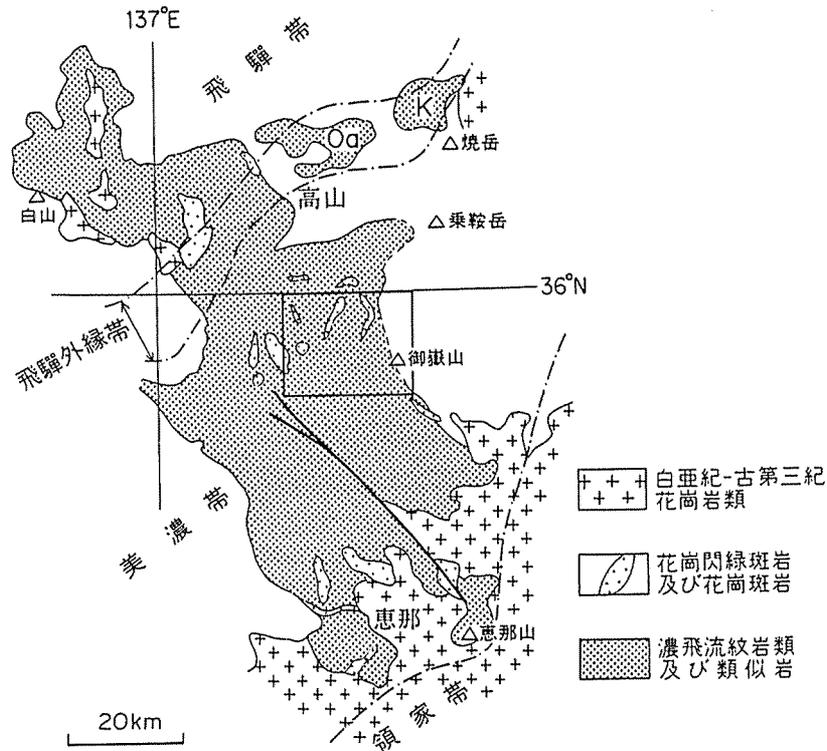


図 1.1 中部地方中央部の地帯構造区分と濃飛流紋岩類およびその類似岩の分布 (山田・小林 1988)

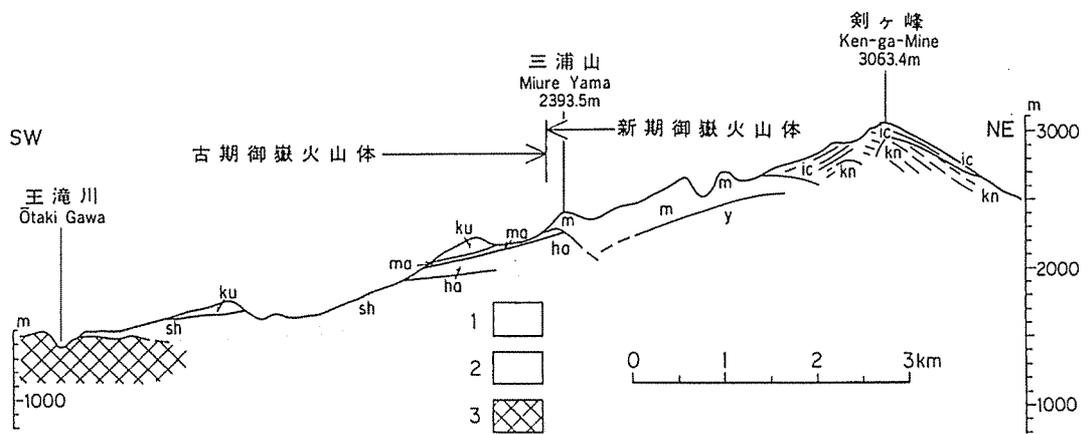


図 1.2 新期御嶽火山体と古期御嶽火山体の構造と相互関係を示す断面図 (山田・小林 1988)

表 1.1 御嶽山周辺地域の地質総括表 (山田・小林, 1988)

地質時代		層 序	岩 相 (括弧内は貫入岩)	地 史		
新 生 代	第四紀	更新世後期	1984年岩屑なだれ堆積物 (da) 沖積層 (a) 岩屑堆積物 (db) 崖錐・崩積堆積物 (tl) 段丘堆積物 (t)	1984年 長野県西部地震 1979年 御嶽山水蒸気爆発		
		更新世後期	御嶽火山噴出物	新期御嶽火山岩類 { 摩利支天火山群 [ng, nd, kn, jd, ok, od] [ks, mm, ic, yn, sn] 滝越層 (T) 継母岳火山群 [s, y, n, m]	安山岩溶岩・火砕岩 流紋岩・デイサイトの溶岩・火砕岩	成層火山群の形成 木曾川上流部に火山性碎屑物堆積 溶岩円頂丘群の形成 多量の降下軽石 (Pm-Iなど)の噴出とカルデラ生成 古期火山体の侵食
				古期御嶽火山岩類 [ts, sh, sl, ha, ma, ku] [se, su, nu, mz, mi]	安山岩・玄武岩質安山岩・玄武岩・デイサイトの溶岩・火砕岩	古期成層火山の形成
	更新世中期		(黒雲母デイサイト: D) (角閃石ひん岩: Po)	湯ヶ峰デイサイト噴出 阿寺断層系活動開始		
	第三紀	鮮新世後期	鈴蘭高原玄武岩 (B) 丹生川火砕流堆積物 (Ny)	(普通輝石)かんらん石玄武岩の溶岩・岩脈 普通輝石紫蘇輝石デイサイト溶結凝灰岩	上野玄武岩類噴出 乗鞍岳付近で火砕流噴出	
		古第三紀	濃飛流紋岩類	(焼岩谷花崗閃緑岩: Gy) (花崗斑岩: Gp)	湯ヶ峰デイサイト噴出 阿寺断層系活動開始	
	白亜紀	後期		ステージVの火砕岩類 (V) ステージIVの火砕岩類 (IV) 黒沢角礫岩層 (K)	流紋岩-流紋デイサイト溶結凝灰岩 流紋デイサイト溶結凝灰岩	平行岩脈群等貫入 小規模火砕流噴出 (濃飛岩体東縁部) 濃飛岩体陥没 (東縁断層) 大規模火砕流噴出 (濃飛岩体東部)
		前期		白川層 (S) ステージIIIの火砕岩類 (III, c, III2, III3) 阿寺層 (A) ステージIIの火砕岩類 (II1, II2, r, II3, II4)	(花崗閃緑岩: Gdp) 流紋岩溶結凝灰岩 流紋デイサイト-流紋岩溶結凝灰岩 (花崗岩?)	大規模火砕流噴出 (濃飛岩体主部) 湖成層 (阿寺湖) 堆積 大規模火砕流噴出 (濃飛岩体主部)
	中生代	ジュラ紀	後期	オリストストローム (ol) 砂岩・泥岩・凝灰質泥岩 (sm) 及び礫岩 (cg)	先濃飛期深成作用 美濃帯中生層の削剝褶曲運動 スラストシートの形成 大規模な海底地すべり 砂岩・泥岩・礫岩の堆積と珪長質火山活動	
			中期	美濃帯中生層	層状チャート (ch) 石灰岩 (ls)	チャートの堆積
前期						

御嶽火山の活動
↑ 山間盆地の形成と火山活動 ↓
珪長質火成作用
↑ 美濃帯中生層の堆積と変形 ↓

表 1.2 御嶽火山活動史総括表 (小林, 1985)

活動史 区 分		噴 出 物	主 な 活 動		地 形	テフラ層 主 な 軽石層	年 代 指 示 層	年 代 ($\times 10^4$ 年)
静穏期		1979年水蒸気爆発 水蒸気爆発 水蒸気爆発					←アカホヤ 火山灰 AT火山灰	0.6 2.3
新 期 御 嶽 火 山	摩利支天火山群	安山岩	成層火山群の形成	火口地形が 残 (IV 期)	三ノ池 四ノ池 二ノ池 一ノ池 継子岳	上部テフラ層	木曾川泥流 ←DKP ←DSP	4.8
	継母岳火山群 (II期)	テイスイトー 流紋岩	溶岩円頂丘群 の形成と降下 軽石・火砕流 の活動	火口が残っ ていない (III 期)	田の原 摩利支天山 奥の院	下部テフラ層	Y-Sc M-Sc S-Sc	
			多量の降下軽 石と火砕流の 噴出及びカル デラの形成		継母岳 三浦山		←Aso-4 ←Kr-P ←K-Tz	7
					カルデラ		←Ks-P	7-9
静穏期		?					?	
古 期 御 嶽 火 山 (I期)	後期	安山岩	単 一 の 成 層 火 山 の 形 成		三笠山 小三笠山		和村泥流	
	中期	安山岩・玄武岩			倉越原 黒石原 ナガウ原			
	前期	テイスイトー 安山岩 玄武岩質 安山岩						

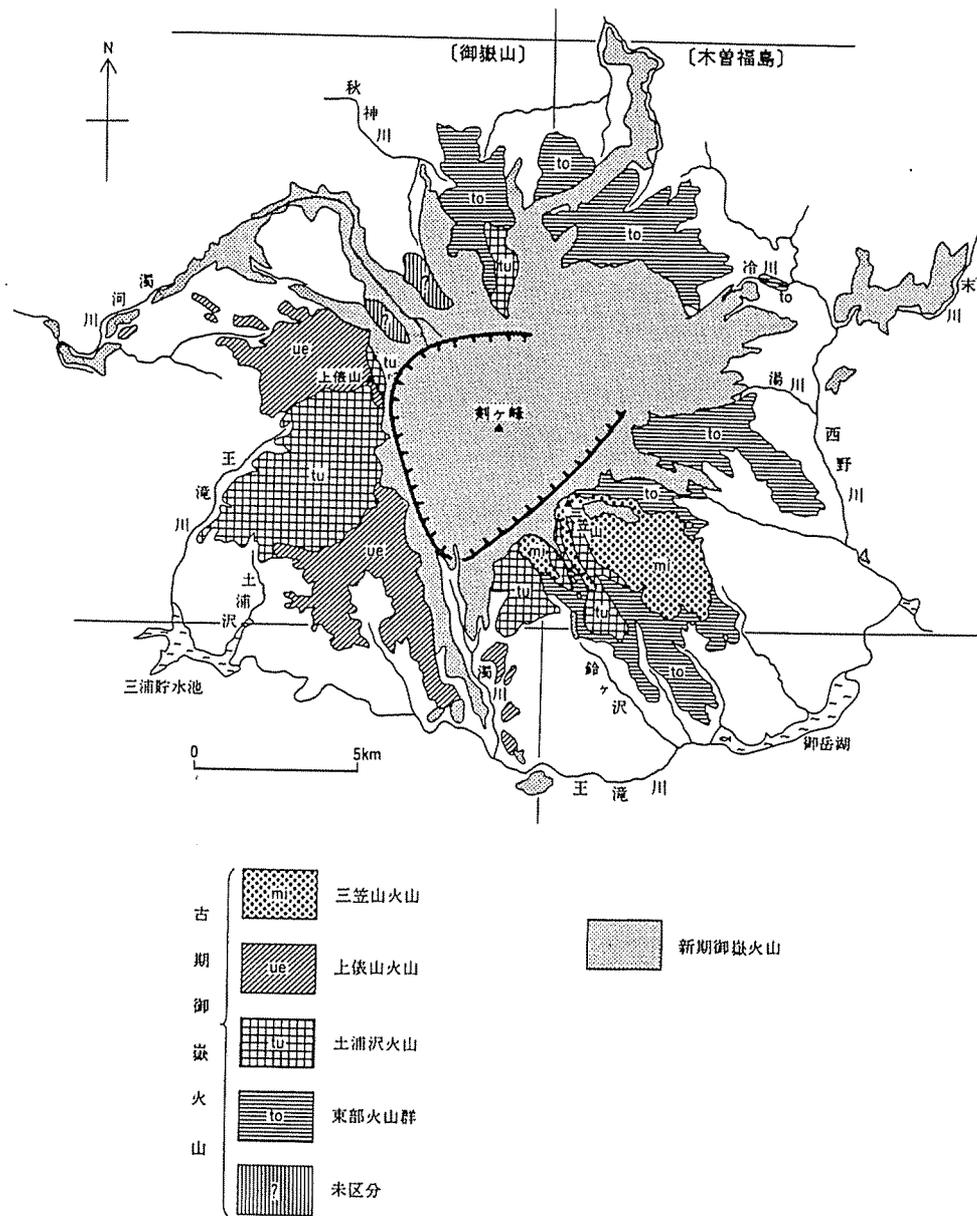


図 1.3 古期および新期御嶽火山噴出物の分布 (竹内ほか, 1998)

1.2 御嶽火山の活動史 (口絵-3, 御嶽山火山地形分類図)

1.2.1 古期御嶽火山岩類

古期御嶽は約75万年前に活動を開始し、約42万年前に終了した。4つの火山から構成されており、古い順に、東部火山群(76~65万年前)、土浦沢火山(68~57万年前)、上俵火山(54~52万年前)、三笠山火山(44~42万年前)である。

古期御嶽火山岩類は活動期間非常に長かったため、新期御嶽火山より噴出物の量が多く、分布範囲も広がっている。噴出年代が古いため、溶岩流の原面の保存は良くないが、倉越高原などで残されている。

1.2.2 新期御嶽火山噴出物

新期御嶽噴出物は、古期御嶽火山形成後に造られたカルデラを埋めるように噴出した。新期御嶽火山噴出物は活動時期と構成岩石の特徴から2期に区分されている。下半部は流紋岩-デイサイト質の主に溶岩からなる継母岳火山群を作り、上半部は安山岩溶岩・火砕流により作られる成層火山の摩利支天火山群を作っている。

(1). 継母岳火山群

継母岳火山群の噴出物は、噴出順にシン谷溶岩層、湯ノ谷溶岩層、濁滝火砕流堆積物、三浦山溶岩層に区分される。主に継母岳から三浦山にかけての尾根部などで溶岩流の原面が保存されているが、多くの場所では削剥されているかまたは後に噴出した摩利支天火山群の下に埋没している。

継母岳火山群の噴出物の年代測定は行われていない。しかし継母岳火山群活動時に噴出したテフラ(火山砕屑物)層である新期御嶽下部テフラ層の年代測定から明らかにされている。新期御嶽下部テフラ層最下部付近に挟まれる御嶽第一軽石層(Pm-I)のフィッシュトラック年代が7~9万年前と測定されている。Pm-Iは現在では、海成段丘との関係から約10万年前の噴出物と考えられている。また、新期御嶽下部テフラ層の中程には、約8~9.5万年前と推定されている阿蘇カルデラ起源の阿蘇4火山灰(Aso-4)が挟まれている。

以上の年代値から、継母岳火山群は約10~8万年前に活動したものと推定されている。

(2). 摩利支天火山群

継母岳火山群の活動に引き続き、約8万年前からの活動により成層火山を主とする多くの火山が形成された。古い順に濁河火山、金剛堂火山、奥の院火山、草木谷火山、継子岳火山、一の池火山、四ノ池火山、三ノ池火山である。このうち継子岳火山以降の各火山は火口の地形が残されているが、それ以前の火山は残されていない。

①. 濁河火山噴出物 (ng)

主に剣ヶ峰北西付近から濁河温泉にかけての谷沿いに分布する。剣ヶ峰から約1.5km北西のシン谷の谷頭部に噴出中心があったとみられる濁河火山の噴出物である。草木谷火山噴出物などの被覆のため北-北東方への分布は不明であるが、東麓には本層は分布していないようである。噴出物は、初期に塩基性の紫蘇輝石かんらん石普通輝石玄武岩質安山岩を、次いで普通輝石紫蘇輝石安山岩及び角閃石含有普通輝石紫蘇輝石安山岩を噴出した。噴出物の厚さはシン谷の谷頭部右岸で約150m、湯ノ谷の谷頭部で約120mである。

濁河温泉スキー場付近には、角閃石を少量含む普通輝石紫蘇輝石安山岩質の火砕流堆積物が堆積する。この火砕流は濁河温泉スキー場付近の緩斜面を形成している。火砕流は数次にわたって発生した。また、この火砕流に由来する土石流堆積物は落合付近にまで達し、高位の段丘地形をつくっている。

②. 金剛堂火山噴出物 (kn)

剣ヶ峰付近を噴出中心として生じた成層火山で、噴出物は主に火山の東部-南部に堆積し摩利支天火山群の中央部を構成している。

剣ヶ峰から東に流れる白川(西野川支流)とサイノ河原から東に流れる湯川に挟まれる山腹にこの噴出物は広く露出しており、黒沢登山道の6含目中の湯から9合目下の標高2850mまで、及び百間滝道の大部分で道路がこの山体の上に作られている。また、剣ヶ峰から南に流れる赤川上流、奥の院から東に流れる伝上川中下流(濁川支流)などにも露出する。

噴出物の岩質は、角閃石、普通輝石、紫蘇輝石斑晶を含む安山岩溶岩および火砕流であり、かんらん石を含むものもある。小林、他(1975)の百間滝溶結凝灰岩と鹿ノ瀬溶岩は本層に含まれる。新期御嶽上部テフラ層の千本松テフラ層・三岳テフラ層・屋敷野テフラ層はこの火山の噴出物である(竹本、他, 1987)。この火山は頂部を一ノ池火山噴出物に覆われるため、構造などはよくわかっていない。

白川中流部の左岸側の台地には火砕流堆積物が露出する(口絵-4)。強く溶結した部分では本質レンズの絞り出し構造が見られる。

③. 奥の院火山噴出物 (ok)

奥の院付近に噴出中心があったとみられ、金剛堂火山と継母岳火山群の南部を覆って成層火山を形成した。噴出物は王滝登山道(田の原から上方)付近を北東端に、下黒沢を西端とする範囲に分布し、特に伝上川と赤川に挟まれる奥の院の南東斜面を作り、濁川-伝上川間の台地を経て滝越東の尾根や王滝川右岸の赤棚に達している

噴出物の岩質は普通輝石紫蘇輝石安山岩が最も多く、角閃石、かんらん石を含むものもある。この火山の山体は地獄谷の著しい侵食によって北西半部が失われている。地獄谷に面する奥の院西側の断崖には成層火山の断面が見られ、空中写真でも溶岩あるいは溶結凝灰岩と非溶結部からなる多数の互層を読み取ることができる。伝上川上流では、6枚アグルチネートが斜面に沿って堆積している。伝上川中・下流や赤川支流黒谷などでは主に溶岩と火砕流堆積物が分布する。本層は伝上川流域で滝越層を覆っている。

下黒沢では溶岩流とその上位に重なる火砕流堆積物が観察される(口絵-5)。溶岩流にはクリンカー、柱状節理、板状節理などの構造がみられ、火砕流の弱溶結部では柱状節理が発達する。

伝上川・濁川流域では数枚の溶岩層からなり、湖成堆積物である滝越層を覆っている(口絵-6、7)。

④. 草木谷火山噴出物 (ks)

草木谷火山は金剛堂火山の北斜面、サイノ河原南西部に当たる地点で活動し、現在の摩利支天山から北に傾斜する斜面をその一部とする成層火山を作った。噴出物は摩利支天山北方やシン谷沿いに分布する。シン谷に沿って流れた溶岩は兵衛谷から濁河川沿いに谷を埋め、小坂町落合の下島温泉付近まで約 15km 流下し、景勝地「巖立」を造った。

噴出物は溶岩および強く溶結した岩零集塊岩で、かんらん石を含む普通輝石紫蘇輝石安山岩である。

⑤. 継子岳火山噴出物 (mm)

継子岳 2858.9mは新期御嶽火山群の中で最も北側に作られた火山である。溶岩は秋神川、内ヶ谷川、日和田川、冷川の4方向に向かって流下し谷を埋積した。このうち日和田川へ向かった流れは、日和田開拓付近の台地状地形を作り15kmほど流れ高根乗鞍湖にまで達している。日和田開拓付近では、地形図にあたかも流れ山であるかのような小丘群が描かれていて岩屑流との印象も受ける。しかし溶岩堤防、溶岩じわなど溶岩流に特徴的な地形から、溶岩流であることは明らかである。

噴出物はかんらんを含む普通輝石紫蘇輝石安山岩である。まれに角閃石を含んでいる。溶岩は塊状で日和田付近では「御岳石」と名づけられて庭石として盛んに採石されている。

⑥. 一ノ池火山噴出物 (ic)

一ノ池火口から生産された噴出物である。火口から流れ出た溶岩は地形の凹所に沿って谷に入り、深い谷沿いに細く長く流れた。火口から南方の濁川上流へは5枚の溶岩が重なり先瑞は約5km流下、火口西方の兵衛谷上流には3枚の溶岩が最大約8kmにわたって流下している。また、火口の北へ向かった溶岩の一部はサイノ河原から東方の湯川上流へ流れた。しかし、金剛堂火山の山頂部が障壁になっていたらしく火口東側には溶岩はわずかししか分布しない。一ノ池西方の尺ナンゾ谷付近では、溶岩堤防がみられる。

溶岩は、主に角閃石含有かんらん石普通輝石紫蘇輝石安山岩、角閃石かんらん石含有普通期石紫蘇輝石安山岩質の溶岩からなる。

北東麓におけるテフラ編年によれば、一ノ池噴出物に相当するテフラ層は柳又テフラ層(竹本、他、1987)で、その直下に木曾川泥流がある。したがって、一ノ池火山の活動開始前に大規模な山体破壊が起こり、木曾川泥流(岩屑なだれとそれに続く土石流)を発生したと推定されている。

⑦. 四ノ池火山噴出物 (yn)

現在の四ノ池の西側にかつてあったと推定される、四ノ池火山の噴出物である。分布は四ノ池の北西側と開田村恩田原付近である。このうち四ノ池北西側に流下したとされる溶岩流は、継子岳溶岩と地形的な境界が不明瞭であり、あるいは継子岳溶岩に含まれるものかもしれない。

噴出物は安山岩質溶岩およびアグルチネートを主体とし、一部降下スコリア

層を挟む。四ノ池火山噴出物のカリウム-アルゴン(K-Ar)年代が 5 個測定されており、平均 3.6 ± 0.3 万年前である。

冷川につくられた尾ノ島の滝では、柱状節理の発達した溶岩が滝をつくっており、この下位には火砕流が堆積し上半部は弱溶結し柱状節理が発達する。

⑧. 三の池火山噴出物 (Sn)

三ノ池火口から噴出した安山岩溶岩で、火口から東斜面を約 5km 流下している。この火山を三ノ池火山といい、新期御嶽火山では本質物を噴出した最新の火山である。この火口からは溶岩のみが流出しており、火砕物の噴出は確認されていない。御嶽火山の溶岩流の中では最も表面地形が鮮明で、溶岩堤防や溶岩じわが顕著である。地形から数枚のフローローブが識別できる。

三の池火山噴出物の K-Ar 年代は 2 個測定されており、平均 2.1 ± 0.5 万年前である (Matsumoto and Kobayashi, 1995)。

1. 2. 3 大規模崩壊堆積物

(1). 和村泥流堆積物

岐阜県中津川盆地周囲に発達する丘陵を構成する高位段丘上には、御嶽山起源の泥流堆積物があり和村泥流と呼ばれている (島田, 1969)。

高位段丘の年代は 20 万年以前と考えられており、この時代御嶽山は古期御嶽活動後の静穏期にあたる。おそらく御嶽山が大崩壊して岩屑なだれが発生し、木曾川を流下したものと考えられる。次に説明する木曾川岩屑流に匹敵するものと推定される。

(2). 木曾川岩屑流 (木曾川泥流) (kd)

摩利支天火山群の活動中に発生した、大規模な山体崩壊に由来する堆積物である。木曾川泥流という名称は、木曾谷第四紀研究グループ (1964) などが使用したが、それ以前は末川泥流とも呼ばれていた (酒井, 1963)、発生した岩屑なだれは開田村末川流域に広がり、更に西野川から王滝川、木曾川沿いに土石流となって 200km 以上も流下し、下流の岐阜県犬山市や各務原市でも堆積物が確認されている。下流域の岐阜県八百津町の土石流堆積物から採取された木片から 6 個、直下の粘土層から採取された木片から 2 個の加速器 ^{14}C 年代が報告されており、本

堆積物の堆積年代は約 5 万年前である。なお、それ以前には、約 2.7 万年前 (Quaternary Research Group of the Kiso Valley and Kigoshi, 1964)、3.4 万年より古い (小林, 1982) という ^{14}C 年代が報告されていた。宝田、他 (1990) によると、岩屑なだれとしての特徴を示すのは、末川流域から西野川流域の約 17km の区間である。千葉 (1995) は含まれる礫のほとんどが摩利支天火山群起源であることから、山体の山頂から北東麓にかけての部分が崩壊源であるとしている。

この崩壊は木曾川岩屑流規模からみてかなり大規模なものであり、崩壊後の御嶽山には東に開いた馬蹄形のカルデラが出現したものと考えられる。日本の成層火山にはしばしば馬蹄形カルデラが見られる。

開田村の末川・西野川の合流点付近から末川中流にかけて、基盤の山に囲まれた平坦面が広がり、比高 5~30m の多数の流れ山地形が分布する。この地形を構成する岩屑なだれ堆積物は、安山岩岩塊を主体とした岩塊相、及び、安山岩岩塊・火山礫及びそれらの細粒物からなる淘汰の悪い基質相からなる。基質相は膠結度が悪く、容易にくずれる。滝越層由来のブロック未固結シルト層や基盤岩操が含まれることがある。岩塊相はジグソーラックが入ってほぐれかけていたり、小断層が発達していることが多く典型的な岩屑流の層相を呈している。

開田村渡合付近の末川支流の河谷に全面的に露出する (口絵-8)。大小さまざまなブロックとマトリックスからなり、未固結であるため崩壊しやすい。

(3). 小坂町に達したラハール (火山泥流)

岐阜県小坂町落合の小坂川の河谷には数段の段丘が発達している。このうち最も高い面には厚さ 5m 以上のラハール (火山泥流) が堆積する。黒色、赤褐色のスコリアを含み一部で成層している。山田・小林 (1988) によると、濁河火山噴出物起源とされ、約 5 万年前の堆積物と推定されている。

成因は明らかではないが、約 5 万年前は最終氷期の氷河極大期にあたること、御嶽山は当時すでに 3000m 級の火山であり山頂に氷河が形成されていた可能性があること、などから噴火による融雪 (氷) が原因の一つとして挙げられる。

口絵-9 は、濁河川右岸におけるラハール堆積物である。粒径 1~3cm 程度の赤色、黄褐色スコリアを多く含み粒径 5cm の安山岩片を含んでいる。一部では成層構造がみられる。

1.3 有史以降の火山活動史

有史に入ってから御嶽山の噴火記録はほとんど存在しない。一般的には、昭和 54(1979)年のものが歴史時代に入ってから初めてであるとされている。大正時代に編纂された『岐蘇(キ)古今沿革志』においても、「御嶽中硫黄の場あれは火山なりといへとも古へより噴火せし事は聞かず」などと記されている。

しかし、昭和 28~30(1953~1955)年に地質調査を行った鮫島輝彦によれば、御嶽火山最後の活動によるものと考えられる五ノ池南方の噴出物が、スコリアも溶岩もほとんど風化をしていない非常に新鮮な岩石であることから、歴史時代のかなり新しい時代の噴出物ではないかと推察されており(鮫島, 1958)、交通・通信の発達していない時代においては、周辺の人口が希薄で、中山道からも手前の山地によって遮られた御嶽山で小噴火が発生していたとしても、それが記録されなかった可能性は十分考えられる(神津, 1908、鮫島, 1958)。

地元の郷土史家がまとめた見解及び、噴火活動とは断定できない御嶽の異状に関わるものも含めて抽出すると、宝亀五(774)年、明治 25(1892)年に噴火活動の可能性が考えられる記録が、宝暦七(1760)年、大正 4(1915)年には硫気活動を示す記録が抽出されている。

1.3.1 宝亀五(774)年、御神火を噴出

島田(1982)は、郷土史研究家・森田幸太郎の著書『木曾史話』を引用し、「三岳村黒沢の武居神官の家に伝わる『御岳縁起』によれば、「宝亀五年、御嶽山が地鳴りを起こし、御神火を噴出した」と記されている。また、御嶽の地鳴りに伴う噴火に遭遇して、信濃守石川朝臣望足は御嶽山に大己貴命・少彦名命の二神を祭って国内の安全を祈ったとされている。

1.3.2 宝暦七(1760)年頃、硫気活動

宝暦七(1760)年に、松平秀雲によって著わされた『吉蘇志略(キツリヤク)』は、著者が木曾地方を巡視調査して記述したものである。その記述には、「地獄谷から流れ出る濁川は、非常に硫黄臭があり、水は赤黄色に濁っていた」と記され、何らかの硫気活動が推察される。

1.3.3 明治 25(1892)年 4 月 1 日、鳴動

『西筑摩郡誌』によると、濃尾地震から 5 ヶ月後の明治 25(1892)年 4 月 1 日に、「四月一日御嶽鳴動」とある。さらに『木曾の明治百年』には、「御嶽鳴動し郡民非常に動揺す」と書き加えられており、当時の周辺住民にはかなりのインパクトであったことが窺える。しかし、それ以上の詳細は明らかでないため、新たな史料の発掘が望まれる。なお、小林(1980)によれば、御嶽山麓の住民の間には、他にも「御嶽山の山鳴り」の伝聞が伝わっていたらしいが詳細は不明であるとされる。

1.3.4 大正 4(1915)年頃、硫気活動

大正 4(1915)年に編纂された『西筑摩郡誌』には、「地獄谷は一の池の西南に當りて起れる爆裂火口にして御嶽火山最終活動の餘勢は今尚二個の硫気噴出口を有し臭氣鼻を突く」と記され、何らかの硫気活動が推察される。

1.3.5 昭和 54(1979)年、三ノ池の異変

1979(昭和 54)年の噴火直前には、従来からある地獄谷の噴気孔や温泉には明白な変化は認められなかった。しかし、それまで噴気・特別な臭いや沈殿物を生じる湧水もみられなかった三ノ池における異状が、山小屋関係者等によって発見されていた。

山小屋関係者等によると、噴火の前年(1978)まで、三ノ池の水は透明度が高く、多少の降雨では濁りもみられなかったが、昭和 54(1979)年の夏以降、三ノ池の水に濁りが生じ、湖水面も緑青色に変色した。9 月 6 日に三ノ池へ採水にいった人によれば、三ノ池が非常に硫黄臭かったという。また、三ノ池から 300m ほど離れた五ノ池小屋で、昭和 54(1979)年の夏以降、三ノ池からと思われる水音が聞こえ、これまでに無かったことと話題になっていた。これらの異変は、昭和 54(1979)年の夏頃から三ノ池の湖盆で新たにガスの噴出や湧水が始まったことを示すと考えられる(小林, 1980)。

1.3.6 昭和 54(1979)年 10 月 28 日、噴火

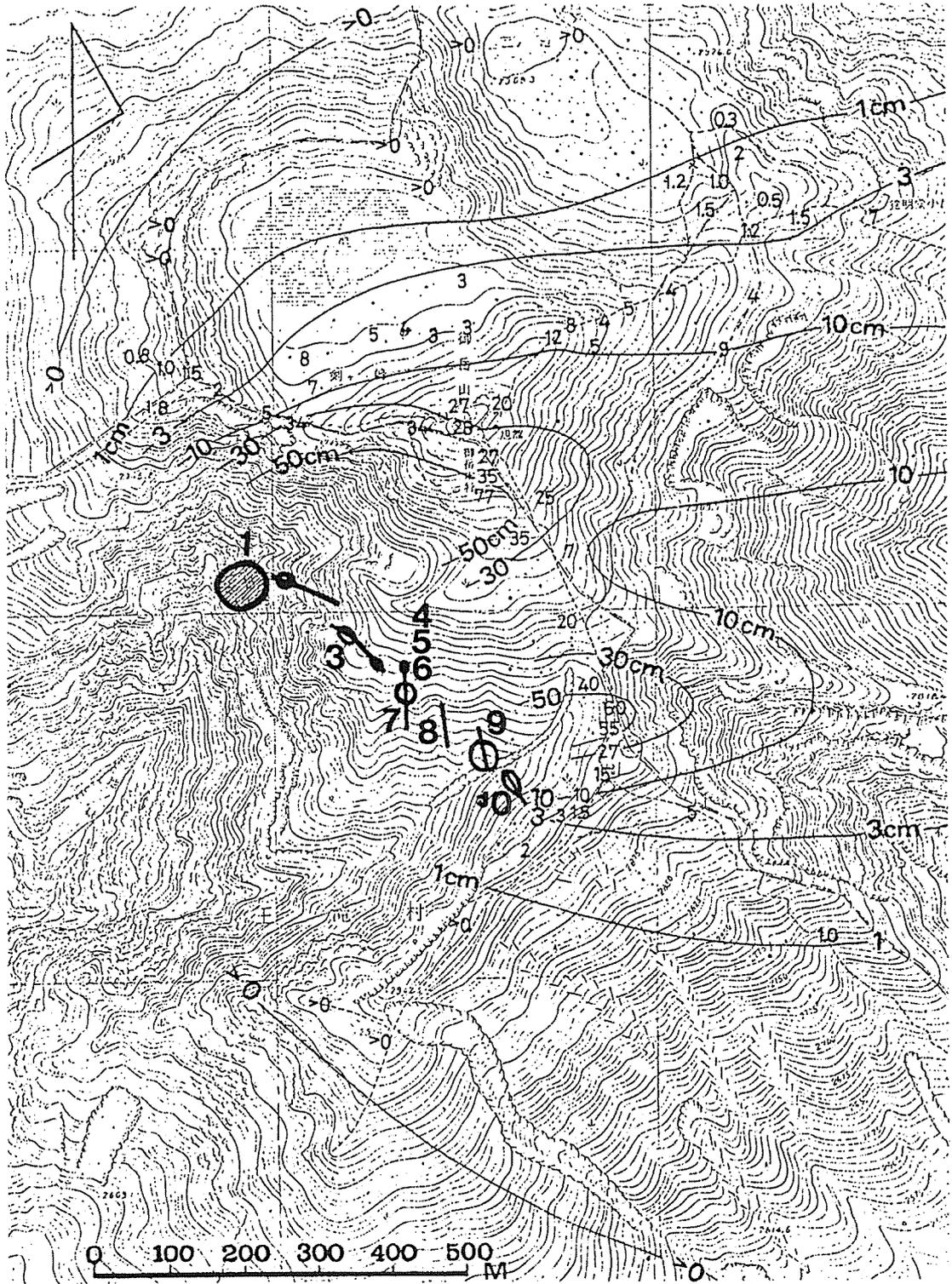
①. 噴火活動の経過

昭和 54(1979)年 10 月 28 日午前 5 時 20 分、岐阜県・長野県・福井県・石川県・山梨県等で広域的に観測された火山性地震を先駆けとして噴火活動が始まった。当初は爆発音も出さず、噴煙も小さく白色であったが、8 時 30 分ころから噴煙が一段と激しく立ち昇り、灰色～暗灰色を呈するようになった(口絵-10, 11)。

14 時頃に噴火活動は極大期を迎え、この時期に放出された火山岩塊が剣ヶ峰周辺に落下し、山頂神社や山小屋に甚大な被害を及ぼした(口絵-12)。また、北東麓の開田村・三岳村でも火山灰の降下が激化した。

この噴火活動で生じた小火口群は、北西－南東の配列をなしており(図 1.4)、このうち、北西端にあたる地獄谷谷頭部の火口が 28 日の噴火活動で噴出物の大部分を生産し、28 日夕刻からは著しく衰弱した。この火口から昇る噴煙柱には、28 日 10 時頃より粉体流が生じて地獄谷へ流下し、地獄谷の 100～150m に及ぶ断崖を火山灰で白くした。その他の小火口は、当初数箇所の割れ目群で、全体からカーテン状の噴煙を上げていたが、活動の進行に伴って噴出口を収斂させ、各々の割れ目群に 1～2 個のほぼ円形の小火口を形成した。噴火活動の開始とともに小火口群では間欠的温泉湧出もはじまったと推察され、地獄谷の下流約 7km の濁川温泉には、7 時頃に大量の火山灰で白濁した水が流下していた(小林, 1980)。

噴火活動は、28 日夕刻には弱まりはじめ、29 日朝の段階では著しく衰えていた。ほとんどの小火口は、30 日までに噴気を止め、11 月に入ってから、3 箇所の小火口が少量の噴煙を上げていた(新内, 1986)。



数字：降灰の厚さ cm
 太線：10月28日に生じた小火口(割れ目)
 ○：11月9日現在開口の小火口
 太数字：火口番号

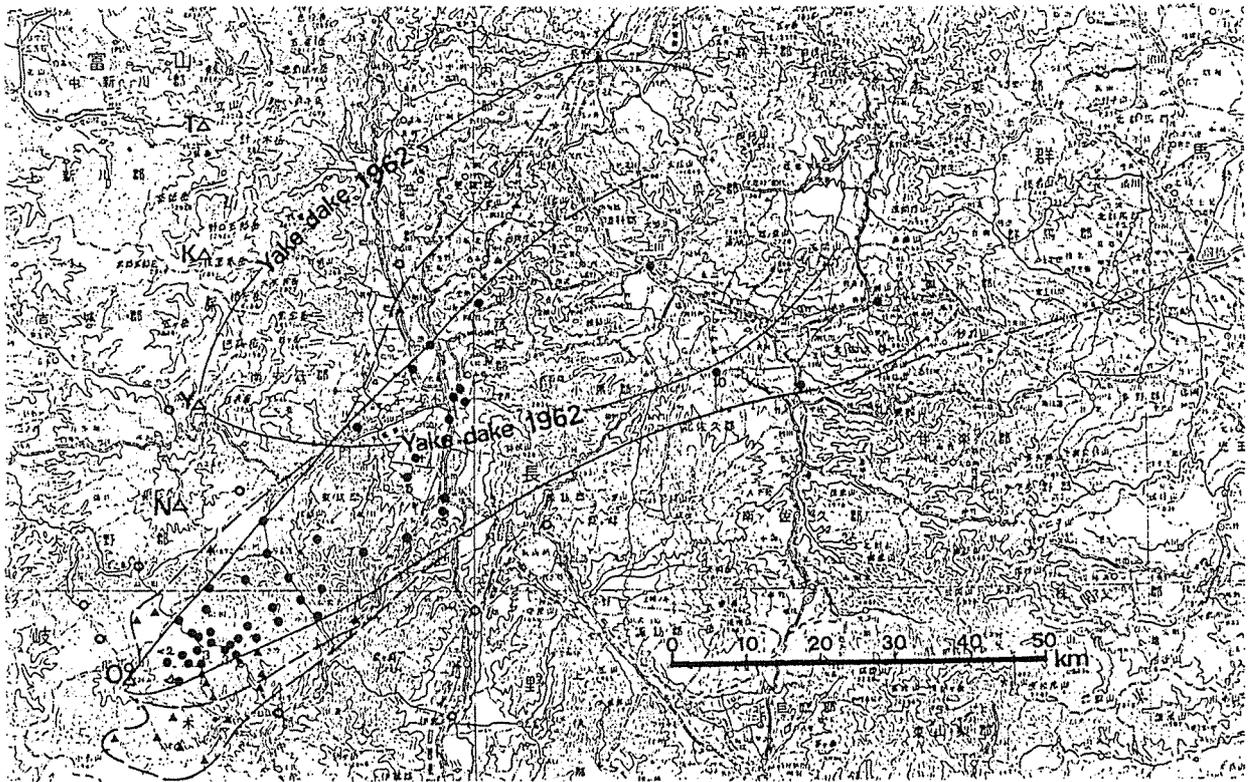
図 1.4 御嶽山 1979 年火山活動による小火口(割れ目)群と山頂部の火山灰分布(小林, 1980)

②. 降灰の状況

28日の噴火活動で放出された火山灰は、強い卓越風によって東北東へ運ばれ、28日17時頃までに約100km離れた軽井沢町や上田市に達した。また、30日までには約150km離れた前橋市にも達している(図1.5)。

山頂部における火山灰の分布は、放出された火山灰が地獄谷谷頭部の小火口と王滝山頂付近(南東側)の小火口から生産されたことを示す。堆積物も、地獄谷谷頭部の小火口に由来するものは粗粒物が多く、滝山頂付近の小火口に由来するものは粗粒物が少ない(小林, 1980)。

山麓部では、開田村で噴火活動開始から約1時間後に少量の火山灰浮遊と降下が認められた。本格的な降灰は28日正午頃から夕刻まで続き、降灰の激しかった開田村一帯や三岳村の一部では、14~15時の極大期に大粒のあられ状に凝集した火山灰塊が降下して20~25mm堆積した。



黒丸および実線：10月28日活動開始から午後5時までの降灰範囲。

黒三角および破線：10月28日午後5時以降10月29日~10月30日の降灰地点および10月29日までまたは10月30日までの降灰範囲。

白丸：10月30日まで降灰が認められなかった地点。

O：御岳山、N：乗鞍岳、Y：焼岳、K：雲の平・鷲羽岳、T：立山。

図1.5 御嶽山1979年火山灰降下範囲(小林, 1980)

1.3.7 平成3(1991)年4月20日～6月、山体直下の微動

平成3(1991)年4月20日に山体直下で地震が多発し、その後6月まで微動が多発した。特に5月12～16日に活発であった。このような状況のなか、5月20日の現地調査で、昭和54(1979)年噴火の第7火口から火山灰を噴出した跡が確認され、噴火以来初めての火山灰であった(第7火口はそれまで噴気も確認されていなかった)。

1.4 歴史時代の土砂災害史

御嶽山南麓の長野県側においては、昭和54年(1979)の御嶽山噴火災害、昭和59年(1984)の長野県西部地震による土砂災害については、多くの方々が記憶にとどめているのであるが、それ以外の土砂災害となると80歳の古老や郷土史研究家においても、ほとんど記憶にないようである。

歴史時代以前の御嶽山は、何度となく噴火し大規模な泥流が流下した時代があったことも事実である。また、次節で述べるように御嶽山頂付近の斜面には、過去に大規模な崩壊を起こした大規模崩壊跡地が多数存在している。さらに、歴史時代になってからも、街道は山麓からかなり離れた位置を通っており、御嶽山で土砂移動が発生したとしても、人々の生活にほとんど影響のなかった時代が長くあったものと考えられる。

昭和54年(1979)の御嶽山噴火災害、昭和59年(1984)の長野県西部地震による土砂災害以外に発生した、土砂移動・土砂災害として、判明している現象は以下のとおりである。

1.4.1 明治24(1891)年10月28日、濃尾地震と土砂災害

濃尾地震(M=8.0)は、日本の内陸で起きた直下型地震のなかでは最大規模のもので、岐阜県根尾谷付近を震源として発生し、根尾谷を中心に福井県今立郡から愛知県犬山市に達する地震断層を出現させた。地震断層に沿った地域に震度Ⅶの激震域が分布しており、人家の全壊率は80%以上に達し、死者7000名以上を数えた。また、根尾谷から福井県今立郡にかけての山地部で土砂災害が多数発生した(宇佐美, 1996)。

木曾地方においては、大桑村以南で強震を感じ、地面に亀裂が生じ、墓石の転倒・壁や瓦の崩落といった被害を受けた。木曾福島町では、大手橋詰が大破し、家屋や石垣にも被害があった。

御嶽山南麓では、当時の王滝村の学校日誌に、「校旗杵頭上ノ球ヲ落シ時計ノ振りヲ止メ校外ニ据エ置キシ植木等ハ台上ヨリ墜落シ、校下ノ流水一時濁レリ。其ノ他鍋釜等ノ水ヲコボシ、石塔箆等破レシ等、実ニ驚クニ堪エタリ。」とあり、大桑村以南と同程度の揺れであったことが窺える(島田, 1982)。また、「校下ノ流水一時濁レリ」とあることから、上流において崩壊等何らかの異常が発生したものと考えられる。

表1.3 歴史時代の御嶽山の活動と土砂災害史年表

西 暦	和 暦	災 害 概 要
762	天平宝字六年	高根村付近(36.0°N, 137.5°E)を震源とする地震M=7.0以上。被害不明。
774	宝亀五年	御嶽山が地鳴りを起こし、御神火を噴出した(『御岳縁起』)。
1760	宝暦七年	濁川は硫黄臭があり、赤黄色に濁っていた(『吉蘇路略』)。
1891	明治24年10月28日	濃尾地震 M=8.0。王滝村で、学校下の流水が一時濁った。木曾福島でも大手橋詰が大破した他、家屋や石垣に被害が生じた。
1892	明治25年4月1日	御嶽山で鳴動があった(『西筑摩郡誌』)。
1915	大正4年	地獄谷に2箇所の硫気噴出口があり、臭気を発していた(『西筑摩郡誌』)。
1932	昭和7年	豪雨に伴い、濁河川上流草木谷支流の硫黄沢で崩壊発生。上流部に岩屑流、下流部に土石流をもたらした(小林,1993)。 濁河温泉付近の丸太橋流失、下流の家屋、田畑にも被害があった。
1952	昭和27年5月18日	M=4.3の局地地震。震源は王滝村三浦付近(35.8°N, 137.5°E)の深さ20km。濁川温泉の湧出口や湧出量に変化が生じた。 白川、赤川上流に崩壊が発生し、流下崩壊土砂によって支流赤川と白川の合流点が上流に移った。さらに地震・崩壊後の大雨時に崩壊土砂が濁川に流出し、濁川温泉の湯殿に浸水の被害が生じた(島田,1982、他)。
1954	昭和29年2月	王滝村滝越で上下動地震を数回にわたり感じた(鮫島,1958)。
1976	昭和51年8月～9月	御嶽山南麓で群発地震、王滝村では地鳴りを伴う。9月21日M=4.2の地震。
1978	昭和53年5月～翌年	王滝村で群発地震。
1978	昭和53年10月7日	群発地震中最大規模 M=5.3。濁川温泉では赤色の濁りを生じた。 王滝村の滝越林道や上松町西小川の林道で崩落発生。
1979	昭和54年夏	御嶽山三ノ池では濁りを生じ、湖水面も緑青色に変化し、硫黄臭も発生した。
1979	昭和54年10月28日	噴火開始に関わると考えられる火山性震動の後、御嶽山地獄谷源頭部付近の割れ目から水蒸気爆発、主火口の他9個の小火口を生じた。 火山灰は東北東に流れ、150km離れた前橋市に達した。
1984	昭和59年9月14日	長野県西部地震 M=6.8。震源は王滝村大又付近(35°49.3'N, 137°33.6'E)の地下約2km。死者29人。 伝上崩れ(推定土砂量3600万m ³)発生。岩屑流、土石流となって伝上川を流下し、王滝川へ流入した地点で王滝川を堰き止めた。その他、滝越、松越、御岳高原、鞍越等で大規模な崩壊が発生した。
1985	昭和60年	長野県西部地震の余震続く。
1986	昭和61年7月12・13日	豪雨に伴い、伝上川に土石流発生。12日16時、13日0時に発生。
1988	昭和63年10月4～10日	低周波地震多発。
1991	平成3年4月20日～6月	山体直下で地震多発。特に5月12～16日に微動活発。5月20日、1979年噴火の第7火口から火山灰噴出跡を発見。それまで第7火口は噴気もなかった。
1992	平成4年11月12日	山体直下で地震多発。
1993	平成5年3月	御嶽山南南東10～15km(長野県西部地震の余震域)で地震活動続く。3月から次第に地震が増加し、4月23日にはM=5.1の地震。
1995	平成7年3月17日	御嶽山南南東約15kmでM=5.1の地震。8月微動7回。

1.4.2 昭和7(1932)年、濁河川上流硫黄沢の崩壊(口絵-13)

豪雨に伴い、岐阜県小坂町濁河温泉の奥、濁河川上流草木谷支流の硫黄沢で崩壊が発生し、これにより、上流部に岩屑流、下流部に土石流がもたらされた(小林, 1993)。

明治44年測図、昭和8年要部修正測図、昭和25年応急修正の旧版地形図を比較しても、いずれもこの崩壊の発生を読み取ることはできない。これは、地形図の測図精度によるものと思われる。上記3時期の地形図においては、濁河温泉上流付近の地形変化がほとんど示されていない(図1.6、7、8)。また、当時被害のあった濁河温泉は、明治20年頃より宿泊設備ができ観光地化されていた温泉地であるが、経営者が入れ替わり、資料・石碑は現存していない。

昭和23年撮影の空中写真を見ると、硫黄沢最上流部の標高2400m付近を源頭部とする崩壊跡地が認められる。崩壊幅約150m、長さ約100m、その後も小規模な崩壊が繰り返し発生したものと推測され、現在も崩壊地下部には土砂の堆積が顕著である。

被害は、当時濁河川の河原付近に架かっていた木橋が流失したという言伝えがある。土石流の規模は、現在の濁河温泉が立地する段丘上(比高約20m)まで被災するほどの規模ではなかったものと思われる。

1.4.3 昭和20(1945)年代、伝上川上流の崩壊

崩壊地は伝上崩れの滑落崖の西側上部斜面に、現在もその一部が確認される。

この崩壊地は伝上崩れの前身であったとも考えられる崩壊地である。伝上崩れの滑落崖の西側に、現在もその一部が確認される(口絵-15)。

明治44年測図、昭和8年要部修正測図の地形図には、伝上川上流には崩壊地は存在していない。ところが、昭和25年応急修正の地形図には、幅250m、長さ500mの崩壊地が出現している(図1.8)。したがって、昭和8年から昭和25年の間に発生したものと考えられる。ところで、昭和23年米軍撮影の空中写真にはすでに、かなり大規模な崩壊地が確認されるので、昭和23年以前の発生と判断できる。昭和8年～25年の間の地形図が存在しないので、これ以上の追跡は不可能であるが、北沢(1985)は、王滝村住民からの聞き取り調査結果を行って、昭和20年(1945)9月18日の台風及び同年10月3日～11日の台風時に発生した可能性が高いと考えている。

さらに、北沢(1985)は空中写真判読からこの崩壊の経年変化を観察し、以下のように述べている。伝上崩れが発生した斜面には、1984年の長野県西部地震による崩壊発生前から崩壊があつて、これが年々拡大し、その冠頭部には地下水が湧出していた。さらに崩壊脚部にも小崩壊があつて、これも同様に年々拡大する傾向を示していた。

そして、地震動によってまず小崩壊地点で滑落が起こり、そこで上部土塊の支えを失い、尾根を構成していた大量の土塊が三笠山の方に一気に崩落したものと推定できる。

1.4.4 昭和27(1952)年5月18日、地獄谷の崩壊と土石流

昭和27(1952)年5月18日、王滝村三浦付近の地下20kmを震源に局地的な地震が発生した。M=4.3で、甲府の地震計もこの地震を測定している。王滝村の濁川温泉では、揺れが激しく、湯殿の湯が止まり、湧出口も色も変わったという。また、濁川の幕岩で立木伐採中の人夫が倒木のため圧死した。この地震と同時に濁川源頭部の地獄谷では大規模な崩壊が発生した。山林関係者の証言によると、大崩壊の砂煙によって一帯の残雪が変色したという。崩壊土砂が河道を埋め、支流赤川と白川の合流点が上流に1500m(標高差100m)ほど移った(濁川温泉の主人の話)。さらに、後日の豪雨時に、土砂が濁川に流出して洪水となり、濁川温泉の湯殿に浸水の被害をもたらせた(島田, 1982)。

明治44年測図、昭和8年要部修正測図、昭和25年応急修正の3時期の旧版地形図上においては、地形状況に変化は見られない。昭和25年応急修正と昭和52年編集の2時期を比較すると、赤川・白川の合流点は、崩壊以前の昭和25年において標高1390mであるのに対し、崩壊発生後の昭和52年においては標高1440mと変化しており、その標高差は50mとなる。また、水平距離としては約750m程移動していることが判明している(図1.8、9)。濁川温泉の主人の話にある、赤川と白川の合流点が上流に1500m(標高差100m)程移ったというのは、少し誇張表現かも知れない。

土砂生産源は、旧版地形図及び空中写真(昭和23年・昭和45年撮影)をもとに検討した結果、白川上流継母岳直下の標高2600m付近を源頭部とする、旧大規模崩壊跡地内の南西斜面、南東斜面(ともに、崩壊幅500m、長さ150mほど)の広範な斜面が、地震動により、一気に表層崩壊したものと考えられる(口絵-14)。

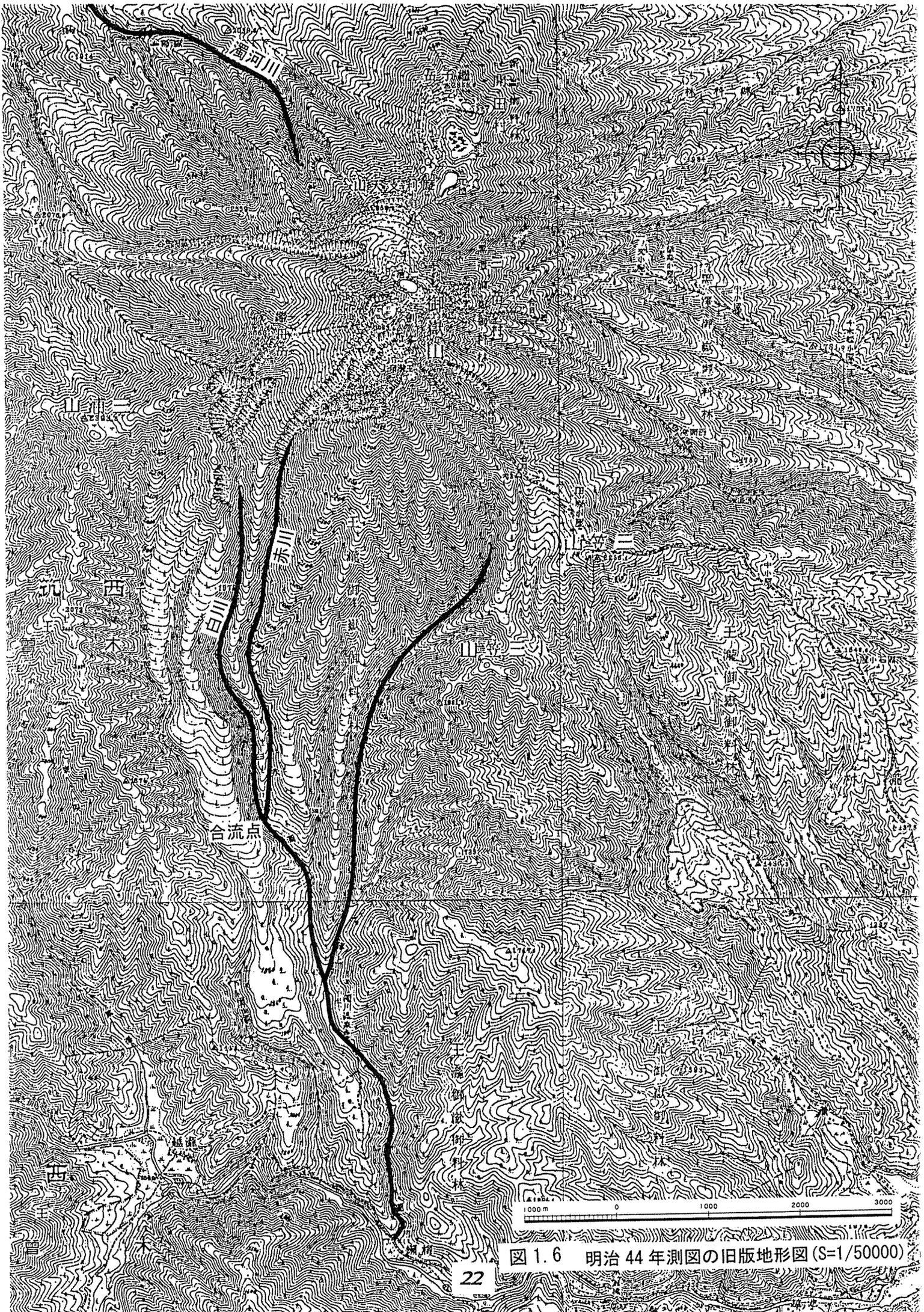


图 1.6 明治 44 年測図の旧版地形図 (S=1/50000)

昭和7年(1932)

上流部に岩屑流、下流部に土石流が発生した。

崩壊発生斜面

山立三

合流点

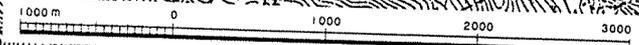


図1.7

23 昭和8年要部修正測図旧版地形図(S=1/50000)

昭和20年代に崩壊発生

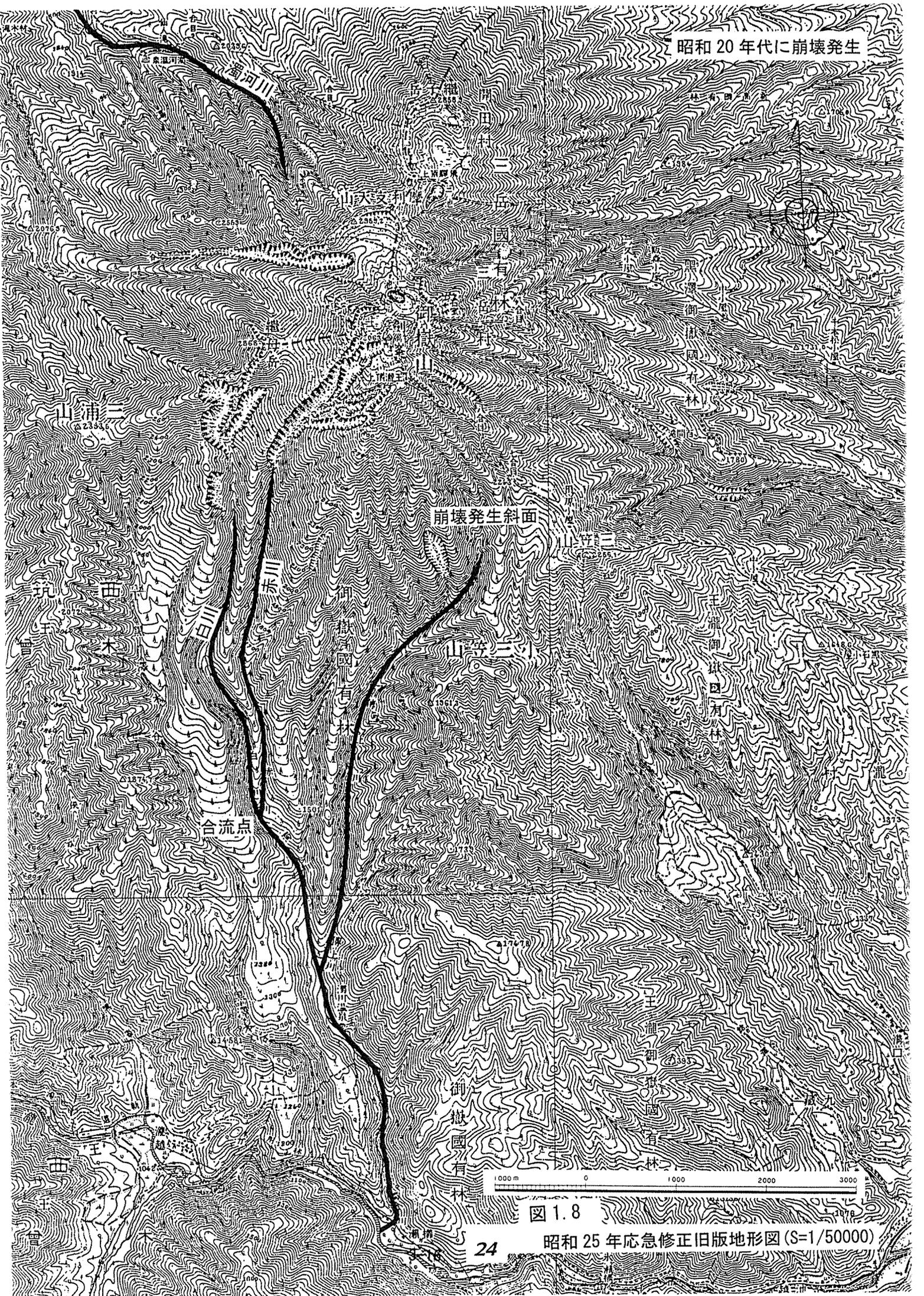


図 1.8

昭和25年応急修正旧版地形図(S=1/50000)

昭和 27 年 (1952)

崩壊土砂の流下で、赤川と白川の合流点が上流側へ移動した。
さらに、その後の豪雨時に、濁川温泉に洪水被害が発生した。

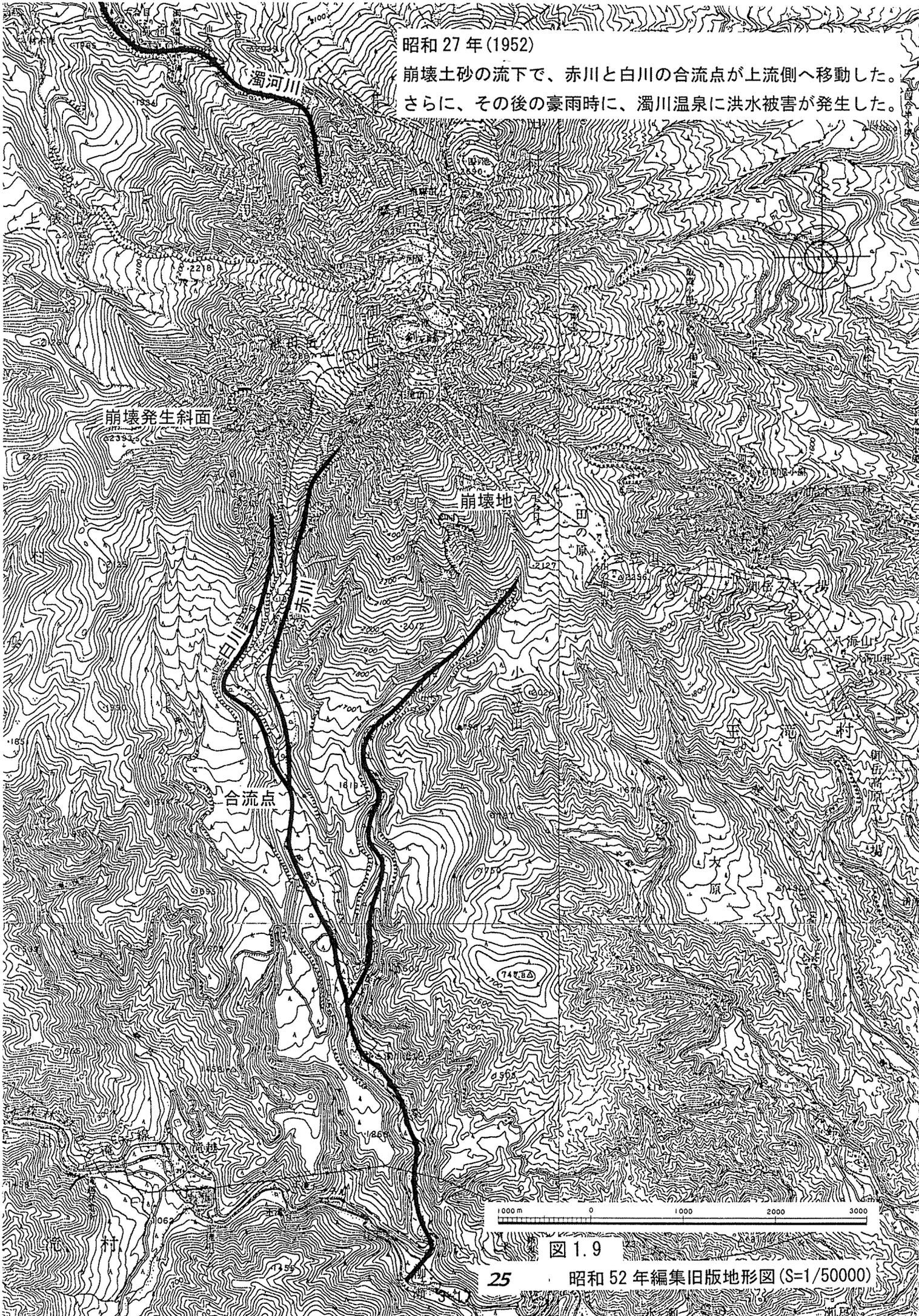


図 1.9

1.4.5 昭和 61(1986)年 7 月 12・13 日、伝上川の土石流

昭和 61(1986)年 7 月 12 日の 16 時と 13 日の 0 時、梅雨前線に伴う豪雨により、伝上川に土石流が発生した。大村(1986)等の報告によれば、12 日の土石流は二波にわたって発生し、第一波は川幅いっぱいに広がり、中央部がやや盛り上がった状態で流下し、活発な流れの状態が約 20 分間継続した。

この土石流に関与した降雨状況としては、以下のようにまとめられている。先行降雨として、6 月 6 日～30 日までの累加雨量は 526mm、7 月 2 日～12 日の土石流発生までの累加雨量は 277mm。直前の 7 月 11 日～13 日における最大時間雨量は 30mm、12 日の日雨量は 88mm であり、これらの超過確率はそれぞれ 5 年と 2 年に過ぎない。また、土石流発生までをみると、第一波で連続雨量 79mm、最大時間雨量 18mm、第二波で連続雨量 153mm、最大時間雨量 30mm であった。

御嶽崩れ崩壊地の源頭部内と、これに続く直下の溪床において、ガリー侵食が進んでいたことから、そこがこの土石流の発生源と推察されている。

1.5 大規模崩壊と土砂生産

御嶽山の山頂付近には、放射状に分布する、伝上崩れと類似した大規模崩壊地形の痕跡と考えられる馬蹄形の地形(ここで旧大規模崩壊跡地とよぶ)を多数確認することができる。これは、昭和 59(1984)年の長野県西部地震(M6.8)時に発生した大規模土砂移動と同様の現象が、過去に何度も発生してきたことを示唆するものであり、他の多くの壮年期火山と同様に地震や豪雨が引き金となって大規模土砂移動現象が発生し、それによって放射状開析谷が形成され侵食が進んでいる。

これらの大規模崩壊は、御嶽火山活動が静穏期になってからも発生してきたものと思われるが、その発生年代・発生頻度については、今のところはっきりとは解明されていない。また、歴史時代においては、先述のとおり、昭和7(1932)年に岐阜県小坂町の濁河温泉奥の硫黄沢で豪雨にともなって発生した崩壊、昭和27(1952)年に王滝村濁川上流の白川で地震によって発生した崩壊が知られているが、地元資料にもそれ以上の記録はほとんど確認されていない。

1.5.1 旧大規模崩壊跡地

建設省国土地理院では、長野県西部地震による崩壊発生後に、空中写真の判読などによる調査を行い、1984年長野県西部地震調査図(国土地理院技術資料, D.1-No.260)を作成している。この図は、長野県西部地震時に発生した崩壊地だけでなく、大規模崩壊の痕跡地形や旧小崩壊地形、新規小崩壊地形なども詳細に判読されている(口絵-16)。

井上(1993)はこの調査結果をもとに、大規模崩壊が火山体の開析過程でどのような役割を演じているかを検討する目的で、崩壊地の個数と面積を計測し(表1.4)、統計的な検討を行った。

(1). 崩壊地の分布の特徴

旧大規模崩壊地は、すべて成層火山を刻む放射状開析谷の谷頭付近で発生しており、斜面方位による偏りは認められず、守屋(1987)が指摘しているように、大規模崩壊の発生が放射状開析谷の発達を提していることを示している。

旧崩壊地は、主に放射状開析谷と周辺斜面との境界付近に形成された遷急線直下に発生するタイプと成層火山の平滑な山腹斜面に発生する流層区の長い崩壊タイプとに分けられる。また、旧大規模崩壊地内には多くの二次崩壊が見られるので、大規模崩壊の痕跡地形は、現在でも主要な土砂生産源となっている。

新規崩壊地は、長野県西部地震の震原に近い、南麓斜面の開析谷遷急線直下に発生しているものが多く、成層火山の平滑な山腹斜面には全く発生していない。これは、地震動による崩壊発生と、豪雨により発生する豪雨型崩壊との相違の現れであろう。

(2). 面積比

旧大規模崩壊地と、大規模崩壊地内の二次崩壊地、旧小崩壊地との比はほぼ等しい(図 1.10)。また、長野県西部地震によって生じた御嶽崩れと新規小崩壊地との比は6 : 4である。1984年の御嶽崩れは、旧大規模崩壊地の最大のものよりも大きく、平均面積の2倍となっている。また、大規模崩壊地内の二次崩壊地は、小規模崩壊地に比べ、面積の平均値はそれほど変わらないが、大規模崩壊地の最小値より大きいものがある。しかし、これは大規模崩壊地内の隣接する表層崩壊地が拡大して連続したものが多く、崩壊深度が浅いため、大規模崩壊地とは区別される。

1984年の御嶽崩れが大規模崩壊地に占める割合は10%で、新規小崩壊地が旧小崩壊地(二次崩壊地も含む)に占める割合は8%となっており、両者ともほぼ1割前後の値を示している。

表 1.4 1984 年地震による新規崩壊地と旧崩壊地

	旧崩壊地(m ²)			新規崩壊地(m ²)	
	大規模崩壊地	二次崩壊地	小崩壊地	大規模崩壊地	小崩壊地
最 大	358,333	105,556	44,444	388,889	13,889
最 小	26,944	556	278	—	833
平 均	188,991	6,813	4,761	—	4,256
総面積	3,590,833	1,580,556	1,813,889	388,889	263,889
個 数	19	232	481	1	62
S. D.	99,406	11,805	4,816	—	3,134

※¹ 滑落崖が連続するものは一連の崩壊地とした
 ※² 旧崩壊地には大規模崩壊地内の二次崩壊地を含む
 ※³ 小崩壊地の集合は面積が大きい、崩壊深度が浅いため小崩壊とした。

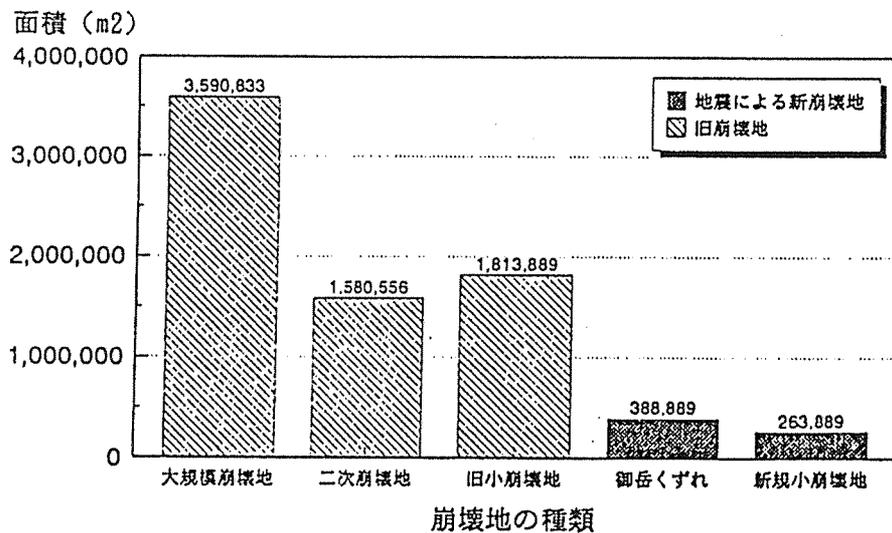


図 1.10 御嶽火山周辺における崩壊地の面積

(3). 旧大規模崩壊地内の二次崩壊地

旧大規模崩壊地内の二次崩壊の割合(表 1.5)は、おおむね 30~50%に達する。二次崩壊の占める割合が大きい巨大崩壊地は、現在でも崩壊が発達する傾向にあるため、現在でもこれらの崩壊地は主要な土砂生産源として、火山体の開析に重要な位置を占めている。

歴史資料に記録された、上記の 2 事例(昭和 7 年、27 年の崩壊)についても、大規模崩壊跡地内で発生した、近年における比較的規模の大きな二次的な崩壊による土砂移動であったものであろう。

表 1.5 御嶽火山周辺における大崩壊地と二次崩壊地

大崩壊地 m ²	大崩壊地内二次崩壊				
	個数	面積比	平均面積 m ²	総面積 m ²	
1	233,333	14	0.35	5,873	82,222
2	300,000	17	0.46	8,137	138,333
3	216,667	15	0.49	7,056	105,833
4	275,000	18	0.28	4,244	76,389
5	145,833	14	0.52	5,377	75,278
6	291,667	17	0.28	4,771	81,111
7	111,111	14	0.32	2,500	35,000
8	247,222	14	0.61	10,734	150,278
9	225,000	5	0.90	40,389	201,944
10	172,222	6	1.01	29,028	174,167
11	341,667	25	0.40	5,478	136,944
12	219,444	14	0.29	4,603	64,444
13	358,333	31	0.31	3,620	112,222
14	65,278	6	0.26	2,870	17,222
15	61,944	3	0.34	6,944	20,833
16	26,944	3	0.47	4,259	12,778
17	116,667	5	0.40	9,278	46,389
18	150,000	13	0.24	2,821	36,667
19	32,500	7	0.38	1,786	12,500
	3,590,833	241	0.44	6,558	1,580,556

※アンダーラインは平均より大きい数値

1.5.2 地形復元と侵食量

(1) 埋谷による地形復元

口絵-17は、御嶽山全体からの土砂生産実態を把握するため、火山形成過程の地質条件を考慮に入れ、500m埋谷法による接峰面図(御嶽山の復元図)を描いたものである。

この埋谷によって大規模な馬蹄形地形が4箇所存在することを確認できる。このうち東側に開いた地点(Cブロック)は、約5万年前に発生した木曾川泥流の巨大崩壊に伴う馬蹄形地形と堆定される。また、この直下には岩屑流による流れ山地形が形成されている。

(2) 侵食量の計算

土砂の生産量を把握するために御嶽山で大規模崩壊が多発する(国土地理院技術資料, 1985)標高2000m以上、新期御嶽火山(山田・小林, 1987)を複数のブロックに分け(A~J)、500m埋谷図と現在の地形図の100m毎面積差を計算し、これからブロック毎の侵食量を平均断面法で算出した(表1.6)。

表 1.6 各ブロックの侵食量

ブロッ ク	侵食土量 m ³	ブロッ ク 面積 km ²	単位面積当 たりの侵食 量 (m ³ /km)	侵食年	基準噴出物	比流出土 砂量 (m ³ /km ² /y)	年流出土 砂量 (m ³ /y)	下流水系
A	2.06E+08	4.68	4.40E+07	59,000	奥の院火山噴出物	746	3,493	伝上川
B	1.80E+08	5.52	3.27E+07	66,000	金剛堂火山噴出物	495	2,735	白川
C	1.47E+08	5.03	2.93E+07	21,000	三ノ池溶岩	1,393	7,008	西野川
D	7.57E+07	4.68	1.62E+07	48,000	継子岳火山噴出物	337	1,578	継子北斜面
E	1.54E+08	4.12	3.74E+07	36,000	四ノ池溶岩	1,038	4,277	草木谷
F	1.18E+08	1.52	7.76E+07	80,000	濁河火山噴出物	970	1,474	湯之谷
G	7.45E+07	4.21	1.77E+07	30,000	一ノ池火山噴出物	590	2,483	兵衛谷
H	2.11E+08	2.45	8.60E+07	85,000	継母岳火山群	1,012	2,479	王滝川最上流
I	3.63E+08	3.99	9.10E+07	30,000	一ノ池火山噴出物	3,035	12,108	濁沢
J	1.43E+08	3.99	3.59E+07	85,000	継母岳火山群	422	1,685	白布谷
合計	1.53E+09	36.2	4.23E+07		平均	1,004	3,932	

1979年に御嶽山では噴火活動があったが、地形に残るような火山活動は約3万年前に終了し、現在火山活動としては静かな時期にあると考えられている。上記の方法によって求められる侵食量を御嶽山、の過去3万年間の侵食量として計算すれば概算の侵食レートが求められる。しかし、御嶽山は地質学的に良く研究されており表面に露出する火山噴出物の噴出年代が判明している。この結果を利用し、山体表面を覆う最新の火山噴出物の噴火年代を侵食の始まった年代とみなし、山体の方向別によるブロック分類を行いブロック毎の侵食量を求めた。その結果、過去数万年間では、地獄谷、継母岳東斜面地域を含むIブロックでの土砂生産活動が最も激しいことが判明した。さらに、草木谷上流地域を含むEブロックにおいても土砂の生産量が高いことが判明した。これらの地域はいずれも、過去の傷跡が活発な土砂生産の場になっていると推定される。

また、伝上崩れは、標高2000m以上の過去数万年間の侵食地域を47回ほどで埋めてしまうほどの大きな崩壊であり、火山活動の静穏期の崩壊としては最大規模の崩壊であったものと考えられる。

2. 長野県西部地震

2.1 地震の特徴

昭和 59(1984)年 9 月 14 日 8 時 48 分頃、長野県木曾郡王滝村御嶽山南東地域を震源としてマグニチュード 6.8 の地震が発生し、その有感震域は東北地方の福島県から中国地方の鳥取・岡山の各県に至るまでの広範囲にわたるものであった。震源深さは約 2 km で、震源域の広がりはその余震分布から 10km×12km であった。震源地である王滝村では、激しい震動が衝撃的に発生し、地中の石が飛び上がるなどの上下動成分の卓越した現象の報告もあった。

御嶽山頂上の南斜面に発生した大規模崩壊による土砂は 10km 以上流下して王滝川に流入した。また、松越地区の崩壊土砂は、川を横切り対岸にのり上げ、河底にあった生コンプラントを比高 40m 以上の対岸段丘上に押し上げた。その他王滝村滝越地区、御岳高原などで大規模な崩壊があり、合計 29 人の生命を奪い、河川・道路にも多大な被害が発生した。このように、被害は大規模な土砂移動によるものがほとんどであった。王滝村の震度は V～VI と推定される。王滝川ダムの導水路トンネル内に断層(E NE-W SW)が発見された。

2.1.1 気象庁発表による本震の諸元

発震時：昭和 59 年 9 月 14 日 8 時 48 分 49.4 秒、 マグニチュード M6.8

震央位置：137° 33.6′ E, 35° 49.3′ N、 震源の深さ：2 km

各地の震度：震度Ⅳ(中震)甲府・飯田・舞鶴・諏訪。

震度Ⅲ(弱震)東京・横浜・前橋・静岡・福井・京都・富山・長野・津・輪島・浜松・伊良湖・熊谷・豊岡・名古屋・大阪・岐阜・松本・伊吹山・高山・奈良・御前崎・三島・四日市・彦根。

震度Ⅱ(軽震)大島・鳥取・金沢・千葉・岡山・館山・宇都宮・高田・敦賀・軽井沢・秩父・河口湖・伏木。

震度Ⅰ(微震)水戸・新潟・小名浜・上野・西郷・尾鷲・相川・和歌山・網代・松代・米子・神戸・石廊崎。

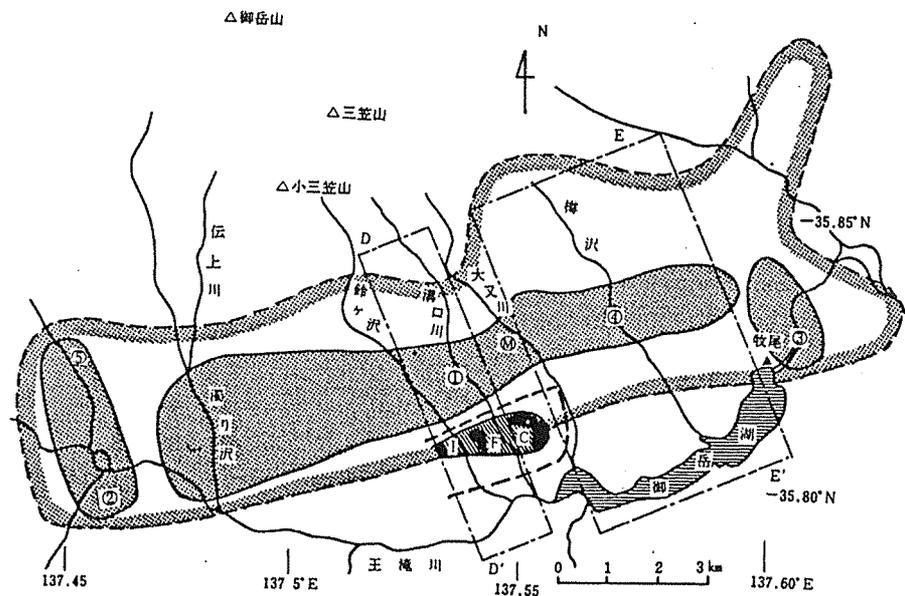
2.1.2 前震

牧尾ダムに設置されていた高感度地震計は本震の前日まで 1 日に数個の地震を観測していたが、9 月 14 日は本震 (M6.8) の直前までほとんど地震が観測されておらず、2 時間程前に極微小地震を 1 回観測したに過ぎなかった。従って前震活動はなかったものと判断されている。

2.1.3 余震

本震の発生後多数の余震が発生したが、最大余震である昭和 59 年 9 月 15 日 7 時 14 分に発生した地震は、マグニチュード 6.2 で余震域の西端に起こり、その余震はまた一つの余震域を形成し、本震の余震域に共役的な特徴的分布を示した。余震の震央域はほぼ $N70^{\circ} E$ の走行で長さ約 15km、幅約 5km である。また、余震域の南縁は北側に比して明瞭である。最大余震においても道路その他に若干の被害がでた。

余震は 9 月 21 日までは非常に多く発生したが、22 日からは少なくなった。そして 10 月 3 日に牧尾ダム直下の地震 (M5.3) が発生し、続いてその余震活動が起こり、それまでの余震域の東端に余震域を形成した。こうして 9 月 15 日、10 月 3 日など比較的大きな余震 (図 2.1) が起こると、一時的に余震活動が活発となったが、その後次第に余震活動が少なくなった。名古屋大学によれば、10 月 31 日までに読み取られた地震は約 4700 個に達した。



砂地；余震域，鎖線；の余震の深さ分布を画いた範囲，太破線；埋石の動きから加速度が $1g$ 又はそれを越えたと考えられる地域，斜線域；埋石・倒木のはねとんだ現象の見られる地域，黒塗り域；埋石・倒木のはねとんだ所
 ▲：筆者の強震計による余震観測地点(牧尾ダム管理事務所内岩盤上)，◎は本震の震央，①は合成波の破壊出发点，②最大余震(9月15日，M=6.2)の震央，③10月3日(M=5.3)の余震の震央，④および⑤牧尾の合成波に用いた余震(9月17日，M=4.3)および(9月24日，M=4.2)

図 2.1 1984 長野県西部地震の余震と激震域(大井田、他、1985)

2.1.4 地震断層

本震による地震断層有無の調査結果によれば、本震の震源となった地下の断層は地震観測により明らかにされ、長さ12km、幅8km、横ずれ約1mと考えられた。震源域にはそれを横断する少なからぬ道路や縦断する導水トンネルなどがあり、地震断層の有無についての調査を容易にした。しかし、野外地表調査の結果からは明確な地震断層が地表には認められていない。青木(1986)によれば、図2.2に示すように、9月14日の本震の断層をA、9月15日の余震の断層をB、10月3日の余震の断層をCと推定しており、いずれの断層も地表には現れなかった。

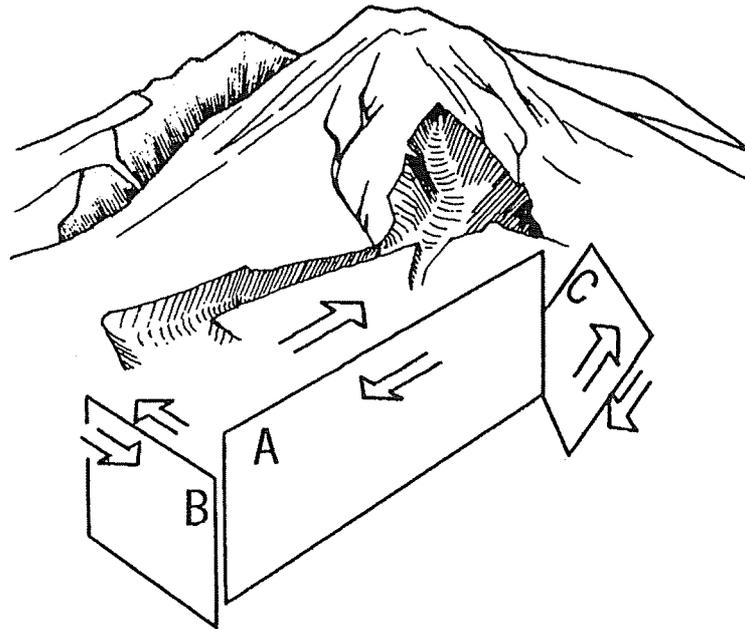


図 2.2 断層の模式図(青木, 1986)

2.2 被害の状況

被害のほとんどは御嶽崩れやその他の斜面崩壊・土石流によるものであり、長野県木曾郡王滝村に被害全体の9割が集中した。死者はすべて土石流や斜面崩壊によるものであった。被害の地域的分布は図2.3に示したとおりである。王滝村が集中的に被害を受けたが、その他長野県・岐阜県にまたがる周辺の市町村にも散在的に各種の被害が発生した。しかし、被害程度から見ると激甚被災地である王滝村と比べれば軽微であった。

この地震被害の特徴は、御嶽斜面の地形・地質条件に起因して発生した大規模な土石流や斜面崩壊等の土砂被害によるものがほとんどであったことである。

2.2.1 人的被害

斜面崩壊・土石流によって、29人の人命が失われた。王滝村以外で死者はなかった。負傷者に関しては、報告された負傷者が10人で、そのうち重傷者が4人であった他は比較的軽傷であった。

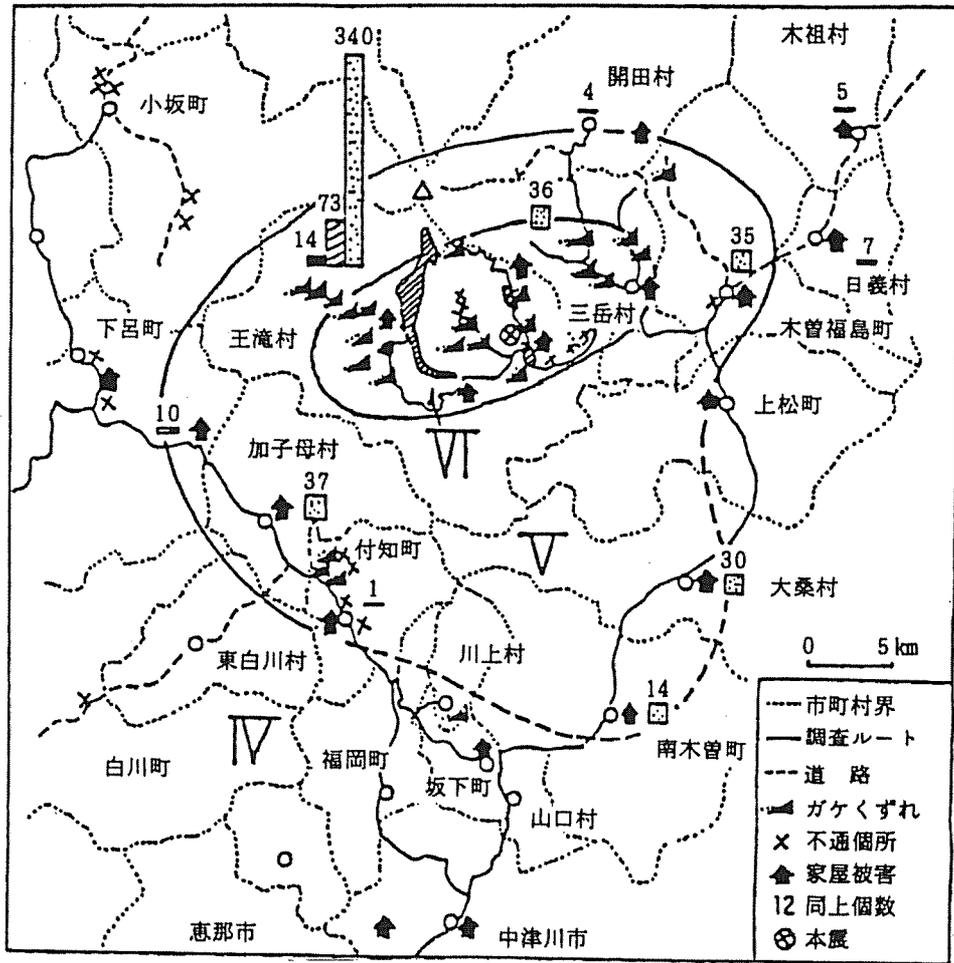
2.2.2 河川被害

(1) 王滝川の被害

濁沢川の支流伝上川の上流部で発生した土石流は、一部小三笠山の尾根を越えて鈴ヶ沢に流下しているが、大部分は王滝川に流下した。崩壊土の流下状況は、伝上川では溪岸、溪床の侵食が生じ、その下流の濁沢川から王滝川に至っては異常な堆積土が認められた。また土石の流進方向は、伝上川の右岸の尾根を一部乗り越え、濁沢川へ入り、濁沢川と伝上川の二本に分流して流下したのち、再び濁沢川と伝上川が合流した。王滝川合流点の直前で、一部土石流は高さ約50mの尾根を乗り越え王滝川に流出し対岸に乗り上げた。このため、王滝川には天然ダム湖が形成され、その貯水量は365万 m^3

被害としては、関西電力の送水管が流失した。滝越地区への生活道路として利用されていた林道王滝線の柳ヶ瀬地区より上流部は天然ダムのため水没し、それより下流へ氷ヶ瀬地区までの約2000m区間が決壊した。また、氷ヶ瀬地区にあった王滝営林署の管理施設である職員宿舎、貯木場に集積されていた木材、氷ヶ瀬橋等が破損し流失した。

大規模な山腹崩壊による王滝川への異常な閉塞土砂、天然ダムの水位の変化等治水上あまりにも不安定要因がある状況をかんがみ、下流への二次的災害とその防止等を検討し本格的な王滝川復旧対策へ進んだ。



破損家屋数
 半壊家屋数
 全壊家屋数

図 2.3 長野県西部・岐阜県東部地域の被害状況と震度分布(多賀, 1985)

①. 応急対策工事

- 1). 氷ヶ瀬トンネルの狭窄部を利用して、一時的に流下土砂量を扨止するため、六脚ブロック(5t)の床固工を施工した。
- 2). 天然ダム湖の水位の上昇を抑えるため、河道掘削を 520m 施工した。
- 3). 埋そくした氷ヶ瀬トンネル(林道王滝線)を工事用道路として利用するため、その土砂の除去とトンネル内部のクラック発生の補強(延長 15m)をした。さらにトンネル内への水の流入を防ぐため 200mの河道掘削を施工し、横侵食を防止するために腹付蛇駕籠工を 48m 施工した。
- 4). 氷ヶ瀬地区の貯木場付近の宿舎、人家等の保全を確保するために、河道を右岸に回して 700m 施工した。また右岸より流入する支流の鮎川の河道掘削を 150m 実施した。

②. 本復旧工事

王滝川の氷ヶ瀬から柳ヶ瀬までの約 4000m の区間についての堆積土砂があまりにも大規模なため、基本的に次のような計画を樹立した。

- 1). 復旧の全延長を流路工方式とし、その断面については、全断面で雨量強度を 1/10 年の確率雨量とした。また、低水路断面では年に 1, 2 回程度の出水に、それぞれ対応できる断面を確保する。
- 2). 天然ダム湖から濁沢合流点までの 865m と、濁沢川から王滝川までの 650m の流路工については二重断面とした。なお王滝川流路工の最上流端(天然ダム湖の流下口)から上流 700m 地点で水没している村道王滝線(延長 370m)を利用するとの林道復旧計画と整合のうえ、同林道のトンネル入口の路面上より天然ダムの湖面高を 1m 下ることを考慮して、流路工最上流端の計画高を決めた。
- 3). 低水路については、連結ブロックによる三面張護岸工として、天然ダム湖より濁沢川合流点の間 200m は 1 カ所、他の区間では 50m に 1 カ所の間隔で隔壁工を計画。
- 4). 濁沢川合流点から氷ヶ瀬トンネル上流までの 2395m 間は現況地盤高を低水路護岸の天端高とする。
- 5). 計画河床勾配を緩やかにするために、氷ヶ瀬の狭窄部に 2 基、餓鬼ヶ咽の凶作部に 1 基の落差工を計画し、土砂の流出を最小限とするよう考慮する。

なお、現地で実際に工事を施工するための実施計画については、建設省、土木研究所、長野県の三者で「王滝川災害復旧工法検討委員会」を組織し、技術的な工法検討が重ねられた。

王滝川災害復旧工法検討委員会は、建設省において昭和 59 年(1984)11 月 15

日に第1回が開催され、昭和60年2月1日、2月28日と計3回検討委員会が開催された。

議論された主な内容は、

- ① 雨量強度の確率年
- ② 縦断勾配(現在の河床材料による粒度試験の結果の検討)
- ③ 落差工、帯工等の配置
- ④ 三面張護岸の選択
- ⑤ 支川濁沢川への取付工法
- ⑥ 天然ダム湖の湛水位の採用数値

以上について、検討委員会が重ねられ、最終的には次のように実施工法が決定された。

- イ) 雨量強度の確率年は1/10年および1/30年とし、下流部については1/10年、中流及び上流の天然ダム湖までは、1/30年または1/10年とし、濁沢川合流点上流の天然ダム湖の間は、複合断面を採用する。
- ロ) 縦断勾配は、下流部では50分の1とし、上流部天然ダム湖付近では300分の1に計画する。
- ハ) 落差工、帯工の配置については、ダム工1基、床固工10基、帯工3基を配置する。
- ニ) 三面張護岸工は、下流部については左右岸の連結ブロック流路工とし、中流部は左岸に連結ブロックの護岸工とした。
- ホ) 支川濁沢川を取付け工法は、導流堤方式とする。
- ヘ) 天然ダム湖の湛水位は、水没している林道王滝線の王滝トンネルの再利用を図るため入口での路面高より1m下とし、湖面の道水勾配を考慮して、湛水下流端で2.1m下げることとした。

(2). 鈴ヶ沢の被害

鈴ヶ沢は、昭和 35 年度より砂防事業で流路工が施工されており 38 年度までに、経済効果の比較的薄い区間は除いて、人家耕地に近接している区間に約 580m にわたり溪岸工を施工した。その後災害復旧工事などで護岸工を施工しており対策工事としての施設が比較的残っている河川である。

この地震では、最上流の三笠山の鞍部を伝上川からの崩壊土砂が乗り越えて鈴ヶ沢に流入し、王滝川まで達している。土石の流下が約 3 時間の間隔で 2 度発生している状況から、流下途中において流木等が溪流を一時的にせき止め、天然のダムを形成し、その後越流して流下したものと考えられる。

被害は、村道 42 号線の鈴ヶ沢橋および、高橋の橋桁が流失した。また、尾島橋の右岸の橋台に一部に吸い出しがあり、路面に穴が生じた。

①. 対策工事

鈴ヶ沢橋については、国有林界に架設されており、日常王滝営林署の木材搬出路線に利用されていた関係から、王滝営林署の方で流失位置より上流部に仮橋を架設して対応した。

高橋については、鈴ヶ沢の中流部にありその直上流に九蔵集落があるため、生活道路として交通を確保する必要上、村で現位置に仮橋を架設した。尾島橋については、迂回路があるため仮工事の必要はなかった。

県工事は、九蔵地籍に昭和 39 年度から 41 年度に施工した砂防ダム(高さ 10m 70cm、長さ 67m)があり、左岸の袖部が流失した上に、堆砂土砂量もその限度を越したため、上流部に砂防設備が必要となった。

河川施設の被害としては、天然河岸の決壊、流下土砂の異常堆積であり、比較的流路工等で整備されていたためにその復旧額は少なかった。

(3). 大又川の被害

大又川の被害箇所は、松越、東両地区の大崩壊の発生した地区であり、同地区には大又川のほかに準用河川の松草川が流入している。また県道御岳王滝黒沢線が交差しており、被害の内容も道路、橋梁、県河川、村河川とにわかれ復旧工事也多岐にわたった。

①. 対策工事

大又川の復旧であるが、現況河床勾配が 15 分の 1 であり、このままの復旧で対応するには急勾配過ぎる。したがって少しでも緩和した勾配に計画するために床固工を 3 基計画し 20 分の 1 とした。また、下流部については、計画河床面の安

松草川の復旧については、大又川に比べさらに急勾配であり 3-2 分の 1 の現況勾配に対し計画勾配を 10 分の 1 から 20 分の 1 にするために床固工 11 基が必要になり河床勾配もほとんどが階段形状にならざるを得なかった。

2.2.3 砂防被害

砂防ダムは流出土砂を貯留調節しており、砂防設備が大いに効果を発揮した。

当時、流域内には、不安定土砂がかなり残留しており、二次災害の恐れがあったため、緊急に下流への土砂害を防ぐ必要があり、長野営林局および長野県林務部との事業計画の調整を行い、大又川、松草川、溝口川、鈴ヶ沢、濁沢川の 5 溪流に砂防ダムを計画した。

(1). 濁沢川における被害

濁沢川支川の伝上川上流の大崩壊により土石流が発生し、伝上川、濁沢川を一気に下り、王滝川に流下した。このため王滝川と濁沢川合流点より上流の濁沢川には、厚さ 30m もの土砂が堆積した。

これらの土砂の下流への流出を防止するため、濁川温泉跡より下流へ 2 基の砂防ダムが計画され、昭和 59 年度は災害関連緊急砂防事業として、濁沢第 1 ダムの垂直壁を鋼製で施工し、また昭和 60 年度より 3 ヶ年に砂防激甚災害対策特別緊急事業で濁沢第 1 ダムの残工事と濁沢第 2 ダムを施工した。

(2). 鈴ヶ沢における被害

既設砂防ダムの袖部の一部に被害があった。

伝上川上流の崩壊土砂の一部は、小三笠山の鞍部を乗り越えて鈴ヶ沢に流入した。このうち東股へ流入した土砂は土石流となって約 7.7km 下流の王滝川本川まで流下し、河床に不安定土砂が堆積した。

この不安定土砂に対応するため、中流部に 3 基の砂防ダムを計画した。昭和 59 年度は災害関連緊急砂防事業として、鈴ヶ沢第 1 砂防ダムを鋼製で施工し、また昭和 60 年度より三ヶ年に砂防激甚災害対策特別緊急事業で鈴ヶ沢第 2 ダムと鈴ヶ沢第 3 ダムを施工した。

(3). 大又川における被害

大又川支川の小股川沿いの御岳高原スキー場に至る道路沿いに地すべり性崩壊が 3 ヶ所発生した。崩壊土の一部は約 700m 流出して止まっており、大又川には流出していない。

大又川上流では、右岸側に崩落が随所があり、土砂流出の恐れがあった。この土砂に対応するため、2 基の砂防ダムを計画し、昭和 59 年度は災害関連緊急砂防事業として、大又第 1 ダムと大又第 2 ダムの一部を施工し、また昭和 60 年度より三ヶ年に砂防激甚災害対策特別緊急事業で大又第 2 ダムの残工事を施工した。

(4). 松草川における被害

大又川との合流点より約 2km 上流で崩壊が発生し、長さ約 500m に渡り土砂が堆積した。

下流への土砂流出を防止するため 2 基の砂防ダムを計画した。昭和 59 年度は災害関連緊急砂防事業として、倉越ダムを施工し、また昭和 60 年度より三カ年に砂防激甚災害対策特別緊急事業で松草ダムを施工した。昭和 59 年度は災害関連緊急砂防事業として、大又第 1 ダムと大又第 2 ダムの一部を施工し、また昭和 60 年度より三カ年に砂防激甚災害対策特別緊急事業で大又第 2 ダムの残工事を施工した。

2.2.4 森林の被害

国有林の森林の被害は、治山施設の被災箇所と同様、伝上川上流の崩壊箇所、その後崩壊した土石が一気に流下した伝上川、濁沢、濁川王滝川流域の溪岸を主体に発生した。災害間もない昭和 59 年 11 月の調査では、濁川流域の植生はまったく原型をとどめない惨憺たる状態であった。

この地震による国有林の流失面積は、濁川流域 582ha、王滝川本川流域 62ha、鈴ヶ沢流域 73ha、合計 717ha に達している。また、717ha の人工林・天然林別の内訳は天然林 572ha、人工林 145ha となっている（長野営林局資料による）。

(1). 治山施設の被害

国有林における治山施設の被害状況は表 2.1 のとおりである。

表 2.1 治山事業被害額(国有林)

(単位:千円)

被災箇所	林地崩壊被害額	施設災害被害額
濁川	3,148,560	1,733,259
伝上川	2,703,380	91,798
鈴ヶ沢	1,522,890	20,490
緋川	595,623	-
日向淵	400,000	-
計	8,370,453	1,845,547

(王滝川営林署資料による)

伝上川上流の御岳巨大崩壊により発生した土石流のエネルギーにより濁川の堰堤 1 基、伝上川上流の 2 基の堰堤は跡形もなく流失し、伝上川下流側の 1 基の堰堤は、一部を除き流失した。土石流衝撃部に当たる右岸側は、左岸側に比べて堤体の破壊流失部分が著しく大きかった。

また濁沢に設置されている下流側の連続 4 基の一群及びその上流側の連続 3 基の治山ダムの一群は、尾根を乗り越え、しかも堤体に横方向から作用した土石流でそのエネルギーは滅殺されていたと考えられ、溪床勾配も比較的緩やかなこと、治山施設も連続して配置されていたこと等を考えると、土石流のエネルギーを緩和し、埋没していったものと推測された。鈴ヶ沢の 1 基の堰堤も一部分が残存した。これらの被害額は 18 億 4500 万円であった。

(2). 林地崩壊

国有林の林地崩壊は、治山施設の被災箇所と同様、伝上川上流の崩壊箇所、その後崩壊した土石が一気に流下した伝上川、濁沢、濁川、王滝川流域の溪岸を主体に発生した。この地震による林地流失面積は、約 717ha であり、この被害額は 83 億 7000 万円であった。

2.2.5 木造家屋の被害

全壊や半壊等規模の大きい被害は王滝村に限られ、その全てが土砂崩壊に起因している。王滝村 427 世帯で人口 1,232 人の所、全壊 14 戸、半壊 73 戸と多大な被害を受けた。

一部被害の地域は、王滝村周辺の長野県・岐阜県にわたり、瓦のずれや家具の転倒、窓ガラスが割れる程度のものであった。

2.2.6 鉄筋コンクリート建造物の被害

R C 造、鉄骨造建造物である、学校・公民館・体育館等が被災したが、いずれも全壊に至る被害は発生していない。

2.2.7 被災地の主な初期対応

被災地の主な初期対応は以下のとおりであった。

59年9月14日

- 8 : 4 8 長野県西部地震発生。
- 9 : 0 0 王滝村地震災害対策本部設置。
- 9 : 1 5 管内パトロール7班(1班3~4名)編成し出発。
- 9 : 4 5 三岳村地震災害対策本部設置。
- 10 : 0 0 野口地区61戸129人避難完了、その他多数公民館に避難。
王滝村内全戸停電、電話不通。
- 10 : 3 0 木曾地震災害対策本部木曾地方部設置、長野県警察地震災害警備本部設置。
- 10 : 4 0 知事、陸上自衛隊松本駐屯司令に王滝村への災害派遣要請、緊急部長会議。
- 12 : 3 0 木曾地震県災害対策本部設置。
知事、王滝村現地視察のためヘリコプターで長野を出発(随行、林務、土木技監、消防防災課長)。
- 14 : 2 0 県道は松越大崩落地前300mまで通行可能、村道1号に径5mの巨石崩落し、通行不可、王滝方面パトロール班が村道1号線を経由して王滝村役場に到着。
- 15 : 0 0 知事、王滝村王滝小中学校校庭に到着。
- 15 : 3 5 気象庁、「1984年長野県西部地震」と命名。
- 18 : 0 0 知事、帰庁県災害対策本部会議開催。
- 22 : 0 0 木曾地方部対策会議(人的被害対策最優先と決定)。

昭和59年9月15日

- 6 : 0 0 建設事務所長現地へ出発(職員全員出勤)。
- 8 : 4 0 対策本部地方部に各班2名常時待機。村道1号線大型通行止、緊急車のみ可。
- 7 : 0 0 パトロール班出発(9:00, 13:00, 17:00 定期無線報告と決める、その他随時)

昭和59年9月16日

- 7 : 0 0 対策本部地方部の各班王滝村調査に出発(土木班は建設事務所長)。
- 8 : 0 0 王滝村対策本部開催。
- 13 : 1 0 国の長野県西部地震非常災害対策本部設置。
- 19 : 0 0 県災害対策本部会議において木曾地震県災害対策本部現地対策本部設置決定(田内土木技監以下7名)。

3. 御嶽崩れ（伝上崩れ）

3.1 土砂移動と被害の概要

長野県西部地震時には、御嶽山南斜面に大規模な土砂移動が多発した。これは、この地震が御嶽山南麓の浅い震源で発生したことや、南斜面に開析が進んだ急斜面が多かったこと、構成している溶岩硫の間に未固結の軽石層が存在していたこと等、複数の要因が重なって発生したものであると考えられる。

この地震に起因して発生した土砂移動の状況については、国土地理院により実施された長岡(1986, 1987)。その他にも多数の研究者によって調査された。

国土地理院では、変動前・後の大縮尺地形図、地形分類図等を作成し、大規模な崩壊・土砂移動による地形変化についての調査を行っている。この地震の後に、1977年撮影の空中写真の比較判読により、小規模なものを含めれば約470箇所の崩壊が新たに生じたことが確認されている(国土地理院, 1984)。これらのうち、最大級の御嶽崩れ(土量 10^7 m^3)、第2級の規模の松越、滝越の崩壊(土量 10^5 m^3)、さらに1桁小さい規模の御岳高原の崩壊(土量 10^3 m^3)について、変動前・後の空中写真の比較判読と、前・後の地形図の比較計測に基づいて、その地形特性をとりまとめている(表3.1, 図3.1)。

表3.1 長野県西部地震による崩壊地の特性(国土地理院, 1986)

		伝上川上流	松越・南	松越・北	滝越	御岳高原
崩壊源	奥行	1,300m	160m	100m	110m	80m
	最大幅	430m	90m	45m	200m	130m
	下端幅	250m	80m	40m	200m	130m
	比高	650m	70m	60m	70m	30m
	傾斜	26°	24°	30°	32°	20°
	最大崩壊深	160m	30m	35m?	50m	5m
	平面形概形	馬蹄形	馬蹄形	馬蹄形	直線	コの字形
	横断形概形	尾根型	直線型	直線型	尾根型	直線～やや尾根型
滑落崖比高	100m	30m	20m	50m	5m	
面積	410,000m ²	19,000m ²		22,000m ²	8,700m ²	
崩壊土量※	3,400万m ³	23万m ³		24万m ³	2万m ³	
すべり面	軽石層? (SPm?)	風化軽石層 (Pm-II~III?)		湖成層 (砂・泥層)	軽石層 (Pm-I)	
崩壊後の地形	埋没谷地形	埋没谷地形				
崩壊物質	スコリア、 溶岩等	崖錐、河成砂礫層		溶岩、 湖成層	軽石、 火山灰	
流下距離	13,000m	1,500m		1,000m	1,200m	
堆積末端までの比高	1,630m	100m		160m	260m	
流送域での割削の最大比高	180m	55m		20m	20m	
崩壊源より上の崩壊水面積	0+	36,000m ²		13,000m ²	800m ²	



図 3.1 御嶽崩れの概念図(長岡, 1986)
(長野県西部地震による崩壊の分布)

人的被害については、崩壊に伴う土砂流出によって、濁川沿いでは濁川温泉旅館が流失し、4人が死亡したほか、きのこ狩りの5人が巻き込まれた。王滝川沿いでも住宅(柳ヶ瀬)や営林署(氷ヶ瀬)が流失し、通行中の人など6人が死亡しており、合計で15人の犠牲者を出した。

道路の被害は、王滝川に形成された天然ダムの下流で林道王滝線が埋没した。王滝トンネルは天然ダムによって下半分が水没し、餓鬼ヶ咽トンネルは厚さ30mの土砂に埋没した。また、土砂流出の下流端付近に位置する氷ヶ瀬トンネルは、土砂や木片によって半分程度埋塞された。

砂防施設は、鈴ヶ沢で砂防ダムの左岸袖部が流下土砂によって流失し、その下流の流路工も埋塞された。

3.2 崩壊地の地形・地質

御嶽崩れは、日本では戦後最大規模の急激な地形変化現象(火山体開析の一過程)であり、空中写真に基づく大縮尺地形図の作成が可能となってから、最大規模の事例である。

崩壊地は、御嶽山頂部南側より南南東にのびる尾根(傾斜約 25 度)の標高 2550m から尾根末端の標高 1900mにかけての部分で、最大幅 420m、最大厚さ 160mにわたって崩壊したものである。長野県西部地震で崩壊した尾根の西側は、御嶽崩れと類似した大規模崩壊跡地形となっており、この地震で崩壊した尾根は、かつて溶岩類を主とする厚さ 150m程度の地層で構成されていた。これが崩壊したことによって、旧崩壊地の一部を含む形で長卵形の谷が形成された。さらに崩壊物質は岩屑流となって伝上川から濁川、王滝川に流下・堆積した。

3.2.1 崩壊地の地形

長岡(1987)は、形態的にみて崩壊源を上部(崩壊した尾根筋のやや西に位置する、谷筋のある長卵形地形、谷中央での傾斜約 25°)と下部(標高 2025m以下の部分)に区分した。崩壊した尾根の西側は旧崩壊地形(谷)となっており、その北東側斜面の上半部が崩壊し、旧崩壊地の一部を含む形で長卵形の谷が形成された。

また、崩壊地の地形・地質的特性として、現地調査及び崩壊後の各種空中写真、崩壊前の時系列的空中写真の判読により、次の事実が指摘されている。

- 1). 崩壊削剥体は、最大厚さ約 160mの熔岩・スコリアの互層で構成されている。すべり面はその最下位に相当し、崩壊によって出来た谷の左岸斜面に沿って広く残存する軽石層である。
- 2). 崩壊地の地層は、全体として元のV字型開析谷を埋覆した地層であり、この崩壊ではそれらの大半が一気に滑動除去されて、もとのV字谷が再露出した(図3.2)。
- 3). 1948年以降、近年までの空中写真を比較すると、大規模崩壊を生じた尾根の末端部(伝上川右岸谷壁)において、小規模な表層崩壊の経年的拡大が認められる。
- 4). 小規模崩壊背後の尾根の標高 2025m~2150m付近に尾根部を横切る東北東-西南西方向の数列のリニアメントが確認され、基岩クリープに対応する微小滑落崖の存在を示唆している。

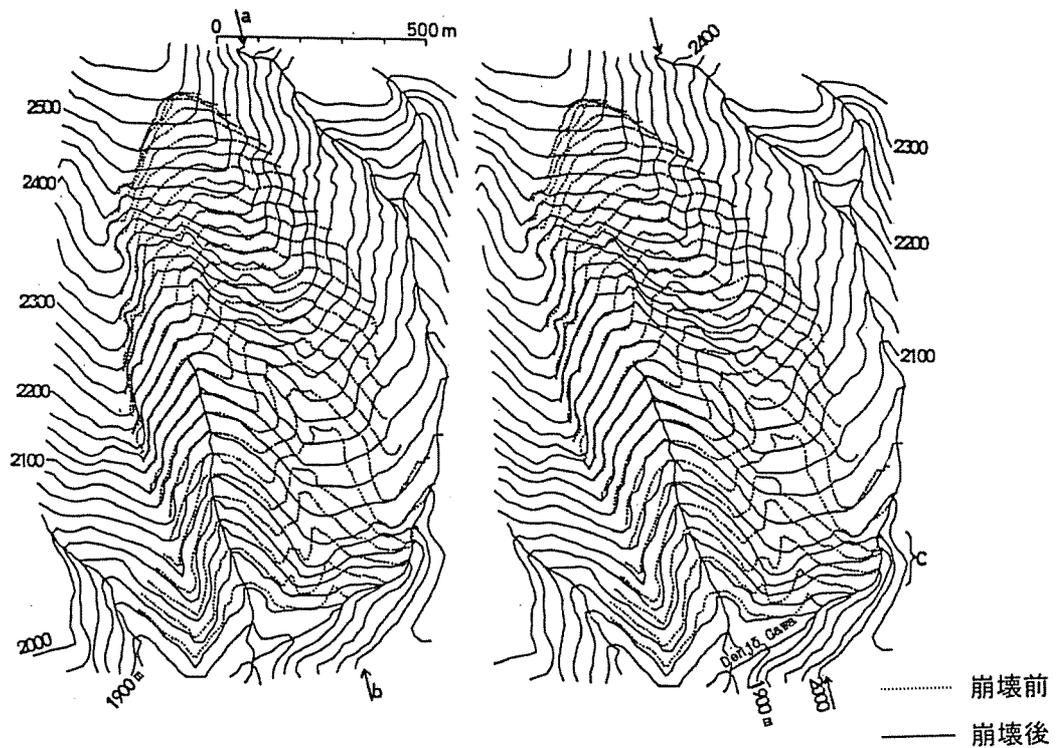
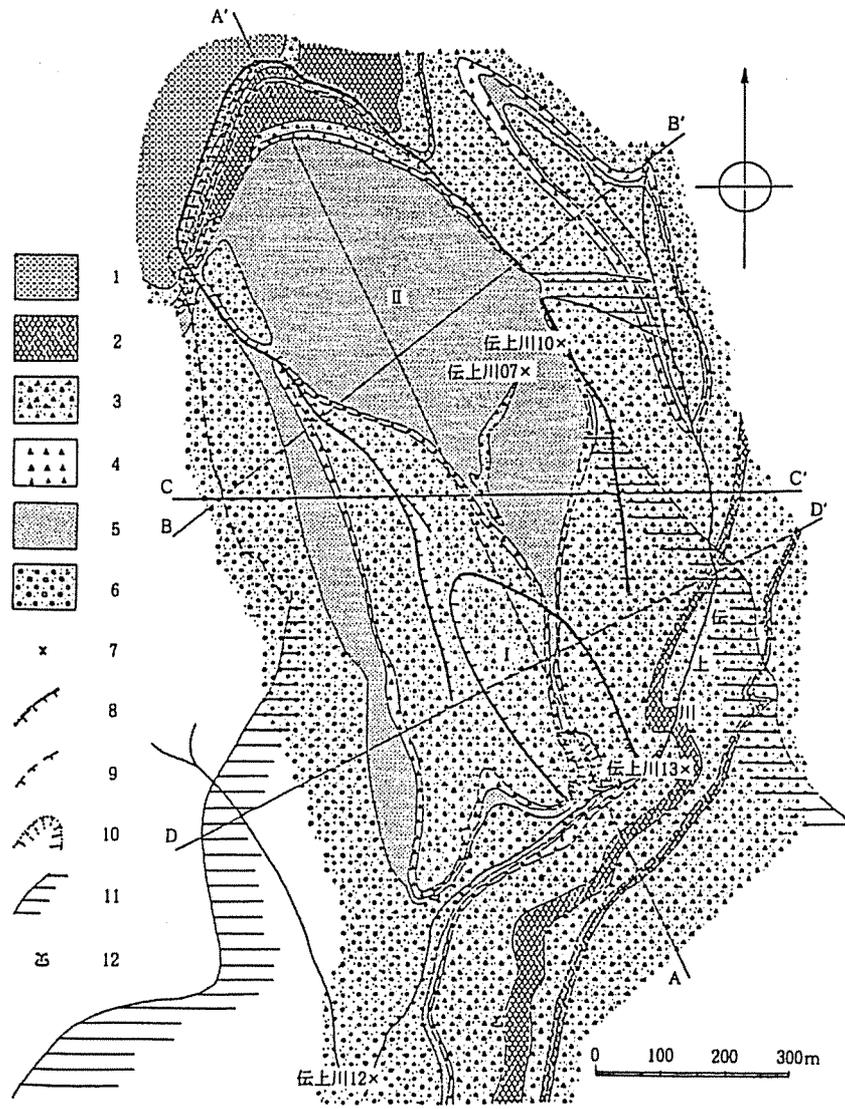


図 3.2 御嶽崩れ崩壊前・後の地形の立体視図(長岡, 1987)

3.2.2 地質構造

崩壊地は、木曾谷層が侵食された谷地形を不整合で千本松軽石層・S-0スコリア層が覆い、さらに伝上川溶岩類・奥の院溶岩類等の王滝累層上部の火山噴出物が埋めて、尾根を形成していた。したがって、崩壊後の上部の谷地形は、王滝累層堆積前の古地形がそのまま現出したといえる(酒井, 1985)。



- 1:奥の院溶岩類, 2:伝上川溶岩類(溶岩), 3: 伝上川溶岩類(集塊岩), 4:S-Oスコリア層
 5:千本松軽石層, 6:木曾谷層, 7:試料採取地点, 8:崩落崖, 9:旧崩落崖, 10:消失した旧崩落崖,
 11:崩落土石の分布域, 12:湧水, I :1次崩壊, II :2次崩壊

図 3.3 御嶽崩れの地質平面図(酒井, 1985)

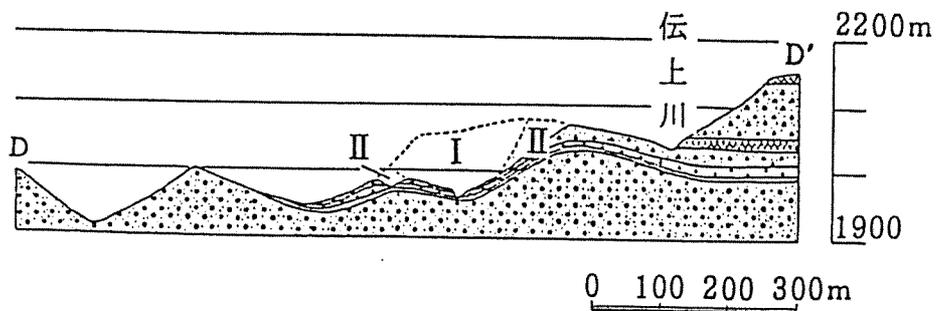
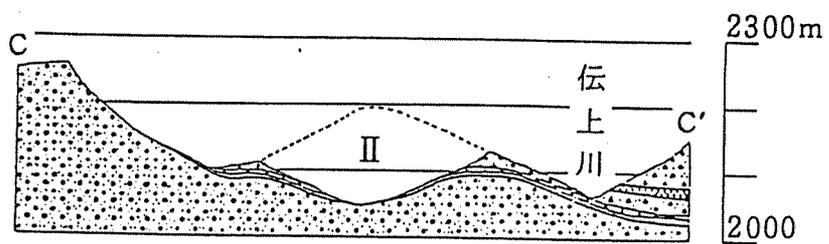
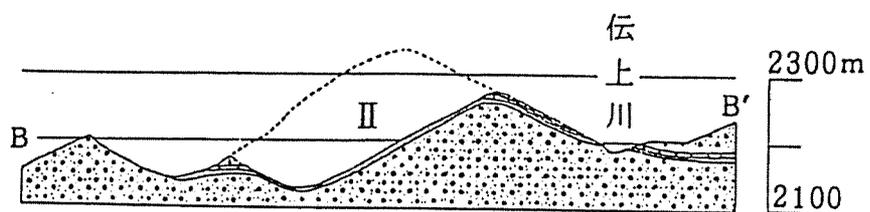
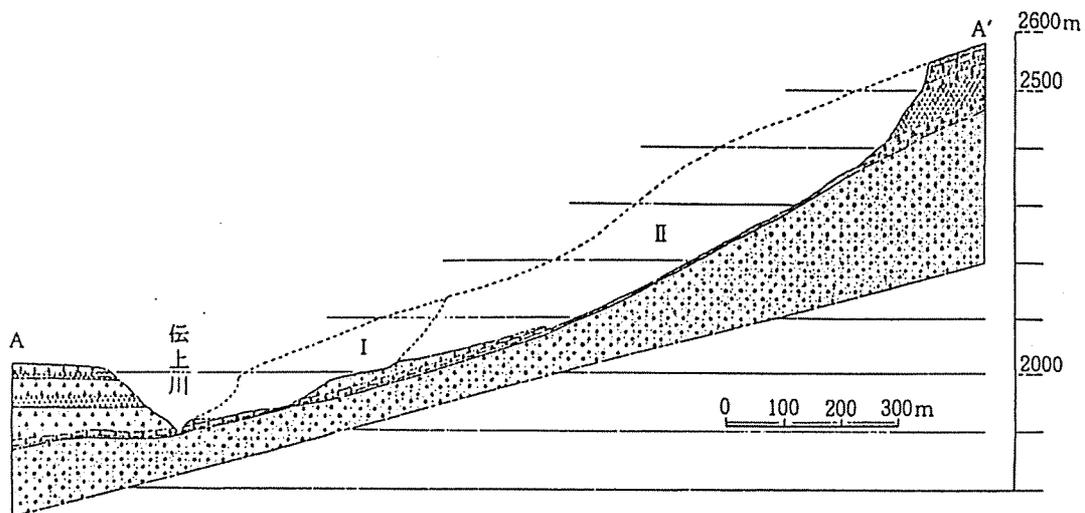


図 3.4 御嶽崩れの地質横断面図(酒井, 1985)

3.3 崩壊の発生・流出機構に対する研究者の見解

御嶽崩れは、王滝川支流濁川の支流伝上川上流部にあたる標高1900～2550m付近にかけて発生した。以前から崩壊地があり、長年の降雨により侵食作用を受けている状態であった。御嶽崩れに関する研究は数多く、崩壊発生機構と流出のメカニズムや、崩壊地の諸元も調査者によって若干異なっている。

3.3.1 長岡(1987)の見解

(1). 崩壊発生機構

大崩壊が、この場所で起きた理由(地震と先行降雨といった同じ誘因が作用したにもかかわらず、近隣で大崩壊が発生せず、この場所に発生した理由、及び同じ場所でこれまで崩壊が発生しなかったのに、この地震で初めて発生した理由とそのプロセス)について、長岡(1987)は、以下のような結論づけを行っている。

- 1). 更新世多重火山体のV字型開析谷斜面(数万年前に形成)を、風成非固結軽石薄層が覆い、その上を熔岩・火砕物互層が埋覆して、張出した長い尾根状の斜面を形成した。その裾部を旧伝上川沿いに流下した数枚の熔岩層が押え盛土の形で被覆している。
- 2). 後氷期(約1万年前以降)の温暖化・森林限界上昇に伴う斜面からの岩屑供給の減少、雨量増大による谷の急激な下刻や遷急点(滝など)の後退に伴い、谷壁と背後斜面は脚部を掘られて、その不安定化が進行した。このため、埋没谷前面の押え盛土が除去された部分では、大雨・大地震を契機に大崩壊が発生した。これが右岸下流側にある旧大崩壊谷であり、約2000年前頃(長岡・羽田野ほか, 1985)に生成したと考えられる。
- 3). その後、さらに斜面脚部の滝の後退が進行し、崩壊地脚部下に位置していたかつての旧谷底の位置まで現谷底が短期間に低下して、厚い溶岩層が除去された。そのため、谷底の深部に存在し、軽石薄層からなっていた弱層が現谷底に近接ないし露出した。
- 4). このために、古い埋没谷が伏在する地山斜面の劣化と間欠的クリープが進行していた。このことにより、旧崩壊の上流側隣接斜面(大崩壊を起こした斜面)が不安定化し、崩壊発生の必要条件が充足されていた。そこへ先行降雨160mmと推定震度VI(地震予知研究会, 1987)により大崩壊発生の条件が満たされ、崩壊に至った。

3.3.2 酒井(1985)の見解

(1). 崩壊の形態

崩壊は前後2回に渡り、下部の谷が1次崩壊、上部の谷が2次崩壊で形成された。

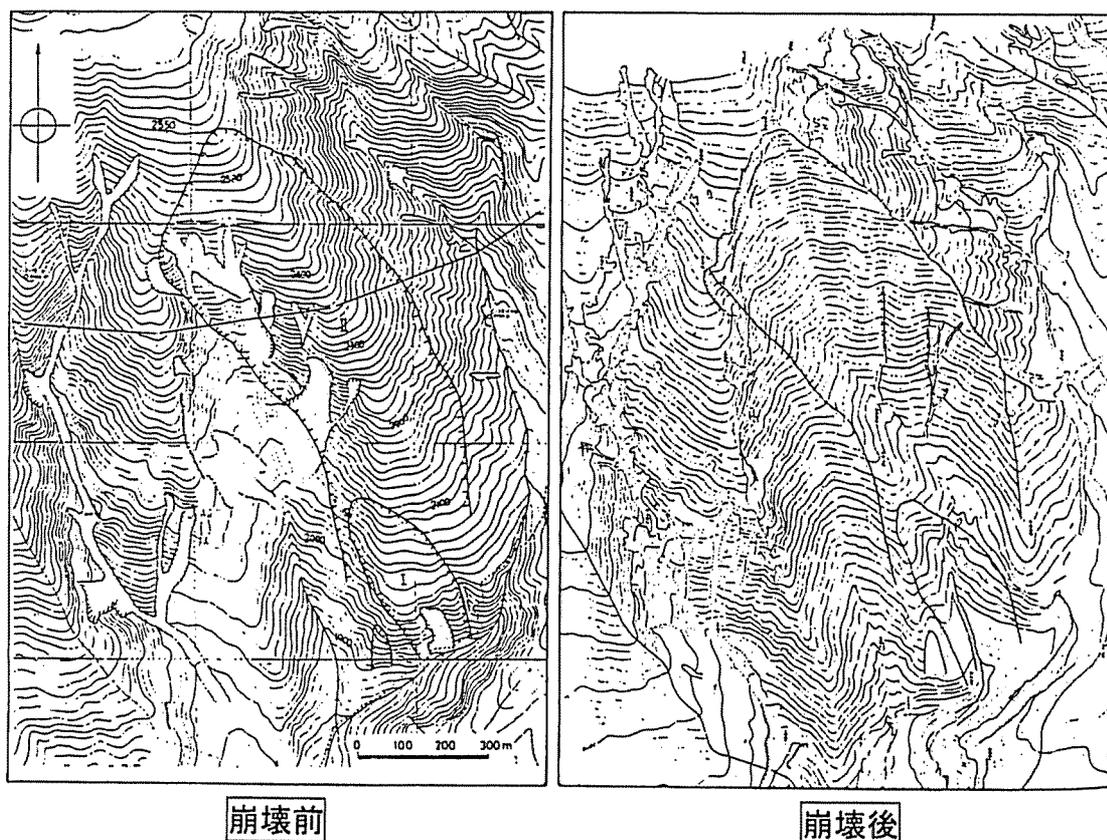


図 3.5 御嶽崩れ崩壊前後の地形

出典：昭和 59 年長野県西部地震による斜面崩壊，酒井潤一(1985)，

1984 年長野県西部地震の地震および災害の総合調査，研究代表者 飯田汲事

①. 1 次崩壊

1 次崩壊の場所は、地震発生以前から既に伝上川右岸に小規模崩壊(高さ約 100m, 幅約 60m)が存在しており、旧崩壊地の拡大崩落の形態を示している。

崩壊地では従来から地下水の湧出が観察されていたこと、地震発生前 6 日間の降水量が約 160mm に達していたこと等から、地下水位の上昇のために間隙水圧が高まり、従来から斜面裾部を洗掘されていた伝上川右岸が地震の衝撃によって河床より上の部分で崩壊したと推察される。

②. 2次崩壊

1次崩壊からほとんど時間を置くことなく、地震動の継続中に発生したと推定される。千本松軽石層中にすべり面が形成された大規模な突発性の地すべりであり、千本松軽石層より上位の地層が巨大なシート状ブロックとして旧地形の方向に沿って滑落した。

2次崩壊の直接の原因は地震であるが、他の要因として以下の点が挙げられる。

- 1). 千本松軽石層の堆積前に、木曾谷層を侵食した急な谷地形が形成されていた。
- 2). 急な谷地形を埋め、風成の千本松軽石層を基底とする厚い王滝累層上部が堆積していた。
- 3). 埋没谷に、上の堆積物を通して地下水の浸透と集中がおこなわれた。
- 4). 千本松軽石層は降雨による地下水位の上昇により、間隙水圧が高まっていた。加えて、一部で粘土化が進んでせん断応力が小さくなり、すべりやすくなっていた。
- 5). 不安定な状態になっていた尾根が、1次崩壊によって斜面裾部の支えを失った。

(2). 崩壊物質の流動形態

伝上川の谷を埋めていた1次崩壊土砂の上に、あとから続いて2次崩壊土砂が激突し、1次崩壊土砂の上を覆った。その衝撃で水を含んだ1次崩壊土砂が潤滑材となって土石全体が流下し始めた。

土石の流れは、水を潤滑材としており、基本的には土石流である。ただし、水を含んだ下部層(1次崩壊土砂)と乾いた上部層(2次崩壊土砂)の2層構造を持っていた。土石の流下中に下部層と上部層の混合は大規模には起こらなかった。しかし、王滝川を流下する頃には上部層に水が浸透し、2層構造はかなり不鮮明になった可能性が強い。しかし、上部層全体には水が浸透せず、乾いた流れ山が多数残された。

3.3.3 齋藤・他(1985)の見解

御嶽崩れは、旧崩壊地の源頭部に存在する北西-南東方向の断裂系に影響されて、溶岩類が旧崩壊地の方向へ崩落し、続いて旧谷地形を埋める熔岩類が軽石層をすべり台として伝上川に向かって一気に崩落したものとみられる。

崩壊地内の地表面には、無数の流条痕が認められ、この流条痕を形成した崩壊現象は、次の3段階に区分される。

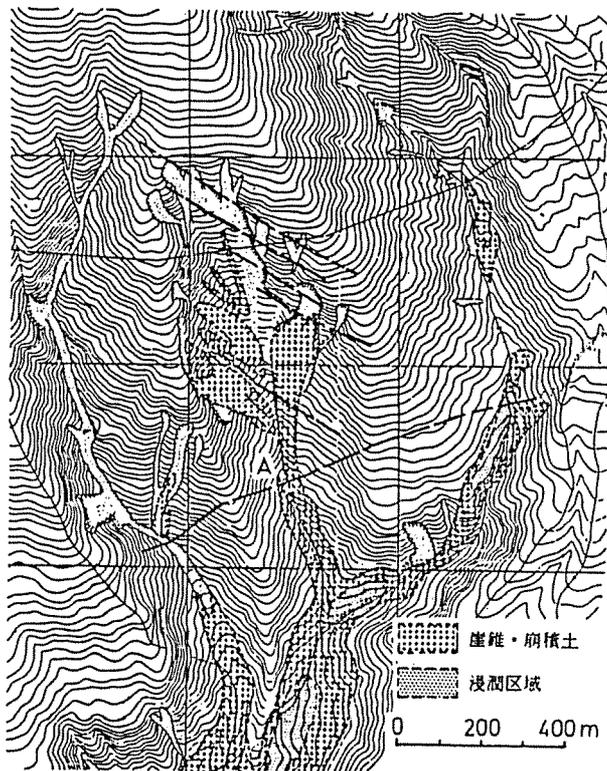


図 3.6 御嶽崩れ崩壊前の地形と線状構造(齋藤・他, 1985)

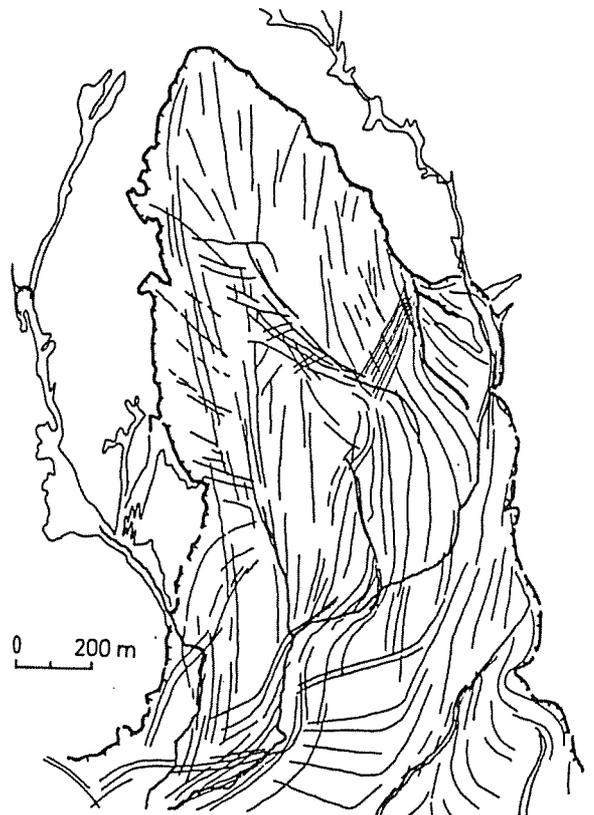


図 3.7 御嶽崩れ崩壊地における流条痕の分布(齋藤・他, 1985)

(1). 発生期

崩落地区の断裂が発達する部分で、地震動による大規模な岩塊崩落が発生し、谷に沿ってほぼ直線状に流下した。伝上川沿いの旧土石流堆積物も、地震動により一気に流動化して、再移動したと推察される。この土石流の洗掘作用によって伝上川に面した尾根の末端部は2箇所小規模な崩壊を起こした。

(2). 最盛期

旧谷を埋積して尾根を形成していた熔岩類が、その下の軽石層をすべり面として下方に移動し、土石流となって伝上川に流入した。土石流は、おもに尾根部の下の旧地形に沿って流下しながら大きく二又に分岐し、図中○印のところで再び合流して土砂量を増大したと思われる。そのため、崩壊頭部の緩斜面から最後に崩落した土塊は伝上川に直進し、すでに伝上川を埋めて流下していた土石流に斜行する形で乗り上げ、そのまま対岸の急崖を越流していった。対岸の流条痕はやや屈曲性に富んでいるため、対岸にのし上った岩屑流は、急に流速を落としたものと推測される。

崩壊発生からこの時点までの所用時間は、数分程度であったと考えられる。

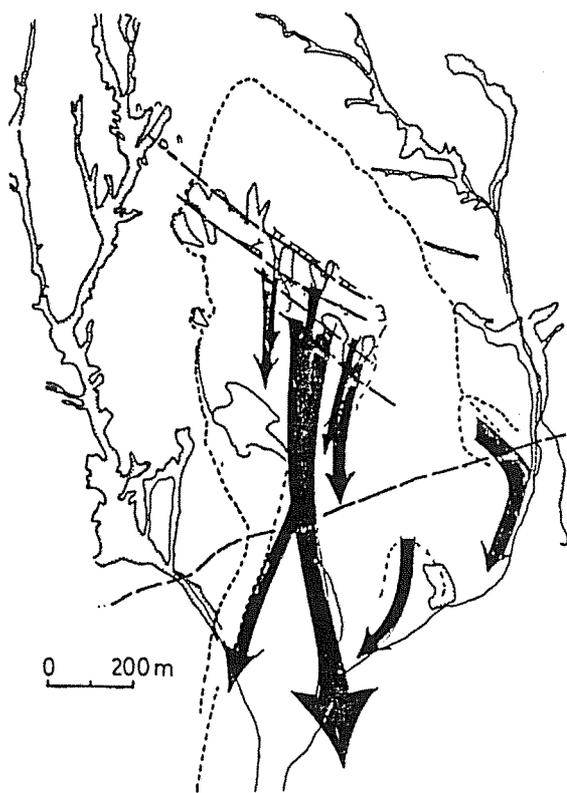


図 3.8 御嶽崩れ崩壊の発生期(斎藤・他, 1985) 図 3.9 御嶽崩れ崩壊の最盛期(斎藤・他, 1985)

(3). 終末期

崩壊地のほとんどが現地形となった頃、崩壊地の周縁部から谷筋に沿って泥流状のものが流下した。これは、余震に強く影響されて発生したものとみられ、数日後まで続いたものと思われる。

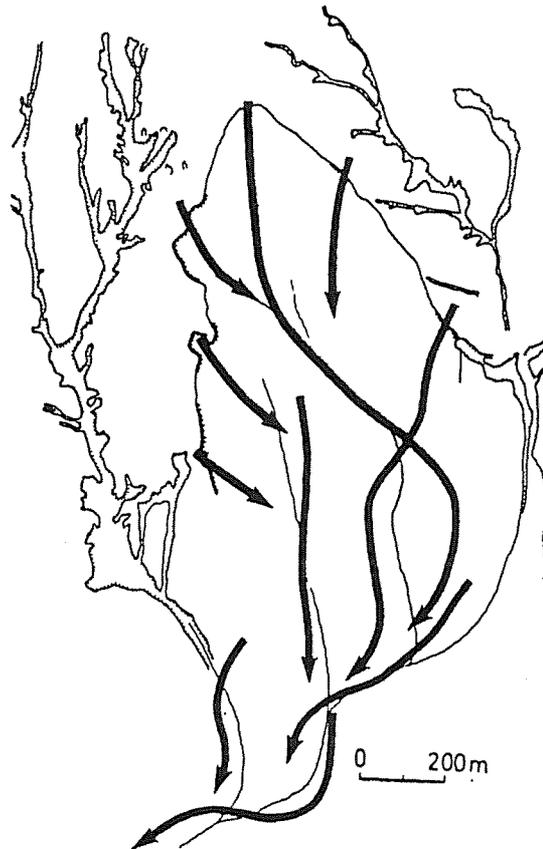


図 3.9 御嶽崩れ崩壊の終末期(斎藤・他, 1985)

上記のような崩壊現象を通じて、崩壊地の下部に谷筋に沿ったV字状の深い切れ込みが新しく形成された。これを以前から存在した伝上川右岸の崩壊地が拡大したものとする見方がある。しかし、これは、旧崩壊地のところに、上部から流下してきた大量の土砂が形成した侵食谷とみなすべきである。その根拠として、「王滝川上部熔岩類の下半分を占めて崩壊地下部に分布する伝上川熔岩が堅固であることからみて、この部分の崩壊が小規模であったと推察されること」、「御岳崩れの崩壊地のまわりには、以前から崩壊地が多く存在したが、それらが地震動によって大きく拡大していないこと」が挙げられる。

3.3.4 芦田・江頭(1985)の見解

(1). 崩壊の要因

崩壊源となった火山堆積物は、土砂礫・軽石等から形成されており、これらの上部を溶岩層が覆っている。軽石層は粘土化がかなり進み、斜面の地層は軟弱であると予想される。また、御嶽崩れの崩壊斜面の下端付近にも小崩落が認められ、そこから地下水が流出していたともいう。このような弱い地層が、直下型地震によって大きな加速度を受けたことが御嶽崩れの直接的な原因となった。

(2). 崩壊物質の流動形態

地震発生後の濁川・王滝川における土砂の堆積は、規模の大きい 1 回の事象によって行われたと推察される。また、山腹の輸送媒体は、水あるいは水と微細土砂の混合物であり、その水は崩壊源に存在していたと推定される。

地震発生によって生産された崩土は、移動距離が大きくなるのに伴って内部の変形が進み、内部構造は破壊されてしまう。移動層の上部に存在する比較的乾いた崩土は、溢流して河岸の平坦部に堆積するか、別の流域に流出する。このようにして、崩土は流動化し、土石流を形成して下流域まで流出したと推定される。濁川や王滝川に点在する流れ山は、崩壊土層のうち水の少ない表層部分にあったものが、流下過程において内部構造を破壊されないまま流出・停止したのと考えられる。

3.3.5 松田・有山(1985ab)の見解

(1). 崩壊物質の流動形態

伝上川中流域では、岩屑流が伝上川本谷沿いのほか、その東支谷沿い・濁川沿い・間の尾根上などに分流して流下した。それらの堆積物は、a相(おもに火山体を構成していた溶岩などの岩塊・スコリアなどからなり、顕著な縞模様を示す部分)と、b相(a相の構成物に表土の泥塊・樹木片などを大量に含む色調の比較的一様な部分)に区分される。

伝上川・濁川の合流点(標高 1250m付近)では、伝上川沿いに流下した岩屑流の水位は濁川右岸で周囲よりも約50m高くなった。この高水位の合流点から濁川へ逆流し、さらに再び下流に移動した。

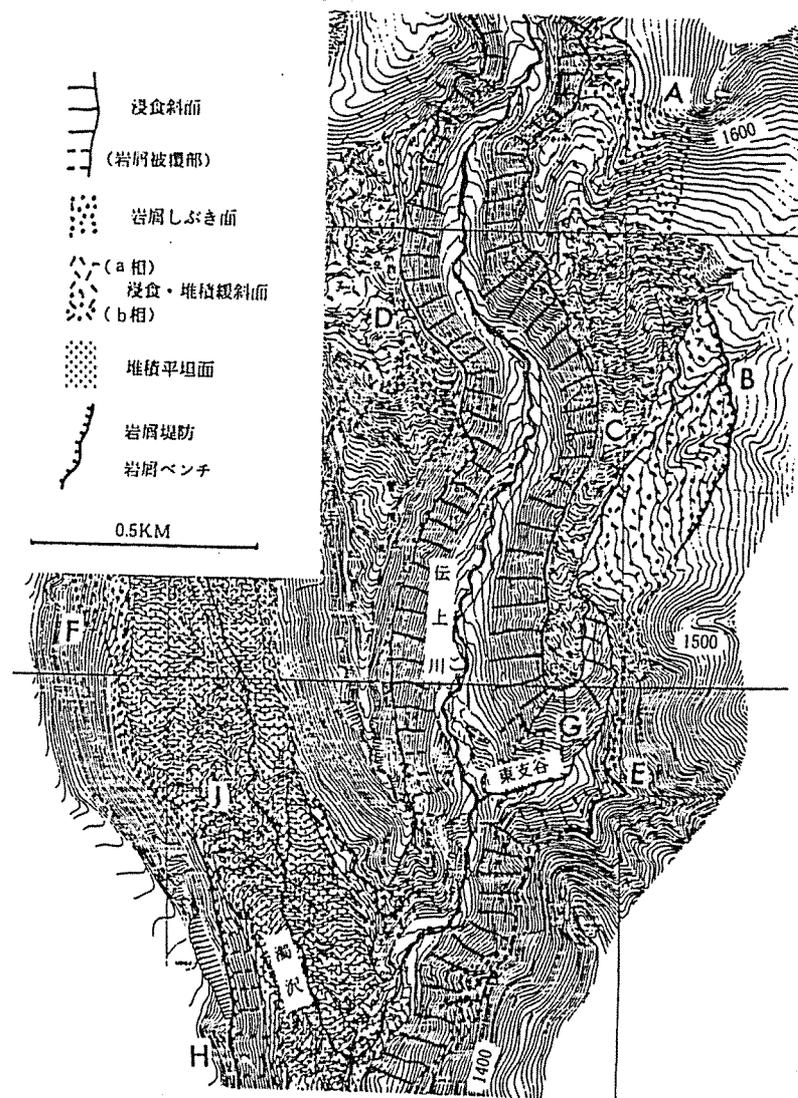


図 3.10 伝上川中流域の地形区分図(松田・有山, 1985)

王滝川との合流部で濁川出口の尾根を越えた岩屑流の厚さは 20~30m程度と比較的少量である。岩屑流の大部分は濁川の狭窄部を通過した。合流部で谷を広く埋めた岩屑流堆積物の水位は、王滝川右岸斜面付近で現在の河道より 10m以上高く、一部は王滝川を逆流した。

岩屑流堆積物が氷ヶ瀬に到達して 10 数分後に泥流が氷ヶ瀬を通過した。伝上川中流~王滝川谷底にみられる泥流堆積物は、この泥流によるものである。その水分は、岩屑流によって火山斜面から吹出した地下水であると思われる。

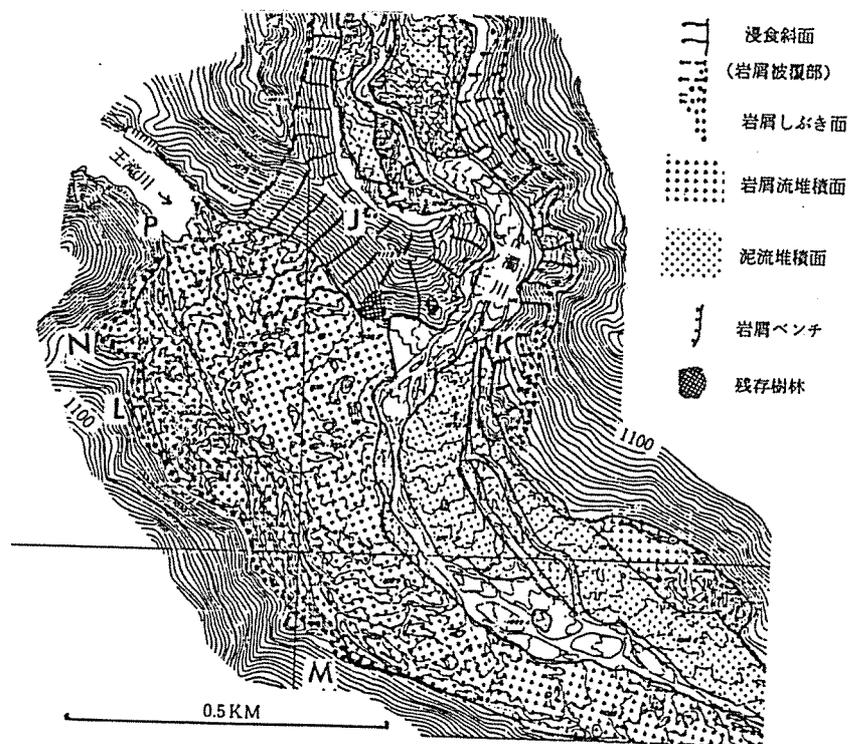


図 3.11 濁川・王滝川合流部の地形区分図(松田・有山, 1985)

さらに、以下のことから、岩屑流の移動・堆積時に各岩屑塊の間にあった媒質は、水ではなく空気であったと思われる。

- 1). 谷斜面を平行に被覆している。
- 2). 堆積表面には岩塊・泥塊が個々に座していて細かい凹凸に富む。
- 3). 堆積物の表層部には級化構造がみられない。
- 4). 表面の岩塊上や周辺部にある樹間の草付きの地表に、岩屑が積もっていたり散在する。
- 5). 外縁にある堤防状地形の外側斜面は、岩塊・泥塊の積み重なりで極めて急斜面である。

3.3.6 奥田・他(1985)の見解

(1) 崩壊域における地下水の存在状態

地震発生前の2週間の雨量をみると9月9日に日雨量119mmの大雨があり、その他のも10mmを越える日が4日あった。また、地震当日も発生前に30mm程度の降雨があった。このため、かなりの水が山体に供給されていたと判断される。いっぽう、地震発生後には4~5mm程度の降雨しかなく、崩壊後の崩壊源付近に大量の表流水が供給されたとは考えられない。

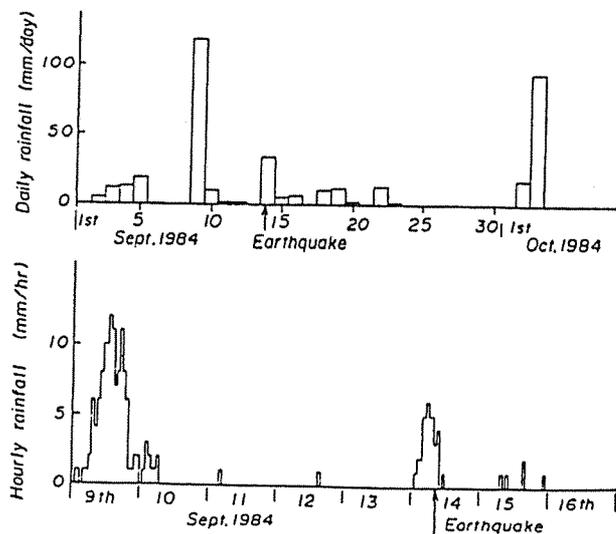


図 3.12 御嶽山における長野県西部地震発生前後の雨量(長野地方気象台, 三笠山観測所)

しかし、崩壊直後の写真や映像によると、崩壊源から流下した土石流の痕跡や下方側壁斜面沿いに大量の水が流れたリル群が認められる。したがって、崩壊直後に新しく露出した斜面から大量の水が湧出したと考えられる。崩壊後の斜面の形状を観察すると、埋没谷的の形状が認められることから、地震発生前にはかなりの水が崩壊域に存在していたと判断される。

水質分析によると、新しく露出した斜面から湧出した水は、かなり長い時間地下に滞留していた地下水に相当するものと考えられ、地震前の降雨が地下水量を増加させていたと推定することもできる。

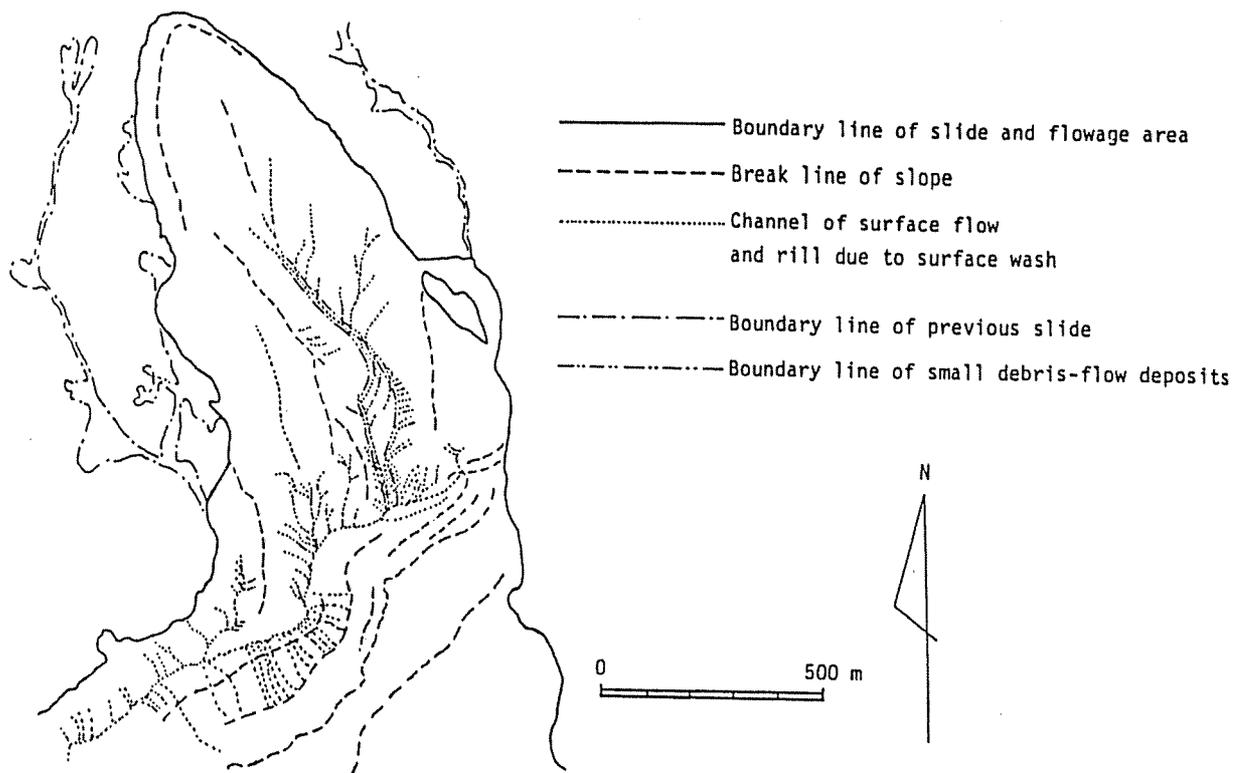


図 3.13 御嶽崩れ崩壊源における崩壊後の流水痕跡(奥田・他, 1985)

(2). 崩壊物質の流動形態

岩屑なだれ(debris avalanche)の形をとって大量の土石塊を高速で流下させた。その流動速度を計算した。

①. 崩壊発生時刻

地震当時、田ノ原にいた人の証言等から、震動開始から9秒後の8時49分と推定。

②. 崩壊土砂の柳ヶ瀬到達時刻

地震当時、餓鬼ヶ咽トンネルの西側100m付近にいた人の証言等をもとに、8時55分07秒～30秒と推定。

③. 流動速度の推定

①. ②. から、土石塊の崩壊源～柳ヶ瀬の流走時間は最長390秒、最短367秒となる。流走距離は最大に見積もって9650m(崩壊地上端～王滝川南岸)、最小で7700m(崩壊地下端～濁川出口)となる。したがって、崩壊源～柳ヶ瀬における土石塊の平均流動速度は、最大26.3m/秒(95km/時)、最小19.7m/秒(71km/時)となる。

3.3.7 水山・原(1991)の見解

(1) 崩壊物質の流動形態

御嶽崩れに伴う土砂の流下は、第1段階として水分の少ない大量の土砂が流れ下って堆積し、次いでその堆積の上を水分の多い泥流状のものが流れて薄く堆積した。そして、最後に濁水が泥流堆積物や下層堆積土砂を侵食しながら流下した。

①. 濁川・王滝川

最初の土砂流出の際には、大規模な流れ山が運搬されていたと考えられ、濁川・王滝川合流点～氷ヶ瀬の堆積土の中に幾つか認められる。これらの流れ山は数m～数10mに達するブロックで、内部構造が破壊されることなく、元の地山の構造を残している。したがって、土砂流下断面のうち混合作用の少なかった部分があったと推定される。

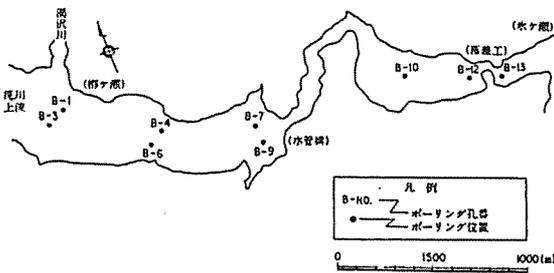


図-5.11 ボーリング位置図

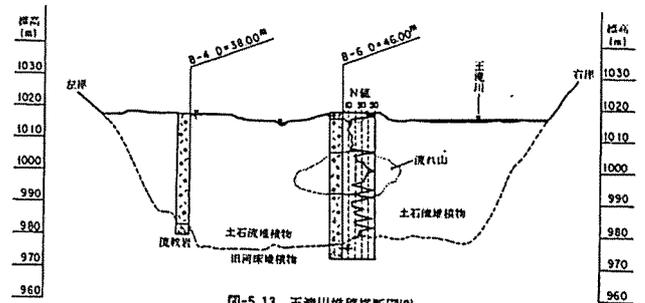


図-5.13 王滝川堆積断面図(2)

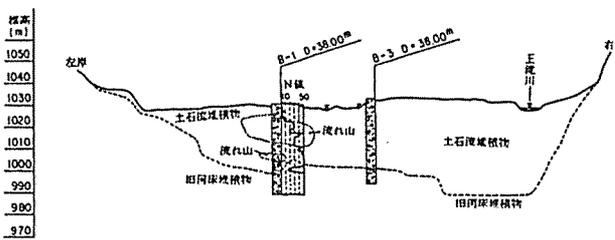


図-5.14 王滝川堆積断面図(3)

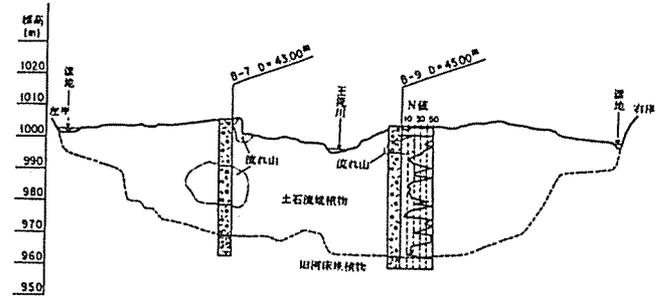


図-5.14 王滝川堆積断面図(3)

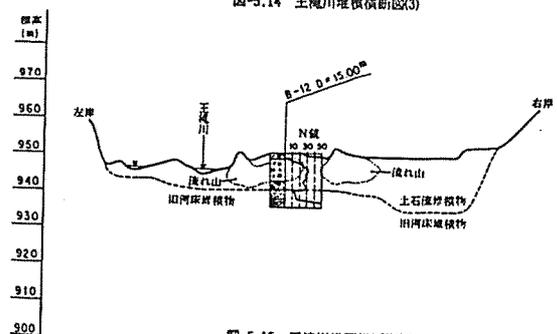


図-5.15 王滝川堆積断面図(4)

図 3.14 王滝川堆積断面およびボーリング位置図(水山・原, 1991)

いっぽう、濁川・王滝川合流点の上流で地表面にみられる流れ山は、狭窄部には少なく拡幅部に集中している。大きさは伝上川合流点からやや下流の濁川で大きく、王滝川に近づくにしたがって小さくなる。

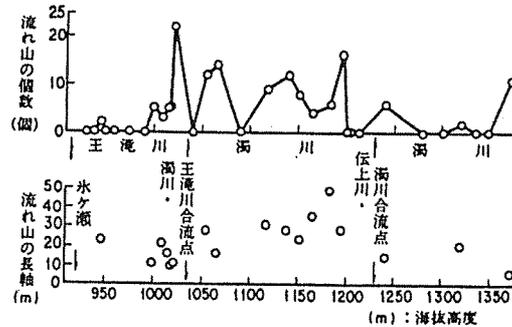


図 3.15 流れ山の分布および規模(濁川・王滝川合流点より上流) (水山・原, 1991)

②. 鈴ヶ沢

下流部で 8 時 55 分頃に最初の土砂流出があった。目撃証言によると、これは水分の少ない形態であったと推定される。その後、14 時頃までに数回ないし十数回の泥流の流下が確認されている。

③. 中股沢

中股沢を流下した土砂は、東股との合流点よりも上流で止まり、鈴ヶ沢には達しなかった。土砂は水分の少ない状態であった。

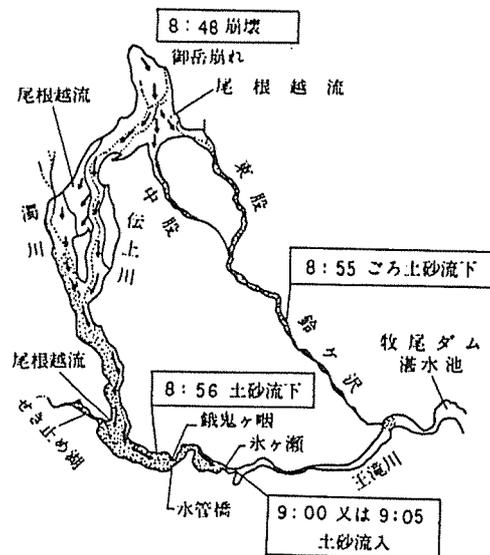


図 3.16 御嶽崩れに伴う流下土砂の到達時刻(水山・原, 1991)

3.4 崩壊の発生・流下状況のまとめ

前項の各研究者の見解や口絵写真などをもとに御嶽崩れなどの発生・流下状況をまとめて説明する。

崩壊物質は、岩屑流となって伝上川へ流下(口絵-18, -19)するとともに、崩壊直下で対岸の小三笠山(比高100m)を乗り越え、一部は南向きの二つの沢(鈴ヶ沢の上流)に流入して、下流では小規模な泥流となって流下した。乗り上げた大地状緩斜面(小三笠山)には、滑落した巨大ブロックの成層構造に由来すると考えられ縞模様(守屋, 1985)が流下状況の痕跡として残っている。

伝上川を流下した岩屑流本体は、谷壁と谷底を削剥(崩壊源直下では最大約30m)し、擦痕を残した。削剥された谷壁の多くの場所では、被圧下にあったと考えられる地下水が特定の層準(主に熔岩層下底の火砕物層上部)から湧出した。崩壊源より約2~3km下流の伝上川屈曲部では、岩屑流は右岸側の台地状尾根(比高100m)に溢れ、それを乗り越えて隣りの濁川に流下した(口絵-20)。

さらに約5km下流の伝上川・濁川合流点は、伝上川沿いに流下した岩屑流本体が高水位となって濁川上流側へ逆流・一時滞留し、再び下流へ移動した(松田・有山, 1985)。この逆流後の再移動域と、前述の尾根を乗り越えてきた岩屑流の堆積域では、岩屑流の流動形態の相違を反映して地表の微地形に顕著な差がある(両者の境界域には大きな湛水凹地がある)。この合流点より下流では堆積作用が顕著となり、谷底に堆積地形を残すとともに、谷壁にも薄い堆積物を残している(口絵-21)。

濁川を流下した土砂は、濁川温泉を巻き込み(口絵-22, -23)、濁川が王滝川に合流する直前の狭窄部で、岩屑流は再び、張出した支尾根(谷底からの比高約80m)をのり越え(口絵-24)、王滝川右岸の山に10mほど乗り上げ、堆積層の最大厚さ約40m、延長約4kmの堆積地形を作った。この土砂によって、王滝川と濁川の合流点の上流に、湛水延長2750m、最深水位22m、湛水面積0.33m²、湛水量365万m³の天然ダム(口絵-26)が形成された(木曾建設事務所, 1986)。

王滝川を流下した土砂は、餓鬼ヶ咽の狭窄部に阻まれて堆積が始まり(口絵-27, -28)、続いて氷ヶ瀬・大淵の2箇所(口絵-29)の狭窄部で勢力を弱められ、大部分はここままで止まった。

岩屑流は伝上川谷部ではほとんど削剥のみでわずかにしか堆積物を残していない。岩屑流が乗り上げた台地部では、薄く堆積し著しい縞模様を作っている。濁川では伝上川との合流点より上流側では広い範囲で厚く堆積した。これより下流側では濁川温泉跡地など川幅が広がっているところでは堆積物が残され流れ山が作られたが、狭窄部では残されていない。王滝川では、岩屑流堆積物は柳ヶ瀬から氷ヶ瀬トンネル付近にかけて分布する。岩屑流の堆積により王滝川の河床高度は多いとこ

著な分布は濁川と伝上川との合流点付近、濁川温泉跡地付近、その約500m下流右岸側、柳ヶ瀬「尾根越え」の上流側、柳ヶ瀬付近である。これらの場所は狭窄部の上流側に位置したり、河床勾配が急激に緩やかになるところである。岩屑流の流下速度が一時的に低下したため、岩塊が集積し流れ山がつくられたものと考えられる。

なお、岩屑流に引き続いて土石流の発生があり、岩屑流表面を薄く侵蝕・堆積している。さらに、氷ヶ瀬の狭窄部をとおり王滝宮林署の貯木場を埋没させた(口絵-30)。土石流堆積物は伝上川上流部、濁川上流部から柳ヶ瀬にかけての範囲では断続的に、柳ヶ瀬から氷ヶ瀬にかけての大滝川では連続的に堆積している。岩屑流堆積面より1~2m低い堆積面を構成する。土石流堆積面上にも多くの流れ山があるが、これは土石流自身が作ったものではなく先行した岩屑流が形成した流れ山を削剥して残したものと考えられる。

3.5 土砂移動目撃者の証言

長野県西部地震時に伝上川上流で大規模崩壊が発生し、それにとまって岩屑流・土石流が発生し、伝上川～濁川～王滝川を流下した。この時、餓鬼ヶ咽トンネル付近には7人の自動車運転手がいた。その内の5人は故人となってしまったが、太目義弘氏(当時、王滝営林署勤務)、田中亮治氏(当時、恵工電設)の2人は自力で避難行動をとり、その途中で、この時の岩屑流・土石流が餓鬼ヶ咽トンネル付近の狭窄部付近に到達するのを目撃している。

また、王滝川下流の貯木場付近での目撃証言、鈴ヶ沢の土石流の目撃証言、松越地区・滝越地区の大規模崩壊の目撃証言など、貴重な記録が残されている。

災害から15年が経過した現在、その後実施されてきた各調査研究成果を考慮し、土砂移動状況および避難行動について、ここで改めて整理したものである。

伝上崩れに伴った大規模な土砂移動で、濁川温泉の4人、名古屋市から山菜取りに入山していた5人、餓鬼ヶ咽トンネル付近にいた自動車の運転者5人の計16名の生命を失っている。濁川温泉や山麓での被災は防ぎようがないものと思われるが、柳ヶ瀬、氷ヶ瀬に岩屑流・土石流が到達したのは、地震発生から約8～9分の時間がかかっている。ここで、7名の自動車運転者がいて、その内の2人(太目義弘氏と田中亮治氏)は土石流に巻き込まれる直前に避難行動(土石流に対して直角方向の斜面を駆け上る)をとり助かっているが、他の5人は助かることができなかった。

少なくとも多少の遅れ(10～20秒、高低差で5～7m)はあっても、同様に斜面を駆け上っていたら、他の5人の生命も助かった可能性もある。このような避難行動が15年前に実際にあった事実として、今後の防災活動にとって、大変重要である。

ここで、松越、御岳高原、鈴ヶ沢、王滝川、滝越、それぞれの土砂流出の目撃者証言を改めて整理するとともに、太目義弘氏と田中亮治氏が避難途中で目撃した、王滝川の岩屑流・土石流の流下状況について時系列に再現整理したものである。

3.5.1 太目義弘氏の避難行動と証言

8時48分(地震発生時刻)

トラックを運転、餓鬼ヶ咽トンネルを通過し、柳ヶ瀬の現場に向かう途中トンネルの出口から約100m上流地点で地震が発生した。

王滝川右岸斜面からの落石により道路をふさがれて停車した。地震発生少し前に、トンネルの出口付近で、後から来たジープ(田中亮治氏の車)に道を譲った。



8時50～54分頃

直ちにカーラジオのスイッチを入れたが、地震情報の放送はなく、後続車(3台ほどの後続車があったが前2台)の運転手と地震の話をした。



8時55分(時計を見る)

地震のニュースが流れる。助手席に戻って地震のニュースを聞く。その時「ゴーツ」という音を聞く。王滝川ダム(餓鬼ヶ咽トンネル上流4km)が決壊したかと思った。その時、ジープ(田中氏の車)がUターンして戻ってくるのが前方に見えた。



8時55～56分頃

危険を感じ素早く助手席から運転席に移り、「逃げろ」と後続車の運転手に大声をかけながら左岸斜面を駆け上がって避難した(助手席から運転席に移り、車外に出て、斜面を駆け上がり始めるまでで、1分～1分半)。



8時56～57分頃

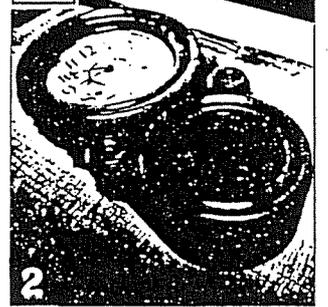
斜面を駆け上がって道路より15～20m高い所へ到達し(この間1分～1分半)、振り返って上流を見た。その時、王滝川の本流が餓鬼ヶ咽トンネル上流の拡幅部で左岸側に流路を変える付近から、左岸側の河川敷で雑木林をなぎ倒しながら流れる流水を確認し、一瞬安心した(もっと規模の大きな土石流を想像していたので安心したと)。同時に、下流、餓鬼ヶ咽トンネルの方を見ると、王滝川の右岸に衝突して大きく迂回し、左岸側のヒノキ造林地をバリバリ倒しながら下流か

から上流に向かって流動する土砂の動き(その時は上流側へ向かって流れるように見えた)を見た。

この土砂の流動をみて、これはえらいことだと思い、更に20～30m上方へかけ上がった(1～2分)。その時、トンネル上流部には小山のように土砂が堆積しており、その上を泥しぶきをあげて流下する土石流を見た。自分のトラックや他の自動車は跡形も見えず、最初に止まって振り返った地点(道路から15～20m)はすでに土砂で埋まっていた。自分の後に続いて逃げたと思っていた他の運転手の姿も見られなかった(その時は、別のルートで逃げたと思っていたが、他の5人は故人となっていた)。

それぞれ 時間

王滝村・県西部地震から10年



村中心部から滝越に通
じる水ヶ瀬地区の道路沿
い。王滝営林署に勤める
太目義弘さん(56)は地震
に遭遇した場所に数年ぶ
りに立った。「この辺り
に運転していたトラック
が埋まっているはず」と
指さす。「あの日の弁当
も仕事道具もみんなこの
下にある」。あの瞬間の
ことは一つひとつはつき
り思い出せるという。

ここには餓鬼ヶ咽(が
きかのど)と呼ばれる交
互通行のトンネルがあっ
た。記憶では太目さん運
転のトラックも含めて付
近には四台の車が埋まっ
ているはず。濁沢川から
の大量のたい積土砂は四
百万立方メートルと言われ、
この場所は地震前と比べ
て約三十倍も谷が上がっ

た。そして今もここには
二人が土砂の下になって
いる。
太目さんは営林署の木

王滝営林署
勤務

土石流を必死に かわして生還した 太目義弘さん(56)

材を積み込むために八ト
トラックを滝越方面に向
けて走らせていた。大き



な揺れを感じたのは長さ
八十メートルのトンネルを

後続車が二台いた。建
設会社社員の田口信さん

音(おと)が谷をわたった。

出た直後。ここは交互通
行のため信号機が設置さ
れていた。青は三十秒、
赤は五分。この時間配分
が太目さんの命を救った
という。「数秒早くても
遅くてもだめだった」と
振り返る。
同時に「バリバリバリ...」
という聞いたこともない
音(おと)が谷をわたった。

「滝越ダムが崩れたと
思った」(太目さん)。
上流を見ると自分より高
い位置に土砂が押し寄せ
てくるのが見えた。「逃
げろ!」と声を掛け合っ
て斜面を必死で駆け登っ
た。ひと息ついて後ろを
振り返ると一緒に逃げて
来ているはずの田口さん
二人の姿はなかった。目
の前にももの凄い量の上砂
が迫り、わずか数秒の差
が生死を分けた。

今も月に数回はここを
自動車を通る。トラック
が埋まっている場所に必
ず目が行ってしまう。木
々をなぎ倒す「バリバリ
バリ!」という谷を響き
わたったあの音だけは忘
れられないという。周辺
の斜面には土砂が流れ、
木々が倒された跡が今も
あちこちに見とれる。

数年ぶりに現場に立つ太
目さん。この下には運転
していたトラックが埋ま
る。土石流から逃げた時
も身に付けていたのはヘル
ムットだけだった。

3.5.2 田中亮治氏の避難行動と証言

8時48分(地震発生時刻)～54分頃

前出の太目さんのトラックを、餓鬼ヶ咽トンネルの出口付近で追い越した。地震発生後、斜面からの落石の危険を避けるために、拡幅部の王滝川寄りにジープを止めて車外に出た。降雨中であつたので雨ガツパを着用したが、はきかけたズボンの雨具は、その後の行動に支障があるとの判断から、上衣だけを着用した。

ラジオを入れたが放送はなく、次々に発生する余震に身の危険を感じ、トンネル内に避難しようと思い、ジープをUターンさせて引き返した。しかし、トンネルの手前100m付近の落石で戻ることができず、太目さんの車と落石をはさんで対向する形になった。



8時55分

地震情報が流れ、「……甲府の震度……」を聞くと同時に、「ゴーツ」という音を聞いた。その直後ドアを開けて車外に飛び出し、そのまま山腹を駆け上がった。その時は、三浦ダムが決壊したとすると15分位はかかるだろうからそれまでにできる限り高いところに避難しようと考えていた。



8時57分

途中で餓鬼ヶ咽トンネル狭窄部の右岸から左岸にかけて、落下するように流下する土石流を見たが、その時は、狭窄部を横断して架設(王滝川河床から約36m上に架設されていた)されている導水管までは埋まっておらず、まだ10m程度はあいていたように見えた(1回目の土砂では、導水管は被災していなかった)。

ここで(導水管の存否を確認したとき)、2回目の地震(M=5.1の余震、午前8時57分)を感じた。したがって、午前8時57分(M=5.1の余震時)には土石流の先端は既に狭窄部(餓鬼ヶ咽トンネル付近)に到達していたことになる。

田中氏は、途中で一息いれることなく道路から30～40mまで駆け上がった。その途中では、足もとの5m位下に土砂がきて、その泥しぶきをかぶりながら逃げた。

3.5.3 目撃証言の整理

田中さんの車は、太目さんの車とは落石をはさんで対向する格好になっていた。太目さんの車との間隔は約70～80mあった。

午前8時55分頃、ラジオから「甲府の震度は、……」を聞くと同時に「ゴォー」という音を耳にした。間髪を入れずドアを開けて車外に飛び出し、そのまま山腹をかけ上がった。三浦ダムが決壊したとすると15分位はかかるだろうと推測し(最初は、三浦ダムが決壊したと思っていた)、それまでにできるかぎり高いところに避難しようと心がけて登った。田中さんは降雨中であつたので雨カップを着用したが、はきかけたズボンの雨具はその後の行動に支障があるとのとっさの判断から脱ぎ、上衣だけを着用した。その判断が数分後に斜面をかけ上がって逃げるときに好結果をもたらしたという。

途中で狭窄部の右岸から左岸にかけて落下するように流下する土石流をみたが、その時は、狭窄部を横断して架設されている導水鉄管までは埋まっておらず、10m程度はあいていたように見えた。その時(導水管の存否を確認した時)2回目の強い地震(午前8時57分)を感じた。関西電力関連の仕事をしており導水管(王滝川河床から36m上空に架設されていた)を伝わって横断したこともあり、愛着をもっていたので瞬間的にその存否を確認した。導水管が流失したということを知り、それは強い余震で落ちたものであると思うといっている。余震で右岸側がはずれ、その後の土石流(土石流は狭窄部に積み重なるように押し寄せている)によって左岸側を支点に左岸下流に折り曲げられたものであろうか。

途中で一息いれることなく、道路上から30～40m付近をかけ上がって、振り向くと、足もとの5m程下に土砂がきており、その泥しぶきをかぶりながら逃げたという。

田中さんの話を分析すると、午前8時57分(M=5.1の余震時)には土石流の先端はすでに狭窄部(餓鬼ヶ咽トンネル付近)に到達していたことになる。

太目氏、田中氏の2人は別々の行動であつたが、ひとまず安心という状況を感じたのは、道路より約40mの地点とほぼ一致している。

太目氏、田中氏両氏の証言を総合すると、土石流の先端が餓鬼ヶ咽トンネル(狭窄部)に到達するまでの時間は地震発生後(本震の発生時刻は、正確には午前8時48分49.4秒と報告されている)、M=5.1の余震を感じた午前8時57分には、土石流の先端はすでに狭窄部に達していたと思われる点を考慮すると、この経過時間は8分前後とみのが妥当であると思われる。そうすると、土石流の平均流動速度は約20m/秒(72km/時)ということになる。

そして、伝上川～濁川を流下し、柳ヶ瀬、氷ヶ瀬間に堆積した大部分の土砂は1～2分の間に流出したと推察される。

御嶽崩れの大規模崩壊による崩落土塊の速度と土石流の流動状況をまとめる

と次のようになる。

崩壊地の崩落土塊の崩落速度は約 80m/秒(約 300km/時)と推定される。この高速の程は小三笠山麓に細く長く飛び散っている溶岩の破砕片からなる線状の飛散痕跡が残っていること、破壊をまぬがれた樹木がすさまじい爆風によって引きちぎられたかのようになぎ倒されている状況からも堆察される。伝上川濁川王滝川を流下した土石流の平均速度は約 20m/秒(72km/時)となる。

3.5.4 証言から分析した土砂移動現象

(1). 御嶽崩れの発生時間

京都大学防災研究所上宝地殻変動観測所の記録から推定された発震時刻は、9月14日8時48分58秒であり、震源地から崩壊地までの距離は約6km、地表近くでの波動伝播速度を6km/secとすると、崩壊地の震動開始は発震より1秒後となる。このときに崩壊地の近くの田ノ原にいた皆戸勉氏の証言では、「地震のゆれ始めと同時に百雷が一時にとどろくような大音響が聞こえた。外を見たが霧のため崩壊状況は目撃できなかった」によって、震動と崩壊はほとんど同時に発生したものと思われる(奥田・他, 1985)。

(2). 岩屑流の柳ヶ瀬到着時刻

地震発生当時に餓鬼ヶ咽トンネルより西側約100mの道路上で、地面の震動のために自動車を停止させていた太目義弘氏および田中亮治氏の証言によれば、「8時54分45秒(あとで修正を加えた時刻)にはまだ異常な音は聞こえていなかった」(太目氏)。「NHK第一放送の地震情報で“甲府”の言葉を耳にした途端に大音響が聞こえてきた」(田中氏)。この二つの証言より、8時54分45秒以後に“甲府”の語がアナウンスされた時刻は、8時55分10秒、19秒および33秒の3回である(そのうちのどれかは不特定)。

また大音響が濁川の谷出口のほうから聞こえて来たときの岩屑流の先頭の位置は、直接に目撃されていないので確定できないが、音を聴取した位置とその付近の山の地形からみて、岩屑流が濁川出口で小尾根を乗り越えて、王滝村対岸山麓に到着する間に発した音が聞こえたものと考え、その付近から聴取位置までは約1km離れている。音波伝播速度を340m/sとすると音波伝播に3秒かかることとなり、上記の放送時刻から3秒前の8時55分07秒から30秒までの間に柳ヶ瀬の濁川出口付近に到着したことになる。

(3). 餓鬼ヶ咽トンネル付近

伝上川上流からの土砂は、濁川を経て柳ヶ瀬で王滝川に流入し、8時56分～9時00分頃の間餓鬼ヶ咽トンネル西側に到達した。土砂の大半は氷ヶ瀬西方の狭窄部より上流側の王滝川の谷を埋めて停止した。

(4). 氷ヶ瀬地区

8時48分の本震と同時に氷ヶ瀬東の大鹿淵南側の急斜面が大きく崩壊し、王滝川を堰止めた。伝上川上流からの土砂は、王滝川に流入し、8時56分～9時00分頃に餓鬼ヶ咽トンネル西側に到達した。土砂の大半は氷ヶ瀬西方の狭窄部よ

り上流側の王滝川の谷を埋め、先端部は9時05分頃、氷ヶ瀬の営林署敷地内の西半分に水しぶきを上げて流入した。この土砂により、王滝営林署氷ヶ瀬共同宿舎、氷ヶ瀬造林宿舎(ともに木造平屋建)の2棟が完全に埋没し、木造二階建の小俣造林宿舎の一階部分が埋没・出火した。さらに氷ヶ瀬橋が流失した。土砂は営林署敷地内のほぼ中央を南北に通る林道で停止した。

氷ヶ瀬地区では、10時40分頃から再び浸水が始まった。この時に流入した土砂は、9時過ぎの1回目の土砂で南側の河道が埋められていたため、相対的に低所になっていた北側の営林署敷地内を流下し、林道を越えて貯木場内に流入した。この2度目の土砂流出とはほぼ同じ頃、貯木場より約1.5km下流の大鹿淵の崩壊で堰止められていた王滝川の水位が上がり、貯木場に浸水した流水によって貯木場内の材木が流出を始めた。

11時22分～11時40分の間には、大鹿淵の堰止め部が氾濫決壊し、流水とともに材木が下流へ流出した。材木は氷ヶ瀬下流の立間沢合流点付近で一時的にたまっていた。

下流の野口地区では、土砂は河道内を流れたが、王滝川に架かる松原橋は、地震により段差が生じ、一般車両の通行はできなかったという。貯木場の氷ヶ瀬橋は100m以上も下流に流され、土砂に埋没した。10月25日に仮橋が完成し、車両の通行が可能となった。

(5) 鈴ヶ沢の土砂移動現象

鈴ヶ沢では、9月14日午前9時10分に、九蔵高橋付近で、1回目の土砂流出が目撃されたが、尾島橋付近の狭窄部で停止した。午前9時15分には、九蔵地区で確認された中では最大規模の土砂が流下し、九蔵高橋を流失させ、流路工沿いの田に泥や流木をはね上げながら王滝川に到達した。その後何回も流下していったが、土砂の量は減少していった。

中越橋および新中越橋付近では、9時30分～10時30分の約1時間の間に5～6回の土砂流下が目撃されている。この時流下した土砂は尾島橋付近の狭窄部にたまっていた土砂が徐々に流下したものと考えられる。これらの土砂は堀田高橋付近の狭窄部で再び停止し、流下堆積するたびに河床を上げていった。この時、堆積した土砂の一部は流路工から溢れだし、新中越橋下流の右岸の田に泥や流木を残した。

10時30分には堀田高橋付近に停止していた土砂が再び流下し、王滝川本流に達した。その後、12時00頃までに数回の小規模な土砂流出がみられた。12時00頃にはCBCのヘリコプターが、尾島橋から新中越橋までの区間で、土砂流出状況を最影していた。

鈴ヶ沢で目撃された最後の土砂流出は、14時00時頃であった。

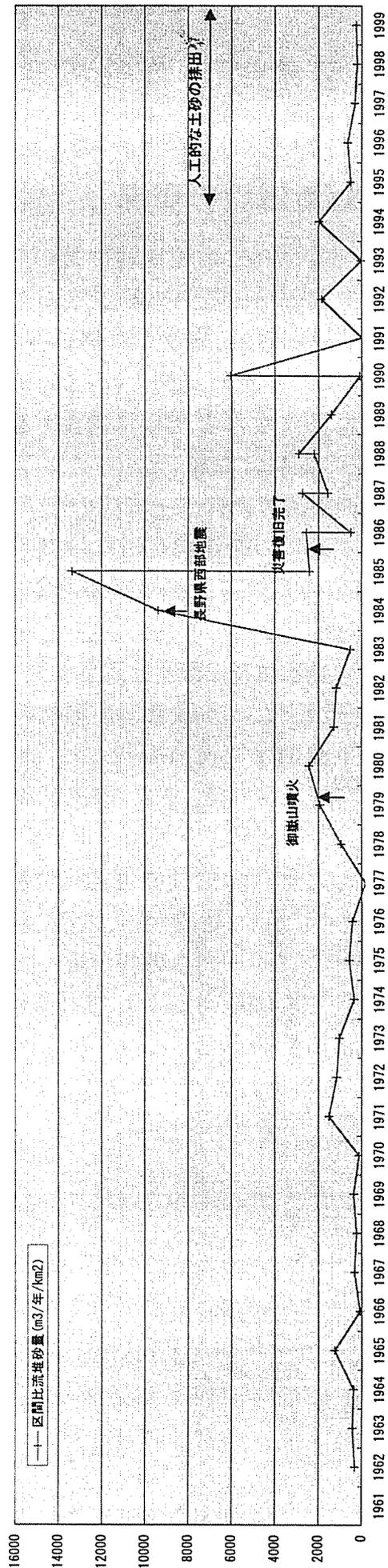
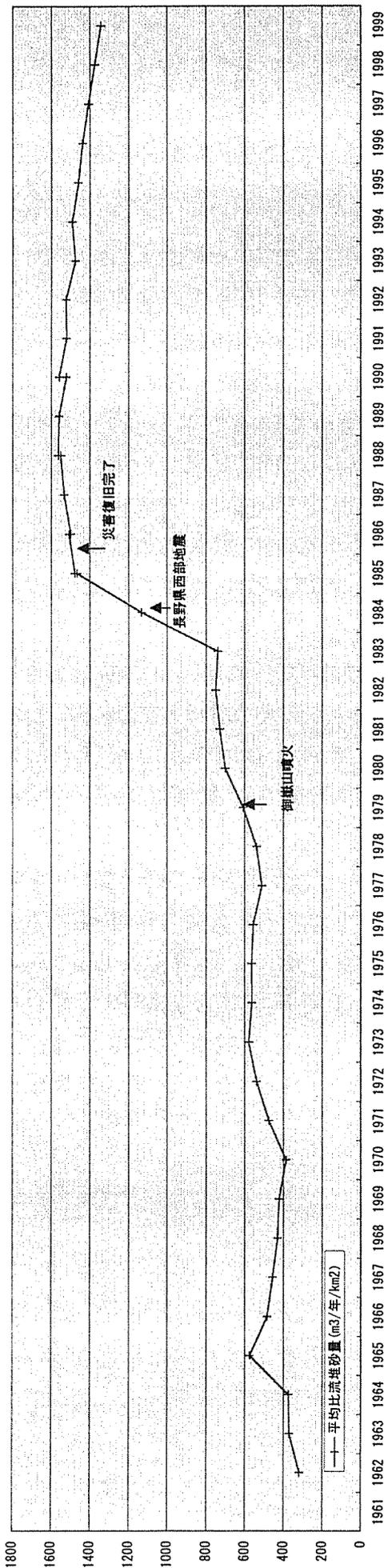
3.6 牧尾ダムへの影響

水資源開発公団の牧尾ダムは、昭和 36 年(1961)に完成した、堤高 104.5m、総貯水量 7500 万 m^3 の多目的ダムである。そして、竣工以来平均比堆砂量のデータを蓄積している。

御岳湖上流端付近の堆砂状況の観察によれば、1961～84 年間の堆砂量は 2.0 m(9cm/年)で、地震時に 0.3m、1984～1999 年間に 0.7m(5cm/年)となっていることが確認された。この結果によれば、御岳湖には王滝川本川より、地震前から多量の土砂が流入しており、地震直後に御岳湖に流入した伝上崩れの土砂は、0.3mとわずかである(松越地区の崩壊土砂を除く)。さらに、その後の 15 年間でかなりの土砂が流入している。

大規模崩壊以前は平均比堆砂量が 400～800 $m^3/km^2/y$ であったものが、御嶽崩れ後は 1400～1600 $m^3/km^2/y$ と 2～3 倍に跳ね上がった。また、前後の堆砂量と比較すると十数倍もの土砂が流入している。御嶽崩れの土砂生産によって牧尾ダムでは現在土砂の浚渫を実施している。

現在、王滝川を堰止めた伝上崩れの堆積物(天然ダムが形成され、上流からの土砂は完全に天然ダムに堆積している)は、砂防構造物で貯留されているが、これらの構造物が徐々に破損して堆積物が移動し始めれば、堆積量がさらに増大する危険性が考えられる。



牧尾ダムの比流堆砂量

上記グラフは計測開始年からの累計比流堆砂量。

(平均比流堆砂量 = 計測年までの累計土砂量 / 経過年数)

下記グラフは期間毎比流堆砂量

(区間比流堆砂量 = 前回計測からの差異 (増減) / 前回計測と計測年までの期間)

上記のグラフでも下記のグラフにおいても長野県西部地震後短期間の間で土砂の生産量が高まっている。ただし、上のグラフで長野県西部地震前は比流堆砂量が増加する傾向にあったのに対して、長野県西部地震以降は低下する傾向にある。土砂の排除の問題もあるが、施設の効果が明らかに現れたいと考えている。また、短期的な比流堆砂量をみては急激な比流堆砂量の低下が確認された。

図 3.17 牧尾ダム堆砂量の変化

3.7 崩壊発生 15 年後の変化状況

3.7.1 対策施設の現況

伝上川、濁沢流域は、王滝営林署の管轄であり、不安定な堆積土砂の流出を防ぐため、79 基の治山低ダム群が施工された。また、伝上川合流点より濁沢上流域には植林が実施され、安定した樹林帯(現在の樹高 10m)に成長しつつある。しかし、合流点より下流の濁沢では、土砂の移動は激しく、磨耗し破損しかかっている低ダム群はほとんど土砂に埋没し見えなくなっているものも多い。営林署では、土石流の警報監視局(テレビカメラ・雨量計・ワイヤーセンサー等)を設置し、源頭部の再崩壊等に伴う土石流の流下状況を監視している。

濁沢と王滝川の合流部付近に堆積した大量の土砂と天然ダムの対策については、「王滝川災害復旧工法検討委員会」の指導を受けながら長野県木曾建設事務所が実施した。

天然ダムの水位は、県道の王滝トンネルが冠水しないように、河道は確率 1/30 年の洪水を流下しうる複合断面形状が設定された。このため、天然ダムから濁沢合流点の下流部まで河道開削され、連結ブロックによる護岸工と護床のためのブロックが施工された。また、濁沢下流部には、砂防ダム 2 基が建設され、王滝川との合流点まで護岸工と護床ブロックが施工された。

現在でもこれらの施設の機能は維持されており、天然ダムの水位は一定に保たれている。しかし、建設から 10 年以上経過しており、洪水流や礫衝突によって、コンクリートブロックの磨耗が進んでおり、破損している施設もある。これらの施設は現状では機能をはたしているが、これ以上破損が進むと岩着していない施設であるため流出してしまう可能性がある。これらの施設の破損が進行すれば、背後にある御嶽崩れの堆積土砂が流出し、河床の低下と天然ダムの湛水が流出する危険性が考えられる。

3.7.2 崩壊地数の変化

図 3.18 は、昭和 44 年(1969 年)から平成 7 年(1995 年)までの崩壊地数の変化を示している。崩壊地は 1969 年には 160 箇所、1979 年には 136 箇所あり、この 10 年間は減少傾向を示す。長野県西部地震時の御嶽崩れの崩壊源には、1969 年、1979 年ともに 25 箇所の崩壊地が認められた。数こそ変化していないが、崩壊源下部にあたる伝上川上流の谷壁にある崩壊地は規模が大きくなっている。

昭和 59 年(1984 年)の地震時には 169 箇所で崩壊地が増加した。地震時に崩壊したが、岩屑流流下により削剥されてしまった崩壊地もあると考えられ、実際にはより多くの崩壊地が発生したものと推測される。

長野県西部地震 5 年後の平成元年(1989)には崩壊地数が 91 箇所、崩壊地形を呈しているが植生が回復している崩壊跡地は 23 箇所となり、比較的速やかに斜面が安定化したと見ることができる。平成 7 年(1995)では崩壊地 94 箇所、崩壊跡地 30 箇所が判読され、この 6 年間で大きな変化は見られない。これらのことから、判読範囲で崩壊地数がおおよそ 100 箇所というのは、一種の平衡状態にあると考えることも可能である。

氷ヶ瀬から伝上川にかけて、平成元年には 28 基、平成 7 年には 37 基の砂防ダムが存在し、ほとんどのものが満砂状態であった。平成元年の砂防ダムが、平成 7 年では土砂に埋没しほとんど見えなくなっているものもあった。柳ヶ瀬の尾根の北方約 500mにある砂防ダムは、平成元年には堆砂量は少なかったが平成 7 年にはすでに満砂となり、下流側にさらに 2 基追加された。地震後、崩壊地の数こそ減少しているが、岩屑流流送域における露岩部の表層剥離や岩屑流堆積物の削剥などによって相当量の土砂が生産されているのであろう。

地震直後の岩屑流堆積域には多数の流れ山が形成されたが、緑化事業(伝上川・濁川合流部付近)、砂防工事(柳ヶ瀬付近など)などにより相当数取り去られた(濁川温泉跡地付近や柳ヶ瀬の中州状の高まりの部分などでは残されている)。

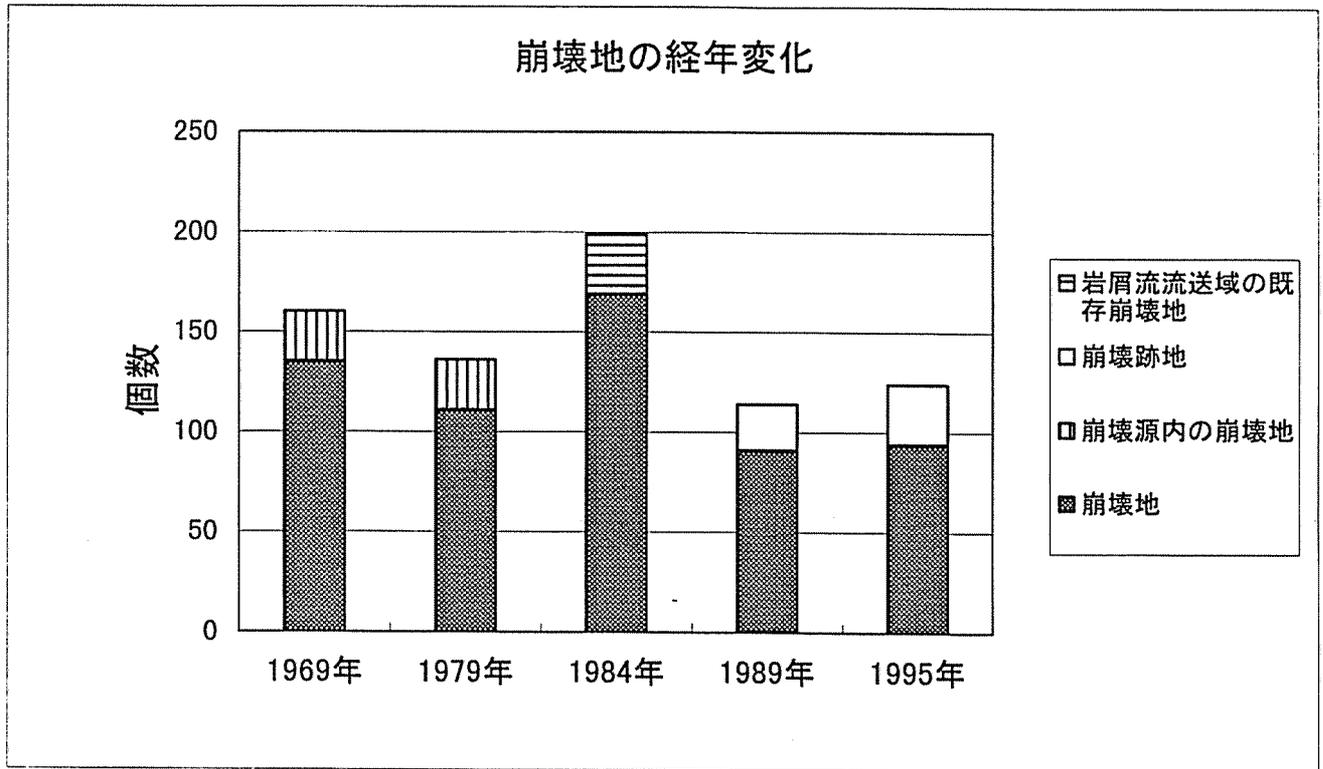


図 3.18 崩壊地の経年変化

3.7.3 植生の状況

岩屑流・土石流堆積面は浸食で失われてしまった部分もあるが、段丘面として残されているところも多い。段丘化したところでは植生が侵入し、高い段丘ほど樹高があり樹木密度も高い。現地調査が早春であったため、草本類については萌芽前であり詳しいことはわからなかった。木本類では、ハンノキ属(ヤシャブシ・ヤマハンノキと思われる)ヤナギ属、シラカンバ、アカマツ、ヒノキなどが見られた。濁川温泉跡地などでは樹高がそろったハンノキ属の純林が育ち、岩屑流堆積後一斉林として生育したとみることができる。

柳ヶ瀬では岩屑流・土石流堆積面は流路工のため大部分平坦化されてしまった。一部には原面が残され、窪地にはガマなどの湿生植物が生育している。

岩屑流が流下した急斜面部では草本類の生育が見られるところもあるが、大部分は露岩であり表層の剥離により多量の岩屑が生産されている。

崩壊直後はまったく植生がなかったが、5年後の平成元年には森林に隣接する部分や下流域の平坦地には草本類の進入が見られる。木本類は柳ヶ瀬付近や段丘面上にわずかに見られるのみである。平成7年には急傾斜地を除いて植生が回復している。伝上川・濁川合流点より下流域の比較的傾斜のなだらかな斜面や段丘面上には木本類が生育している。上流域では一部木本類が見られるが、大部分は草原となっている。

4. その他の土砂災害

4.1 松越の崩壊

4.1.1 崩壊地の諸元

松越の崩壊地(口絵-31)は、溶岩層が狭在する倉越山の山麓部にあたり、王滝川合流点付近の大又川右岸に対し、東向きの傾斜約 30° の河岸段丘に位置する。

規模は、最大幅約 150m、崩壊長約 250m、最大深 35m、崩壊土砂量 27 万 m^3 である(谷口・他, 1991)。

崩壊地の形状について、谷口・他(1991)は、「3ブロックに分けられ、2つの切り立った滑落崖を有するかなり深いすべりである」としている。3つの滑落ブロックの崩壊深には相違がみられ、主滑落崖を形成するブロックII、側方崖を形成するブロックIIIと右側のブロックIに区分される。

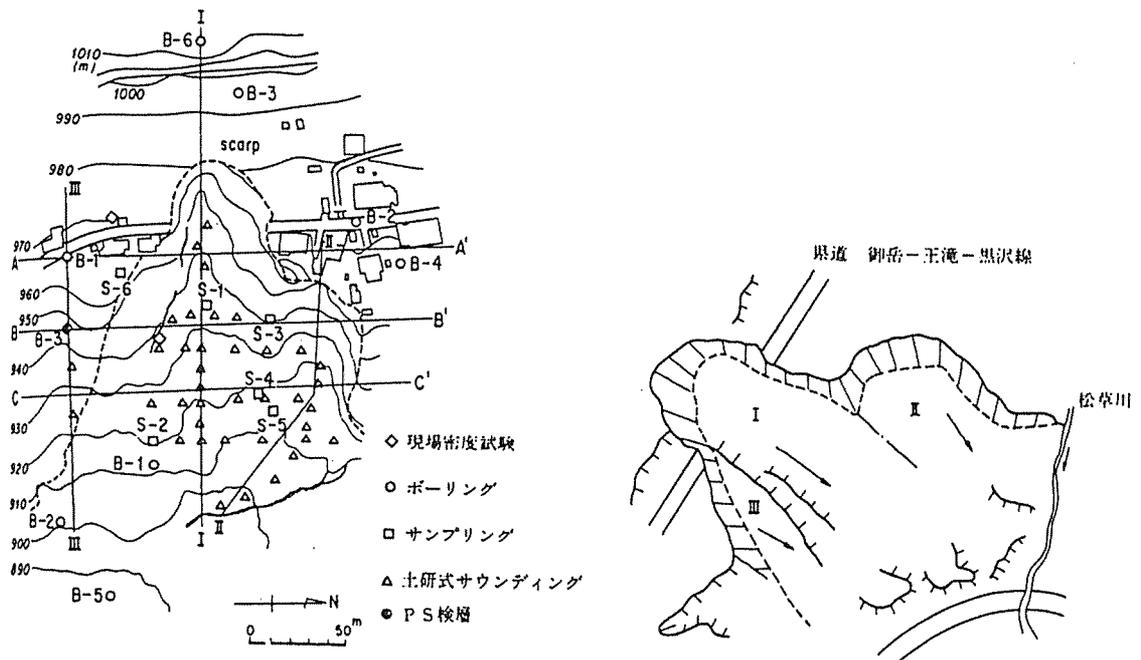


図 4.1 松越地区平面図およびブロック図(谷口・他, 1991)

4.1.2 被害の概要

崩壊によって、崩壊地の頭部では、区民会館・森林組合作業所が流失したほか、県道御岳王滝黒沢線の路体が50mにわたり決壊した。崩壊地の下部でも、大又川対岸(左岸)の河床付近に位置していた生コン工場が、流下土砂によって破壊される(対岸の段丘面上に押し上げた)などしており、あわせて13名が死亡した(長野県木曾建設事務所, 1986)。また、王滝村と木曾福島方面を結ぶ県道の新大又橋が流失したため、復旧作業の際に大きな障害となった。

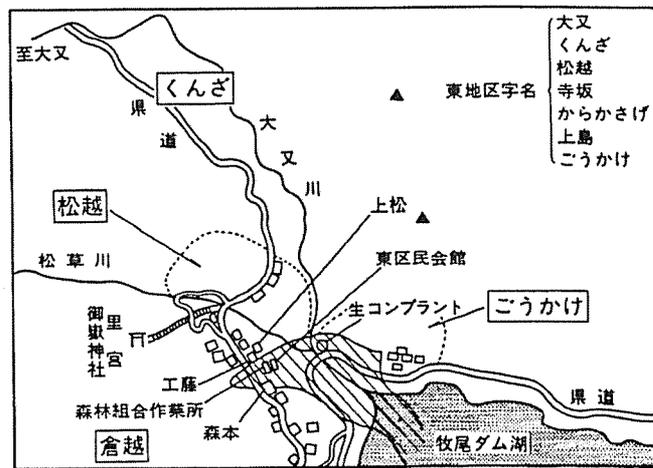


図 4.2 松越地区の被害状況(長野県西部地震の記録編さん委員会, 1986)

4.1.3 崩壊過程

本震発生時に崩壊したものと考えられるが、直接の目撃談はない。その後の情報から判断すると、大規模な崩壊に続いて何回かの小規模な崩壊が生じ、崩壊地が拡大した状況がうかがえる。崩壊土砂はかなりの水を含んで泥流化し、対岸に乗り上げて流下したことが明らかである(谷口・他, 1991)。

流下した土砂は、大又川対岸(左岸)に約 35m押し上がった後、大又川に沿って流下し、約 900m下流の牧尾ダム貯水池(御岳湖)に到達・堆積した。当時の御岳湖の水量は、満水時の 23.5%で湖底が現出しており、河床に土砂が拡散堆積した。土砂は、直径 1~2mの流れ山や流木を含んでおり、大部分は火山灰よりなっていた(谷口・他, 1991)。

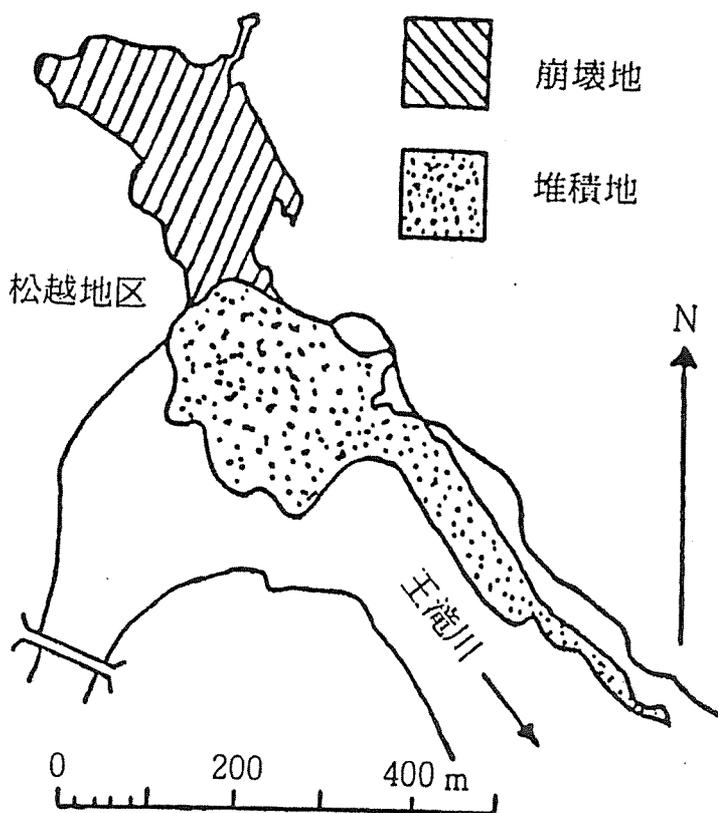


図 4.3 松越地区の土砂移動状況(河村, 1985)

4.1.4 地質構造および崩壊・流動のメカニズム

松越地区の地層は、基盤岩である中生層の上に風化軽石層が堆積し、さらにその上に滝越湖成層・千本松軽石層等が載っているものである。谷口・他(1991)によると、崩壊は中生層の上に堆積した風化軽石層がすべり面になって発生した。基盤の中生層が水の集まりやすい埋積谷地形を成しており、それを覆う風化軽石層が不透水層として機能したことが崩壊要因のひとつとなった。

松越の崩壊が面する大又川のすぐ上流には遷急点がある。このことから、御嶽崩れの場合と同様に、谷の下刻による斜面の不安定化が次第に上流に及び、まず崩壊地南側の谷地形の部分に崩壊がかって発生し、その後さらに遷急点が上流に移って、軽石薄層の走行・傾斜から推定できる埋没谷谷壁斜面の弱層(軽石層)が露出し、不安定化が急増した後、若干の地質学的時間間隙において、地震と先行降雨を誘因として崩壊が発生したものと考えられる。

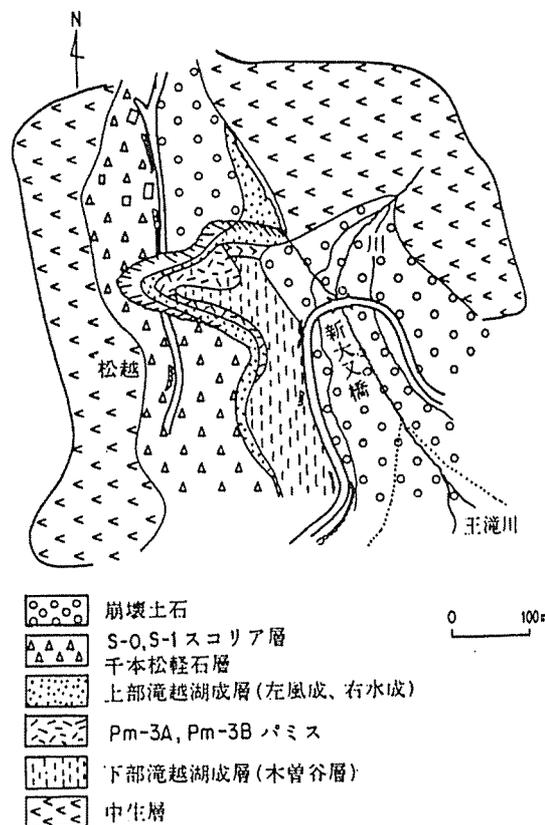
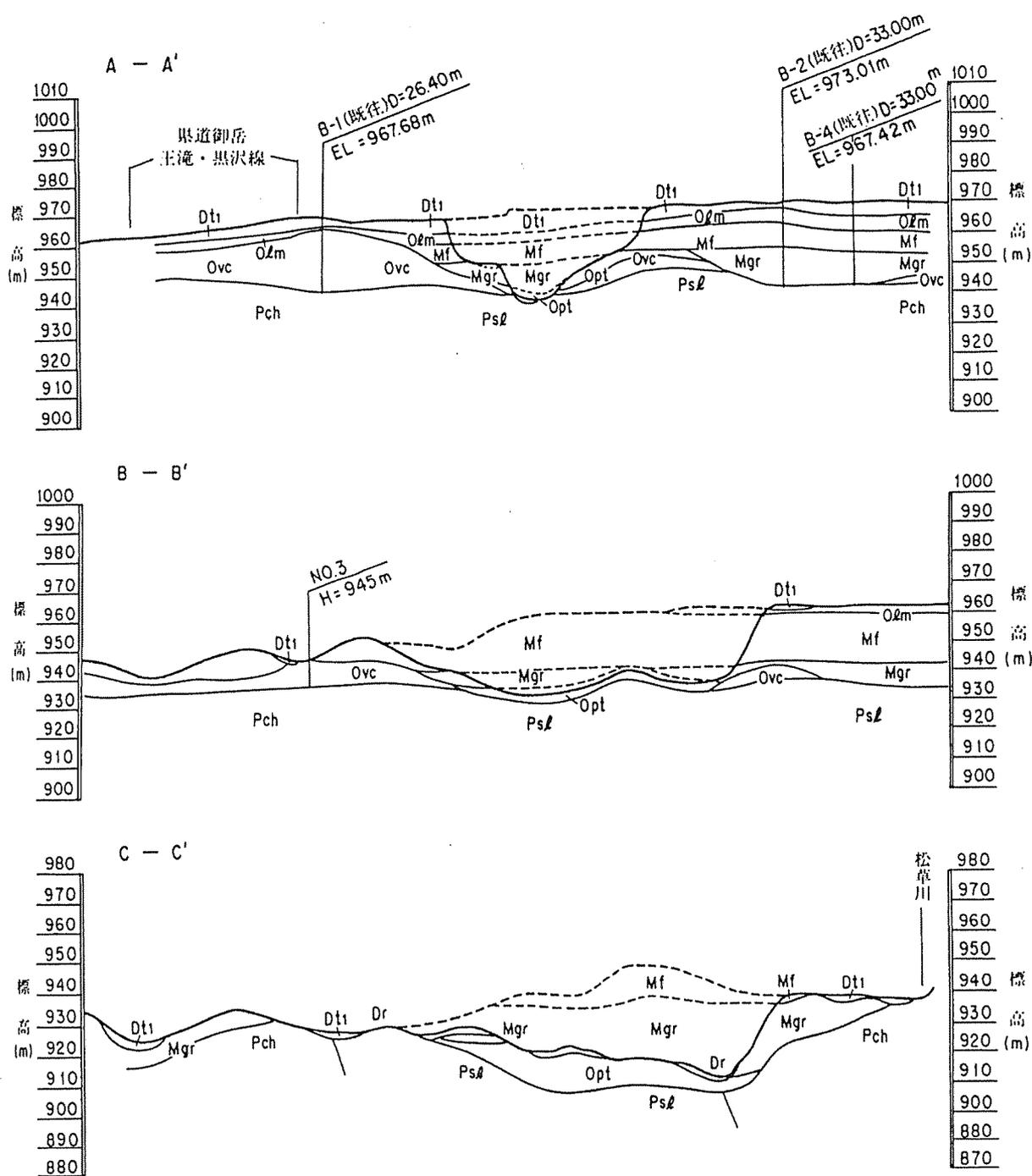
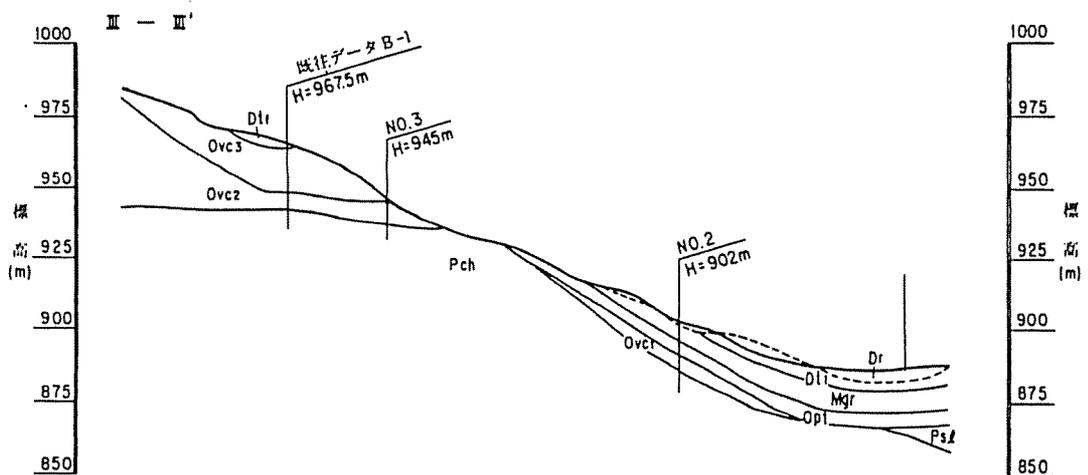
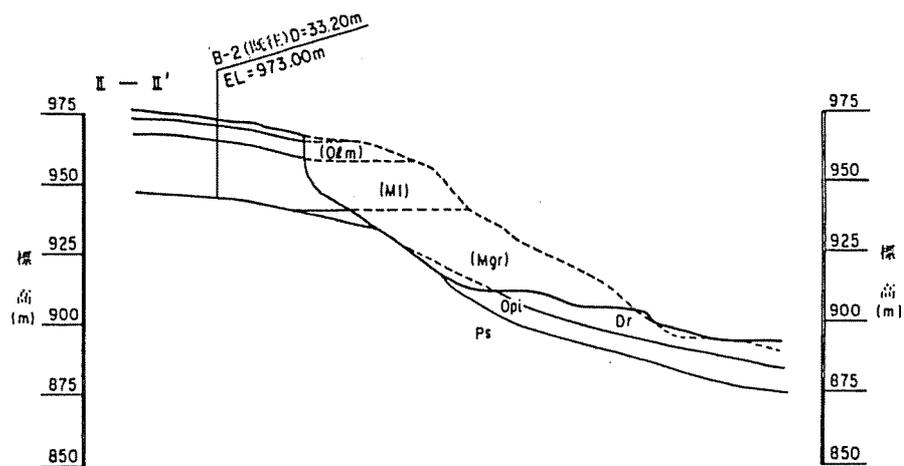
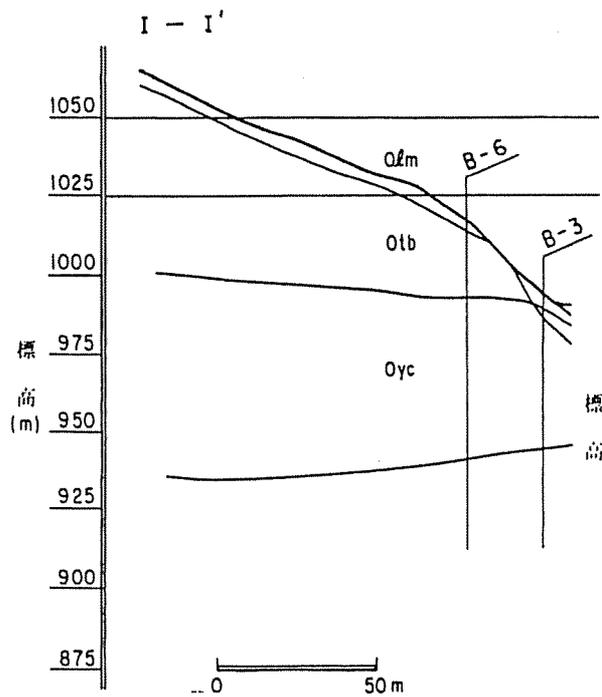


図 4.4 松越地区地質平面図(谷口・他, 1991)



Dt1 礫まじり粘性土(崖錐堆積物), O1m 火山灰(ローム), Mf 礫まじり粘性土(泥流堆積物), Mur 砂礫(軽石凝灰岩含む)
 Opt 軽石凝灰岩(風化軽石), Ovc 火山円礫岩, Otb 凝灰角礫岩, Ps1 粘板岩, Pch チャート, O1m 火山灰(ローム),
 Mf 礫まじり粘性土(泥流堆積物), Mur 砂礫(軽石凝灰岩含む), Opt 軽石凝灰岩(風化軽石), Ovc 火山円礫岩, Otb 凝灰角礫岩
 Ps1 粘板岩, Pch チャート

図 4.5 松越地区地質横断面図(谷口・他, 1991)



Dt1 礫まじり粘性土(崖錐堆積物), O1m 火山灰(ローム), Mf 礫まじり粘性土(泥流堆積物), Mur 砂礫(軽石凝灰岩含む)
 Opt 軽石凝灰岩(風化軽石), Ovc 火山円礫岩, Otb 凝灰角礫岩, Ps1 粘板岩, Pch チャート, O1m 火山灰(ローム),
 Mf 礫まじり粘性土(泥流堆積物), Mur 砂礫(軽石凝灰岩含む), Opt 軽石凝灰岩(風化軽石), Ovc 火山円礫岩, Otb 凝灰角礫岩
 Ps1 粘板岩, Pch チャート

図 4.6 松越地区地質縦断面図(谷口・他, 1991)

4.2 滝越の崩壊

4.2.1 崩壊地の諸元

滝越の崩壊(口絵-32)は王滝川本川左岸、本川に直角方向に流入する神沢左岸の標高 1200m 付近にあたる台地状尾根部を滑落崖として発生した。規模は、谷口(1991)によると、高さ 60m、平均幅 150m、崩壊土砂量約 15 万 m^3 であった。

一方、長岡(1985)は、幅 160m、高さ 40m、奥行き約 90m、崩壊土量は 24 万 m^3 と算出している。崩壊土砂の一部は対岸の尾根(比高約 20m)を越えて寺沢に流入したが、ほとんどは神沢沿いに王滝川本川まで 400mほど流下した。

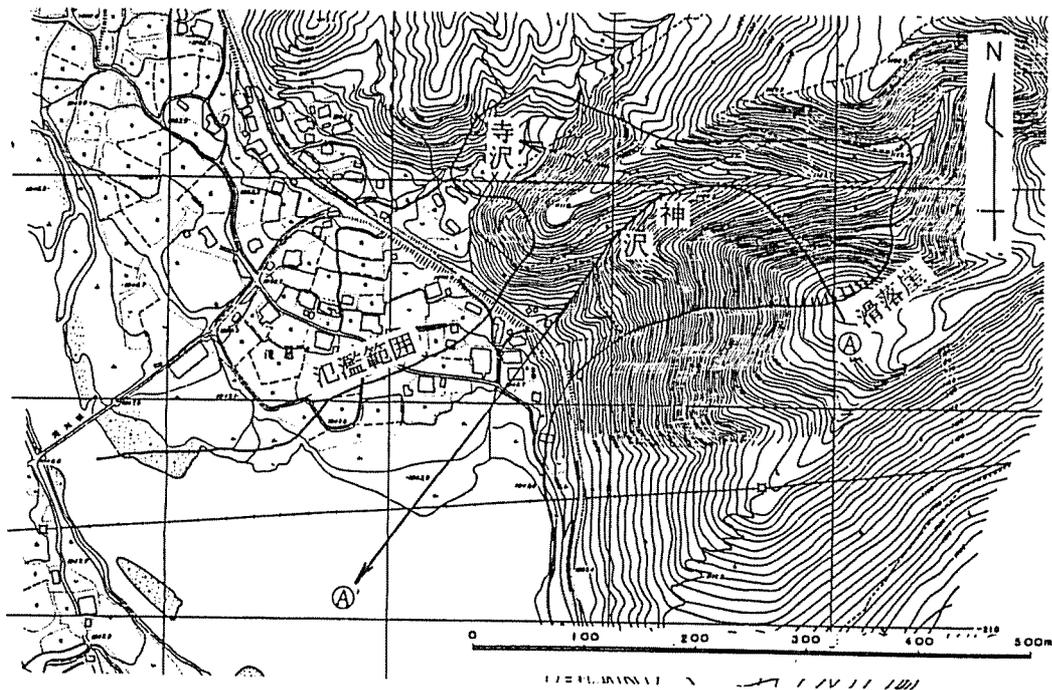


図 4.7 滝越地区平面図(谷口・他, 1991)

4.2.2 被害の概要

滝越地区では、本震と同時に斜面崩壊が発生した。この崩壊によって、死者 1 名、家屋 3 戸の流失被害が発生した。また、王滝川ダム貯水池の一部が埋没したほか、林道が分断され、孤立状態となった。

目撃者の証言によると、木は立ったまま崩土と共に崩落した。崩土は水で練ったような泥で、「ゴー」という音と水しぶきを上げながら流下した。この崩土はそのまま王滝ダム貯水池に流入し、津波が発生したが、津波は 1 回対岸に寄せて返った。その波高は約 5m であった。翌 15 日午前 7 時 14 分の余震では、崩壊地内に土埃を舞い上げて再度崩壊が発生した。

4.2.3 地質構造

周辺の地質は、中生代後期濃飛流紋岩類の瀬戸川溶結凝灰岩層を基盤として、御嶽火山第1期の倉越溶岩流および第2期の軽石層がその上部を覆っている。さらに上部に、火山噴出物に堰き止められて形成された古滝越湖による滝越湖成層(上部更新世)が100m以上の層厚で堆積し、湖岸段丘を形成している。滝越湖成層は、粘土・シルト・細粒砂などの互層からなり、薄い軽石層・砂礫層を挟在する(谷口・他, 1991)。

崩壊地の急崖の主要部は節理の発達した新期御岳後期の安山岩でできており、上位には薄い泥層・礫層が、下位には湖成堆積物の木曾谷層の一部が露出する。安山岩は新鮮で堅いが節理・割れ目が発達し脆弱であったと見られる。

4.2.4 崩壊・流動過程

崩壊土砂の一部は滑落崖直下および沢部に残積したが、大部分は流出し、最初は北西方向に動き出した。その一部は対岸尾根(比高約 20m)を越えて寺沢に流入したが、ほとんどは神沢沿いに王滝川本川まで 400mほど流下した。

さらに、流下土砂は王滝川ダム貯水池に流入し、幅 300mにわたって拡散堆積してダムの機能を著しく低下させた。この堆積地内におもに直径 30cm位の岩塊で構成され、高さ約 2.5m、直径約 10m程度の流れ山が数多くみられる。これらは、特に堆積地先端部に密に分布している(谷口・他, 1991)。

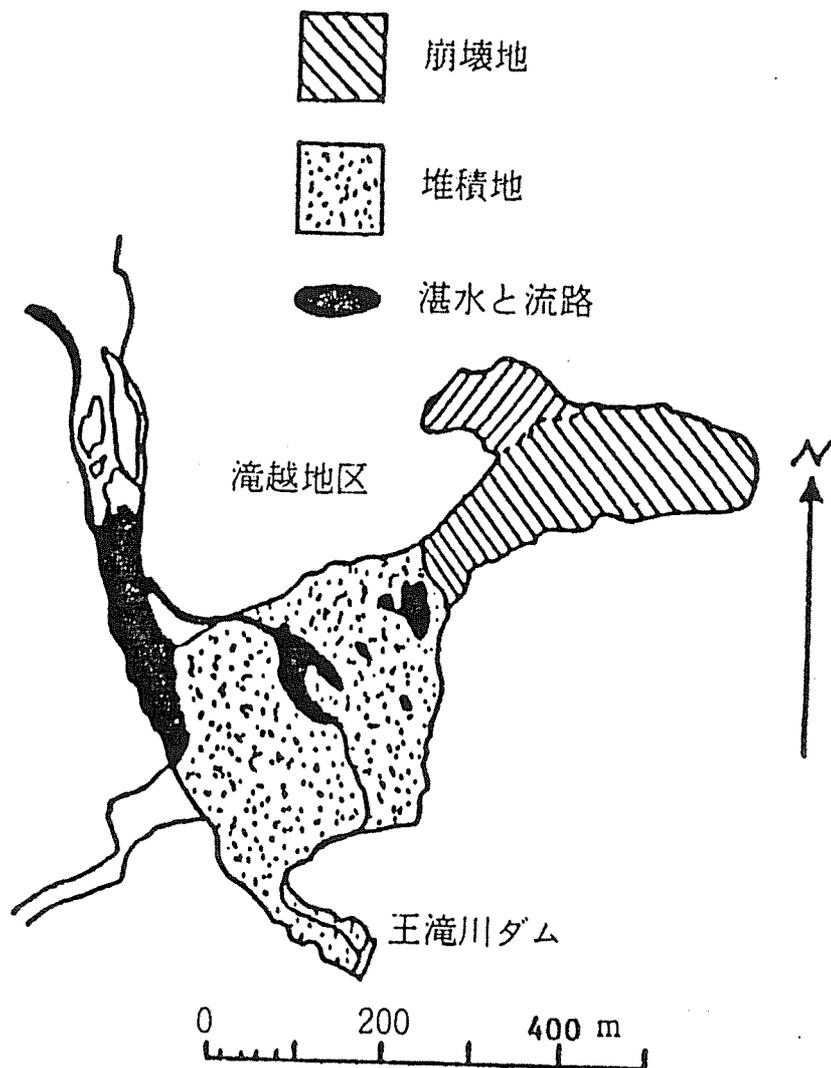


図 4.8 滝越地区の土砂移動状況(河村, 1985)

4.2.5 崩壊・流動のメカニズム

滝越の崩壊の場合には、御嶽崩れ及び松越崩壊におけるような遷急点後退→斜面の不安定化急増→地学的前兆の出現(さらに不安定化漸増)→崩壊発生、というプロセスはなく、崩壊した部分の地形が侵蝕によってとり残されていた突出部であったという、地形的不安定要因に加えて、難透水性の火山灰層を挟む更新世湖成砂礫層の上の厚い溶岩層という地盤条件が、崩壊に結びついたと考えられる(長岡, 1985)。

いっぽう、小林(1985a, b)は、崩壊は脆弱な安山岩がよく締まった木曾谷層上面で崩壊を起こし節理などで砕けつつ流動したと考えた。現在も、滝越の盆地周辺には、1984年の崩壊地と同様に、湖成層が堆積しその上位に溶岩層が重なるという部分が見られる。

また、谷口(1991)によれば、崩壊発生斜面は凸形斜面であったため、地震による震動に敏感であった。滑落崖断面が急勾配であること、及び滑落崖平面形状が直線的なことから、地震動を起因として崩落に近い状態で発生したと推定されている。

崩壊発生域下流の流送域には崩壊物質の移動によって削剥された滝越湖成層が露出している。湖成層中のシルトは内部摩擦角が低く、透水性も低いため、これが難透水層となってすべり台のような役割を果たしたと考えられる。いっぽう、シルト層上部の砂層は含水比が高く殆ど飽和しており、地震後に湧水も認められた。したがって、地震時には滞水層となっており、地震動によって流動化して崩壊したものと推察される(谷口・他, 1991)。

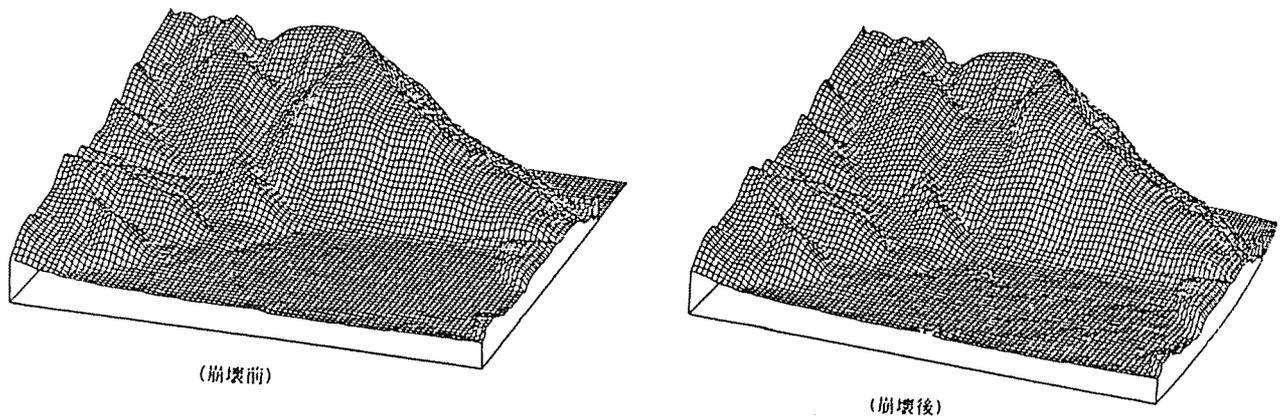


図 4.9 滝越地区崩壊ブロックダイヤグラム(谷口・他, 1991)

4.3 御岳高原の崩壊

御岳高原の崩壊(口絵-34)は、緩斜面に位置していて、以前の崩壊または侵蝕によりとり残されていた場所、しかも表層数mの深さにすべり面となる特定層準の軽石層が存在した場所で発生した(長岡,1987)。すなわち、小起伏の溶岩流面を覆うロームが、Pm-I 軽石層下面をすべり面として崩壊したものと考えられる。

土砂流出は、十二権現北西側の山稜部からやや東側に下った斜面中腹部の、未固結火山噴出物(火山灰・軽石などの互層)の崩壊に端を発するものである。

目撃者は、御嶽山へ登る県道が南から北へのヘアピンカーブで向きを変える1321mの独立標高点付近の家屋新築現場の大工と、南へ高度差で約60m下った旧登山道沿いの普寛堂(清滝小屋)の堂守の2人である。清滝下流については、目撃者は確認されていない。

崩壊は、本震と同時に発生したと思われ、地震直後、数分を経ずして新築現場の北側の公衆便所を押し流し、新築中の家屋の南側を流下した。現地の状況から、崩壊により生じた土砂は東側の清滝の上流に流入したものと、南の鞍部を乗り越えて流下した2つの流れがあり、目撃されたのは後者のものであった。普寛堂に土砂が到達したのは、地震数分後と、土砂の移動は数分間続いたものと推察される

4.3.1 崩壊地の諸元

県道御岳王滝黒沢線沿いの、御岳高原スキー場の下部を構成する斜面に約3箇所の崩壊が発生した。そのうち最大のものは、最も南側の御岳霊場付近で、幅約100m、長さ約130m、深さ約20~30mである(谷口・他,1991)。

4.3.2 被害の概要

崩壊による流出土砂が御嶽霊場・清滝を流下して道路を埋没させ、付近の旅館を巻き込んだ。

4.3.3 地形・地質構造

崩壊地周辺には、御嶽火山の古期噴出物(おもに安山岩質溶岩)が分布し、そのため、周辺は緩斜面(約17°)の高原状台地斜面をなしている。溶岩の上には、粘土化した軽石層・火山灰層・火山砂層が堆積しており、火山灰層は極めて厚い。軽

石層は数層挟まれているが、未固結で径 1～数 cm の軽石から構成され、下位の層では溶結をしている。

崩壊地は、標高 1300～1360m の緩やかな谷地形の斜面上にあり、西側にある 2 つの崩壊地の頭部は、ほぼ尾根上にある。地形的には不安定な場所に位置しているとはいえない(谷口・他, 1991)。

4.3.4 崩壊・流下のメカニズム

崩壊地には黄色の軽石凝灰岩の条痕がみられ、崩壊土砂中に岩屑は認められなかったため、土塊は滑動によって著しく粘性化したと考えられる。崩壊土砂は道路を越えて沢沿いに約 650m 流下し、溪床に堆積した(谷口・他, 1991)。

崩壊地区に広く分布する風化軽石は、含水比が高く、土質強度も小さいものであったため、これがすべり面となって滑落したと考えられる。軽石層は飽和に近い状態であったので、震動により上の土層を置き去りにして流れ出すような状態で滑動し、それに引きずられて上部も陥落したと思われる。これは、崩壊地に地山の草木等が残存していたこと、下流の流下物が主に風化軽石でできているとみられることから推察できる。

風化軽石層の上部に分布する火山砂は、極めて液状化しやすく、滑動後の流動化に寄与した可能性が大きいと考えられる(谷口・他, 1991)。

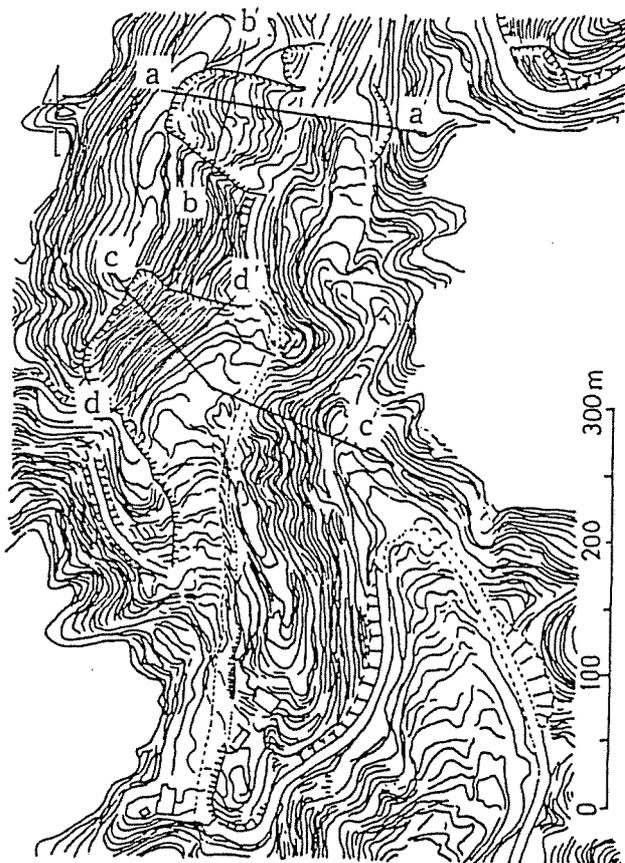


図 4.10 御岳高原地区平面図(谷口・他, 1991)

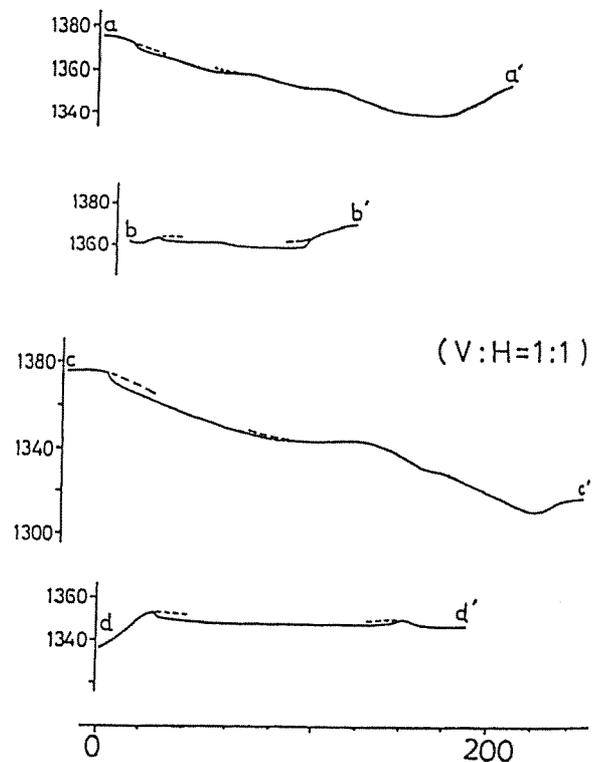


図 4.11 御岳高原地区断面図(谷口・他, 1991)

5. 災害体験者・学識者による座談会

災害から17年以上が経過した現在、多治見工事事務所では、この時の堆積物から土砂移動現象の再検討を図るために、地質調査を実施した。この結果に併せ、改めて当時の状況を見つめ直し、土砂移動目撃者及び当時の関係者の方々からご意見を賜り、土砂災害状況について再確認するとともに、さらに学識者による最新の科学技術の視点からご指摘を賜り、今後の土砂災害防止に役立てることを目的として「座談会」を実施した。

開催日時：平成14年3月5日（火）14:00～16:30

実施場所：つたやグランドホテル（木曽福島）

表 5.1 座談会参加者名簿

区分	氏名	現職（所属）	当時所属・役職等
王滝村	家高 卓郎	長野県製薬(株)	王滝村長
	清水 一	王滝村監査委員	総務課長
	胡桃沢 靖紘	王滝村収入役	国土調査係長
目撃者	太目 義弘	—	王滝営林署
	田中 亮治	(株)エイコー	恵工電設
学識者	小林 武彦	富山大学	富山大学
	諏訪 浩	京都大学	京都大学
	◎ 原 義文	多治見工事事務所長	土木研究所砂防研究室研究員
	◎ 井上 公夫	日本工営(株)	日本工営(株)
木曽建設事務所	△ 菅崎 円	木曽建設事務所長	(オブザーバーのため未確認)
木曽森林管理署	△ 田中 直哉	王滝事務所長	(オブザーバーのため未確認)

(◎ 進行役, △ オブザーバー)

座談会記録

○井上 定刻になりましたので、始めさせていただきたいと思います。進行役を務めさせていただきます日本工営の井上と申します。

まず国土交通省中部地方整備局多治見工事事務所所長の原さんの方からご挨拶をお願いします。

○原 国土交通省中部地方整備局多治見工事事務所所長の原と申します。本日はよろしく願いいたします。

御岳山の大崩壊から18年でございますが、覚えているうちにもう一度どんな現象が起きたのか、そしてどんな災害があったのかということと、今後こういう災害が起きた時でもできるだけ被害を少なくするための調査ということも含めまして、皆様方に集まっていただいて、もう一度当時の状況を教えていただきたいということで、今回の座談会を開催したところでございます。

○井上 それでは出席者の方に簡単にまず自己紹介をしていただいてから話を始めたいと思います。まず最初に家高さんの方からお願いいたします。

○家高 当時王滝村村長をやっておりました家高でございます。私、59年の西部地震の時はちょうど3期目の2年半ばだったかと思えます。

○井上 その次の小瀬川さんですが、今日はどうしても所用で参加できないということで、小瀬川さんの方から当時のビデオを送っていただきましたので、後でそれを見ていただきたいと思えます。

それでは次は、学識経験者として小林先生、お願いします。

○小林 富山大学の小林と申します。御岳山と非常に長い付き合いでして、1961年か62年ぐらいから大体毎年何日か御岳山に来てうろろろとしていたわけですが、1979年に突然噴火が起こりまして、やっぱり生きていたんだなということを感じて、その後も調査をしていたんですが、1984年に長野県西部地震の大災害が起こって、その時に感じたことは、やはり御岳山という火山であるがゆえにこういう災害が起こるということになったんだということを痛感させられたわけです。

○井上 次に、京都大学の諏訪先生、お願いします。

○諏訪 京都大学の諏訪です。私は1984年のこの地震の直後から、奥田節夫先生と一緒に王滝の方へお邪魔して現場を歩かせていただきました。

こういうハザード、災害の原因になる現象が大きいものが起こりますと、我々そういうことをきっかけにまた新たな勉強を始めるということになるわけですが、御岳山のこの事件は、我々にとってまさにそういうことでありまして、それ以降ずっとこういう大規模崩壊のことについて勉強の機会があるたびに、例えば海外からお客さんがいらっしゃった、同じようなこういう大きな崩壊を研究

なさっておられる方が来られるたびに王滝へご案内するというようなことを続けています。

○井上 次に、王滝村関係の方で清水さん、よろしくお願ひします。

○清水 王滝村の清水と申します。地震災害当時、総務課長に変わったばかりでございまして、災害対策本部設置と同時に本部長を兼ねて対応したわけですが、不眠不休が続きまして、平成10年に退職いたしました。

○井上 続きまして、胡桃沢さん。

○胡桃沢 胡桃沢といいます。私は当時、王滝役場で、現在も役場の方におりますが、国土調査係ということで、これは古い土地の台帳等を新しい測量をかけてやり直す仕事でございまして。この前が林務係をやっております、山の地形にも詳しくたですし、そういった点から当日の夕方、警察のヘリが来て、偵察に行けということで乗ったのが始まりで、以来1カ月、特にこの西地区の伝上沢の崩壊、また遭難された家族の方々の対応ということで担当させていただきました。

○井上 次に目撃者として太目さん、よろしくお願ひします。

○太目 太目といいます。現在は森林管理署王滝事務所の方で臨時として働かせてもらっています。当時は営林署のトラックで木材の運搬に滝越のちょっと上なんですけれども、そこが現場になっていまして、そこへ木材を取りに行く途中に地震に遭ったわけです。

○井上 もう一人、田中さんお願ひします。

○田中（亮） 田中でございまして。当時は恵工電設で、ちょうど三浦ダムに工事で参る途中でございまして、私が生になるか死になるかということをいろいろ考えた時に、一つのことにこだわっていたら死んでしまうんだなど。命からがら、小林さんおみえですけれども、奥田先生の「あんた3秒だったぞ、この世とあの世の境が」という言葉をよく忘れません。

○井上 それから今日はオブザーバーということで、森林管理署と木曾建設事務所からも来られていますので、挨拶だけしていただきたいと思います。

○田中（直） 木曾森林管理署王滝事務所の田中でございまして。私は去年の5月1日にこちら王滝へ参りまして、仕事に取り組んでいるわけですが、初めて長野県西部地震の跡地をたどり、本当に自然の力のすごさというか、そういったものをしみじみ実感したところからございまして。それからもう大分年月がたっているわけですが、ここにいらっしゃる皆様方のさまざまな地震災害地、跡地における復旧事業またはボランティアの方々、そういった方の協力によりまして、何とか元どおりの森林に戻りつつあるという状況を去年目にいたしまして、大変自然の恐ろしさ、また森林の復旧に携わった皆様のご苦労、また努力、そういったものに非常に感動した思いがござい

ます。

○菅崎 木曾建設事務所長の菅崎でございます。私ども砂防事業もやらせていただいておりますけれども、道路全般なことをやらせていただいております。今日は実は貴重な経験者の方、あるいは専門の先生方の座談会があるというご案内をいただきまして、私どもも砂防事業あるいは火山警戒避難対策事業等を実施しておりますので、その中にもいろいろと先生方にもご協力いただき進めておりますので、大変貴重な座談会だということで、聞かせていただくようになりましたので、よろしく申し上げます。

○井上 それでは先ほど言いましたように、本日小瀬川さんは欠席でございますが、貴重なビデオを預かっていますので、最初にちょっと出させていただきますと思います。【ビデオ上映】

○井上 まず今のビデオ等を見られて、目撃者の方で太目さんと田中さんいらしていると思いますので、思い出されたりしたこと等あれば申し上げます。では、田中さんの方から。

○田中（亮） 今の5分交互のトンネルが氷ヶ瀬にあったわけです。私は実を言うと本当に偶然なんですけれども、先ほど生コンで大型の生コン車を私が運転していくことになっておったんです。当時雨がかなり降ってまして、三浦のダムへ上がる状態でしたから、これは寒いということで、温かいものを買ってカッパヌードルやら饅頭やらいろいろ買ってきて、その時にひょっと長靴になったんです。急いで出たものですから、私はズックを履いておった。長靴をそのまま履きかえて、ちょっと電話を貸してもらって生コンへ電話をしましたら、今日は上流部は雨だから、お宅に来ていただかなくても私の方で三浦へ生コンを運転していくから、そのまま現場へ行ってくださいよというのが亡くなられた所長さんの言葉だったんです。時計を見た時に8時15分ぐらいだったですね。これは早く行かなきゃならんということで、車を数々抜いていきました。トンネルのところへ着いた時には、太目さんのトラックの後だったんですよ。トンネルを出まして、太目さんが先に行けということで出していたところで地震があったんです。

よくシルクロードのテレビに出ましたサファリという車ですけれども、1トン800ぐらいありますが、それが30cmまともに羽子板でたたかれたようにドッドッと、それぐらいひどい地震でしたですね。出たところは陰しいところでしたから、これは上から落石があると僕は思ったものですから、そのままずっと前へ出まして、100mぐらい行ったところに大型車のすれ違えるところがあったものですから、そこへ出まして見ておったわけですが、上から石は落ちてくる、道路は割れる。ガスってましてなかなか上の方は見えなかったんです。雨がかなり激しくなってきましたし、これはもうトンネルの中へ入った方が安

全だろうと思って車を引き返したところ、畳1畳ぐらいの石が転がっていまして、もう出られなかったものですから、窓を開けた時にゴオーツというすごい地鳴りだったんです。

私は小さい時に妻籠の発電所にいたんです。おやじが戦争で亡くなりましたけど、建設であそこの社宅にいたものですから、蘭川というのは非常に荒れる川でして、土石流がいつも起こるんですね。その音と一緒にあったものだから、これはここにおったらもう死んじゃうなと思ったから、いきなり横っ飛びで急な斜面を上がりまして、ヘルメットもかぶりしました。カッパの上もかぶりしました。不思議と下の方だけは、片方をはいたんですが、これは邪魔になるだろうと脱いだ。それが正解だったですけれども、笹につかまって真っすぐ上がった。

先ほどビデオで出た鈴ヶ沢の土石流、あのぐらい物すごい層の厚い、波を打って何段にもなって土石流が流れてきたですね。これぐらいのヒノキにまともにボンと当たると、1mぐらいでもグーッと中へ入っていっちゃう。あれがドハツだろうなと思ったんですけれども。あれにつかまったら死ぬと思ひまして、真っすぐ上に上がったんです。なぜ上に上がったかというと、三浦のダムが決壊したら、200m ぐらい上がらないと命が助からないぞと、おじきが当時関電にいたものですから、そういう言葉を聞いておったものですから、ダムが決壊したら200m ぐらい上がらんともたんぞという頭があったものですから、必死になって上がっていったんです。

三浦のダムの工事の関係で私の若い衆が滝越に6人ほどいたんですよ。滝越から毎日行っていたんですけれども、私は中津まで帰っていたんですけれども、へび、ウサギ、ネズミ、みんなこっちのダムの方へ来るぞということを盛んに言っているんです。三浦の現場へ行く道中に、今日もウサギがこっちの山へ行った。へびもこっちに行く。動物の勘といいますか、何か感じ取ったのか、左の方へ動物が動いていったみたいですね。要するに道路を横断して山の方へ上がっていったんです。それと毎日行く道路に石が一晩で毎日落ちているんですね。小さい地震はしょっちゅうあったみたいですよ。

○井上 では太目さん、お願いします。

○太目 私の場合は、国の木材を運ぶトラックがクレーン1台とトラック3台がセットになっていて、そしてクレーン1台とトラックが先に滝越の現場の方へ上がっていて、私ともう一台のトラックの運転手は、スタンドへ寄って燃料を入れていったんです。そして行ったところが餓鬼ヶ咽のトンネルのところで、信号で大分待って、その間に田中さんやら後続の車があと3台来まして、信号が青になったものから先に出て、そして田中さんの車がすぐ後ろにいたものから、先に行ってもらって、そしてちょっと間があったものですか

ら、私はまた出て、あとを續いて行ってすぐ70mくらい行ったところで地震に遭って、それでその当時はワイパーがすごく揺れたみたいになって、それが地震だった。大型のトラックですから、ハンドルにはあまり来なかったんだけど。

これは地震だと思って、ヘルメットをかぶって左側の席に移ってラジオをかけていましたら、「諏訪が震度3」とかそんなようなことを言っていて、これは東海地震だなと思って、そうしたら後ろの方がすぐ後ろで車から降りてきて、「いやー、大きい地震だったな」という話をしておって、ちょっとたったらゴーツという音がして、それでもまだこれだと思って逃げようと思って、ちょっと見たら下が雑木林になっているんですけれども、そこへ水がついてきたみたいだったので、これはすぐ上流にある滝越のダムが抜けたんじゃないかなと。これは危ない、とにかく上へ上がらなと思って上へ上がって、それでカップも弁当も置いてあって、ドアも開けっぱなしで、そして石垣が1m50ぐらいあるんですけど、石垣を登って、植林地なんですけど、そこを上がって行きかけたらもうバリバリバリッといって、下の方から関西電力の水路管がある方から一度に押ししてきたという感じで、通ってきたトンネルもいつ埋まったかわからんくらいでした。そしていつまでたってもバリバリバリバリという音がしていたものですから、もう必死で上へ登って、滑ったりもして、植林のヒノキの木につかまったりして上がって、そして運がよかったというか、後から行って見たんですけど、私の上がったところが一番遅くに土石流が来たような感じで、倒れた木が上で両方とももたれかかっていたようで、その間を私が行ったような感じだったんですけどね。

そして、まだ下というか、そこを登っていく途中に一度見たんですけど、土石流がたまった向こう、川の方へ濁流というか、巻いて通っていくのが見えたんです。私の方が低いところにおけるような感じで、異様というか、何だというようなものでびっくりして。そして上へ上がったんですけど、杭岩があって上れないものですから、下の方へ下りて、尾根を登って上へ出て濁川のあたりへ出ていったんですけれども。一人だったものですから、二人おればどっちかについて、どっちに行くかわかりませんけれども、一人で判断して行ったものですから、まだ助かったと思っています。

○井上 では学識経験者として現地へ何回も行かれて清水さんとか田中さんなどにもお会いしていると思いますが、小林先生の方から。

○小林 災害が起こって、当時の私どもの知識でもって調査結果をいろいろまとめてきたんですけれども、例えば伝上の大崩壊の地質については、そのころの常識が間違っていたことがございまして、最近訂正をしかけているところです。田ノ原からこの御岳崩れの崩壊地を見ると、崖にとても赤い色をした地層が出ている。その赤い色をした地層は、実は8万年くらい前に御岳山から噴出

した黒い軽石みたいなもの、「スコリア」と呼んでいますけれども、それが降って斜面を覆ったものです。その上のところに、実はこの説明では「スコリア丘」と書いてあります。この「スコリア」という言葉が実は黒い軽石のことなんですけれども、このスコリア丘というのはなぜそんな言い方をしたかという、スケッチの方をごらんいただきますとおわかりいただけるかと思うんですけれども、何か斜線を引いた部分、これは硬い溶岩でできている部分です。その斜線を引いた板みたいなものの上に斜線の続きが当時、私どもはこのところに噴火口があって、この場所で噴火が起こった。その上に向かって左右対称に広がっているという構造がございます。これを結果できた構造だというふうに考えたわけです。

ところがその後、私が調査をしておりますうちに、同じような構造はほかの場所でも見つけることができましたし、それからたまたま学生を連れてハワイに行っている時に、ハワイの道路脇に全くそっくりの構造が出てまいりました。それはハワイの火山で噴出した溶岩が、斜面を流れ下っていく時に、流れるスピードに強弱がある。そうすると流れる幅がいろいろに変化するわけなんですけれども、変化することによって、ある時には脇にワーツと洪水みたいに広がったり、あるいは狭い幅で流れたりということを繰り返すわけです。そんなふうにしてできた構造が崖の主な部分にある、溶岩を薄く挟みながら左右対称の上に向かって伸びる、かつては噴火の跡だというふうに考えた構造である。

斜線を引いた部分は、確かに非常に緻密な溶岩なんですけれども、溶岩が流れる時に空気と接触した部分はどんどん冷えていく。ところが、溶岩の熱い部分は粘性が低いもので、粘り気がないものですから、どんどん移動するわけです。そうすると冷えて硬くなった部分が流動によって壊されて、溶岩の上にだんだん蓄積していくわけですが、溶岩の流れるスピードが変わって、溶岩の流れる幅が変化すると、そのたびにかげらになった溶岩の破片が外に向かって溶岩と一緒に広がったり、また縮んだりするということを繰り返してこういう構造ができた。

簡単に言ってしまうと、斜線の部分は非常に緻密なんだけど、その間に含まれるかけらの部分はガサガサなんですね。それがこの写真や断面図のスケッチにあるように非常に厚く積もっていたということで、一見硬そうに見える地層が、非常にもろい構造だった。これがどうも地震で動き出した時にすぐ壊れてしまう。そして空気と一緒に流動していくという主な要因になったのじゃないかというふうに考えらるわけです。

前は崩壊が起こった崖のところに噴火口があるなんていう考え方をしたんですけれども、それは全くの間違いであったということがわかりまして、今まであまりそういう溶岩のつくる構造というようなことを考慮しなかったんですけ

れども、これは今後火山の土砂災害を考える上では、やっぱり十分注意して見なくちゃいけないことだというふうに考えるわけです。

○井上 続いて、諏訪先生。

○諏訪 私ども、1984年のこの長野県西部地震で起きた崩壊災害、特に伝上川上流の大きな崩壊にまつわる災害から辛うじて生き延びられた田中さん、太目さんのところへ当時の状況を小林先生らと、それから先ほど申しました奥田先生らを中心に何人かでお邪魔して、その体験談をお聞きしたわけですが、そういう中から流れの状況、特に先ほどお話がありました土砂が、土石が押し寄せてくる、その経過がどんなであったかと。映像は、その時の動きをとらえた写真とかビデオなんてないわけですから、お話からなるべく科学的な復元をできないものかというようなことで、興味津々で一言一言を受け取りながらお聞きしたのを記録をして、当時のことを思い出しておりました。

そういうことを通じて我々京都大学から出かけていった者は、岩屑なだれと申しましょか、土石の流れの発生、流動過程についてのまとめとか、それからバックグラウンドとなった地形、地質のことをまとめたり、あるいは堆積物を目を地面に近づけて、あるいは空中写真を使ってやや広域的にとらえたりというようなことで勉強したんですが、その結果どれだけわかったかというと、わからない部分の方が大きいようにまだ感じているように思います。それはこういう現象が起こらないから、我々は大規模な崩壊が起こった場合に岩屑なだれといいますか、岩なだれという現象が起こるとというのが世界的には比較的頻繁に起こってしまっていて、1970年の5月には南米のペルーで地震が起こった折にファスカランという山が、比高が3,000mを超えるようなところから岩屑が流れてきて、1万8,000人ほど亡くなるような大きな災害が起こっているんですが、そういうものを直接調査に行ったり、あるいは調査報告を読んだりということがありましたし、それから原因は違いますが、10年後の1980年の5月にアメリカ合衆国のワシントン州ですけれども、セントヘレンズという火山が大きな地滑りと同時に水蒸気爆発を起こして大きな崩壊を起こす。土石が大々的に流れるということがあったんですが、その時はそういうことが起こるぞと、大きな地滑りが起こるぞということが事前に予知されていて、ほとんどの人が避難してしまっていたから、亡くなられた方の数というのは60名そこそこだったんですけれども、そういう大きな規模の崩壊が起こって、何が問題かと言いますと、物すごく広い地域が土砂の直撃を受けて、それも逃げる間もなく短時間のうちに襲ってくる。大きなスピードが出る。それで遠くまで被害地が及ぶという原因は何か。何でそんなに遠くまで行けるのかということが、やはり問題なわけですね。流れやすいという面がこの現象にはあるんですね。それは日本の研究者もですが、各国の研究者がずっと興味を抱いていることでして、特に日

本に限って言えば、この御岳崩れを経緯にそういう原因を解明するという作業が進んできているように思います。

ただ、やっぱり体験に基づく言葉で説明されたものの限界というのを、やはり感じていまして、まだまだ我々の勉強が必要だなというふうに感じております。そんなことが我々にとっては位置づけとしてございます。

○井上 我々の方、現地調査をもとに地質調査をやらせていただきました。これについて石崎の方から話をさせていただきたいと思います。

○石崎 簡単にご説明いたします。ボーリングのコア写真(図 3.20, 3.21)があります。これは実は先ほど井上の方で話がありました箇所、掘ったボーリングのコアなんですが、これはほとんど水を使わないで掘りまして、ほとんどこの当時の堆積物を流出しないで、ほぼそのままの状態掘れている資料として採取できたものなんですけれども、ここでちょうど当時の伝上崩れの時の堆積物が、これは左から右にかけて深さ方向にずっと上から下に並んで、左から右の順で深い方のコアを示しておりますけれども、ここでちょうど 30.9m、ちょうど右から4本目の列の上の方に粗粒と書いてありまして、その下の水色のちょうど境目のあたり、これがちょうど 30.9m になります。ちょうどここから上が伝上崩れの堆積物であります。この地点においては、その当時の伝上崩れの堆積物が 30.9m 堆積したということであります。

実際のところ、崩れる前の地形図と崩れた後の地形図を比較しますと、厚いところでは 50m ぐらい、特に濁川温泉があった箇所に関しては恐らく 50m 以上の堆積物がたまっていたらうと。今現在たまっている場所なんですけれども、それよりも今回掘った場所は下流で、しかも比較的浅めに、あまり厚くないところをねらって掘りましたので、そこで確認された厚さが 30m ちよつとあったということです。そして、ちょうどそのボーリングのコア写真で見ただければわかりますが、ちょうどその境目付近に赤茶けた石がありまして、その下は灰色の石が入ってくるんですけれども、ちょうどその赤茶けた石が頻繁に入ってくるという一つの特徴があります。それと粗粒の堆積物と礫が多く含むゾーンと、あとは砂などの細粒堆積物、それが交互に来ているということで、これで実際土石流が1回で来たものなのか、それよりも2回以上で段階を追って流れてきたものか、そのあたりははっきりしたことはちょっとわからないんですけれども、最低でも1回だけじゃないんじゃないかということが今言われております。

○田中(亮) 私は尾根をずっと逃げたんですよ。その時に何回も来るんですよ。今のかぶっていましたが、これは大きな山でしたよという抜けちゃったところがありますね。あそこの上が崩れたから見えたんです。ですから、山がずっと茂っていて、のぞけるようなあれじゃなかったんです。尾根伝いにずっと、

ころなんです、そういう状態であっても起こり得ると思うんですが、やっぱり原所長さんがおっしゃったような疑問というのは、我々土石流とか岩屑なだれに興味を持っている人間としては、一番興味のあるところなんです。実際のどの程度の水分状態があったのかということと、それが流体的にふるまったのか、もうちょっとブロック状のものが集団になって来るといふか、水が少ない状態で来るか…。

○田中（亮） 諏訪先生、要するに壁土を混ぜたような状態ですよ。それで水と完全に分かれてなくて、かといって泥だけが飛んでくるというようなことはなかったです。やっぱり一緒になって丸かかってきたですね。

それで、東大の先生が「あんた、間違つとるよ」って言って電話が3回ぐらいあって、「大事なことなだから、粉だつて言いなさい」って。「何言つとる」って僕が言ったことがあるんです。「これによっては学説が変わるんだから、大事なことだから言いなさい」と言われたけど、実験じゃそんなふうにならんわけであつて、粉体流だというのは絶対ないです。もう土石です。

○諏訪 田中さんがおっしゃる状態というのが、もう一つ客観的な事実として、柳ヶ瀬の狭窄部の尾根、あれが植生がはがれて、その上を何度か後続の流れが越えたとおっしゃっていました。我々数日以上たつてから、あの上、柳ヶ瀬の上へ上がってみますと、おっしゃったような壁土がバタバタと乗ったような材料なんですよ。通常の泥流タイプの土石流がワッと来て、乾燥したような状態とは明らかに違うので…。

○田中（亮） それで、大きな玉の来た時は、要するにボブスレーのコースみたいになっておつたんですよ。もう私が見た時に。今の氷ヶ瀬の川の状態は両方。それで、石だけが先にドーンと飛んでくるということではなくて、必ず一緒に来ましたし、大きな塊はそのままバーンとあそこをジャンプみたいに越えてスーッと。ですから、後で行った時に三角の山がいっぱいあつたと思うんですね。あれがそのまま大きなのはバーンとってドーンと座る。

○諏訪 今おっしゃったような、三角のやつがあそこをジャンプ台のようにしてドンと行ったようなことというのは、最初の大きな流れ、田中さんを飲み込みそうになったやつが起こって、どれぐらい時間がたつてからまだ続いたんですか。

○田中（亮） 水ヶ瀬の水管が飛んだのが、9時何分に大きな地震が来ておるはずです。その時にあの水管が外れたんですよ。物すごい響きだったです。あそこは谷ですから、反響するんですね。じっとしておれないようなドドドドドという。下の沢が両方へバタバタ崩れていく。9時過ぎのやつが、最初のやつは私は山へ逃げながら見えませんでしたけれども、あの2回目の震動で水管橋が外れたですね。

○諏訪 それから大分時間がたってからですね。

○田中（亮） 地震は来ていましたです。

○諏訪 柳ヶ瀬をさっきの三角のが飛び越えるような現象は繰り返し目撃なされた。

○田中（亮） はい。腰が抜けるぐらいになって、見えるから、座っておったんです。

○井上 ただいまの話をもうちよっと整理したいと思います。

8時48分にトラックを運転していて、餓鬼ヶ咽トンネルを通過し、柳ヶ瀬の現場に向かうトンネルの出口から100m上流地点で地震が発生した。王滝川右岸斜面から落石により道路をふさがれて停車した。地震発生少し前にトンネルの出口付近で後から来た田中亮治さんのジープに道を譲った。

それから8時50分か54分ごろ、直ちにカーラジオのスイッチを入れたが、地震情報の放送はなく、後続車の運転手と地震の話をした。8時55分、地震のニュースが流れた。助手席に戻って地震のニュースを聞く。その時、ゴォーッという音を聞く。王滝川ダムが決壊したかと思った。その時、田中さんのジープがUターンして戻ってくるのが前方に見えた。

8時55分から56分ごろ、危険を感じ素早く助手席から運転席に移り、「逃げる」と後続車の運転手に大声をかけながら左岸斜面を駆け上がって避難した。8時56分から57分ごろ、斜面を駆け上がって道路より15～20m高いところへ到達し、振り返って上流を見た。その時、王滝川の本流が餓鬼ヶ咽トンネル上流の拡幅部で左岸側に流路を変える付近から、左岸側の河川敷で雑木林をなぎ倒しながら流れる流木を確認し、一瞬安心した。同時に、下流の方を見ると、王滝川の右岸に衝突して大きく迂回し、左岸側のヒノキ造林地をバリバリ倒しながら下流から上流に向かって流動する土砂の動きを見た。この土砂の流動を見て、これはえらいことだと思い、さらに20～30m上方に駆け上がった。その時トンネルの上流部には小山のように土砂が堆積しており、その上を泥しぶきをあげて流下する土石流を見た。自分のトラックや他の自動車は跡形も見えず、最初に止まって振り返った地点は既に土砂で埋まっていた。自分の後に続いて逃げたと思っていた他の運転手の姿も見られなかった。

太目さんの話をこんなふうに私どもでまとめさせていただいたんですけれども、何か補足されることはございますか。

○太目 これでいいです。

○井上 田中さんの話も私どもの方で整理してみました。8時48分ごろから54分まで。前出の太目さんのトラックを、餓鬼ヶ咽トンネルの出口付近で追い越した。地震発生後、斜面からの落石の危険を避けるために、拡幅部の王滝川寄りにジープを止めて車外に出た。降雨中であつたので雨ガッパを着用

したが、はきかけたズボンの雨具は、その後の行動に支障があるとの判断から上衣だけを着用した。ラジオを入れたが放送はなく、次々に発生する余震に身の危険を感じ、トンネル内に避難しようと思い、ジープをUターンさせて引き返した。しかし、トンネルの手前 100m 付近の落石で戻ることができず、太目さんの車と落石を挟んで対向する形になった。

8時 55 分、地震情報が流れ、「甲府の震度」というアナウンスを聞いたということです。その直後ドアを開けて車外に飛び出し、そのまま山腹を駆け上がった。その時、**三浦ダム**が決壊すると 15 分ぐらいはかかるだろうから、それまでにできるだけ高いところに避難しようと考えた。

先ほど言った 8時 57 分ですが、途中で**餓鬼ヶ咽トンネル狭窄部**の右岸から左岸にかけて落下するように流下する土石流を見たが、その時は狭窄部を横断して仮設されている**導水管**までは埋まっておらず、まだ 10m 程度はあいていたように見えた。ここで 2 回目の地震、これが大体 8時 57 分、したがって 8時 57 分には土石流の先端部は既に狭窄部に達していたことになる。

田中氏は途中で一息入れることなく道路からさらに 30~40m まで駆け上がった。その途中では足元の 5 m くらい下に土砂が来て、その泥しぶきをかぶりながら逃げた。

○田中（亮） もっと、もう 50cm くらいしかなかったことが 2 回あったです。

○原 **鈴ヶ沢**の方で第一波が出たのは何時ごろでしたか、それは大分後ですか。

○田中（亮） 11 時何分じゃないですかね。というのは、CBC さんのヘリコプターの関係で、ちょうど回る時に鈴ヶ沢のあれを見ることができたから画面に撮ったと。

○原 **鈴ヶ沢**は何回か流れているから…。

○諏訪 原さんの方で当時、土研の報告として書いていらっしゃるのに、やや詳しく書いていらしゃったですね。

○原 大ざっぱな話で、下の**氷ヶ瀬**のところはちょっと 9 時または 9 時 05 分ですけれども、一応**餓鬼ヶ咽**のところで 8 時 56 分ぐらいかなど。先ほどのラジオの話もあったので、そんなことを入れておきまして、**鈴ヶ沢**の方は何かいろんな方の証言の中では、8 時 55 分ごろもあった、第一波があったということで、そんなふうに最初の現象については大体つかめてきたんですけれども、その後、何回か流れてきているということと、それから例えば**濁川**とか**王滝川本川**のところで一回一回来た部分の高さがどのぐらいのものに流れてきているかなど。さっき見ましたら、「10m ぐらい」と書いてあった記述もあるようですけれども、なかなかちょっと遠くから見てるとわからないという感じはしますが、やっぱり 10m ぐらいの高さがある土石流だったんですかね、一回一回は、**鈴ヶ沢**の方は割合小さくて、先ほどビデオで見たぐらいで、あそこの下の方の流道口

は溢れていませんから、大体あれぐらいの大きさのものが繰り返されたのかなという気がするのですが、本川の方がどれぐらいのものが何回か来たのかなというのがちょっとわからなかったんですが、田中さんとか太目さんが見られた土砂の動きの高さがどれぐらいだったかなと。

○田中（亮） 最初のは猛烈な厚さだったですね。

○原 そうですか。

○田中（亮） というのは、もう登っている時に地響きでわかったんですよ。ドッドッドッドツという足元が揺れるぐらい、地震じゃなくて川の方からドッドッドッドツとこういうかなりの層で押し寄せてきました。それで山へ上がりながら、そんなに激しい大きなあれはなかったですね。小やみといいですか、ドーツといっても一回でポンと終っちゃう。層になったのは最初だけなんじゃないでしょうか。

○原 先ほどジャンプ台のように尾根を越えたところ、ジャンプ台みたいになっていたというのは、越えたということは、もともともう既にその時には…。

○田中（亮） 飛んだ後でしたけれども。

○原 もともとの箇所よりも、もともと川の底ももっと上がっておった格好なんですかね。

○田中（亮） 上がっておったと思います。

○原 あれは確か100mぐらいの尾根があったので、100m上がったのじゃなくて、既にたまっていて…。

○田中（亮） それを越えていったですね。

○原 その面をこういうふうに越えていったんですね。

○田中（亮） 大きい塊があれを越えていましたね。小さいのはこっちの横へずっと流れていました。

○原 ああそうですか、なるほど。我々がいろいろ痕跡の調査をした時に、おもしろい話が、幾つがあそこの濁川の本川も狭窄部と広がっているところがありまして、それで縦断的にずっと木が剥ぎ取られたところを見ますと、やはり狭窄部になっているところかが急にせき上がっていて、高くなっていて、そこから上流はしばらく上がらなくて、水平のまま行っていて、だから、多分どういう状況かわかりませんが、何かせき上がったみたいなことがあって、それがまた抜けながら、またせき上がって、また抜けながらせき上がってということも何か読み取れるんですが、それとあと複数回あったというのと、どういふふうにつながるかちょっとわからないところなんですけれども。

○田中（亮） 8時45分だったですか、あれから私が王滝の部落の見えるところまで上がったのは、12時なんですよ、12時にあそこで王滝村のサイレンを聞いておったんです。王滝といいますか、滝越部落ですね。営林署へ着いたのが

4時30分。だから、丸々もうふらふらになって…。

○諏訪 先ほど柳ヶ瀬近くの箇所を何回も流れが走っていったとおっしゃる中で、「ボブスレーのように」という表現がありましたけれども、それはむしろやや小さいものが全幅に渡って流れるようなのではなくて、もう少し規模は小さいから、河床のどっちかを偏ってブワッと、あっち行ったりこっち行ったりというような感じ、そういうことを「ボブスレーのように」というふうに例えられているんでしょうかね。

○田中（亮） そうです。それと一回は登り切らなかったですけども、大きなのがずっと来まして、そこで崩れてまたこっちへ流れていった。そんなのもありましたね。

○諏訪 見ていらっしゃる場所が谷幅が広いところ、狭窄部ではなくて広い場所では、特にそういう川幅の一部分を使ったような流れの状態になっていたということですよ。

○田中（亮） そうです。

○諏訪 そうなのは何回も繰り返し…。

○田中（亮） 何回も本当に、もう来ないかなと思うとまたずっと来るというような状態でしたね。

○諏訪 そうなのは我々は、普通の土石流でも何回も繰り返して出てくるのがよくあるので理解しやすいんですが、何回も繰り返してくるやつが、そんなに水分が普通の土石流ほど多くないやつが、しかも壊れ切らないようなブロックまで含んだような状態で、やや小さい規模のものが何回も来たのでしょうか。

○田中（亮） 土けはほとんどないというか、もう壁土のような状態でしたね。ですから、木が上に乗っていて、石も乗ってというようなことはなかったですね。

○原 先ほどビデオでごらんになった鈴ヶ沢みたいなのに、あんなに水っぽくはない感じですか。

○田中（亮） いや、そういう時もあったですね。だから、粉体流と言われた時に、もう頭から「そんなの違いますよ」と申し上げたんですけども。

○原 その第一波目はどんな感じ、それはあまり見てないんですか。

○田中（亮） 最初はもう赤い、ここに写真があるんですけど、これは当日の日にへりで撮ったやつなんです。もうそのものの色でしたし、もうベチャベチャ。

○原 動きは壁土みたいな格好ですか。

○田中（亮） ズルズルのものでした。

○諏訪 ズルズルというのは、水分があるという意味でズルズルですか。

○田中（亮） 水分がある、そうです。

○諏訪 ああいう大きな崩壊が起こって流れてくるものというのは、普通の土石流のような状態のものがまず来るんじゃないかと、ある程度水分が高くて飽和には満たない、自然含水状態というんですけど、そういうものが砕けたり、砕け切っていないようなものが混ざり合った状態のものが、つまり水分量からいけば比較的低いものが前の方、最初の現象としてやってくる。時間的に後ろの方へ行けば行くほど、普通の鈴ヶ沢で出たようなああいう土石流に近いものに移っていったんじゃないか。移っていくのは、巨大崩壊の構造を考えた場合には、自然な解釈なんです。上の方ほど流れの境界、谷底付近には水が多いわけですから十分な水があって、潤滑剤が豊富にある状態。だけど、その辺は摩擦が効くので、流速は小さいんですね。上に乗っかっている大きい崩壊したものが、水分量の少ない物が先に来て、後ろから水分量の多いものが何回も追いかけてくる、続いてくるという状態を当時我々はすることが多かったんですけども、その辺のイメージ、あるいは仮説というのと、見られたのはどの程度合うのかなというのがずっと気がかりなんです。

○田中（亮） 前が崩れて、写真もあるんですが、そこで見ておいた時には、30分ぐらい見ておいたですかね、何でだろうかなど。川があっち行っておるが、間違えておるのかなと思って見ておいたんですけども、今の土石だけが木がついたり、泥のままそのまま来るといものは、私が見ておるうちでは流れてこなかったですね。ある程度水けのあるものでしたね。あんな急斜面であっても、壁土みたいに濡れておいたですから、そのままスーッと滑ってきた。ですから、あの後にあそこへ行っても木の生えたようなものは一つも残ってませんでしたよね。もう3日目から僕らも入りました。探しにも行きましたから。だけど、木の生えたものは一つも残りの中にはなかったです。

○原 滑るよという感じもあるんですか。

○田中（亮） そうですね。滑るよな、本当に氷の上を滑るよな。

○井上 土石流の専門家の諏訪さんの方で、今聞かれたことを踏まえて何か、今の座談会のとりあえずの現地の経験者の方の話をまとめていただけますか。メカニズムから考えて。

○諏訪 OHPをお願いします。私ども先ほど申しましたように、体験なさって目撃なさったお二人のお話、それからあと地上の堆積物がいろんな状態なんです。先ほど話に出ていましたように、壁土のような、あるいはもう少し滑らかなものが幅広く堆積していたり、もう一つ木の破片というものがたくさん含まれているものと、全然そういうのがないようなものもありまして、そういう幾つかのファクターを整理すると、特に第一波がどういう状態で流れてきたかと。伝上川の縦断で流れを断面で見たらこんなものではなかったか。前の方、これはもともととは言えば、この崩壊源のこの部分があそこの田ノ原の社務所

にいらっしやった方のお話なんかも聞くと、大きな本震が来た時、直ちに崩壊現象が始まったらしい。それは物すごい音を聞いていらっしやるので、直ちに始まった。これが一体となつてか、あるいは幾つかのブロックに分かれて、まずは北の方が抜けたという説が有力ですけれども、とにかく引き続いてダダッと行つたと。それが伝上川を流れ下つていったわけですが、崩壊源のこの崩壊ブロックが一体となつて、あるいは幾つかのブロックになつて動き出した。鈴ヶ沢の方へ溢れて入つていったものもあるけれども、大半はこんなふうの流れでいったであろう。

先ほどの縦断図はこの辺を通過している時だと見ていただきたいですね。あの当時は、5日前に120mmぐらいの降雨量が観測されていますし、当日の朝も地震前に30mmの雨が観測点で観測されている。お二人の話を聞いていると、もうちょっと現地では雨量が多かつたようにも思いますが、谷はかなり湿潤な状態で、湧き水がある、あるいは伝上川は常時水のある河川になっていますから、そういう水はあつたと。崩壊源はというと、火山の山体の中にもかなり地下の深いところでは豊富な水で地下水面付近では飽和に近い含水状態の部分もあつたと思われませんが、そういうものが動き出した。動き出したら、この部分というのはもともとは山体の斜面の材料がゴソッと動き出したと見たらいいわけですね。こういう下の方はというと、川底との境界付近はやっぱり水が多い。飽和状態に近いものも下の方にある。したがって、この辺は飽和あるいは飽和よりもうちょっと多い状態のものがある、それを滑台にして滑るといふふうに考えるのが順当ですね。

流れ下つていくうちに、水のある程度かき集めてこの摩擦が効いていますから、ミキシングといって混合状態を持続していくわけですね。前の方は不飽和で自然含水状態に近いようなものが破碎しながら、この辺のマトリックスなんかしめたものもだんだんと混じり合いながら流れていくでしょうけれども、そういう状態がずっと続いていく。これは横断面的に見ると、やはり上の方は乾いたものというふうには言えないけれども、自然含水状態に近いものからこの辺は飽和状態で流れ、ドロドロのものであろうと。

これは断面で言えば、こういうこの伝上川と濁沢の間の高いところを土砂がこちらへ流れ込んでいますけれども、それはごく一部分、伝上川にはおさまり切らなかつた部分が溢れてこう行つたというふうと考えられます。こういう状態で横断面は流れていった。

後ろの方に比較的水分量の多いものが続いていっただろう。追いかけていっただろう。何でかというと、それは伝上川の川底に近いところは流速が小さいですが、上の方は当然大きい速度で流れていくということで、後ろにどうしても水分量の多いものが残っていく、だけど流れ続ける。追いかける。この本体

を追いかけるようにして水分量の多い、土石流に近い、先ほど鈴ヶ沢の土石流を見たわけですが、あれに近いような流れが追いかけていつている。こういうものが1回で終わったのか、あるいは2回、3回とこういうものが来たのかという点については、直後の建設省の方で担当なさったボーリングの調査なんかで、堆積構造が二重になっているとか、あるいは先ほどの水管橋の一波目で15mまでクリアされた。その後もっと2m、3mぐらいのところまで堆積が進行したということからすれば、少なくともこれは2回ぐらいこういう大きいものがあったというふうに考えると理解しやすいようにも思います。 こういう一波、二波、その一波について、比較的水が足りないような状況のメインパードと後から追いかける飽和状態よりはもっと水分量の多い通常の土石流のような状態というのは、続いていついていいと。これを追いかけていついていいと。 その土石流というのは、我々の経験からしますと、実際の災害を起こすような土石流も観測するような土石流も多数回、多い時は何十回、何百回と土石流のサージが繰り返り流下するということが一般的ですから、こういう水分量の多い土石流だったら、やや規模は小さいけれども、そういうものが何回も何回も、以下の土石流の騒ぎというのは、10秒か20秒かでパッと終わってしまうような小さいものかもしれませんし、規模が大きければもう少しあってもいいんですが、先頭部の大きいやつといたら、もう少し継続時間が長いように思いますが、そんな状態で伝上川付近は行ったのではないかなというふうに当時思ったわけです。今もお話を聞いていて、基本的にはそういう考え方が間違いではないのかなと。だけど、細部まではよくわからないなというふうに感じています。

○小林 変化の後の地形を見る時に、これが地震前で、これが地震後ですけれども、もともと地震前にここに谷があった。そしてその谷の東側の尾根が崩れたわけです。これが地震前からあった谷で、これが新たにできた谷ということなんですけれども、地震の1週間くらい後にここに行って対岸から様子を見ますと、古くからあった谷はこの崩壊物に全然汚されていない。 したがって、この物質はまさにトイに沿ってこういう方向に移動した。相当な塊として移動した。決してバラバラになってしまったわけじゃないんですね。

それから、いろんな方がおっしゃっていますけれども、谷を流れ下って谷の表面を削った土砂が、谷の側面に、小さなグランドキャニオンの壁につけた傷跡というのは、みんな平行している。決してこう大きく土砂が攪拌されたということじゃなくて、多分一団となってやっぱりこの頭のところと同じように、滑り落ちる感じで移動していたということが、少なくとも上の方の谷の状況からは言えると思います。

○田中（亮） それで、第1回目の崩れてきた時に、「冷蔵庫を開けたような寒さ」とだれかに説明したことがあると思うんですよ。私は地下鉄を待っている

とダーッと押してくる、ああこれがあの時のあれだなといつも感じるんですが、本当に冷たい風といいますか、それが前へずっと来て、あと土石が走ってきたんですね。振り返ってみますと、あれ以来私は川から離れておったですけども、ああいうヒヤッとするような大きな風は感じなかったですね。ですから、2回目の時に水管が飛びまして、それ以後にはドーッとというような地面が震えてということはありませんでしたね。ですから、今言われた最初に飛んで、あとだんだんというんじゃないに、大きなやつがダーンと来たと思うんです。

○太目 今、諏訪先生の方からおっしゃられた第一波ですか、その土石流は比較的水分が少ないということですね。それと後から押してくるといふか、それも私が上がっていく時にちょっと見た時に、私が低いところにおいてその土石流のたまった向こうを濁流といふか、それが流れてきたのは見えたんですね。それが今の先生のおっしゃったのと一致するんじゃないかと思っておりますけれども。

○井上 ちょっと解説しますと、流れ山という地形ですが、これはどういう地形かといふと、上から流れてきた地山の構造がほとんど壊れないでここまで来たということを示しています。また、崩壊の源頭部だけじゃなくて、いわゆる伝上川のかなりの途中ぐらいまでは沢は割剥されて削られております。ということは、先ほど小林先生の説明だとかを含めて考えると、かなり上のものがマスの形で、地山をかなり削り込みながら、しかもこれはカーブしていますので、ボブスレーみたいに上がったたりしながら、大体いわゆる王滝川本川ぐらいまでは来て、本川から下はほとんど大きな流れ山というのはないですが、かなり水分が増えていったのかなという気がしています。

○田中(亮) ちょっとお願いといいますか、私、後ろにおられた方が亡くなっているということを見て、前の日に一緒に仕事をやっておった方ですから、役場へ寄ったんですね。その時に、もう三浦のダムが決壊しつつあると。私たちが現地から回ってきて、もうそういう噂がワッと出ておるんです。それでお巡りさんにも「こんなこと言っておるのなら、おまえ現場見てみたのか、ちょっと走れ」と言ったら、もうお巡りさんもガタガタで機動隊の隊長が出られて、「どういうふうでした」といろいろ説明を聞かれたですけども。だから、もう「これはいかん、家へ行って」というような状態になっている人もおるんです。だから、やっぱりきちっとこれがこれだと。でたらめのことを言うなど。それはどこから出たんだと押さえるぐらいのことを言っていたかかないと、みんな我それになりますね。

それと情けなかったのは、家から捜査願いが出ていれば電話しますよと。私は朝5時半から出ておるんですよ。恐らく死んだと思っておるでしょうから、電話を入れていただけませんか。おたくは捜査願いが出てないからというこ

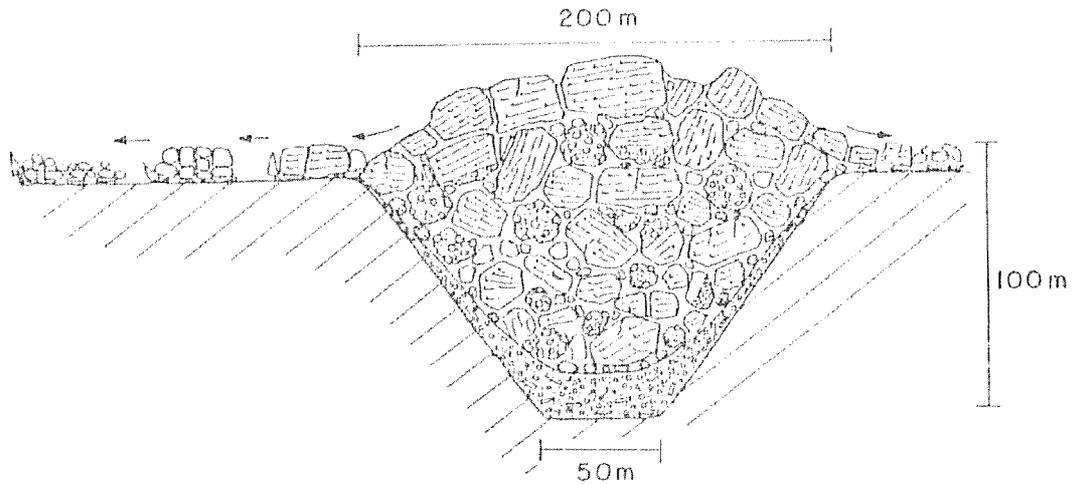


図 5.5 伝上川型土石流の模式断面図(酒井,1985)

となんです。だから、家の方ではどうやったって電話が繋がらないし、今みたいに携帯を持っていませんから、役場へかけたって何もわからないんです。だから、すぐ人命にかかわることですから、きちんと官制を敷いていただいて、こうですよということを流してもらうということが大事なことだと思うんです。お願いします。

○井上 今日、ビデオは流していないんですけども、後半のビデオの中では、例の上流にでき上がった天然ダムが決壊するという避難騒ぎがあったということが出ていますので、その辺も含めて今度は村の担当でその当時おられた方で、今までの話を含めて、過去のことは過去のことでそれは一応貴重な体験として生かすとして、振り返って何かコメントがあればお願いします。家高さん。

○家高 清水総務課長が中心になってやっておりましたし、とはいっても対策本部長は私でございましたので、あの時は避難勧告、避難準備命令、あれがやっぱり対策本部としてははっきりしなかったところに問題があったと思うんです。状況を把握することができないところに問題があったと思うんです。これは完全に避難命令を出して、そして避難をしなければいけない。避難の準備をするというような避難準備命令とかいうものがございまして、そこらの状況がよくわからない中で命令を出したということ、これは報道陣にも随分私もいろいろ突っ込まれました。そういう点が、今のような携帯電話を持ってあって、あっちこっちから情報が入ることになると違いますけれども、当時は村の方からの放送というのが何分できなかったんですね。そういうところが非常に今と違っております。今はそんなことはないですが、あの当時はそうでした。その点はその時の通信状況時代でいたし方なかったかなと思うようなこともあるわけです。

あとは行方不明者の捜索が非常に苦勞したわけでございますけれども、大又橋、あその崩壊のところについては比較的早い行方不明者の捜索が終わったわけですが、氷ヶ瀬から上の方、皆さんの遭難されたところ、ここは全然手をつけられなかった。捜索の打ち切りというものについては、これは国土庁の方からもいつまで捜索を続けられるのか、見通しが立っていないという中では、一応国としても県としても相当な費用がかかるということもございまして、打ち切りをいつにしていこうかということについては、随分詰めた話をしましたけれども、結果的には11月2日だと思っておりますけれども、その日に半場さんのおやじさんが、あの当時は元気にしておりまして、子供さんを亡くした、孫を亡くしたと、そういう状況の中でありましたけれども、半場さんも理解を示していただいて、お集まりの遺族の皆さんの前で、挙げてこういう捜索をしていただいておりますけれども、全く今の惨状の中ではどうしようもないじゃないかと。しかし、実際は遺族の方々にもヘリボードに乗っていただいて、現地の惨状を見ていただいて、どうしようもないということを理解していただく中で、打ち切りということを半場さんに発言をしていただいて、それで打ち切ったわけでございます。

後々の行方不明者でございますけれども、いずれはこれは扱いは行方不明者も生存していないということがはっきりわかりますから、保険の関係等も皆さんでございますし、それで死亡というような形を最後の方は持っていったわけですが、そういう点は私も、非常にあの地震については教訓にもなりましたし、地震に当たったの苦慮したこと等はそういうところにあったと感じております。

○清水 皆さんのお話を伺っている間に思い出す点がちよくちよくありました。まず第一の反省点ですが、防災計画書を王滝村は当時作成して1年も経過していない時期だったと思います。それで計画書は作成したんですが、職員とか関係者全体による訓練とか、そういったものを全然やっておりませんでした。その点でいざ災害に遭遇しますと、全然対応がなっておりませんで、しかも携帯無線、行政無線が唯一の連絡方法でしたので、一日中つけっぱなしにしている関係で、電池と充電の問題からなかなか十分な利用ができなかった。

それから、基本的な対策本部の対応が遅れた点から、県・国等へのもろもろの報告が遅れまして、3日間くらい毎日のように朝早くからおしかりを受けた苦い体験をしました。状態が状態でしたので、すぐに県の方から木曾地方事務所、建設事務所、現場の警察はもちろんですが、2日目ぐらいから県の専門官も派遣されてこられまして、随分カバーをしていただきました。それでないと、少人数の職員体制ですので、いざこういう配置をということで防災計画にもちゃんと載っているんですが、肝心の担当の課長が出張中であつたり、係長が九

州に出張中であつたり、そんな出張の穴埋めに非常に苦慮した、そういうこと
もありました。

それから、住民の避難場所の指定ですが、一応これも防災計画に載せてあり
まして、直ちにどこどこへ避難してくださいという指示をしたわけですが、現
在から思いますと、二次災害、土石流とかあるいは水害等、自然ダムができて
それが決壊したことによる二次災害の影響のない場所を選定しないと、これは
大変だなということを感じました。

それと、救援物資の処理なんです、これも一々内容を確認する人員も時間
もないので、送り届けられた段ボールを、赤ん坊からお年寄りまで今日は1人
当たり10個あるいは7個というような配分をした関係で、中身の全然使えない
ものとか、いろんなものがございまして、かえって住民から「役場は一体何を
やっているんだ」と。「人の家に古着を配って」とか、これは極端な例なんです
が、そういう苦情もたくさん来ました。そういう点で後の年でしたか、長野の
地附山災害の時に、そういったことで長野市の方からどういう対応をしたかとい
うことで、長野市あたりになると人口もたくさんありますし、体育館と学校の
施設とか公民館等もたくさんあるので、そういう場所を選定してそれぞれ専門
に中身を確認し、世代に合った、あるいは性別に合った分類をしながら配分
すべきではないかというようなアドバイスをした経験もございまして。

先ほど前村長がおっしゃられた搜索の打ち切りについては、非常に苦慮をし
まして、隣におります胡桃沢さんに専門に被災者の家族をヘリコプターに乗せ
ては状況を説明していただきまして、航空写真による被災前と被災後の土砂の
堆積の状況とかそういうことを説明していただいたので、比較的苦情も少ない
うちに搜索の打ち切りができたなど、そんな感じを持っています。今、ちょっ
と思いついたところはそんなところですよ。

○胡桃沢 最初の自己紹介の時にも若干はしたんですが、地形に詳しいという
ようなことで、当日朝、雨でして、ヘリがなかなか来られなくて、3時過ぎだ
ったと思いますけれども、県警のヘリで偵察に出た。午前8時、9時前の災害
でしたから、役場付近の災害、この東地区の13名ここで亡くなったわけですが、
そういったのが大きな村周辺での大事件になっていまして、その上で3時過ぎ
にヘリがいたと思いますが、それで東地区からずっと回って、話では濁川が連
絡がとれない、電話が朝とったきりとれないというような情報が入ってしまし
て、何かあったんじゃないかということで、私も遠い親戚なんです、家族か
らもうそういうことを聞いていましたし、それでずっと大又川沿いに田ノ原まで
上がりまして、霧の中から源頭部の崩れを見まして、上部からずっと伝上沢を
下ってきました。それで身震いするほどの大きな土石流ということで、濁川温
泉付近も見たんですが、とても人間がどうというような状況じゃなくて、濁川

の対岸あたりは、対岸の山が、上の方は崖になっているんですが、100m近い山がほぼ上の方まで土石流がかぶっておる。ですから、80m、90mというような大きな土石流があったということで、谷底の温泉がとても無事でおるといふうには…。それを見て帰ってきました。柳ヶ瀬付近もこういった土石流で堆積していました。

それで本部でそのようなことを報告したんですが、それも夕方になっていましたし、東地区の方は温泉の不明だけがそのころははっきりしておったのですが、それで家族にもすぐには話せなかったというようなことを記憶しています。土石流はあったようだけれども、何か山へ逃げておるんじゃないかと。ただ、温泉の跡はなかったというようなことしか言えなかった、そういうような状況でした。

それから、数日たって柳ヶ瀬地区の堆積したダムが移動しておるんじゃないかということがデマになって、野口地区で山の上へ駆け上がったというようなことがあったのですが、これは自衛隊のヘリがいろいろ入れ替わってきまして、私は朝と夕方2回定期的に乗ってそれを調べておったんですが、その固定する点がないんですよね。水がだんだんついて上がってくるということで、自衛隊の人たちが単独で行った時に、それが水がずっと下までついてきますから、ダムが動いたんじゃないかというようなことが伝わって、それが漏れて、今に抜けてくるというような話でデマになったようです。

それと、役場付近の上の山も、地震によるのか風によるのか知らんが、木がこういうふう揺れたのでも岩山が崩れてくるというようなデマになって、バツとこういうのは広がるんですよね。その辺は村本部としても情報として一つずつ的確につかんでくれればいいんですが、情報網にいろんな噂がポンポン入ってくると、先ほど前村長もおっしゃったんですが、その時はいろいろ言われても、避難勧告というのはできるだけ大事に構えて予防するという方に働きますから、そういうようなことで大きく構えて小さくまとめるというのが大事だと思いますけれども。そういうこともございました。

それからマスコミが発生当初からすぐ飛び込んできて、役場を占拠したような状況になりまして、翌日から机を置きかえて、人一人通れるような式にしたんですが、そうしないとどんどん総務課長のところまで何人も詰め寄ってそういうようなことを取材しようとするわけです。それが物資にもつながっていったと思うんですが、物資には非常に苦慮しました。今でも地震災害復興基金ということで、村では基金をそういった災害対策に使わせていただいているんです。お金でもらえばそれなりに有効に使えますが、物資はほとんど役に立たなかったと思います。

あの時、輸送関係、それから郵政、全部全国から無料で来た。極端なのは

滝越地区の犬が「王滝村 ジョン様」だけで全国からお菓子なんかが届いたのですが、そういったこともありました。マスコミというのが決していい情報の伝達ではなかったと。悪いようなどころばかり撮りますから、そういう物資は集まってくると思いますが、ほとんどの村民は、そんなに生活の着物とかそういうものには困らなかつたんです。そういうこともありました。

○清水 それから一つよろしいですか。流言蜚語対策として、これは2日目でしたか、3日目でしたか、だれもみえない当直室の電話を使いまして、各地区の区長さんに公民館へ来ていただいて、マスコミの目のつかないところで集まっていただいて、何か不審なことが起きたとか、疑問に思うようなことがあたら、直ちに役場へ連絡してもらいたい。役場から責任を持って情報を流しますので、絶対地区でどういうことが起きたということの確認をまず対策本部へ報告してから、対策本部の意向で行動されるようにと。「あの山が動いたから、それ逃げろ」とか、「自然湖が崩壊するので逃げろ」とか、そういう流言蜚語に惑わされないようにということで各区長さんをお願いをして、それから以降はそういう行動は全然なくなつたというふうに記憶しています。

○胡桃沢 それからもう一点、西地区、伝上沢での15人の亡くなった方ですが、この家族ということで先ほどお話もいただいたんですが、これは案内したり、役場へ来ると私が受け付けて状況を説明したりしました。それが特に名古屋交通局の5～6名の方たちが、親戚とか知人とか会社とか、そういう方が入れかわり立ちかわりお手伝いに来てくれるわけです。来ても現場までも入れないし、ただ来るだけで、家族としてはそういった点で交通費やらお礼やらということで、1カ月ばかりしたらもうお金がなくて困っちゃったというようなことも聞きまして、打ち切りというような話になっていきました。

そういうところでたまたま私、国土調査ということで登記関係も法務局の福島の支局の方へ親しかったですから、支局長さんが法務省としてもできるだけ協力したいというようなことで、伝上沢の向かいにあります、もう一つ奥にある下黒沢の方が魚がたくさんおるということで、そのところに焚き火の跡があって、名古屋の方の小牧市の家族の近くの寿司屋の割り箸のケースがあった。それを持って行っていただいたんですが、それが証拠というようなことで、行方不明だと保険対象がなかなか大変なんです、何年かかかるということで。認定死亡という方法を法務省もとっていただいて、すぐそれが死亡認定になって保険金が下りたということで、年内のうちに家族からも私の方へ金が下りたというようなことで知らせもありまして、ありがたがられたんですが、そういうふうなところまで話はありました。私が担当したり感じたことは以上のようなことです。

○家高 今日は御岳山の西部地震の当時の状況を振り返っての座談会というこ

とでありますけれど、こういう山岳地帯におけるところの地震というものは、自然を大きく損なうわけですね。それに伴う被害、それと今度は平たん地におけるところの特にこれから心配されるところの東海地震を初めとするところの地震は、これは平たん地の中における構造物等の崩壊、こういうものがこれからの災害に大きく影響していくことは皆さんもご承知のとおりです。阪神大震災もそうですから。そういうところを比較するわけにはいきませんが、これからの地震も平たん地に限らず、こういうような山岳地帯の自然が崩壊するところの地震が想定されるわけでありますので、今日のようなこういうお話は、当然先生方から地質上の精査をされた中でお話をいただいたわけでございますけれども、当時の現場で処理に当たった私どもの経験したことについても、今後の地震対策の参考にさせていただければと思っております。

○原 まさにそのとおりで、そういう面も含めての今日の座談会であったわけです。確かにそういう災害対策というのは非常に大切なところでして、実はこの時、まさに状況把握、判断が大変難しいこともあって、確かこれ以降は建設省とか国土庁が防災アドバイザー制度を立ち上げて、何か大きなことがあった時には、先生方も含めて防災担当の先生方を決めておいて、直ちに現地までヘリか何かで行っていただいて、現地でいろいろ判断してもらうという制度が立ち上がっております。近年でも幾つかのところで大崩壊とか、それからまさに川が埋まって水がどんどんたまるといようなことも、長野県でも2～3年前にありましたけれども、そういう時は直ちにそういう対応がとれるようになっておりますので、ひとつ教訓にはなっております。

ただ、18年前のように、これだけ大規模な災害というのは、確かに直後にどうやって全体を把握するかというのは非常に大変だったろうと思っておりますし、今のいろいろなお話も大変参考になるところでございますので、またいろいろ取りまとめて今後のためにしたいなというふうには思っております。

今ちょっと聞いた中で私も感じたことは、アドバイザー制度がこの時もあれば、すぐに大規模崩壊の先生とかいろんな先生が現地に入って、何かいろんな現象があったという情報が入った時に、もう少し冷静な判断というか、客観的な判断ができたのかなという感じがしているところですが、ほかにもいろいろ整理する中で教訓も出てこようかと思っております。そういう意味では大変貴重なご意見を伺いました。ありがとうございました。

○井上 オブザーバーで来ていただいている木曾森林管理管理署、木曾建設事務所の方から何か一言ございましたらお願いします。

○田中（直） 今日とは当時の方々の体験談であるとか、またその後の土石の研究について、いろいろとお話しいただきまして、大変参考になったところがございます。現在、濁・伝上のあのあたりで、長野県西部地震の復旧対策として

平成12年度までに林野庁の方で120億円の事業をかけていろんな対策をやっているわけでございます。

今ちょっと私の方でも検討しているのは、今後どこまで災害対策の事業を続けていくかといったことなんですけれども、できたらちょっとお話を伺えたらありがたいんですけれども、今後長野県西部地震のような大きな災害ではなくても、例えば大雨が何日か続いたりとか、小さな地震が起きた場合に、また伝上川であるとか源頭部が崩れたりする可能性があるかどうかということなんですけれども、その辺の調査等もし何かございましたら、お話を伺えればと思うんですが。

○家高 それは砂防堰堤等、この地震の後は本流を中心にして伝上から濁川の方へ堰堤ができました。あれも一つの今後の、やはり地震だけに限らずそういうような集中豪雨だとかいうような時に、八千穂村等は、私どもの地震のある3年ほど前、大きな土石流の災害地ですよ。私はあのビデオを見まして、よくこの土石流と似ているなど思ったので、あれは本当の集中豪雨によるところの山崩れによる土砂流出ですね。こちらの場合は地震によってのああいう形でありますけれども、その後こういうような治山工事それから堰堤工事、こういうものができていっておる中では集中的な雨があっても、相当そこらも考慮した中での施工であるから、その心配はまず私はないと思っています。

○田中（直） 通常の今まで地震が起きてから、特に多少大雨が降っても、集中豪雨があっても、地震ならしょっちゅうございますけれども、それで崩れたとか災害が起きたとかはないわけなんですけれども、今後予防的にどこまでいろんな事業をやっていくかということについて、いろいろと検討しているところでございます。また何かその辺の調査等ございましたら、教えていただければと思いますので、どうかよろしくお願いします。

○原 なかなか表現が難しい部分もありますけれども、最初の方に先生方から話があったように、火山ですので、そういうところに地震とか何かあった時に、何が起こるか分からない。別に御岳に限ったことではなくて、ほかのところでもまさに富士山とか何かでもあり得る話で、全く何も起こらないということはありませんだろうなという気がしますし、幾つかずっと御岳山の全体を見た調査をしているんですけれども、多少この方面が全体から見ると危険性が高いというのは、こっちの方面であるというのは少しはあるかもしれないと思っておりますけれども、あまりそういうのを出してしまうのも難しいところです。火山というのは、ほかのところに比べれば非常に新しい物質でできていますので、それだけ弱さというのは基本的にはあるのだろうと。だから、そういう基本的な心構えというのは常に必要なのだろうと。一度起きたからもう起きないというのではなくて、やはり今後何が起きてもすぐ対応できるような心構え

は、山間地の方は持っていた方がいいのかなという感じはします。

○菅崎 大変参考になりました。うちの方でも火山対策についてもいろいろやっていますので、またいろいろと土木さんとも一緒になりながら整備していきたいと思っていますので、よろしくをお願いします。

○原 本日は本当に長い時間にわたりまして、いろいろな貴重なお話をいただきましてありがとうございます。最初に申し上げましたとおり、18年目ということでございます。また20年目ぐらいの時にはいろんな形でもう一度みんなで話し合っ、こういう座談会のもっと大きなものもあり得るのかなと思っていますが、そのプレイベント的な感じなのかなと、きっかけになればというふうに思ったところでございます。

多分目の前でこれだけ大きい現象が起きたというのは、まさに近年まれに見ることで、雲仙では大分大きいこともありましたけれども、そういう意味では大変いろんな意味での教訓になる災害だったんだなど。それは我々、その後を担う者としては、こういうのはきちんと生かして次にあった時でもできるだけ災害が少ない形でおさまるようなシステムを考えていかなければいけないなと思います。

最近ではITというようなことで、いろいろそういう新しい技術を使って観測をしたりとか、そういうこともあります。例えば前回の時も天然ダムができたのですが、今はそういうところに素早く新しい機器をつけて、本当に動いているかどうかというのか割合そんなに時間がかからなくて据えついたりということも可能でございまして、それもまさにこの災害もあつたりしたので、いろいろ開発というか研究なんかもしてきたこともあります。そういう意味でこういう災害をもう一度振り返っていくことが大事だと思いますし、ここでもう一度本当に20年近くたちますと、少し忘れかけている部分もありますので、しばらくはなかなか大きい災害はなかったかもしれませんが、今後全国的な意味でもう一度見直していくきっかけになればというふうに思っているところでございます。本日は本当に長い時間にわたりまして貴重なご意見をありがとうございました。

— 終 了 —

座談会の整理結果

<土砂移動現象に関すること>

- ・伝上崩れの崩壊地に隣接して古くからあった谷は、この伝上崩壊物に全然汚されていなかった。したがって、この物質(崩壊物)はまさにトイに沿うような形で相当な塊として移動した。
- ・伝上崩れによる土砂移動は、波を打って何段にもなって流れてきた。
- ・(目撃者によれば)粉としてのながれではない印象であった(壁土のような状態であった)。
- ・ボブスレーのコースみたいになっていた。大きな塊(現在も見られる「流れ山」)はそのままバーンとジャンプみたいに越えていた。
- ・川底との境界付近は水が多いため、飽和状態に近いものも下の方にある。したがって、飽和あるいは飽和よりもうちょっと多い状態のものがある、それを滑り台にして滑るというふうに考えるのが妥当である
- ・伝上崩れの大崩壊の地質について、そのころの常識が間違っていた。当時は崩壊が起こった崖のところに噴火口があるという考え方をしていた。しかし、その後それは全くの間違いであったということが判った。溶岩が作った構造であった。

今までは、あまりそういう溶岩のつくる構造(一見硬そうに見える地層が、非常にもろい構造だった。これがどうも地震で動き出した時にすぐ壊れてしまう)というようなことを考慮しなかった。これは今後火山の土砂災害を考える上で、十分注意して見なくてはいけないことである。

<警戒避難に関すること>

- ・生還者の田中氏によれば、子供の頃に実際に近くの川で聞いていた土石流の音と一緒だった。このような記憶があったことも、急斜面を上がって避難行動を取れた要因であった。
- ・ヘビ、ウサギ、ネズミ等の動物が、みんなダムの方(西方向、土砂災害発生地から遠ざかる方向)へ来という現象があった。
- ・伝上崩れからの崩壊物の1回目の流下時は「冷蔵庫を開けたような寒さ」を感じた。地下鉄を待っていると、ダーッと押してくる感じ。それが来て、あと土石が走ってきた。
- ・避難場所・施設は、天然ダムが形成されそれが決壊したことによる二次災害の影響のない場所を選定する必要があることを実感した。

<情報伝達に関すること>

- ・天然ダムが決壊するという避難騒ぎは、状況を把握することができないところに問題があった。避難の準備をするというような「避難準備命令」と

かいうものがあり、その辺の状況がよくわからない中で命令を出した。自衛隊の人たちが単独で行った時に、天然ダムの水がずっと下までついて見えたので、ダムが動いたんじゃないかというようなことが伝わって、デマになった。

- ・マスコミは、決していい情報の伝達ではなかった。マスコミによる情報で人々の判断や行動が曖昧になった部分があったようである。

<救援活動に関すること>

- ・救援は、お金でもらえばそれなりに有効に使えたが、物資はほとんど役に立たなかったようである。
- ・被災者の家族をヘリコプターに乗せて状況を説明して、航空写真による被災前と被災後の土砂の堆積状況を説明したので、比較的苦情も少ないうちに捜索の打ち切りができた。
- ・アドバイザー制度がこの時もあれば、専門家による調査を基にした冷静な判断ができたものと思われる。

<今後の防災に関すること>

- ・王滝村では、防災計画書を作成して1年も経過してない時期に起きた災害であった。計画書は作成してあったが、職員とか関係者全体による訓練を全然やっていなかった。その点でいざ災害に遭遇すると、全然対応がなっていなかった。
- ・一度起きたからもう起きないというのではなくて、やはり今後何が起きてもすぐ対応できるような心構えが必要である。また、こういう災害をもう一度振り返っていくことが、今後の防災上大切である。
- ・御岳山が「火山」であるがゆえにこういう災害が起こるという認識が必要。

参考文献

- 青木治三(編)(1980)文部省特定研究「御岳山1979年の火山活動及び災害の調査研究報告」. 168p.
- 青木治三(1986)地震. 「まさか王滝に!」長野県西部地震の記録, 長野県木曾郡王滝村, p. 152-166.
- 芦田和男・江頭進治(1985)御岳崩れにおける崩土の挙動, 1984年長野県西部地震の地震及び災害の総合調査, 昭和60年度文部省科学研究費, 自然災害特別研究突発災害研究 199~205
- 荒牧重雄(1969)カルデラ学説に関するいくつかの問題. 火山, 第2集, vol. 14, p. 55-76.
- 栗田泰夫・原山 智・遠藤秀典(1984)1984年長野県西部地震の緊急調査報告. 地質ニュース, no. 364, p. 20-31.
- 飯田汲事(編)(1985)文部省科学研究費自然災害特別研究突発災害研究成果報告書「1984年長野県西部地震の地震および災害の総合調査」. 296p.
- 石川俊夫(1958)鳥海および乗鞍火山帯の岩石学的特性. 鈴木醇教授還暦記念論文集, p. 263-277.
- 磯見 博・野沢 保(1957)5万分の1地質図幅「船津」及び同説明書. 地質調査所, 43p.
- 岩船達三・佐久間 正(1952)大野郡高根, 朝日地区地下資源報告書. 岐阜県地下資源調査報告書, no. I, p. 1-8.
- 岩田 修(1982)下呂町に分布する湯ヶ峰デイサイト. 岐阜県地学教育, vol. 18, p. 35-42.
- 浮島久幸・下野正博(1972)松本盆地南部と伊那谷における小坂田ローム層中の浮石層. 信州大学理学部紀要, vol. 7, p. 123-141.
- 恵那団研グループ(1967)恵那盆地の土岐砂礫層と上野玄武岩流. 第四紀総合研究連絡誌「第四紀」, no. 10, p. 34-42.
- 王滝村(編)(1986)「まさか王滝に!」長野県西部地震の記録. 367p.
- 大塚 勉(1986)長野県美濃帯および領家帯弱変成部の変形様式. 大阪徴化石研究会誌, 特別号, no. 7, p. 187-196.
- 大八木規夫・森脇 寛・井口 隆・矢崎 忍・富永雅樹・福園樟旗(1987)岩屑流の発生機構に関する研究. 昭和59年(1984年)長野県西部地震による土砂災害に関する緊急研究報告書, 科学技術庁研究開発局, p. 95-116.
- 奥西一夫(1986)崩壊災害. 「まさか王滝に!」長野県西部地震の記録, 長野県木曾郡王滝村, p. 192-205.
- 奥田節夫・奥西一夫・吉岡龍鳥・諏訪 浩・横山康二(1985)崩壊土石の流動状況の復元と流動形態に関する考察, 1984年長野県西部地震の地震及び災害の総合調査, 昭和60年度文部省科学研究費, 自然災害特別研究突発災害研究 187~198
- 奥野 満・小林武彦・倉沢 一(1975)木曾御嶽火山噴出物の化学組成. 日本地質学会第82年学術大会講演要旨, p. 201
- 尾崎裕司(1986)上野玄武岩の岩石学的性質(演旨). 火山, 第2集, vol. 31, p. 158. 災害科学総合研究班河川分科会(編)(1985)昭和59年度災害科学総合研究河川分科会シンポジウム河川災害に関するシンポジウム(予稿集), 39p.
- 科学技術庁研究調整局(編)(1982)御岳火山噴火に関する研究. 「1979年の御岳火山・阿蘇山噴火に関する特別研究」, p. 1-152.
- 活断層研究会(1980)日本の活断層一分布図と資料. 東大出版会, 363p.
- 加藤芳郎(1972)阿寺山地北西部の濃飛流紋岩類. 「濃飛」(濃飛団研連絡誌), no. 4, p. 22-26.
- 片田正人・磯見 博(1958)5万分の1地質図幅「上松」及び同説明書. 地質調査所, 38p.

- 河田清雄(1982)三日町地域の地質. 地域地質研究報告(5万分の1図幅), 地質調査所, 72p.
- 河田清雄・坂本 亨・山田直利・村山正郎・磯見 博(1961)20万分の1地質図幅「飯田」地質調査所.
- 河田清雄・山田直利・磯見 博・村山正郎・片田正人(1961)中央アルプスとその西域の地質: その2. 濃飛流紋岩類. 地球科学, no. 54, p. 20-31.
- 河井政治・桐山 清(1962)湯ヶ峰火山の地質及び岩石. 地学研究, vol. 13, p. 66-69.
- 気象庁観測部(1981)御岳山. 火山機動観測実施報告, no. 16, p. 23-72.
- 河内晋平・藤本丑雄・種市瑞穂・日向忠彦・市川重徳・小泉光昭(1982)自然残留磁気からみた葦崎岩屑流と流れ山. 地質学雑誌, vol. 88, p. 653-663.
- 河内三郎(1985)長野県西部地震に伴う土砂災害, 1984年長野県西部地震の地震及び災害の総合調査, 昭和60年度文部省科学研究費, 自然災害特別研究突発災害研究 217~223
- 金子智幸・山崎正男・佐藤博明(1976)飛騨山地に分布する高原火砕流堆積物について(演旨). 火山, 第2集, vol. 21, p. 127-128.
- 金沢重敏(1971)王滝村南滝越地域の濃飛流紋岩類について. 「濃飛」(濃飛研連絡誌), no. 2, p. 8-9.
- 木曾谷第四紀研究グループ(1967)木曾川上流部の第四紀地質 I. 地球科学, vol. 21, p. 1-11.
- 木曾谷第四紀研究グループ(1969)木曾谷の第四紀地質. 日本の第四紀(地学団体研究会専報, no. 15), p. 233-236.
- 岐阜県(1970)岐阜県地質産図(15万分の1)および同概説. 109p.
- 金原治山治水財団, 1968, 金原明善資料上, pp885.
- 金原治山治水財団, 1968, 金原明善資料下, pp1077.
- 熊井久雄・小坂共栄(1985b)御岳山南麓の地形と地質—御岳山の生い立ち信州大学自然災害研究会編「昭和59年長野県西部地震による災害」, p. 9-33.
- 熊井久雄・小坂共栄・公文富士夫・大林市幸・竹村健一・加藤禎夫・高木信彦・千材正純・酒井潤一・矢島勝美・桶田敦(1985a)木曾御岳山南麓の地質. 文学省科学研究費自然災害特別研究突発災害研究成果報告書「1984年長野県西部地震の地震および災害の総合調査」 p. 145-156.
- 倉沢 一(1977)木曾御嶽火山噴出物の化学組成(3). 日本地質学会第84年学術大会講演要旨, p. 187.
- 倉沢 一・小林武彦(1976)木曾御嶽火山噴出物の化学組成(2). 日本地質学会第83年学術大会講演要旨, p. 226.
- 倉沢 一(1972)阿蘇・木曾御岳山噴出物のストロンチウム同位体組成. MA GMA, 14no. 39, p. 13-18.
- 倉沢 一(1986)ストロンチウム同位体比からみた日本列島弧の火山岩類の成因. 地学雑誌, vol. 95, p. 254-276.
- 柴原徹郎(1991)地震被害の概要, 土木研究所報告 第182号, 127~134
- 建設省多治見工事事務所(1985)昭和59年度土砂災害避難実態調査業務委託報告書, pp. 173
- 建設省多治見工事事務所(1984)長野県西部地震における避難・土砂流出実態アンケート調査(速報)
- 建設省土木研究所, 1985, 昭和59年度御岳崩れに起因する土砂移動調査, pp. 171
- 国土地理院地理調査技術開発室(1985)1984年長野県西部地震による地形変化14. 国土地理院技術資料, D. 1, no. 261.
- 国土地理院地理調査部地理第1課(1985a)1984年長野県西部地震調査資料. 国土地理院技術資料, D. 1, no. 260.
- 国土地理院地理調査部地理第1課(1985b)1984年長野県西部地震調査資料. 国土地理院技術資料, D. 1, no. 261.
- 国立防災科学技術センター(編)(1985)昭和59年(1984年)長野県西部地震災害調査報告. 主要災害調査, no. 25, 141p.
- 小井土由光(1974)岐阜県下呂町東部地域の濃飛流紋岩とくに, 赤石溶結凝灰岩層の細分について. 地質学雑誌, vol. 80,

p. - 307-322.

- 神津叔柘(1907)木曾御嶽火山地質調査報告. 震災予防調査会報告, no. 59, 63p. -
- 神津叔柘(1910)乗鞍火山地質調査報告. 震災予防調査会報告, no. 71, 71p.
- 小坂文子・小沢竹二郎・酒井 均・平林順一(1983)木曾御岳火山(1979)年噴火後の活動状況と地球化学的研究. 火山, 第2集, vol. 28, p. 59-74.
- 小嶋 智(1982)高山市東部のジュラ紀, 三疊紀, 二疊紀放射虫化石. 大阪微化石研究会誌, no. 5, p. 81-91.
- 小嶋 智(1984)岐阜県高山市東部の中・吉生層の層序と構造. 地質学雑誌, vol. 90, p. 175-190.
- 小林国夫(1958)御嶽一ノ池の構造土. 「御嶽研究・自然篇上木曾教育会, p. 97-110.
- 小林国夫(1961)いわゆる“信州ローム”. 信州ロームの研究, その1. 地質学雑誌, vol. 67, p. 32-47.
- 小林国夫(1963)中部地方の洪積世火山灰層. 第四紀研究, vol. 3, p. 110-122.
- 小林国夫(1970)火山灰層位学. 科学, vol. 40, p. 74-83.
- 小林国夫・小林武彦・清水英樹(1971)御岳火山噴出物による Tephrocronology - 中部地方の鮮新統および最新統, 竹原平一教授記念論文集, p. 191-218.
- 小林国夫・清水英樹・小林武彦(1967)御岳火山第一浮石層. 地質学雑誌, vol. 72, p. 291-308.
- 小林国夫・清水英樹・北沢和男(1969)信州ロームと第四紀後期編年. 日本の第四系(地学団体研究会専報, no. 15), p. 224-233.
- 小林武彦(1980)御岳火山 1979 年活動. 文部省特定研究「御岳山 1979 年火山活動及び災害の調査研究報告書」p. 4-12.
- 小林武彦(1981)1979 年 10 月 28 日の御岳山の噴火. 火山, 第2集, vol. 26, p. 159.
- 小林武彦(1982)御岳テフラ層の層序とその年代. 文部省科学研究費「下末吉段丘に関する総合研究」研先報告, no. 1 “下末吉段丘”, p. 103-110.
- 小林武彦(1985a)長野県西部地震による崩壊と御岳山の地質. 昭和 59 年度災害科学総合研究河川分科会シンポジウム(予稿集), p. 1-10.
- 小林武彦(1985b)御岳火山の活動史と長野県西部地震による崩壊地の地質. 日本地形学連合シンポジウム資料集「大山体の解体及びそれに伴う土砂移動」, p. 48-58.
- 小林武彦(1986)王滝村周辺の地形・地質と災害. 「まさか王滝に！」長野県西部地震の記録一, 長野県木曾郡王滝村, p. 132-151.
- 小林武彦(1987)御嶽火山の火山体形成史と長野県西部地震による伝上崩壊の発生要因. 地形, vol. 8, p. 113-125.
- 小林武彦(1979)1979 年御岳山火山活動. 地球科学, vol. 33, 表紙見返し.
- 小林武彦・高木信行・藤井登美去(1977)御岳人山新时期御岳テフラ層の模式柱状図. 軽石学雑誌, no. 4, p. 37-41.
- 小林武彦・大森江い・大森貢子(1975)御岳火山噴出物の化学的性質. 地質調査所月報, vol. 26, p. 497-512.
- 碧瑠璃園, 1910, 金原明善翁, pp292.
- 斎藤 豊・川上 浩・福田博好・篠原興弥(1985)長野県西部地震に伴う斜面崩壊のメカニズムと軽石層の土性, 1984 年長野県西部地震の地震及び災害の総合調査, 昭和 60 年度文部省科学研究費, 自然災害特別研究突発災害研究 179-186
- 酒井潤一(1963a)木曾谷のローム層Ⅰ. 地球科学, vol. 67, p. 13-20.
- 酒井潤一(1963b)木曾谷のローム層Ⅱ. 地球科学, vol. 68, p. 19-24.
- 酒井潤一(1973)長野県中部における小坂田ローム層降灰期の古気候. 信州大学理学部紀要, vol. 8, p. 37-50.

- 酒井潤一(1981a)中部地方にこおけなる後期更新世の気候変化. 第四紀研究, vol. 20, p. 165-173.
- 酒井潤一(1981b)坂下町の上更新世と阿寺断層. 月刊「地球」, vol. 3, p. 200-204
- 酒井潤一(1983)最終氷期の編年-主として中部地方を例にとり. 月刊「地球」, vol. 5, p. 8-13
- 酒井潤一(1985)昭和 59 年長野県西部地震による斜面崩壊, 1984 年長野県西部地震の地震及び災害の総合調査, 昭和 60 年度文部省科学研究費, 自然災害特別研究突発災害研究 165~178
- 佐久間 正・物部長進・乗川与四雄・亀沢 桂(1961)益田郡萩原町・馬瀬村・小坂町地区地下資源調査報告. 岐阜県地下資源調査報告書, no. 6, p. 1-8.
- 坂 市太郎(1887)飛騨国四近地質報文. 地質要報, no. 3, p. 205-326.
- 鮫島輝彦(1958)木曾御嶽火山の地質. 「御嶽研究・自然篇」(木曾教育会), p. 19-96.
- 志津匡三(1970)中津川市付近の地質. 島田安太郎「木曾谷の地質」, p. 193-203.
- 島田安太郎(1969)木曾川中流の高位段丘と礫層. 第四紀研究, vol. 8, p. 111-119.
- 島田安太郎(1982)御岳山地質と噴火の記録. 千村書店, 315p.
- 信州大学自然災害研究会(編)(1985)昭和 59 年長野県西部地震による災害. 148p.
- 新エネルギー総合開発機構(1988)地熱開発促進調査報告書, 王滝地域.
- 鹿野忠雄(1937)本邦火山体の氷食に関する予察. 地理学評論, vol. 13, p. 93-111.
- 鹿野和彦・中野 俊・星住英夫(投稿中)1984 年御岳岩屑なだれ一堆积物からみた流動・堆积機構一. 地質調査所月報.
- 柴田秀賢(1955)木曾御岳附近の地質. 長野林友, 倉刊号, p. 4-10.
- 柴田秀賢(1957)王滝村三浦地区地質調査報告. 長野林友, 8月号, p. 25-27.
- 柴田秀賢(1963)木曾谷地質図(5 万分の 1)及び同説明書. 長野営林局, 16p.
- (財)水利科学研究所(1968)金原明善, pp871.
- 鈴木正男(1971)火山灰の絶対年代と第四紀後期の編年フィッシュトラック法による試み. 科学, vol. 41p. 263-270.
- 鈴木達郎(1984)濃飛流紋岩類に関するフィッシュトラック年代. 日本地質学会第 91 年学術大会講演要旨, P. 368.
- 鈴木要太郎(1981)金原明善翁余話, pp. 273
- 曾屋龍典・近藤善教・下坂康哉(1980)御岳大山 1979 年噴火. 地質ニュース, no. 306, p. 6-13
- 曾屋龍典・小林武彦(1982)火山噴出物の地質学的・岩石学的研究. 1979 年の御岳山・阿蘇山噴火に関する特別研究報告書(科学技術庁研先調整局), p. 80-94.
- 谷口栄一・仲野公章・本田孝夫・三井宏人・久保田哲也・脇坂安彦・栗原徹郎(1991)斜面崩壊, 土木研究所報告 第 182 号, 147~194
- 檀原 徹(1986)濃飛岩体南半部のステーション I b・II に属する溶結凝灰岩層のフィッシュトラック年代. 日本地質学会 第 93 年学術大会講演要旨, p. 390.
- 土質工学会(編)(1985)小特集「長野県西部地震」. 土と基礎, vol. 33, no. 11, p. 5-68.
- 土木研究所砂防研究室(1987)岩屑流の流下機構に関する研究. 昭和 59 年(1984 年)長野県西部地震による土砂災害に関する緊急研究報告書. 科学技術庁研究開発局, p. 117-133.
- 中野 俊(1986)上野玄武岩類の化学組成変化とかんらん石組成(演旨). 火山, 第 2 集, vol. 31, p. 283.
- 中条広義(1979)高山植物と周氷河地形 I. 木曾御岳山における高山雪田植生と構造土について. 広島大学生物学会誌, no. 45, p. 23-32.

- 長岡正利(1985)長野県西部地震による地形変化と土地条件—主な崩壊の地形特性と発生条件—. 国土地理院時報, 62, p. 44~62
- 長岡正利・羽田野誠一・市川清次・武井良道・高木信行・塩島由植(1985)後氷期の地形変化史からみた大規模崩壊の発生条件—1984年長野県西部地震の場合—, 日本第四紀学会講演要旨集, 15, p. 90~91
- 長岡正利(1986)1984年御岳くずれ1:10,000地形変化状況図の作成について. 地図, vol. 24, no. 3, p. 40~44.
- 長岡正利(1987)1984年御岳くずれの地形特性と発生条件. 地形, vol. 8, no. 2, p. 95~112.
- 長野県西部地震の記録編さん委員会(1986)まさか王滝に!—長野県西部地震の記録—, pp. 367
- 長野県木曾建設事務所(1986)震災—長野県西部地震災害復旧の記録—, pp. 204
- 長野県木曾建設事務所(1985)昭和59年度国補河川災害復旧工事に伴う地質調査(その2)委託業務報告書, 76p.
- 永淵義久(1973)御岳山北麓部における濃飛流紋岩類の研究. 「濃飛」(濃飛研連絡誌), no. 5, p. 28-33.
- 仁科良夫(1960)木曾谷南部のローム層. 信濃教育, no. 352, p. 16.
- 日本地形学連合(編)(1985)シンポジウム「火山体の解体及びそれに伴う土砂移動」資料集. 249p.
- 濃飛流紋岩団体研究グループ(1973)濃飛岩体東縁部における流紋岩類の層序と形成史. 地球科学, vol. 27, p. 161-179.
- 濃飛流紋岩団体研究グループ(1976)濃飛岩体西部地域の流紋岩類—特に陥没運動と火山活動のステーションについて. 地球科学, vol. 30, p. 193-205.
- 野田勢次郎(1910)木曾御料地地質調査概報. 地質調査所報告, no. 23, p. 1-28.
- 野田勢次郎(1912)20万分の1地質図幅「木曾」及び同説明書. 地質調査所, 90p.
- 松田時彦・有山智雄(1985a)1984年長野県西部地震に伴う御岳山の岩屑堆積物とくに“岩屑しぶき”について. 地震研究所彙報, vol. 60, p. 281-316.
- 松田時彦・有山智雄(1985b)長野県西部地震に伴う御岳山の岩屑流堆積物—とくに伝上川中流域と王滝川合流部付近—, 1984年長野県西部地震の地震及び災害の総合調査, 昭和60年度文部省科学研究費, 自然災害特別研究突発災害研究 207~215
- 松本盆地研木曾谷グループ(1986)御岳山南麓伝上川ぞいの地質と斜面崩壊. 地質学論集, no. 28, p. 177-188.
- 松本盆地研木曾谷サブグループ(1985)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, vol. 39, p. 89-104.
- 松本盆地研団体研究グループ(1972)松本盆地の第四紀地質の概観. 地質学論集, no. 7, p. 261-270.
- 町田 洋・新井房夫(1976)広域に分布する火山灰始良Tn火山灰の発見とその意義—, 科学, vol. 46, p. 339-347.
- 町田 洋・新井房夫(1978)南九州鬼界カルテラから噴出した広域テフラアカホヤ火山灰. 第四紀研究, vol. 17, p. 143-163.
- 町田 洋・新井房夫(1979)大山倉吉軽石層分布の広域性と第四紀編年上の意義. 地学雑誌, vol. 88, p. 313-330.
- 三井金属鉱業株式会社・中部電力株式会社(1983)御岳山地域地熱調査重力探査報告書.
- 三村弘二(1985)八ヶ岳韮崎岩屑流. 月刊「地球」, vol. 73, p. 379-384.
- 水山高久・原 義文(1991)御岳崩れに伴う土砂動態, 土木研究所報告 第182号, 195~206
- 守屋以智雄(1985)1984年御岳南腹の巨大崩壊と岩屑流. 月刊「地球」vol. 7, p. 369-373.
- 諸橋 毅・坂野昇平・山崎正男(1972)斜長石の累帯構造からみた濃飛流紋岩の噴出機構. 日本地質学会第79年学術大会講演要旨, p. 113.
- 原山 智(1979)中部地方における白亜紀酸性火山岩類の苦鉄質鉱物の化学組成の特徴. MAGUMA, no. no. 56, p. 23-29.

- 平野昌繁・石井孝行・藤田 崇・奥田節夫(1985)1984 年長野県王滝村崩壊災害にみられる地形・地質特性. 京都大学防災研究所年報, no. 28-B 1p. 519-532.
- 平林順一・小坂丈予・小沢竹二郎(1984)木曾御岳火山 1979 年噴火後の活動状況と地球化学的研究. 文部省科学研究費自然災害特別研先成果報告書「火山ガス測定による噴火予測に関する基礎研究」, p. 86-96.
- 藤井登美夫(1976)御岳火山木曾川泥流堆積物の産状とその流下・堆積様式. 愛知教育大学地理学報告, no. 45, p. 114-120.
- 藤田和夫・太田陽子(1977)第四紀地殻変動. 日本第四紀学会編「日本の第四紀研究」, p. 127-152.
- 藤田光一・久保田哲也・本田孝夫・原義文(1991)河川・砂防の被害と対策, 土木研究所報告 第 182 号, 207~222
- 藤本治義・鹿沼茂三郎・猪郷久義(1962)飛騨山地の上部古生界について. 藤本治義編「飛騨山地の地質研究」, 飛騨山地の地質研究会, p. 44-70.
- 星住英夫(1985)岩片が打ち込まれた樹幹と 1984 年濁川岩屑流. 地質ニュース, no. 368, 口絵及び表紙.
- 山田直利・河田清雄・白波瀬輝夫(1982)大規模火砕流の発生と定置濃飛流紋岩を例として-. 地質ニュース, no. 337, p. 164-165.
- 脇坂安彦(1991)地形と地質, 土木研究所報告 第 182 号, 135~146

6.文献集(主に土砂移動に関する学術論文)

	文献集ページ
6-1. 酒井潤一(1985);昭和59年長野県西部地震による斜面崩壊,1984年長野県西部地震の地震及び災害の総合調査,昭和60年度文部省科学研究費,自然災害特別研究突発災害研究 165~178	1
6-2. 斎藤豊,川上浩,福田博好,篠原興弥(1985);長野県西部地震に伴う斜面崩壊のメカニズムと軽石層の土性,1984年長野県西部地震の地震及び災害の総合調査,昭和60年度文部省科学研究費,自然災害特別研究突発災害研究 179~186	15
6-3. 奥田節夫,奥西一夫,吉岡龍馬,諏訪活,横山康二(1985);崩壊土石の流動状況の復元と流動形態に関する考察,1984年長野県西部地震の地震及び災害の総合調査,昭和60年度文部省科学研究費,自然災害特別研究突発災害研究 187~198	23
6-4. 芦田和男,江頭進治(1985);御岳崩れにおける崩土の挙動,1984年長野県西部地震の地震及び災害の総合調査,昭和60年度文部省科学研究費,自然災害特別研究突発災害研究 199~205	35
6-5. 松田時彦,有山智雄(1985);長野県西部地震に伴う御岳山の岩屑流堆積物一とくに伝上川中流域と王滝川合流部付近一,1984年長野県西部地震の地震及び災害の総合調査,昭和60年度文部省科学研究費,自然災害特別研究突発災害研究 207~215	42
6-6. 河村三郎(1985);長野県西部地震に伴う土砂災害,1984年長野県西部地震の地震及び災害の総合調査,昭和60年度文部省科学研究費,自然災害特別研究突発災害研究 217~223	51
6-7. 栗原徹郎(1991);地震被害の概要,土木研究所報告 第182号,127~134	58
6-8. 脇坂安彦(1991);地形と地質,土木研究所報告 第182号,135~146	65
6-9. 谷口栄一,仲野公章,本田孝夫,三井宏人,久保田哲也,脇坂安彦,栗原徹郎(1991);斜面崩壊,土木研究所報告 第182号,147~194	76
6-10. 水山高久,原義文(1991);御岳崩れに伴う土砂動態,土木研究所報告 第182号,195~206	123
6-11. 藤田光一,久保田哲也,本田孝夫,原義文(1991);河川・砂防の被害と対策,土木研究所報告 第182号,207~222	134
6-12. 長岡正利(1987);1984年御嶽くずれの地形特性と発生条件,地形,vol 8,no. 2,95~112	149

4.2.2 昭和59年長野県西部地震による斜面崩壊

信州大学理学部地質学教室 酒井潤一

1 はじめに

昭和59年長野県西部地震による被害の特徴は、大規模な斜面崩壊とそれに伴う土石流によるものが甚大であった点にある。本報告書の「本曾御岳山南麓の地質」でも述べられているように、大規模な斜面崩壊の発生は、御岳火山の地史ときわめて深く係わっていた。本報告では、斜面崩壊の原因と伝上川を流下した崩壊土石の流下機構について報告する。本報告の松越と鞍越については、文部省総合調査団の水谷伸治郎・足立守爾氏との協同調査結果にもとづき、伝上川上流部と滝越については、酒井及び信州大学理学部のメンバーによる調査結果にもとづく。

信州大学理学部地質学教室の熊井久雄助教授、小坂共栄講師、公文富士夫助手ならびに院生、研究生、学

生諸氏には、野外調査を共にしていただき、まとめて際して討論していただいた。同教室の藤田敬技官には、製図ならびに写真の焼付でお世話になった。

大洋航空株式会社ならびに株式会社中部カラーからは貴重な写真を提供していただいた。

王滝村災害対策本部、村民各位、王滝堂林署の関係者各位には、野外調査に際して大変お世話になった。

以上の方がたに、厚く感謝の意を表する。

2 崩壊地の地質と崩壊の原因

大規模な斜面崩壊は、次の5ヶ所で発生した。すなわち、伝上川上流部の御岳南斜面(御岳くずれ)、松越、鞍越高原、御岳高原、滝越の5ヶ所である(図1)。

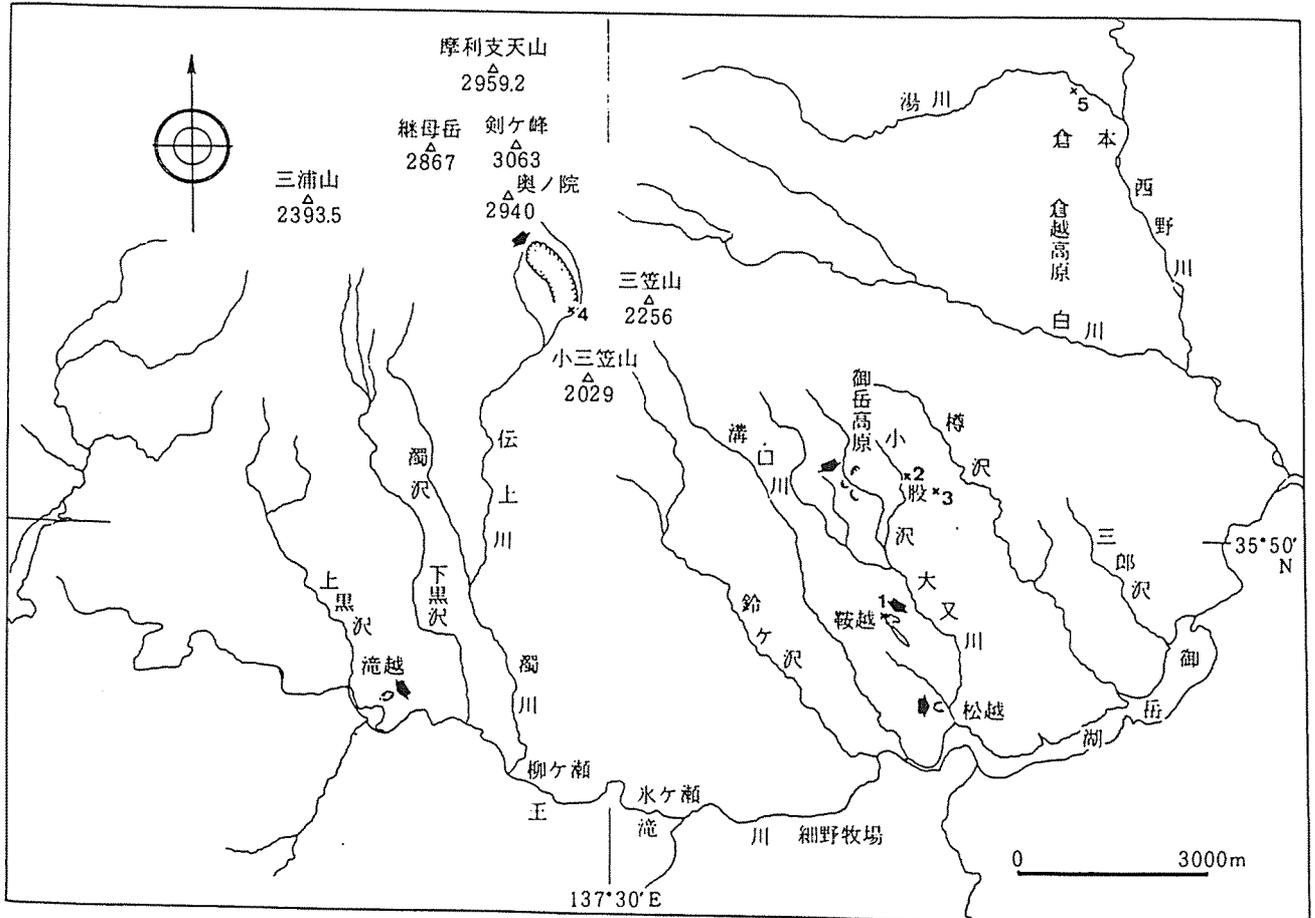


図1 崩壊地位置図。図中の数字は、図6と図10の露頭位置を示す。

2.1 伝上川上流部の御岳南斜面

図2は、伝上川上流部の御岳南斜面における崩壊前と崩壊後の地形図である。崩壊頭部は、奥の院(2,940 m)から南へ延びる平均25°の斜面上の標高2,550 mに位置し、ほぼNWN-SES方向に延びる傾斜30°の尾根が崩壊した。崩壊地は、標高2,550 mから伝上川河床の標高1,900 mまで(写真2)、延長1,380 m、最大幅700 m、面積約0.75 km²の馬蹄形を有し、約3,600万m³(長岡正利, 1984)の土石が流出した。

(1) 崩壊地内の地形

崩壊地は、地形から二つの部分に分けられる(写真3)。一つは、崩壊地頭部からほぼ標高2,000 mまでのN 20°W方向の大きな谷地形であり、もう一つは、これより下流(南側)のほぼ南北方向の小さな谷地形である。前者の谷の下流部(標高2,000 mよりやや上)には、平坦地が形成され、崩壊直後には小さな池が残されていた(9月26日)。後者の谷地形は、小さな馬蹄形を呈し、その頭部は、標高2,050 m付近に位置する(図2)。

上部の谷の東斜面には、無数の“搔痕”様の筋が観察され、その方向はほぼ水平ないし10°前後南に傾斜しているものの、斜面の最大傾斜方向とは明らかに斜

交している(写真2)。

上部の谷の斜面は、厚さ1~2 mの黄褐色軽石層(千本松軽石層)におおわれており(写真4)、埋没していた昔の谷がそのまま現出したことを示している。

崩落崖東側の標高2,200 m~2,050 mの部分から、幅広い赤褐色の被覆帯が、南西方向に次第に高度を減じながら、崩壊底を横切っている。

(2) 崩壊地の地質

崩壊地に露出する地層は、下位より、3層の安山岩溶岩を挟在する砂礫層(王滝累層下部に属する木曾谷層)、王滝累層上部を構成する千本松軽石層、S-Oスコリア層、溶岩と集塊岩の互層からなる伝上川溶岩類、奥の院溶岩類である(図3, 4, 5)。

木曾谷層は、中~大亜角礫よりなる砂礫層で、3層の安山岩溶岩を挟在する。本層は伝上川の標高1,800 mより下流では、ほぼ水平な構造をもち、砂が卓越する岩相となり、Pm-3グループの軽石(酒井・下野, 1972)を挟在する(図3の伝上川13地点)。

千本松軽石層は木曾谷層が浸食された谷地形を風成で不整合におおう。崩壊地内の上部の谷斜面に広く露出するが、層厚の変化が大きく、崩壊地頭部では4 m以上、崩壊地内で1~2 m、伝上川河床では20 cmと

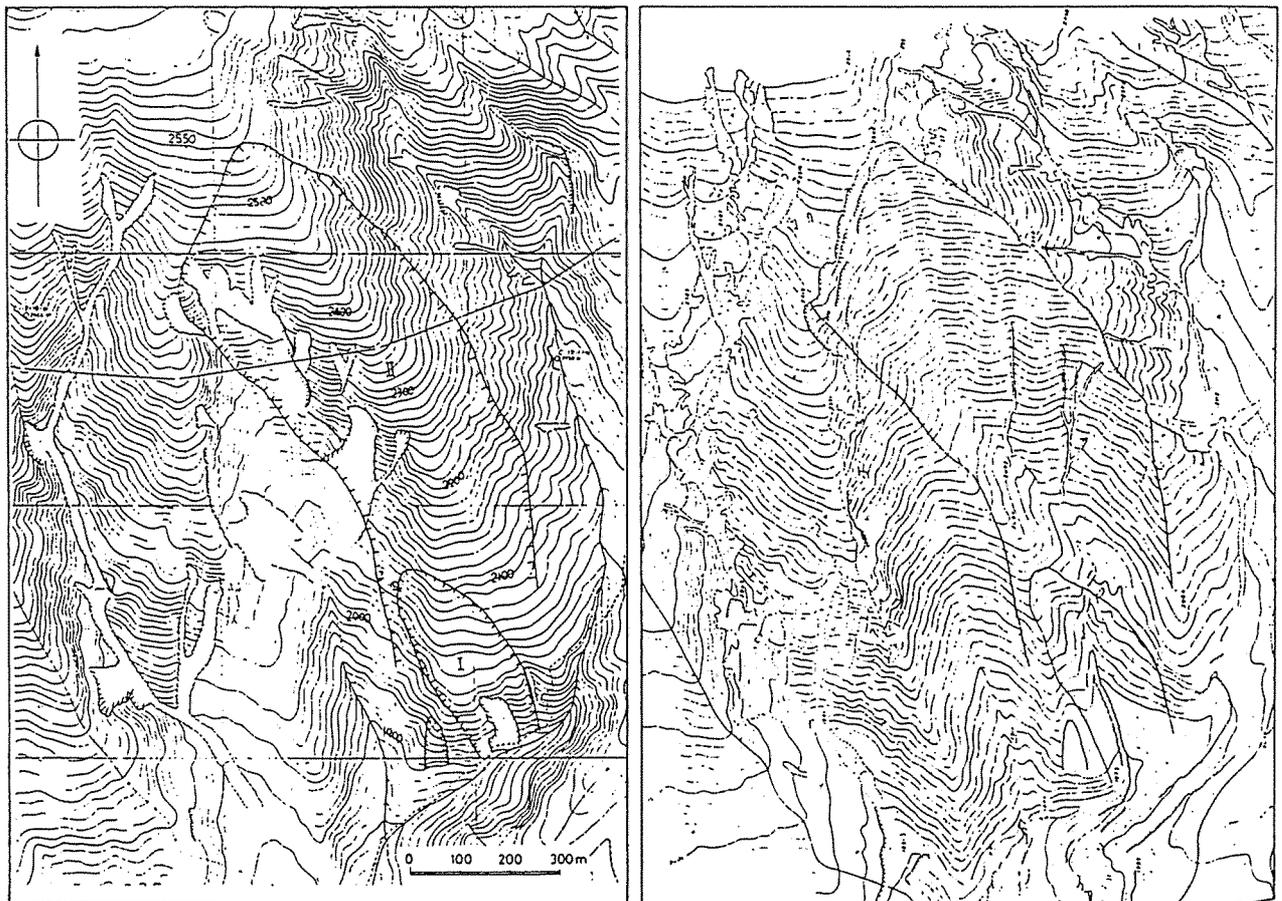


図2 崩壊前(左)と崩壊後(右)の地形(長野営林局の基本図を使用)

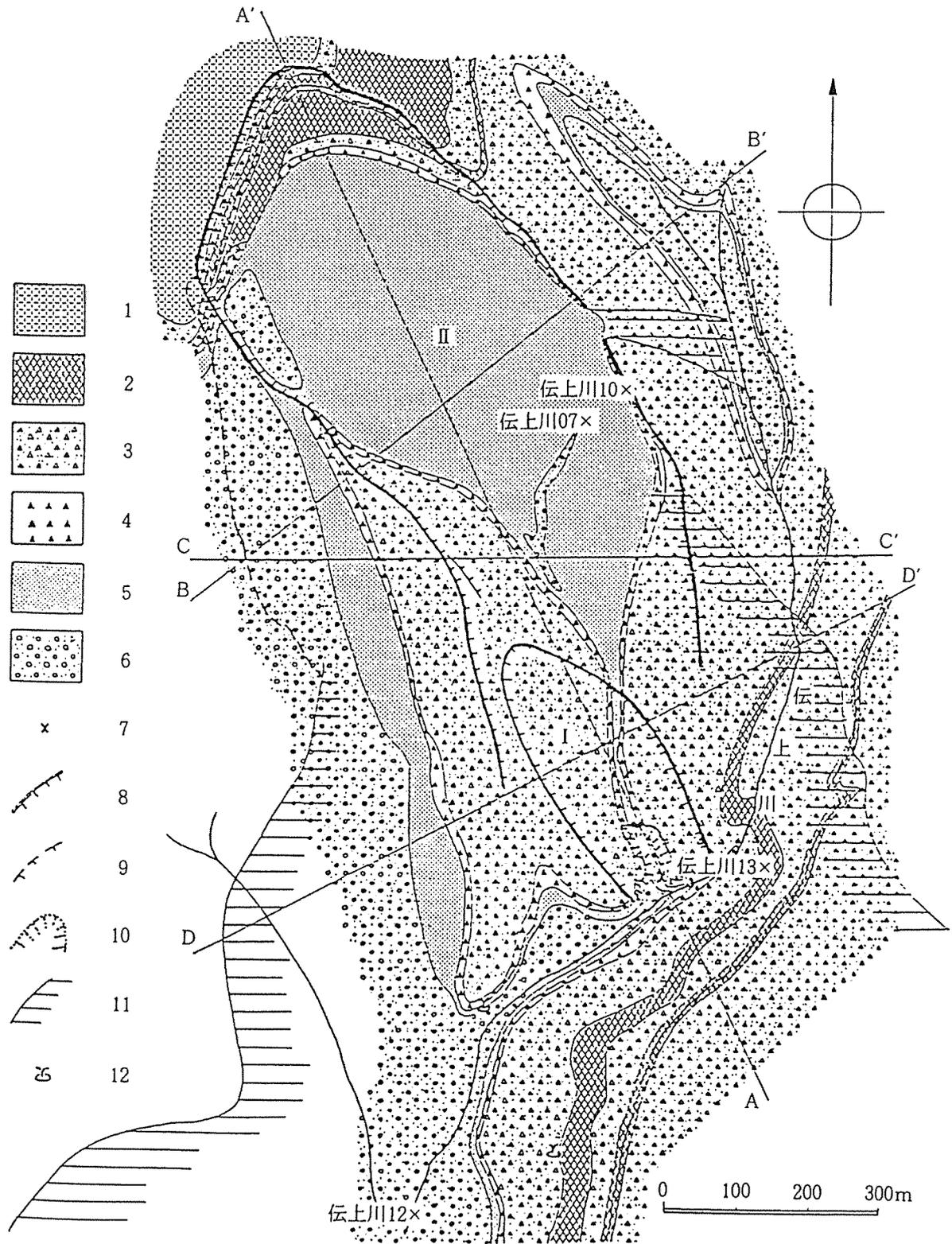


図3 伝上川上流部の崩壊地の地質図(松本盆地団研木曾谷サブグループ, 1985), 1:奥の院溶岩類, 2:伝上川溶岩類(溶岩), 3:伝上川溶岩類(集塊岩), 4:S-Oスコリア層, 5:千本松軽石層, 6:木曾谷層, 7:試料採取地点, 8:今回の崩落崖, 9:旧崩落崖, 10:消失した旧崩落崖, 11:崩壊土石の分布域, 12:湧水, Iは一次崩壊, IIは二次崩壊を示す。

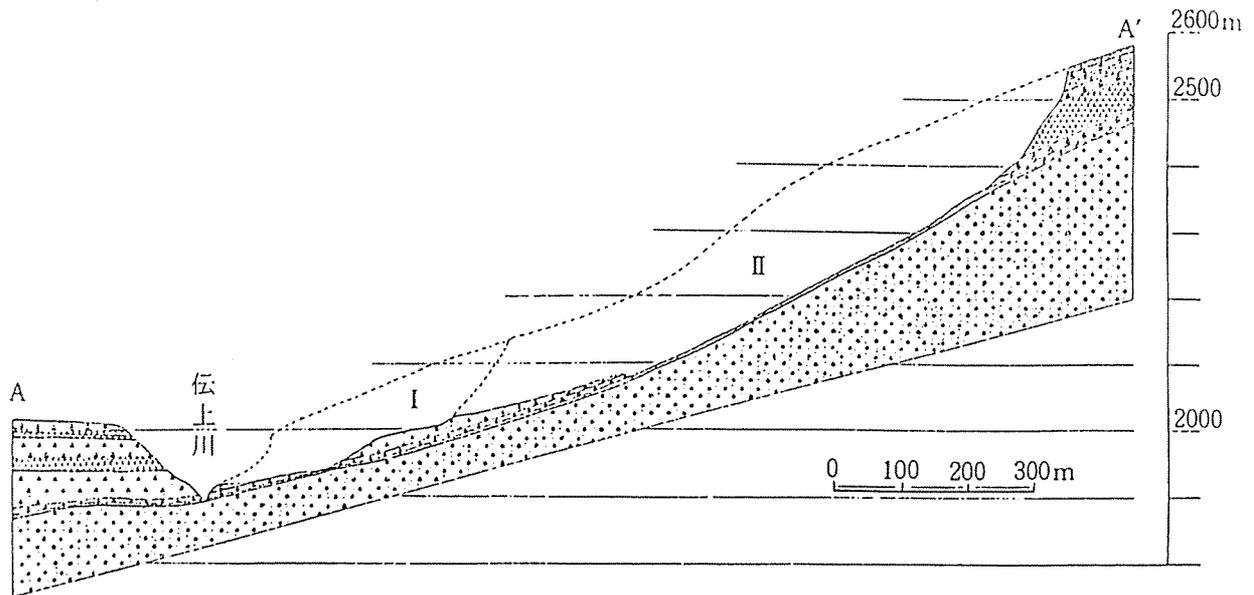


図4 伝上川上流部崩壊地の地質断面図（松本盆地団研木曾谷サブグループ，1985）。凡例は図3と同じ。

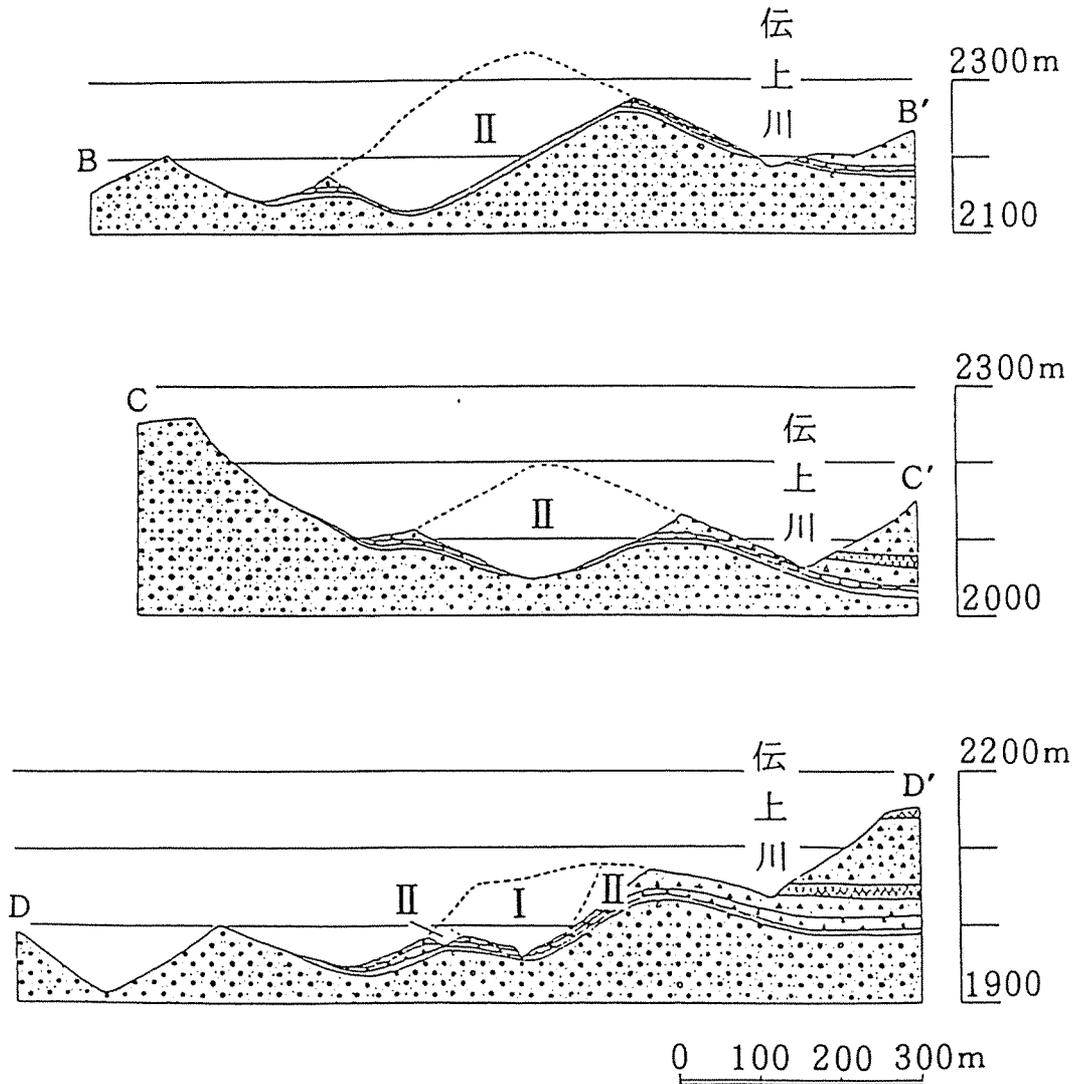


図5 伝上川上流部崩壊地の地質断面図（松本盆地団研木曾谷サブグループ，1985）。凡例は図3と同じ。

急激にうすくなる。本層下部は比較的細粒な火山灰が卓越し、上部にはコブシ大の軽石が多数含まれる。本層には地下水が集中しており、伝上川右岸の標高1,850 m付近では、本層およびその直下の木曾谷層より多量の地下水が湧出している。

S-Oスコリア層は、千本松軽石層の直上に、風成で整合に重なる。本層はスコリアと粗粒火山灰からなり、全体が鮮やかな赤褐色を呈する。層厚は3～5 mに達する(図6中の4)。

伝上川溶岩類は、複輝石安山岩溶岩と同質の集塊岩層よりなる。本層は、崩壊地頭部から東側の崩壊崖をへて伝上川左岸まで連続して露出するほか、崩壊地内の下部の谷斜面にも露出する。溶岩は崩壊地頭部では6層確認され、そのうちの下部の2層が、伝上川左岸の小三笠山北の台地を構成している。伝上川左岸の崖では、本層最下部の溶岩下底から多量の湧水がみられる(写真6)。

奥の院岩類(松本盆地垣研木曾谷サブグループ, 1985)は、安山岩溶岩と同質の集塊岩の互層からなり、崩壊地頭部の崖の最上部に露出するほか、同所から奥の院にかけての尾根に広く分布する(写真4)。

以上のような地質構造から、崩壊地は、木曾谷層が浸食された谷地形を、不整合で千本松軽石層、S-Oスコリア層がおおい、さらに、伝上川溶岩類、奥の院溶岩類などの王滝累層上部の火山噴出物が埋めて、尾根を形成していたものである。したがって、崩壊後の上

部の谷地形は、王滝累層堆積前の古地形が、そのまま現出したものといえる。

(3) 崩壊の原因

先に述べたように、崩壊地は、その地形より上部の谷と下部の谷に区分され、崩壊が前後2回にわたって発生したことを示している。また、その地形より下部の谷が一次崩壊、上部の大きな谷が二次崩壊によって形成されたものである。

〈一次崩壊〉

一次崩壊の場所は、崩壊前の地形図(図2)でも、伝上川右岸に小規模な崩壊(高さ約100 m, 幅約60 m)がすでに存在しており、旧崩壊地の拡大崩落の形態を示している。また、一次崩壊地底の伝上川に臨む末端は、崩壊前の伝上川河床高度と一致している。

従来から、この旧崩壊地では地下水の湧出が観察されていたこと、地震発生前6日間の降水量が約160 mmに達していたこと(表1)などから、地下水位の上昇により間隙水圧が高まり、伝上川によって斜面裾部を洗掘されていた伝上川右岸が、地震の衝激により、伝上川河床より上の部分が崩壊したものである。崩壊土石は約400万m³と推定される。

地下水位が、当時、伝上川河床よりも高かった証拠は、①9月17日午前10時頃撮影の写真(写真5)によれば、伝上川右岸の一次崩壊地斜面の標高2,150 m付近の集塊岩中より、何ヶ所も同じ高さに地下水の湧出跡が並んでいる。また、この時点では、伝上川に多量の流水がみられ、崩壊後に多量の地下水が排水されていたことを示している。しかし、9月26日には、すでに流水はなかった。②二次崩壊地の中尾根にも地下水の湧出跡がみられる(標高2,100 m付近)。③崩壊が生じていない左岸の中腹から、9月26日の時点でも、多量の地下水が湧出していた(写真6)。

このような状況からみて、一次崩壊の土石は、多量の水を含んだ状態にあり、含水比50%としても、約200万m³以上の水を含んでいたものと推定される。

〈二次崩壊〉

一次崩壊の後、ほとんど時間をおくことなく、地震の継続中に、二次崩壊が発生したものと推定される。

二次崩壊の形態は、千本松軽石層中にすべり面が形成された大規模な突発性の地すべりであり、千本松軽石層より上位の地層が巨大なシート状ブロックとして、旧谷地形の方向にそって滑落したものである。このことは、崩壊地内に残された“搔痕”様の筋の方向や小三笠山北の平坦地上を移動中に破碎された岩石の配列方向などからもうらづけられる。

二次崩壊の後には、引き続いて崩落崖の拡大がおこなわれた。その中でも、比較的規模の大きなものは、

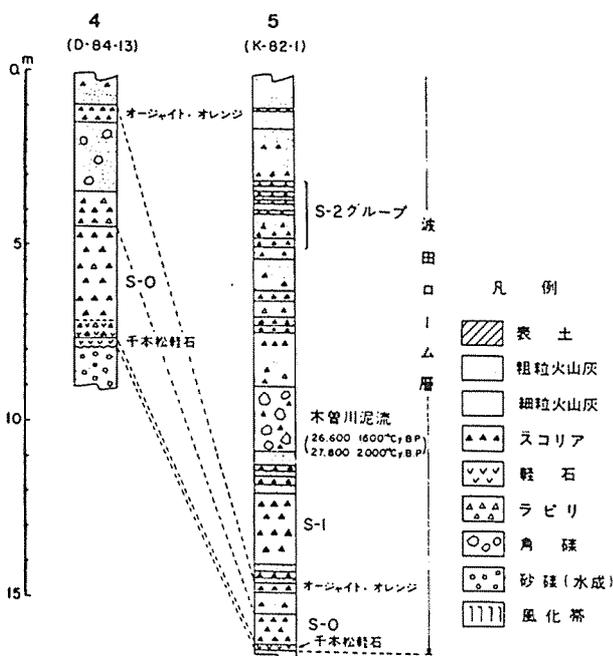


図6 火山灰層柱状図。4: 伝上川上流部の崩壊地末端部(伝上川河床)。図3の伝上川13地点。5: 寒原牧場(御岳山麓における波田ローム層模式地)。

表 I 9月の降水量（日本気象協会長野支部）

地点名	昭和59年9月																		
	松本	東御	小川	信濃	碓氷	千曲	上野原	合川	真田	八ヶ岳	南木	駒川	野川	野山	野山	野山	野山	野山	野山
1																			
2								8		2		4	4				4		
3								6		2		3	2				11	2	1
4		1		1				6		1		7	11				12	10	2
5		5	9	5	6	13	1	14	3	3		4	2				19	1	1
6																			
7																			
8																			
9		6	12	1		6	3	24	6	3		31	16		4	2	2	119	18
10						1		3		1		1	1				10		4
11																			
12																			
13																			
14		18	18	18	6	18	6	25	17	8		22	20		16	7	6	34	31
15			3	7	6	5	16	1	5	12		1	4		5	12	22	5	2
16		3	4	3	4	3	12	3	3	4		12	2		3	3	4	6	5
17																			
18		2	1	2	1	2	1	2	1	1		3	2		1	1	1	10	2
19		7	9	10	5	10	7	8	4	9		9	6		5	5	4	11	6
20		1	1	1	1	1		1	1			2	1				1	2	
21							1										1		4
22		22	7			10	2	24	1	4		7	9				9	13	5
23			3	1		1		2										1	3
24								2											1
25																			
26																			
27																			
28																			
29																			
30																			
日最大	22	18	18	6	18	16	25	17	12	31		20	16		12	22	119	31	11
日最大	22	14	14	15*	14	15	14	14	15	9		14	14		14	15	9	14	14
1時間最大	14	8	6	3	6	6	13	4	2	6		8	6		3	5	12	8	5
日/時	22/20	14/07	14/05	5/08	14/07	15/17	22/21	14/06	22/22*	16/14*		4/19	14/06		14/06	22/16*	9/14	30/16*	14/06
(毎)計																			
上旬	12	21	8	6	23	4	61	9	12	47		37	12		5	2	175	31	8
中旬	31	36	41	23	40	43	40	31	35	49		35	30		28	39	70	47	28
下旬	22	10	1	11	11	3	26	1	4	7		9	6		10	14	17	6	8
月計	65	67	50	29	74	50	127	41	51	103		81	48		33	51	259	95	42
(日数)																			
1mm以上	9	10	11	7	14	10	14	9	13	12		13	12		8	10	16	13	12
10mm以上	2	2	2	0	4	2	4	1	1	3		3	1		1	1	9	3	1
30mm以上	0	0	0	0	0	0	0	0	0	1		0	0		0	0	2	1	0

東側崩落崖下部のS-Oスコリアを主体とする地層の崩落である。東側崩落崖の標高2,200m~2,050mの部分から、幅広い赤褐色の被覆帯が、崩落地底を横切って南西方向に延びている。この被覆帯は、崩落地の南西端でも、河床から約50m以上の高度にしか分布しないことから、二次崩壊土石が伝上川を埋めて、流下中に、形成されたことを示している。

二次崩壊は、地震が直接の原因となったが、このほかに、

- ①千本松軽石層の堆積前に、木曾谷層を浸食した急な谷地形が形成されていた。
- ②この急な谷地形を埋めて、風成の千本松軽石層を基底とする厚い王滝累層上部が堆積していた。
- ③この埋没している谷には、上の堆積物をとおして地下水の滲透と集中がおこなわれていた。
- ④千本松軽石層は間隙率の高い堆積物であり、崩壊後の9月26日時点での含水比は、2試料で114.6%と80.2%であった。このことは、地震前には、降雨による地下水位の上昇により、間隙水圧が高まっていたことを示している。これに加えて、千本松軽石層は、一

部で粘土化がすすんでおり、せん断応力が小さくなり、滑り易くなっていたものと推定される。

⑤上に述べたような不安定な状態になっていた尾根は、一次崩壊により斜面裾部の支えを失ない、地震の衝撃で滑落したものである。

(4) 崩壊土石の流動メカニズム

伝上川・濁川を流れ下った土石の流れについて、水を潤滑材とする土石流説と高圧の空気を潤滑材とする粉体流・岩屑流説が提唱されている。まず、流下状況を検討してみよう。

a 規模

長さ：約3,600万m³の土石が、伝上川の谷をいっばいに埋めて流れると、その長さは約2,500mとなる。

速さ：崩壊地の河床から王滝川・濁川の合流点までは約8kmである。目撃者談(栗田泰夫・ほか, 1984)によれば、土石はこの間を約7分間で流下したことになり、70km/時(19m/秒)となる。この速度は、標準的な土石流のそれを示している。

b 流下状況

小三笠山北の平坦地(写真1)、伝上川と濁川間の尾

根上(写真9)、伝上大滝左岸(写真9)など流路の攻撃斜面の3ヶ所に、土石の溢流跡が残されている。これらの場所では、溢流した土石が移動中に破碎され、同一種類の岩石が配列した縞模様をつくっている。この縞模様は、次の溢流による別の縞模様によって切られたり、おおわれたりしている(写真9)。また、伝上大滝左岸の縞模様は、本流に対して直角方向にのびているものがあり、比較的穏やかに溢流したことを示している。

伝上川河床は、土石の流下後、激しく下刻されており、深さ10m前後の谷中谷が形成されている。河床の堆積物は、暗色の色調を帯び、水の影響を強く受けたことを示している。

崩壊地から王滝川との合流点までの約8kmの間、谷壁は高さ100m前後まで、樹木及び表土は削りとられ、赤褐色の泥濁化した泥の被覆が一面に付着している(写真10)。なお、この間で流出したおもにヒノキからなる樹木は10万本以上と推定されるが、王滝川に堆積した土石の表面には、その数に相当する流木は見あたらない。

伝上川と濁川ぞいの谷壁上部に残された樹木には、土煙による汚染はほとんど見られない。上に述べた3ヶ所の溢流部では、比較的顕著な樹木の汚染が観察された。

c 崩壊土石中の水

崩壊土石中の水及び王滝川との合流点まで流下する間に獲得する水の量は、表2のように推定される。

一次崩壊土石(約400万 m^3)は、先に述べたように、崩壊前から多量の地下水を含んでいた。

二次崩壊土石は、溶岩と集塊岩よりなるので、平均の含水比を4%と推定しているが、実際は、もっと多かったものと思われる。その理由は、二次崩壊地底にも、崩壊直後に地下水の湧出跡が残されていることによる。

表2 崩壊土石中の水の量

1次崩壊土石	200万 m^3
2次崩壊土石	320万 $m^3 + \alpha$
谷壁表土	120万 m^3
河床堆積物	120万 m^3
表流水・湧水	10万 $m^3 + \alpha$
合計	770万 m^3

流水途中で獲得する水の量は、合計で250万 m^3 となる。これも、もっと多かったものと考えられる。なぜなら、流下直後の写真では、とくに、伝上川ぞいの両谷壁には、地下水湧水跡が多数残されているからである。

王滝川に流入する時点で、土石中の水は合計で770万 $m^3 + \alpha$ となり、土石全体が十分に水を含んだ状態で流下するには不足している。

d 流下のメカニズム

bで述べた状況からして、空気を潤滑材とする粉体流、岩屑流説は、この際問題にならない。

770万 $m^3 + \alpha$ の水で、約3,600万 m^3 の土石がどのように流下したのか、結論は次のとおりである。

図7は、流下途中における土石の模式的な横断面を示している。土石は上下2層に分かれ、下部層は水を十分に含んだ一次崩壊土石であり、上部層は水が少なく、“乾いた”状態の二次崩壊土石である。上部層には、成層したままの地層が大きなブロックで含まれる。このような土石の流れは、伝上川の谷をいっぱい埋めて、約2,500mの長さを有していた。

崩壊地点では、まず、伝上川の谷を埋めた一次崩壊土石の上に、引き続き二次崩壊土石が激突し、その上をおった。その衝撃で、水を十分に含んだ一次崩壊土石が潤滑材となり、土石全体が伝上川にそって流下し始めたものである。

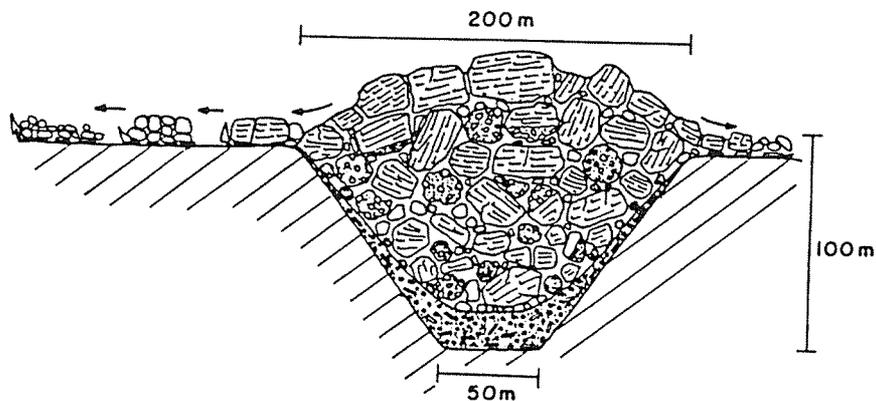


図7 伝上川を流下する土石の模式横断面

小三笠山北の平坦地、伝上川・濁川間の尾根、伝上大滝左岸の平坦地では、二次崩壊土石の一部が溢れ出した。その土石は、地表面を滑って移動する際に、ブロックが破碎され移動方向に同一種類の岩石が配列し、縞模様を形成した。長さ2,500 mの土石が通過中に、溢流は何回も生じたので、先に形成された縞模様が切られたり、おおわれたりするの当然である。そして、このような土石の溢流がありブロックが破碎された場所の樹木のみが、土煙による著しい汚染を受けたのである。

土石の流下中に、下部層と上部層の混合は大規模には起こらなかった。その根拠の一つは、土石にまき込まれた伝上川ぞいの10万本以上に達する樹木が、土石の表面にあまり多数出ていないことである。樹木は、下部層に取り込まれたまま、王滝川に堆積しているものと推定される。

土石は、流下中に水を取り込み、下部層は次第に厚くなり、王滝川を流下する頃には、上部層に水が滲透し、2層構造はかなり不鮮明になった可能性が高い。しかし、上部層全体には、水はゆきわたらず、“乾いた流れ山”が多数残された。

このように土石の流れは、最初から最後まで水を潤滑材としており、基本的には土石流である。しかし、全体に水を含んだ通常の土石流と区別する意味で、水を含んだ下部層と乾いた上部層の2層構造をもつ土石流を、“伝上川型土石流”と呼ぶことを提唱する。

2.2 松越地区

松越地区での崩壊は、大又川と王滝川の合流点から約300 m大又川上流右岸の河岸段丘で発生した。この河岸段丘は、大又川からの比高約80 mの平坦面で、御岳山への村道が通り、人家が並んでいる。崩壊前にも、

今回の崩壊地南側に、小規模な崩壊があり、地層の断面が露出していた。

崩壊地は、新大又橋の北西約200 mに頭部をもつ、東に開いた馬蹄形を呈する。崩壊土石は約29万 m³と推定される。崩壊地底には、一部に、基盤岩をなす中生界が露出し、中央で尾根状の高まりを形成しているため、崩壊地は南北二つのブロックに分けられる(図8)。二つのブロックの崩壊地底には、それぞれ、地下水の湧出が続いている(10月29日現在)。

基盤岩上には、不整合で木曾谷層がアバットする。木曾谷層は火山灰質な中粒砂よりなり、下部に2層の軽石流堆積物を挟在する。木曾谷層の分布上限より高所では、Pm-3 A, Pm-3 Bの両軽石層は、風成となり基盤岩の斜面を傾いておおい、その上に不整合で、砂礫層よりなる上部滝越湖成層がアバットして、河岸段丘を構成している。上部滝越湖成層は、厚さ数 mの波田ローム層におおわれ、同ローム層は、下位より、千本松軽石層、S-Oスコリア層、S-1スコリア層を挟在する(図8, 9)。

Pm-3 A 軽石層と Pm-3 B 軽石層は、ともに風化・粘土化が著しく、崩壊は、おもに Pm-3 B 軽石層(厚い所では50 cmをこえる)の上面付近を滑り面として発生した。

松越における崩壊の原因は、木曾谷層堆積前に、基盤岩に谷地形が形成されており、この谷地形をおおって Pm-3 A, Pm-3 B の両軽石層が傾いて堆積し、この上に段丘堆積物が谷地形を埋めていたことによる。加えて後背地からの地下水は、この谷地形にそって集中し、粘土化の進んだ Pm-3 A, Pm-3 B 軽石層の含水比は恒常的に高く、きわめて滑り易い状態にあった。

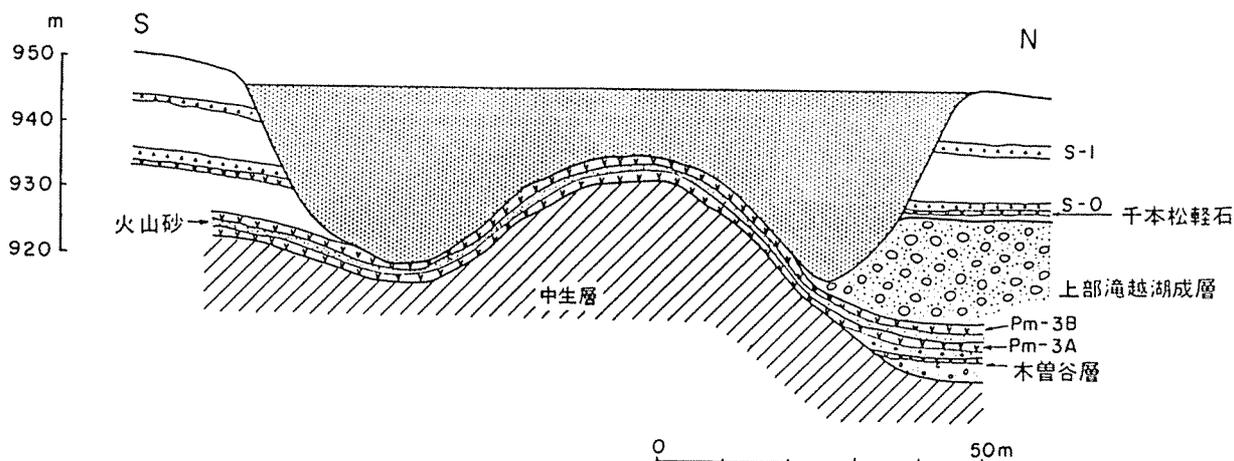


図8 松越の崩壊地における模式横断面図

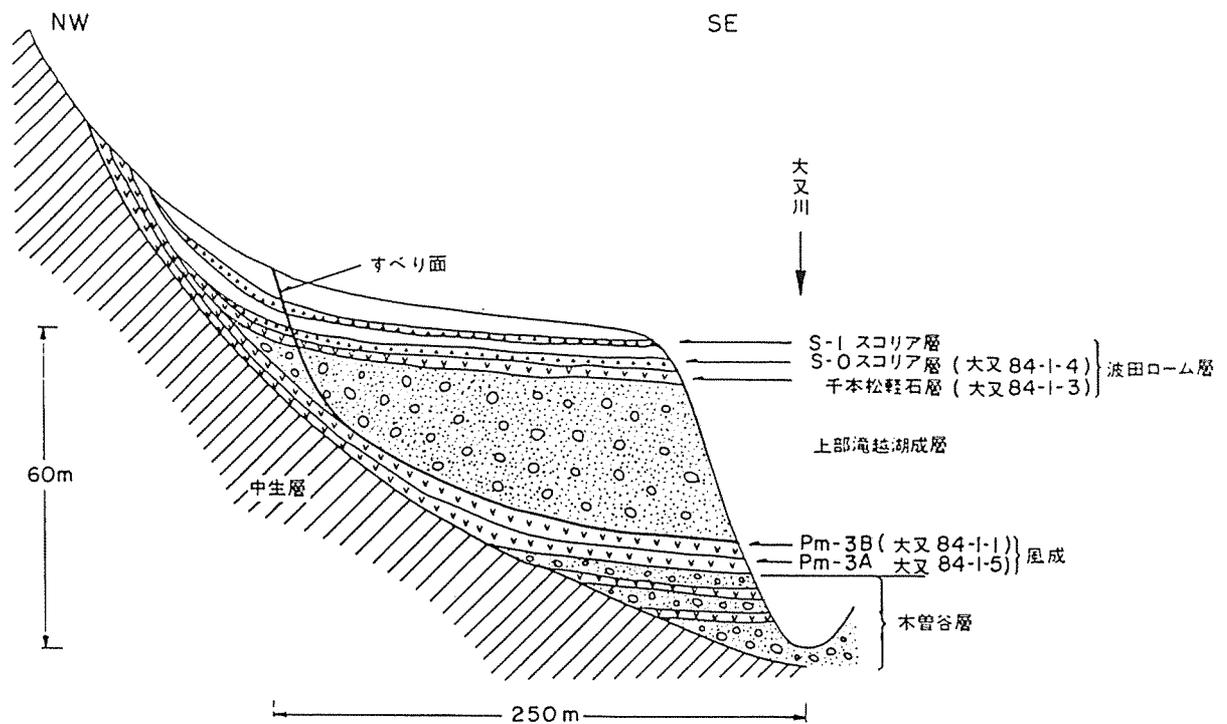


図9 松越の崩壊地における模式縦断面図（松本盆地研木曾谷サブグループ，1985）。

2.3 鞍越高原・御岳高原

鞍越高原（図1）は、中部更新統の樽沢累層にぞくする倉越原溶岩（表3）がつくる台地であり、厚さ10m前後の火山灰層におおわれる。崩壊は、この台地上の、幅広い緩かな（5°前後）尾根上の火山灰層中で発生し、長さ（尾根の延長方向）約40m、幅約30m、深さ数mにわたり、両側の沢に泥流を流下させた。

崩壊地における火山灰層は、下位より小坂田ローム層と波田ローム層に区分され（図10の1）、小坂田ローム層のPm-2B軽石層の層準が最下部に露出する。Pm-2B軽石層の上位には、粘土化が進み、水の多い青灰色火山砂層があり（数回手でにぎると泥濘化して、水がしたたる）、同様に著しく粘土化したPm-3A軽石層を挟在する。粘土化は、この上位のPm-3B軽石層までが著しく、それより上位の軽石層や火山灰は、あまり粘土化していない。

まわりよりも数m低くなった崩壊地内には、表土や表土をつけたままの立木が散乱しており（写真15）、崩壊地に近い泥流中には直径1mをこえる軽石や火山灰のブロックが多数含まれている。また、泥流中の軽石ブロックは、地表面に近い層準のものではなく、地下数mの深さのものが多い。

以上のことから、鞍越における火山灰層の崩壊は、地震により、水を含み粘土化したPm-3A、Pm-3B

などの軽石層とその上下の火山砂層が、流動しやすい状態となり、地表に近い上位の地層を残したまま、水平方向に、とび出すように滑り、空洞化した場所が陥没したものである。南側に向って、とび出した土石の量が多い。

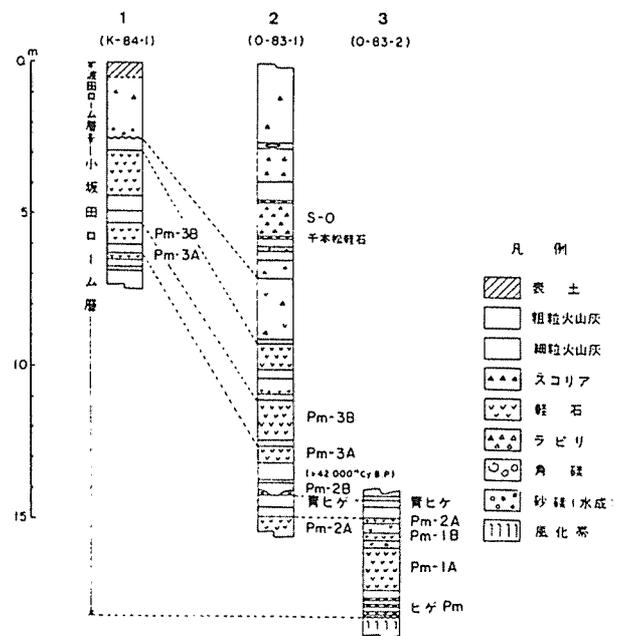


図10 火山灰層柱状図。1：鞍越の崩壊地，2と3：御岳高原

表3 御岳火山南麓の層序 (松本盆地研木曾谷サブグループ, 1985)

時代	地層名	層厚 (m)	火山灰層	¹⁴ C年代(¹⁴ Cy.B.P.)・ 自然残留磁化方位	滑り面の層型				
完新世	沖積層								
第 更 期	後 王	奥ノ院溶岩類	20	波 出 ロ ー ム 層 - ガラス質火山灰 - S-2スコリア (スコラビ)					
		滝 越 湖 部	伝上川溶岩類	100	100	- <木曾川泥流> - S-1スコリア - オージェイト・オレンジ	26,600 ± 1600 27,800 ± 2000	滝越 (湖成層)	
	木曾谷層		100		- S-0スコリア - 干本松軽石 - Pm-3グループ	35,700 ± 1400		伝上川大崩壊(干本松軽石層)	
	累 成 層	下 部			- Pm-3C - Pm-3B - Pm-3A	> 42,000	松越(Pm-3B軽石層)		
					- Pm-2B - Pm-2A - Pm-1A - ヒゲバミ(Pm-1')		鞍越 (Pm-3A軽石層と 上・下の火山砂層)		
	四 新 世	中 沢	滝越溶岩層	140			N		
			三笠山溶岩類	140			N		
			上小谷層	40	- ヒネクロ			N	
			倉越原溶岩層	140					
			小切谷溶岩類	80					
三浦層			60						
樽 層				210	- クリスタルアッシュ - ho-黄バミII - ho-黄バミI				
累 成 層		樽 沢 溶 岩 層	5				N		
		土浦沢溶岩層	10						
期		鈴 ヶ 沢 累 層	鈴ヶ沢層	150	- 黄バミ		N		
	下黒沢玄武岩層		35				N		
	三郎沢泥流	60							
前 期	上野玄武岩	150			R				
先 第 四 紀	貫入岩類								
	濃飛流紋岩類								
	中・古生層								

この崩壊にも、粘土化した軽石層と地下水の関与が大きい。また、地形的にも都市部でも発生し得る崩壊といえる。

なお、本崩壊地内で、小坂田ローム層を切り、地表面を切っていない小断層が見られた。ほぼ、N 70°E, 70°Sである。

御岳高原(図1)は、鞍越高原と同様に、中部更新統にぞくする倉越原溶岩と三笠山溶岩類がつくる台地であり、ゆるやかに起伏する。台地上には、小坂田ローム層と波田ローム層がおおい、厚いところでは15mをこえる(図10のところ)。

斜面崩壊は3ヶ所で発生し、いずれも道路ぞい(道路より上)の火山灰層が崩壊した。崩壊地には、小坂田ローム層のPm-1 A 軽石層が露出し、本軽石層が滑り面となっている。Pm-1 A 軽石層は、厚さ1~2mに達し(図10のところ)、著しく風化・粘土化がすすんでいる。

2.4 滝越

滝越(図1)では濃飛流絞岩類および中部更新統の樽沢累層が浸食された幅広い谷に、上部更新統にぞくする滝越湖成層が堆積し、湖岸段丘を形成している。

滝越湖成層は、木曾谷層に対比される下部滝越湖成

層と波田ローム層に対比される上部滝越湖成層よりなる。両層は、ともにシルトと細粒砂の互層からなり、砂礫層を挟在する。下部滝越湖成層はPm-3グループの軽石を含み、上部滝越湖層はS-1スコリア層と伝上川溶岩類にぞくする一層の安山岩溶岩を挟在する。

崩壊は、滝越東方の標高1,210mの湖岸段丘で発生した(写真16)。崩壊地底には、上部滝越成層にぞくするシルト層が露出し、この上位の伝上川溶岩と砂礫層が崩壊した。不透水層であるシルト層上面が滑り面となったものと推定される。

3 斜面崩壊のまとめ

昭和59年長野県西部地震による大規模な斜面崩壊は、いずれも上部更新統の中で発生した(表3)。このことは、斜面崩壊の発生が、御岳火山の地史ときわめて密接な関係をもつものであることを示している。

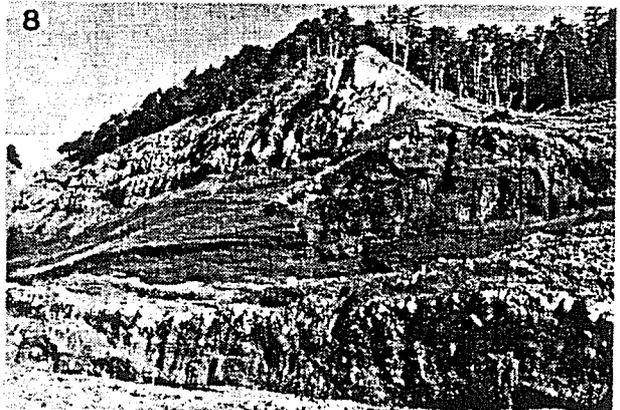
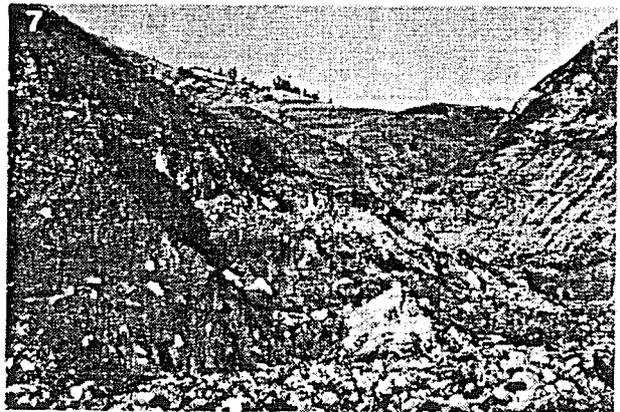
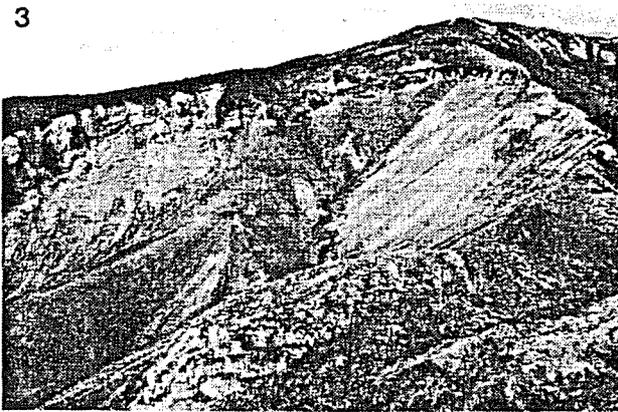
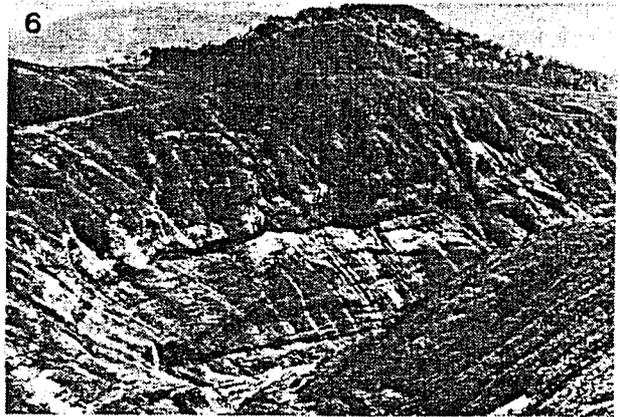
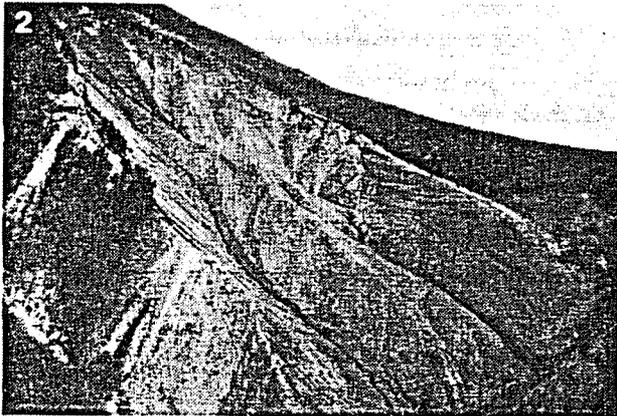
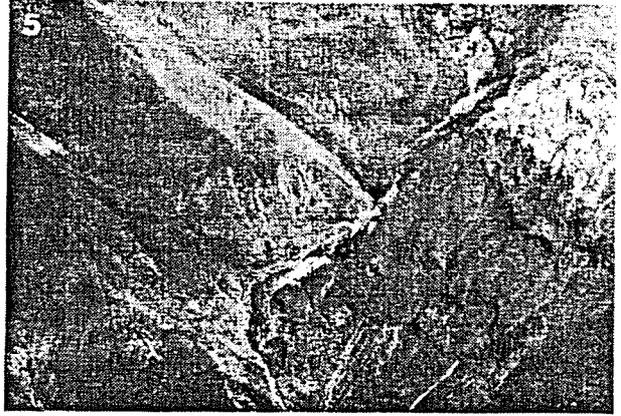
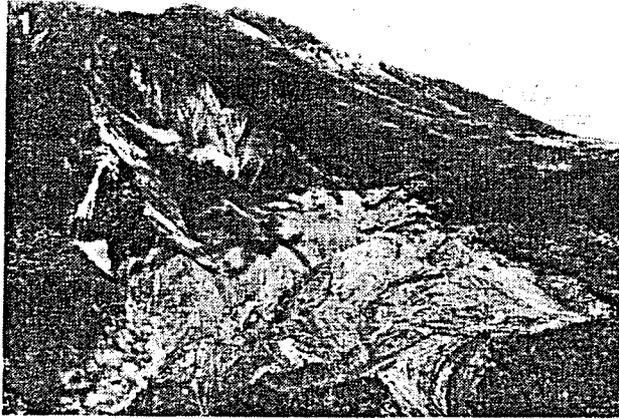
伝上川上流部の御岳南斜面と松越では、

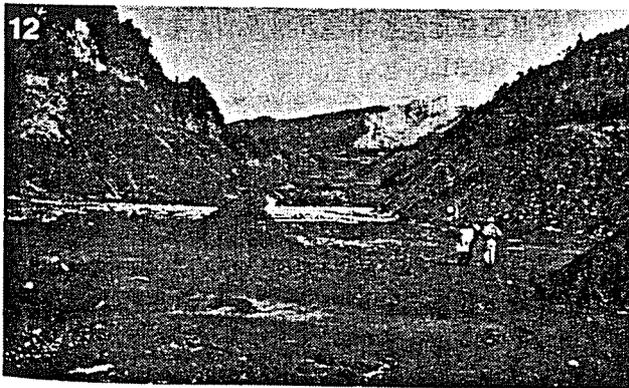
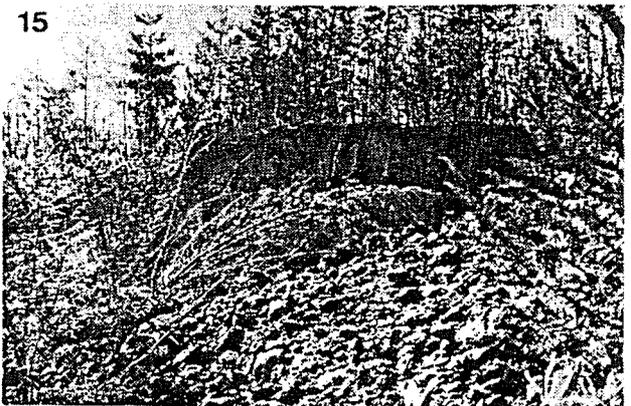
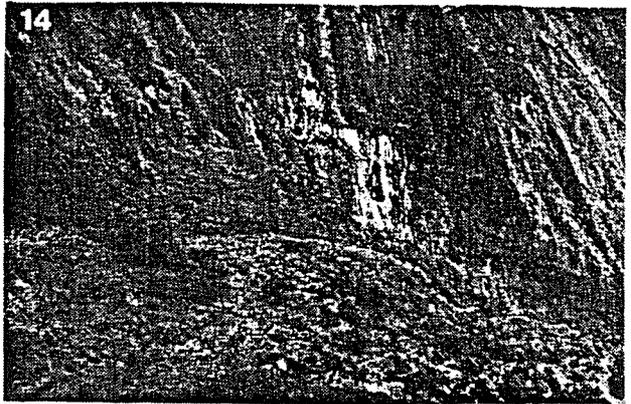
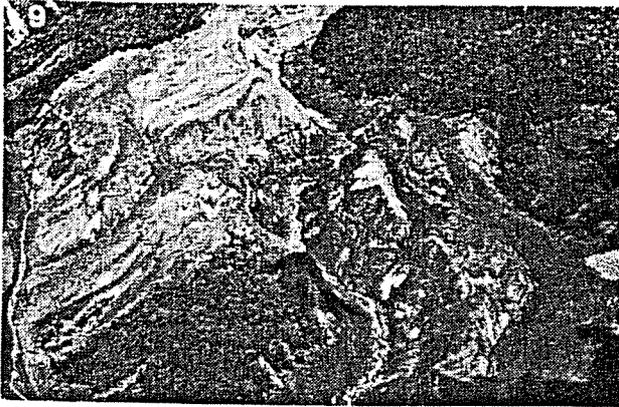
(1) 中部更新統堆積後の長い浸食期に、山体に深い谷地形が形成された。

(2) この谷地形を、軽石層やスコリア層が風成でおおい、その上に、傾いて溶岩や未固結の火山砕屑物が厚く堆積している。しかも軽石やスコリアは風化・粘土化がすすみ、滑り易くなっている。

表4 斜面崩壊のまとめ

崩壊場所	御岳南斜面 (伝上川)	松越	鞍越	御岳高原	滝越
崩壊前の地形	急な尾根	河岸段丘	緩い尾根	緩斜面	湖岸段丘
崩壊した地層	溶岩・集塊岩・降下スコリア層	段丘礫層・火山灰層 (風成)	火山灰層 (風成)	火山灰層 (風成)	溶岩・砂礫層
崩壊の特徴	I次・II次の2回崩壊、 II次崩壊頭部は傾斜変換線	I次・II次の2回崩壊			
滑り面	I次: 集塊岩層 II次: 千本松軽石層 (風成) 含水比, 80.2% 114.6%	Pm-3 B 軽石層 (風成)	Pm-3 A 軽石層と 上下の火山砂層 (ともに風成)	Pm-1 A 軽石層 (風成)	シルト層 (滝越湖成層)
滑り面下底の地形	II次: 旧谷地形	I・II次共に旧谷地形			
崩壊に対する地下水の関与	I次: 特に大 II次: 大	大 (現在も地下水湧出)	大	大	大
斜面掘部の洗掘	顕著 (伝上川)	有 (大又川)	有 (尾根の両側は谷)	有 (道路による崖)	有
崩壊土石の量	I次: 400万m ³ II次: 2,600万m ³	29万m ³	0.15万m ³	?	?
崩壊土石の挙動	土石流 (速さ19m/s)	土石流	泥流	泥流	土石流





- 写真1 伝上川上流部の崩壊地全景。中央より右は小三笠山北の平坦地における溢流土石の縞模様（9月17日，大洋航空・中部カラー提供）。
- 写真2 同崩壊地全景。左上が標高2550m，右下が同1900m。
- 写真3 小三笠山北からみた崩壊地。左側の小さい谷が一次崩壊地，中央の大きな谷が二次崩壊地。
- 写真4 崩壊頭部。中央から左の斜面は千本松軽石層でおおわれる。
- 写真5 中央は伝上川。その左斜面に地下水湧出跡が並ぶ（9月17日午前10時撮影，大洋航空・中部カラー提供）。
- 写真6 中央上が小三笠山。伝上川左岸の溶岩直下より地下水が湧出中（9月26日）。
- 写真7 崩壊よりやや下流からの崩壊地下半部（中央上）。
- 写真8 崩壊地より約2km下流の伝上川左岸。中央左から右へ土石流がつけた筋あり。
- 写真9 伝上川・濁川間の尾根（左側）と伝上大滝左岸（右側）の土石溢流跡（9月17日，大洋航空・中部カラー提供）。
- 写真10 伝上大滝よりやや下流の伝上川右岸，泥の被覆顕著。崖の高さ約100m（10月22日）
- 写真11 伝上川・濁川合流点付近の伝上川左岸。
- 写真12 濁川温泉付近の濁川河床。流れ山が見える。
- 写真13 松越における軽石層（人物の頭の上。下がPm-3A，上がPm-3B軽石層）。
- 写真14 松越崩壊地下底。中央はPm-3B軽石層。中央左から右へ湧出した地下水の流れ。
- 写真15 鞍越崩壊地内に散乱する立木。
- 写真16 滝越の崩壊地。

(3) 地下に埋没している谷地形には，後背地から地下水が集る。

(4) 御岳火山の山体には，現在，河川の浸食・下刻がすすみ，山体は崩壊期に入っている。

以上のような要因に，地震前の150mmをこえる降雨が加わり，地震の衝撃によって，斜面崩壊が発生したものである。

鞍越高原，御岳高原，滝越は，伝上川上流部や松越とは多少事情は異なるが，未固結の上部更新統，地下水の関与，軽石層などの滑り面の存在など，共通する点も多い（表4）。

参 考 文 献

- 1) 栗田泰夫・原山 智・遠藤秀典（1984）：1984年長野県西部地震の緊急調査報告，地質ニュース，364号，20-31。
- 2) 松本盆地団研木曾谷サブグループ（1985）：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，39，89-104。
- 3) 長岡正利（1984）：長野県西部地震による災害状況，測量，34，22-26。
- 4) 日本気象協会長野支部（1984）：長野県気象月報，34，9月号，p.23。
- 5) 酒井潤一・下野正博（1972）：松本盆地南部と伊那谷における小坂田ローム層中の浮石層，信州大学理学部紀要，7，123-141。

4.2.3 長野県西部地震に伴う斜面崩壊のメカニズムと軽石層の土性

信州大学教育学部 斎藤 豊
 信州大学工学部 川上 浩
 福田テクニカ㈱ 福田 博好
 篠原地質コンサルタント 篠原 興弥

1 まえがき

今回の地震による死者・行方不明 29 名のすべてが、斜面崩壊またはそれによって生じた土石流による被災である。このことが示すように、地震による被害の主たるものが土砂災害であった。なかでも、伝上川上流の御岳くずれは、まれにみる大崩壊で、その崩壊土砂量は 3360 万 m³ に達している。近年、長野県内及びその近くで発生した土石流と比較してみても、1978 年の妙高 30 万 m³ (死者 13)、1981 年の宇原川 13 万 m³ (死者 10)、1982 年の大岳川 70 万 m³ (死者 0) と、その規模は 2 桁異なっている。しかし、地震によって発生した過去の大崩壊と比較すれば、島原眉山(1792)の 1～5 億 m³、立山蔦崩れ(1858)の 3 億 m³ の例があり、地震による巨大崩壊の一つとみることができる。

2 御岳くずれについて

伝上川上流の大崩壊は、旧崩壊地の東側に隣接する尾根部が、標高 2550 m の所から幅 300 m、厚さ 150 m、長さ 1200 m にわたって崩壊したものである。

以下では、まず、御岳くずれのメカニズムにかかわる崩壊前・後の地形の特徴と崩壊地の地質について述べる。

(1) 崩壊前の地形

図 1 は崩壊前の地形図(長野営林局提供)である。以下では記載の便宜上、この図の中央に位置する伝上川の支谷を A と仮称する。A 谷沿いには、御岳第三期噴出物に属する王滝下部熔岩類が露出している。この熔岩は堅固であるため、崩壊後もこの谷筋の地形は変わっていない。A 谷の源頭部には、層状をなして王滝上部熔岩類が分布するが、この区域には激しい崩落の跡が広く見られる。

空中写真(昭和 52 年撮影、2000 分の 1)の判読から、この崩落地区には、やや顕著に、北西～南東方向に並走する数条の線状構造が認められる。また、この地区

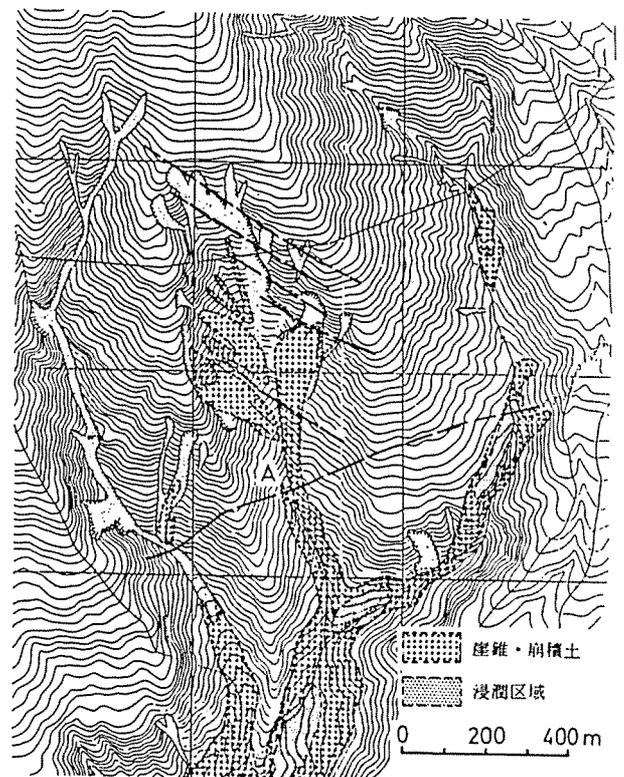


図 1 崩壊前の地形と線状構造

では、その崩落土砂が山腹を大きくおおっている。微弱ながら、A 谷の下流部にみられる東北東にのびる線状構造は、朝日航洋㈱の AERMS による観測結果¹⁾によって認められた異常個所(st.54+8)*を通過する。したがって、この線状構造は断裂であると推定される。

なお、図 1 に崖錐・崩積土として示したもののうち、伝上川沿いに分布するものは、古い土石流堆積物とみられる。これは、空中写真から、地下水に浸潤されているように判断される。

(2) 崩壊後の地形

崩壊前・後の 5000 分の 1 地形図(長野営林局提供)

Y. Saito, H. Kawakami, H. Fukuda and O. Shinohara; Mechanism of the Landslides and Soil Property of the Pumice in the Western Nagano Prefecture Earthquake

*ここでは、自然ガンマ線の²¹⁴Bi/⁴⁰Kが0.444と大きく、²⁰⁸Tl/γは0.01以上となっている。

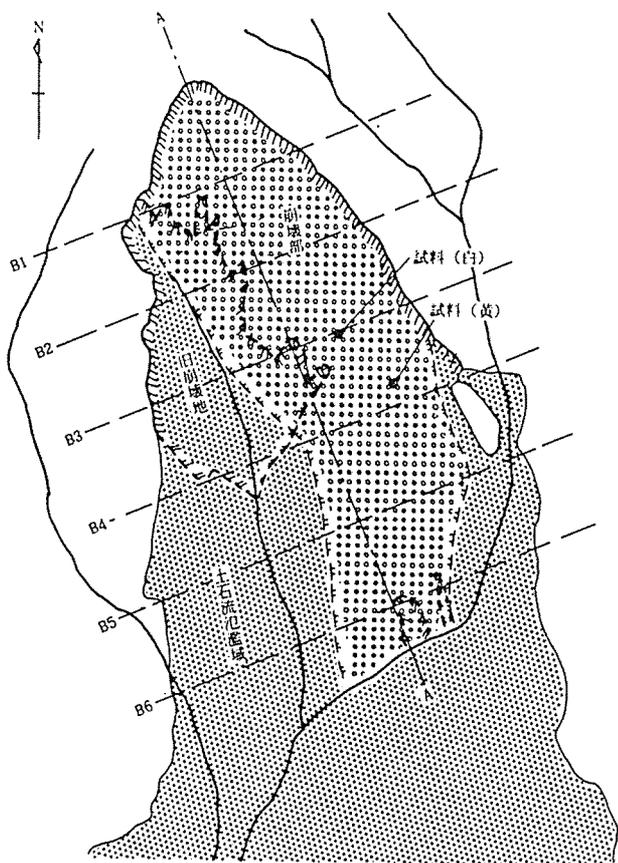


図2 御岳くずれ平面図

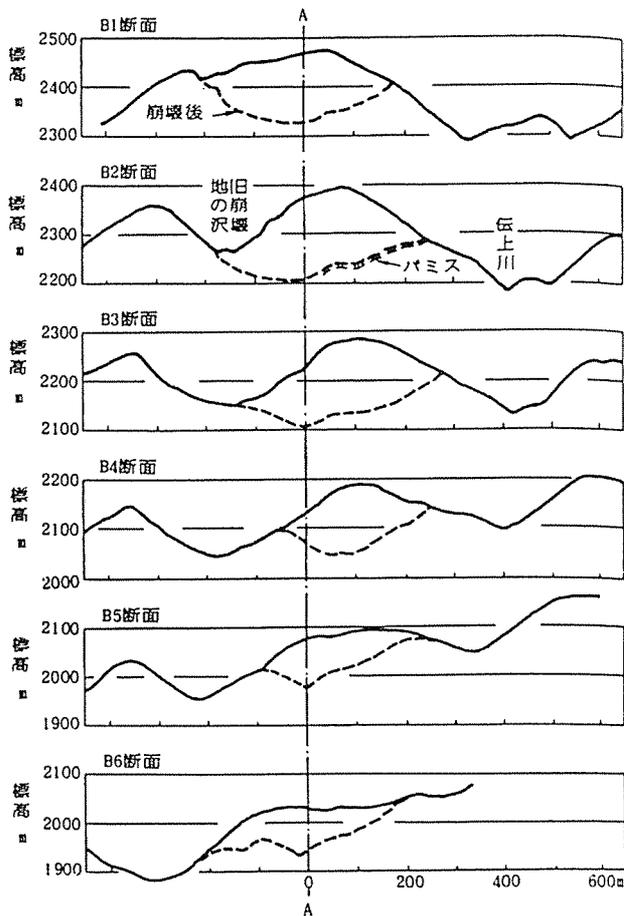


図4 御岳くずれ横断面図

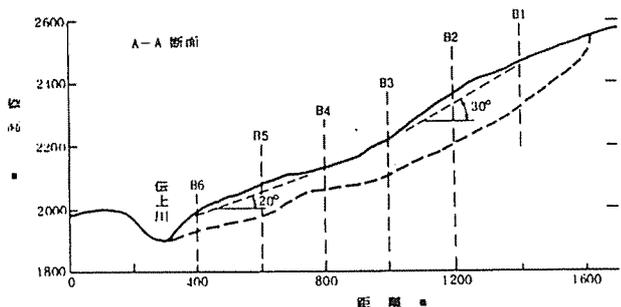


図3 御岳くずれ断面図



写真1 御岳くずれの状況

を基に、崩壊地の状況を示すと、図2～4のとおりである。崩壊前後の断面を重ねてみると、崩壊地は図2に示す範囲の屋根部であり、旧崩壊地の谷及び伝上川上流兩岸に沿って土石流氾濫域が広がっている。この伝上川右岸の崩壊地だけでその崩壊土量は3360万 m^3 に達する。主要な崩壊の方向は、図中のA-A線の方
向(N 20°W)と推定されるが、このA-A線に沿う断面を、図3に示す。崩壊前には斜面脚部で約20°、斜面上部で約30°の傾斜をなしている。崩壊土砂の厚さは、斜面脚部で100m、斜面上部で150mに及んでいる。また、A-A線に直交する横断面を、図4に示す。図のB4

断面に示すように、崩壊地内には、比高50mの尾根が残されている。この尾根の形状は、写真1に示されている。写真にみられる手前の谷が旧崩壊地の谷Aであり、中央部の小高い尾根を越えた向こうの屈曲した谷が、今回の尾根部の崩壊によってできた谷である。

崩壊地の頭部滑落崖の近くで、この新しくできた谷筋の方向と位置は、崩壊前にA谷源頭部の崩落部に見られた北西-南東方向の線状構造のそれと一致する。ま

*右方には熔岩とスコリヤからなる上部熔岩類が分布し、左方には下部熔岩類が分布する。

た、いちばん奥の線状構造を境に、頭部滑落崖をつくっている地質は、その左右で異なっている*。したがって、これらの線状構造は断裂系であると推定される。

崩壊地の下部には、この谷筋に沿ってV字状の深い切り込みが見られる。この切り込みは、以前からあった伝上川右岸の崩壊地が拡大したもの、とする見方がある。確かに、この崩壊地の下に地震前から湧水があったこと、また、以前からこの崖の崩壊が少しずつ拡大していたことなどから、地震時に旧崩壊地が新たな崩壊を起こしていると推定される。しかし、東北東に走る線状構造を境に、上部熔岩類の下半部を占めて崩壊地下部に分布する伝上川熔岩は堅固であることからみて、この崩壊は小規模なものであったと思われる。伝上川に沿った尾根の一部が、今回の大崩壊から免れ、そのまま残ったのも上記の理由によるものであろう。また、崩壊地のまわりの伝上川沿いには、今回の崩壊前から多くの崩壊地があったが、それらは地震動によって大きく拡大していないのもひとつの特徴となっている。したがって、崩壊地下部に新しくできたV字状の深い切り込みは、その形態からみても、以前からあった旧崩壊地のところに、上部から流れ落ちてきた大量の土石流により形成された侵食谷とみなすべきである。なお、崩壊地内の表面の地肌には無数の流条痕が見られる。これらを空中写真から判読して、できる

だけ多く、図5に示した。

(3) 崩壊地の地質

崩壊後に生じた谷の東側斜面には、一面に厚さ1 m内外の降下軽石層が確認される。この軽石層は、下位の角礫岩をともなう王滝下部熔岩類を不整合におおっている。また、軽石層の上には、安山岩熔岩と同質スコリアの互層からなる王滝上部熔岩類が重なる。この上部熔岩類は、下部熔岩類が侵食されて生じた旧谷を埋積して尾根をつくっていた。今回、大崩壊を起こしたのはこの尾根である。

(4) 崩壊のメカニズム

崩壊前の旧地形のなかで最も不安定な個所は、A谷源頭部の北西-南東方向の断裂系が発達する崩落地区と、地震前の多量の降雨に浸潤されていたとみられる伝上川沿いの旧土石流の堆積区であろう。そしてこの2個所が地震動と一緒に崩壊地を横切って走る断裂部で激しかったものと推測される一に起因する今回の大崩壊の発生源になったものと推察される。A谷源頭部の崩壊による流条痕と伝上川沿いの旧土石流の再活動によるそれとは、直線状のものと、屈曲性・迂回性のものに分けてとらえられる。また、崩壊後の現地形に沿う屈曲性の流条痕と崩壊地西側に主として見られる直線性の流条痕は、明らかに崩壊現象の時間的ずれを示すものである。したがって、図5に見られる流

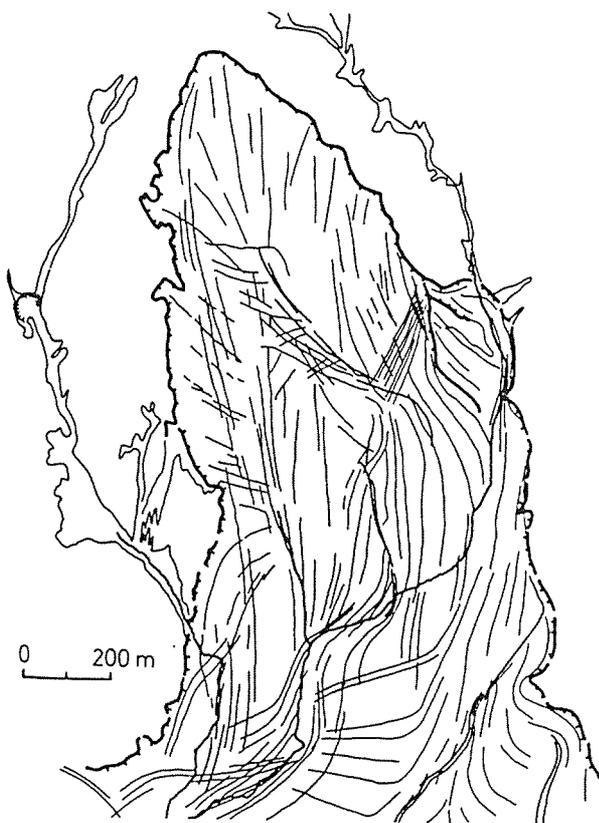


図5 流条痕の分布図

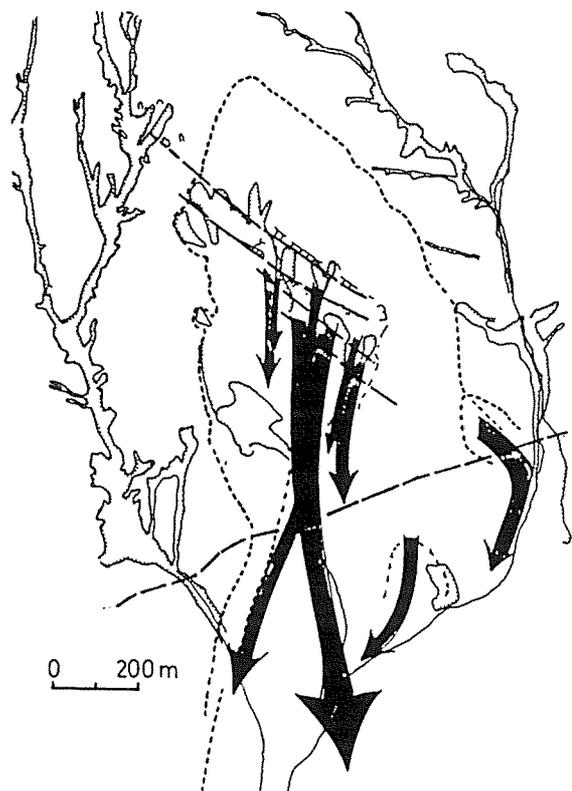


図6 崩壊の発生期

条痕の形成は「発生期」「最盛期」「終末期」の3段階に区分される。

発生期 発生期の崩壊は、既述したように、A谷源頭部の断裂系が発達する部分がメインであったと推定される。この崩壊は、地震動による岩塊崩落が主で、A谷に向かって大規模に崩落し、A谷に沿ってほぼ直線状に流下した。一方、伝上川沿いの旧土石流堆積物も地震動により一気に流動化して、伝上川に沿って再移動したと推察される。この土石流の洗掘作用により、伝上川に面した尾根の末端部は、図6に示した2箇所で小規模な崩壊を起こし、尾根部の不安定化に拍車をかけたと思われる。

最盛期 旧谷を埋積して尾根を構成していた熔岩類には、地震前の降雨によって大量の地下水が浸透していたものと推定される。表1に示すように、地震の5日前からの御岳山の降雨量は160mmに達している。軽石層は、その上を埋める熔岩類に比すれば、透水性が低く、したがって軽石層を谷の底面とする王滝上部熔岩類の山腹には、多量の降雨浸透水を貯留していたと考えられる。地震の衝撃も加わって、この熔岩類はその下の軽石層をすべり台として下方に滑動しはじめ、その過程で、土石流となって伝上川に流入したが、土石流は主に尾根部の下の旧地形に沿って流下しながら、大きく二又に分岐したものと推定される。これらの土石流は図7に○印で示した地区で1つに合流し、ここから土石量を増大したとみられる。このため、崩壊頭部の緩斜面から最後になだれ落ちた大量の土塊は、伝上川に向かって直進し、すでに伝上川をいっばいに埋めて流下していた土石流に斜交する形でその上のにり、そのまま、対岸の急崖を越流していった。対岸にのし上った岩屑流は、急に流速を落としたと推測

表1 御岳山の降雨記録

日付	降水量(mm)
9月1日	0
2	4
3	11
4	12
5	19
6	0
7	0
8	0
9	119
10	10
11	1
12	0
13	1
14	34

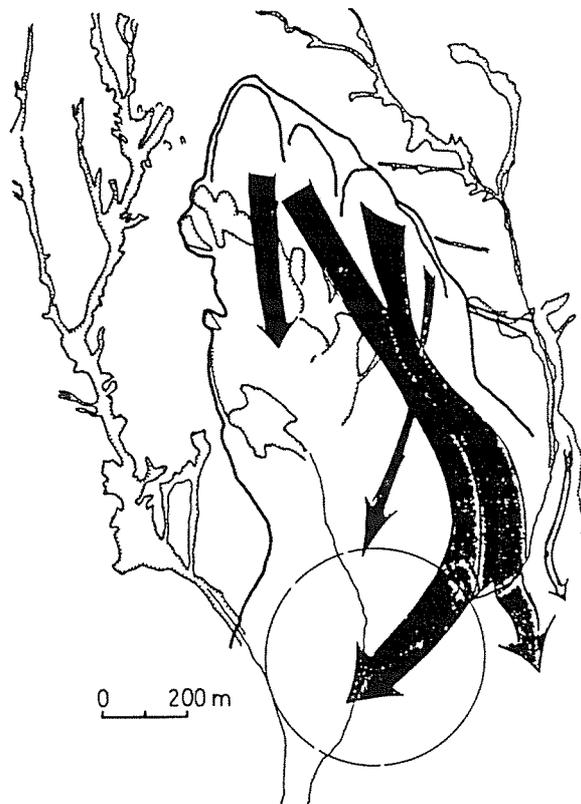


図7 崩壊の最盛期

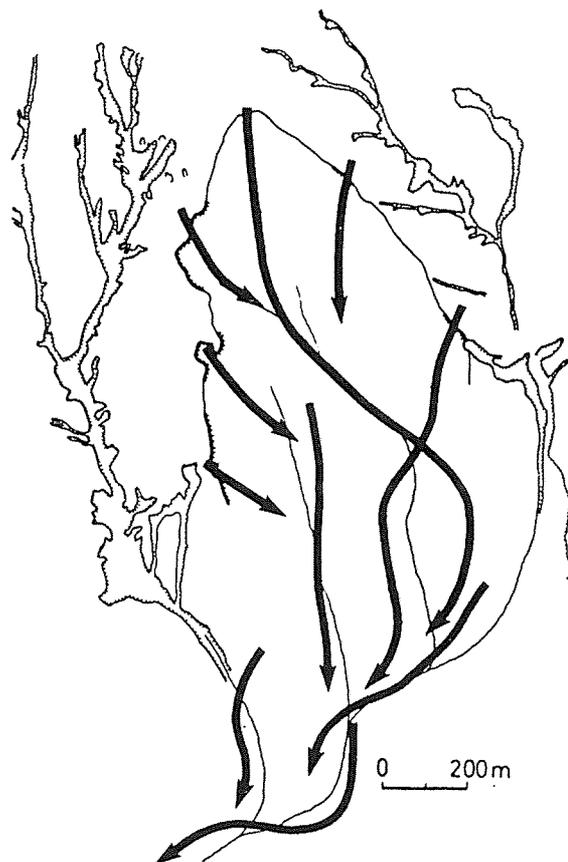


図8 崩壊の終末期

される。このため、対岸の台地上では流条痕はやや屈曲性に富んでいる。崩壊の発生からここまでにかかった時間は、多分、数分であったろう。

終末期 終末期の崩壊は、崩壊地のほとんどが現地形となったところ、崩壊地の周縁部から、谷筋に沿って流下した泥流状のものであった。この終末期の崩壊は余震に強く影響されて起こったものとみられ、その流出は、数日後まで続いたと思われる（図8参照）。

3 松越地区の崩壊

松越地区では、道路及び民家を含む崩壊が発生し、土石流となって木作業所・生コン工場を押し流し、13人の死者を出している。この崩壊によって、県道及び林道黒石線が流失し、災害復旧作業の大きな障害となった。崩壊の規模は、大約幅150m、長さ150m、厚さ30mであり、その崩壊土量は29万m³（長野県推定）に達している。

松越地区の崩壊は、図9に示すように、道路を含む形の西側の崩壊ブロックと、これに隣接する北側の崩壊ブロックの2つよりなる。この2つの崩壊ブロック

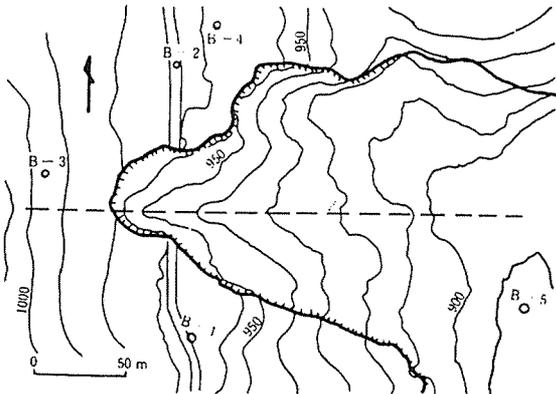


図9 松越地区崩壊平面図（木曾建設事務所提供）

の間は出っ張っているが、これは古生層の粘板岩が尾根状に張り出している部分である。この上に軟かい風化したパミス層がのっている。ボーリングの調査結果によると、図10の断面図に示すように、軽石層は下方に厚くなっており、層厚は10~30mある。この岩盤の両側の旧谷部を埋積している砂礫層は、亜角礫~亜円礫を主とし、厚さ0.5m~2mの軟質の軽石凝灰岩を数枚挟み、層厚は30~40mである。松越部落をのせる段丘は、この砂礫層によって構成されている。なお、北側の崩壊地では、岩盤を切ってN70°W方向に走る断層が存在する。地元の話では、北側ブロックが先に崩壊したとのことであるが、この崩壊は、断層付近で地震動が激しかったために、雨水を含んだ軽石層が一気に流動することにより発生したものと推定される。西側ブロックは、北側の崩壊によってその脚部を払われて大崩壊したものである。ここの軽石層は、含水比130%のものもあり、練り返すと完全に液状化し、液性限界試験で溝が切れない状態となる。崩壊土砂は、土石流となって大又川を越え、比高100mの対岸の丘の上に押し上り、さらに王滝川との合流点まで約500mを流れて停止した。

4 軽石層の土質工学的性質

今回の地震では、既述の御岳くずれ、松越地区の崩壊の他に、滝越地区及び御岳霊場付近の切取斜面で崩壊している。滝越地区の崩壊は、湖成シルト層による崩壊であるが、御岳霊場付近の崩壊も、やはり軽石層での滑動である。3地区の崩壊の一因となっている軽石層の土性を、三軸繰返し圧縮試験により調べている。

(1) 試料

試料土は、御岳くずれ及び松越地区における崩壊斜面のすべり面と考えられる地層から、1984年10月25、

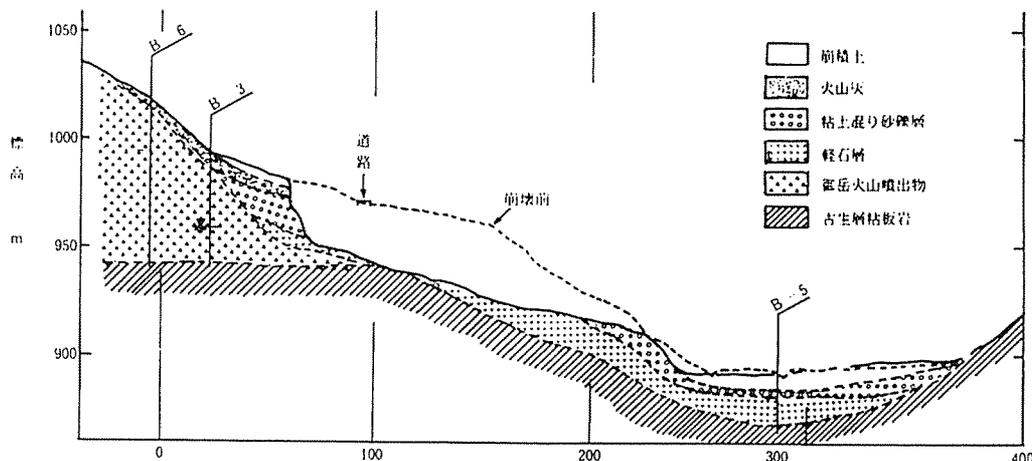


図10 松越地区崩壊断面図（木曾建設事務所資料を修正）

26の両日、乱さない円柱形の塊として採取したものである。御岳くずれの試料土の採取地点は、図2の中に示している。ここでは、崩壊地のなかでも伝上川に近い所の、黄色の比較的軟らかい軽石層を三軸試験用に採取している。崩壊地奥の白色軽石層は、固くかたまつた砂質土の感じで、大塊として採取できず、小塊のみを得ている。

(2) 物理的性質

表2に、次項で述べる三軸圧縮供試体について、湿潤単位重量と自然含水比を示す。御岳くずれの黄色軽石は、湿潤密度 $1.30 \sim 1.40 \text{ gf/cm}^3$ で、普通土に比しかなり小さい。また、含水比は $99 \sim 118\%$ で、非常に大きい。一見ばさばさに感じられるが、多孔質の粒子自体がたっぷり水を含んでいて、練り返すと水分が出てくる。また、白色軽石は、よく締まった砂の感じがであるが、含水比は 80% で、砂粒自身が水を含んでいる。その多孔質の状況は、写真2に見ることができる。写

表2 試料土の状態

地 区	供試体番号	自然含水比%	湿潤単位重量 gf/cm^3
松越地区	1-1	117.7	1.32
	1-2	103.6	—
	1-3	102.2	1.30
	1-4	105.3	1.37
御くずれ 岳	2-1	110.0	1.33
	2-2	110.7	1.35
	2-3	108.1	1.34
	(黄)	99.0	1.40
同(白)		79.4	1.34

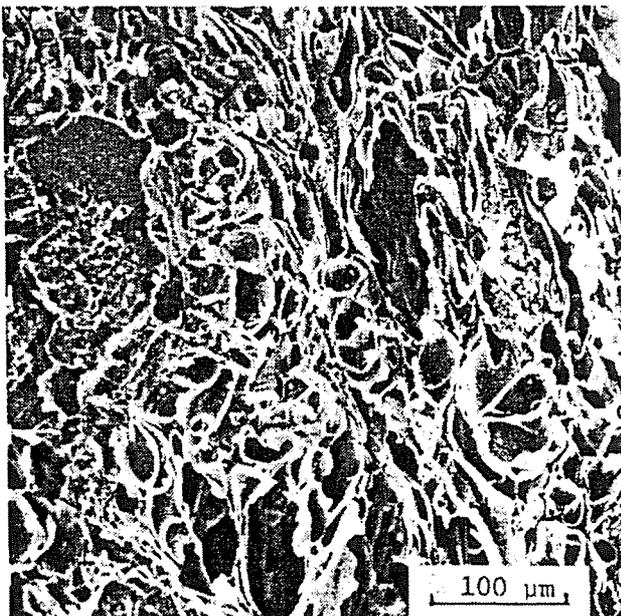


写真2 御岳軽石の顕微鏡写真

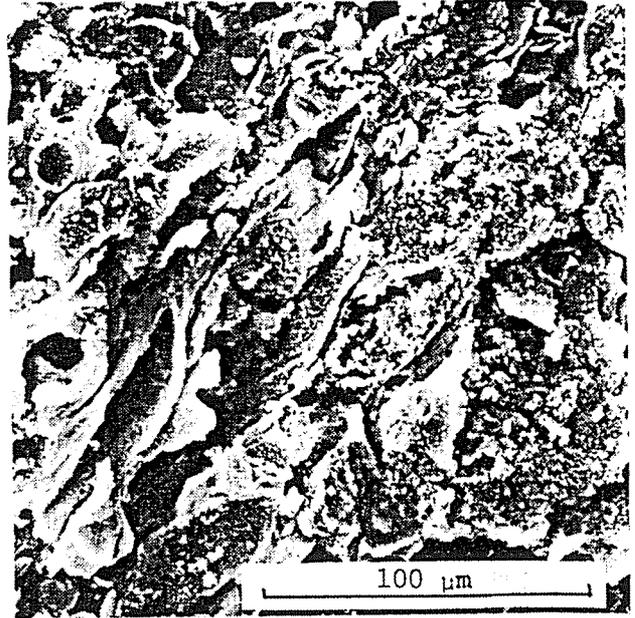


写真3 松越軽石の顕微鏡写真

真像は黄色のものもほぼ同様であり、基質部の風化程度の違いが軟らかさに反映しているといえる。

松越地区の試料の非乾燥法によるコンシステンシーは、液性限界 = 94% 、塑性限界 = 61% 、塑性指数 = 33% 、液性指数 = 129% である。自然含水比が液性限界よりも高いので、練り返すと液状になる。別の試料では、含水比 = 130% のものもある。この試料の顕微鏡像を写真3に示す。圧縮試験後の試料のため、基質部が破壊して薄片状の像となっているが、多孔質な状態はうかがえる。その一部には火山灰の像も見られる。

(3) 繰り返し三軸圧縮試験

乱さない試料から、直径 5 cm 、高さ 12 cm の供試体を削り出して、圧縮及び伸張を交互に繰り返し非排水試験を行っている。試料数がわずかであるため、通常の三軸圧縮と、その強度の $1/3 \sim 2/3$ の応力振幅での繰り返しせん断を行っている。

図11は、松越地区から採取した軽石の有効応力経路である。3本の供試体はいずれも、セル圧 $\sigma_r = 1 \text{ kgf/cm}^2$ で1昼夜圧密した後、非排水条件下で、軸圧 σ_a を載荷した。この図から次のことが言える。

a) 有効応力経路は、すっと立ち上っており、 $\sigma_r = 1 \text{ kgf/cm}^2$ 程度ではかなり過圧密状態である。

b) 圧縮・伸張の繰り返し応力を加えると有効応力経路は徐々に左方に移動し、せん断に伴って発生する間隙水圧が累積していくことがわかる。

c) 圧縮強度の約 $1/2$ の応力振幅で圧縮・伸張を繰り返すと9回で破壊状態に達する。また、強度の約 $2/3$ の応力振幅では、4回目の伸張側で破壊に至っている。

図12は、御岳くずれの黄色軽石の有効応力経路図で

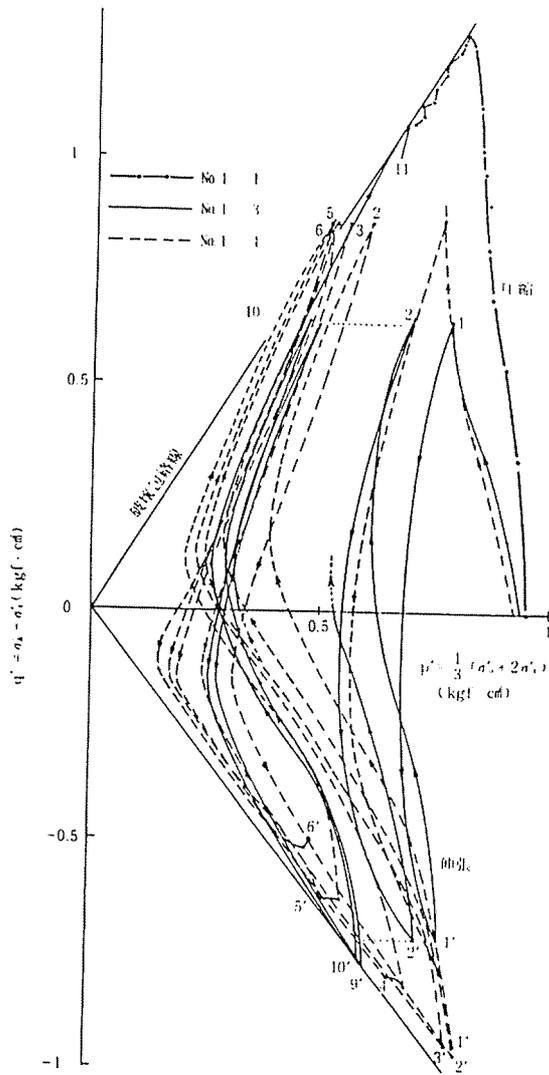


図 11 有効応力経路 (松越地区軽石)

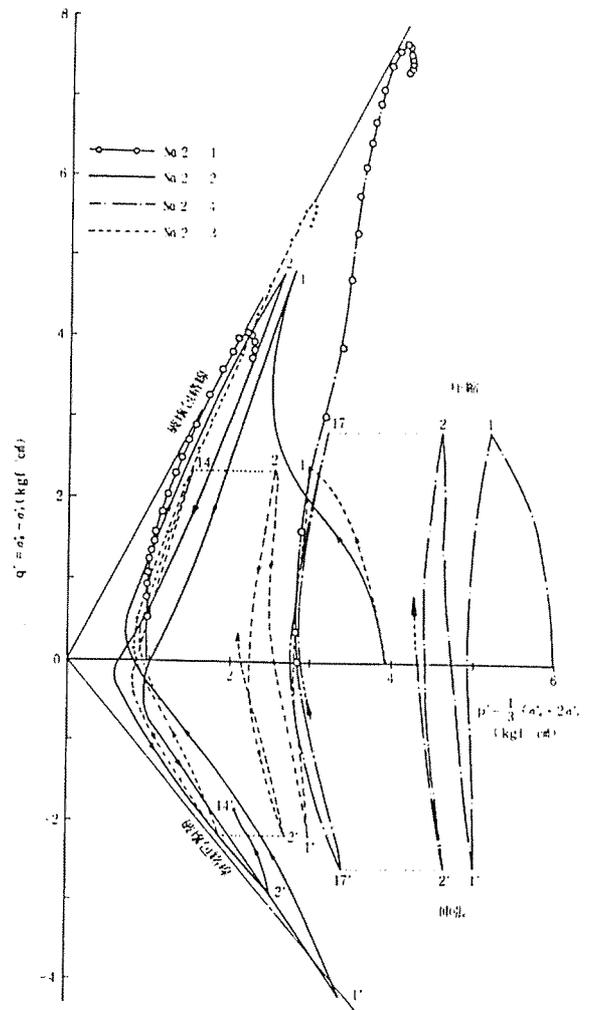


図 12 有効応力経路 (御岳くずれ軽石)

ある。松越のものに比べて、強度はかなり高くなっているが、過圧密であること、繰返しにより間隙水圧が累積していくことは同様である。試験時には、背圧 2 kg/cm^2 を作用させて供試体の飽和に努力したが、飽和が完全ではなく、間隙水圧係数 $B=0.67\sim 0.84$ の結果を得ている。このため、間隙水圧の増分は少なく、No. 2-4 (応力振幅は強度の 0.37 倍) では、17 回の繰返し載荷でも破壊には至っていない。試料土の完全飽和ができれば、間隙水圧の累積がより顕著になることは推察できる。

これらの応力経路図をみると、どの供試体も破壊時には、圧縮側または伸張側で、それぞれ 1 本の直線上に応力点が落ち着くことがわかる。これらの直線は、一種の破壊包絡線と考えることができるので、これらの直線の傾きから、内部摩擦角 ϕ' を求めてみると、

松越地区 : 圧縮側 $\phi_c' = 37^\circ$, 伸張側 $\phi_e' = 45^\circ$,

御岳くずれ : 圧縮側 $\phi_c' = 46^\circ$, 伸張側 $\phi_e' = 45^\circ$, となる。

図 13 には、軸差応力～軸ひずみ関係、図 14 には、間隙水圧～軸ひずみ関係の一例を示す。繰返し回数の増加と共に、ひずみ振幅が増加し、また繰返しにより間隙水圧が累積していくことがわかる。

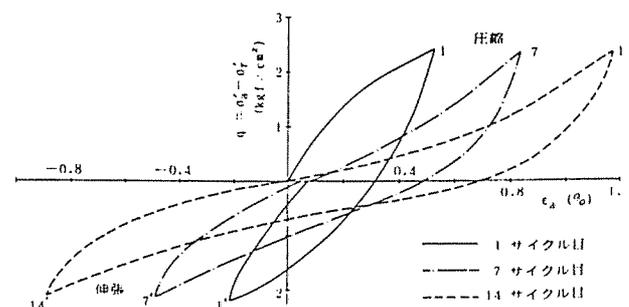


図 13 主応力～軸ひずみ関係 (御岳くずれ軽石)

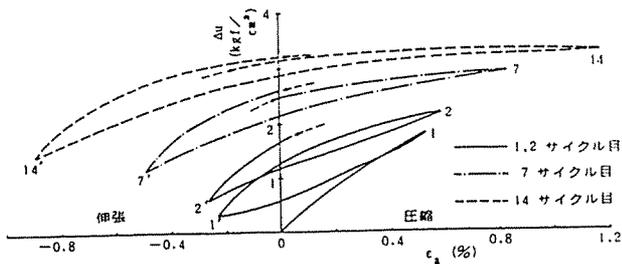


図 14 間隙水圧-軸ひずみ関係 (御岳くずれ軽石)

(4) まとめ

今回試験を実施した2箇所の軽石層は、いずれも自然含水比が高く、液性限界を越えており、練り返しにより液状となるようなものである。したがって、一たび破壊すれば、非常に流動性に富むものに変わる。また、応力の反転を伴う非排水繰返しせん断においては、1サイクルごとに間隙水圧が累積してゆくから、破壊応力より低い約50%の応力振幅の繰返しによっても破壊に達し得る。崩壊の原因となった軽石層は、液状化するポテンシャルが高く、斜面勾配と対比しても、地震時に容易に破壊する土であるといえる。

5 危険斜面予測のための知見

長野県西部地震によって発生した斜面崩壊は、王滝村に大きな被害をもたらした。このことに鑑み、全国の火山で、地震時の危険箇所の検討が望まれる。われわれは、今回の地震災害の経験から、地震時に斜面崩壊を起す危険のある火山山腹として、次の諸点を指摘しておきたい。

- 1) 互層状に密な熔岩と粗な火山砕屑物が堆積している斜面のうち、現に山腹崩壊が発生している地区。
- 2) その一帯の山脚部に伏流地下水が湧出し、また、その近くで末端崩壊が現に見られる所。
- 3) 地質年代の新しい火山噴出物が、旧谷地形を埋

積し、不安定な形で分布している所。

以上3点のうち、3)は火山周辺の詳細な地質調査を必要とするだけに、簡単にその場所を挙げることは難しい。しかし、1), 2)の場所は比較的容易に抽出することができる。このような場所は、危険区域としてマークしていく必要がある。

6 結 論

1) 御岳くずれは、旧崩壊地の源頭部に存在する北西-南東方向の断裂系に影響されて、先ず、熔岩類が旧崩壊地の方向へ崩落し、続いて、旧谷地形を埋める熔岩類が軽石層をすべり台として、伝上川に向かって一気に崩壊したものとみられる。

2) 松越地区の崩壊は、旧谷部を埋める砂礫層が、その下にある軽石層をすべり面として滑動したものである。

3) いずれの崩壊地においても、地震前の降雨により、たっぷりと地下水を貯留した状態にあったとみられる。

4) 滑動の原因となった軽石層は、一見砂質ではあるが、多孔質で含水比が高い。その静的強度の50%程度の繰返し応力で、間隙水圧を累積する性質があり、液状化のポテンシャルの高い土であるといえる。

謝 辞

今回の調査に際しては、長野県木曾建設事務所、長野営林局及び朝日航洋(株)より資料の提供を受けた。土質試験は、信州大学小西純一助教授及び同学生小川君の労に負うところ大である。ここに記して、謝意を表したい。

参 考 文 献

- 1) 朝日航洋(株)：AERMSによる亀裂系調査，1984

4.2.4 崩壊土石の流動状況の復元と流動形態に関する考察

京都大学防災研究所 奥田 節夫・奥西 一夫
吉岡 龍馬・諏訪 浩
横山 康二

まえがき

1984年長野県西部地震によって濁川左支伝上川源流域に発生した大規模崩壊は、岩屑なだれ (debris avalanche) の形をとって大量の土石塊を高速で流下させた。この土石塊は王滝川本流を横切ってこれを閉塞し、さらに柳ヶ瀬から氷ヶ瀬へと流下してここに大量の土石を堆積した。そしてこの間に10数名の人がその土石に埋没して行方不明になるという惨事がもたらされた。

われわれは、この崩壊の発生から、土石塊の流動、

堆積までの過程をふくめて、なるべく客観的なデータにもとづいて当時の現象を復元する作業を行ない、その結果を類似の大規模な土石の流動現象と対比して、今回の土砂災害の特徴を明らかにするように努めた。

1 地下水の存在と特質

1.1 崩壊域における地下水の存在状態

崩壊発生域において、すべり面付近に地下水が存在していたかどうかは、崩壊機構の解明にとってもっとも重要な問題である。

地震発生前後の降水量について、長野地方気象台から入手した資料によると、図1のなかのRain St.地点 (御岳雨量観測所) における日雨量、時間雨量の分布は図2の通りである。

図1によると、この雨量観測所は崩壊源から1 kmほど離れており、また高度も崩壊源にはほぼ近いので、この観測値は崩壊源の雨量を代表するものと考えて差支えないであろう。この雨量分布によると、地震発生前2週間以内には9月9日に日雨量119ミリの大雨が

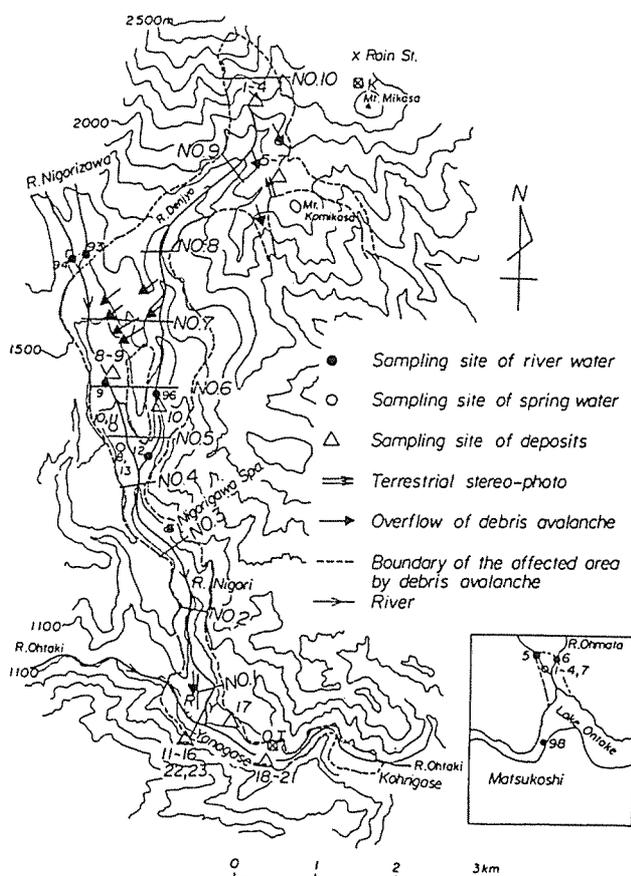


図1 濁川流域 (付, 松越地区) 調査位置図

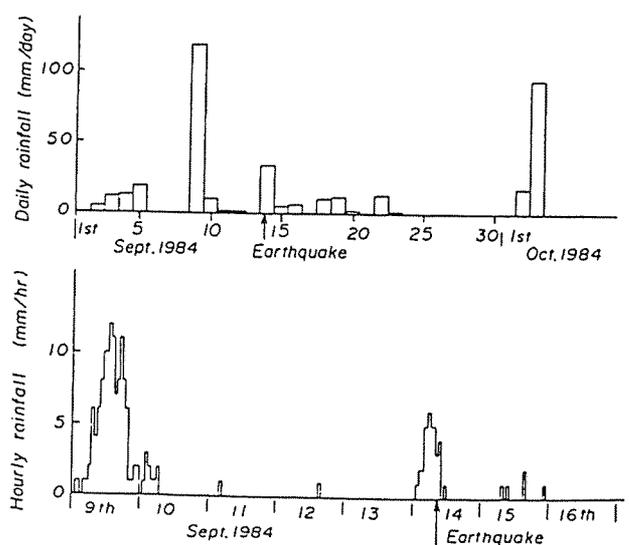


図2 1984年長野県西部地震発生前後の御岳山における雨量 (長野地方気象台資料による)

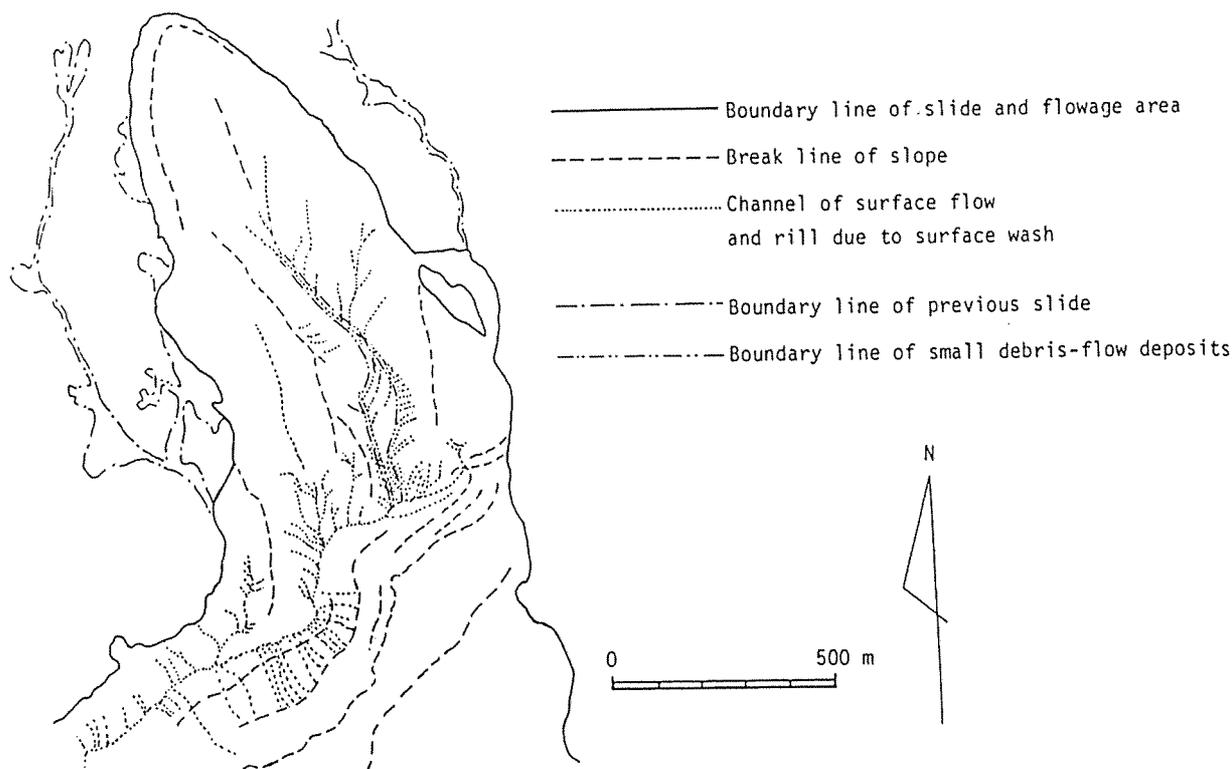


図3 崩壊源における崩壊後の流水痕跡

あった他に、日雨量10ミリをこえる日が4日もあり、かなりの水が山体に供給されていたものと思われる。

とくに地震当日は発生前に30ミリ程度の雨があったが、発生後には4～5ミリ程度の雨しかなく、崩壊後に崩壊源付近に大量の表流水が供給されたとは考えられない。

しかるに崩壊後間もなく撮影された空中写真やビデオ映像によると、図3に示すような位置に斜面源頭部から流下した土石流の痕跡や、下方側壁斜面沿いに大

量の水が流れたリル群が認められることから、崩壊直後に大量の水が新しく露出した斜面から湧出したものと考えられる。この現象は、崩壊後の斜面が埋没谷的な形状を呈することからみて、かなり大量の水が崩壊域下部に存在していたことを意味するが、さらにその分布、水量の推定については、空中写真の判読・図化、地上立体撮影記録の検討（国土地理院と共同作業）および現地採取試料の分析などを総合して進める予定である。

表1 濁川および松越崩壊地における採水分析結果
(1984年10～11月採水、採水位置は図1に示す)

Sample No.	Na (mg/l)	K (mg/l)	Mg ²⁺ (mg/l)	Ca ²⁺ (mg/l)	Cl ⁻ (mg/l)	HCO ₃ ⁻ (mg/l)	SO ₄ ²⁻ (mg/l)	SiO ₂ (mg/l)	PH	Temp. (°C)
1	3.7	1.8	1.1	4.9	0.2	28.2	3.1	46.0	7.0	10.5
2	2.7	1.0	0.8	3.4	1.1	21.3	4.1	33.3	7.0	9.0
3	5.2	1.4	2.4	7.2	7.9	40.1	2.0	29.5	7.8	9.0
4	9.3	3.0	5.8	17.7	15.6	73.8	2.1	35.2	6.8	10.9
5	26.5	3.8	0.8	21.2	23.7	119.4	5.1	29.6	8.0	9.5
6	36.0	3.5	0.6	29.4	30.8	149.0	3.2	22.8	7.3	8.2
7	2.9	0.6	2.5	6.4	1.4	18.5	15.5	11.7	7.2	9.8
8	14.0	2.6	3.9	19.8	15.9	47.6	31.0	25.5	—	—
9	23.0	3.6	8.9	33.8	28.1	0.0	148.0	50.3	—	—
10	17.0	2.2	5.5	15.4	24.5	0.0	90.0	35.3	—	—
11	23.0	2.2	6.0	23.1	23.5	0.0	84.0	30.1	—	—
12	40.8	5.4	8.8	19.5	26.4	106.4	29.7	60.1	—	—
13	102.5	9.1	1.3	38.7	89.0	58.8	150.0	52.3	—	—

1.2 地下水質の分析

御岳山周辺の湧水、河川水の水質特性については、われわれは1979年の御岳噴火の直後に採水・分析したデータ（吉岡ほか、1980）を有しているため、今回の調査に際しても数ヶ所で採水して分析をこころみた。採水地点の位置は図1に示すが○は湧水、●は河川水を表わし、90番台の番号は、1979年の採水である。その水質分析の結果は表1および図4にまとめられている。

全体的にみると、陽イオンの当量%については火山地域のため他地域にくらべて Mg^{2+} の割合がやや高いが、 Mg^{2+} の割合が極端に小さいものもある。陰イオンについては、かなりばらつきはあるものの Cl^- と SO_4^{2-} とがほぼ比例している傾向が注目される。 SO_4^{2-} と Cl^- の濃度の高いものは、火山の影響で地下水に SO_4^{2-} や Cl^- が付加されたものと思われる。

キーダイアグラムにおいて、この地域の河川水および湧水の $(SO_4^{2-} + Cl^-) / (HCO_3^-)$ 比は大きく変化しているが、 $(Ca^{2+} + Mg^{2+}) / (Na^+ + K^+)$ 比は3程度と1程度の2種類に分けられる。

前者は非火山地域の地下水として一般的にみうけら

れる $Ca-HCO_3$ 型の水に $Ca-SO_4$ 型の水が混入したものと考えることができる。とくに濁沢の水（採水番号9, 10, 11, および94）および王滝川本流（番号98）ではpHが低く HCO_3^- 濃度がゼロである。

後者のなかでは、松越地区の水（番号5三沢沢、番号6大又川）および伝上川の水（番号12）は Na^+/Cl^- の当量比が2程度であり、また HCO_3^- の濃度が高いところから、温鉱泉の水が混入している可能性が考えられる。

以上の水質特性から、今回の伝上川源流域の大規模な崩壊と岩屑なだれの後で斜面から湧出した水は、かなり長時間地中に滞留していた地下水に相当するものと考えられ、1.1で示した崩壊発生約1週間前の大雨などが、地下水量を増加させていたと推定することも不自然ではない。一方松越崩壊地での採水湧水（番号1~4および7）は中村ほか（Nakamura, S. et al. 1984）が天竜川上流の崩壊地で調べた水と類似の水質型を示すが、その濃度は、天竜川上流域にくらべると低く、地下滞留時間が短いのか、化学的風化が不活発な状態の地域であると考えられる。

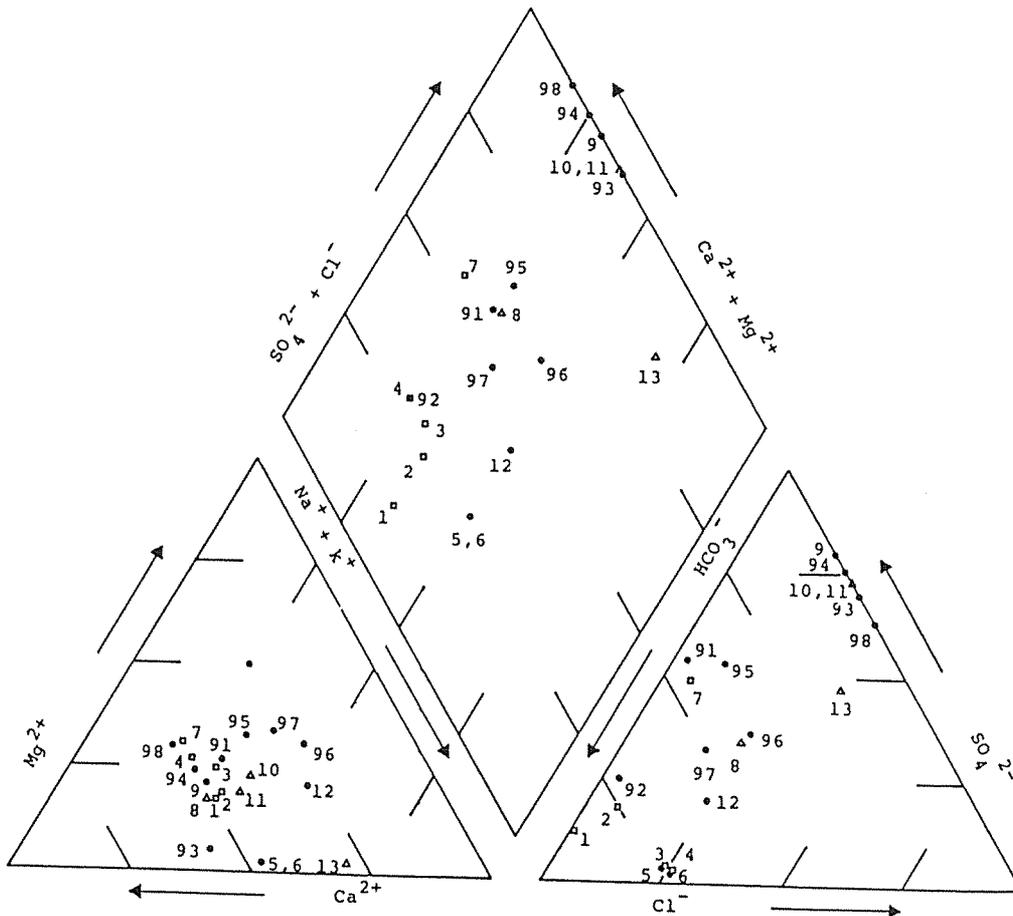


図4 御岳山周辺水質キーダイアグラム（採水位置は図1に示す）

2 崩壊土石塊の流動と溪床の変動

伝上川源流域で崩壊した大量の土石（国土地理院による推定体積は $3.6 \times 10^7 \text{m}^3$ ）は、一部が直下の小三笠山の周囲に溢流したが、大部分は伝上川に沿って流下し、濁沢との合流点近くでは、さらに一部は伝上川・濁沢の分水界をのりこえて濁沢に入ったが、合流点下流の濁川温泉跡付近に大量の土石を堆積させながら流下をつづけた。そして濁川の出口付近ではさらに小丘をのりこえて王滝川本流を横切って流れ、対岸の谷壁にぶつかったのち方向を転じて本流沿いに流動をつづけ、柳ヶ瀬、氷ヶ瀬に大量の土石を堆積させた。このために王滝川本流は柳ヶ瀬の濁川出口付近で閉塞され、その上流側に堰止湖が形成された。

このような岩屑なだれの通過した前後の溪床、河床の変化を調べるために、変化前の地図「長野営林局、王滝事業区基本図、1/5,000、1963年撮影、1965年図化」と変化後の地図「長野県土木部木曾建設事務所、災害調査図、1/1,000、1984年9月撮影、10月図化」との比較をこころみた。ただし二つの地図の規格、製作目的が異なり、測線を正確に合わせることも困難なので、比較高度にして数メートル程度の誤差はさげられない状態であった。そこでわれわれは別に災害前後の空中写真から、同一の仕様で図化した地図を用いて比較する作業を㈱パスコと協力して進めている。

2.1 縦断形状の変化

前述の地図の比較によって、まず谷の縦断形状の変化を調べるために、図5のような谷筋の最低線（いわゆる Talweg）の縦断形を描いた。この図上部には、変化前後の差すなわち溪床変動高（+は堆積、-は洗掘）が示されている。また溪岸に残された擦過痕あるいは

倒木限界によって、岩屑なだれが通過したときの兩岸の最高痕跡高さ（以後、「擦過痕高」と称する）も図中に記入されている。

以下に上流から下流に向かう順序で、特徴的な事象について説明を加える。

(1) 崩壊源から、伝上川・濁沢の合流点付近までは、溪床はほとんどのところで洗掘されており、とくに図1内の横断測線 No. 7～9 では洗掘深は10～20 mにも達している。このような大きな洗掘が5～6分の土石塊の通過によって生じたことは、岩屑群が溪床直接に接触して大きな剪断力、掃流力が作用した証拠であり、溪床上面に air cushion が介在していたとは考えられない。

(2) 土石塊が伝上川から濁沢へ分水界をこえて流れている測線 No. 7, 8 の付近では、分水界の高さと擦過痕高をくらべてみると、後者の方がやや高く、土石塊が高速で分水界にぶつかってのりこえた（運動エネルギーが位置エネルギーに変る）というよりは、伝上川を流動する土石塊の上層部が分水界をこえて溢れ出した状態に近いものと考えられる。このことはこの付近での堆積状態の観察(4.1 参照)によっても裏づけられる。

(3) 上述の溢れ出した土石塊は、濁沢に入ってからそこに堆積し、測線 No. 4～5 の範囲では10 mに近い堆積厚さを示している。しかし現地踏査と空中写真判読によると、合流点近傍では、伝上川を流下した厚い流動土石塊の一部が濁沢を遡上してそこに堆積したことが流痕によって認められる。（諏訪浩ほか、(1985)）

(4) 伝上川・濁沢の合流点、測線 No. 4 付近より下流の濁川温泉跡付近では急速な土石の堆積が進行し、とくに測線 No. 3 付近には50 mにも達する堆積厚が認

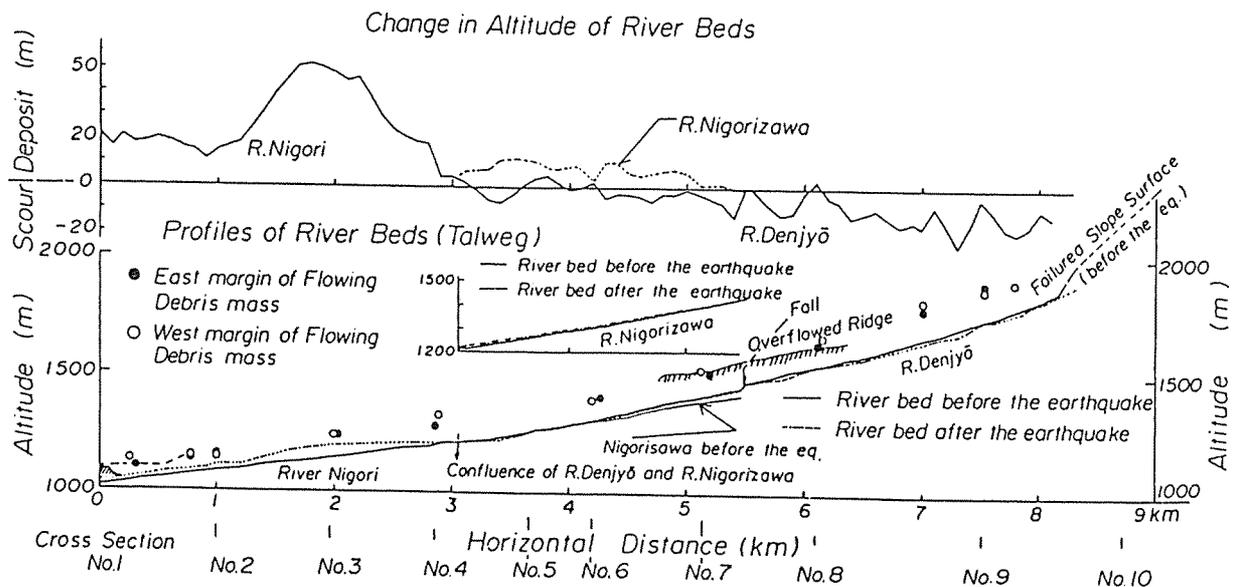


図5 濁川河床縦断形状の変化

められる。またこの付近では直径数十メートルをこえる巨大なブロック状のものをふくめて流れ山（flow mound）が集中的に停止しており、この付近で流動状況に大きな変化があったことを示している。

(5) 濁川出口、測線 No. 1 の付近では、大量の土石が右岸から出口を横断する方向に突出した小丘をのりこえて流れているが、ここでもこの上流域での擦過痕高からみて、厚い流動土石塊の上部が溢れ出した状態が

想像される。

(6) 上述の小丘からの溢流，王滝川本流を横切つての流動状況については，2.2 で説明する。

2.2 横断形状の変化

つぎに図 1 に記した横断測線 No. 1～10 および R, Y について，そのなかから代表的な断面をえらんでその変化を調べた結果を図 6 に示し，上流から下流に向かう順序で特徴的な事象を説明する。

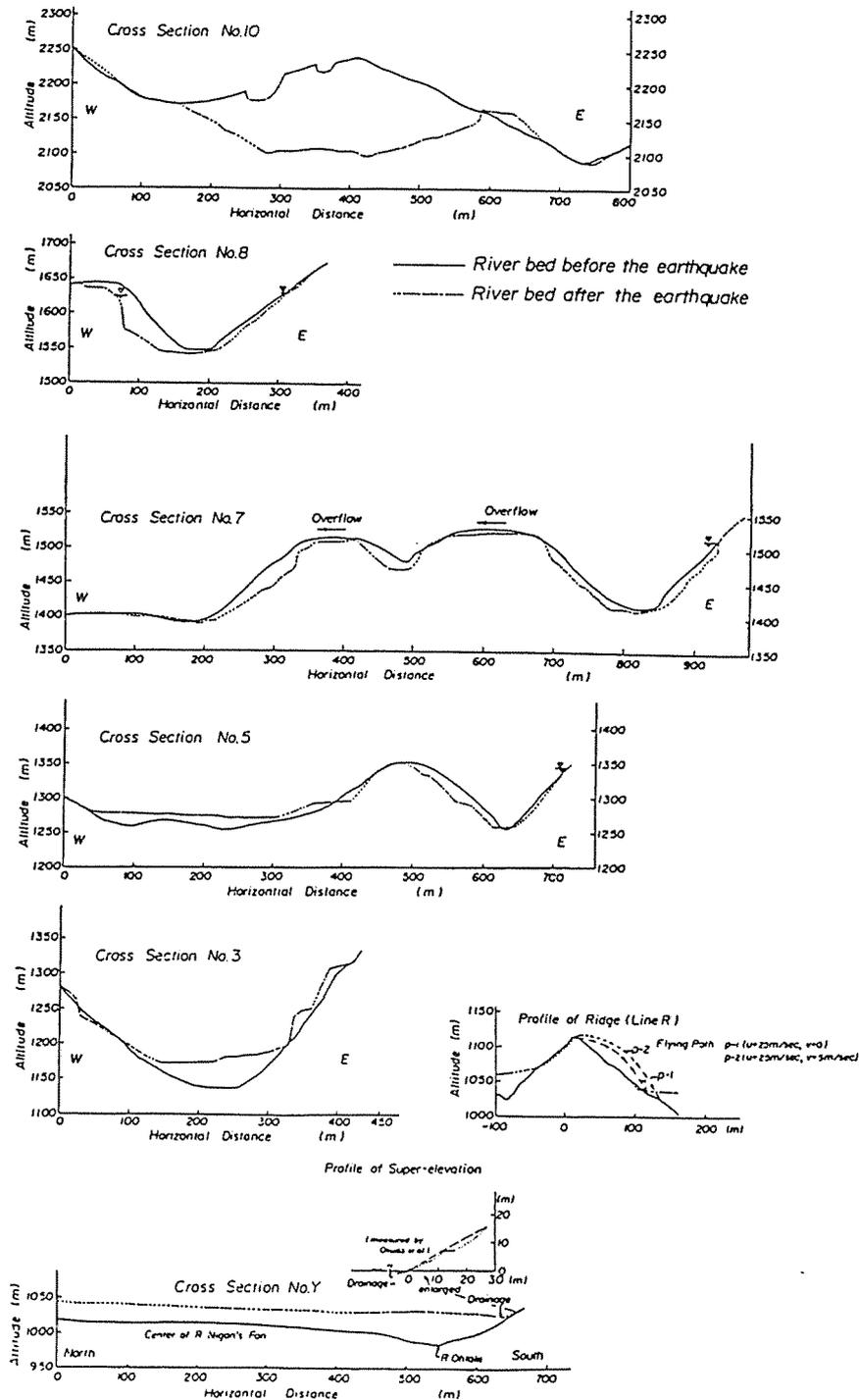


図 6 濁川およびその出口（柳ヶ瀬）における河床横断形状の変化

(1) 測線 No.10 では、崩壊によってもとの稜線の下に谷線が現われ、最大 150 m をこえる地面の低下によって、見かけ上の地形の逆転（凸凹の反転）が生じている。このような現象の説明のためには、さらに火山地質学的な研究を要するが、古い谷状の地形のところに火山噴出物が蓄積していたことは明らかである。もとの谷状の地形は、過去の流域の水を集めて侵食されたものであるから、その後谷が埋没してからも、その集水機構が全部は消失しないで、地下水の集中がつづいていた可能性は充分考えられる。

(2) 測線 No.8 付近では、流路は大きく湾曲しており、その攻撃斜面の西岸は強く侵食され、そこでは V 字谷断面から U 字谷断面への変化傾向が現われている。

(3) 測線 No.7 の伝上川から濁沢への土石塊の溢流が生じたところでは、伝上川は両岸が侵食され、また分水界付近および濁沢東岸でも侵食が生じているが、濁沢溪床では堆積が生じている。

(4) 測線 No.5 の伝上川と濁沢の合流点付近では、伝上川は西岸が大きく侵食され、濁沢にはそこより上流で伝上川から溢流してきた土石が 10 m に近い厚さで堆積している。なお、この断面では溢流していないのに濁沢東岸で侵食が認められるが、これは今回の地震で発生した多くの斜面崩壊の一つがこの位置に生じたためである。

(5) 測線 No.3 の濁川温泉跡より少し下流では、厚さ 40 m をこえる堆積が溪床に生じているが、小規模な堆積は溪岸上部にも認められ、この付近では流動の速度が落ちて侵食作用が弱まっていたものと考えられる。

(6) 測線 R は谷の出口を遮断する方向の小丘の横断測線であり、この線沿いの方向に土石塊が溢流したが、谷の上流に面した斜面（北斜面）はやや侵食され、下流側斜面（南斜面）はほとんど変化していない。

この断面においてはとくに後述の air cushion の仮説を検討するために、土石塊の空中飛翔（launching）による空気のとじこめ体積の計算をこころみた。すなわち水平流速 25 m/s（その根拠は 3.による）、鉛直流速としては 0、および 5 m/s を初速として、空気抵抗を無視した計算で土石塊の飛跡（flying path）p-1 および 2 を描き、これと斜面との間にとじこめられた（trapped）空気の体積を見積ると、それぞれ $5 \times 10^6 \text{ m}^3$ および $1.1 \times 10^6 \text{ m}^3$ となる。ただし溢流の幅としてはこの小丘の長さ約 400 m をそのまま用いた。ここでこの空気塊が、バルク比重 2 程度、厚み 20 m 程度の土石塊を支持するためには、ほぼ 4 気圧すなわち体積にして 1/4 に圧縮されねばならないが、そうなるとこの空気

塊の体積は土石塊の 1 パーセント以下になり Shreve, R.L. (1968) が Blackhawk の岩屑なだれを air cushion 流動機構で説明した場合の空気の割合 10 パーセントより一桁小さい。

なお、もっと上流の伝上大瀧（測線 No.7 と 8 の中間）でも同様の計算をこころみたが、その結果はさらにここでの体積計算値の 1/100 以下になり、急崖での飛翔による空気とじこめ量からみると air cushion の仮説は否定される。

(7) 測線 Y は濁川が谷口を出て王滝川本流を横切って対岸の山麓に到達するまでの流動方向沿いであるが、ここでは土石の堆積厚は 20~40 m に達し、その堆積表面はきわめて平坦である。なお現地踏査および空中写真判読によると、濁川出口から 200~300 m の範囲のもとの濁川扇状地面の上では、大規模岩屑なだれの堆積後に数次にわたって流出したと思われる土石流堆積物が集中的に分布していることが認められた。さらに同図中に拡大図示した対岸山麓への土石の乗り上げ高（super-elevation）は約 15 m で、これから土石塊の接近速度を求めると 17 m/s になるが、この値は 3 節で推定した崩壊源から柳ヶ瀬までの平均速度 20~26 m/s にくらべて矛盾はない。

またこの山麓での土石の乗り上げ部においては、簡単な斜面の掘削を行ない、その堆積構造を調べた。その結果によるとそこでは、含水比の大きく異なる土塊が複雑に入り混じって堆積していることが認められた。さらにその堆積域の上縁沿いに樹木への泥しぶきの付着状態を調べたが、付着した区間と付着のない区間が混在していることが分った。

3 地元証言にもとづく土石塊流動速度の推定

前節で述べた土石塊の流動がどのようなスピードで生じたかを知ることは、流動形態を考察し、今後の防災対策を検討するために、きわめて重要な課題である。

流動速度推定法の一つは、流動の途中で障害物にのり上げた高さ（いわゆる super-elevation） Δh から速度 $V = \sqrt{2g\Delta h}$ （ g は重力加速度）を計算するものであるが、濁川の途中あるいは出口でののりこえは、大きな厚みをもった流動塊が溢れ出した状態であり、上式による計算は適当でない。ただし王滝川南岸山麓での土石の乗り上げは周辺の状況からみて super-elevation に相当すると思われるので 2.2(7) においては上式による計算で $V = 17 \text{ m/s}$ を得ている。

そこで別の流動速度推定法として、地元で今回の岩屑なだれの現象に身近に接した人々の証言にもとづいて、当時の状況を復元することをこころみた。われわれは地元での聞きこみや、新聞記事を参考にして、以

下の3人の方々に直接に面会して、この異常な現象に関する信頼度の高い証言を得ることができた。

(1) 崩壊発生時刻の推定

京都大学防災研究所上宝地殻変動観測所の観測記録から推定された発震時刻は9月14日8時48分50秒であり、震源地から崩壊源までの距離6 km、地表近くでの波動伝播速度を6 km/sとすると、崩壊地の震動開始は発震より1 sec後となる。このときに崩壊地の近く田ノ原(図1, K地点)にいた皆戸 勉氏の証言「地震のゆれ始めと同時に百雷が轟くようなものすごい大音響が聞こえた。外を見たが霧のため崩壊状況は目撃できなかった。」によって、震動と崩壊はほとんど同時に発生したものと考えられる。地震記録によると強震は約20 secつづいているが、崩壊地では震動開始後9 secたって8時49分00秒に大規模な土石塊の流動が始まったものと想定する。

(2) 崩壊土石の柳ヶ瀬到着時刻の推定

地震発生当時に餓鬼ヶ咽トンネルより西側約100 mの付近(図1, O.T.地点)で地面の異常な震動に気づいて自動車を止め、その後濁川出口方面からの異常な轟音を耳にして北側の小山に避難した大目義弘氏および田中亮治氏からつぎのような証言を得た。

大目氏証言 「8時54分45秒(あとで時計誤差の修正を加えた時刻)にはまだ異常な大音響は聞こえていなかった。」

田中氏証言 「NHK第一放送の地震情報で“甲府”の言葉を耳にした途端に大音響が聞こえてきた。」

そこでわれわれはNHKより当時の録音テープを送ってもらい、両者の証言にもとづいて、8時54分45秒以後に“甲府”の言葉がアナウンスされたのは、8時55分10秒、19秒および33秒の3回であったことを確かめたが、そのうちのどれかは特定できなかった。

また大音響が濁川出口の方から聞こえてきたときの土石塊先頭の位置は、直接に目撃されていないので確定できないが、音を聴取した位置からみて、土石塊が濁川出口で小丘を乗り越えてから、大体図1の測線Y沿いに王滝川対岸山麓に到着するまでと考えられる。するとその付近から聴取者の位置までは約1000 mはなれていて、音波伝播速度を340 m/sとすると音波伝播に約3 secかかるから、上述の放送時刻から3 sec前の8時55分07秒~30秒の間に土石塊が柳ヶ瀬濁川出口付近に到着したことになる。

(3) 流動速度の推定

(1), (2)により土石塊が崩壊源から柳ヶ瀬に到着するまでの流走時間Tは、ある幅をもって、

最長見積時間 $T_{max} = 390 \text{ sec}$

最短 “ $T_{min} = 367 \text{ ”}$

の間にあったものと考えられる。

つぎに流走距離Lについて考えると、土石塊はある拡がりの長さもち、しかもその柳ヶ瀬到着時刻と先頭位置の関係も正確には分らないので、Lについてもつぎのようなある範囲を考えざるを得ない。

最大見積距離(崩壊地上端~王滝川南岸山麓)

$L_{max} = 9,650 \text{ m}$

最小 “ (“ 下端~濁川出口)

$L_{min} = 7,700 \text{ m}$

したがって崩壊源から柳ヶ瀬までの間の土石塊の平均流動速度としては、つぎのような範囲にあるものと考えざるを得ない。

最大推定速度 $(L_{max}/T_{min}) = 26.3 \text{ m/s}$

最小 “ $(L_{min}/T_{max}) = 19.7 \text{ m/s}$

この推定に対して、大音響の聞こえ始めたときの土石塊の先頭位置が、濁川出口よりも上流であったとすれば、速度はもっと小さかったとする可能性はある。しかしこれと反対に速度を大きく見積ると、大目、田中両氏の避難のゆとりがないはずであり、上述の推定速度より10%以上大きくすることはできない。

なお、この見積速度は土石塊が崩壊地を出発してから柳ヶ瀬に到着するまでの時間的的平均値であり、運動学的に知られているように上流急勾配のところで加速して一定速度に近づき、下流緩勾配のところで減速して停止する過程を考え、さらにまた、伝上川・濁沢の合流点下流で急速に堆積が進行した事実に着目すると、流下の途中でかなり大幅に速度が変化したことは明らかである。

4 堆積状況の観察と堆積物の採取・分析

岩屑なだれの流動物の組成を知り、流動状況を復元する有効な手法としては、流路のさまざまな場所において、堆積状態を詳しく観察し、また、堆積物を採取して分析することがあげられる。われわれは、(株)パスコと協力して、空中写真の判読・図化、現地踏査による観察、試料採取とその分析を併用し、できるだけ詳しく当時の流動状況を復元して、その成果を地図上に表現する作業を進めているが、ここではその一環として、主としてわれわれのグループによって行われた堆積状況調査の一部を紹介する。

4.1 空中写真判読による堆積域区分

崩壊発生後に撮影された空中写真の判読と、1984年9月と10月に行った地上踏査の結果より、われわれは地表の堆積状態を表2のように分類した。最上段の分類基準要素のうち「厚み」と「水分状態」は地上踏査の結果を考慮に入れて、空中写真やビデオ映像の情報から推定し、ほかの要素は専ら空中写真判読によって

表2 空中写真判読と現地調査にもとづく堆積域の分類（最右欄内 I ~ IVは4・3で説明）

堆積域の分類	色 調	きめ	縞	しわ	放木	大粒径の石礫	flow mound	厚み	池	水分状態 (推定)	位 置	流 積 物 の 種 類 (推定)
A	褐, 灰白, 赤褐	粗	有(濃, 長)	無, 少, 多	無, 少	多	無	薄 or やや厚	無	乾	小三笠山台地, 中流部扇状台地	石礫・乾いた砂泥 (岩屑なだれ上層, I)
B	褐, 白	粗	無 or 有(淡)	少, 多	無	少	無	やや厚	無, 少	やや湿	濁沢堆積地中央部, 伝上川左岸扇状台地	湿った砂泥+石礫 (上・中層, I or II)
C	褐	やや粗	無	無	多	少	無	薄 or やや厚	無 or 少(下流端)	やや湿 or 乾	全域, とくに堆積の縁部	湿った砂泥+石礫 (下層, III)
D	褐	粗	無 or 僅少(短)	少, 多	少	少	多	厚 or やや厚	多, 少	湿(ほぼ飽和)	濁沢との合流点から細ヶ淵を経て水ヶ淵まで	飽和状態の砂泥+石礫 (中・下層, II or III)
E	淡褐	滑	無	無	多	無	無	薄	少	液(飽和より多)	全域の谷底および堆積地中央部分(Fの山腹)	後成泥流(IV)
F	灰白	やや粗	無	無	無	無	無	薄	無	液	全域の谷底および堆積地中央部分	扇状堆積物 (岩屑なだれ終息後)
H	灰褐	滑	無	無	無	無	無	薄	無	液	濁沢堆積地の左岸寄	局所泥流 (岩屑なだれ終息後)

調べた。

このような分類を用いて行ったゾーニングの一例を図7に示す。

この図は伝上川と濁沢の合流点より上流側の地域を

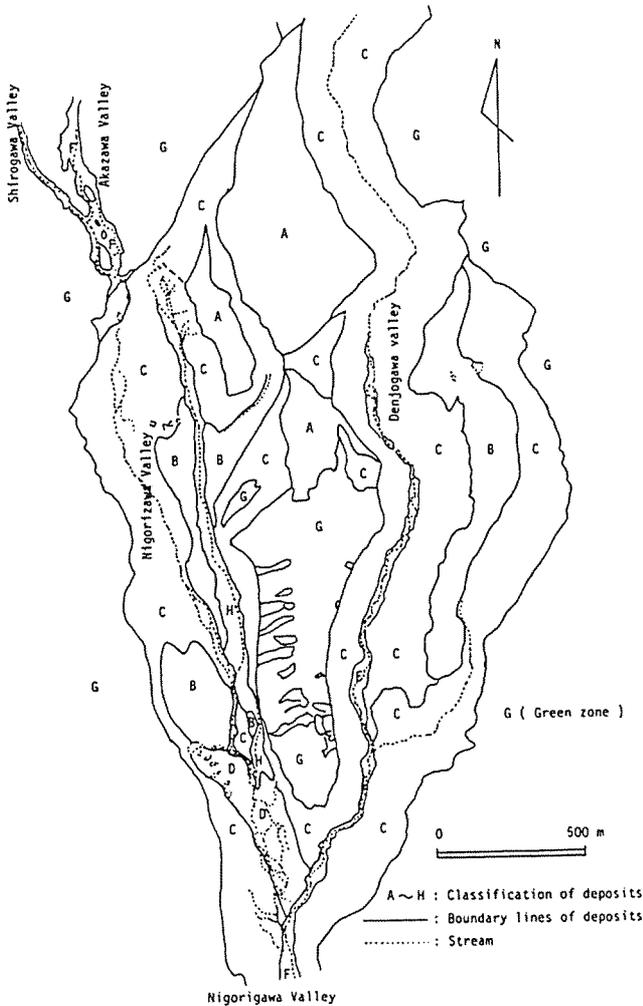


図7 空中写真判読による堆積域の区分(伝上川・濁沢合流点上流側地域, A~Hの説明は表2による)

対象にしたもので、そこでは、2節で述べたように伝上川から濁沢へ向かって大量の土石がその分水界をこえて溢流しており、きわめて多様な堆積過程が出現した場所である。堆積物分類を行なうときの各要素ごとの具体的な判別基準、またその要素の物理的意味づけ等については別報告(諏訪ほか, 1985)を予定しているので、本報では省略するが、とくに分類に有効な要素は「縞」の分布と、「流木」の有無であった。

縞の存在は、その堆積物がかなりdryな状態で移動し、あまり攪乱混合作用を受けていないことを意味し、縞の帯状の拡がり、その堆積物の流動最終時点での流向を示すものと見られる。

堆積域での樹木の存在状態は、倒木、流木および木屑に大別され、それぞれが土石の樹木に対する衝撃状態、流動塊の流動状態やその内部の混合作用の強さを反映している。とくに流木については、径1~3cm程度の小石がその樹幹に深くめりこんでいて、手でぬきとることが出来ないような状態が多数見出され、石礫が高速で立っている樹木に激突したことを物語っていた。

4.2 岩屑試料の採取と分析結果

伝上川源流の崩壊源から餓鬼ヶ咽の堆積域にわたって、図1に示す地点で、計23個の土砂サンプル(攪乱試料)を採取し、分析した結果の一部を表3と図8に示す。

ここでは採取試料をまず物質差と含水状態にもとづいて表4の第一欄のように6種類に分けて、4.1の分類要素との関連を考慮してそれぞれの特徴を調べた。とくにdryな堆積物ほど木屑を含んでいないという傾向がはっきりしていて、後述の流動状態の区別の一つの根拠となっている。

土砂サンプルの粒度分析の結果からは、つぎのような特性が導かれる。まず図8の下の三角ダイヤグラム

表3 岩屑試料の諸特性 (採取位置は図1に示す。最右欄内I~IVは4・3で説明)

堆積物の種類	記号	試料の番号	木屑	流木	大粒径の石塊 ($>1\text{ m}$)	編 織 様 式	色 (現地)	マトリックス の色 (乾燥状態)	2 mm以下の試料					流動物の母地
									粒子の 密度 g cm^{-3}	乾燥か き密度 g cm^{-3}	空隙率 %	中生 粒径 mm	75 μm 以下	
源頭部の崩積土 Flow mound	○	2 18 19	無	無	少	無	褐 赤 灰	灰褐色	2.66	1.6	38	0.45	11	岩屑なだれ上部の成層 IV (I, II)
								灰赤茶	2.73	1.8	33	0.36	20	
Dryな流動堆積物	⊙	5 7 11 12 15 16 23	無 7は有	無	多	多	白 黄 赤 粉	赤茶 灰褐色	2.72	1.7	38	0.45	15	岩屑なだれ上部の成層 III (I, II)
Semi-wetな 流動堆積物	⊕	8 10 13 14 17 20 22	有 多	多 or 無	少	無	褐色	灰褐色	2.69	1.7	38	0.3	14	岩屑なだれ下部の成層 IV (III)
Wetな流動堆積物	●	1 9 21	有 1は無	有 多	無	無	暗褐色	灰	2.65	1.5	42	0.25	18	浸漬し、さらに二次的に浸 した泥流 (IV)
火砕流堆積物	⊖	4	無	無	少	一	灰褐色	灰	2.6	1.7	35	0.2	14	
軽石堆積物	⊕	3 6	無	無	無		白 黄 褐色	黄 褐色	2.7	0.8	69	0.15	29	

平均的な値

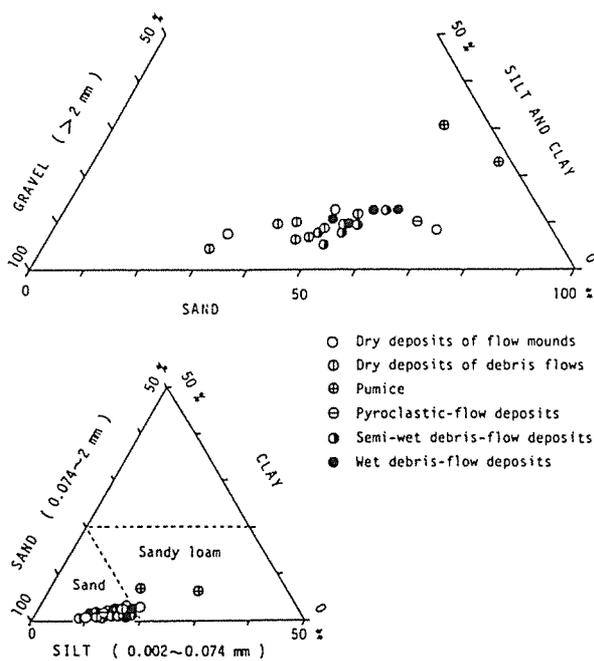


図8 岩屑試料の粒度特性(採取位置は図1に示す。記号は表3に対応)

からは、粒径2 mm以下の組成に関しては、軽石堆積物以外はほとんど砂の領域に属し、また同図の上側の三角ダイヤグラムからはdryな流動物ほど礫成分の比率が高まる傾向が認められる。なお表記されていないがdryな流動物ほど粒度分布の標準偏差が大きく、sortingの悪い傾向が示されている。

サンプル数が少ないので統計的に信頼度の高い結論を導くことは難しいが、粒度特性値の差異から、流動状況の違いをある程度推定することが可能であろう。

4.3 堆積状況から推定した流動状況

ここでは、4.1で述べた堆積状態の分布から、岩屑なだれの構造や、流動状況を考察するために、表2の堆

積域の上下あるいは水平の相対的分布、またその流動にとともなる変化を調べた。

まず、Aはその表面全域が綺に覆われ、流木がほとんど存在しないが、一部にはCがAの上に散らばって流木が散乱しているところもある(小三笠山台地)。BはAとほぼ同一の材料でできているが、含水比はAより高い流動材料の堆積物だと推定され、流動塊内での岩屑の攪乱・混合がAより進んでいるように見える。Cは流木や木屑を多量に含んでいるのが特徴的で、綺は全く見られないが、AやBの堆積の縁辺部に存在するとともに谷壁のほとんどの部分に付着している。谷壁や斜面上のCには擦痕に似た筋状の流痕が観察できるものもあった(例、柳ヶ瀬の濁川出口左岸斜面)。Cは小三笠山台地などの上流域では泥しぶきを勢いよく飛ばすほどの水分を含んでいなかったようだが、中流部溢流台地から下流では飽和状態であったと推定される。さらにCはAやBと隣接して分布しているか、あるいはAやBの上を部分的に覆って堆積している。図7に示す濁沢下流のDの縁辺部はCに覆われている。さらにEやHはDやCの上を部分的に覆っており、時間的には後から流出してきたものと考えられる。FはCやEを切る堆積であるが、この岩屑なだれとは直接関係なく、後日の降雨出水によって形成された掃流堆積物あるいはいわゆるアーマコートである。

以上のような堆積状態の分類と採取試料の分析結果から、岩屑なだれの流動状況についてつぎのような一つのモデルを想定することが可能である。すなわち流動土石塊の内部を分割し、表層の乾いた部分(I)、その下のやや湿った部分(II)、さらにその下の水で飽和した部分(III)、および岩屑なだれの本体の後部から尾部にあって水をたっぷり含んで本体を追いかける部分(IV)、の4ブロックから構成されているような全体構造を考える。

(I)は大小の崩壊ブロック(流れ山もこれに含む)や細粒破碎岩屑の混合物で、表2の分類A, Bの材料となっている。(II)は物質的には(I)に近く、不飽和ではあるが水分をふくみ堆積分類B, Dの材料となることが多い。(III)は崩壊源底層の土石が、流下をつづけている間に、溪床、溪岸の湿った土砂をとりこみ、両者が混合し、水で飽和した状態で流動をつづける層であり、この層が運動土石塊底の流動層(速度のシアーの一番大きいところ)に相当する。つまり土石塊の運動は、水で飽和したこの層のなかで、水中の粒子流としての流動機構で維持されており、その上に上層にゆくほど水分の少ない土石塊が載った状態をモデル的に考えている。このような各ブロックは一定の岩屑で構成され、一定の形状を保ちながら流動するのではなく、それぞれのブロック内で岩屑粒子の入れ替りが上下、また前後方向に起りつづけており、またそれぞれのブロックの形状も、流動状態の変化(流動塊全体の形状、スピード、流動塊内部での相対的運動、外部からの岩屑のとりこみ、外部への岩屑のおきざりなど)によって刻々と変動するものと考えられる。その結果、あるときに最底層にあった(III)の岩屑粒子群も表層に出て来て、流れの周縁や背後にとり残されたりすると、分類C, Dの堆積物として地表に見られるようになる。なお岩屑塊の主体が通過したあとから、大量の水(新しい侵食面からの湧水など)をふくんだ土石流や泥流状態の比較的高速な流動塊が追隨してくるものが(IV)に相当し、それが堆積すると、表2の分類Eの堆積状態が出現する。

このようなモデルの当否をチェックするためには、さらに図7以外の場所について同様な調査を行ない、流動のモデルと堆積状態の対応とを充分検討する必要がある。

また、現在の調査は、空中写真判読と現地踏査による地表の観察とごく表層の試料分析に限られており、流動物の立体的構造を確かめるためには、新しい堆積層を貫いてのボーリング調査や、異なる堆積層にまたがったのトレンチ調査が必要である。

5 類似流動現象との比較

2.3および4の各節で今回の岩屑なだれの流動状況について論じてきたが、流動状況に関する直接の情報はきわめて少なく、また堆積状況の観察も表層に限られている。このような段階で流動状況の実態を正確に把握することは難しく、さまざまな仮説、モデルによる検討結果を互いに発表し、それらを比較することによって、より現実的な考察を進めてゆく必要があろう。

その一つの方法として、今回の岩屑なだれと対比で

きるような類似の土石の流動現象例を集めて、その特徴を相互に比較することも、発生例がきわめて少ない現象の研究にとっては有効な方法と云えよう。

この現象例をえらぶに際しては、とくに災害後一部で提唱された air cushion による高速流動の仮説の当否を論じることにも配慮して、図9に示すような土石の流動現象例を集めた。

この図のなかには、それぞれの崩壊、流動現象について、斜面プロファイルの概形、平均流速(←印傍の数値)、崩壊土石量(体積V)および等価摩擦係数 μ_e を記入している。

まず御岳山岩屑なだれと妙高土石流をくらべると、妙高土石流は崩壊土石量が1/60と小さいのに、流速の方はやや小さい程度である。一般に崩壊土石量が大きいほど高速で遠方まで流れやすいことは、理論的にも経験的にもよく知られているから、妙高土石流とくらべて御岳山岩屑なだれの流動が土石塊底層での飽和した土石流的な流動機構によるものと考えても不合理なことではない。

つぎにペルーの Nevados Huascarán の岩屑なだれは、崩壊土石量は御岳の例とほぼ同じであるのに、きわめて高い速度が出現しており、これが air cushion の存在を必要とする理由にあげられていることもある。しかしその調査報告(Plafker, G. and Erickson, G. E. 1978)によると局所的には air cushion があつたかも知れないが、高速が出現した理由としては、崩壊土石が崩壊直後に比高差1000m近くもある急壁を滑落し、その下の水を大量に溶かして水をふくんで流れやすくなったことがとりあげられ、流動物の流動特性を

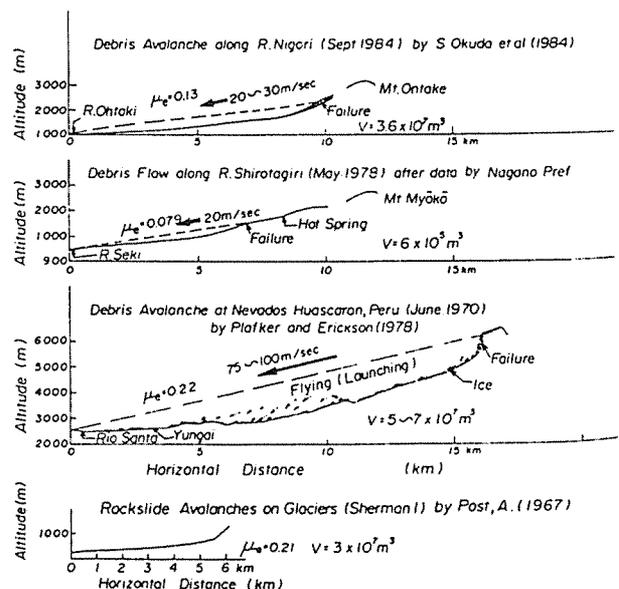


図9 御岳山岩屑なだれに類似の土石流動現象例の比較

実験的に調べたうえで具体的に説明されている。また Yungai 付近の堆積状態についても、数日間は無かるんで歩行できなかったとか、泥状の堆積物が自然排水状態で流れ去ったような記録もあり、乾燥した粒子群が air cushion によって高速で流れたとは考えられない。また図中に記した等価摩擦係数は $\mu_e = 0.22$ で、御岳での $\mu_e = 0.13$ に比べてはるかに高く、もし air cushion があったとしても高速出現の理由はそれによる摩擦減少ではなく、大きな比高差をもった急崖での滑落によるものであろう。

つぎに最下図の Sherman 氷河上の崩壊は、御岳山の例と同じオーダーの崩壊土石量で、Shreve, R.L. (1966) はこの崩壊を air cushion による運動例としてとり上げているが、 $\mu_e = 0.21$ で摩擦は大きく、流動距離も短い(流速は不明)。このことからもしこの流動が air cushion によるものであったとしても、それがとくに摩擦減少に効くものとは考えられない。

以上類似の土石の流動現象を比較してみると、今回の岩屑なだれの運動は、流動塊の底層の土石流的な流動によるものとしても何も不合理はなく、その高速を air cushion によって説明する必要はない。

6 流動状況に対する総合的考察

われわれはすでに 2.1 (2) の溪床の洗掘状態や 4. 節の堆積状況の観察からの土石塊の流動状況を推定し、流動土石塊の底層付近の水で飽和した層が大きなシアーをもって流動したものと考えている。この水で飽和した層の具体的な流動機構については、芦田・江頭による本報告書内の報告(4.2.5節参照)があり、また佐々による fluidization の考えにもとづいた流動機構(1985年1月31日防災研究所研究発表会口頭発表)の研究もあり、物理的に充分流動可能なことが示されている。

一方 air cushion による流動機構については、その提案者 Shreve, R.L. (1968) が述べているように流動土石塊の下層への空気のとこみ量が説明されねばならない。その一つの説明は流動中の土石塊の特別な空中飛翔 (launching) であるが、濁川については、2.2 (6) で述べたようにその流動径路の幾何学的形状と流動速度からみて、部分的な飛翔はあっても(小三笠山周辺、伝上大瀧、濁川出口など) 空気とりこみ量は、流動土石量に比べてきわめて小さい。

しかしこれとは異なった空気とりこみの可能性としては、Allen, J.R.L (1984) の bulk self-fluidization モデルによる流動塊と斜面との間への空気の相対的流入の可能性が考えられる。そのモデルは図 10 に示すように、あるスケールをもった粒子雲が斜面沿いにある厚

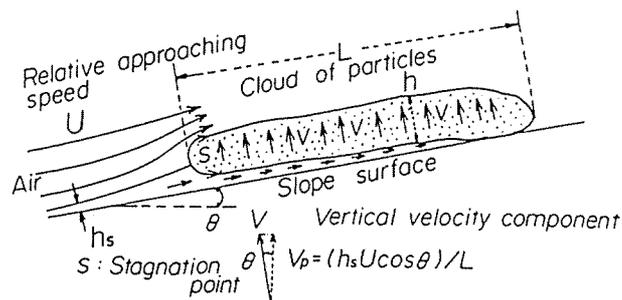


図 10 Bulk self-fluidization による粒子雲支持モデル (Allen J. R. L. 1985 による) (このモデルによる計算では御岳山岩屑なだれは説明できない)

みの流体層をはさみこんで定常的に滑落流下するとき、粒子雲のなかに生じる鉛直上昇流の流速 V_p を流体の連続の式から求め、これが粒子群を支持し得るかどうかを検討するものである。われわれはこのモデルを利用し、御岳山での例について、 $V = 30$ m/s, $L = 3000$ m, $h_s = 2$ m, $\theta = 8^\circ$ (伝上川上流) とみなして計算すると $V_p = 2$ cm/sec となり、air cushion が維持され、それによって空中に支えられる粒子は、直径数十ミクロン程度以下のシルト、粘土に限られることが示された。

一方、4.2 の堆積物の粒度分析によると実際の流動物のほとんどは砂より大きい粒子であるから、到底 air cushion によって流動することはできない。またもしこのような微小な粉体が fluidized した状態で air の上昇流で支えられていたとすれば、流動塊の表面はそのような微小粒子の浮遊雲におおわれるはずで、とても直接に目視できるとは思われない。しかるに 3.(2) の証言を得た大目、田中の両氏から、波立ってはいたが、はっきりした流動物表面を目視できたことを聞きとっており、上述のような微小粒子の空中浮遊は存在しなかったものと考えられる。

以上のように、御岳岩屑なだれに対する流動状況のさまざまな観点からの考察と 5 節の国内・国外の類似の土石の流動現象との比較結果からみて、その流動は土石塊底層の水で飽和された層の流動機構で説明が可能であり、その層の上に不飽和の(乾燥状態もふくむ)岩屑粒子を載せた形で大量の土石が高速で流下したものと判断される。そしてその流動現象の説明のために air cushion を用いる必然性はなく、諸調査事実からみて、air cushion が存在したとは考えられない。

ただし、流動土石塊内での水で飽和した底層から、乾燥状態に近い表層までの層化状態とその流動にともなう変化については、未解明の点が非常に多く、今後堆積層の立体的調査をふくめて研究をつづける必要がある。

さらに防災科学の観点からみると、今後の濁川からの土石の流出状態および柳ヶ瀬から氷ヶ瀬へかけての堆積土石の再移動状態について、長期的かつ総合的な監視、調査が必要であり、その具体的な計画と実施が緊急の課題であると思われる。

謝 辞

本研究の実施に際しては、多くの方々に御援助をいただいた。ここに列記して深甚な謝意を表す。

王滝村 佐口守登氏には、被災直後の困難な状況のもとで、調査員の宿泊、地元の情報の収集に格別の御世話をいただいた。また皆戸 勉、大目義弘および田中亮治の諸氏には、岩屑なだれについて、その発生、遭遇時に関する貴重な証言をしていただいた。NHK産業科学部および中部日本放送テレビニュース部からは貴重な取材資料や放送資料を提供していただいた。また建設省国土地理院、長野地方気象台、長野営林局ならびに長野県土木部木曾建設事務所からは、災害前後の調査資料を送付していただいた。富山大学 小林武彦氏には、現地を案内していただくとともに堆積物の分布について御教示をいただき、大阪市立大学 平野昌繁、大阪教育大学 石井孝行、大阪工業大学 藤田 崇の諸氏には現地調査に同行していただいたうえ、報告書作成に対して多くの御助言をいただいた。

参 考 文 献

- 1) 吉岡龍馬ほか、(1980)：御岳噴火後の周辺溪流における水質特性、文部省科研費報告、御岳山1979年火山活動および災害の調査、pp. 124~134.
- 2) NAKAMURA, S. et al., (1984)：Water quality and rock weathering in the upper reaches of the Tenryu river in connection with landslide disasters, *Jpn.J.Limnol.* 45 (1), pp. 13-25.
- 3) SHREVE, R.L., (1966)：Sherman Landslide, Alaska, *Science*. Vol.6, 154, pp. 1639-1643.
- 4) SHREVE, R.L., (1968)：The Blackhawk Landslide, *Geol. Soc. Amer. Special Paper*, No. 108, pp. 1-47.
- 5) 諏訪 浩ほか、(1985)：1984年御岳山岩屑なだれ堆積物の諸特性、京大防災研年報、No. 28B-1. 印刷中.
- 6) PLAFKER, G. and ERICKSON, G.E., (1978)：Nevados Huascarán avalanche, Peru, in "Rockslides and avalanches, 1" edited by Voight, B., Elsevier, chapt. 8, pp. 278-314.
- 7) POST, A., (1964)：Effect of the March 1964 Alaska earthquake on glaciers, *U.S.G.S. Prof. Paper.*, 544-D.
- 8) ALLEN, J.R.L., (1984)：Bulk self-fluidization, in "Sedimentary structures—Their character and physical basis", Elsevier, pp. 315-317.

4.2.5 御岳くずれにおける崩土の挙動

京都大学防災研究所 芦田和男・江頭進治

1 緒言

1984年9月14日、午前8時48分御岳山南麓を震央とするM6.9の地震が発生するとともに、大滝川流域には多数の斜面崩壊が起こった。そのため、大滝村一帯において、人家、道路、各種公共施設、農林地、墓地等にかかりの被害が及ぶとともに、崩土の襲撃によって29名の死者・行方不明者を出すという大惨事をまねいた。

斜面崩壊で最大のものは、御岳山8合目付近に発生したものであって、その崩壊土量は約 $3.6 \times 10^7 \text{m}^3$ に推算されている。これは、1911年に発生した稗田山崩れの $1.5 \times 10^8 \text{m}^3$ に次いで、今世紀における我国第2位の規模である。自然災害総合研究班では、これを「御岳くずれ (Ontake Land Slide)」と名付けている。

本報においては、御岳くずれを対象にして、その物理的な側面、とくに、崩壊前後における地形変化量および崩土の挙動について若干の考察を行う。

2 崩壊の発生と崩土の流出概況

崩壊は標高1900m~2500m、平均傾斜角 24.3° の斜面において地震発生と同時に起こった。崩壊の規模は、

長さ : 1480 m
最大幅 : 480 m
最大深 : 150 m (鉛直方向), 136 m (斜面に垂直方向)

崩壊土量： $3.6 \times 10^7 \text{m}^3$ (見かけ)

のようである。写真1は、崩壊源の全景を示したものであり、写真2、3は崩壊によって表面に露出した地山の状況を示したものである。これらの写真より崩壊源となった火山堆積物は、土砂礫および軽石層などから形成されており、しかもこれらの上部を溶岩層が薄く覆っているのがわかる。軽石層は粘土化がかなり進んでいる。これらのことより、斜面の地層はかなり軟弱であることが予想される。事実、地震前の空中写真においても崩壊地が数多く見られ、今回の崩壊斜面の下端付近にも小崩落が認められるばかりでなく、この部分より地下水が流出していたとも言われている。このような弱い地層が直下型地震によって大きな加速度を受けたことが、この大崩壊の直接的な原因となった

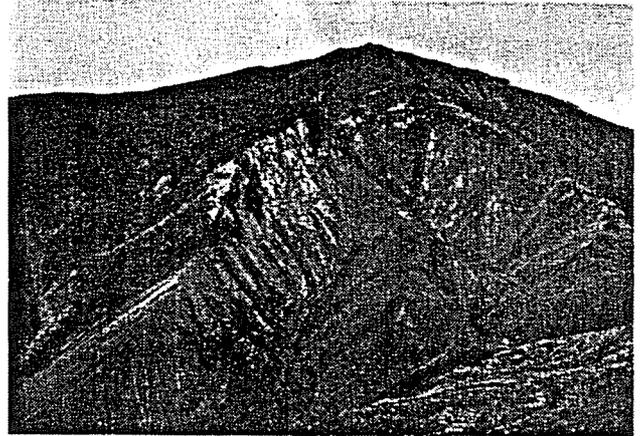


写真1 御岳くずれの全景

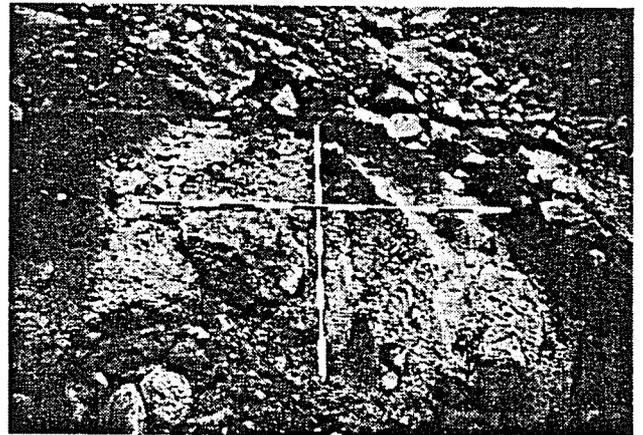


写真2 崩壊源の地山の状況 (軽石層)



写真3 崩壊源の地山の状況 (砂礫層)

断面9は、濁沢の断面であり、その左岸部は、伝上川から濁沢への溢流部に相当している。これによれば、溢流部に若干の侵食がみられ、対岸部の河床には数mの深さでかなり広い範囲に堆積が見られる。これより下流の濁沢には砂防ダムが設置されていたが、これらが全て土砂に埋まっている事実から考えて、伝上川より越流してきた崩土の大部分は、濁沢に堆積しているものと思われる。

断面10は、伝上川と濁沢の合流点下流の濁川の断面で、断面11は、濁川と大滝川の合流点より上流側の断面図である。これら二つの断面間の平均勾配は約3.6°であって、断面10においてすでに顕著な堆積が見られ、最大堆積深は14m程度になっている。これより下流の断面11においては、河床全域に深さ25m~30m程度の堆積がみられる。これらのことより、濁川における崩土の堆積量はかなりの量になることが予想される。

断面12~15は、大滝川における河道断面の比較である。このうち断面12は、本川における堆積開始地点付近のもので、断面13は、餓鬼ヶ咽狭窄部上流の堆積土砂の最も多い部分の代表的な断面である。断面14は狭窄部のもので、断面15は、氷ヶ瀬狭窄部の上流部分である。堆積土砂は、合流点近傍および直下流の断面13付近で最も多く、堆積幅は300m、堆積深は40m程度になっている。これらの図より大滝川本川の堆積土量を算定すると約 $2.5 \times 10^7 \text{ m}^3$ 程度になる。これは、崩壊土量 $3.6 \times 10^7 \text{ m}^3$ よりも1千100万 m^3 ほど少ない。したがって、この差に相当する部分は、濁川や濁沢などに堆積していることが推察される。

侵食および堆積量の分布は上述のようであるが、濁川出口付近の堆積形状の特徴についてみれば、流れ山の点在や崩壊後の水成作用等で表面には若干の凹凸はみられるものの、図2の断面11~15に示されるように、また、後述の図6にも示されるように、横断的にも縦断的にも非常に平坦であって、大滝川における堆積勾配は1.7°と極めて小さくなっている。

つぎに堆積物の粒度分布について少し調べてみよう。写真4、5は、それぞれ大滝川における河床表面（氷ヶ瀬トンネル上流）と流れ山の状況をみたもので、粒径40mm以下の成分について、これらの粒度分布を示すと図3のようである。図中Aは流れ山、Bは氷ヶ瀬トンネル上流、Cは送水管の左岸部における粒度分布である。河床表面の粒度分布は採取した堆積物がどのような過程を経てそこに存在しているかによって、かなり異なるが、図3によれば流出過程において分級作用を受けていない流れ山の粒度分布と河床表面のものとの顕著な違いは認められない。また、写真4と前



写真4 河床表面の状況 (王滝川氷ヶ瀬)

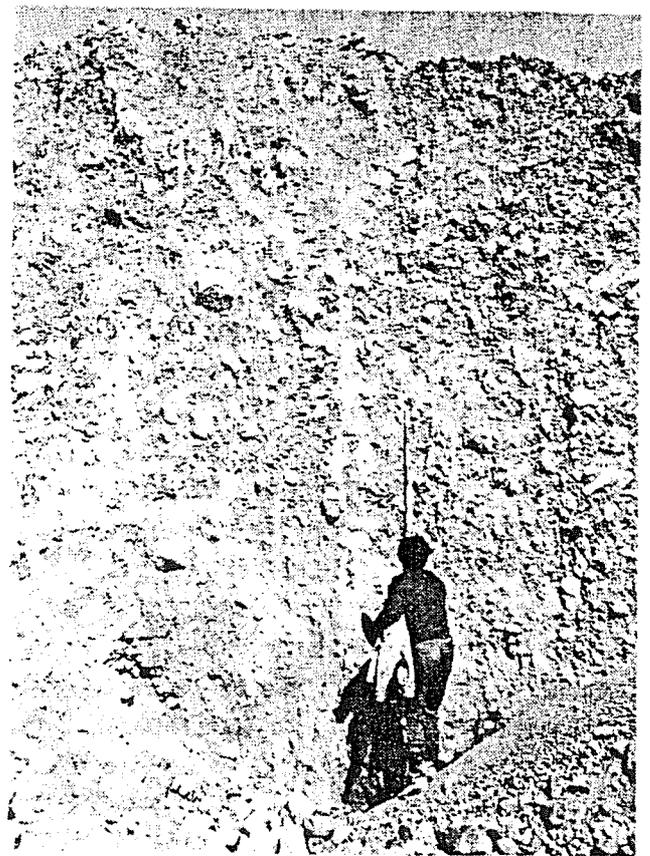


写真5 流れ山 (王滝川本川)

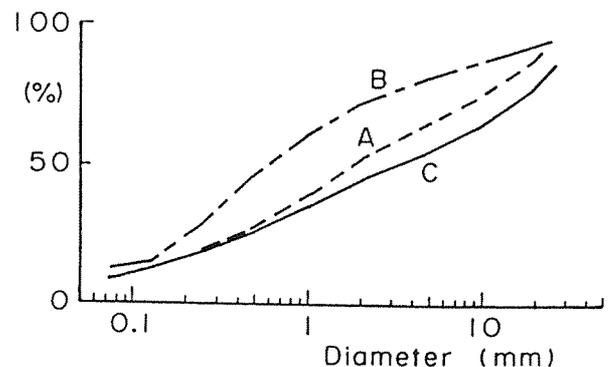


図3 堆積物の粒度分布

述の崩壊源における写真3とを比較すれば、両者はかなりよく似ていることがわかる。図3および写真との比較から考えて、崩土は、その流出過程において分級があまり進まない状態で流下したことが推察される。

ここで、以上の結果や災害後著者らが行った3回の調査(9月25日~27日,10月6日,11月14日~17日)における観察結果のうち、崩土の輸送、堆積現象の考察を進めるための重要な事柄についてこれらを纏めると次のようである。

- (1) 崩壊は地震発生と同時に起こった。
- (2) 伝上川における河岸の溢流部には水分の少ない堆積が残されている。
- (3) 伝上川の直線部において、河岸高が100mを越える領域にも明瞭な痕跡が残されている。したがって、崩土の流動深は100mを越えており、しかも河道の侵食痕跡から考えて、崩土の移動速度はかなり大きいことが予想される。
- (4) 濁川出口付近および大滝川本川における土砂の堆積形状は平坦で、堆積勾配は 1.7° 程度である。
- (5) 局所的に分布する流れ山および救助活動のために歩行路として固められた部分を除けば、堆積物表層は歩けないほど水分を多量に含んでいる。(深い層についての情報は得られてない。)
- (6) 堆積領域における材料の分離は殆どみられない。

さて、前述したような大量の土砂の堆積が、一体、地震発生後何回の土砂輸送事象で達成されたのか、また、それらの土砂輸送現象はどんな形態であったのかが次に検討しなければならない課題である。

まず、前者について考察してみよう。現地の人話によれば、土砂輸送事象は数回にわたって起こっているようである。ところが、濁川の流域面積は 21km^2 で、平常時における降雨出水後の流量は $2\text{m}^3/\text{sec}$ 程度である。したがって、小規模の土石流や泥流の発生は可能であるにしても、水の供給能力から考えて、大量の土砂移動を伴うような事象が2回、あるいはそれ以上起こることは不可能である。また、前述の(4)~(6)にみられるように、規模の大きい事象が何波にもわたって発生したという痕跡はみられない。したがって、地震発生後における濁川および大滝川における土砂の堆積は、前述(3)に示すように、規模の大きい1回の事象によって行われたものと推察される。

主要な土砂輸送の事象が1回であったとすれば、これはどのような土砂輸送形態であるのか、また、土砂輸送の主要な媒体が水であったのか、空気であったのか、水と空気の混合体か、あるいは砂礫のうちの微細な土砂と水の混合体であったのかについて考察しよ

う。まず、前述(5)によれば、堆積物表層には多量の水分が含まれており、堆積物の空隙は、ほぼ水で飽和していたことが事実である。一方、堆積物のうち、深い層の含水状態に関する情報は得られていないが、濁川における踏査によれば、河道側岸部に残された堆積物には、かなり多量の水分が含まれていた。このことから考えて、深い部分の堆積物は表層のものに近い含水状態であることが推察される。そこで、大滝川本川の堆積物が水で飽和しているものとし、空隙率を0.4とすれば、堆積物に含まれる水量は、 $1\text{千万}\text{m}^3$ にもなる。では、一体、このような多量の水がどこに存在していたのかが大きな疑問となる。ついで、このことについて調べてみよう。土砂の堆積と同時に柳ヶ瀬地点に天然ダムが出現したが、これより上流域面積は 114km^2 、うち三浦ダム流域 73km^2 であって、三浦ダム流域からの水の流出はなく、また、残流域の流量も少なくして天然湖の水位上昇は緩やかであった。天然湖より水が流出し始めたのは、御岳くずれより10日以上経過してからのことである。したがって、堆積物に対し、大滝川本川上流域からの水の供給は無視できるオーダーである。また、伝上川および濁川における崩壊発生後の流量をみても高々数 m^3/sec 程度であって、崩土の流下過程における供給水量は微量である。これらのことを総合すれば、堆積物に含まれている水は、結果として、崩土それ自体に含まれていたことになる。そこで、大滝川の堆積物に含まれる $1\text{千万}\text{m}^3$ の水が、崩壊土量 $3\text{千}600\text{万}\text{m}^3$ の空隙率のうち何%に相当するかを算定してみると、空隙率を0.4とした時、約70%程度に推算される。換言すれば、崩壊斜面の土層において、表層より3割程度の深さまででは乾いた状態であって、それより下層の空隙は水で飽和しているとみなせば、堆積物に含まれる水量を説明できることを意味する。山腹斜面にこのような多量の水が存在し得るかどうかが今後の検討課題ではあるが、以上の考察に基づけば、山腹の輸送媒体の主要なものは、水かあるいは水と微細土砂の混合物であり、しかもその水は崩壊源に存在していたことが推察される。

ここで崩土の輸送形態について若干の私見を述べておこう。まず、地震発生に伴って生産された崩土は、滑動を始めるが、その過程において変形が進む。崩土の移動距離が大きくなるに伴って内部の変形が進み、ついには崩土の内部構造は破壊されてしまう。一方、このような過程において、移動層の上部に存在する比較的乾いた崩土は、溢流して河岸の平坦なところに堆積するか、別の流域に流出する。このようにして、崩土は流動化して土石流を形成して下流域まで流出したものと推定される。なお、濁川や大滝川に点在してい

る流れ山は、崩壊土層のうち、表層の水の少ない部分にあったものが、流下過程において内部構造が破壊されないまま流出停止したものと考えている。

侵食・堆積現象の実態やその機構に関する考察において示したように、御岳くずれは、極めて流動性の高いことが示された。そこで、崩壊規模と流動性との関連性について、少し調べておこう。従来、規模が大きいほど、崩土は遠くまで移動し、崩壊源より停止点までの見かけ等価摩擦係数は小さくなることが知られている¹⁾。図4は、等価摩擦係数に関し、諸外国のものも含めて、我国の歴史的に著名な大崩壊²⁾の事例を示したものである。これらの結果と今回のものと比較してみると、御岳くずれはかなり流動性が高いことがうかがえる。

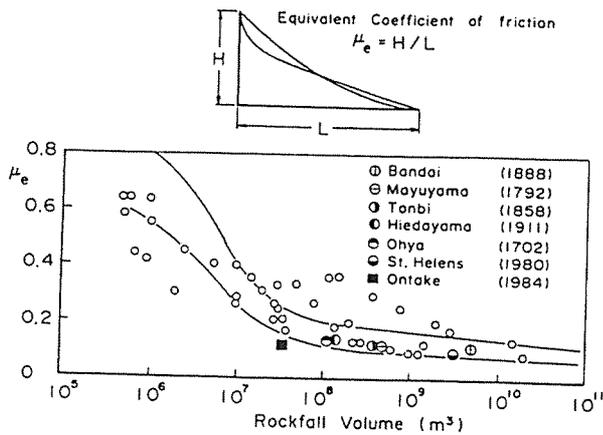


図4 崩壊規模と等価摩擦係数

4 崩土の流動化と運動

これまでの各節において、崩土の挙動に関する実態やその機構について若干の考察を行ってきたが、現在我々が持っている方法によって、こうした崩土の運動をどの程度再現できるのかを調べておくことも重要である。そこで、芦田・江頭らの方法を適用して、崩土の流動化の過程や運動開始より停止するまでの過程について検討してみよう。

彼らは、土塊内部のせん断ひずみがある値に達したときに、崩土の流動化が起これものと考え、さらにこのひずみエネルギーは、土塊と斜面との摩擦仕事によって供給されるものと仮定して、内部構造が完全に破壊されるために必要な移動距離の条件を次式のように提案している³⁾。

$$\frac{x_{11}}{h_r} \geq \frac{\alpha}{k_\mu} \left\{ \frac{\cos(\pi/4 + \phi/2) \tan \phi}{3\mu_k} + \frac{1}{\mu_k(1-\lambda)(1-\rho/\rho_s)\cos\theta} \cdot \frac{c}{\rho_s g h_r} \right\} \quad (1)$$

ここに x_{11} : 内部構造の破壊に必要な移動距離, h_r : 崩土の最大移動厚 (最大崩壊深), ϕ : 崩土材料の内部摩擦角, c : 崩土の粘着強度, λ : 崩土の空隙率, ρ_s : 土粒子密度, ρ : 水の密度, θ : 斜面傾斜角, g : 重力加速度, μ_k : 崩土と斜面の動摩擦係数, $\mu_k \approx 0.7 \phi$, α/k_μ : 経験定数で $\alpha/k_\mu = 37$ 。式(1)において、崩土内部の空隙は水で飽和しており、崩土の2次元的な形状(運動方向に平行、斜面に直角、かつ最大崩壊深を含む面)は三角形で近似されている。

一方、崩土(土塊)の運動については、式(1)の場合と同様、空隙は水で飽和されているものとし、さらに、形状を三角形で近似し、崩土全体を質点とした取り扱いによって次式が提案されている⁴⁾。

$$\frac{u_r}{\sqrt{g h_r}} = \left\{ \frac{u_{r0}^2}{g h_r} e^{\frac{2ax}{h_r}} - \frac{b}{a} (1 - e^{\frac{2ax}{h_r}}) \right\}^{\frac{1}{2}} \quad (2)$$

$$a = -2(\rho/\rho_r) f_b$$

$$b = \cos \theta \{ \tan \theta - \mu_k(1-\lambda)(\rho_s - \rho) / \rho_r \}$$

ここに u_r : 崩土の移動速度, u_{r0} : 斜面をいくつかの勾配ごとに折れ線で近似したとき、各斜面における上流端の移動速度, x : 各斜面の上流端からの移動距離, f_b : 崩土と斜面の間の流体抵抗係数, θ : 斜面(溪床)勾配, ρ_r : 崩土全体の平均密度であって、

$$\rho_r = (1-\lambda)\rho_s + \lambda\rho \quad (3)$$

のように示される。なお、他の記号は前述の通りである。

図5は、式(1)において、 $\theta = 12.2^\circ$ (図6参照), $\lambda = 0.4$, $\rho = 1.0 \text{ gf/cm}^3$, $\rho_s = 2.65 \text{ gf/cm}^3$, および、 $\mu_k = 0.7 \tan \phi$ 、として算定される流動化に必要な滑動距離と崩土の粘着強度との関係を $\phi = 10^\circ$ の場合と 14° の場合についてみたものである。御岳くずれにおける崩土の粘着強度がどの程度であるのかは検討すべき課題であるが、いま、かりに、長崎災害の解析に用いられた $c \approx$

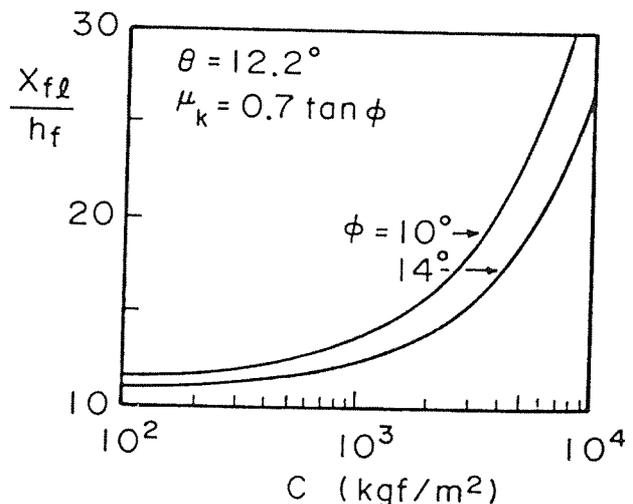


図5 流動化に必要な移動距離と粘着強度との関係

1900kgf/m²の値を採用すれば、 $\phi=10^\circ, 14^\circ$ のとき、それぞれ $x_{r1}/h_r=14, 16$ となる。最大崩壊深 h_r は 136 m であるので、流動化のための移動距離 x_{r1} は 1900~2200 m 程度になる。この位置は、図 1 の断面 7-7 付近に相当するが、粘着強度は、長崎のものよりも、むしろ小さいものと思われる。したがって、水の少ない表層近傍を除いて、この断面よりかなり上流部ですでに流動化したものと推察される。そして、前述したように、濁川や本川にみられる流れ山は、水分の少ない表層近傍の土塊がこのような流れに運ばれてきたものと思われる。

図 6 は、上述の計算に採用した各パラメーターの値のほか、 $f_b=0.02$ として、式 (2) より算定される崩土の移動速度の分布を示したものである。図の横軸は、濁川と本川の合流点を 0 として示した河道距離であって、この軸上には、計算に採用した最大高 $h_r=136$ m、底辺長(崩壊斜面長) $l_r=1480$ m の三角形が、崩土の停止地点に破線で示されている。さらに、実線の堆積の最大厚が 40 m 程度になっていることを考慮して、三角形の高さを 40/136 倍だけ縮め、さらに底辺については、この逆倍数だけこれを長くしたものを斜線で示している。また図 6 の上部には、河道縦断形状、崩壊前後の縦断形状、堆積土砂の縦断形状、計算に採用した流路の分割と各区間の平均勾配などが示されている。

まず、 $\phi=10^\circ$ および 14° に対する崩土の流下速度の分布に着目すれば、いずれの場合にも小笠山の下流付近までは加速領域であって、この付近から濁沢との合流点までの区間において、崩土はほぼ定常運動をし、その流下速度は、 $\phi=10^\circ$ の場合に 50 m/s、 14° の場合には 60~65 m/s 程度になっている。濁川に流入すると、崩土はただちに減速し始める。計算から求められるこ

のような移動速度の傾向は、侵食領域が伝上川のみに限られている事実や、流れ山が濁沢との合流点より下流域に点在している実情をかなりよく説明しているものと思われる。崩土は濁川に入ると減速し続けて、 $\phi=10^\circ$ の場合の計算では大滝川本川を約 1.3 km 流下して停止し、 $\phi=14^\circ$ の場合には、本川との合流点より約 500 m 上流で停止する。これに対し、実際には、崩土の重心は合流点より約 200~300 m 下流で停止している。したがって、計算に採用した $\phi=10^\circ$ は、崩土と溪床との固体摩擦を小さ目に与える結果になっており、逆に、 $\phi=14^\circ$ の場合には、これを大き目に見積もっていると言える。しかし、いずれにしても現象をかなりの程度再現できているものと思われるが、 $\phi=12^\circ$ 程度の値を採用すれば、崩土の重心に関する移動速度の分布も停止位置もさらに的確に再現できるものと考えられる。

上述の計算においては崩土の堆積過程における流動層厚 h_r の変化が考慮されていないが、これらを何かの方法によって評価すれば、重心の停止位置ばかりでなく、図 6 の下段の斜線で示した三角形のように、堆積範囲に関する有効な情報が得られるものと思われる。しかし、この解析においては流体摩擦 f_b および崩土材料の静止内部摩擦角 ϕ が重要や役割を担っているが、これらをいかに推定するかは非常に重要な問題である。 $f_b=0.02$ を採用した理由は、先の 1958 年 7 月の山陰豪雨災害における崩土の流出範囲の解析において、実際の現象をよく説明できたからである。しかし、これについては、基礎研究の成果を待たなければならない。一方、 ϕ は、式 (1) においては内部の破壊面と内部摩擦力、および境界摩擦力を決定する重要なパラメータであり、式 (2) においては、崩土と溪床との境界における固体動摩擦力を決定するパラメータである。上述の計算においては $\phi=12^\circ$ 程度の値を採用すれば、実際の現象が再現できるものと考えている。ところが、静的な状態において崩土の材料がこのように小さい値をとることは実際には稀であろう。しかしながら、崩土を構成する材料のうちの細い成分が高速運動に伴って流体相として挙動すれば、 ϕ は静的な状態に比較して必然的に小さくなることが考えられる。その後の考察⁵⁾によれば、静的な状態で $\phi=35^\circ$ の材料についてみたとき、材料中の 40% が流体相として挙動すれば、見かけ上内部摩擦角は 15° 程度になり、50% が流体相になった場合には 11° 程度になることが判明している。

5 結 語

本報においては、長野県西部地震によって発生した大崩壊を対象として、その流出概況や侵食・堆積現象

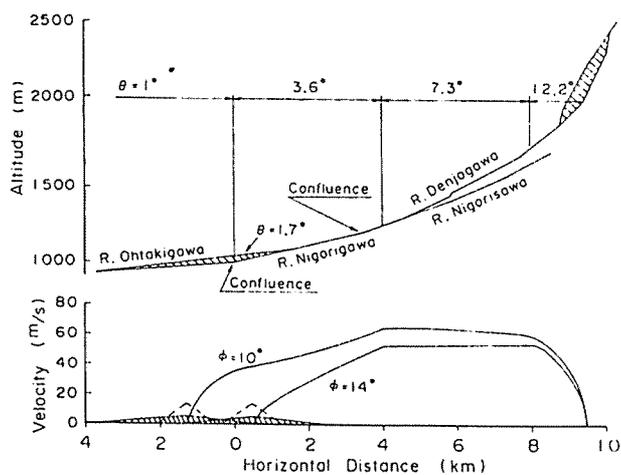


図 6 崩土上の流下過程における移動速度の分布と堆積範囲

について考察するとともに、土砂災害の防止・軽減対策のための基礎となる問題、すなわち、斜面や渓床における崩土の挙動と流出範囲の予測がどの程度可能であるのか検討し、以下のような見解を示した。

実態の考察と理論解析に基づく結果を総合して、崩壊発生から流動・堆積に至るまでの過程について、崩土は崩壊→塑性的移動（移動中に内部変形が進行）→土石流的移動（通常の土石流よりも水は少ない）のような過程を経て流出したことを推察した。ついで、塑性的移動から土石流的移動に変化する地点および崩土の移動速度に関する解析を行い、流動化地点や加速、定常、減速停止領域等を示し、これらの結果と崩土の流出過程の実態とを比較して、溪流の侵食領域は崩土の加速、定常運動領域に限られていること、および減速領域においては、堆積が起こるとともに流れ山がみられることなどを述べた。そして、流れ山は、移動層の上部の水分の少ない部分が、構造を破壊されないまま減速領域に残されたものであることを推察した。さらに、上述の解析によって崩土の重心の停止地点もかなりよく再現できることを示した。これは、計算に必要なパラメータが既知であれば、崩壊規模の大小にかかわらず、ここで示した解析法が適用可能であることを意味するものである。

以上のように、興味あるいくつかの知見を得ているが、一方において、今後の解明すべき多くの問題が残されている。たとえば、堆積物に含まれている大量の水がどこに存在していたのかについては、不明のまま

であって、ここでは、山腹斜面に含まれているものと仮定している。この仮定が不合理であれば、本報告の見解も変更しなければならない。また、理論解析のためには、本文で述べているように、いくつかのパラメータを予め設定しなければならないが、これらも今後の問題点である。さらに、妥当なパラメータを用いて崩土の流出過程を解析したとしても御岳くずれのように大規模な崩壊は、堆積時の若干の変形でも堆積範囲を予測するうえでは重要であり、堆積過程における崩土の形状変化に関する評価法の究明も今後の課題である。

参 考 文 献

- 1) Hsü, K. J.: Catastrophic Debris Streams Generated by Rockfalls. Geological Soc. American Bull., Vol.86, 1975, pp.129-140.
- 2) 町田 洋：巨大崩壊、岩屑流と河床変動，地形，5巻3号，1984，pp.155-178.
- 3) 芦田和男・江頭進治・大槻英樹：山腹崩壊土の流動機構に関する研究，京大防災研究所年報，26号 B-2，pp.315-327.
- 4) 芦田和男・江頭進治・神矢 弘：斜面における土塊の滑動・停止機構に関する研究，京大防災研究所年報，27号 B-2号，1984，pp.331-340.
- 5) 芦田和男・江頭進治：長野県西部地震による御岳くずれの挙動，京大防災研究所年報，28号 B-2，1985（印刷中）

4.2.6 長野県西部地震に伴う御岳山の岩屑流堆積物 ——とくに伝上川中流域と王滝川合流部付近——

東京大学地震研究所 松田時彦・有山智雄*

1 まえがき

1984年9月14日午前8時48分頃、長野県御岳山南東麓の王滝村を震央とする極浅発地震(M6.8)が発生した。その直後に御岳山の頂上南側、伝上川源頭部海拔約2550m~1900mの山腹、尾根が崩壊して岩屑流が発生し主に伝上川・濁川・王滝川沿いに約12kmを9分前後(平均速度80km/時)で流下して王滝川本流の標高約950mの水ヶ瀬付近に達した(栗田泰夫ほか, 1984)。崩壊物の量は約 $3.6 \times 10^6 \text{m}^3$ と推定されている(長岡正利1984など)。

以下、主に伝上川中流域および濁川・王滝川合流部付近での観察と考察結果を記す(図1)。

この調査には地震3日後の9月17日に撮影された朝日航洋KK(縮尺1:5,000)および中日本航空KK(縮尺1:10,000)による空中写真を用いた。また本稿に用いた地形図は地震後に調製された国土地理院地理調査技術開発室(1985)の5000分の1地形図であり、本稿の図2と図3の原図と文中の標高はそれによった。調査に際しては信州大学酒井潤一氏、金沢大学守屋以智雄氏、富山大学小林武彦氏、および東大地震研究所の山科健一郎・伯野元彦・中村一明・荒牧重雄の各氏から、現地であるいは室内で有益な御教示をいただいた。空からの現場視察は朝日新聞社(多喜実氏)と朝日航洋KK(荒木春視氏)の御厚意によった。このほか王滝営林署その他現地の方々からも多くの御援助をいただいた。調査費用の一部は自然災害特別研究(代表者愛知工大飯田汲事教授)によった。それに関連して愛知工業大学正木和明氏に大へんお世話になった。これらの方々には厚くお礼申し上げる。

2 伝上川中流部(図2)

伝上川中流で岩屑流は谷から両側の火山斜面上に溢流しその地表をはぎとり薄い岩屑をのこした。その堆積物にはa) 顕著な縞状構造をもち主として、溶岩片などの火山角礫やスコリヤなど崩壊地の火山体を構成していた岩塊からなる部分と、b) それに多量の表土

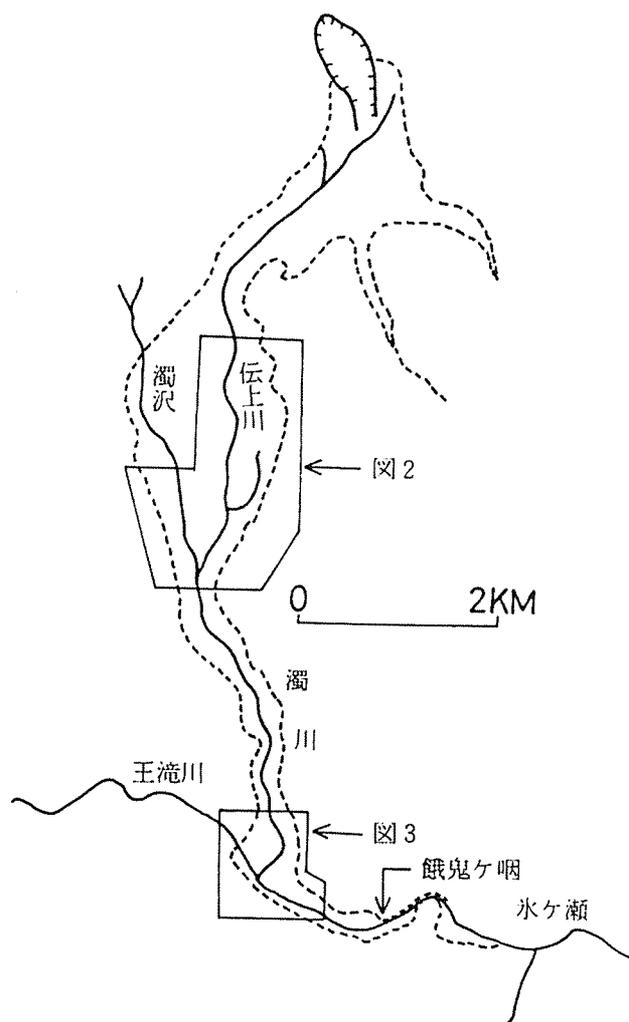


図1 御岳山南斜面岩屑流地域の索引図

に由来する泥質塊や樹木片が混じる比較的一様な表面をもつ部分がある。以下、それぞれをa相、b相とよぶ。また岩屑流堆積物にはしづき状に降下した岩屑が植生を半ば残してその上に散在する部分が伴なわれていた。以下、この部分を「岩屑しづき面」とよぶ。この場合の「しづき」の粒は水滴ではなく岩屑の意味である。

*現在、東京学芸大学附属高校

T. Matsuda, and T. Ariyama; Debris Avalanche Deposits of Ontake Volcano, Caused by the Western Nagano Prefecture Earthquake of Sept. 14, 1984

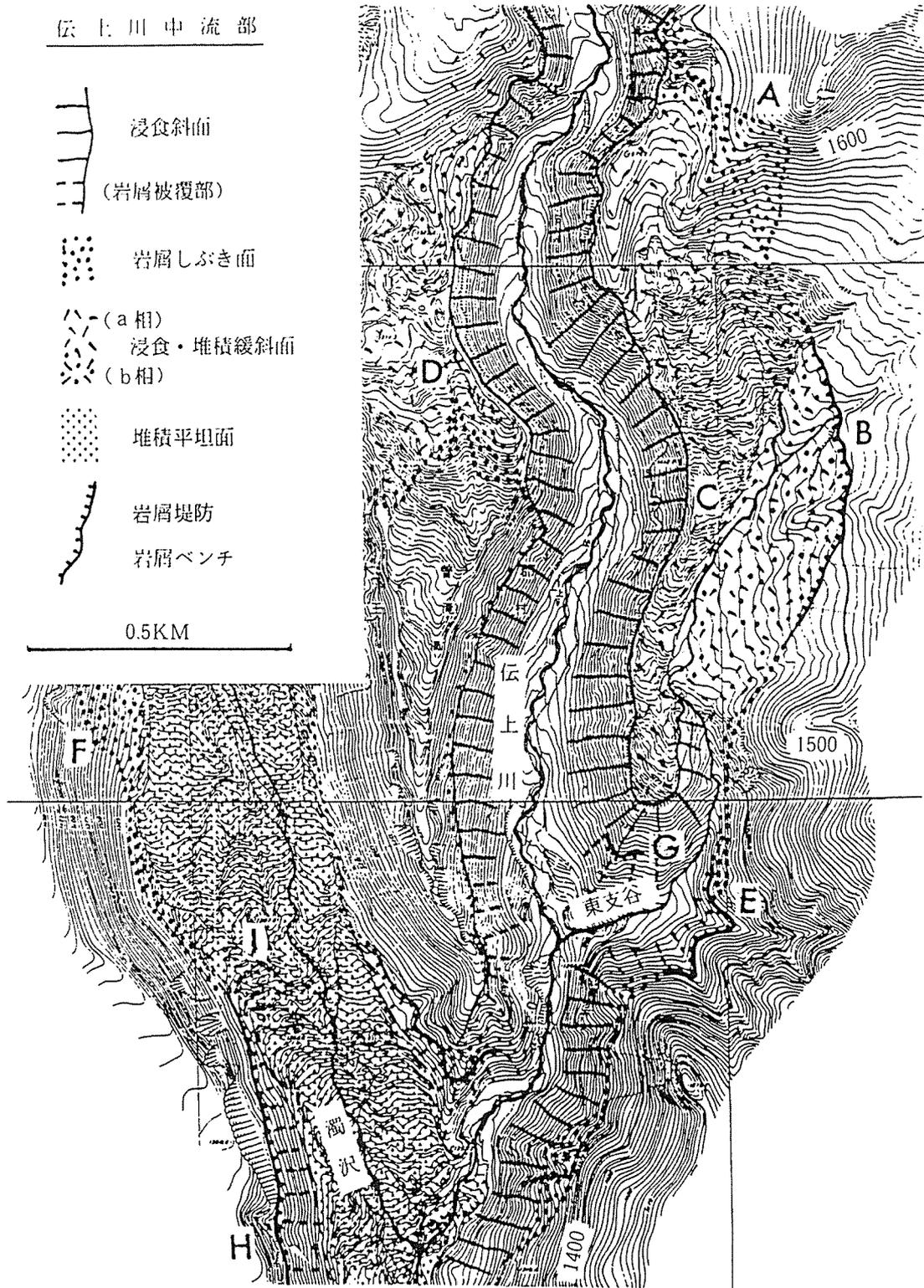


図2 伝上川中流部の地形区分

2.1 伝上川左岸尾根の岩屑しぶき面 (標高 1625 m ~ 1525 m 付近)

伝上川が南南東から南南西へむきを変えるところ (谷底の標高約 1470 m) で左岸側の火山斜面上に岩屑流が乗り上げている (図2のA付近)。その堆積物 (b

相) の分布の東縁は北東方からのびてくる尾根の標高 1595 m 付近まで達している。その東側に接して空中写真で明黄色にみえる半ば植生に被われた岩屑しぶき面が南北約 300 m, 東西最大 100 m にわたって分布する。岩屑しぶき面はその尾根の南北両斜面にあるが南側

斜面下部での観察によると、一面に生えていた熊笹の茎やその中に点在していた小さな木はそろって南側へ倒れその上に岩屑（径 50 cm 以下）が散在していた。大きな岩塊が落下時につくった衝撃孔もある。熊笹中の小さな木や南東側の唐松林の緑の樹には地表から 2～5 m で折れて樹冠部が失われているものが多数あった。そのほか樹冠はのこっているが、北側（上流側）の小枝を失ないあるいは樹皮に損傷を受けているもの、樹幹が南側へ傾むくものなどがあった。上記の植生の被害状況は、それが岩屑の打撃によるだけでなく、それに強風が伴っていたことを示している。このような岩屑と植生の混在する部分の西縁では岩屑しぶきの岩屑と同じ種類の岩屑が急にふえすぐにそれに完全に被われてしまう。

尾根の北側斜面の岩屑しぶき面では森林が破壊され、大きな樹幹の倒れたもの、立ってはいるが中・上部が折れて失われているもの、枝はついているが全体が黄灰色にみえるものなどが空中写真にみえる。倒木の方向はほぼそろって北西—南東である。この倒木の方向はこの岩屑しぶき面の北東縁の方向とほぼ一致しているが西側に分布する岩屑流の縁辺の方向やその内部の流理構造とは斜交している。このような関係から、岩屑しぶきが北西方向から降りそそいだあとに北から岩屑流の本体がきて岩屑がその西部を被ったことがわかる。

このように、伝上川中流の谷の屈曲部で伝上川左岸の火山斜面にのり上げた岩屑流には前駆的な強風と岩屑のしぶきが伴われていた。この岩屑しぶき面の上限は標高約 1620 m にあり、それは付近の伝上川谷底から約 150 m～200 m 高い。

2.2 岩屑の平行堆積と岩屑堤防（標高 1500 m 付近）

上述の岩屑流（b 相）の東縁は標高 1490 m 付近で北東からの小さな谷（周囲の火山緩斜面と谷底の比高 3～5 m、幅 10～30 m）をほぼ直角に横切っている（図 2 の B 付近）。谷底にも谷斜面にも岩屑が堆積しているがいずれも薄く（1 m 以下）谷地形はそのまま保たれている。このように岩屑が凹地にもその両側の斜面にもほぼ等しい厚さで堆積している点は降下堆積物に似ている。

この沢のやま北方から南方まで約 700 m の間の火山緩斜面上では、この岩屑流の東縁に高さ 1～2 m の、岩屑の集積による堤防状地形（以下、岩屑堤防とよぶ）ができています。この岩屑堤防は、万里の長城のように地形の小起伏に応じてその高度を変えて流下方向につづいている。地図上ではこの岩屑堤防は平滑な外縁線を持ち、小起伏の等高線とは関係なく小さな尾根をの

りこえている。堤防に接している唐松は岩屑のために半ば埋れ押されて外側へ傾いている。岩屑堤防の外縁は明確で、その外側の地表に岩屑しぶきはみられない。この岩屑流は標高 1400 m 付近で伝上川東支谷の中に流れ込み後述のようにその谷壁にも堤防様の地形（ベンチ）を残している。

2.3 伝上川左岸尾根上の a 相岩屑流堆積物（標高約 1500～1400 m）

上述の b 相岩屑流の西側の、伝上川左岸に沿う細長い尾根（図 2 の C 付近）に縞模様のある岩屑堆積物（a 相）がある。その縞模様は巨視的には斜面の走向方向につづいているが、微視的にはその縞は上流側あるいは下流側へはり出した弧ないし馬蹄型が連なった波状を呈している。この縞模様はそのように配列した同じ色の岩屑の列とそれに平行する溝状の凹凸地形によってつくられたものである。その凹凸地形の比高は 1～2 m、波長は 1～10 m 程度であり、しばしば尾根上のもとの地形の微高地あるいは先着した岩屑堆積物による微高地を避けるように岩屑がその両側へ流下して上流に凸の馬蹄型の縞模様をつくっている。しかし近接してみるとこの岩屑流の表面は一見したところ、大型のトラクターが岩屑だらけの土地を全面的に掘りおこした荒地に似ている。

この岩屑流の表面に座している大型の岩塊の上には、比較的細かい岩石や泥塊が積み重なっている。その堆積物が高さ 1 m 以上の岩屑の尖塔をつくってまわりの堆積面上に突出している場合もあった。このことから、その大きな岩塊が動かなくなってからも、岩屑が厚さ 1 m 以上降り積ったことがわかる。

2.4 伝上川右岸尾根上の a 相と b 相の堆積物（標高 1500 m 付近）

上述の左岸尾根の対岸の、右岸尾根の上には濁沢へ越えた岩屑流堆積物がある（図 2 の D 付近）。空中写真観察によると、尾根上での岩屑流の末端部（標高約 1500 m 以下）には樹林に接して a 相から漸移して褐色にみえる泥質の岩屑（b 相）が粉が積ったような表面をみせて吹だまり状にうずたかく積っている。僅かに残った樹の幹は下流へ流れ、孤立している樹はその上流側の枝を失っている。その下流側にある森林はおおよそ 100 m の間、緑の樹冠が黄色を帯びている。これらの様子は前述した風を伴った岩屑しぶき面に似ている。

この尾根上では上記のほか a 相がその側縁部で b 相に漸移しているところ（この尾根の上部西側部分など）もあるが、a 相を明瞭に不整合に被う b 相堆積物もあ

る（標高 1520 m 付近など）。上述の吹きだまり状木端近くにも伝上川から僅かに溢流した b 相があるが（標高 1500 m 付近）、それは上述の吹きだまり状部を被覆している。

これらの性状から、岩屑流は流下時に比較的重い岩屑からなる部分（a 相）の先端～側縁部に軽い泥質塊の多い部分（b 相）をしぶき状に伴っていたこと、また、流下に伴い両相が分離する傾向があり b 相は a 相の堆積後も運動をつづけていたことがわかる。

2.5 谷の弯入部に入りこんだ岩屑流とその外側谷壁での強風と岩屑しぶき（標高 1350 m 付近）

伝上川左岸尾根上の小谷は標高 1400 m 付近から下流で深い谷（以下これを伝上川東支谷とよぶ）となり、1200 m 付近で伝上川本谷に合する。既述の b 相岩屑流は上流の緩斜面からこの谷に入り、谷壁の下半部はその岩屑で薄く（0.3～0.5 m）被われている。伝上川本谷との合流点の上流（東方）約 250 m 付近にはこの東支谷の左岸に東から小さな沢が入り、そのため東支谷の谷壁に東へ凸の弯入部がある（図 2 の E 付近）。上述の支谷中を流下した岩屑流はその弯入部へ入りこみその岩屑がうすくその斜面を被う。その分布の上限はほぼ等高線（標高約 1350 m）にそって、そこに岩屑によるベンチ状地形（巾 0.5 m）ができています。ベンチより高い部分の斜面には岩屑はなく、植生に被われている。斜面の岩屑が崩落した部分にはもとの地表の植生（草）が露出しているので、この岩屑流はこの弯入部へその斜面の表土を浸食することなく比較的静かに入りこみ、そして去っていったことがわかる。岩屑に被われた弯入部斜面に立っている杉の幹には斜面上のベンチとほぼ同じ高さまで泥痕がついている。このように岩屑流堆積物（b 相）の分布の上限が凹凸ある地形に沿ってほぼ一定の高さにあることは、この岩屑流の標高 1500 m 付近での性質（既述）と明らかに異なっている。

この弯入部の軸部の谷底部には比較的厚い岩屑が残っていて、その表面には上流側に凸のゆるい弧状を呈する深さ 0.5 m 程度のうねが多数生じている。これは岩屑流がこの弯入部から流れ去る時の下方への岩屑の移動による引張り形態であると考えられる。

この弯入部の岩屑ベンチは弯入部の外側、伝上川東支谷に直接面している上流側谷壁にも同様の形態でつく。ベンチの下方の斜面は弯入部斜面よりも岩屑に乏しくところどころに基盤の火砕物質が露出している。ベンチより上方の斜面は隣接する弯入部の斜面とは異ってベンチよりも約 20 m 高いところまで熊笹、かん木、杉の巨木などがその場で根付きのまま下流側へ

なぎたおされその上に小石、泥塊・岩塊（灰黒色の溶岩片など、径 30 cm 位まで）がまだらにのっている。さらに上方の林の中にもいくつかの岩屑、青い杉枝、磨耗した木材片などが、林の下限から約 5 m 奥までとびこんでいる。

この岩屑しぶき面には、既述のように熊笹などのほか枝葉をつけた樹が根付きのまま下流方向に倒れていること、その上のにのっている岩屑は少量であること、立っている大きな樹の地表から高さ 8 m 付近の枝が折れていたりあるいはちぎれた他の枝がその付近にひっかかっていること、などの特徴がみられた。これらは岩屑の打撃によるのではなく強い風によるものと思われる。

このような倒木と散在する岩屑で特徴づけられる岩屑しぶき面は、伝上川の中流部では岩屑流による浸食面の上限（側縁）付近にしばしばみられる。最も広範囲の岩屑しぶき面は伝上川右岸尾根から濁沢へ流れ落ちた岩屑流の正面斜面（濁沢右岸図 2 の F 付近）にみられる。

2.6 浸食斜面上に付着する岩屑ベンチ

伝上川本谷との合流点付近の東支谷右岸の谷壁にもその中ほどの高さ（標高 1300 m 付近）に前記の岩屑流（b 相）のベンチ（幅約 1 m）がほぼ水平に付着している（図 2 の G 付近）。そのベンチ以下の斜面は岩屑にうすく（0.5 m 以下）被われている。

この谷壁は、位置的にみて、その上の尾根上を流下した前述の a 相岩屑流堆積物が、この谷へ流れ落ちた時に浸食して裸にした斜面である。したがってその a 相岩屑流の流下・斜面浸食の後にこの支谷の中を b 相岩屑流がベンチを残して通過していったことがわかる。この b 相岩屑流は伝上川本谷との合流部ではその上流側斜面にまわりこんでいる。

2.7 濁沢・伝上川合流点付近の岩屑流の“高水位”と逆流構造

上述の岩屑ベンチはさらに下流まで断続してみられる。その高さは濁沢・伝上川合流点付近の濁沢左岸では標高 1300 m 以下、同右岸（図 2 の H 付近）では 1330 m 以上であり、下流部分の方が高い。これは伝上川を流下した上述の岩屑流の正面に濁沢右岸の谷壁があり岩屑流の“水位”がそこでせきとめられるように一時高くなったためであろう。この“水位”上昇部の濁沢右岸には滝越からの鈴ヶ沢林道があり、その路面上にこの岩屑流の外縁部の堤防地形ができています。その堤防は植物片を多く含んだ泥塊や各種の岩塊が積み重なったもので、堤防の高さ 1～2 m 外側斜面の勾配は

40°もある。この岩屑の一部は道路のガードレールを谷側から押しつけ、かん木がその間にはさまっているが、それらには岩塊などの打撃による損傷はみられない。岩屑表面より僅かに高所にあるガードレールの谷側の塗装面にはその正面（東方）から飛来した泥しぶきがスプレイをかけたように一面に付着していた。付近の鉄柱は高さ3 m以上まで泥水のしぶきで汚れていた。また空中写真によると付近の樹の梢部分が黄色になっているものがあり、この合流点付近では岩屑面より10 m以上も高く泥水のこまかいしぶきがとんだと思われる。

岩屑堤防をつくったこの岩屑流の表面は濁沢の上流へむかって50 mほど低くなり、濁沢の谷底の1280 m付近で、伝上川から尾根をのりこえてきた岩屑流と接している（図2のI付近）。両者の境界には大きな水たまりがあり、その上流と下流で表面の流動形態が異なる。下流から逆流した部分の表面には中央部が陥没しその中に下流にむいた弧状の小崖が幾重にもできている。これらの崖地形はこの逆流部分が逆流後再び下流へ流動した時に生じた引張りの構造であると考えられる。

この濁沢・伝上川合流部の谷底の岩屑面にはいくつかの大きな岩塊（流れ山）が突出している。濁沢右岸斜面の下部にある流れ山の斜面側のふもとには、流れ山の下流側のふもとに比べて岩屑が厚く堆積している。これは“水位”低下に伴って谷斜面をその最大傾斜方向に下ってきた岩屑がこの流れ山に妨げられてその前面に多くとどまったためと思われる。また、この流れ山をつくる白色の岩屑の一部が流れ山の下流側に尾をひいたように長く分布している。このことも周囲の細かい岩屑の二次的な流れに対して流れ山自体はその場にとどまる傾向があったことを示している。

なお、この合流点の下流、谷底高度約1100 m付近（図2の南方）の堆積面には、いくつかの流れ山が突出している。それらの流れ山ではその上流側斜面に泥塊に富む褐色の岩屑が下流側よりも厚く堆積している。下流側斜面には無堆積のものもある。これはそれらの流れ山の流動中またはその直後に上流から下流へむかうより速度の早い岩屑しぶきがあったことを示唆している。これはその付近ではしばしばみられる谷斜面から最大傾斜方向に流れ下った前述のような二次的流動ないし崩落の跡とは別である。

3 濁川・王滝川合流部付近（柳ヶ瀬付近）（図3）

3.1 尾根を越えた岩屑流（標高約1100 m）

岩屑流による侵食面の上限は上流から濁川右岸の東

へ突き出た尾根（図3のJ）に近づくと約200 mの間に約10 m高くなり、尾根の付け根の崖では標高約1120 mになる。したがってこの尾根の中央部をのりこえた時の岩屑流の表面はこの尾根（標高約1095～1115 m）の上方およそ10～20 m程度であったと思われる。

この尾根の下流側（南側）斜面の下部の2ヶ所に樹林が残存している。両樹林ともこの斜面上の小さな尾根上に位置していることから、斜面を流下してきた岩屑流はこの斜面上の高まりを避けて通ったと考えられる。そのことは空中写真に認められる岩屑流のこの斜面上での流向を示す線状模様が樹林のある小さな尾根を避けるように樹林の上方の斜面でその最大傾斜方向に沿って左右にわかれていることに示されている。

上述の東西に長い尾根の斜面上に、その上流側から下流側へほぼ直線状に尾根を横切ってつづく白色の板状溶岩片の列やそれにはほぼ平行する赤褐色などの岩屑の配列がある。このような線状模様ののびの方向は尾根の上流側斜面でも下流側斜面でも斜面の最大傾斜の方向である。すくなくとも上流側斜面でのその方向は濁川の岩屑流の流下方向（この付近での岩屑流侵食面の上限の走向）とは明らかに斜交している。したがってそれは高速で流下してきた岩屑流によって直接つくられた流動模様ではなく、岩屑流の“水位”の低下に伴ってあるいはその後生じた岩屑の斜面傾斜方向への再移動ないし崩落によるものと思われる。

3.2 狭さく部での岩屑流と岩屑しぶき

濁川が王滝川に合流する所に濁川の狭さく部がある。その左岸の斜面（図3のK付近）には岩屑流が通過時に基盤を削った擦痕状の地形的線構造や流理を示す堆積物の線状地形（下流側へ伏角40°以下、空中写真に明瞭）がある。この斜面上での岩屑分布の上限はその斜面の標高1115 m付近（現河床からの比高約80 m）にあり、下流側へむかって急に高度を下げこの狭さく部の出口で王滝川をうめた岩屑の堆積面下に没している。すなわち上述の線状構造をつくった流れが王滝川の谷底に達した後、現在みられる王滝川谷底を広くうめた岩屑堆積面が形成された。

この狭さく部左岸の岩屑で被われた斜面の上限には岩屑堤防はなく、斜面を被う岩屑が次第にまばらになり樹間の地表に移化していた（樹間の岩屑散在帯の幅は5～7 m、岩屑の岩塊の径はおおよそ50 cmまで）。また、その漸移部には倒木が多い。岩屑斜面の外縁に残って立っていた樹の幹には狭さく部に面した側に地表から5 mの高さまで石の打撃による樹皮の損傷や脱落あるいは石片の樹幹へのめりこみ、泥塊や角礫の付着などがみられた。これらのことは、斜面を被う岩屑のす

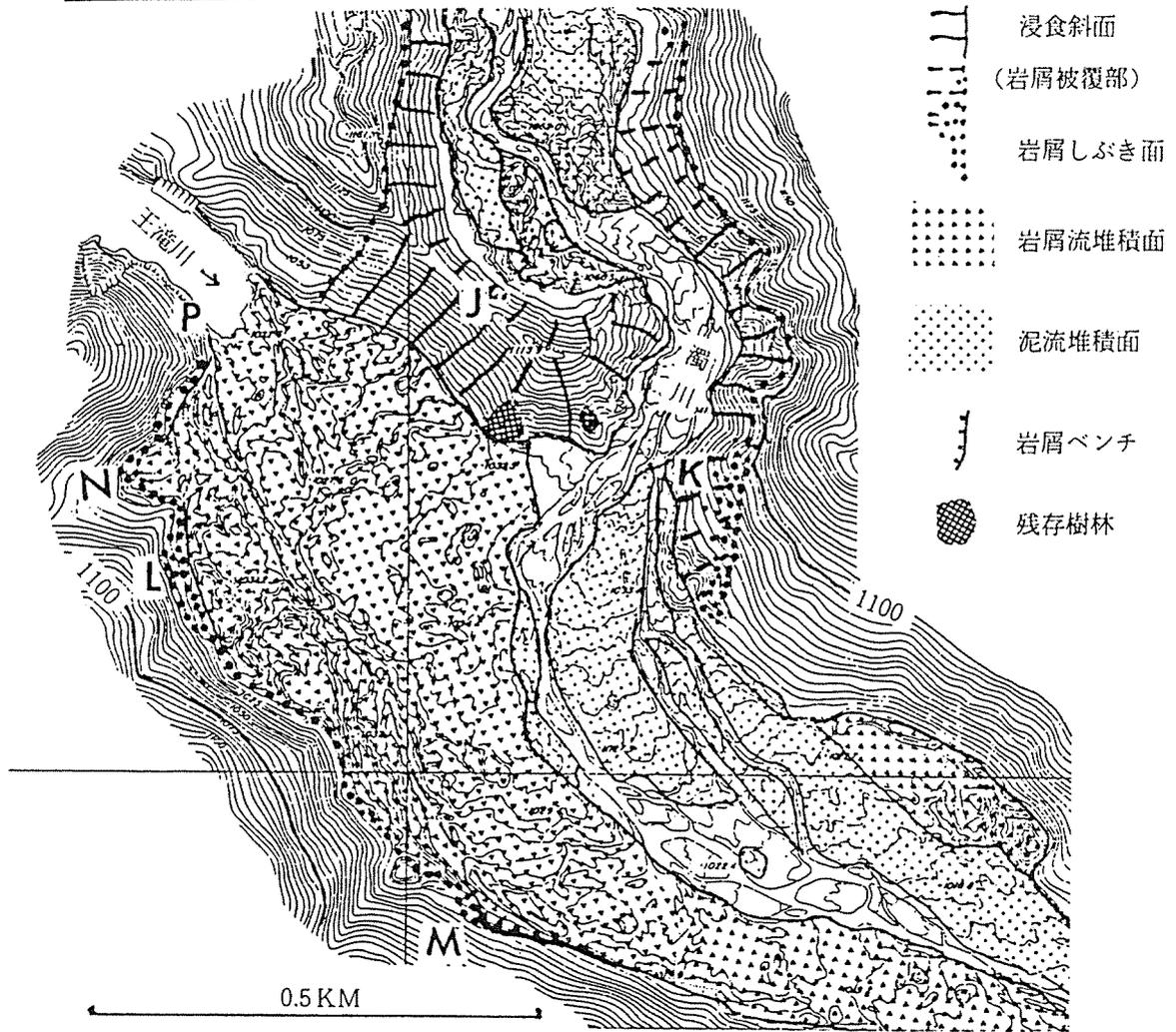


図3 濁川・王滝川合流部の地形区分

くなくとも樹林に近い部分と樹間の岩屑はこの狭さく部を通過した流れからしぶき状に飛来したものであることを示している。

なお、この狭さく部に面した右岸側尾根の斜面下部に残存している前述の孤立した樹林はその下部を浸食され失われているが、その位置からみて、その下部の樹林を持ち去った流れは尾根をのりこえてきた流れではなくこの狭さく部を通過した岩屑流によるものと考えられる。したがって、狭さく部を通過した岩屑流の上限は右岸側ではその左岸にくらべて30 m以上も低かったことになる。左岸側斜面が濁川沿いに流下した岩屑流の攻撃斜面にあたっていたためであろう。

3.3 王滝川右岸の岩屑しぶき

王滝川の谷底は、岩屑によって厚く広く埋められているが、王滝川・濁川合流点の南方、王滝川右岸の斜面下部にはその堆積面より高いところに岩屑しぶき面

がある(図3のL付近)。そこでは現地にあった大きな樹木の倒木が多く立ったまま地表上1~2 m付近で折損し上部が失われている樹も少なくない。岩屑の堆積が薄いため大きな樹の折れた根元部分や小さな崩落部では元の斜面が露出している。このような岩屑に被われた斜面の上限は谷底を埋める岩屑堆積面よりも最高10~15 m高い。しかし、後者が高いところ(合流する濁川の正面、図3のM付近)では、両者の高度差はほとんどない。岩屑しぶき面の上限の高さは必ずしも一定しないが、濁川狭さく部の西南西にあたる場所(L付近)で最も高く標高約1050 mに達している。岩屑の分布範囲の上限が斜面の比較的緩いところ(LとMの中間付近)で浜辺をかけあがった波の形のように山側へ凸の馬蹄型を示すところもあった。岩屑分布の上限は岩屑斜面の上縁の樹林中にあり、そこでは樹林の縁からの距離5~15 mの間、樹間に岩屑が散在していてそれが次第に元来の斜面に漸移している(たとえば図

3のNの入口右岸の小尾根付近)。これらのことはこの斜面の岩屑が密な集団として空中を斜めに飛行してきて堆積したものであることを示している。このことはさらに、樹間の地表に以前からあった大きな石の表面（地表より約50 cm高い）にも積雪のようにより細かい岩塊・泥塊の層がのっていること、その付近の樹幹の地表から数m高いところまで谷に面した側に岩屑の打撃や泥塊のこすりによる樹皮の脱剝や泥塊の付着がみられること、岩屑散在部の一部の樹の梢が立ったまま黄色を帯びていること（空中写真による）、地形的に突出した尾根の蔭や支沢（NおよびMの北）の入口の奥まったところでは岩屑の分布上限度が低い（一定の“水位”を示さない）こと、などに示されている。このほか、岩屑が散在する部分の樹には岩屑斜面に面した側の高いところの小枝が失われているもの、他の樹からきた枝がいくつも谷側の根元部分にからみついているもの（その枝の末端は樹幹との付け根で引き裂かれた形をしている。その上に岩屑がのる）、などがみられた。それらはこの岩屑しぶきに強い風が伴っていたことを示すものと思われる。

この王滝川右岸の岩屑しぶき面の上限が濁川狭さく部へ面した側の斜面で高いこと、王滝川に入る南側からの支沢（N）の入口に入りこんで堆積している岩屑の分布の長軸方向が濁川狭さく部の方向（東北東）を向っていること、岩屑の打撃で傷ついた部分の樹幹もその方向に面していること、などの事実は、この岩屑しぶきをもたらした岩屑流の主流は濁川合流部の尾根をこえてきたものではなく、その東側の狭さく部から流れ出たものであることを示している。

3.4 堆積域での二次流動構造

濁川合流付近の王滝川の谷底をを埋めた岩屑流の堆積面の上にはいくつもの弧状の凹凸地形がある。その様子は図3のMから北北西王滝川滞水域南辺（図3のP付近）にいたる線をさかいにしてやや異なる。この境界線の位置は埋没以前の王滝川の右岸の段丘の縁にほぼ一致している。この境界線の北東側の広い堆積面上の縄状の流理構造の形態から、この大量の岩屑の堆積地形は濁川狭さく部を扇頂とする岩屑の扇状地形を原形とするものであること、その岩屑扇状地の西半分は北西方（王滝川の上流）へ流動したこと、などがわかる。

上述の境界線の南西側の堆積面は全体として北東側のそれより高いが、それ自身の中では概して北西へ低くなっている。しかし、北東側にみられる二次流動を示す縄状流理はみられない。それはこの部分には王滝川の河岸段丘が埋没していて基盤が北東側より高く岩

屑堆積物が比較的薄かったために二次流動がおこりにくかったためと考えられる。

3.5 王滝川右岸の岩屑堤防

濁川合流点对岸の王滝川右岸の比較的の上流側の斜面には前述のような岩屑しぶき面がある。しかし、その東側（下流側）につづく斜面（図3のM付近から東）には、岩屑しぶきがみられず堤防状の高まりまたは谷斜面にアバットするベンチ状地形が付着している。したがってその高さまで、岩屑流堆積物の“水位”が達したのち、岩屑流の主体がより下流へ流れ去り、結局現在みるようにその位置から10～12 m低いところに最終堆積面ができた。

この岩屑で被われた谷斜面の樹は浸食で失われているが、その上限付近の岩屑ベンチ付近には直立したまま根元部分が1 m以上埋まっている樹もあった。その樹幹には岩屑面の上方1～2 mまで軽微な樹皮の損傷や泥の付着がみられた。一部の木や草がベンチの岩屑に押されて山側へたおれているが、一般にベンチや堤防の外縁部は地形的にも物質的にも明確でありその外側に岩屑は散在していない。このようにこの部分の岩屑流の縁辺では岩屑の動きは比較的静かであった（前述したような岩屑しぶき面がこの斜面の下にかくされている可能性はある）。

王滝川右岸斜面にみられる上述の堤防やベンチの標高は濁川出合正面の対岸で最も高い（約1040 m）。これは濁川狭さく部を通過した岩屑流が王滝川の右岸斜面にさえぎられて一時的に高い“水位”が生じたことを意味している。この時の“水位”の上限をあらわす上述の岩屑ベンチなどは王滝川の下流側へ急勾配で低くなり標高1020 m付近で谷底の広い堆積面に連続する。

4 餓鬼ヶ咽付近（図1）

さらに下流の餓鬼ヶ咽付近ではこの岩屑の堆積面は餓鬼ヶ咽狭さく部に接する右岸斜面で、その斜面との間に岩屑ベンチをつくりかん木をその斜面に押しつけている。その高さは付近の王滝川堆積面の勾配から判断してわずかに（1～2 m）高いだけであり、また他の狭さく部におけるような岩屑しぶき面もみられない。さらに、河床を埋めつくした岩屑堆積物の表面は谷の斜面寄りから谷の中央寄り（流心部）にむかって数m（右岸で約5 m）も高くなっている。

この付近で、岩屑堆積面上に突き出た太い樹根の頂部（周囲より1 m高い）には岩屑が一杯ののっており、この付近でも岩屑流の流路上では最後まで岩屑のしぶき状降下があったことを示している。

なお岩屑堆積物はすくなくとも表層付近では分級不良であり級化構造などの堆積構造はみえない。

またこの付近の岩屑流の堆積物中には、伝上川の中流以下にしか露出していない“濃飛流絞岩”の明黄灰色の岩塊が、歩きながら視野の中に1~2ヶが容易に見出される程度にふくまれている。このことからこの岩屑流が流下の途中で削りとった谷底~谷壁の岩塊が多量に、今回の岩屑流の末端(の表層部)までもたらされていることがわかる。

5 餓鬼ヶ咽一水ヶ瀬付近の泥流堆積物

伝上川下流部と王滝川沿いの現河流に近い部分に、岩屑流堆積物を被覆または一部浸食して泥流堆積物(c相)がある。その堆積面は岩屑流のそれと異なって極めて平坦で、分級された細礫~砂が表面を占めている。また多くの流木が表面に散在する。空中写真ではb相岩屑流よりも淡い褐色をおびていて容易に識別できる。すくなくともその表面近くでは堆積物には上方への粒径級化構造が明瞭である。この堆積物はその周縁部に堤防状の地形を伴っていない。また岩屑しぶき面もない。周縁部では樹の幹の下部がこの堆積物に埋れているが、直立したままであった。

この泥流堆積物と岩屑流堆積物の境界はどこでも明確であり、したがってこの泥流堆積物は岩屑流が流動を止めてから後の堆積物である。空中写真によるとこの堆積物は氷ヶ瀬(図1)で同貯木場の事務所を半ば埋めている。王滝川を渡る林道の橋付近もこの堆積物によって埋没しており、したがってこのc相泥流堆積物はこの林道橋を流失させた泥流の堆積物でもある。当時氷ヶ瀬貯木場で作業中だった田口忠夫さんの証言(粟田ほか1984)や馬場達夫さんの談話(“地震の10分位あとに上流での異常を感じた誰かの‘逃げろ’の声で貯木場から山へ一旦避難した。何事もおこらなかったので10分位たってから貴重品をとり事務所にもどった。その時、土砂のためにドアは多少開けにくくなっていた。短時間で事務所をでて貯木場まえの自動車道路にでたとき、林道の橋がフアッともち上って音をたてて折れて流れた”)から判断すると、その泥流が橋を流したのは地震後20数分(粟田ほか1984によると田口忠夫さんは20分~30分後に事務所が埋まりはじめたと述べている)であったと思われる。なお、同事務所の北東に置いてあった大量の木材が流出しつづけるのが報道関係のヘリコプターから撮影されたのは、さらにその数時間後(ひるすこしまえ)であり、その時の洪水堆積物(d相とよぶ)は空中写真上で前述の泥流堆積物(c相)とは容易に区別できる。

このように泥流堆積物(c相)の主流が氷ヶ瀬付近

に到着したのは、岩屑流が餓鬼ヶ咽付近に到着した8時57分頃(粟田ほか1984)におくれることおよそ10分あまりであった。したがってc相泥流は岩屑流のすぐあとから発生しそれを追いかけてきたものと思われる。その泥流をつくった大量の水の起源は、岩屑流の通過・浸食に伴ってその直後に谷壁の各所に露出した地下水系の断面から急激に噴出したものと推測される。このc相泥流の堆積物は空中写真によって氷ヶ瀬下流から伝上川中流域の伝上大滝(標高約1430m)の上流まで追跡できる。濁川ではそれが奔流をなして流下した形跡があるが、途中で大規模にせきとめられそれが欠壊した様子はみられない。

6 まとめ

1) 伝上川中流域では岩屑流は伝上川本谷沿い、その東支谷沿い、濁沢沿い、その間の尾根上などいくつかにわかれて流下した。それらの堆積物には主に火山体を構成していた溶岩などの岩塊・スコリアなどからなり顕著な縞模様を示す部分(a相)と、それに表土の泥塊・樹木片などを多量にふくむ色調の比較的一様な部分(b相)とが区別できる。

2) a相岩屑流は地表をこすりながら基底の地形の微高地を避けるように流下した。また、a相堆積物の表面や終端部には降下した岩屑(b相)が積もっている。

3) 伝上川中流域左岸尾根(標高約1600m)付近のb相岩屑流の東縁には岩屑しぶき面(植生が半ば残っている岩屑散在帯)があり強風もそれに伴った。

4) 標高1500m~1400m付近の緩斜面では上述のb相岩屑流は東縁部に岩屑堤防を伴い岩屑しぶきを伴わないが、その堆積物はその岩屑堤防の岩屑もふくめて起伏ある基底の地形に対して降下物のように平行堆積している。

5) 標高約1400m以下ではそのb相岩屑流は伝上川の東支谷の中に入り、その谷壁の弯入部の奥まで岩屑しぶきを伴わず浸食もほとんどせずに入り込み、斜面にはほぼ水平の岩屑堤防~ベンチとうすい岩屑をのこして去った。しかしその弯入部の外側の東支谷の谷壁は強く浸食されていてベンチより高いところまで岩屑しぶきがある。このb相岩屑流に先行してa相岩屑流が谷壁を浸食していた。

6) 標高1250m付近の、濁沢との合流点では、伝上川沿いに流下した岩屑流の“水位”は濁川右岸で周囲よりも約50mも高くなった。そしてこの高水位の合流部から濁沢の上流側へ逆流しさらにそれが再び下流へ移動した。その時の下流側からの引張りによる表面構造が濁沢谷底の堆積物の表面にみられる。

7) 濁沢・伝上川合流点付近やそれより下流部の斜面には、岩屑流の“水位”低下に伴って岩屑が斜面の最大傾斜方向へ再移動した形態や谷底部に突出する流れ山の上流側斜面に泥質岩屑が厚く堆積している“吹きだまり”の形態がみられる。後者は流下時に下流方向への強い指向性をもった岩屑しぶきが伴っていたことを示している。

8) 王滝川との合流部で濁川出口の尾根(標高約1100 m)をこえた岩屑流の厚さは10~20 m程度で比較的小量であり、岩屑の大部分は濁川の狭さく部を、その攻撃斜面側に顕著な岩屑しぶきを伴って通過した。同様の岩屑しぶき面は王滝川右岸の斜面下部にも露出する。

9) この合流部で広く谷をうめた岩屑流堆積物の“水位”は王滝川右岸斜面付近で現在よりも10 m以上高かった。その後一部は王滝川を逆流した。その時の流理構造が現在広く堆積表面に残っている。

10) 餓鬼ヶ咽付近(標高約1000 m)では岩屑流堆積物の表面は上流部とちがって谷の中央部(流れの中心部)で高い。また、岩屑流の表面にはこの付近でも降下してきた岩屑がみられる。

11) 上記の岩屑流堆積物が氷ヶ瀬上流に到着してから十数分後に泥流が氷ヶ瀬を通った。伝上川中流~王滝川谷底にみられる泥流堆積物(c相)はこの泥流によるものである。その水は岩屑流の浸食によって火山斜面から噴きだした地下水であると思われる。

12) 次のことから判断すると、今回の岩屑流の移動・堆積時に各岩屑塊の間にあった媒質は水ではなくて空気であったと思われる。i) 谷斜面を平行に被覆している。ii) 堆積表面にはどこでも岩塊・泥塊が個々に座っていて、そのため堆積物の表面はこまかい凹凸に富む。iii) 堆積物の表層部は分級されておらず級化構造もみられない。iv) 表面に突出した大きな岩塊や材の上あるいは周辺部の樹間の草付の地表に岩屑が積っ

ていたり散在している。v) 外縁にある堤防状地形の外側斜面は、岩塊と泥塊の積み重なったもので極めて急傾斜である。

13) 今回の岩屑流の全体像を明らかにすることは今後の調査にまつが、上記の諸性質から次のような推測ができる。岩屑流はその表面に岩屑のしぶきを伴っただけでなく、岩屑流自体が全体として空気を媒質として岩屑のしぶき状の流れであった。そのような“岩屑しぶき流”の内部の比較的下部に岩屑が密にあってその通路にあった地表部分を削り取り、自らの“しぶき”の中にとりこみ流下した。流下の途中で比較的重い岩屑からなる密な部分を地表に沿ってひきずり、自らが浸食した面上にその岩屑をうすく残していった。ついで比較的軽い岩屑のしぶきからも岩屑が落下し積った。この比較的軽い岩屑のしぶきは、中流域で半ば独立した流れを形成し先行の重い流れがつくった浸食斜面上に、明瞭な堆積表面を残して通過した。王滝川の谷に入ってから大部分の岩屑の堆積がはじまったがなお流動性にとみ、岩屑の堆積面がほぼできてから後も低所への再移動があった。また、流動停止の直前まで流れの表面では小規模な岩屑の空中からの落下・堆積があった。

参考文献

- 1) 栗田泰夫・原山智・遠藤秀典(1984)・1984年長野県西部地震の緊急調査報告, 地質ニュース, 364号, 20-31
- 2) 国土地理院地理調査技術開発室(1985)・1984年長野県西部地震による地形変化, 地理院技術資料, D. 1-No. 261
- 3) 松田時彦・有山智雄(1985)・1984年長野県西部地震に伴う御岳山の岩屑流堆積物, 地震研彙報, 60号(投稿中)
- 4) 長岡正利(1984)・長野県西部地震による災害状況, 測量, 405号, 22-26

4.2.7 長野県西部地震に伴う土砂災害

岐阜大学工学部土木工学科 河村 三郎

1984年9月14日、午前8時45分に発生した長野県西部地震(M=6.8、震源の深さ約3.3km)に伴う土砂災害、特に河道災害について報告する。図1は崩壊、流下、堆積の位置的な状況を示したものである。図2は伝上川上流の源頭部の状況を示したものであって、地震前(昭和54年11月撮影、写真1参照)と地震後(昭和59年9月17日撮影)の航空写真の画像解析から、地震前の崩壊地面積は0.176km²であり、地震時の崩壊地面積は0.774km²である。この崩壊は標高2550mを頂部とした長さ1350m、最大幅750m、最大厚さ150m、平均崩壊厚46.7m、崩壊土量3615万m³の巨大崩壊である。このような大規模崩壊の“土石なだれ”が通過した崩壊裸地(上記の源頭部崩壊地の下部から王滝川合流部までの部分)は、航空写真の画像解析の結果では、5.88km²に達している。(源頭部の崩壊面積を含めると総裸地面積は6.654km²である。図3は王滝川における土砂の堆積状況を示したものである。濁川・王滝川合流点から下流の土砂堆積面積と堆積土砂量は表1のようである。

堆砂勾配は、図3に示したように、泥流が通過した平坦な場所では0.88°であり、狭さく部上流では3°程度となっている。濁川から流出した土砂によって生成された王滝川の天然湖(震生湖)は、水面積0.153km²、貯水量約134万m³を有している。源頭部崩壊土砂量と王滝川本川筋の堆積土砂量との差、約1040万m³は濁沢と濁川に堆積しているものと考えられ、特に濁川が王滝川と合流する直上流の狭さく部(出口)上流では堆積厚30m程度の広い堆積域がある。写真2、3は地震前後の濁川・王滝川合流部付近の状況を示したものであり、写真4、5は地震前後の濁沢・伝上川合流点上流の状況を示したものであって、これらの写真から崩壊土砂の堆積量がいかに莫大なものであるかが知られる。

なお、鈴ヶ沢(中股と東股)に流出した土砂量は、それほど多くなく数10万m³と見られている。

王滝川に生成された天然湖における濁水と流木群の拡散(合流点から上流へのそ上)の状況は表2のようである。この状況から、地震後の土石流と共に、さらに堆積土砂上の表面流として大量の水が流出してきた

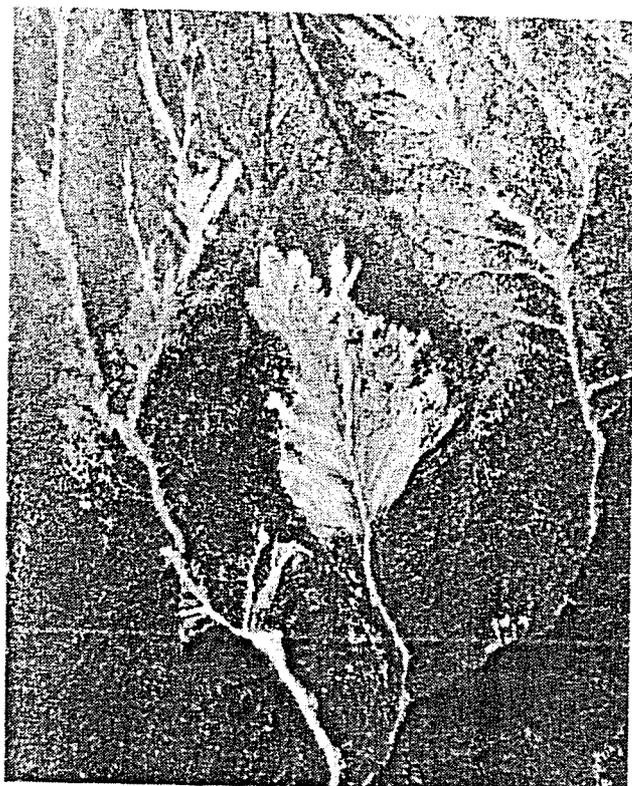


写真1 地震前の崩壊地(昭和54年11月)

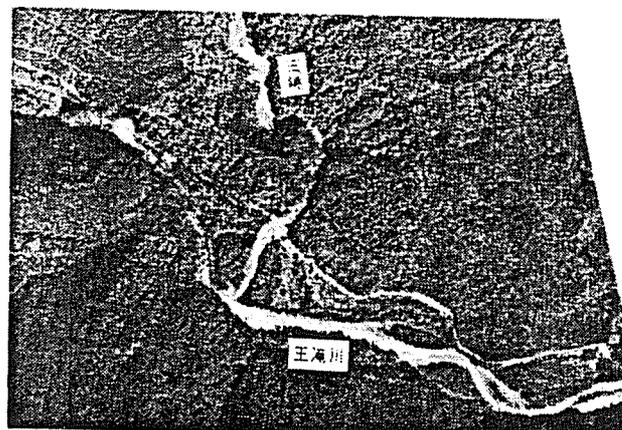


写真2 地震前の濁川・王滝川合流点の状況

ものと推定できる。

王滝川合流点における崩壊土砂の流出速度は、合流部対岸の盛り上がり高さが平均堆積面上7.25mであ

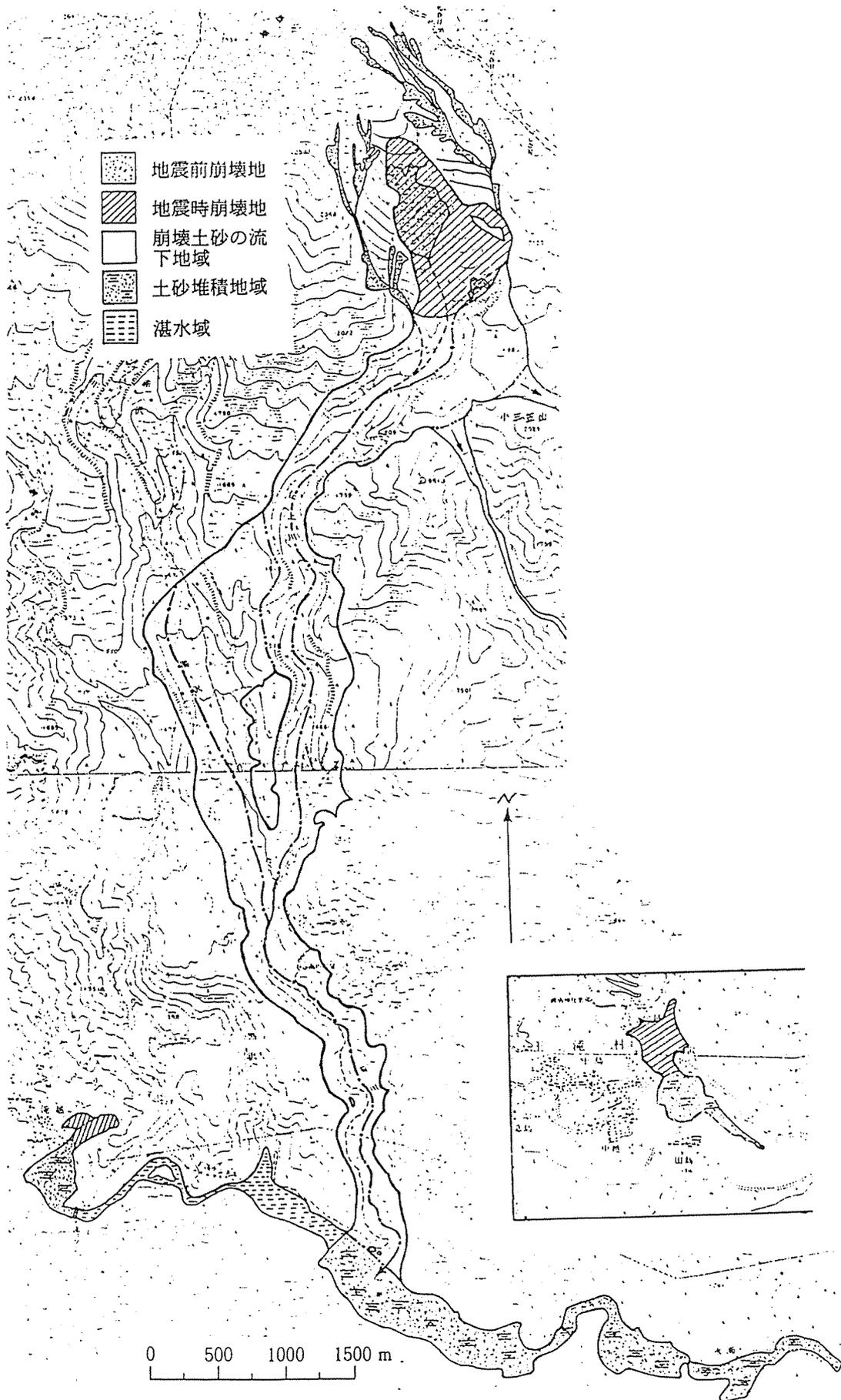


図1 位置図 (崩壊, 流下, 堆積の状況)

-  地震前崩壊地
-  地震時崩壊地
-  崩壊土砂の流下地域

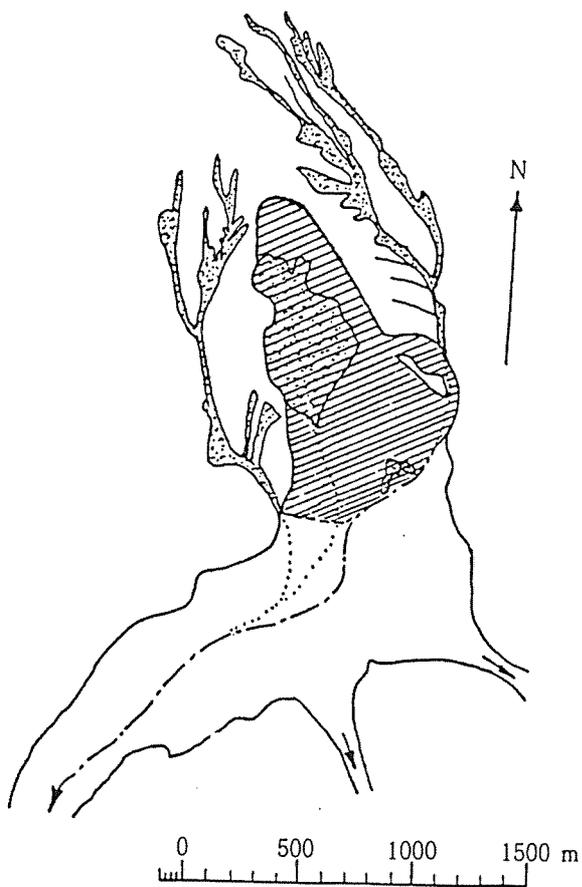


図2 御岳くずれ(源流部)

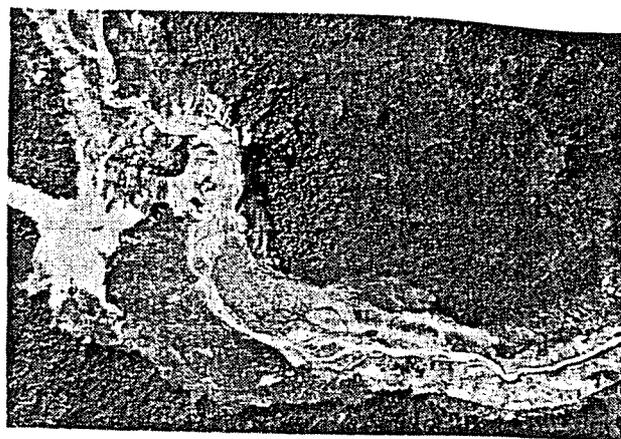


写真3 地震後の濁川・王滝川合流点の状況

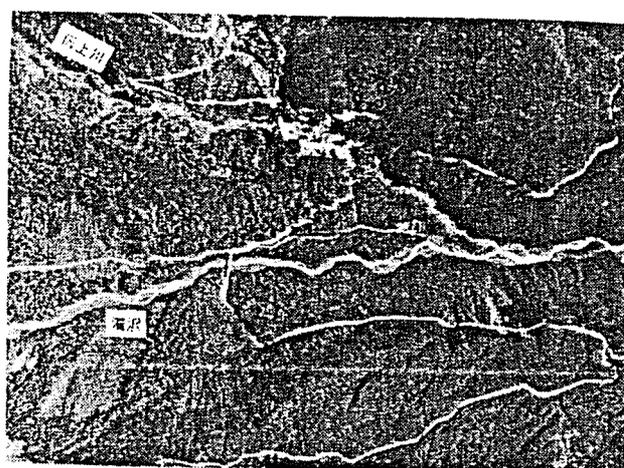


写真4 地震前の濁川・伝上川合流点の状況

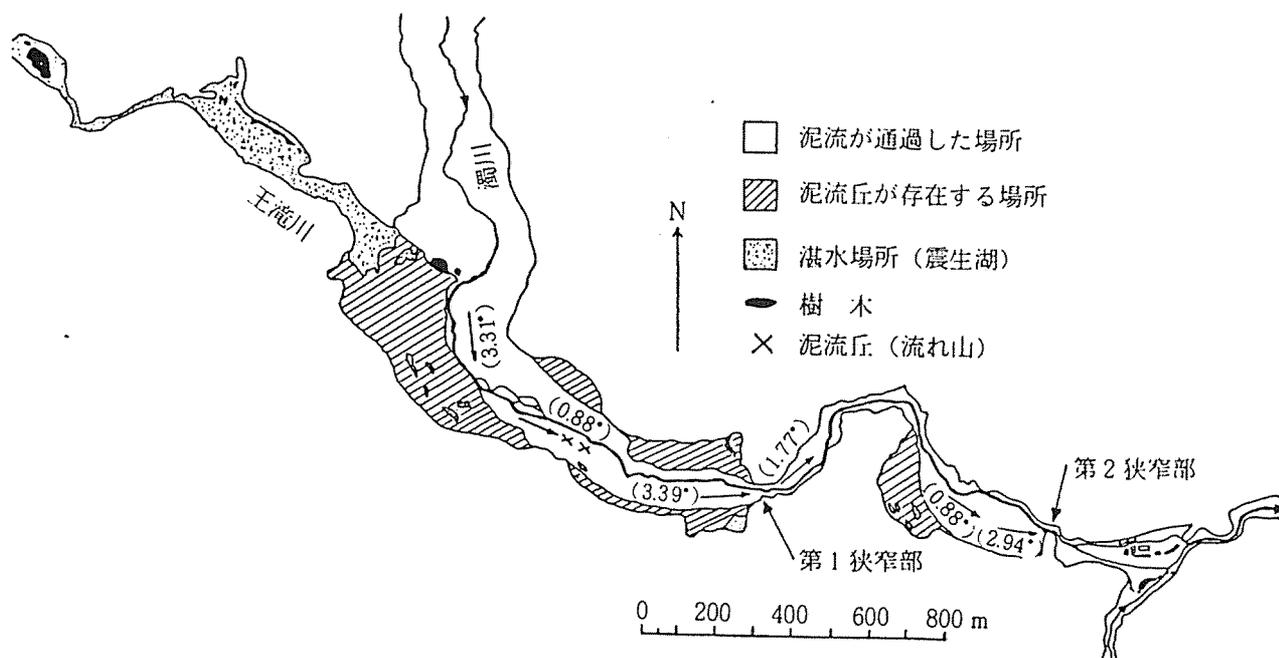


図3 王滝川の土砂堆積状況

表1 堆積面積と堆積土砂量

場所 項目	王滝川合流点から第1狭さく部まで	第1狭さく部から第2狭さく部まで	第2狭さく部下流(水ヶ瀬地区)	合計
堆積面積 (km ²)	0.617	0.216	0.109	0.932
堆積土砂 (万 m ³)	2,100	432	28	2,560

表2 天然湖中における濁水と流木の拡散状況

	濁水	流木群
	濁川・王滝川合流点からの距離(m)	
9月19日	1,232	1,232
9月21日	770	1,020 (ほぼ滞流)

ることから(写真6参照), 17 m/sec程度である。また第1狭さく部下流の湾曲部対岸の盛り上がりは3 m程度であることから狭さく部付近の通過速度は、15 m/sec程度である。王滝川の元河床と堆積後の縦断形状を示すと図4のようである。王滝川における最大堆積厚は、44 mにも達している。なお、図4中に示した被壊された送水管の状況を写真7、8に示す。図3と写真3に示した自然流路の河川流路は、レジーム理論

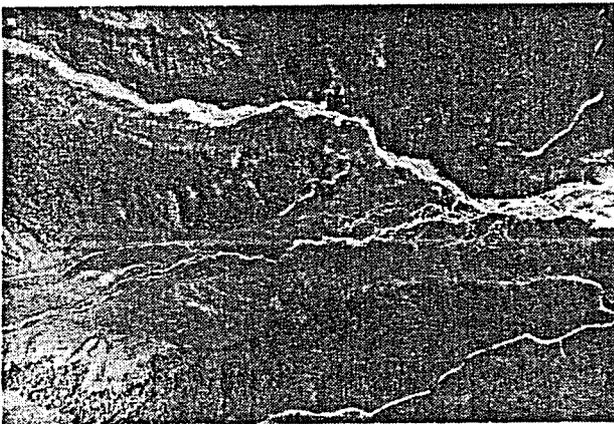


写真5 地震後の濁沢・伝上川合流点の土砂堆積状況



写真6 濁川・王滝川合流部対岸(右岸)の状況

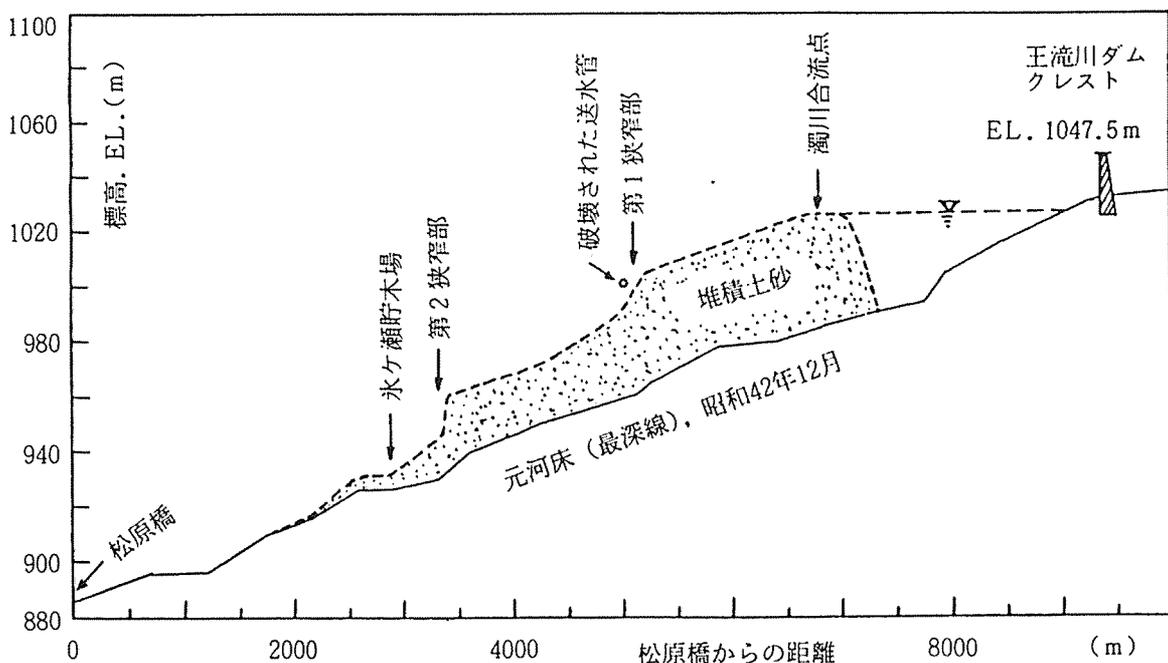


図4 王滝川の河床縦断形状

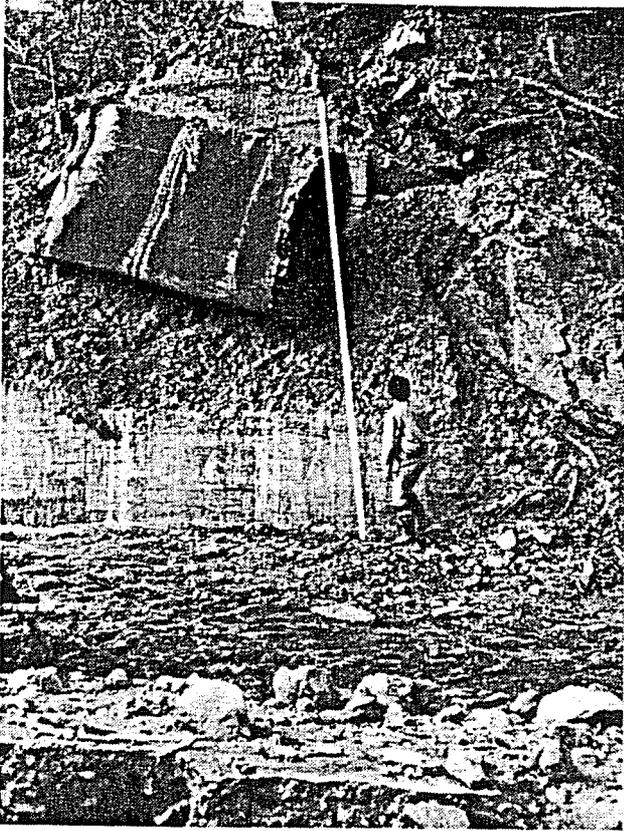


写真7 送水管の破壊の状況（左岸側）

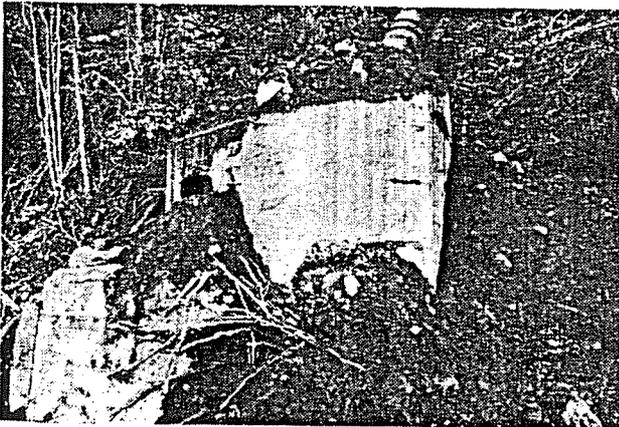


写真8 送水管の破壊の状況（右岸側）



写真9 自然流路の状況

$B = 4 \sim 5 Q^{1/2}$ (Q : 流量, B : 流路幅) から推算すると, 9月17日の時点で $Q = 3 \sim 4 \text{ m}^3/\text{sec}$ である。写真9は, 自然流路の状況を示したもので, 流量の変動に応じて側岸が段丘状になっている。

図5, 6は松越地区と滝越地区における崩壊・堆積の分布状況を示したものであり, 表3は松越地区と滝越地区の崩壊面積, 崩壊土砂量, 及び堆積面積を示したものである。

図7は堆積土砂の粒度分布であり, 50%粒径は0.808

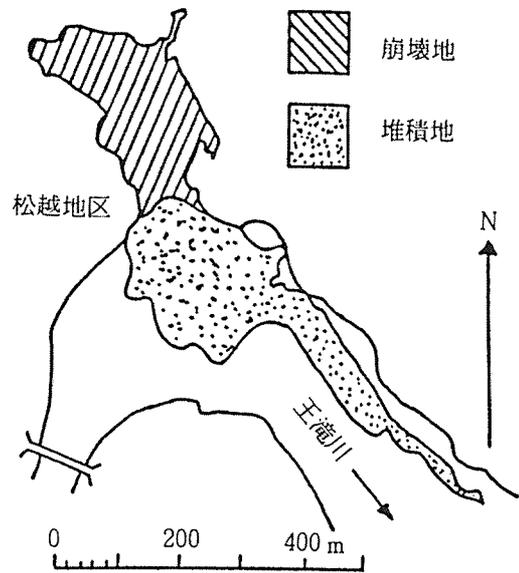


図5 松越地区の崩壊と堆積

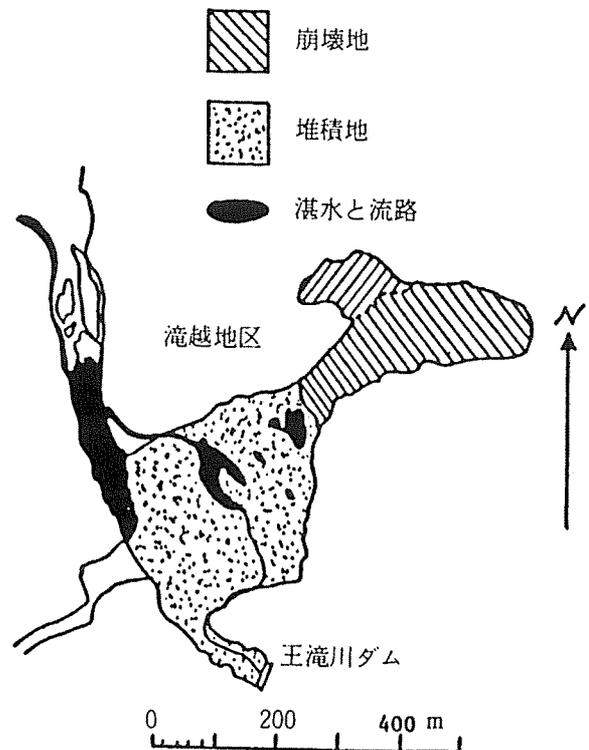


図6 滝越地区の崩壊と堆積

表3 崩壊面積と崩壊土砂量及び堆積面積

項目	場所	
	松越地区	流越地区
崩壊面積 (km ²)	0.0618	0.0587
崩壊土砂量 (万m ³)	22	11
堆積面積 (km ²)	0.0651	0.0867

mmである。粒径0.011mm以下の割合は8.9%であって、比重は2.48である。堆積土砂の保水性は非常に高く、多くの堆積地では、1ヶ月経過しても地表10cmの土を除去した堆積土は、100%近い含水比を有しており、含水性の高いものである。このことは、含水性の高い軽石層が源頭部に広く多量に存在していたことを示している。Hsü¹⁾が定義した等価摩擦係数は0.13であり、同規模の崩壊の場合と比較すると流動性の高い崩壊である。なお、写真10、11は、図3に示した泥流丘（流れ山）の状況である。

最後に、今回の土砂災害、とりわけ河川関係の問題点として考えられることを示すと次のようである。

(1) 大規模崩壊に伴う土砂の流出と堆積であるため、下流の牧尾ダム貯水池(中心コア式ロックフイスダム、有効貯水量6800万m³)への土砂流入が今後急激に増加することが予想される。掃流砂については、王滝川の狭さく部に設置される砂防ダムと濁川に設置される低落差砂防ダム群によってかなり軽減されるが、図7に示したような微細粒子の浮流砂が崩壊裸地から毎年多量に流出してくるであろう。傾斜裸地における生産土砂量の計算法^{2,3)}を使用して堆算した結果は次のようである。全崩壊裸地(源頭部から王滝川合流点までの裸地)からの生産土砂量は、今後数年間について107,900m³/yr(15,200m³/yr/km²)であり、この値は崩壊地表面の植生の回復に伴い漸減して行く。なお、



写真10 流れ山の状況

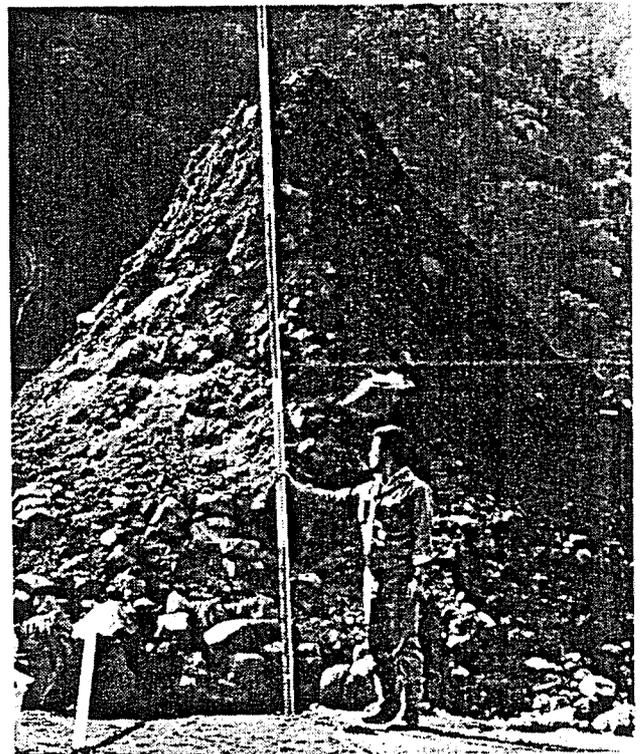


写真11 流れ山付近の状況

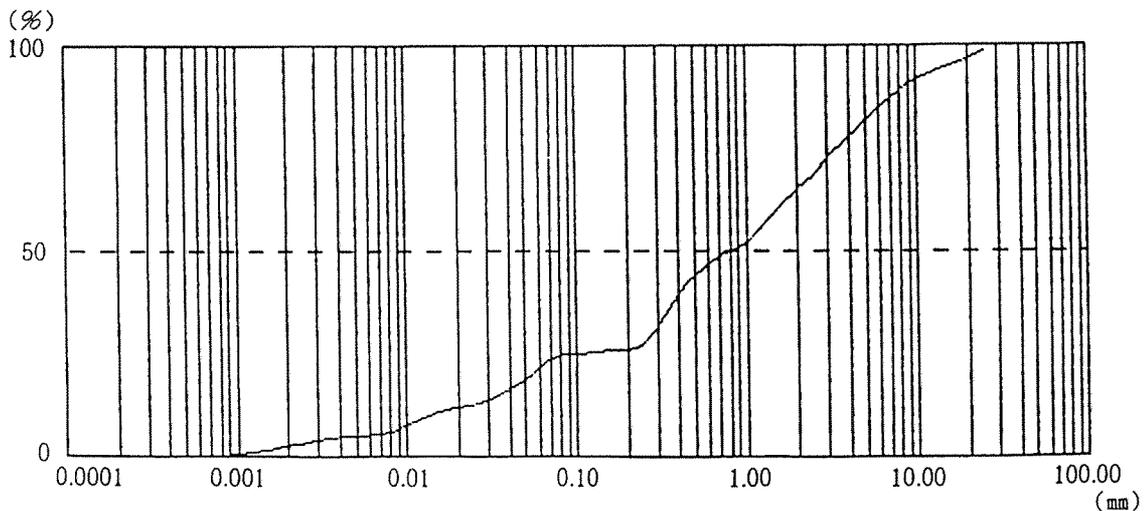


図7 堆積土砂の粒度分布 (水ヶ瀬)

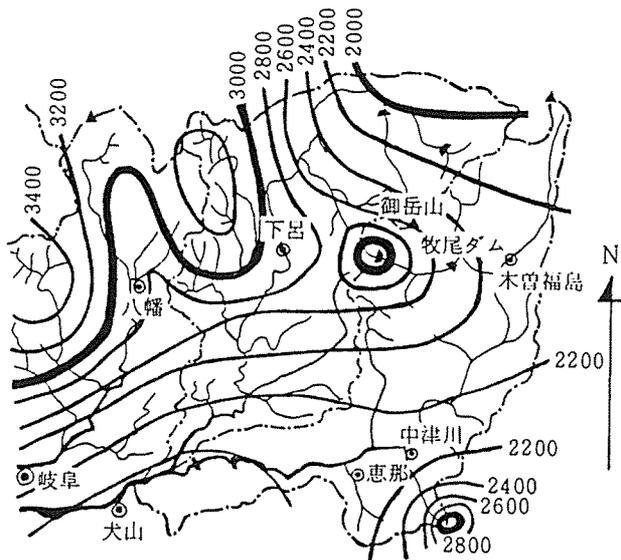


図8 木曾川水系の年平均等雨量線図(昭和46-55年の平均)⁴⁾

王滝川合流点出口における流出土砂量は、対象裸地流域の流達率(75.0%)を考慮すると80,900 m³/yrとなる。このことから崩壊裸地の緑化保全対策が早急に考えられなければならない。

(2) 大崩壊の土砂流出によって生成された天然湖が、地震直後には、「連日の水位上昇に伴い崩壊し、土石流のような大規模な2次災害が発生する懸念がある」というような新聞・ラジオ・テレビ等の報道があり、さらに9月17日には災害対策本部より「土石流でせき止められている王滝川が決壊の危険がある」との緊急避難準備命令が出されたため、王滝村の住民がパニック状態になった。このことは、災害時の情報伝達の中で河川工学、とりわけ土砂水理学的な技術的判断をどのように説明するか、という点の重要性を示しており、今後の土砂災害時の情報伝達の在り方に重要な示唆を与えるものである。

(3) 今回の大崩壊に伴う土砂流出は、災害直後から実施された調査による下記のような調査結果から、いわゆる完全な「粉体流」ではなく、濁沢合流点下流では、土石流の範ちゅうに入る土砂の流動形態であったと考えられる。①御岳山上で記録された雨量記録によると9月9日に119 mmの降雨量があり、さらに地震発生

当日の9月14日には29 mmの降雨があった。その結果として、源頭部とその下流域の谷斜面はかなりの湿潤状態にあったと考えられる。また、前述したように天然湖の濁水拡散の状況からも地震直後における濁川からの流出水量が非常に多かったことが指摘できる。なお、図8に示したように、年平均降雨量は王滝川流域にピークがあり、三浦ダム付近の値は3000 mmを超える値となっている⁴⁾。

② 源頭部の崩壊土砂と土石流の通過した下流部の谷斜面の土砂は、空気を取り込みやすい非粘着性の粗砂、砂利、礫が主成分ではなく、1 mm以下の砂、シルト、粘土、コロイドの成分が全体の50%以上を占めており、かなりの水分があり、粘性土の性質を保有し、ドライな状態になかったと考えられる。③ 濁川・王滝川合流点下流部の堆積地(写真3)に見られるような“堆積しわ”(大量の湿潤状態の土砂が堆積するとき発生する地表面の模様)が写真5の濁沢・伝上川合流点直上流の濁沢に、かなりの広い範囲にわたって見られる。

最後に、本報告に使用させて頂いた航空写真(写真1~5)は、中日本航空株式会社及び玉野総合コンサルタント株式会社の両社から提供されたものであることを記し感謝の意を表す。また、現地調査には、藤田一郎、中谷剛、水上精栄、新井宗之(名城大学)の諸君、及び崩壊地斜面における土砂生産量の推算には、豊田富士人君の協力を得た。

参考文献

- 1) HSU, K. J., "Catastrophic Debris Streams Generated by Rockfalls", Geological Soc. American Bull., Vol.86, 1975, pp.129-140.
- 2) 河村三郎, "山地流域の土砂生産量の推算", 第20回水工学に関する夏期研修会講義集, 水工学シリーズ84-A-4, 1984, pp.A 4-1~A 4-21.
- 3) KOMURA, S., "A Method for Predicting Sediment Yields from Watersheds", Natural Disaster Science, 1984, pp.1-16.
- 4) 国土開発調査会, "木曾三川・その治水と利水", 1983, p.10.

1. 被害の概要

長野県西部地震による被害のほとんどは、震央の位置する長野県木曾郡王滝村で発生している。王滝村は、長野県の最西端に位置し、昭和54年に有史以来と言われる噴火を起こした木曾御岳山の南山麓に広がる山村である。北西部は、岐阜県飛騨地方と県境をなし、南部は大桑村、上松村、東部は三岳村に接している。王滝村の総面積は317.71km²であり、県下で5番目の広さを有している。面積の92%は山林で、そのうち83%は木曾ヒノキに代表される国有林である。河川は御岳山等を源流とする急峻な溪流がほとんどであり、合流して村内の中央部を西から東へ流れる王滝川となっている。また村内に三浦ダム、王滝川ダム、牧尾ダムの

三つのダムを有しており、中京関西都市圏の電力や水資源を供給している。人口は昭和55年度の国勢調査時に、1,786人とこの20年間に約半分に減少している。

長野県西部地震による被害は、表-2.1に示すように死者29名、負傷者10名、家屋の全半壊87棟を初め農林水産業関係の被害が甚大であった。各施設の被害状況を表-2.2に示す。全被害額は466億円であり、このうち土木施設の被害は125億円で、農林業関係の被害302億円と併せると全被害の90%以上となる。この等の被害のほとんどは、王滝村とその周辺町村で発生している。

今回の地震では、大規模な斜面崩壊に起因する被害が大きかった。死者29名（行方不明15名を含む）のうち家屋倒壊により死亡した1名を除く28名が伝上川上

表-2.1 昭和59年（1984年）長野県西部地震被害状況（参考文献1 による）

区 分		単 位	全 国 計	山 梨 県	長 野 県	岐 阜 県	備 考
人	死 者	人	29		29		
	負 傷	〃	10		10		
建 物	全 壊・流 出	棟	14		14		
	半 壊	〃	73		73		
	一 部 被 損	〃	565		517	48	
	非 住 家 被 害	〃	26			26	
り 災 世 帯 数	人	87		87			
り 災 者 数	人	302		302			
そ の 他	田	ha	0.74			0.74	
	畑	〃	0.02			0.02	
	文 教 施 設	箇所	69		63	6	
	道 路	〃	258	18	240		
	橋 り ょ う	〃	14		14		
	河 川	〃	15	3	12		
	砂 防	〃	1		1		
	崖 崩 れ	〃	2			2	
	水 道	〃	12		12		
	農 業 用 施 設	〃	60		60		
	治 山	〃	129		129		
	林 道	〃	298		298		
	林 業 関 係 施 設	〃	5		5		
	社 会 福 祉 施 設	〃	4		4		
	商 工 関 係	〃	179		179		
県 営 住 宅 関 係	〃	4		4			
火 災 発 生	件	1		1		営林署造成宿舎	

(注)(1) 死者29人には、法的に死亡が認定（遺体未発見で実際には行方不明）された15人を含む。

(2) 遺体搜索の経過は次のとおりである。

① 地震発生の当日に、滝越地区で1人、その後の搜索活動により10月18日までに、松越地区で13人、合計14¹⁾遺体を発見し、身元を確認した。

② 残り15人については、11月2日まで続けられた搜索活動にもかかわらず、遺体は発見されず、12月25日ま²⁾全員の死亡が認定された。

表-2.2 昭和59年（1984年）長野県西部地震における各施設ごとの被害状況

区 分	数量単位	数量	金額（千円）
公共土木施設関係等 河川施設等 治山施設等	箇所	294 6	12,476,782
	箇所		12,349,441
	箇所		127,341
農林水産業関係等 農地等 農林水産業共同利用施設等 農作物等 農林水産業非共同利用施設等 荒廃林地等 国有林地等	箇所	470 5 131	30,219,452
	箇所		3,639,207
	箇所		31,793
	箇所		42,814
	箇所		27,100
文教施設関係等 国立学校施設 公立学校施設	校	7 1 6	57,095
	校		21,159
	校		35,936
厚生施設関係等 厚生施設 水道施設	件	5	60,208
			21,069
			39,139
中小企業関係			769,042
その他の施設等 国有庁舎施設等 電力施設 国有鉄道 電信電話	箇所	2*	3,065,542
			1,057
	件 回線	62 222	2,946,000
			40,485 78,000
合計			46,648,121

*郵便局舎

1985年10月現在（中央防災会議：防災基本計画添付資料より）

表-2.3 長野県西部地震による被害額（県別）

（単位 千円）

区 分	公共土木施設関係					
	河川等		治山施設等		小 計	
	箇所	金額	箇所	金額	箇所	金額
都道府県						
山梨	26	262,620			26	262,620
長野	267	12,071,200	5	110,941	272	12,182,141
岐阜			1	16,400	1	16,400
直轄	1	15,621			1	15,621
合計	294	12,349,441	6	127,341	300	12,476,782

流御岳山中腹に発生した通称“御岳崩れ”及び松越地区の斜面崩壊の犠牲者となっている。施設被害も斜面崩壊及び崩壊土砂に起因して多く発生している。伝上川、濁沢、濁沢川、王滝川等においては、“御岳崩れ”を始めとして松越地区の崩壊、滝越地区の崩壊により発生した土砂流により、河川施設及び治山施設等に被害が発生した。表-2.3に長野県西部地震による県別の公共土木施設関係の被害額を示す。公共土木施設関係の被害は、箇所数300箇所、被害額約125億円である。

2. 斜面崩壊の概要

今回の地震では、御岳山南東斜面の尾根に発生した崩壊土量 $3.4 \times 10^7 \text{m}^3$ に達する通称“御岳崩れ”を始めとして多数の斜面崩壊が発生した。これ等の斜面崩壊により28名の犠牲者を出すとともに、河川施設や治山施設等の公共土木施設に多大な被害をもたらした。これは、内陸型の地震が火山灰土の多く堆積した地域に発生した場合における特徴である。以下主要な崩壊についてその概要を紹介する。

2.1 御岳崩れ

御岳崩れは、写真-2.1に示すように標高3063mの御岳山南東斜面の尾根に発生した崩壊土量3,400万 m^3 、最大幅420m、崩壊面積41万 m^2 最大深さ160m、平均深さ82mの崩壊である。崩壊前の地形は、尾根下端の東側から南側かけて伝上川により深さ100m程度の谷が刻まれていた。また尾根末端部では以前から小規模な崩壊が続いており、尾根西側は崩壊により削り取られていた。崩壊地の地質は御岳山の溶岩流と降下軽石の互層であり、崩壊は軽石層部分をすべり面として発生したと考えられている。崩壊した土砂は御岳山南面の伝上川、濁川を流れ下り木曾川支川王滝川まで達した。王滝川に堆積した土砂は王滝川を塞止め深さ30~40mにおよぶ天然ダムを形成している。この土砂流出により15名の犠牲者と多くの施設被害が発生している。

2.2 松越地区の斜面崩壊

松越地区の斜面崩壊は、大又川と王滝川の合流点の大又川右岸斜面で発生した。この斜面は、傾斜約30°の河岸段丘である。崩壊土量は27万 m^3 であり、その最大幅は約150m、崩壊長約250m、最大深さ35m程度であ

る。写真-2.2に斜面崩壊を示す。崩壊地の地層は中生層の基岩上に風成の軽石層が堆積し、さらにその上部に滝越湖底層、4本松軽石層等が載った状態となっている。崩壊は、水で飽和した風成の軽石層で発生している。流下した土砂は崩壊地点から約900m離れた牧尾ダム貯水地に到達し、堆積した。この崩壊では、13名の人的被害が発生するとともに、県道御岳王滝黒沢線の新大又橋が流失し、一ヶ月間の通行止めが続いた。さらに王滝村中心部から大又地区への道路もその路体が流失し、迂回路が確保されるまでの24日間通行止めとなった。

2.3 滝越地区の斜面崩壊

滝越地区の斜面崩壊は、王滝川本川左岸に直角方向に流入する沢の左岸山腹の台地状尾根部を滑落崖として発生した。崩壊は高さ60m、平均幅150m、崩壊土量15万 m^3 の規模である。崩壊地は、上部滝越湖成層に属するシルト層が露出し、この上位の溶岩と砂礫層が崩壊した。

2.4 御岳高原地区の斜面崩壊

主要な崩壊は、県道御岳王滝黒沢線沿いの御岳高原



写真-2.1 御岳崩れ (参考文献2)による)

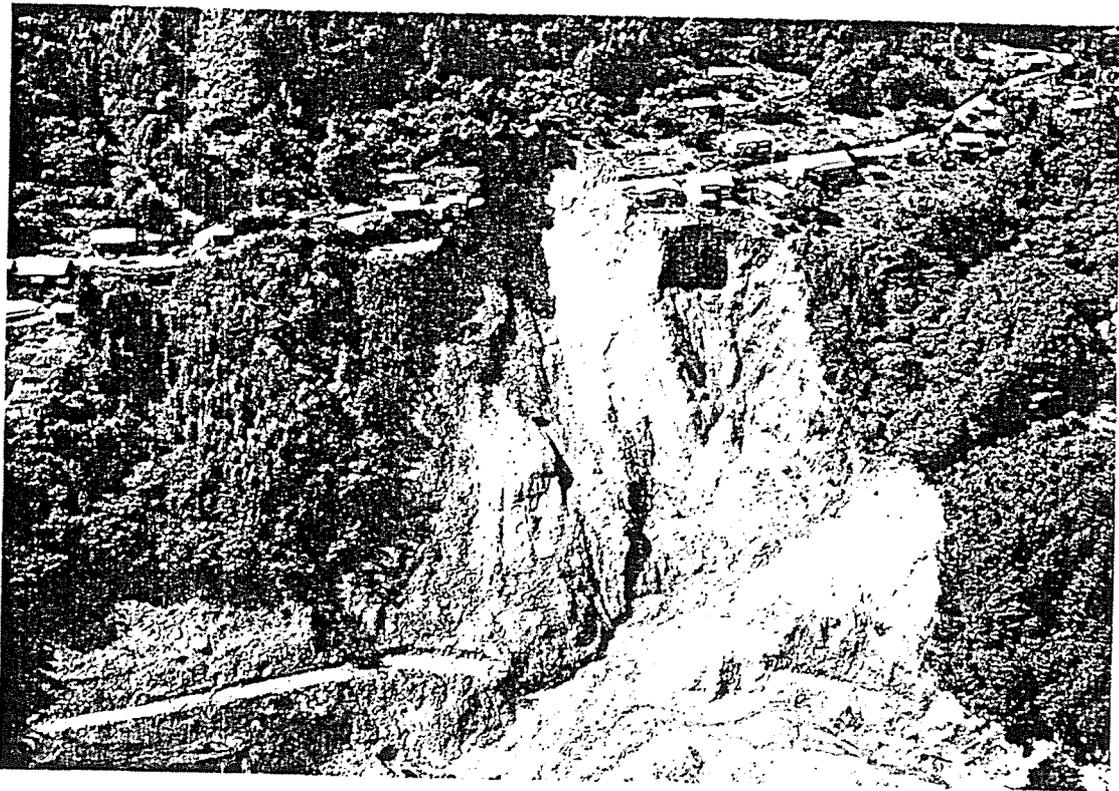


写真-2.2 松越地区の斜面崩壊 (参考文献 2) による)

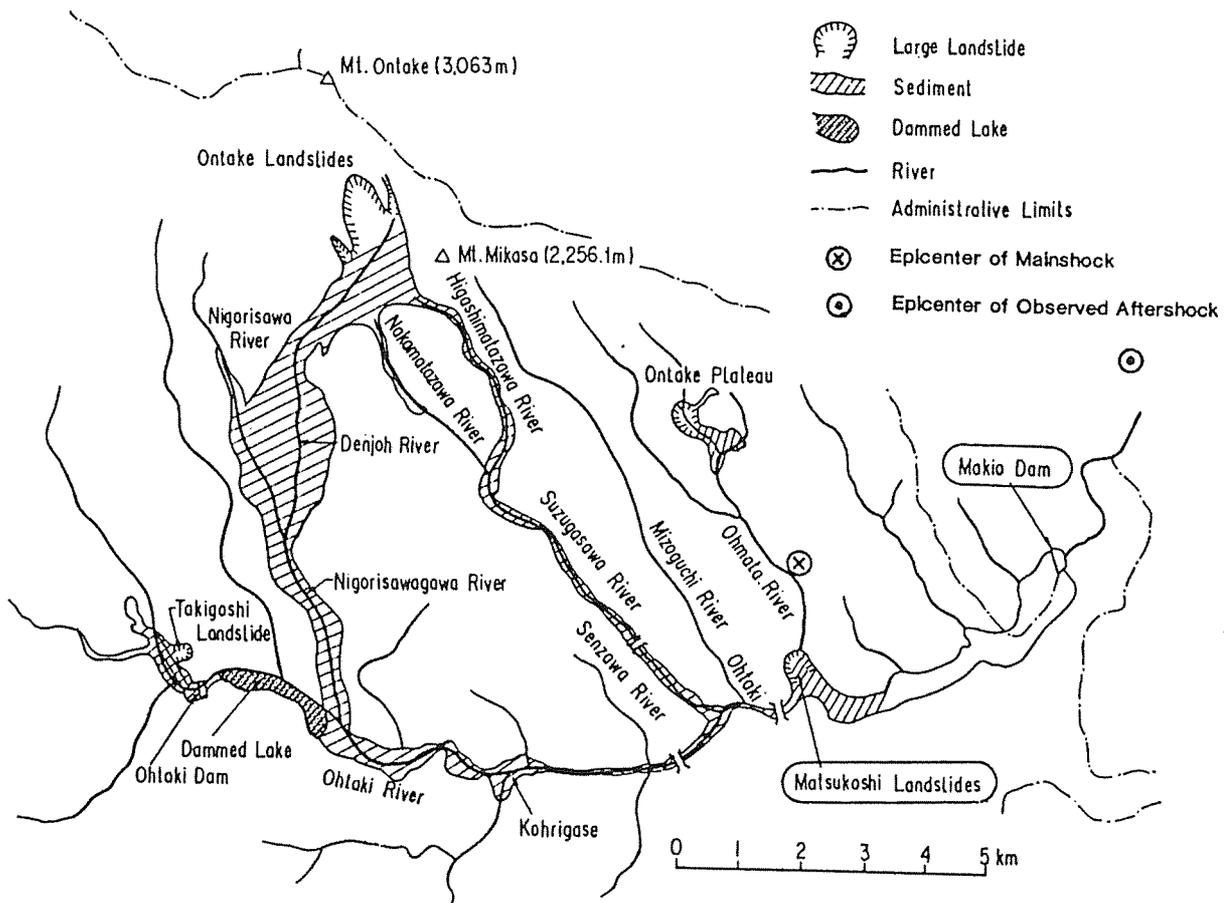


図-2.1 斜面崩壊地点位置図

スキー場下部の3箇所が発生した。最大の崩壊は、崩壊幅約100m、長さ約130m、深さ約20～30mである。斜面勾配は約17度であり、高原状の台地を形成している。これらの崩壊は溶岩状に推積した軽石層や火山灰層及び火山砂層のうち崩壊地に広く分布する厚い軽石層において発生している。最も南側の御岳霊場における崩壊土砂は沢沿いに約650m流下し、溪床に堆積している。

2.5 小規模崩壊

“御岳崩れ”を始めとする既に記述した大規模な斜面崩壊の他に多くの小規模崩壊が発生した。崩壊面積が100m²以上の崩壊はおよそ500箇所が発生している。図-2.1に崩壊地の分布を示す。調査対象とした範囲の崩壊箇所349箇所のうち、崩壊面積500m²以下の崩壊は、全体の約6割に達している。

3. 公共土木施設の被害

3.1 河川・砂防施設

河川・砂防施設の被害は、御岳崩れ、松越地区の崩壊、滝越地区の崩壊等大規模な斜面崩壊に起因してそのほとんどが発生している。王滝川に堆積した約2,000万m³の土砂により、柳ヶ瀬地区では本川が塞止められ、湛水延長2.75km、湛水面積0.33km²、湛水量365万m³の天然ダムが形成された。また、天然ダム下流部では林道王滝線が埋没し、水ヶ瀬地区では貯木や宿舎が流出した。この崩壊土砂により県工事分9箇所、町村工事分3箇所の計12箇所で被害が発生し、被害金額は約49億円となっている。また砂防施設としては、鈴が沢にある2基の砂防ダムと流路工で被害が発生している。

王滝川に対する応急対策としては、堆積土砂が豪雨により再び流出する可能性が高いため、床固め工を行うとともに、流路の固定化及び天然ダムの水位上昇を抑えるため河道掘削を行っている。水ヶ瀬地区および柳ヶ瀬地区における応急対策に要した概算費用は2億7,500万円であり、総掘削量は約100,000m³であった。

3.2 道路施設

道路施設の被害は、長野県及び山梨県の278箇所で発生しており、被害額は73.8億円に達した。これ等の被害の多くは震央から約15kmの範囲にある県道福島御

岳線、御岳王滝黒沢線、越木曾福島線、才児上松線および王滝村内の村道および林道で発生している。図-2.2に道路施設の被害位置を示す。

被害原因は、斜面崩壊に伴う道路自体の欠壊・埋没路上への落石、土石流による橋の流失またはトンネルの閉塞等の斜面崩壊（土石流を含む）に起因するものが大半であった。地震動による直接的な被害としては道路の路面亀裂、路肩崩壊、擁壁の倒壊、橋梁取付け部の沈下、鉄筋コンクリート橋脚の破損、コンクリート桁端のひびわれ、鋼桁端の座屈、支承部の破損等である。

県道御岳王滝黒沢線は松越地区の斜面崩壊により路体及び大又橋が流失したため、地震発生と同時に通行止となった。王滝村と木曾福島を結ぶ唯一の県道である御岳王滝黒沢線が通行止めとなったため、牧尾ダムから王滝川右岸を通る村道1号線が利用された。本線は、応急組立て橋を用いた松越地区の応急復旧工事が10月14日に完成したことから、1ヶ月ぶりに供用が再開されている。また松越地区の斜面崩壊により不通となった王滝村中心部から大又地区への生活道路を確保するため、全長590mの仮設道路が建設された。仮設道路は10月8日に幅員3mの一車線として供用が開始され、28日には幅員が5mに拡幅された。以下に道路橋及びトンネルの被害の概要を述べる。

(1) 道路橋

県道及び村道関係では14橋の道路橋が被害を受け、被害額は2億6千万円に及んだ。このうち10橋は王滝村内に位置する道路橋であり、道路橋においても被害は震央近傍に集中している。今回の地震による被害の特徴としては松越地区の斜面崩壊により流失した新大又橋のように地震時の振動による直接的な被害ではなく、斜面崩壊あるいは土石流による被害が多かったことである。流失した新大又橋の応急復旧としては、

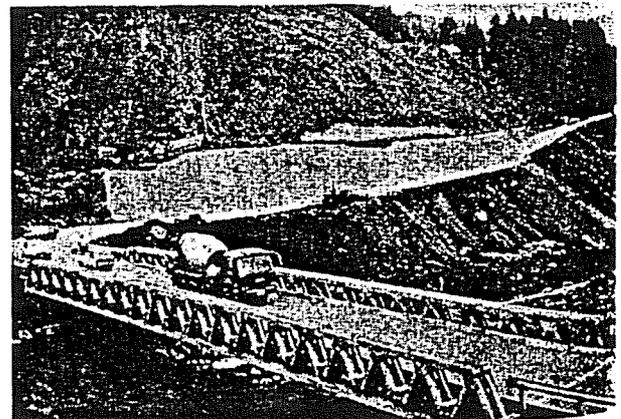


写真-2.3 新大又橋の応急復旧（仮設組立トラス橋）

設省中部地方建設局が所有する写真-2.3に示す応急組立て橋（ペーリー橋，橋長8 m+40m+8 m，橋幅6 m）が用いられている。

(2) トンネル

今回の地震により被災したトンネルは，王滝川に沿って滝越地区へ通じる林道に位置する王滝，餓鬼ヶ咽，氷ヶ瀬の3つのトンネル及び県道御岳王滝黒沢線の牧尾ダム近傍に位置する花房トンネルである。

長さ430mの王滝トンネルは，御岳崩れに伴う塞ぎ止め湖に上半分を除いて水没した。また長さ250mの餓鬼ヶ咽トンネルは，御岳崩れの崩土により10～20mの厚さに堆積した。さらに長さ60mの氷ヶ瀬トンネルは，崩壊土砂の堆積の下流端に位置しており，トンネル内に土砂や木片が流れ込んだため，半分程度まで埋塞された。花房トンネルの被害は，抗門の亀裂程度であるためトンネルの被害は崩壊土砂又は水による閉塞であると言える。

3.3 ダム施設

本地震の震央直近には牧尾ダムが位置し，震央から100km以内に堤高の高いダムが十数ダム存在した。このうち牧尾ダムは天端に若干の亀裂を生じたが，本体に異状はなく，他のダムには全く被害がなかった。牧尾ダムの変状は，天端におけるダム軸方向の亀裂，下流法肩の沈下および下流表面のゆるみや移動である。天端の亀裂は強震動を受けたアースダムによく見られるもので，地震時に発生する引張り応力によると考えられる。亀裂の深さは最大で1.5m程度であり，コアの設計標高には達しておらず遮水機能には影響していない。

3.4 電力施設

地震発生と同時に王滝村全戸（427戸）をはじめとして501戸で停電したが，当日中に約90%の447戸が復旧し，家屋が流失，倒壊した6戸を除く48戸は翌日の15日昼頃に復旧した。

施設被害としては，滝越地区の斜面崩壊により関西電力の王滝川ダムの貯水池の一部が埋没したほか，同ダムより取水している御岳発電所の王滝川系統の導水管が濁川付近で御岳崩れに伴う崩壊土砂により流失し

ている。

3.5 水道施設

水道施設は，王滝村を中心に7町村12施設で8,500万円の被害が発生した。地震直後には約1,300戸で断水したが王滝村の555戸以外は翌15日までに復旧が完了した。施設の被害は主に管渠で発生し地上配管等により応急復旧が行なわれている。

3.6 通信施設

電話は，620加入の王滝村と木曾福島を結ぶ2ルートのうち1ルートが切断されたため，掛かりにくい状態となった。このため，9月14日に市外ケーブルの切替えを行うとともに，9月14日～9月20日まで特殊公衆電話を設置し，さらに9月15日～9月28日まで通信衛生「さくら」を利用した回線の確保がなされた。

被害は，加入者宅の損壊，電柱の倒壊，市内ケーブルの損傷等により王滝局内の約180加入が不通となったが，家屋流失による修理不能18加入を除き10月30日までに全て復旧している。

3.7 建築物

王滝村では427戸全てにおいて被害が発生した³⁾。内訳は，全壊14戸，半壊73戸であり，残りの340戸が一部損壊であった。全壊はそのほとんどが土砂により家屋が流失したためであり，半壊家屋は土砂の崩壊や擁壁の崩壊によるものが多い。王滝村以外では，三岳村，加子母村，南木曾町などの町村で構造物の損傷を若干受けた程度である。具体的には，屋根瓦の滑落，ガラスの損壊，内外壁の亀裂等である。

参 考 文 献

- 1) 自治省消防庁「昭和59年（1984年）長野県西部地震災害対策調査報告書」，昭和60年3月。
- 2) 長野県西部地震被災状況，土木技術資料，第26巻11号，昭和59年11月。
- 3) 日本建築学会「1984年長野県西部地震被害報告」日本建築学会東海支部構造委員会，昭和60年3月
昭和61年3月30日原稿受理

1. 御岳山周辺の地形概説

御岳山は標高約3000mの二重式成層火山である。火山体は南北約22km, 東西約20kmの大きさを有している。火山体の末端部の標高は約1000~1500mであり, 周囲の山地の高度もほぼ同程度である。御岳山を構成している溶岩層の分布は地形に表われている。御岳山を中心に同心円状に広がる等高線は標高約2000m以上は密であるが, それ以低では間隔が広がってくる。この等高線間隔が再び密になりかつ形状が複雑になる付近が火山体の末端部である(図-3.1)。

火山体のほぼ南限を王滝川が東西方向に, 東限を西野川が南北方向に流れている。王滝川には2つの人工湖がある。王滝川, 西野川流域には松源地面, 高部面, 坂下面などの河岸段丘が発達している(木曾谷第四紀研究グループ, 1967)¹⁾。王滝川下流域, 西野川東側には地蔵峠火山岩類堆積面が開析されて形成された地蔵嶺面が分布している。地蔵嶺面は御岳山地域の北方では標高2000m以上にあるが, 御岳山周辺では1000m付近に分布している。

2. 御岳山周辺の地質概説

2.1 先第四系

御岳山周辺の地質層序を表-3.1に, 地質図を図-3.2に示す。表のように御岳山周辺の先第四系は, 中・古生層, 濃飛流紋岩類, 貫入岩類から構成されている。

中・古生層は美濃帯に属する地層で, 主に砂岩, 粘板岩, チャートよりなる。御岳山の東南麓付近の走向はNE-SWでNWに急傾斜しており²⁾, 木曾山地に広く分布する中・古生層の構造³⁾と調和的である。この地層の西縁は濃飛流紋岩類と断層で接しているが, こ

表-3.1 御岳山周辺の地質層序

時 代	層 序	
第 四 紀	完新世	沖・洪積層
	更 新 世	御岳山火山噴出物
		地蔵峠火山岩類
第 三 紀	上野玄武岩	
中 世 代	白 亜 紀	花崗斑岩類
		濃飛流紋岩類
古 生 代	中・古生層	

の断層から幅2~3 km内の中・古生層は著しく擾乱され破碎・角礫岩化・千枚岩化作用を受けている。山田ほか(1971)⁴⁾はこの破碎帯を“濃飛岩体東縁破碎帯”と命名し, 少なくともその一部は濃飛流紋岩類の堆積以前から形成されていたものと推定している。

濃飛流紋岩類は南限の恵那市から北限の飛驒山地まで北西-南東方向に約130kmにわたって分布する大きな岩体である。岩体の面積の90%以上は流紋岩～流紋デイサイト質の溶結凝灰岩から構成され, 活動は3ステージに区別されている(活動時期は約1億年~1千万年前の中生代白亜紀後期である)⁴⁾。御岳山南部域には濃飛流紋岩プロパーと新期流紋岩が分布している²⁾(それぞれ山田ほか(1971)⁴⁾のステージIII・IVおよびステージVに相当する)。

貫入岩類には花崗斑岩類と花崗岩類がある²⁾。花崗斑岩類はアダメロ斑岩と花崗閃緑斑岩より, 濃飛流紋岩類と中・古生層の境界付近に分布している。花崗岩類は瀬戸川下流域で中・古生層中に貫入している(上松花崗岩: 白亜紀末期に貫入)。

上野玄武岩は鮮新世または更新世初期に噴出したもの²⁾で, 主に王滝川より南部の地域に点在している。

2.2 第四系

第四系に属するのは地蔵峠火山岩類, 御岳山火山岩類, 沖・洪積層などである。

地蔵峠火山岩類は主に泥流様堆積物からなっており御岳山火山岩類よりも古いとされている¹⁾。

御岳山火山岩類については後の項で詳説する。

沖・洪積層には王滝川, 西野川流域で河岸段丘を構成している木曾谷層, 高部礫層, 木曾川泥流, 坂下礫層, 西方寺礫層などがある¹⁾。また, 滝越付近には泥・砂礫・火山灰などからなる湖成の滝越層が分布している¹⁾。

3. 濃飛流紋岩類

御岳山南麓, 王滝川流域に分布する濃飛流紋岩類は濃飛流紋岩団体研究グループ(1973)²⁾により詳しい調査がなされている。以下これに従って説明する。

本地域に分布する濃飛流紋岩類の層序は表-3.2の通りである。真弓峠溶結凝灰岩層は滝越地区の西方に分布している(図-3.3)。本層は淡緑色~緑灰色の流紋質の溶結凝灰岩で, 多量の異質岩片を含んでいる。このように本層の大部分は火山角礫岩~凝灰角礫岩であって, 他の濃飛流紋岩類を構成する溶結凝灰岩層

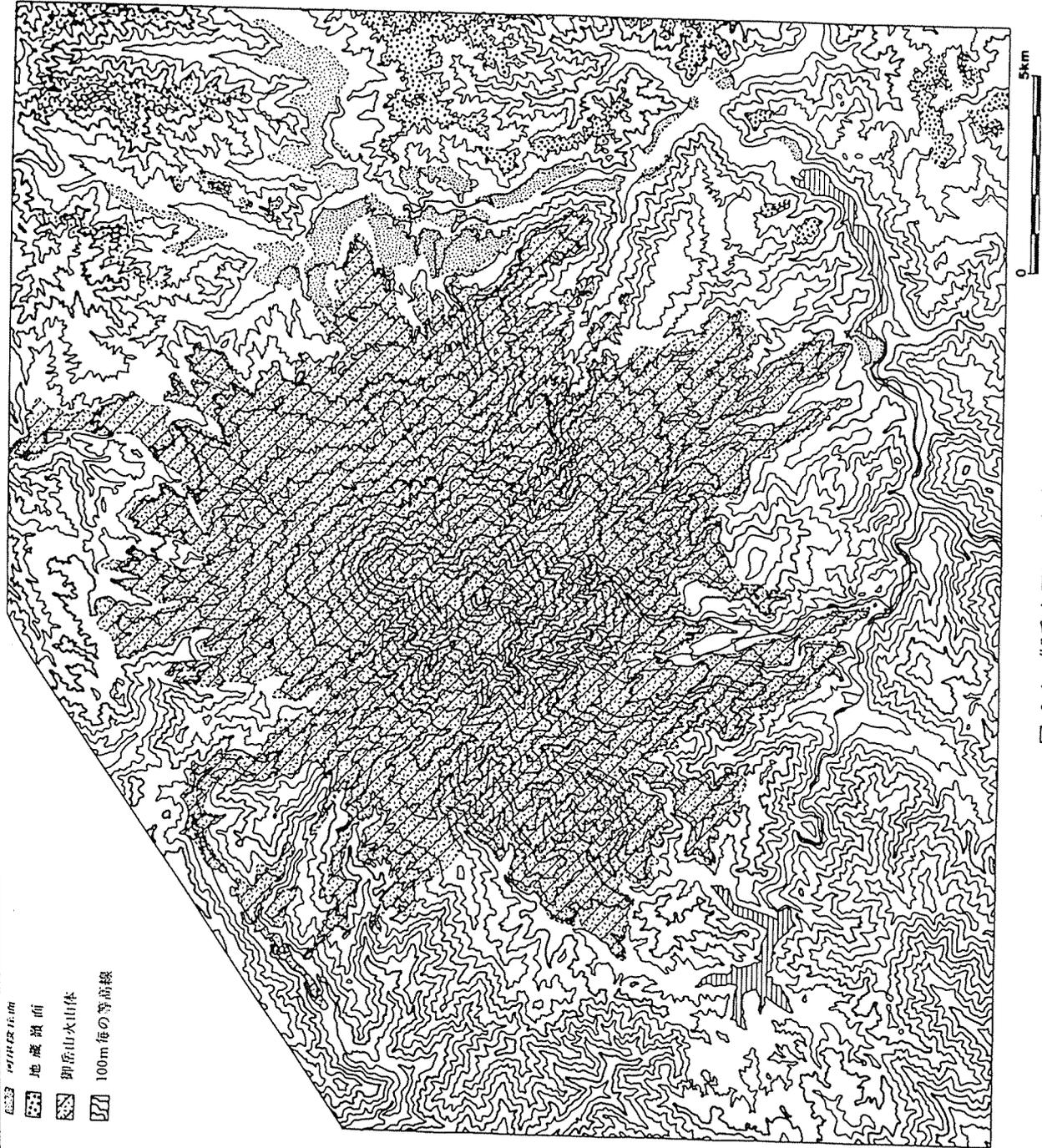


図-3.1 御岳山周辺の地形

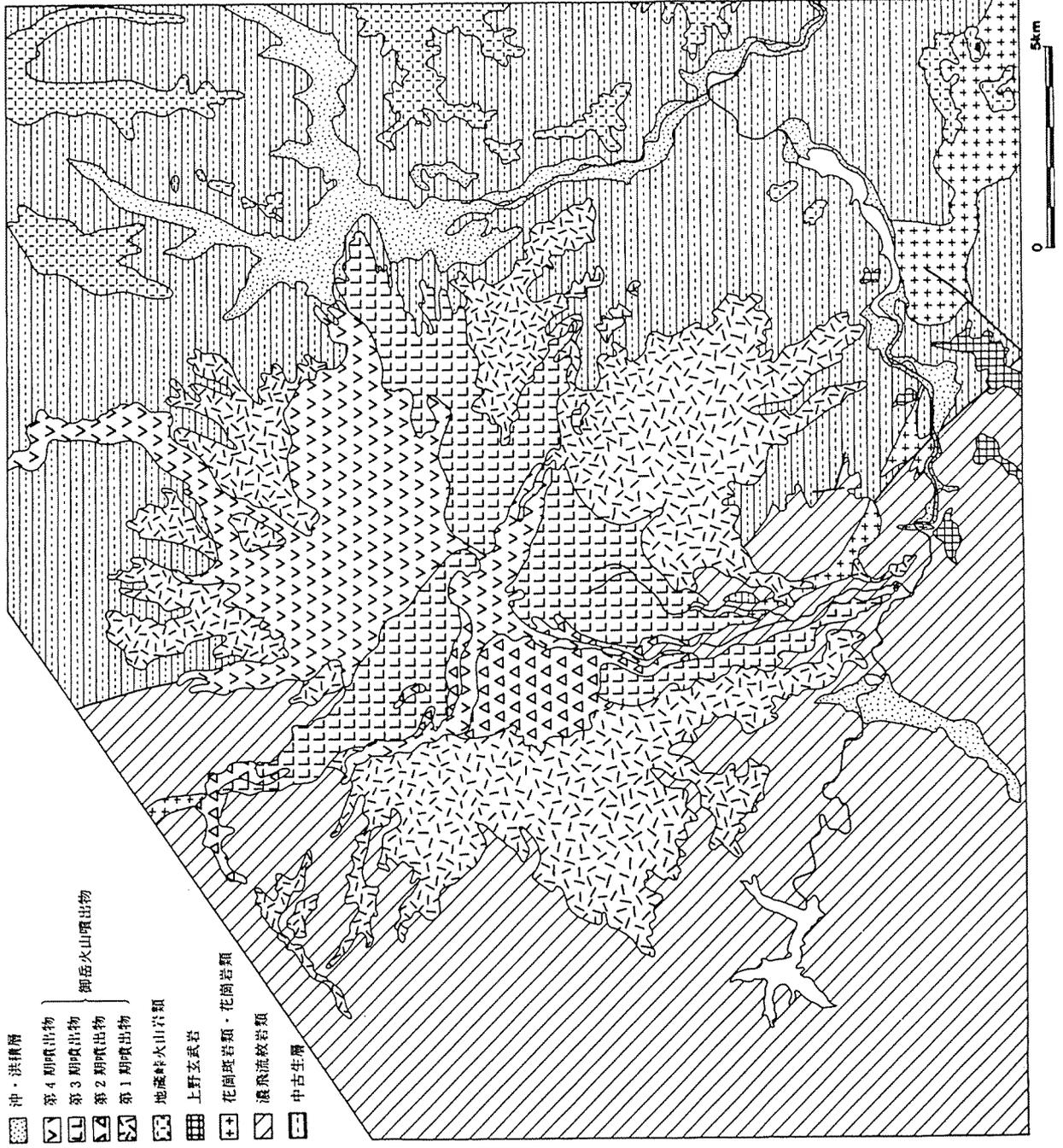


図-3.2 御岳山周辺の地質(1/24)

表-3.2 王滝川周辺の濃飛流紋岩類の層序

ステージ	流紋岩類の層序		模式地における層厚
V	新期流紋岩類	1748mピーク溶結凝灰岩層	150m+
		鈴ヶ沢溶結凝灰岩層	120-180m
		千石溶結凝灰岩層	80-200m
IV	濃飛流紋岩類	瀬戸川溶結凝灰岩層	500m
		黒沢角礫岩層	150m
		白川層	30m
		真弓峠溶結凝灰岩層	500m
III	濃飛流紋岩類	真弓峠溶結凝灰岩層	500m
		真弓峠溶結凝灰岩層	500m

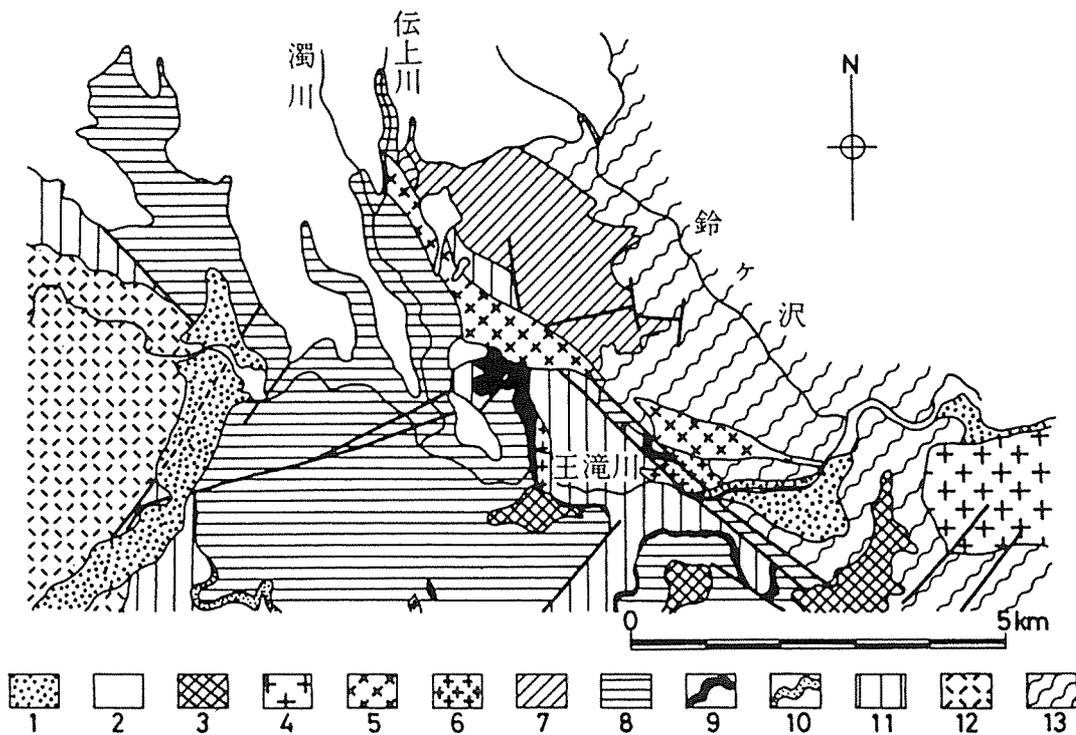
は岩相が異なっている。

鯨川溶結凝灰岩層は鯨川流域および水ヶ瀬北方に分布している。本層は淡黄色を呈する流紋岩質の溶結凝灰岩である。岩石は扁平な本質レンズを多量に含み、溶結構造が顕著である。下位の真弓峠溶結凝灰岩層とは漸移関係にあるようである。

白川層は小俣谷上流に分布する水底堆積層である。凝灰岩・砂岩・泥岩・含礫砂岩などからなる。鯨川溶結凝灰岩層の浸食面上にのり、黒沢角礫岩層におおわれている。

黒沢角礫岩層は水ヶ瀬の北西に分布している。本層は砂岩・粘板岩・チャートなどの古生層の礫および主に鯨川溶結凝灰岩層の礫を含む塊状・無洶太な無層理の地層である。古生層礫は径10~20cmの角礫~亜角礫であるが、溶結凝灰岩礫は径1~2mの亜円礫~亜角礫である。

瀬戸川溶結凝灰岩層は本地域で最も分布が広く、上黒沢・下黒沢・濁川・伝上川・王滝川流域およびその南方に分布している。濁川と王滝川の会合部付近の露頭では本層の上位に柱状節理を呈する御岳火山こ安山岩がみられる。本層は暗灰色~暗青色を呈する流紋デイサイト質の溶結凝灰岩からなる。長径5cm程度の扁平化した本質レンズを多く含み、石質岩片が少ないことが特徴である。また、濁川温泉東方などでは本層



1: 第四紀層, 2: 御岳火山溶岩, 3: 上野玄武岩, 4: 花崗岩, 5: アダメロ斑岩, 6: 花崗閃緑斑岩, 7~12: 濃飛流紋岩類 (7: 新期流紋岩類, 8: 瀬戸川溶結凝灰岩層, 9: 黒沢角礫岩層, 10: 白川層, 11: 鯨川溶結凝灰岩層, 12: 真弓峠溶結凝灰岩層), 13: 中・古生層

図-3.3 王滝川周辺の地質 (参考文献2)より作成

を切る碎屑岩脈が発見されている。

新期流紋岩類は濁川と鈴ヶ沢の中間に位置している。本岩類は東縁で中・古生層を不整合におおい、西縁では濃飛流紋岩類プロパーと交錯している。

新期流紋岩類は下位から千沢溶結凝灰岩層・鈴ヶ沢溶結凝灰岩層・1748m ピーク溶結凝灰岩層とに区分されている。千沢溶結凝灰岩層は主として暗灰色～褐色の流紋岩質溶結凝灰岩からなり、古生層の角礫からなる角礫岩層を少なくとも3枚以上はさんでいる。鈴ヶ沢溶結凝灰岩層は強く溶結していること、石質岩片が少ないことが特徴である。1748m ピーク溶結凝灰岩層は露出が悪く詳細は不明であるが、強く溶結し、本質レンズと石質岩片をほとんど含んでいない。

4. 御岳山の火山地形

御岳山の火山地形の分類を国土地理院発行の1/4万空中写真を用いて行った(図-3.4)。分類は守屋(1978)⁹⁾の方法に従った(一部の区域は雲のため判読不能であった)。

全体的に御岳山の火山噴出物が分布している範囲は、頂上付近を除くと傾斜が緩やかで、谷壁斜面が直線的で支沢の発達が悪い。また、倉越高原、松越北部、溝口川、鈴ヶ沢、濁沢流域などでは、浸食に抵抗性のある溶岩が表層にあるために、溶岩の周縁に浸食崖が形成されている。このように火山噴出物の分布域は、一部不明瞭な箇所もあるが、比較的容易に判読することができる。

溶岩流の微地形の特徴が最も良く保存されているのは、三の池から開田高原へ向って流れている溶岩と日和田高原から北へ分布している溶岩である。開田高原のものには溶岩末端崖・溶岩側端崖・溶岩じわ・溶岩堤防などの微地形が認められる。日和田高原の溶岩には溶岩堤防がみられる。このほか第4期噴出物(次項参照)にも濁沢、開田高原の北西部以外には、溶岩じわなどの微地形が認められる。開田高原北西の緩斜面には、上記のような微地形はみられず、末端部も緩やかで境界が不明瞭である。これはこの地域に火砕流堆積物が分布しているためと考えられる。

第3期以前の噴出物には、第3期噴出物の一部に溶岩じわがみられるほかは特徴ある地形が認められない。このため第3期以前の噴出物については、個々の溶岩流の識別は不能である。これは浸食が進み微地形が消失されたためである。古い噴出物の分布域にはかなり下刻の進んだ開析谷が発達している。今回、大崩壊が

生じた伝上川や濁沢、赤川、白川などの流域は最も開析が進んだ地域である。これらの上流部には過去に形成された崩壊地が多い。このように全般的に御岳山の南麓の方が北麓よりも開析が進んでいる。

今回の地震で大規模な崩壊を生じた伝上川上流部、御岳高原や他の小崩壊地は御岳山の南麓側に分布している。これらの地域に崩壊が集中したのは、震源が南麓側にあったことも一因であろうが、前述のように開析の進んだ急斜面が多かったことも要因として考えられる。

東麓の末川、西野川流域には岩屑流堆積物の特徴である流れ山が分布している(これは、段丘の高部面上部を構成している木曾川泥流に相当すると考えられる)。流れ山のいくつかは5万分の1地形図等にも表されている。一般に火山麓に分布する岩屑流は“磐石式噴火”(第4編参照)により特徴的にもたらされるので、火山体の馬蹄形カルデラと対になって存在していることが多い。御岳山でも岩屑流の分布域から東麓に開いた馬蹄形カルデラの存在が予測されるが、現在カルデラを認めることはできない。

5. 御岳山の火山地質

5.1 活動史

御岳山の活動開始時期は更新世中期の下末吉期より前の温暖期(多摩期?)とされている⁶⁾。活動は更新世中期末(約15万年前)の休止期を境に古期と新期に区分される。小林・小林・清水(1971)⁷⁾は古期を新期とし、新期を第2・3・4期に細分している。新期の活動は更新世最末期または完新世初期(約1万年前まで行われた⁶⁾)。このように御岳山は、従来、活動中の火山であるとされていたが、1979年10月28日に突然噴火をした。

小林ほか(1975)⁶⁾によると第1期の活動は、現山直下に火口ができたことに始まり、活発に行われた。その結果、標高3200~3400mに達する大きな成層火が形成された。次の第2期との間の活動休止期は10年程度であったと考えられている。第2期の前半期多量の降下軽石(表-3.3のPm-Iなど)の噴出があった。このため古期山体の中央部に三角形のカルデラが形成された。後半期には溶岩と軽石が交互に噴出をしてカルデラを埋積した。第2期の活動は更新世後期末ローム期から武蔵野ローム期に行われた。第3期は2期山体頂部に火口を開き再び成層火山を作った⁶⁾



図-3.4 御岳山の火山地形分類図

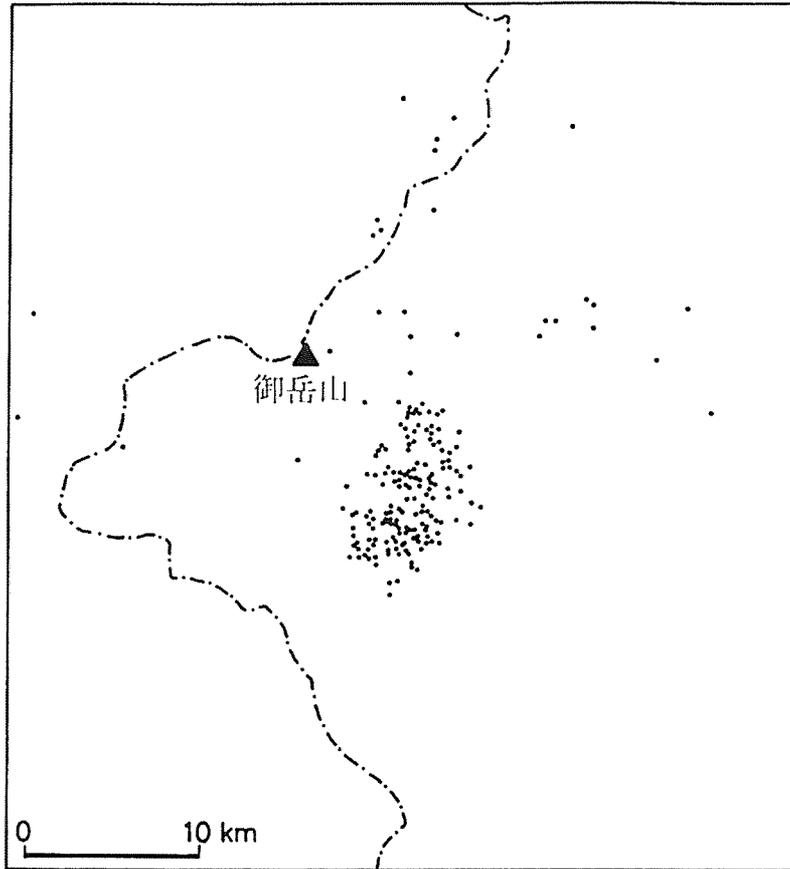
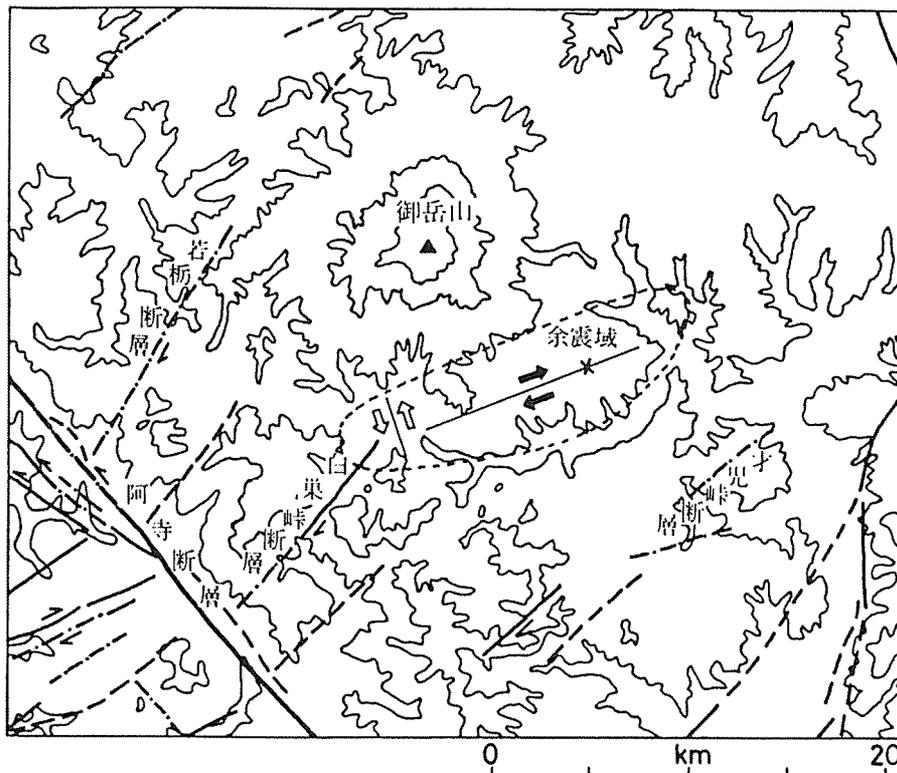


図-3.5 御岳山の噴火後の群発地震震央分布⁸⁾



- 活断層であることが確実なもの
- - - 活断層であると推定されるもの
- · - 活断層の疑いのあるリアメント
- ⇨ 本震の断層のずれ
- ⇨⇨ 最大余震の断層のずれ

図-3.6 御岳山周辺の活断層の分布¹²⁾と長野県西部地震の余震域

表-3.3 御岳山火山噴出物の層序

ステージ	溶岩等	岩質	軽石等	
新 期	第4期	五の池スコリア	かんらん石角閃石含有しそ輝石普通輝石安山岩	Pm-a(2・3万年) 木曾川泥流(2・7万年) 降下スコリア・火砕流 が繰り返し噴出 Pm-m(3・5万年) Pm-III' Pm-II' Pm-I・Pm-I(8万年)・Pm-II
		三の池溶岩	かんらん石含有角閃石普通輝石しそ輝石安山岩	
		一の池・二の池溶岩	角閃石かんらん石含有普通輝石しそ輝石安山岩	
		四の池溶岩	角閃石含有普通輝石しそ輝石安山岩	
	第3期	田の原溶岩	普通輝石しそ輝石安山岩	
		奥の院溶岩	かんらん石角閃石含有普通輝石しそ輝石安山岩	
		伝上川溶岩	かんらん石含有普通輝石しそ輝石安山岩	
		鹿ノ瀬溶岩	角閃石含有普通輝石しそ輝石安山岩	
		百間滝溶結凝灰岩	角閃石含有普通輝石しそ輝石安山岩	
	第2期	シン谷溶岩	しそ輝石かんらん石普通輝石玄武岩質安山岩	
		継母岳溶岩	普通輝石角閃石しそ輝石流紋岩	
		湯ノ谷溶岩	しそ輝石角閃石流紋岩	
古 期	第1期	白川溶岩	普通輝石角閃石含有しそ輝石流紋岩	
		三笠山溶岩	かんらん石含有角閃石普通輝石しそ輝石安山岩	
	1	溝口沢溶岩	普通輝石しそ輝石安山岩	
		鈴ヶ沢溶岩	かんらん石普通輝石しそ輝石安山岩 凝灰角礫岩	
		倉越原溶岩	普通輝石しそ輝石角閃石安山岩	
		ナガウ原溶岩	普通輝石かんらん石玄武岩	
		ホツタル沢溶岩	輝石安山岩～普通輝石角閃石しそ輝石流紋岩 スコリア質凝灰角礫岩	
土浦沢溶岩	かんらん石普通輝石玄武岩質安山岩			

小林ほか(1975)⁶⁾より作成

である。最末期に木曾川泥流が発生し、小さな山頂カマデラが形成された。第3期の活動時期は更新世後期蔵野ローム期後期に当る。第4期の活動は第3期の山頂部をほぼ南北に分布する小火口群の活動期である。第4期の活動期は更新世末期の立川ローム期である。

1979年の噴火前の1976年8月～9月、1978年5月～1979年には王滝村付近で群発地震が発生している⁸⁾。また、噴火後にも群発地震は続いており、その震央分布は図-3.5の通りである。この震央分布は長野県西部地震の余震域とほぼ一致している(図-3.6参照)。(しかし、現地では今回の地震が火山性のものであると断定するデータは他になく、後述のように、構造的なものであると考えられる。)

噴火は1979年10月28日午前5時頃に御岳山の主峰である剣ヶ峰の南西山腹で始まった。噴火の様式は、水蒸気爆発であり、火山灰や岩塊の放出が認められた。噴火の主火口は剣ヶ峰頂上付近で、これを西端として南東方向に10箇の新爆裂火口が開いた⁹⁾¹⁰⁾。噴煙活動は10月29日にはおとろえ、10月31日にはほとんど白噴煙となりその後も続いている。

5.2 地質

御岳山火山噴出物の層序と岩質を表-3.3に示す。表のように安山岩がほとんどである。これらの安山岩は一般に斑晶が小さく、肉眼的に緻密で、しばしば流理構

造を呈することが特徴である。流紋岩は第2期の活動にのみみられる。石基が結晶質であることが多く、流理構造が顕著である。玄武岩は極く少量分布している。

地震による崩壊等を起した御岳山の南麓には第1期および第3期の噴出物が分布している。松本盆地団研木曾谷サブグループ(1985)¹¹⁾は南麓の層序を表-3.4のように分けているが、ここでは以下の説明は小林ほか(1975)⁹⁾に従う。

(1) 第1期の噴出物

御岳高原、鈴ヶ沢上流部、松越地区などには第1期の火山噴出物が分布している。最下位の浦沢溶岩およびホツタル沢溶岩は南西麓に分布している。次のナガウ原溶岩は北東～東麓に、倉越原溶岩はほとんどすべての方向に分布している。南東麓の三笠山周辺には第1期末期の鈴ヶ沢溶岩、溝口沢溶岩、三笠山溶岩が分布している。このように小林ほか(1975)⁶⁾には溶岩のみで軽石の記載がないが、御岳高原および松越地区での観察によると、未固結の軽石層が数枚確認できる(松本盆地団研木曾谷サブグループ(1985)¹¹⁾のPm-3 A・Bに相当する)。また、松越地区ではこれらの溶岩・軽石層と斜交して表層部に崖錐様未固結堆積物とスコリア層(松本盆地団研木曾谷サブグループ(1985)¹¹⁾のS-0、1スコリア層に対比される)の互層がある(写真-3.1)。

表-3.4 御岳山南麓の層序¹⁾

時代	地層名	層厚 (m)	火山灰層	¹⁴ C年代 (¹⁴ C. y. H. P.)				
完新世	沖積層							
第四紀	新世中期	樽沢累層	奥ノ院溶岩類	20	波田ローム層 小坂田ローム層	ガラス質火山灰 S 2スコリア (スコラビ)	26,000 ± 1600 27,000 ± 2000 35,700 ± 1400 < 42,000	
			滝越湖成層	100		100		木曾川泥流
			伝上川溶岩類					100
			木曾谷層	100		Pm 3 クルーフ Pm 3 C Pm 3 B Pm 3 A Pm 2 B Pm 2 A Pm 1 A ヒケバミ (Pm I)		
			滝越溶岩層	140				
			三笠山溶岩類	140				
			上小谷層	40		ヒネクロ		
			倉越原溶岩層	140				
			小切谷溶岩類	60				
			三浦層	60				
樽沢累層	210		クリスタルア・シェ ho-黄バミII ho-黄バミI					
樽沢層	5							
土浦沢層	10							



写真-3.1 松越地区の崩壊部の露頭。上の人物付近の地層が Pm-3B 軽石層と思われる。この地層の上部に斜交して崖錐様未固結堆積物とスコリア層が堆積している。

(2) 第3期の噴出物

大崩壊を発生した伝上川上流部には、この期の噴出物が分布している。崩壊部には第3期の溶岩のうち期の伝上川溶岩と奥ノ院溶岩がみられる。源頭部の岩はブロック状になっている。これらの下位にはスリア層や千本松軽石層が分布している。

6. 御岳山周辺の第四紀断層

御岳山周辺の第四紀断層（活断層）は北西-南東向と北東-南西方向のものが卓越している（図-3.6 前者には左横ずれ、後者には右横ずれが認められるこれらのうち規模、确实度とも最大のものは阿寺断層である。阿寺断層は南は長野県山口村から、北は岐阜県萩原町まで延長約65kmの第一級の断層である。寺断層の周辺には、阿寺断層と平行な断層や共役な係にある断層が多数分布している。滝越地区まで伸

ている白葉峠断層や岩柄断層などは共役関係にあるものである。

阿寺断層は以上のように地形・地質的には第一級の断層であるが、有史以来、阿寺断層本体の活動による地震はないとされている¹³⁾。また、微小地震の発生も認められていない。

今回の地震の本震のずれは東北東—西南西方向で右ずれであり、最大余震のずれは北北西—南南東方向で左ずれである¹⁴⁾。本震の地震断層は発見されていないが、関西電力(株)の導水トンネル内の破損の状態は右ずれの小変位を示唆していた¹⁵⁾。本震と最大余震の方向はそれぞれ白葉峠断層と阿寺断層の方向とほぼ一致しており*、両者は共役な関係にあるものと思われる。この場合、最大圧縮応力の方向は東南東—西北西方向と考えられる。また、1979年の御岳山の噴火の際に形成された火口列の方向(東南東—西北西)から推定される火山体の最大圧縮応力の方向も東南東—西北西である。すなわち、今回の地震と1979年の噴火は同様な地殻応力条件下で発生したものと考えられる。

震源が非常に浅かった(気象庁(1985)¹⁶⁾では2 km、名古屋大学(1985)¹⁷⁾では3.8 km)にもかかわらず、前述のように地震断層が発見されていないのは不可解である。山科ほか(1985)¹⁸⁾は、地下の地盤だけが断層変位を起こし、表層(の堆積物や岩盤)はその上をおおうカーペットのようにとり残されたのかどうか検討の余地があるとしている。しかし、そのような可能性があったとしても地表に撓曲崖などが形成されてもよいのではないだろうか。この点に関しては火山性地震の可能性(既述のように今回の余震域と1979年の御岳山噴火の際の震央分布とはほぼ一致している)も含め、今後検討する必要がある。

7. 長野県西部地震による斜面崩壊と地形地質

今回の地震による斜面崩壊は伝上川上流の御岳くずれをはじめ御岳山の南半部に主に分布している。既述のように、御岳山の南半部は北半部に比べ火山体の開析が進み、地形的に不安定である。御岳くずれの源頭部には地震以前から崩壊地が存在していたなど、各所に崩壊地が認められた。

御岳山は大局的には溶岩流と降下軽石の互層から構

成されている。軽石層は未固結であることが多く、その上位にある溶岩流は不安定な状態にあった。御岳高原、松越地区などの崩壊はこのような地質的素因によって生じたものと考えられる。なお、斜面崩壊の詳細は第4編に述べられている。

以上のように、御岳山南半部は山体の開析が進み急斜面が多かったこと、御岳山を構成している溶岩流の間に未固結の軽石層が存在していたことが、斜面崩壊が多発した素因であると考えられる。

謝 辞

金沢大学文学部の守屋以智雄助教授には、御岳山東麓の流れ山の存在について御教示頂き、また、未発表の御岳山の火山地形に関する資料を参照させて頂きました。ここにその旨を記し深く感謝の意を表します。

参 考 文 献

- 1) 木曾谷第四紀研究グループ「木曾川上流部の第四紀地質 I」地球科学, 21巻, pp. 1~10, 1967年。
- 2) 濃飛流紋岩団体研究グループ「濃飛岩体東縁部における流紋岩類の層序と形成史」地球科学, 27巻, pp.161~179, 1973年。
- 3) 磯見 博・片田正人「木曾山地北部の非変成古生層ならびに領家変成岩原岩の堆積層についての考察」地調月報, 10巻, pp. 1037~1052, 1959年。
- 4) 山田直利・河田清雄・諸橋 毅「火砕流堆積物としての濃飛流紋岩」地球科学, 25巻, pp. 52~88, 1971年。
- 5) 守屋以智雄「空中写真による火山の地形判読」火山, 第2集, 23巻, pp. 199~214, 1978年。
- 6) 小林武彦・大森江い・大森貞子「御岳火山噴出物の化学的性質」地調月報, 26巻, pp. 497~512, 1975年。
- 7) 小林国夫・小林武彦・清水英樹「御岳火山噴出物による Tephrochronology」中部地方の鮮新統および最新統, 竹原平一教授記念論文集, pp. 191~218, 1971年。
- 8) 気象庁「日本活火山総覧」, p.482, 1984年。
- 9) 曾屋龍典・近藤善教・下坂康哉「御岳山1979年噴火」地質ニュース。
- 10) 小坂丈予・小沢竹二郎・酒井 均・平林順一「木

* 山科ほか(1985)¹⁸⁾は今回の地震のずれの方向と既存「活断層」系の走向とは、20~30°ずれていたとし、これは最近のこの地方の応力場の変化を示していると考えている。

- 曾御岳山1979年噴火後の活動状況と地球化学的研究」火山，第2集，28巻，pp.59～74，1983年。
- 11) 松本盆地団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，39巻，pp.89～104，1985年。
 - 12) 活断層研究会編「日本の活断層—分布図と資料」pp.363，東京大学出版会，1980年。
 - 13) 青木治三「阿寺断層周辺地域の地震活動」月刊地球，28号，pp.257～262，1981年。
 - 14) 溝上 恵・中村正夫・瀬戸憲彦・酒井 要・小林勝・羽田敏夫・橋本信一「1984年長野県西部地震(M=6.8)の余震から推定される潜在断層系について」地震研究所彙報，60号，pp.199～220，1985年。
 - 15) 山科健一郎・松田時彦・有山智雄「1984年長野県西部地震による地変」地震研究所彙報，60号，pp.249～279，1985年。
 - 16) 気象庁地震予知情報課・地震津波監視課「昭和59年(1984年)長野県西部地震」地震予知連絡会会報，33巻，pp.116～122，1985年。
 - 17) 名古屋大学理学部「1984年長野県西部地震について」地震予知連絡会会報，33巻，pp.123～134，1985年。

昭和61年3月30日原稿受理

1. 御岳くずれ

1.1 崩壊の概要

御岳くずれは、御岳山（標高3,063m）の南東斜面の尾根部に起きた巨大崩壊で、その土量は約3,400万 m³に及ぶものである（写真-4.1参照）。これは、今回の地震で起きた崩壊のうち最大のもので、今世紀にわが国で起きた崩壊のうちでも、1911年の稗田山の崩壊（長野県小谷村）の1億5,000万 m³に次いで2番目の規模の崩壊である。崩壊頂部の標高は約2,550m、崩壊端部の標高は約1,900mである¹⁾。崩壊の最大幅は約420m、崩壊面積約4万 m²、最大深さ約160m、平均深さ約82mである¹⁾。また、崩壊地の平均傾斜は約25°となっている。崩壊地の平面図と崩壊前後の標断図を図-4.1、4.2に示した。

崩壊後地形はスプーンでえぐったような楕円形をしているように見えるが、向って左側の部分は地震前からあった崩壊地であり、実際に崩れた部分はわん曲した尾根部分である。崩壊の下端部分は伝上川となっている。

崩壊の発生状況については、崩壊そのものの目撃がなされていないため、崩壊後地形や、堆積崩土からの議論になると考えられるが、崩壊発生時刻については、発生当時、崩壊地の東方1 kmの田ノ原に居た人の証言によると、「地震の震れ始めを感じるとすぐに大音響が聞こえた。」ということから、この大音響が崩壊の音とすれば、地震直後に崩壊し始めていると考えられる。

御岳くずれにより発生した土砂の大部分は、伝上川か濁沢川を経て埋塞したが、土砂の一部は伝上川左岸

の尾根を乗り越えて、鈴ヶ沢に流れ込み、泥石流となって王滝川まで流出している。

1.2 地形・地質

(1) 地形

崩壊の発生した尾根は、御岳山の南東斜面にあり、伝上川本川の右岸にあたる（図-4.1参照）伝上川本川は、この尾根の東から南にかけて深さ約100m程度の

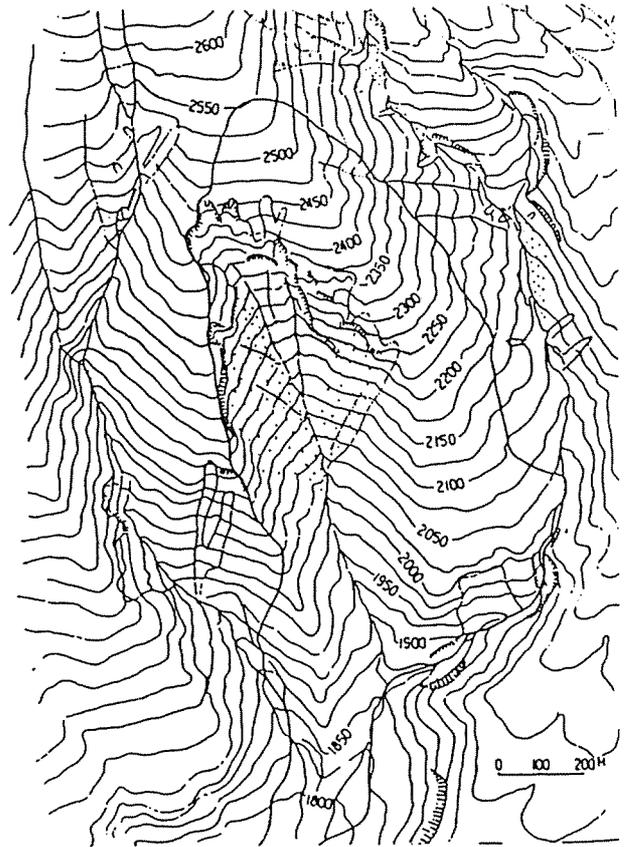


図-4.1 御岳崩れ平面図



写真-4.1 御岳山体の巨大崩壊

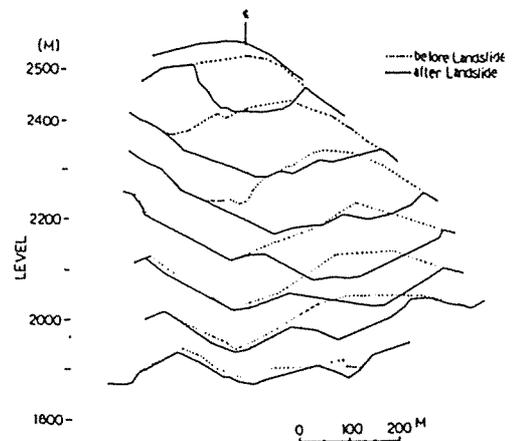


図-4.2 御岳崩れ横断図

谷を刻んでおり、特に崩壊の末端にあたる標高1,900m付近では、深く下刻しており、この屋根末端の侵食が、尾根の安全率を低下させていたものと思われる。この尾根の末端部には、今回の崩壊発生以前に少規模な崩壊が生じており、経年的に拡大していたとの報告もある。また、この尾根の西側には、以前からの崩壊地があり、この旧崩壊地の頂部及び東斜面は、尾根の崩壊とともに崩れ去ったが、旧崩壊地の西側斜面はほとんどそのままの形で残っている。つまり崩壊後の楕円形に窪んだ地形の南西部分は、今回の崩壊に直接含まれないわけであるが、以前にあった植生が失くなっているのは、大崩壊による土砂の流れが旧崩壊地部分の一部を通して流れたため、表土が剥ぎとられたものと思われる。

崩壊前後の崩壊地内の地形からいくつか特徴のある点を列記し、考察を加えてみる。

① 平均傾斜25°の斜面が崩壊したが、崩壊地の先の対岸は高い崖の障壁になっているにもかかわらず、崩壊地内に崩土がほとんど残っていない。これは、崩壊土砂が細かく崩れることなく、大きなブロックごとスライドしたためと思われる。

② 崩壊地内に新しい谷が現れたが、この谷は、古い埋没谷と考えられ、樹枝状の水系パターンを持っている。

③ 崩壊面には多数の条線が認められる。これは、崩土が移動する際の方向を示していると考えられる。複数の方向があり、主要なものは、尾根、谷線に外略平行している(図-4.3参照)。

④ 崩壊は古い埋没地形に影響され、尾根状突起部で区切られたいくつかの土塊に分かれて崩れたものとも考えられるが、明確なことは言えない。

⑤ すべり面を規定しているものは、旧地形の表面を薄く覆う多孔質の白色軽石層で、滑落面の中央部から東部に広く露出している。

⑥ 崩壊4日後(9月17日)の空中写真に、滑落面に現われた古い谷状地形の中～中上部付近より水が流れた痕跡がみられる。崩壊時には、この付近まで地下水に飽和されており、崩壊直後には湧水していた可能性が考えられる。

図-4.4に小林による過去の大崩壊地を書き込んだ図を示した。この図によれば、今回の御岳くずれ程度の崩壊は、山腹の様々な方向で起っており、長い時間を要すれば、決して特異な現象ではなかったと考えられる。こういった大規模崩壊の可能性のある斜面は他に多々存在すると思われる。

(2) 地質

崩壊は御岳山火山第三期の活動によってできた。南斜面の尾根部に発生した。崩壊下面は、旧期御岳溶岩及び碎屑物層が作る古い地形面と、それを覆っている白色軽石層からなっている(図-4.5参照)。この白色軽石層がすべり面となってこの面の上に堆積していた、新期御岳溶岩及び碎屑物層が最大150mの厚さで、すべり落ちたものである。なお、軽石層は新期御岳層に含まれる。この白色軽石層は千本松軽石層と呼ばれるもので、厚さは数10cmから数メートルまで大きな変化がある。以上、崩壊地の層序については、表現の差はあっても、大部分の地質研究者の見解の一致する所である。しかしながら、崩壊地の表面地質判読では見解の相異がみられたため、崩壊部近揚斜写真等を基に、それぞれの見解を検討した結果、小林による地質平面図³⁾が、写真を忠実に表わしたものであると判断されたため、この図を掲載した(図-4.6参照)。小林の図では、新崩壊地の大部分に、旧期御岳の堆積物が露出しており、北から東側にかけて、すべり面となった軽石層が残っている。新崩壊地の南西側の旧崩壊地にも軽石層が残っているという判断のものがあつたが、近影斜写真の判読によれば旧期御岳の堆積物という可能性が高い。崩壊上部、滑落崖の写真及び見取り図を写真-4.2及び図-4.7に示す。崖錐の直上部に軽石層があり、その上に、スコリア層や溶岩層が積み重なっている様子が分る。旧崩壊地西側の滑落崖では、安山岩溶岩と思われるものの他は見当たらず、軽石層はなくなっている。以上のことから、崩壊地を横切る横断面を描くと図-4.8のようになる。

上記のことを総合すると、新規崩壊は軽石層部分をすべり面として、崩壊したことが、明確となる。北東側に多くの軽石層が残っていたのは、軽石層が厚かったことも考えられるが、崩壊土塊の力の方向が、南西斜面に圧縮にはたらき、南西斜面の表面を多く剥ぎ取る形態で崩壊したものと考えられる。旧崩壊地側に軽石層が存在したか否かは分らない。

また、御岳くずれにおける水分の議論の中で、山体自体に相当量の水が含まれていたという仮説があるが、崩壊した新期御岳堆積物は下流域に溜った土砂からも推定できるが、スコリア層が卓越するものであつたと考えられ、水分を相当量含むことは可能である。

1.3 御岳くずれの機構と斜面安定解析

御岳くずれの機構と密接な関連を持つ素因としては、次のようなものが考えられる。



御岳地(御岳筋れ)内の凡例

	谷線
	尾根線
	樹林-裸地界
	新しい新築法の外郭
	条線
	地層境界

ABC: 地質断面線
 地層記号は地質断面図参照

図-4-3 御岳筋れの地形分類図

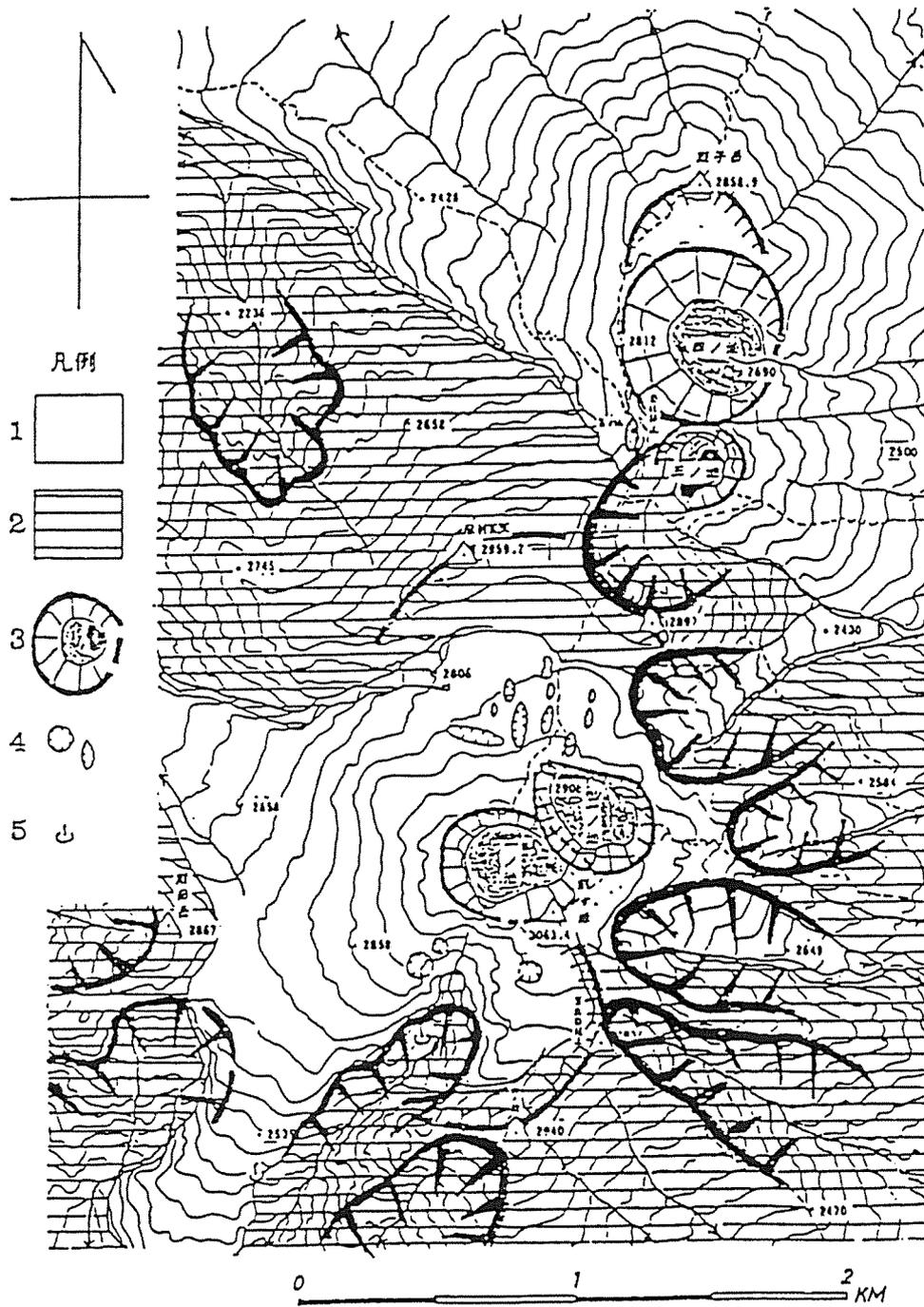


図-4.4 御岳山山腹の旧崩壊地跡

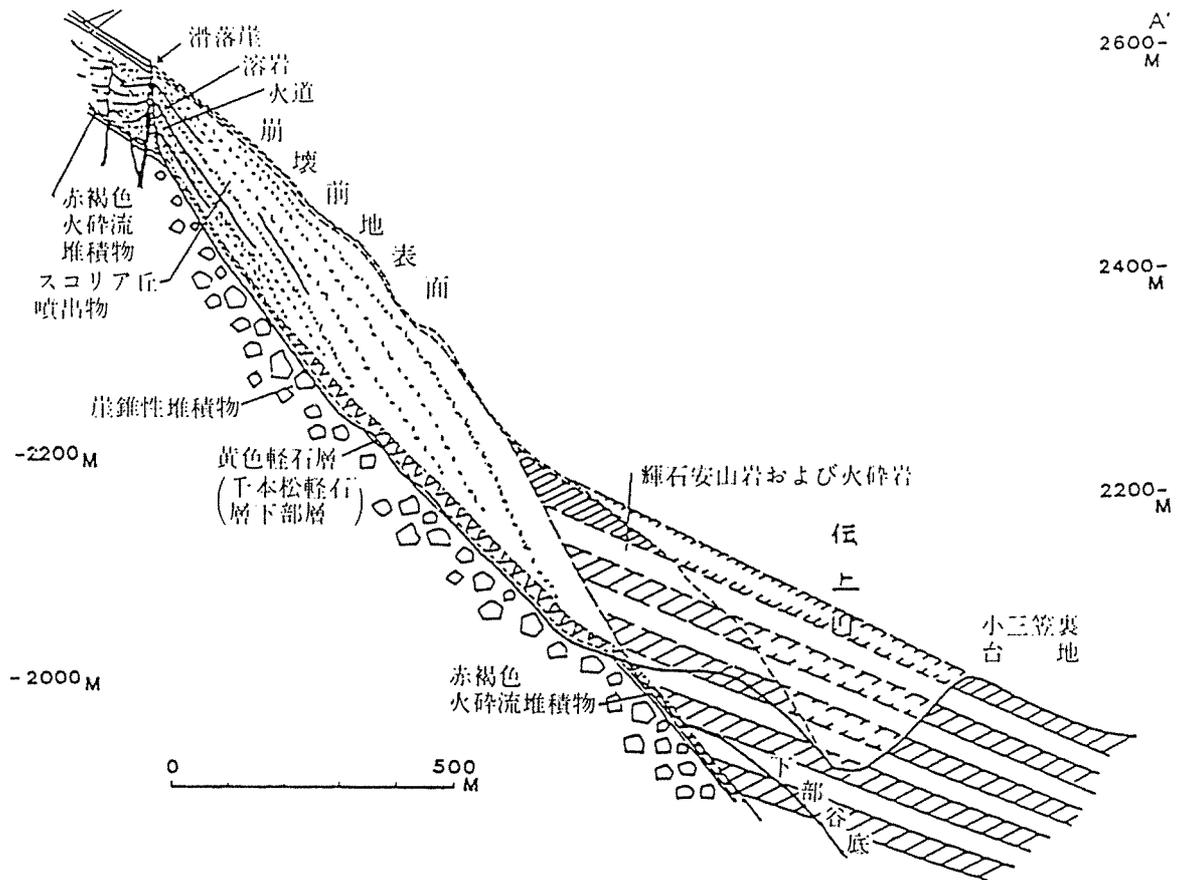


図-4.5 御岳崩れ縦断面図

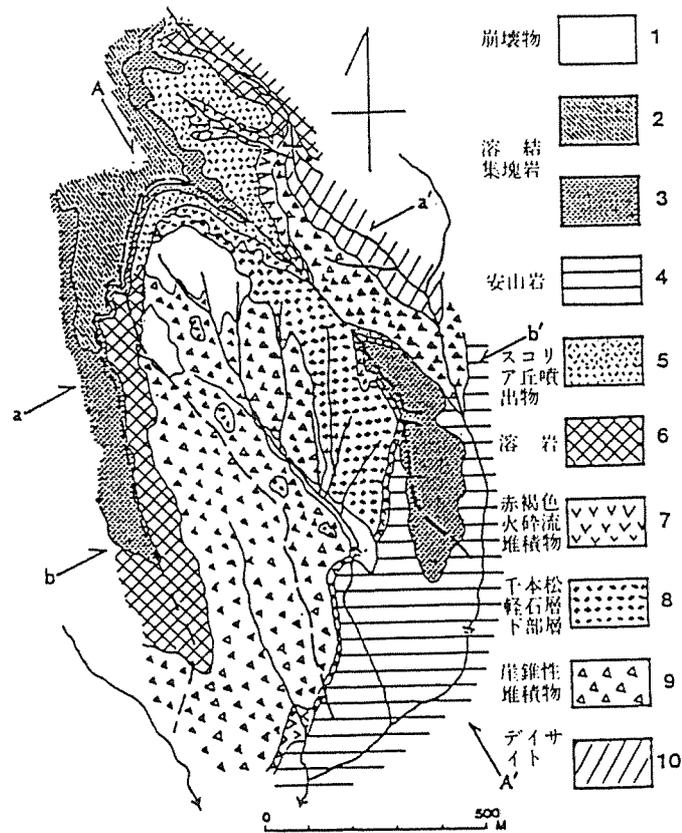


図-4.6 御岳崩れ表面判読図

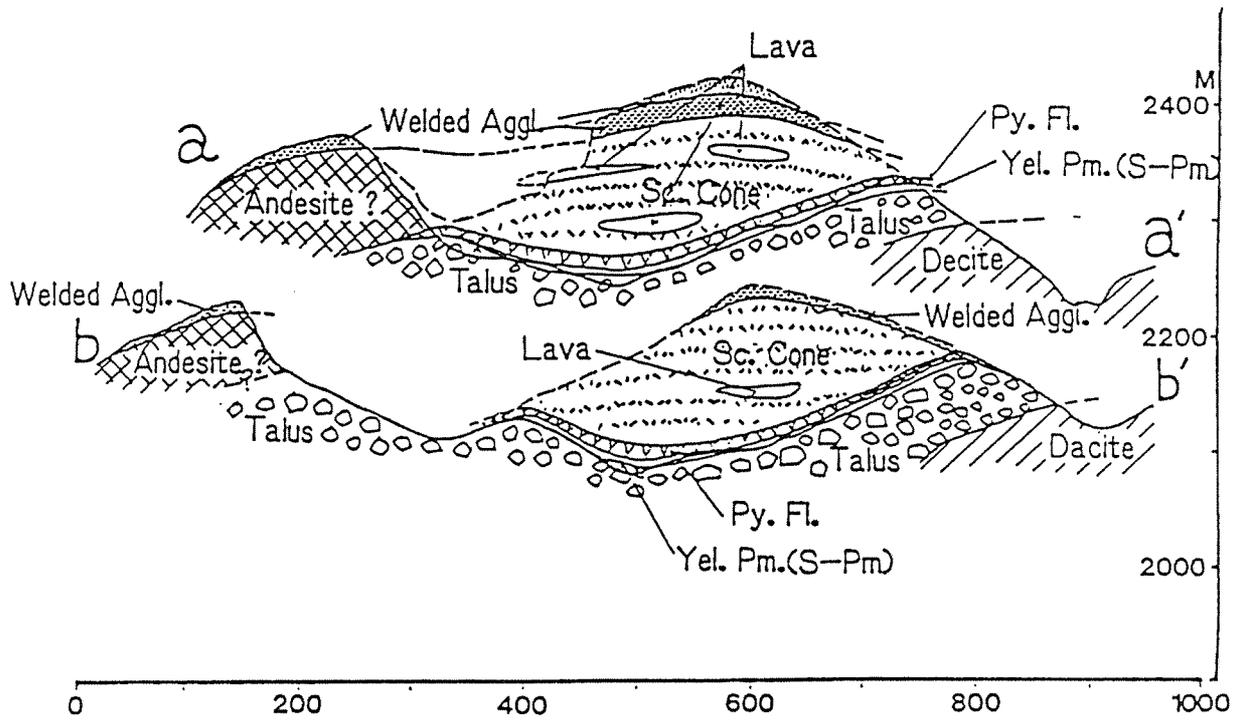


図-4.8 御岳崩れ地質横断図

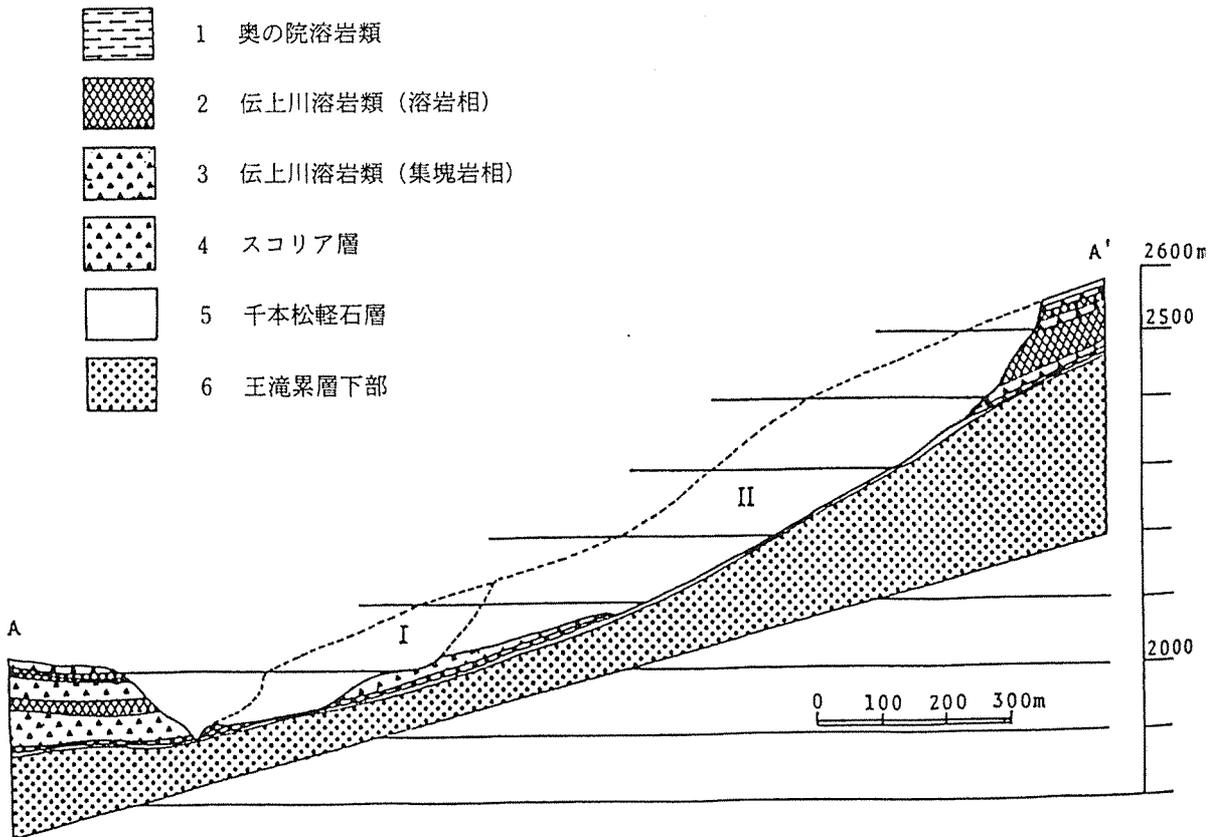


図-4.9 御岳崩れ地質縦断図 (A'-A断面)

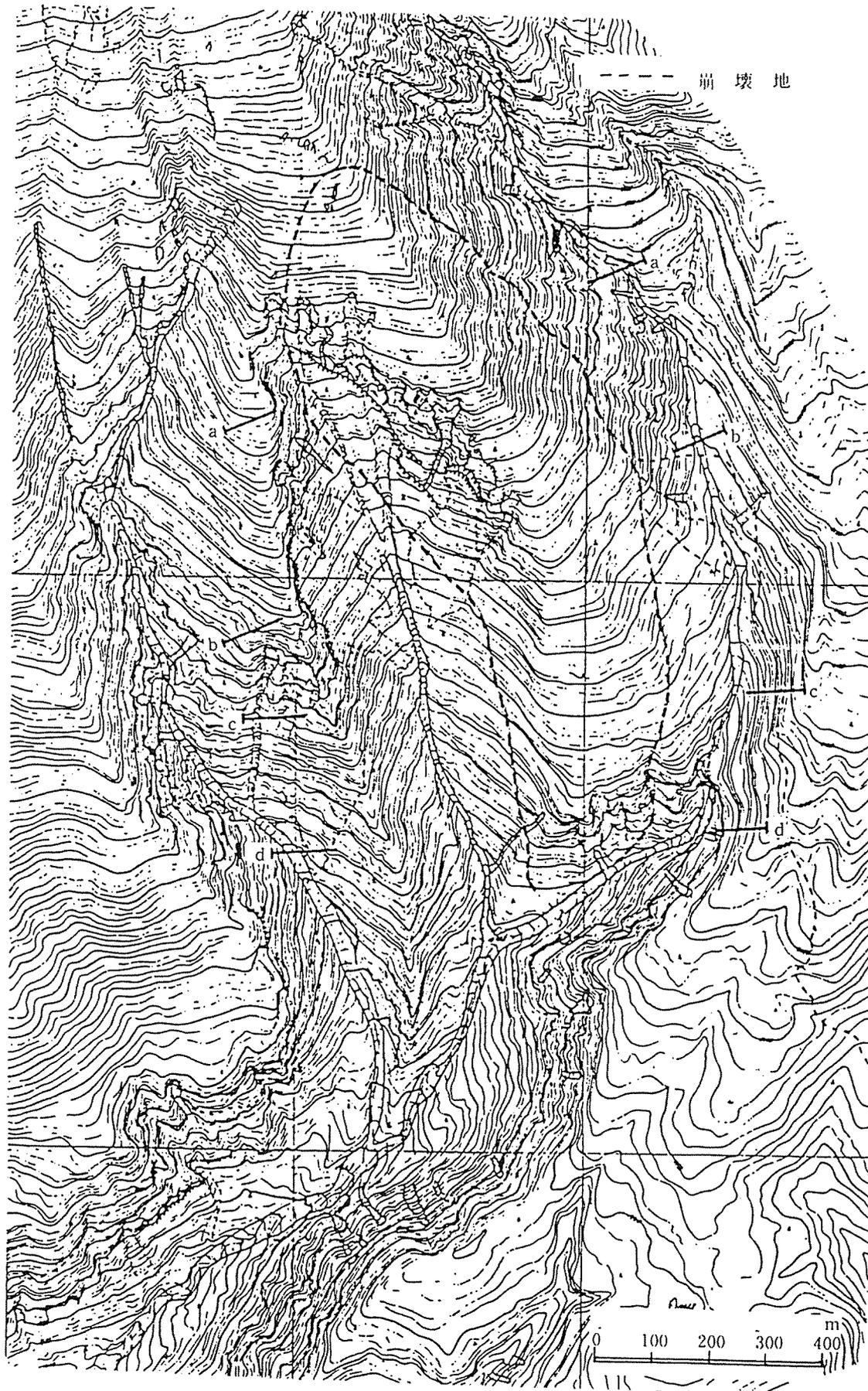


図-4.10 崩壊前の御岳崩れ周辺 (1969年国土地理院)

(1) 崩壊地は、第一次御岳崩壊期に浸食されて、埋積谷地形を呈し不安定であった。

(2) 埋積谷直上部に強度の弱い千本松軽石層が堆積しており、すべり面となった(図-4.9参照)。

(3) この埋積谷には上部の堆積層により地下水が集中し易かった。

(4) 近年の浸食により崩壊地の尾根の下部がガリーや崩壊地となっており不安定化していた(図-4.10参照)。

当地区は、地形・地質で述べられているように木曾谷層の砂礫層上部に風成層の千本松軽石層が広く分布しており、この層下面には地下水が集中し多量の湧水が見られた。また、この層には鍾肌がいたるところで観察され、崩壊の際のすべり面となったことを裏付けている。

従って、崩壊機構としては、上述したように極めて不安定な埋積谷土塊が、かろうじて保っていた安定を地震動によって共に滑落したと思われる。この際、地下水による間隙水圧が大きな役割を果たしたことを確かめようと推定されるが、地下水位等の詳細は不明である。

上記のような議論より安定解析は、千本松軽石層をすべり面として図-4.9のような縦断形状を持つものとし、地下水位は、すべり面あるとして行う。

安定計算は、二次元をヤンプ法で行い、三次元はホフランド法で行った。ホフランド法の詳細については、松越地区の崩壊で述べることにする。

(1) 解析手順と地形データ作成

解析手順は解析フローに従って実行し、地形データは、国土地理院作成の崩壊前後地形図を50m×50mメッシュに区分してメッシュの交点についての標高を読み取って得た(図-4.10, 4.12参照)。二次元解析用

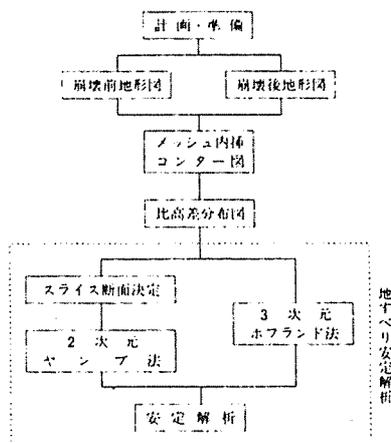


図-4.11 斜面安定解析フロー

のデータは、メッシュの内挿コンター図より最大傾斜方向の縦断方向断面を作成し旧地山と崩壊後斜面の標高差を読み取って得た。また三次元解析用のデータは、メッシュ内挿のコンター図よりホフランド法のプログラム入力フォーマットに従って旧地山と崩壊地斜面の標高をひろって得た。このどちらの場合も、崩壊地面をすべり面とした。

計算に用いた土質定数等は表-4.1参照)に掲げている。このうち土質強度は、千本松軽石層のサンプルが得られなかったため、御岳くずれ流下部で得られた千本松軽石層と思われる攪乱試料の値⁶⁾を用いた。

(2) 二次元安定解析

内部応力を考慮したヤンプ法により図-4.12のA-A測線の断面をメッシュ内挿により作成し図-4.13のスライスに分割して計算した。

計算結果は図-4.14に示してあり、これは、地震力による安全率の低下を図示したものである。この計算においては、垂直震度=水平震度として行っている。

図-4.14から判明するように、極めて低い地震力0.13で安全率が1.0以下となる。ここで用いている地震力は、等価震度に当るもので最大加速度に換算する為、良く用いられる次の式を使えば、

$$K_e = 0.65 A/g \quad (1)$$

K_e は等価震度、 A は最大加速度、 g は垂力加速度($g=980\text{cm/sec}$)、地震力0.13は、196gal程度となり今回の地震規模を考えると小さな値で崩壊したこととなる。図には、次で述べる三次元解析(ホフランド法)によるものも示してあるが、ヤンプ法での計算結果より弦い地震によって崩壊したことを示す結果となった

(3) 三次元安定解析

二次元解析と同じ表図-4.1の諸定数を用い、水平垂直震度に等しい値を入力して計算を実行した。

・計算に際して、図-4.15に見られる三角柱要素に崩壊地を分割した。

計算結果は、前述の図-4.14に二次元元解析結果と同時に示した。この場合、安全率が1.0以下となるのは地震力が0.42となった時であり、これは式(1)によれば、最大加速度600gal程度に当るものである。第1編の地震及び地震動でも述べられているように今回の地震は所により980galを越える最大加速度も考えられることにより、この程度で崩壊を起こしたことは十分考えられる。地震力がゼロの時は、安全率1.25程度と推定できる。

従って、安定計算をするに当たって、御岳くずれで三次元効果が地形条件すなわち長さに対して幅が狭

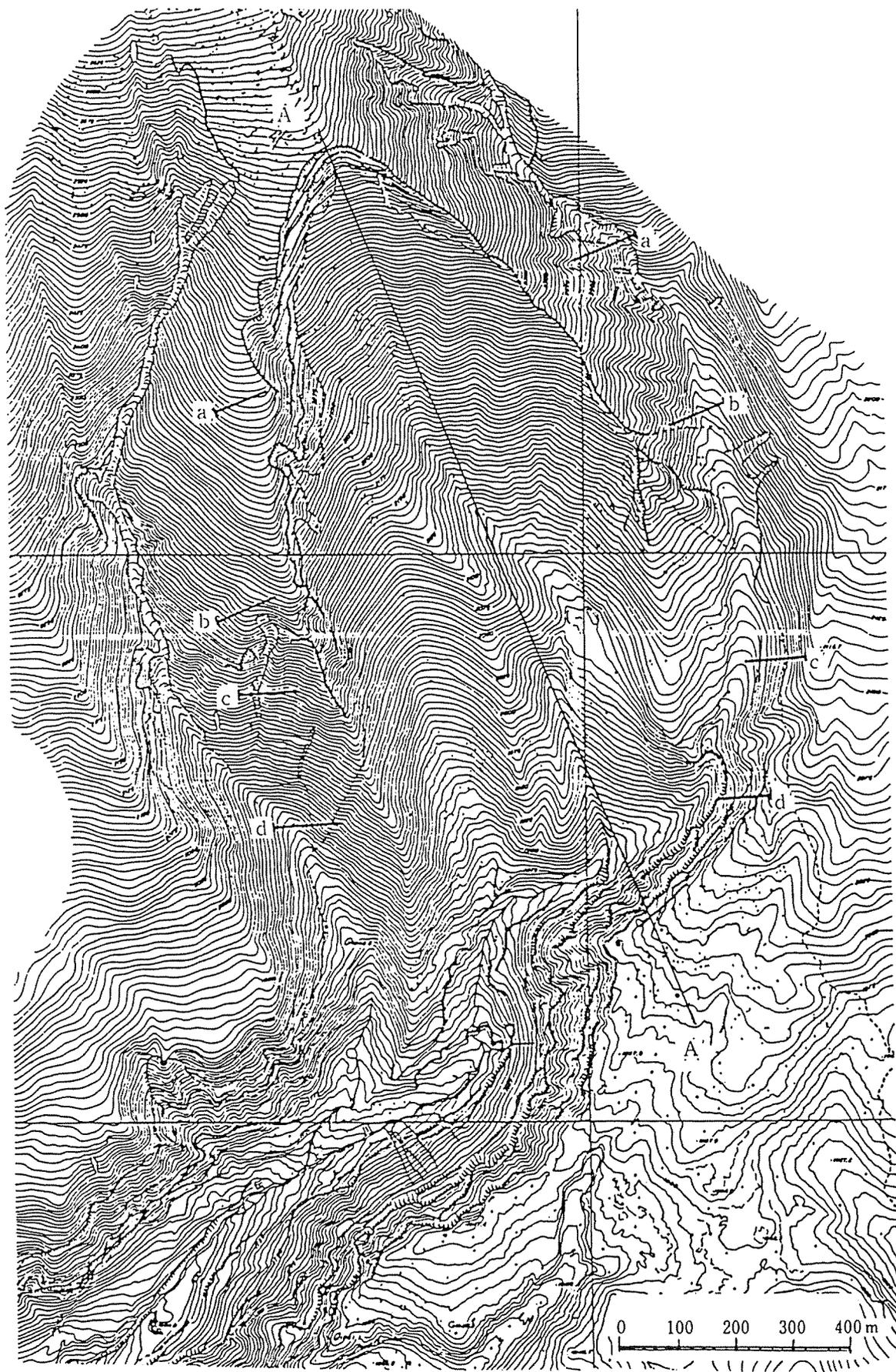


図-4.12 崩壊後の御岳崩れ (1984年9月22日)

表-4.1 地すべり安定解析計算に用いた諸定数一覧表

$\tan \alpha$	すべり面角	各々のBlockごとに地形図から計測した。
Δx	水平距離	各々のBlockごとの水平距離を地形図から計測した。
c'	有効応力のC	8.7 t/m ² 静的強度
$\tan \phi'$	有効応力の ϕ'	29° "
ΔQ	水平方向荷重	ヤンプ法 ホフランド法 $kH=kV=0.00$ $kH=kV=0.00$ $kH=kV=0.30$ $kH=kV=0.15$ $kH=kV=0.10$ $kH=kV=0.30$ $kH=kV=0.20$
$\tan \alpha_i$		Blockごとに地形図より計測した。
h_i	すべり面と作用点の差	作用点はすべり面側の1/3の地点とした。
γ	土の単位体積重量	1.80
ΔP	垂直方向荷重	$\Delta P = \Delta Q$
q	上 載 荷 重	$q = 0.00$
Z_i	すべり面と地表面の差	各々のBlockごとに地形図から計測した。
h_i	すべり面と地下水面の差	$h_i = 0.00$
Z_Q		$Z_Q = 1/2 h_i$
C_0	移動土塊の強度常数	$C_0 = C'$
$\tan \phi_0$		$\tan \phi_0 = \tan \phi'$

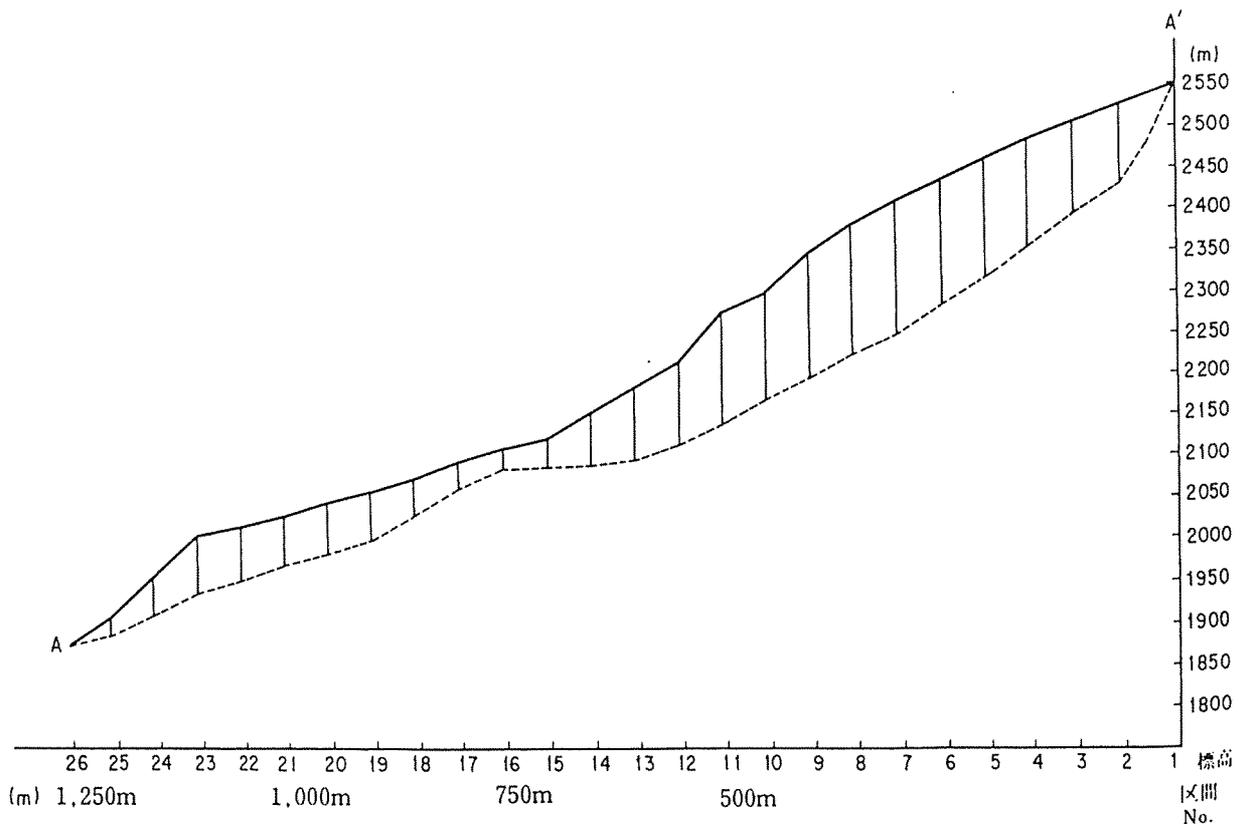


図-4.13 ヤンプ法スライス断面 (A'-A)

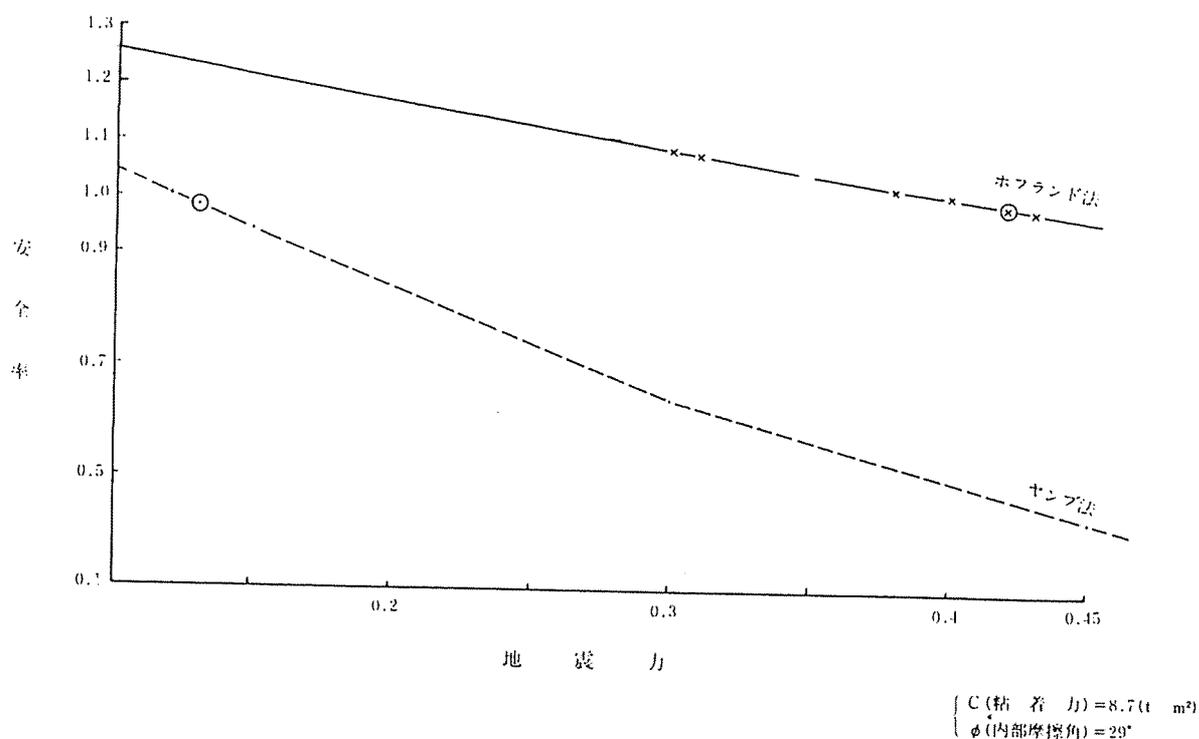


図-4.14 地震力の変化にともなう安全率の変化

崩壊形状を反映して高くなっていることが分る。かしながら、地下水位や土質定数等よ不確定要素がある中で、この解析結果が実態を正確に表現しているどうかは、動的土質強度を使用した時の安全率はどなるのかという問題とともに今後の検討課題である。

1.4 御岳くずれと他火山の崩壊との比較

御岳くずれは伝上川上流部を源頭部として発生した。懐源付近は御岳火山が開析された急峻な斜面を構成しており、特に源頭部には今回の地震以前から崩壊地存在していた(国土地理院発行の1/4万空中写真の判別による)。このように御岳くずれの源頭部は、地形的不安定な状態にあった。

源頭部付近には小林ほか(1975)⁷⁾によると御岳火山第3期噴出物(詳細は第3編参照)が分布している。懐後の現地調査によると、源頭部には千本松軽石層が最も広く分布しており、この上位(源頭部の頭部)伝上川溶岩(安山岩)が分布している。千本松軽石は未固結であり、上位の伝上川溶岩はブロック状(現地の観察によると今回の崩壊前からブロック状であったと考えられる)を呈している。このように源頭

部付近は地質的にみても、未固結の軽石層の上位にブロック状の溶岩が被覆しているというように不安定であったといえる。

崩壊の堆積部には多数の流れ山が形成されている。流れ山は岩屑流に特徴的にみられる表面地形であり、今回の流下物の主体は岩屑流によるものと考えられる。一部には土石流堆積物の分布もある。また、流れ山が分布している周辺の堆積物は流下直後にはかなり水を含んでいたといわれ、岩屑流と土石流の混合物であった可能性もある(守屋(1984)⁹⁾は王滝川の堆積物の上部を土石流堆積物、下部を岩屑流堆積物としている)。

このような火山体の崩壊および岩屑流の流下は、守屋(1980)¹⁰⁾による“磐梯式噴火”とそれによる岩屑流の流下に類似している。ただ、原因が地震か噴火かという違いがあるだけである。

“磐梯式噴火”とは通常規模の水蒸気爆発により火山体の一部に馬蹄形カルデラ*が形成されることである¹⁰⁾。この形式の噴火が確認された例としては、1888年の磐梯火山、1980年のアメリカ合衆国セントヘレンズ火山の噴火がある。また、実際の噴火は確認されていないが、地形的に馬蹄形カルデラや流れ山が認められる火山には表-4.2のようなものがある。

*火山体の斜面に形成された堆積物の方向に開いた凹地形のこと。爆発カルデラ・爆裂火口・馬蹄形火口・amphitheater・craterなどの名称がある¹¹⁾。

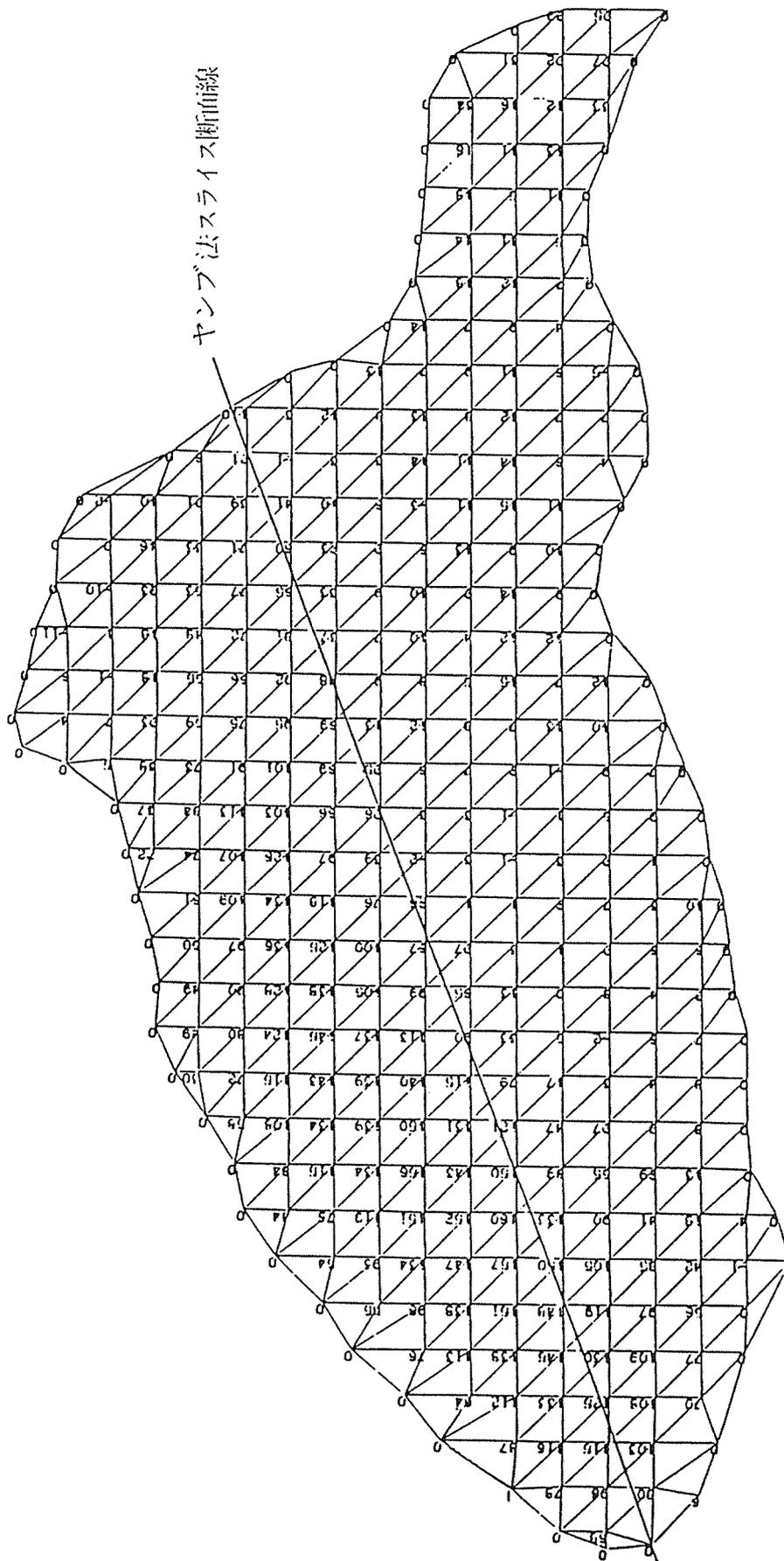


図-4.15 御岳崩れのホフランド法要素分割

表-4.2 “磬梯式噴火”等により崩壊した火山

A. 成層火山	
a.	馬蹄形カルデラおよび流れ山・岩屑流が認められるもの。 渡島駒ヶ岳火山・鳥海火山・月山火山・浅間火山・磬梯火山・那須火山・八ヶ岳火山・白山火山・セントヘレンズ火山
b.	流れ山のみ認められるもの 赤城火山・木曾御岳火山・尻別火山・有珠火山・岩木火山・岩手火山
B. 溶岩円頂丘 然別火山・戸室火山・榛名火山・妙高火山・眉山(雲仙火山)	

守屋(1980¹⁰⁾、1983¹²⁾、河内(1983)¹⁵⁾、山崎ほか(1985)¹⁰⁾による。

図-4.16に馬蹄形カルデラと岩屑流堆積面が認められる主な火山と御岳山の地形を示す。御岳山にも東麓に流れ山が分布しており“磬梯式噴火”を起したことが推定されるが、現在、馬蹄形カルデラは認められない(第3編参照)。図のようにほとんどの火山の馬蹄形カルデラの頭部は山頂付近にある。また、今回の御岳山の崩壊の規模は、他火山の馬蹄形カルデラの規模に比べるとはるかに小さいことがわかる。すなわち御岳山の崩壊は極く小規模の馬蹄形カルデラであるといえよう。

表-4.2のように“磬梯式噴火”は成層火山に生じている例が多い。守屋(1980)¹⁰⁾は“磬梯式噴火”は一般に玄武岩～苦鉄安山岩質の薄い溶岩流・スコリアからなる円錐(成層)火山体の建設末期に起ると考えている*。また、噴火は何回も起るのではなく、火山の一生のうち1, 2回とされている。

噴火が起る地形・地質的要因としては次のことが指摘されている¹⁰⁾。

(1) 火山体が急峻であること。赤城火山には崩壊直前に40°前後の斜面があり、鳥海・浅間火山にも崩壊直前に急峻な頂部が存在していた。また、馬蹄形カルデラが形成される方向と、裂目火口・寄生火山の直線状配列の方向が直交していることが多い。これは裂目火口・寄生火山の方向が反映している板状火道の方向に山体が上昇し、これと直交する方向の傾斜が急になるためである。

(2) 火砕岩・軽石・スコリアなどからなる脆弱な内

部を堅硬な溶岩流がおおうなど火山体の構造が不安定であること。磬梯・赤城・八ヶ岳・鳥海火山などの馬蹄形カルデラでは、上部に堅硬な溶岩流が数枚重なり、下部に脆弱な火砕岩がある。

(3) 岩石が熱水変質作用などで変質・粘土化していること。八ヶ岳・鳥海・然別火山などでは変質火砕岩が認められている。

崩壊の原因については、水蒸気爆発が主であろうが、雲仙の眉山のように地震が原因となった例もある**¹⁴⁾。河内(1983)¹⁵⁾は八ヶ岳大月川岩屑流と地震との関係を論じているが***, 現在みられる崩壊地形から原因が水蒸気爆発であったか、地震であったかを推定するのは困難である。このように考えると眉山以外にも地震が原因となり馬蹄形カルデラが形成され、岩屑流が堆積した例はあるかもしれない。

原因はいずれにしろ、急峻な斜面をもち、構造的に不安定な成層火山には、今回の御岳くずれ程度のものから馬蹄形カルデラを生じるような大規模のものまで山体崩壊が起る可能性がかなりあるといえる。換言すれば、このような崩壊は成層火山の発達史上かなりの頻度で生じている火山地域特有の現象であるといえる。

2. 松越地区の崩壊

2.1 斜面崩壊の概要

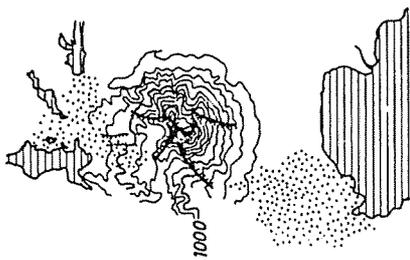
松越地区の大崩壊は、御岳高原へと続く県道御岳一王滝一黒沢線を崩壊頭部付近で切断するように大又川一王滝川合流点右岸東向き傾斜約30°の河岸段丘で発生した。規模は最大幅約150m、崩壊長約250m、最大深さ35m、崩土量約27万m³であり、崩壊地は溶岩層が狭在する倉越山(標高1,100m)の山麓部に位置している。平面形状は2つの切り立った滑落崖を有し、図-4.17に見られるI~IIIの3つのブロックに分けられるかなり深いすべりとなっている。崩れた土塊は大又川を越え、対岸の河床付近に位置していた生コンプラント対岸斜面に約35m押し上げた後、大又川に沿って流下した。この際、プラントで作業をしていた人々や住民等13名の犠牲者を出し、大又川にかかっていた新大又橋を押し流した。流下した崩土は崩壊地点から約900m離れた牧尾ダムの貯水池(御岳湖)に到達し堆積した。

* 守屋(1983)¹²⁾は馬蹄形カルデラは、成層火山の発達を4期に区分したうちの第2期目に形成されるとしている。

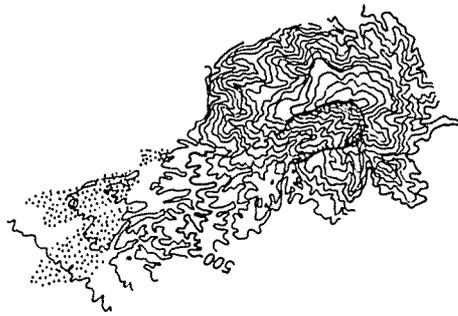
** 眉山崩壊の原因については、明治末期より地震説と火山爆発説がある。近年、片山(1974)¹⁶⁾は温泉化した地下水の上昇を原因とし、古谷(1974)¹⁷⁾は火山の爆裂活動が原因であるとしている。

*** 河内(1986)は岩屑流と地震との関係を全面的に否定している。

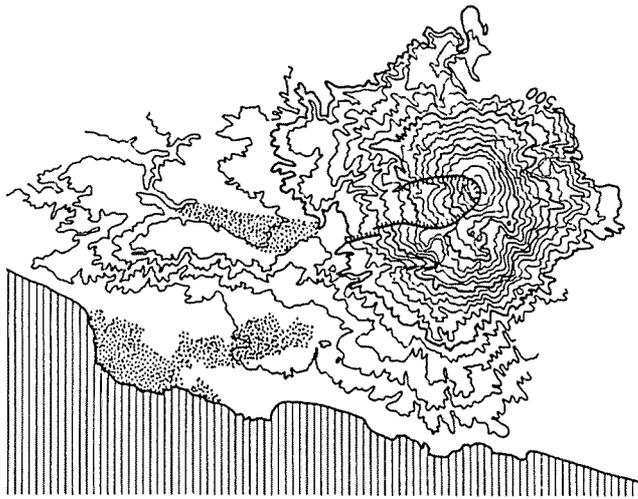
A. 警梯山



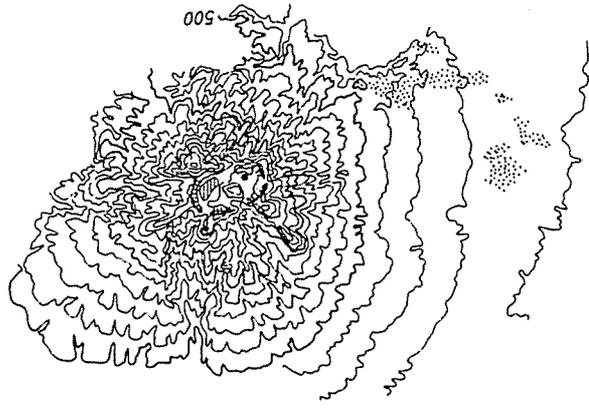
B. 月山



C. 鳥海山



D. 赤城山



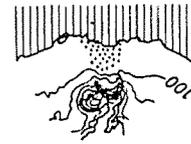
E. 浅間山



F. 妙高山



G. 厩山



H. 御岳山



馬蹄形カルデラ
大崩壊地
岩屑流堆積物

0 10km

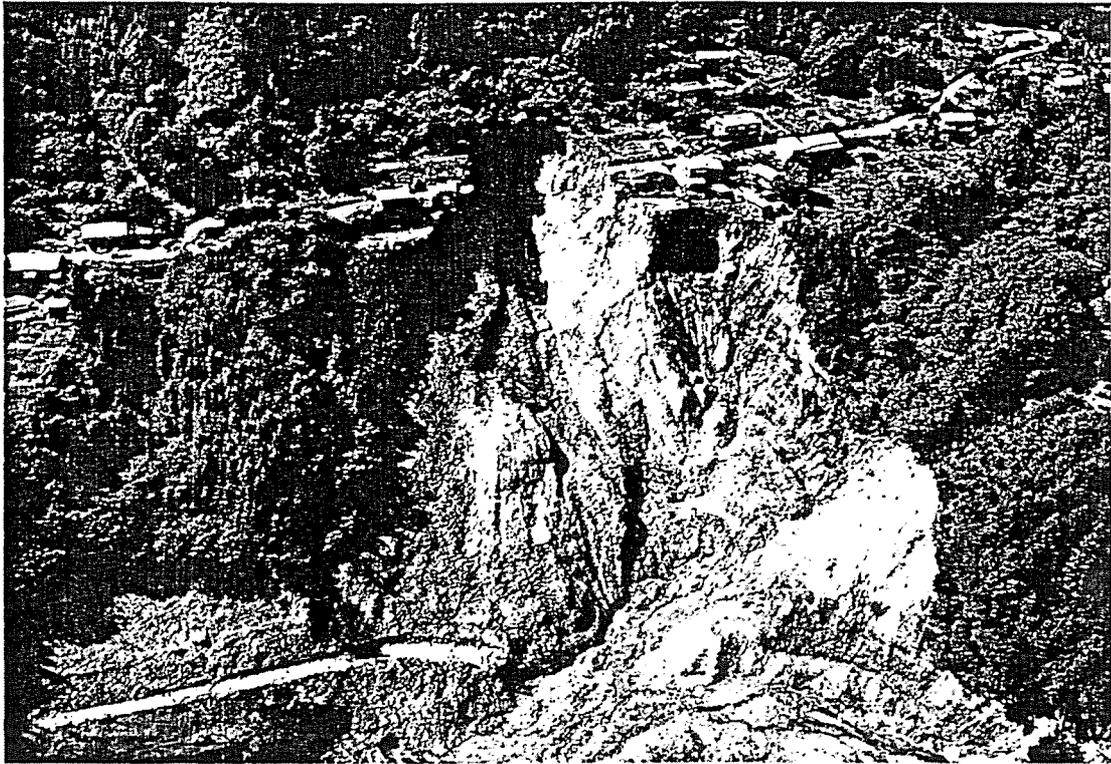


写真-4.3 松越地区の大崩壊

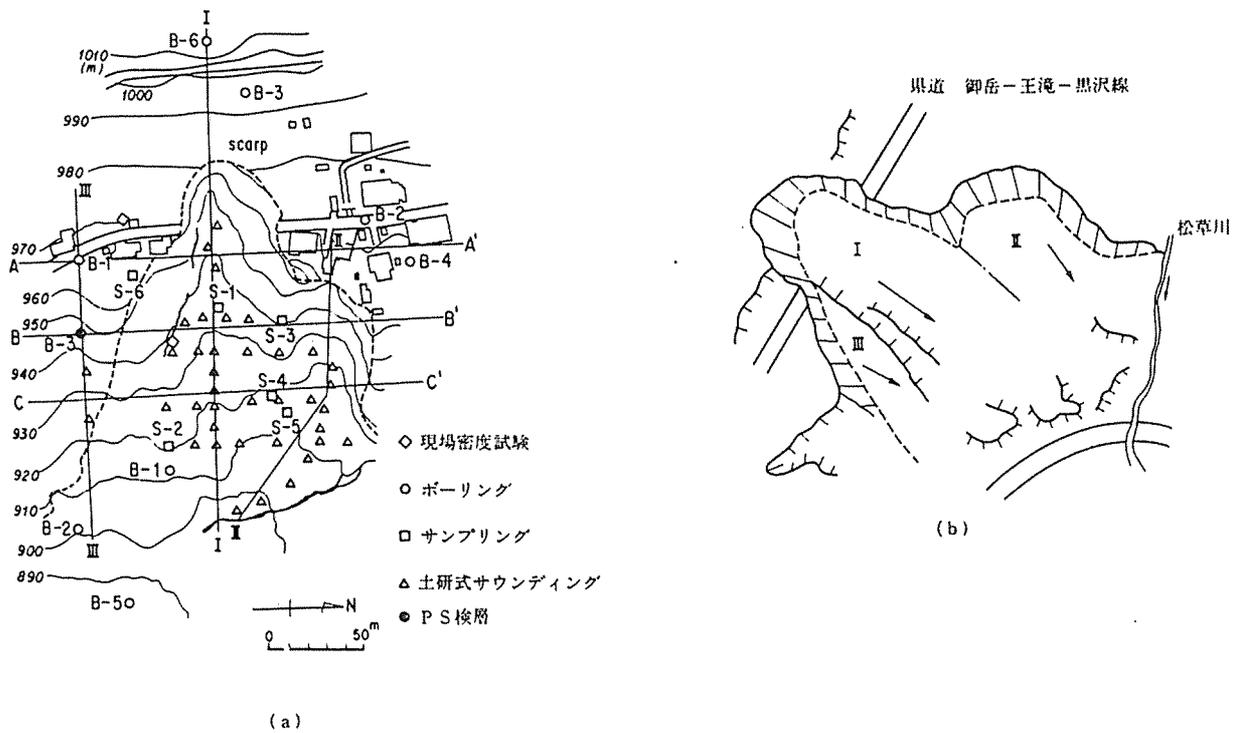


図-4.17 松越地区崩壊平面図とブロック図

崩壊当時、御岳湖の水量は満水時の23.5%で湖底が現われており河床に土砂が拡散堆積した。この崩土は直径1~2mの流れ山(不攪乱の土塊)や流木を含んでおり、大部分は火山灰土から成っている。この崩壊を滑落崖の北側から目撃した上松氏の話によると、ゆれ始めてから約5秒後に窓の外を見たときには隣の建物がゆっくりと下へ動いており、その後土塊が滑落する過程で滑落速度が増し下方では泥となって流れていったという。この談話により、崩壊は本震の最中に始まったこと。および崩土はかなりの水を含んで泥流化し、対岸に乗り上げ流下したことが分る。ただし、上述した図-4.17の三つの滑落ブロックの崩壊深には相異が見られ、このことから主滑落崖を形成するブロックII、側方崖を形成するブロックIIIと右側のブロックIが存在するのは明らかであるが、どのブロックから壊れ始めたかは不明である。

2.2 地質の概要

松越地区は御岳山麓に広がる王滝村の中心部に近く、御岳山南東斜面に位置する。この御岳火山は現在第2次山体崩壊期に入っており、山体斜面を下刻する大又川の河岸段丘のひとつである。松越段丘に今回の崩壊は発生した。松越地区周辺は、図-4.18¹⁹⁾に示すように中生層のチャート、ストレートまたはそれらの互層を基盤としている。

崩壊地内では、中央部に東西方向で東下りの基盤の高まりが存在し、それにより崩壊地は、図-4.17のIブロックとIIブロックとに分けられている。滑落崖の外形が馬蹄形を2つ並べた形となるのも基盤岩形状に規制されたためであろう。

この地区の地層は、図-4.19および図-4.20のように中生層の基岩上に風成の軽石層が堆積し、さらにその上部に滝越湖成層、千本松軽石層等が載っているものである。この中生層は、御岳火山の第一次山体崩壊期に浸食され図-4.19に見られるような二つの谷を松越地区に刻んだ。その後、大カルデラ形成期、小カルデラ形成期等の堆積期にこの谷に火山灰や軽石が降りそそぎ風成の軽石層(opt)を形成し、同時期の火山活動によるせき止湖に滝越湖成層が堆積した。このようにして、松越地区は堆積谷地形を呈するが、その後、第2次山体崩壊期に入り大又川に下刻された松越段丘となった。今回の崩壊のすべり面は風成の軽石層とされている。

上述のように、松越段丘の未固結堆積物に隠されて、基盤の中生層表面には2つの小さな浸食谷が存在して

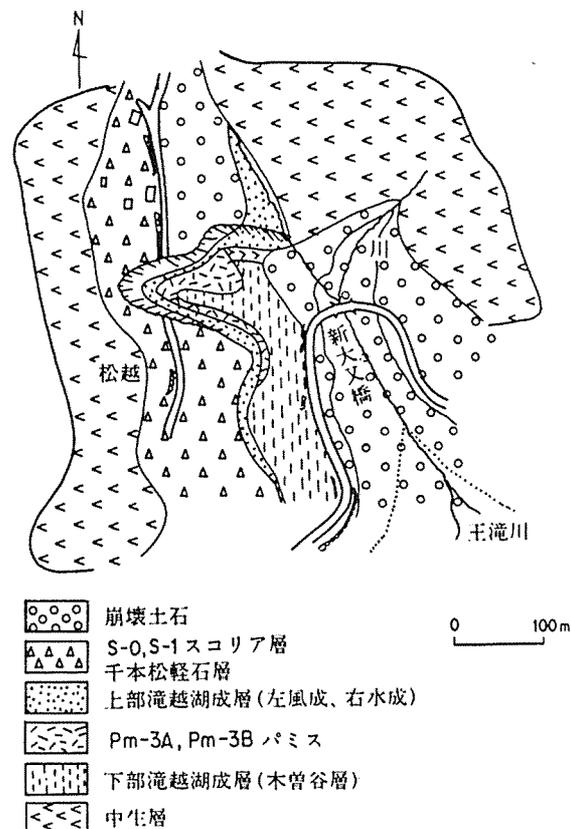


図-4.18 松越地区周辺の地質

おり堆積谷を形成していたが、この中生層表層部を覆う風化火山灰や軽石層は、不透水層として機能しており、埋積谷部に集中し易い段丘の伏流水は、この不透水層上を流れて間隙水圧を発生させたと考えられる。また、松越段丘は、より新期の段丘に比較して、浸食の進んだ状況にあり、今回の崩壊の南側に見られる崩落地形図-4.21もこのことを物語っている。このように、崩壊に対する根本的な素因を有していた安全率の低い箇所に、強い地震動が作用して、一挙にすべったものと思われる。

2.3 土質調査

図-4.17に示すS-1~S-6の6ヶ所においてのブロックサンプリングを行い、すべり面になったと推定される風化軽石(O_{Pt})層および礫混り粘性土(Mf)層の不攪乱試料を採取した。これらの試料を用いて静的三軸試験(CU)、繰返し三軸試験、繰返しねじり試験を行った。表-4.3に採取試料の土質特性を、図-4.22に粒度分布を示す。図-4.22に見られるように、この風化軽石は粘土から礫まで幅広く含んでおり、均等係数は1.8以上である。静的三軸試験(拘束圧 $\sigma_c=0.5, 1, 2 \text{ kgf/cm}^2$)の結果が表-4.3に示されており、内部摩擦

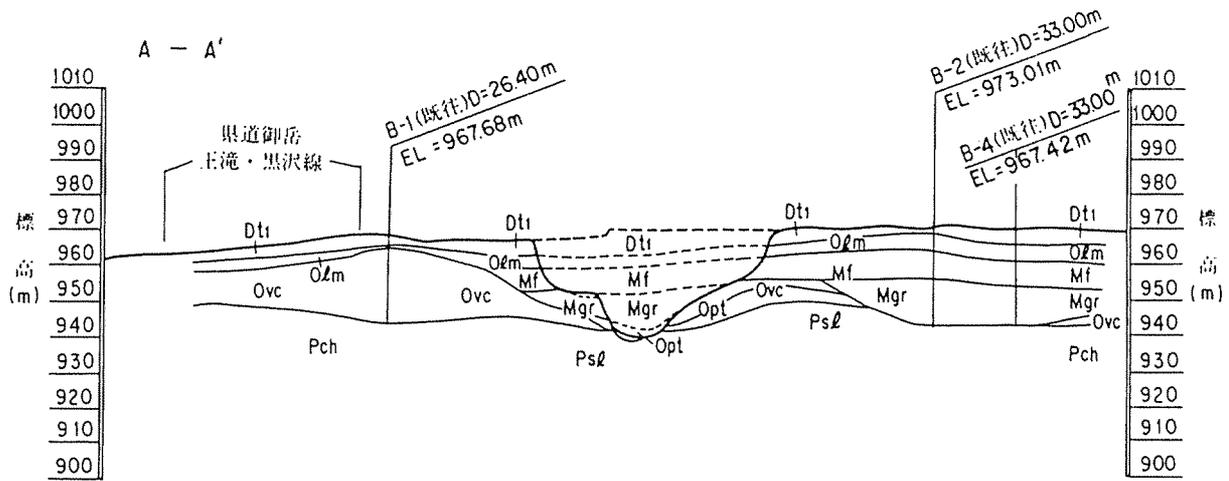


図-4.19(a) 地質横断面図(a)

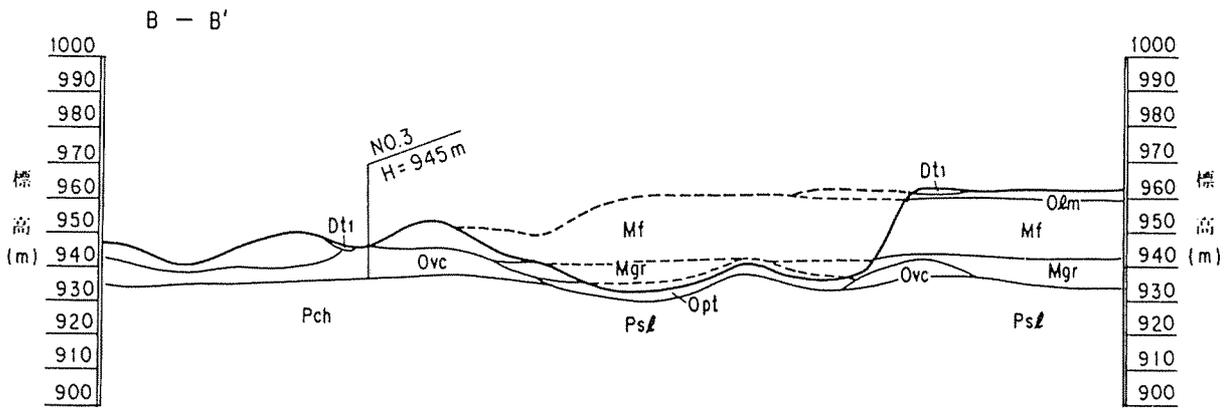


図-4.19(b) 地質横断面図(b)

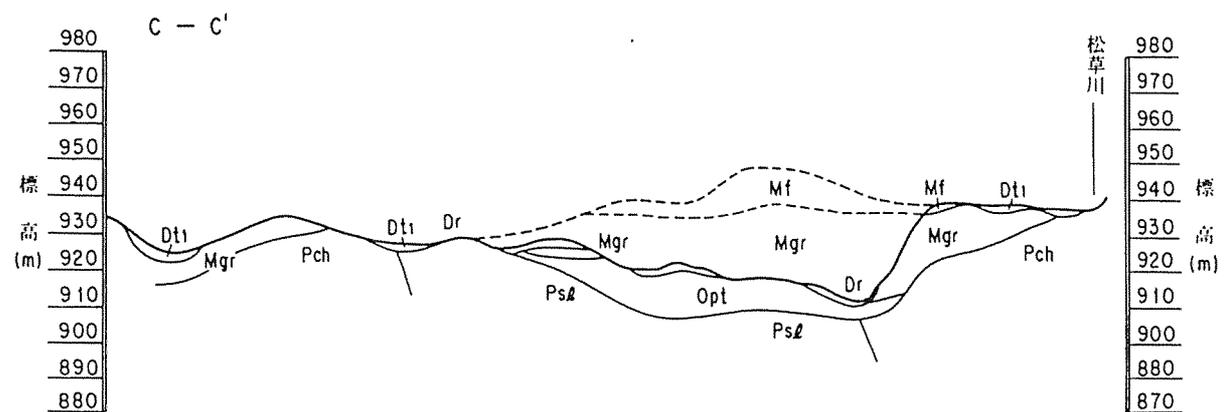


図-4.19(c) 地質横断面図(c)

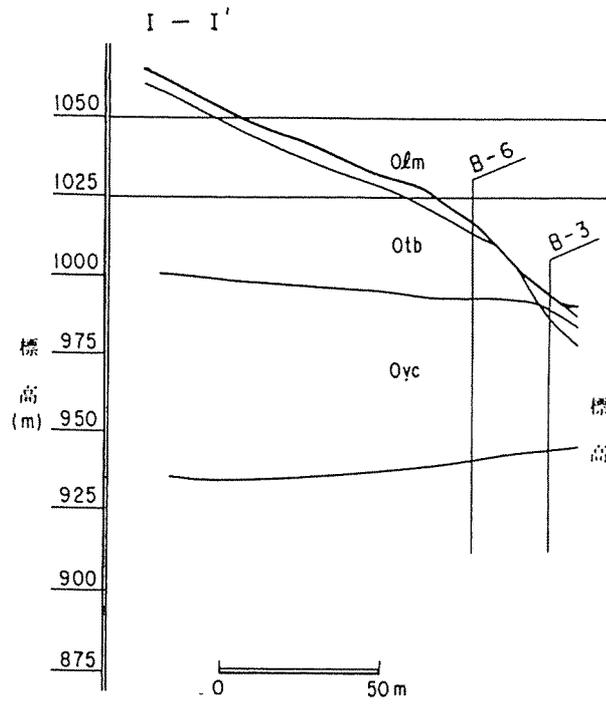


図-4.20(a) 松越地区周辺の地層(a)

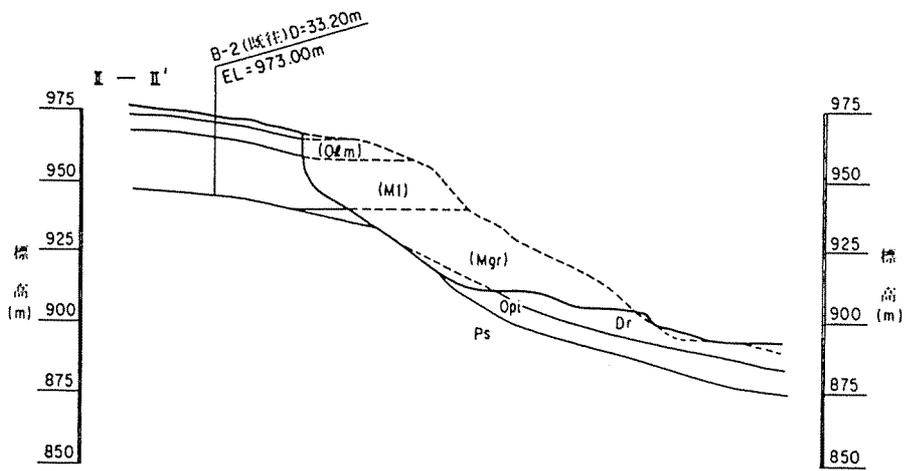


図-4.20(b) 松越地区周辺の地層(b)

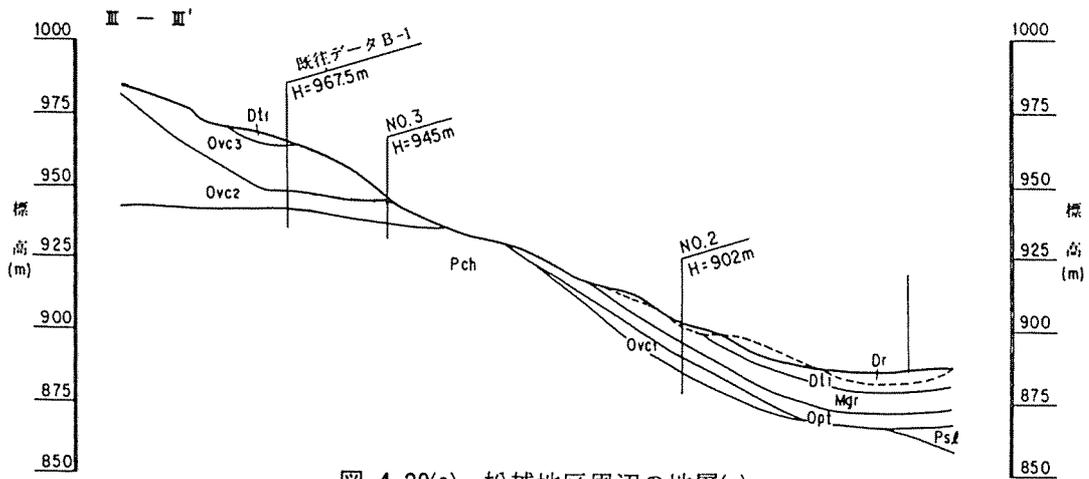


図-4.20(c) 松越地区周辺の地層(c)

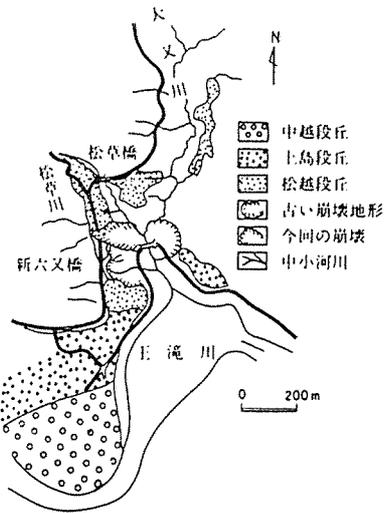


図-4.21 崩落地形図

角 ϕ_{cu} がかなり小さいことがわかる。

繰返し三軸試験は初期せん断応力が作用している状態で非排水条件で行った。初期せん断応力を求めるために後述の方法を用いて二次元の静的斜面安定解析を行った。この安定計算では崩壊後の地表面をすべり面と仮定し、地下水位はすべり面上にあったと仮定している。また崩壊前の断面は概略の形状を用いているので後述の計算結果と若干異なっている。ここでは斜面安定解析から求められる安全率の逆数が初期せん断応力比に等しいと考える。

$$\frac{\left(\frac{\sigma_1 - \sigma_3}{2}\right)_s}{\left(\frac{\sigma_1 - \sigma_3}{2}\right)_f} \approx \frac{\tau_m}{\tau_r} = \frac{1}{F_s} \quad (4.2.1)$$

ここに、

表-4.3 採取試料の土質特性

土質名	試料採取地点	日本統一土質分類	湿潤密度 γ_t (g/cm ³)	含水比 w (%)	間隙比	塑性指数 I_p	土粒子の比重 G_s	粘着力 C_{cu} (kgf/cm ²)	内部摩擦角 ϕ_{cu} (度)
風化軽石 (Opt)	S-1	火山灰質砂 (SV)	1.64	53.8	1.59	18	2.76	0.288	24.3
	S-2	火山灰質砂 (SV)	1.38	86.9	2.54	-	2.60	0.453	18.3
	S-3	火山灰質砂 (SV)	1.49	85.5	2.35	32	2.68	0.602	20.4
	S-4	火山灰質粘性土 (VH ₂)	1.41	103.4	2.73	39	2.59	0.551	19.6
	S-5	粘質土 (CL)	1.58	32.2	1.17	11	2.58	0.758	11.3
礫混り粘性土 (Mf)	S-6	火山灰質粘性土 (VH ₂)	1.37	77.6	2.42	46	2.64	-	-

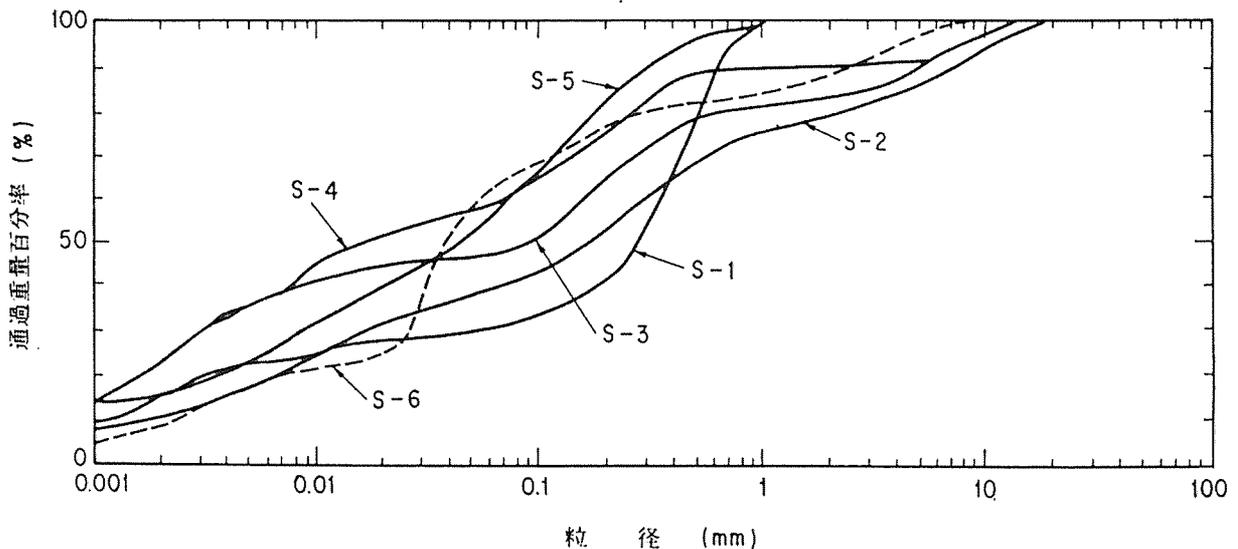


図-4.22 採取試料の粒度分布

$\left(\frac{\sigma_1 - \sigma_3}{2}\right)_s$: 三軸試験における初期せん断応力

$\left(\frac{\sigma_1 - \sigma_3}{2}\right)_f$: 三軸試験における破壊時のせん断応力

τ_r : すべり面における平均抵抗せん断応力

τ_m : すべり面に発生する平均せん断応力

F_s : すべり安全率

計算の結果、断面 I のすべり安全率が1.26、断面 II のすべりの安全率が1.38となり、その逆数はそれぞれ0.794、0.725となる。それで、ここでは式(4.2.1)の初期せん断応力比として0.8を作用させて試料 S-1、S-3 を用いて繰返し三軸試験を行うことにした。

図-4.23、図-4.24に繰返し三軸試験の結果を示す。図-4.24の縦軸は(動的強度)を表しており、初期せん断応力が静的非排水強度の0.8である場合には動的強

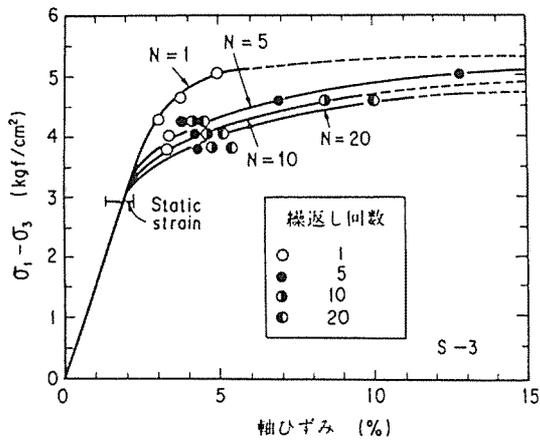


図-4.23 風化軽石 (Opt) を用いた繰返し三軸試験結果

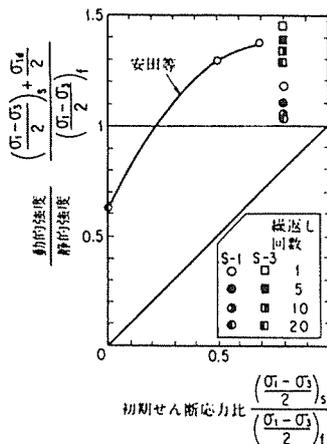


図-4.24 (動的強度)/(静的強度)に対する初期せん断応力の影響

度は静的強度より大きくなっている。たとえば繰返し回数が10の場合に、試料 S-1 では動的強度は静的強度の1.06倍、試料 S-3 では1.34倍となり、平均で1.2倍となる。なお、図-4.24に示されている繰返し軸応力 $\sigma_1 d$ としては図-4.23に示すように軸ひずみが15%あるいは応力がピークとなる点をとっている。静的な応力～ひずみ曲線がピークに達するときの軸ひずみは試料 S-1 では5%、試料 S-3 では7%である。それで、この軸ひずみに対応する軸応力 $\sigma_1 d$ をとると、繰返し回数が10回のときに試料 S-1 では動的強度は静的強度の1.01倍、試料 S-3 では1.21倍となり、平均で1.11倍となる。なお、ここで用いている静的強度は非排水強度であり、繰返し三軸試験で用いている初期せん断応力は排水状態で作用させて、繰返し荷重は非排水状態で作用させているので、図-4.24の横軸の値が1のときに縦軸の値は1にはならない。また、図-4.24には松越と同一の崩壊地より採取した試料を用いた安田等²⁰⁾の試験結果も示されている。

次に風化軽石層より採取した試料 S-1 および礫混り粘性土層 (Mf) より採取した試料 S-6 を用いて繰返しねじり試験を行い、せん断弾性係数 G 、減衰比 h とひずみの関係を求めた。

風化軽石層より上層の土の密度を求めるために図-4.17に示す位置において現場密度試験を行った。大きい礫が入っているためにマトリックスの密度を実測により求め、礫混入率を目視より決めて表-4.4に示すように密度を決めた。

図-4.4.17に示すボーリング No. B-3 の位置において PS 検層を行った。この位置では深度 8 m までが火山円礫岩でその S 波速度は500~710m/sec、8 m 以深がチャート層で、その S 波速度は1,250m/secであった。

表-4.4 上戴土の密度

土質名	マトリックス密度 (t/m ³)	礫混入率 (%)	密度 ρ_i (t/m ³)
砂礫 (Mgr)	1.30	50	1.93
ローム (Olm)	1.10	20	1.39
礫混り粘性土 (Mf)	1.42	40	1.87
礫混り粘性土 (dt ₁)	0.99	50	1.77

2.4 斜面安定解析

(1) 二次元斜面安定解析

図-4.17に示す断面 I, II, IIIについて二次元の斜面

安定解析を行った。断面IIは折線になっているが、計算上は一直線にあるものと仮定した。崩壊が発生した断面I, IIについては崩壊後の断面をすべり面と仮定してすべりの安全率を計算し、未崩壊地の断面IIIについては円弧すべり面を仮定して最小安全率を計算した。計算式を以下に示す。

(断面I, IIに対して)

$$F_s = \frac{\sum [cl + \{(1 - k_v) \cdot W \cdot \cos \alpha - k_H \cdot W \cdot \sin \alpha\} \tan \phi]}{\sum [(1 - k_v) \cdot W \cdot \sin \alpha + k_H \cdot W \cdot \cos \alpha]} \quad (4.2.2)$$

(断面IIIに対して)

$$F_s = \frac{\sum R \cdot [cl + \{W - k_v \cdot W - ub\} \cdot \cos d - k_H \cdot W \cdot \sin \alpha] \tan \phi}{\sum [R \cdot (1 + k_v) \cdot W \cdot \sin \alpha + k_H \cdot W \cdot h]} \quad (4.2.3)$$

ここに、

- c: 粘着力
- ϕ : 内部摩擦角
- l: すべり面の長さ
- W: 各スライスの重量
- k_H : 水平震度
- k_v : 鉛直震度
- R: すべり面の半径
- b: スライスの幅
- α : すべり面の中点とすべり面を円弧とする円の中心を結ぶ直線が鉛直となす角
- h: すべり面を円弧とする円の中心と各スライスの重心との鉛直距離
- u: 間隙水圧 (地下水位による静水圧のみ)

断面I, IIにおいては地下水面がすべり面上にあると仮定しているので式(4.2.2)では間隙水圧を考慮していない。断面IIIにおいてはボーリングの結果より地下水面が判明しているので、式(4.2.3)のuとして地下水位による静水圧のみを考慮し、せん断中に発生する間隙水圧は考慮していない。なお式(4.2.2)では地震力をすべり面に作用させ、式(4.2.3)では地震力をスライスの重心に作用させている。この違いが結果に与える影響を見るために断面IIIの同一のすべり円に対して式(4.2.2), (4.2.3)を適用した結果、安全率にあまり大きな差は見られなかった。断面I, II, IIIのいずれの場合にもc, ϕ としては c_{cu} , ϕ_{cu} を用いて全応力解析を行っている。断面I, IIの安定解析では今回の調査で求めた風化軽石層の土質定数c, ϕ および許等²¹⁾のデータを用いた。前節で述べたように繰返し三軸試験の結果を用いると風化軽石層の動的強度は静的強度の約1.2倍になる。このことを表現するために、図-4.25

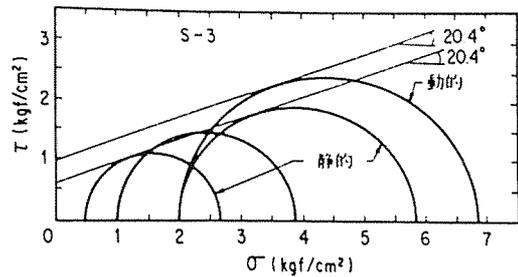


図-4.25 静的三軸試験および繰返し三軸試験より求めたモールの応力円

表-4.5 安定解析に用いた土質定数(断面III)

土質名	単位体積重量 γ (t/m ³)	粘着力C (tf/m ²)		内部摩擦角 ϕ (度)
		静的	動的	
礫混り粘性土 (dt1)	1.77	2.0	3.3	35
チャート (Pch)	2.7	15.0	15.0	45
砂 (Mgr)	1.93	2.0	3.3	35
風化軽石 (Opt)	1.38	4.53	7.47	18.3
火山円礫岩 (Ovc1)	1.61	4.53	7.47	18
火山円礫岩 (Ovc2)	1.61	4.53	7.47	18
火山円礫岩 (Ovc3)	2.6	10.0	10.0	45

に示すように動的な図-4.25内部摩擦角 ϕ は静的な内部摩擦角と変わらないと仮定すると、動的な粘着力cは静的な粘着力より大きくなる(表-4.5)。

図-4.25にはS-3の試料のデータが示されているが、S-1についても同様のデータが得られており、両者を平均すると、動的な粘着力は静的な粘着力の約1.65倍になるのでcを1.65倍した場合についても安定解析を行った。断面IIIについては表-4.5に示すような土質定数を用いた。

図-4.26に安定計算の結果を示す。図-4.26は鉛直震度 $k_v=0$ の場合である。図-4.26において静的強度の1.2倍の動的強度(具体的にはcを1.65倍した)を用いるとすべりの安全率が若干増大している。なお、断面IIIではチャート層が露頭している部分より上部と下部に分けて計算している。表-4.6はすべりの安全率 $F_s=1$ となるときの水平震度を図-4.26より読み取った値を示している。表-4.6によると動的強度を用いた場合、すべりの安全率が1となるときの水平震度は崩壊した断面I, IIでは0.15, 0.18, 崩壊しなかった断面IIIで

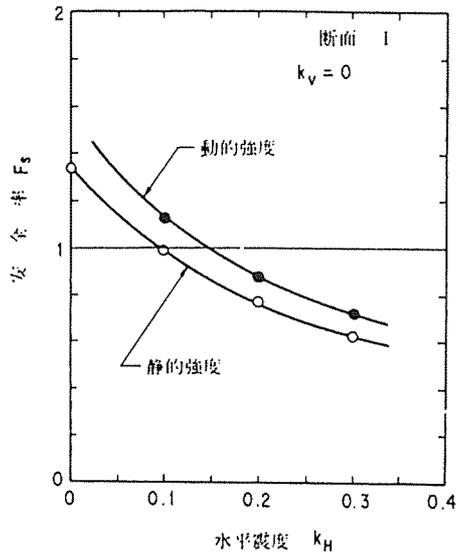


図-4.26(a) すべりの安全率と水平震度 (断面 I)

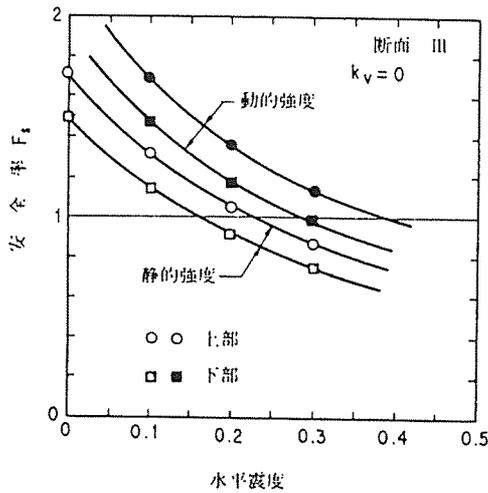


図-4.26(b) すべりの安全率と水平震度 (断面 III)

は0.29~0.4となる。もしも実際に作用した震度が0.18と0.29の間であれば、断面 I, IIIが崩壊し、断面IIIが崩壊しなかったことがこの計算より説明できる。

今回の地震は直下型地震であり鉛直方向の震動を強く感じた人が多かった。それで鉛直震度 k_v を水平震度 k_H と同じだけ作用された場合のすべりの安全率の計算結果が図-4.27に示されている。図-4.27によると鉛直震度を作用されてもすべりの安全率はほとんど変化していない。図-4.27は断面 I の結果であるが、断面 II, IIIについてもほぼ同様の結果を得た。

(2) 三次元斜面安定解析

二次元の斜面安定解析と比較検討する目的で、ホランド法²²⁾による三次元斜面安定解析を行った。

1) 物性値

解析に必要な物性値は、地すべり土塊の単位体積重

表-4.6 安全率=1となる水平震度($k_v=0$)

崩壊	断面	安全率 $F_s = 1$ となるときの水平震度 k_H	
		静的強度を用いた場合	動的強度を用いた場合
崩壊	I	0.095	0.15
	II	0.10	0.18
非崩壊	III 上部	0.23	0.40
	III 下部	0.16	0.29

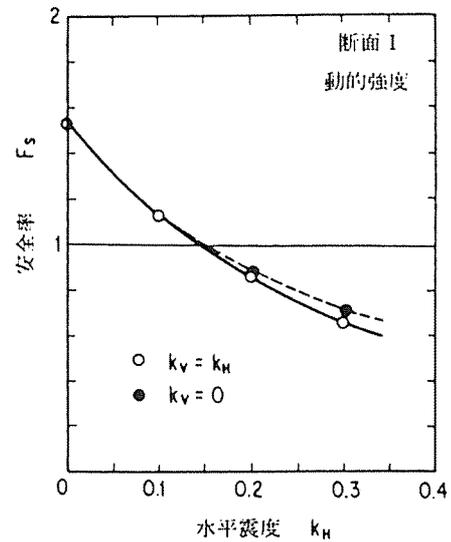


図-4.27 すべりの安全率に対する鉛直震度の影響

量ならびに土質定数 c' , ϕ' そして間隙水圧値に関する地下水位である。

単位体積重量は、すべり土塊の体積比の割合により次のような重み付平均単位体積重量を用いた。

土塊地質	単体重量 (t/m ³)	体積比
dt_1	1.77	1
olm	1.39	2
Mf	1.87	4
Mgr	1.93	3
平均	$\gamma_t = 1.78$	

強度定数としては、すべり面の強度定数 c' , ϕ' を用いたが、これらは二次元解析で用いたのと同じ静的強度を与えた。

また、地下水位は、二次元斜面安定解析と条件を合わせる意味でもすべり面下にあるものと仮定した。この仮定は、4.2.2地質の概要で述べた地下水がすべり面と考えられている風化軽石層上に集中し易かったのではないかといった知見と矛盾するが、地下水観測データのない現状においてはやむを得ないのではないかとと思われる。

2) 解析方法

解析は斜面 I, II についてそれぞれ常時と地震時の水平震度のみ考えた場合, 水平垂直の両震度を考えた場合について行った。

水平震度は $k_H=0.1, 0.2, 0.3$ とし, 水平・垂直の両震度を考える場合は, 垂直震度 $k_V=k_H$ とし, $k_V=1, 0.2, 0.3$ の場合を考えた。また k_V は上向に作用した場合と, 下向に作用した場合を考え, 合計10ケースについて解析を実行した。

解析は前述したようにホフランド法による三次元解析プログラム「HOVLN 2」で行なった。この方法による安全率は, 次式で表現できるが, 実際には各要素に作用する抵抗力と滑動力を加え合わせたものの比である。すなわち,

$$F_s = \frac{\sum (\text{各要素の抵抗力})}{\sum (\text{各要素の滑動力})}$$

3) 解析結果

まず, 前式により算定された震度と F_s の関係を見ることが図-4.28である。この図は崩壊地主要部の断面 I に対するものであるが, 一見して分るのは, 二次元解析および三次元解析ともに水平震度0.1で安全率が1.0を下回っており, 二次元解析と三次元解析の差がほとんどないと言う点であろう。

この結果の説明として, (i) 今回の崩壊断面が, 図-4.9(c)に見られるように, 崩壊地中部～下部にかけて比較的平坦であり, しかも隆起部も見られないなど三次元効果が出現し難い地形を呈していた。(ii) ホフランド法を含めて一般に三次元解析による安全率 F_{S3} と二次元解析による安全率 F_{S2} は, 土質定数 c' や ϕ' の値と分布ならびに地形に非常に敏感であり²²⁾, F_{S3}/F_{S2} は,

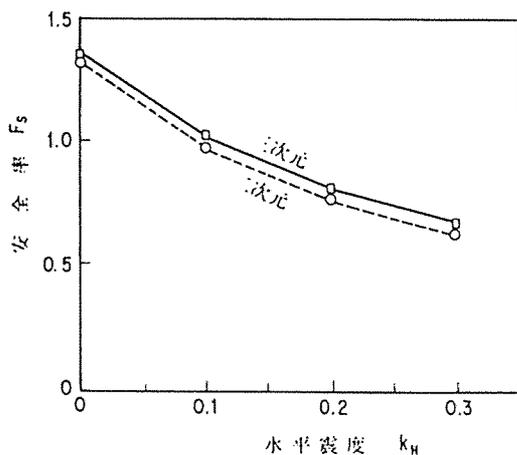


図-4.28 二次元と三次元の斜面安定解析によるすべりの安全率

これらのちょっとした相違により1.0より大となったり小となったりする。などの理由が与えられる。

いずれにしても, 図-4.28によれば, 等価震度約0.1で, 斜面 I, II ともに F_s が1より小さくなることになるが, この等価震度に対応する平均最大加速度は, 後章の地震応答解析で述べる計算法で計算すれば約150 gal となりやや低い値となっている。ところが, すべり面と考えられる風化軽石層の動的強度は, 静的強度よりも大きく, 前者を用いた場合の $F_s=1$ となる震度は0.15~0.18程度(約230~270gal)に達すると考えられるから, 動的強度を用いた方が, 今回の地震規模との関連から合理的と思われる。

2.5 地震応答解析

断面 I, III について地震応答解析を行った。解析には二次元の有限要素解析プログラム“FLUSH”を用いた。“FLUSH”では入力地震動について水平方向, 鉛直方向の同時入力ができない為, 境界条件を変え個別に計算を行い結果の合成を行った。断面 I の有限要素モデルは節点数294, 要素数289とし断面 III については節点数224, 要素数217とした。地震動の入射基盤は断面 I, III とも標高850m とし, 断面の左側(標高の高い方)には伝達境界を適用し右側にはローラーヒンジを用いた。要素分割は表層地盤部分を密に分割し断面 I では特にすべり線近傍で分割を密にした。

表-4.7に地震応答解析に用いた土質定数を示す。S波速度 V_s は粘板石 ($Ps1$), チャート (Pch) については PS 検層の結果により求め, その他については標準貫入試験の N 値より式(4)を用いて求めた。ただし, 礫混り粘性土 (Mf), 火山円礫岩 (O_{vc2}), 凝灰角礫岩 (O_{t0}) については N 値が得られていないので推定値を用いた。

$$V_s(\text{m/sec}) = 80 \cdot N^{\frac{1}{3}} \quad (4.2.4)$$

せん断ひずみ 10^{-6} におけるせん断弾性係数 G_0 は, 風化軽石 (Opl) については繰返しねじり試験の結果を用いているが, その他については単位体積重量 γ_t 及び S 波速度 V_s より式(5)を用いて求めた。

$$G_0 = \frac{\gamma_t}{g} \times V_s^2 \quad (4.2.5)$$

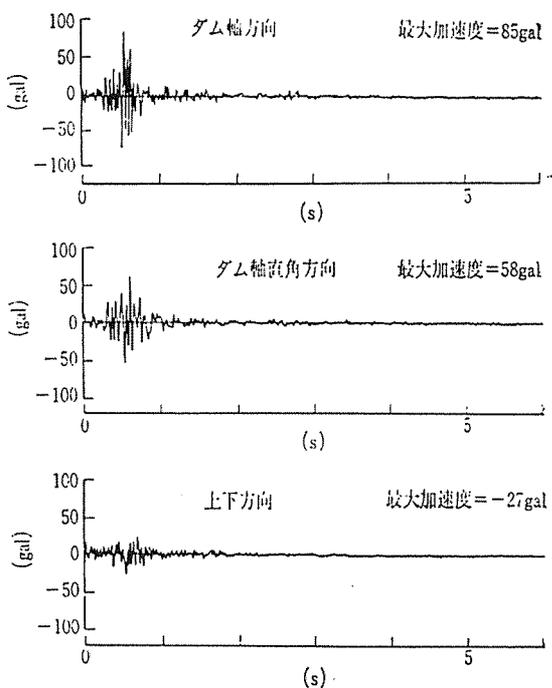
ここに g : 重力加速度

繰返し計算における減衰定数の初期値 h_0 及びポアソン比 ν は推定値を用いた。なお風化軽石 (Opl) および礫混り粘性土 (Mf) のせん断弾性係数 G , 減衰定数 h とせん断歪の関係が繰返しねじり試験より求められており, 表-4.7に示すようにこの歪依存性を他の土質に

表-4.7 地震応答解析に用いた土質定数

土質名	土質記号	単位体積重量 γ (tf/m ³)	S波速度 V_s (m/sec)	せん断歪 10^{-6} におけるせん断弾性係数 G_0 (Kgf/cm ²)	減衰定数の初期値 h_0 (%)	ポアソン比 γ	G、hの歪依存性
礫まじり粘性土	d ₁₁	1.77	140	350	5	0.49	あり B
火山灰(ローム)	O _{1m}	1.39	160	360	5	0.49	あり B
礫まじり粘性土	Mf	1.87	230	1010	5	0.49	あり A
砂礫(軽石凝灰岩含む)	Mur	1.93	280	1540	5	0.49	あり A
軽石凝灰岩	Opt	1.40	210	600	5	0.49	あり B
火山円礫岩	Ovc ₁	1.61	240	950	5	0.49	あり B
火山円礫岩	Ovc ₂	1.61	190	590	5	0.49	あり B
火山円礫岩	Ovc ₃	2.6	620	10000	5	0.3	なし
凝灰角礫岩	Oth	2.6	600	9500	5	0.3	なし
粘板岩	Psl	2.7	1250	43000	2	0.3	なし
チャート	Pch	7.7	1250	43000	2	0.3	なし

注) A: 風化軽石(Opt)のG,hと歪の関係を用いた。
B: 礫混り粘性土(Mf)のG,hと歪の関係を用いた。



地震諸元: 発生日月日 1984年10月9日09時18分(日本標準時)
震源 北緯35°51' 東経137°37' 深さ2km
規模 4.1(気象庁マグニチュード)

図-4.29 牧尾ダムで観測された余震記録

についても準用した。

本震の震央は松越地区斜面崩壊地点の北方約1.5kmに位置し、推定断層面は東北東から西南西の走向を示している。水資源開発公団の牧尾ダムには電磁式強震計が設置されていたが、300galを上限とするよう感度が設定されていた為スケールオーバーし記録は得られな

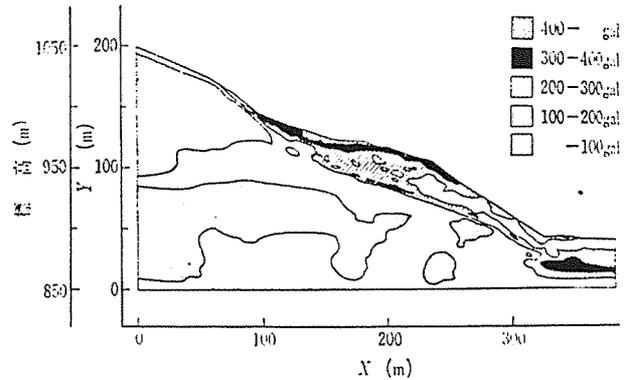


図-4.30 応答加速度の最大値分布(断面I, 水平方向)

かった。科学技術庁が本震の地震動について実施した調査²³⁾によれば、松越地区での地震動強度は震度VIに近いものであり、短周期成分を多く含み、上下動成分がかなり大きく、継続時間の短い衝撃型の地震動であったと報告されている。今回の解析に用いた入力地震動は、本震後土木研究所フィルダム研究室が牧尾ダム岩盤に設置した強震計により得られた図-4.29に示す余震記録である。この余震記録のうち水平方向として最大加速度の大きなダム軸方向の記録を用い、最大水平加速度100gal、最大鉛直加速度50galに振幅を調整して入力地震動とした。この値は崩壊地上部の道路付近における最大水平加速度が墓石の転倒率より推定される最大水平加速度440gal²³⁾程度となるよう試行錯誤により求めたものである。

図-4.30は断面Iに対して計算した各節点の水平応答加速度の最大値の分布を示している。この図より表

崩壊土塊中では200gal以上の最大値を示している。特にすべり面となったと考えられる風化軽石(Opl)層内では200gal以上の応答加速度となっている。これは上下の硬い層にはさまれた軽石層で振動が増幅されたため、このように大きな加速度が斜面崩壊の誘因となったと考えられる。

表-4.8は、すべり面より上の崩壊土塊中における応答加速度の最大値の平均値を示している。なお断面IIIについては斜面安定解析において最小の安全率を与える円弧すべり面をとっている。表-4.8によると断面IとIIIではほぼ同程度の加速度が発生している。最大加速度 A を等価震度 k_e に変換する式として次の2つの式が提案されている。²⁴⁾²⁵⁾

$$k_e = 0.65 \cdot \frac{A}{g} \quad (4.2.6)$$

$$k_e = \frac{1}{3} \left(\frac{A}{g} \right)^{\frac{1}{3}} \quad (4.2.7)$$

式(4.2.6)(4.2.7)を用いて計算した等価震度が表-4.8に示されている。水平方向の等価震度を見ると断面Iの場合には0.19~0.22となっており、この震度を図-4.26(a)に適用して動的強度を用いてすべりの安全率を求めると $F_s = 0.90 \sim 0.84$ となる。また断面IIIでは水平方向の等価震度は上部で0.20~0.23、下部で0.21~0.23となり、この震度を図-4.26(b)に適用して動的強度を用いてすべりの安全率を求めると、上部で $F_s = 1.37 \sim 1.29$ 、下部で $F_s = 1.16 \sim 1.11$ となる。すなわち崩壊が発生した断面Iではすべりの安全率が1以下になり、崩壊が発生しなかった断面IIIではすべりの安全率が1以上となっており、ここで用いた解析は妥当な結果を与えている。

表-4.8 崩壊土塊中の応答加速度の最大値の平均値および等価震度

断面	方向	加速度の最大値の平均値 Aave (gal)	等 価 震 度		
			$0.65 \times \frac{Aave}{g}$	$\frac{1}{3} \left(\frac{Aave}{g} \right)^{\frac{1}{3}}$	
I	水 平	280.3	0.186	0.220	
	鉛 直	187.0	—	—	
III	上 部	水 平	304.4	0.202	0.226
		鉛 直	156.5	—	—
	下 部	水 平	313.7	0.208	0.228
		鉛 直	233.8	—	—

g : 重力加速度 (980gal)

2.6 まとめ

今回実施した調査・解析により得られた結論をまとめると以下ようになる。

1) 松越地区の崩壊斜面においては中生層の上に堆積した風化軽石層がすべり面になった。また崩壊地は基盤となる中生層が埋積谷地形をなしており、中生層の上にある風化軽石層に水が集まりやすい地形になっていたことが崩壊の一つの原因となった。

2) 風化軽石層より採取した不攪乱試料を用いて、初期せん断応力を作用させた状態で繰返し三軸試験を行った結果、風化軽石の動的強度は静的強度より約20%高くなった。

3) 崩壊地およびそれに隣接する非崩壊地の断面に対して地震応答解析および斜面安定解析を行った結果、崩壊地の断面におけるすべりの安定率が0.84~0.9、非崩壊地の断面におけるすべりの安定率が1.11~1.37、となった。従ってここで用いた解析方法は妥当なものであると考えられる。なお、非崩壊の断面の地形・地質より判断すると、以前に既に崩壊が発生して斜面が安定しているものと思われる。

4) 有限要素法による地震応答解析の結果、すべり面より上の土塊に発生する水平加速度の最大値の平均値は崩壊地の断面では280gal、非崩壊地の断面では300~310gal、等価震度は崩壊地の断面では0.19~0.22、非崩壊地の断面では0.2~0.23となり、両者の値に大きな差は見られなかった。従って入力地震動の大きさの差によって崩壊・非崩壊の差が発生したのではなく、崩壊地にはせん断強度の低い風化軽石層があり、堆積物がすべりやすい形に堆積していたためにすべりが発生したと考えられる。

3. 滝越地区の崩壊

3.1 崩壊の概要

滝越地区の崩壊は、王滝川本川左岸の本川に直角方向に流入する沢(神沢)の左岸山腹、標高約1,200mの台地状尾根部を滑落崖として発生した(図-4.31²⁶⁾及び、写真-4.4参照)。崩壊は高さ60m、平均幅150m、崩壊土量約150,000m³の規模である²⁷⁾。

滑落崖平面形状は松越地区のそれと相違して直線状であり、滑落崖はほぼ鉛直に切り立っている。崩壊土砂の一部は、滑落崖直下部及び沢部に残積しているが大部分は流出している。崩壊土砂は、最初は北西方向

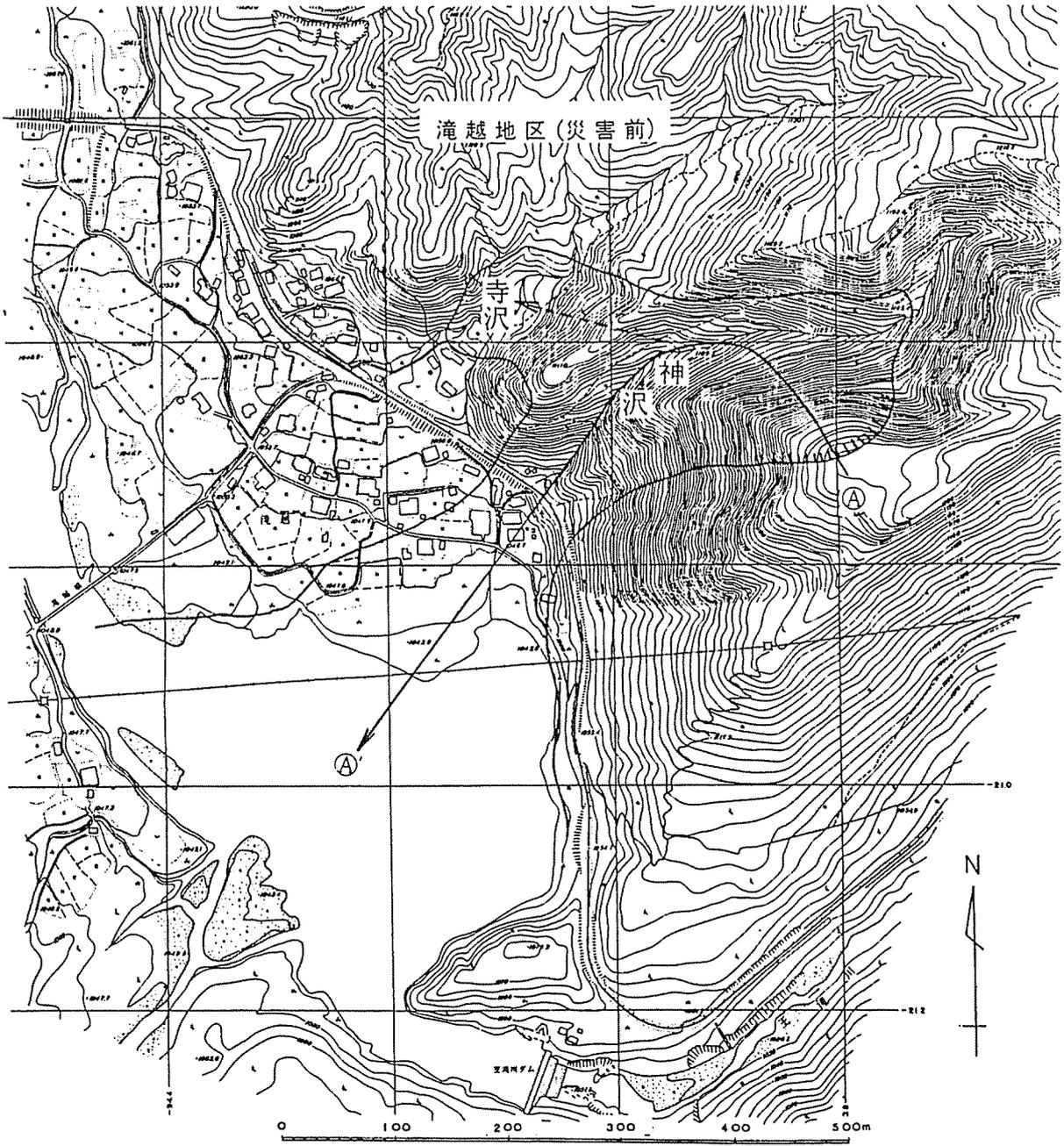


图-4.31 滝越地区平面图 (崩坏前)



写真-4.4 滝越崩壊 (空中斜め写真)

に動き出し、その一部は比高約20mの対岸尾根を乗り越えて隣の沢（寺沢）に流入したが、大部分は最大傾斜の方向（南西）に向きを変えて沢（神沢）沿いに王滝川本川まで400m程流下した。その後、王滝川ダム貯水池内に流入し、幅約300mにわたって拡散堆積して、王滝川ダムの機能を著しく低下させた²⁸⁾。この堆積地内には高さ約2.5m、直径約10m程度の流れ山が数多く見られ、これら流れ山は堆積地先端部に密に分布している。これらの流れ山は、主に直径30cm程度の岩塊で構成されている²⁹⁾。

この崩壊により、村道、林道、家屋が被災し、1人が亡くなっている³⁰⁾。

3.2 地形・地質

滝越地区の地質状況及び地質層序を図-4.32及び表-4.9に示す³¹⁾。当地区は中生濃飛流紋岩類の瀬戸川溶結凝灰岩層を基盤として、御岳火山第1期の倉越溶岩流及び第2期の軽石層がその上部を覆っている。さらにその上部に火山噴出物によって堰止められて形成された古滝越湖による上部更新世に属する滝越湖成層が層厚約100m以上の厚さで堆積し、湖岸段丘を形成し

ている。滝越湖成層はよく成層した粘土・シルト・粗粒砂などの互層からなり、薄い軽石層、砂礫層を挟んでいる³²⁾。

崩壊は滝越東方の標高1,210mの湖岸段丘で発生した。崩壊地には、上部滝越湖成層に属するシルト層が露出し、この上位の溶岩と砂礫層が崩壊した³³⁾。また阿寺断層周辺地域の地質構造図³⁴⁾を見ると、崩壊源部付近には白巣峠断層の存在が推定されるが、明瞭に確認されていない。

3.3 斜め写真の調査への活用

斜面の崩壊状況を把握する場合、従来より現地踏査もしくは空中垂直写真の判読、測定という手法が主に用いられてきた。ところが、斜面災害が発生しやすい急勾配斜面やオーバーハング部では進入及び接近が難いため十分に現地調査が実施できず、また、垂直写真では、滑落崖の状況、斜面勾配等の判読、測定が実施困難になる他、撮影高度の関係で雲などのために撮影ができないことが多い等の問題があった。そこで、このような問題点を解決する方法の一つとして斜め写真の活用が考えられている。

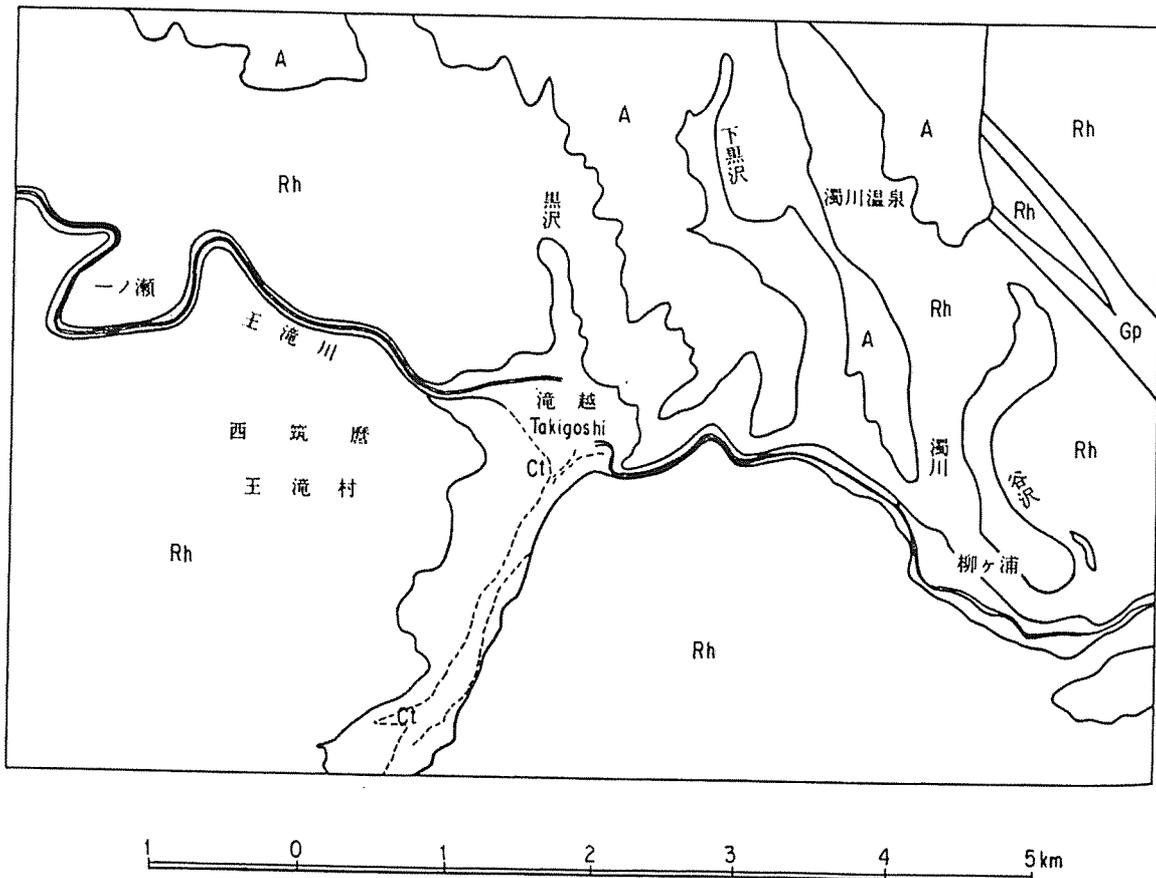


図-4.32 滝越地区の地質

表-4.9 滝越地区の地質層序

更新世 Pleistocene Recent	沖積層 Alluvium	a	礫・砂および粘土 Gravel, sand and clay	
	崖錐堆積層 Talus deposits	新期 Younger	tl ₂	礫・砂および粘土 Gravel, sand and clay
		古期 Older	tl ₁	礫・砂および粘土 Gravel, sand and clay
	段丘堆積層 Terrace deposits	低位 Lower	td ₂	礫・砂および粘土 Gravel, sand and clay
		高位 Higher	td ₁	礫・砂および粘土 Gravel, sand and clay
	舞台峠層 Butaitōge formation	gh	礫・粘土および砂 Gravel, clay and sand	
	滝越湖成層 Takigoshi formation (lake deposits)	ct	粘土・シルト・砂・軽石および礫 Clay, silt, sand, pumice and gravel	
	御岳火山熔岩 Lava flows of Ontake volcano	A	両輝石安山岩・角閃石紫蘇輝石安山岩および角閃石安山岩 Two pyroxene andesite, hornblende-hypersthene andesite and hornblende andesite	
	新第三紀後期 Late Neogene Tertiary	玄武岩熔岩 Basalt lava	B	普通輝石橄欖石玄武岩 Augite-olivine basalt
		湯ヶ峰石英安山岩熔岩 Yugamine dacite lava	Dy	黒雲母石英安山岩 Biotite dacite
岩脈 Dykes		D	黒雲母石英安山岩 Biotite dacite	
		P	黒雲母含有角閃石玢岩 Biotite-bearing hornblende porphyrite	
苗木・上松花崗岩 Naegi-Agematsu granite		G	黒雲母花崗岩 Biotite granite	
中生代後期 Late Mesozoic	岩脈 Dykes	Gg	白雲母含有黒雲母文象斑岩 Muscovite-bearing biotite granophyre	
		GP	角閃石黒雲母花崗斑岩および石英斑岩 Hornblende-biotite granite porphyry and quartz porphyry	
	濃飛流紋岩類 Nōhi rhyolites	Rh	角閃石黒雲母流紋岩質熔結凝灰岩（まれに普通輝石を含む）およびその熱変成岩 Hornblende-biotite rhyolite welded tuffs (rarely augite-bearing) and their thermally metamorphosed rocks	
	阿寺層 Adera formation	cga	礫岩・珪質頁岩・凝灰質砂岩・流紋岩質凝灰岩・凝灰角礫岩など Conglomerate, siliceous shale, tuffaceous sandstone, rhyolite tuff, tuff-breccia, etc.	

今回、滝越地区の崩壊について、空中斜め写真を活用して、崩壊状況及び崩壊形態を調査したので、その結果を報告する。

(1) 斜め写真の撮影諸元及び図化に用いた機器等
斜め写真の撮影諸元は、以下の通りである。

- ・撮影日時：昭和59年 9月28日
- ・使用ヘリコプター：ベル206B ジェットレンジャー
- ・使用フィルム：コダック EK カラー2445
- ・撮影斜距離：450m
- ・撮影俯角：45°
- ・撮映方法：連続平行撮影
- ・オーバーラップ率：60%
- ・主点付近の撮影縮尺：1/2150

また、斜め写真の測定、図化には以下の機器を用いた。

- 空中三角測量
- ・移写器：ステコメーター
- ・電子計算機：ACOS-350
- 測定、図化
- ・解析図化器：アビリオット AC-1
- ・電子計算機：ACOS-350

(2) 斜め写真からの判読

滝越地区の崩壊地の立体斜め写真を写真-4.5に、また、判読図を図-4.33に示す。斜め写真から滝越地区源頭部の崩壊状況を判読すると以下の特徴が指摘できる。

崩壊面はほぼ垂直で、滑落崖の頭部は褐色～暗褐色を呈する火山質土の堆積状況が見られる(図のⒶ)。また、地表に近い部分では火山灰質土中に灰白色を呈する粘土層が薄く水平～流れ盤状に分布しており、この下位には褐色を呈する砂層(Ⓑ)が堆積している。さらに下位には灰白色～青灰色を呈する安山岩質凝灰岩(Ⓒ)が分布し、特に中央部は柱状節理が明確に認められ岩質は堅硬であると判断される。しかし、柱状節理の上層及び下層の安山岩質凝灰岩はかなり風化、劣質している。滑落崖の最下部は今回の崩壊により生じた崩積土砂が覆っており、地表目視調査から明確に判定できないが、周囲の地質状況から判断して安山岩質凝灰岩及び火山噴出岩であると思われる(Ⓓ)。滑落崖の平面形状は直線状であり、縦断形状はほぼ鉛直に切り立っている。滑落崖の直下部は、崩壊した岩塊及び土砂が堆積し、所々小山状の堆積形態をしている(Ⓔ)。流木は立木のままの状態あるいは倒壊もあり、大部分は崩壊源頭部付近に散在しているが、土砂流送部中央部付近まで流下しているものもある(Ⓕ)。また、土砂流送域では滝越湖成層のものと推定される青灰色を呈するシルト又は粘土層が円弧状に削剝されて



図-4.33 滝越地区崩壊源頭部斜め写真判読図

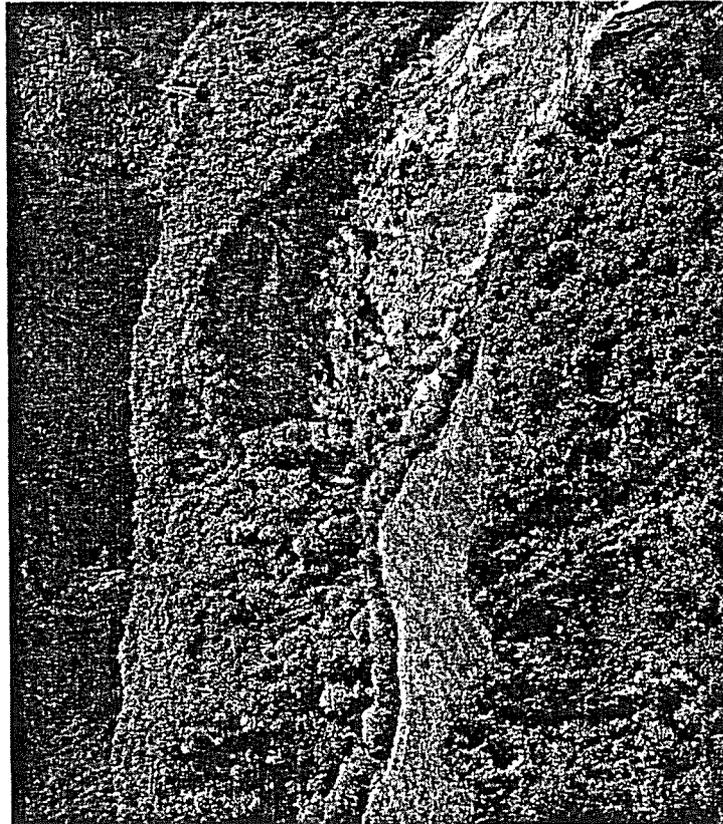


写真-4.5 滝越崩壊の立体斜め写真

いる部分も確認される (㉔)。

崩壊土砂の一部は神沢右近の尾根を越流し、隣接する沢に流下し、その際に尾根部の地表面を幅約120mにわたって削り取っている (㉕)。

(3) 斜め写真の特徴

立体斜め写真から図化した崩壊地(滑落崖)の地質断面図と正面図を図-4.34に示す。これらの図には、地質判読結果も記してある。なお、崩壊前の縦断は、既往の垂直空中写真から図化したものである。滝越地区の場合、滑落崖がほぼ鉛直であるため、垂直写真では滑落崖の判読及び測定が不可能であるが、斜め写真ではこのような図化が可能である。また、斜めから撮影するので、平素見慣れている鳥瞰的な影像が得られ(前出写真-4.4)、奥行きや高さの感じが分かり易くなり視覚的判読調査に適し、特に、今回のような崩壊地調査においては、斜め写真の特徴が発揮できる。

3.4 崩壊特性

(1) 崩壊形態

崩壊前後の地形図をもとに、滝越地区のブロックダイヤグラムを作成すると図-4.35となる。崩壊発生斜面

が凸形の斜面であったことがわかる。凹形の地形は地震による振動に敏感であり、滑落崖断面が急勾配なこと、及び、滑落崖平面形状が直線的なことから、当該斜面の崩壊は地震を起因として崩落に近い状態で発生したことが推定される。

崩壊発生域下流の流送域には、崩壊物質の移動により削剝された滝越湖成層が露出している。土質試験の結果から、湖成層中のシルト(粘土)は内部摩擦角が低く($\phi=4.5^\circ$)、さらに透水性が悪い($k=3.63 \times 10^{-6}$)ことが明らかになっており、この層が難透水層となっており、すべり台のような役割を果たしたものと考えられる。一方シルト層上部の砂層は含水比が高く(80.6%)、かつ、ほとんど飽和している(92.1%)こと、及び崩壊後この層から湧水が認められていることから、この層は地震時に滞水層となっており、地震で流動化し崩壊したことが推察される。

(2) 崩壊土砂の流動

崩壊前後の地形図をもとに崩壊縦断図を作成すると図-4.36となる。なお、この図は、滑落崖源頭部から貯水池までの間の崩土の主走路を平面図に示す A-A について示したものである。

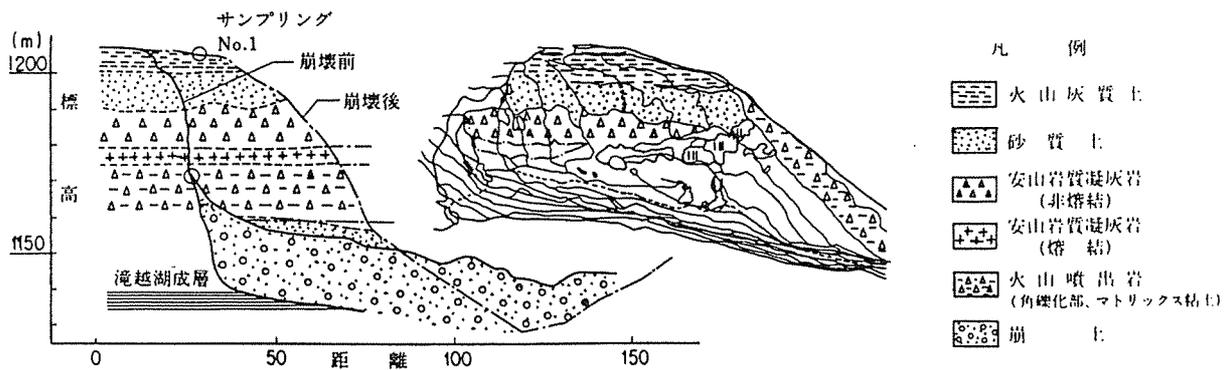


図-4.34 滝越崩壊地滑落崖の断面図及び正面図

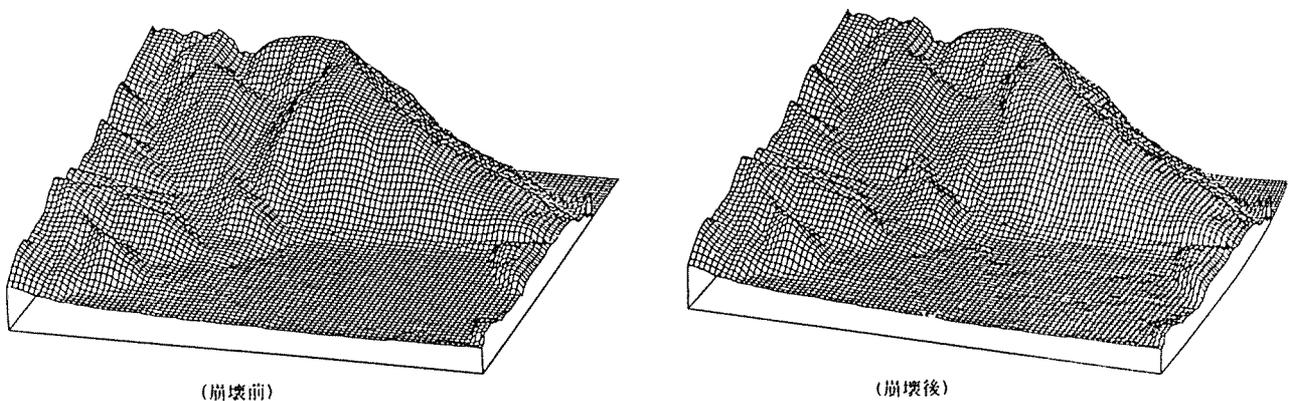


図-4.35 滝越崩壊ブロックダイヤグラム

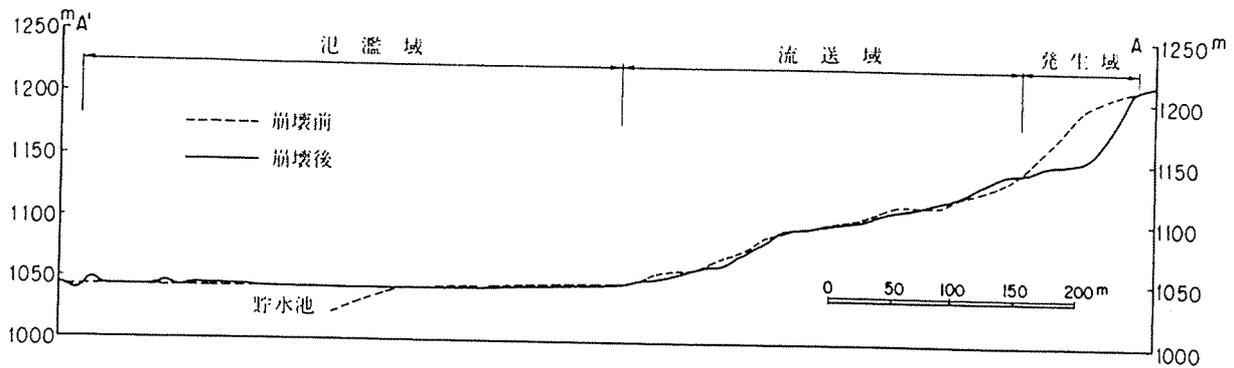


図-4.36 滝越崩壊縦断面図

流送域がきわめて平坦であるにもかかわらず、崩壊土砂の移動距離が長いことがわかる。崩壊土砂の流動性は崩土自身の物性に依存するが、滝越地区では9月1日から13日までの間に176mmの降雨があり、この時の浸透水が難透水層（シルト層）上部の砂層に貯留されており、地震動によって、この層が顕著な流動性を示したものであろう。崩土の流動性は流動したコースの高度差（ H ）と水平距離（ L ）の比（等価摩擦係数： μ_e ）で表現され、滝越崩壊の μ_e は0.18ぐらいであり、図-4.37のようにこの値は他地域の大規模崩壊の値に比べてかなり小さい値となっている。

(3) 崩壊発生時の目撃

地震の発生（9月14日8時48分）とそば同時に滝越崩壊が発生したが、この時、崩壊状況を目の当りに目撃した人々がいた。本項では目撃者の証言を紹介する。目撃内容を表-4.10に示す。これらの内容は、崩壊のすさまじさを克明に記録する貴重な資料であり、今後、崩壊機構等を解明していく上での参考としたい。

4. 御岳高原地区

4.1 崩壊の概要

当地区の崩壊は、県道御岳王滝黒沢線沿の御岳高原スキー場下部を構成する斜面に約3ヶ所発生し、そのうち最大のものは、崩壊幅約100m、長さ約130m、深さ約20~30mである。斜面勾配は緩く約17度で高原状の台地斜面を成している。上記の3ヶ所の崩壊とも黄色の軽石凝灰岩の条痕が見られ崩土中には岩層は見られず土塊は滑動によって著しく粘性化したと思われる。特に、最も南側の御岳霊場の崩壊では、崩土が道路を越えて沢沿いに約650mも流下し溪床に堆積している。すべり面の縦断形は舟型をなし、アースフロー的な地すべり性崩壊と思われる（図-4.38、図-4.39⁷¹⁾）。

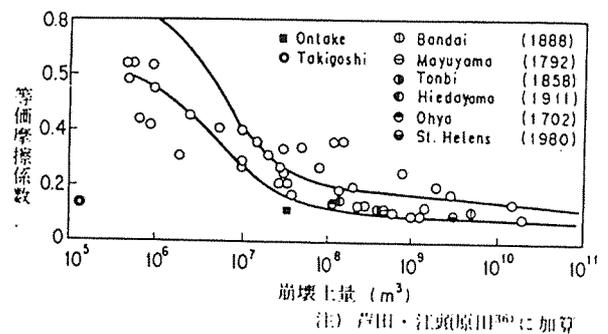


図-4.37 崩壊規模と等価摩擦係数の関係

当地区で、最大の崩壊が一番南に位置しており、安山岩質の倉越原溶岩上に発生し、他の2つのものは三笠山に分布している。これらの溶岩上には粘土化した軽石層や火山灰層、火山砂層が堆積しており、火山灰層は極めて厚い。これらの各崩壊のすべり面となったのは、崩壊地に広く分布する厚い軽石層と考えられている。

4.2 地形・地質

御岳高原は御岳山の南東麓の標高約1,300~1,500mに位置する緩斜面である。この付近には御岳火山の古期噴出物（主に安山岩質溶岩からなる）が分布をしている。これらの溶岩流が分布をしているため、御岳高原周辺は緩斜面となっている。一方、高原南部の標高1,250~1,150mの約100mの間は等高線が密になり急傾斜となっている。これはこの付近が溶岩流の末端であるからであり、一部では溶岩末端崖的な地形を呈している。図-4.40のように1,150m以下には御岳火山の基盤である古生層が分布している。

崩壊をしたのは、このうち1,300~1,360mの緩斜面上である。崩壊地は緩やかな谷地形の斜面上にあり、西側の2つの崩壊地の頭部はほぼ尾根線にある。地形的にはこれらの崩壊地が不安定な場所に位置していた

表-4.10 滝越地区斜面崩壊の日撃内容一覧

No.	目撃者の位置	時刻	内 容	目 撃 者	証 言 内 容
1	自宅前の道路	9月14日 8:49	本震直後、斜面崩壊を目撃	平沢 三三氏の 男さへ	<ul style="list-style-type: none"> ・本震の一番激しい揺れの後、すぐに崩壊を見た ・土のにおいかして生臭かった。 ・(崩壊後)、真赤な土砂が見えた ・水が吹き出していた ・水しぶきが上方にあかった
2	自宅の外	8:49	地震直後、斜面崩壊を目撃	三浦なみ氏 (民宿滝越屋)	<ul style="list-style-type: none"> ・本震後、間もなく真赤な土砂が現れていた ・「カラカラ」と石の音がした ・本は立ったまま、揺らぎながら落ちてきた
3	自宅の外	8:49	斜面崩壊と土砂流下を目撃	三浦雪雄氏の 男さへ	<ul style="list-style-type: none"> ・「ゴー」という音がして、(崩壊地付近を)見上げると、木、石、水が吹き上げ水たまったようなものが瞬間的に崩れた ・崩壊する前に、地面が盛り上がりたというよりは、噴水のように土砂が吹き出していた
4	水交岡	8:49	本震と同時に、斜面崩壊と土砂流出を目撃	三浦とよ子氏	<ul style="list-style-type: none"> ・本震と同時に揺れた ・泥っぽかった ・山が突き上げられた感じ。
5	白川製品事業所の室内	8:49	崩土か、貯水池へ流入するのを目撃	事業所課長	<ul style="list-style-type: none"> ・「ゴー」と音がするので外を見たら、崩土が貯水池へ流入していた ・水面に波がたち、対岸にあたりではお返った。
6	上滝川ダム	8:50	斜面崩壊、土砂流出は目撃していないが貯水池の津波を目撃	三浦 茂氏	<ul style="list-style-type: none"> ・揺れがおさまってから、1分後くらいに津波(濁っていない)がきたダムの水位は5m上がったが、一回寄せて返っていた。
7	水交岡	9月15日 7:14	余震時に、崩壊地が拡大するのを目撃	三浦とよ子氏	<p>余震</p> <ul style="list-style-type: none"> ・けむり(土ほこり)をたて、火花を散らしながら、崩壊地が拡大した。

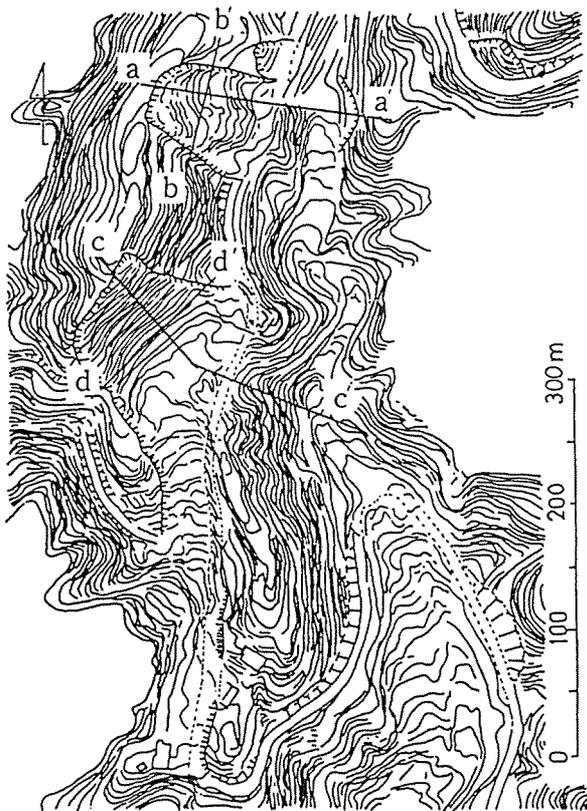


図-4.38 御岳高原地区崩壊平面図

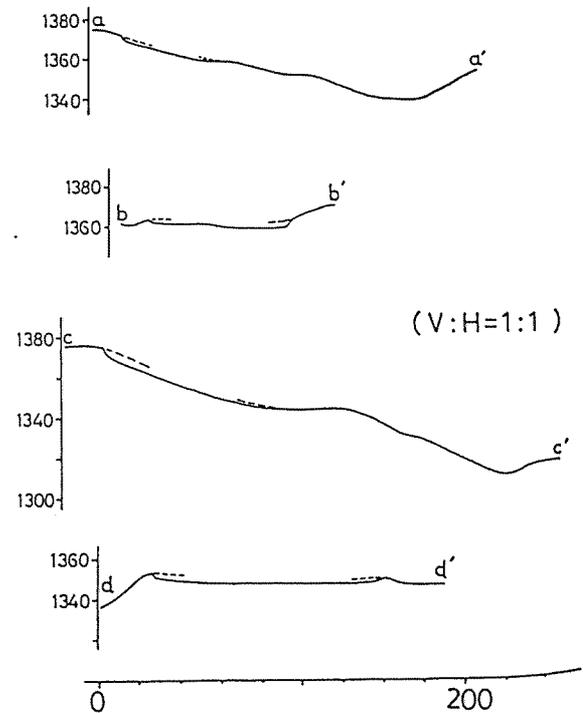


図-4.39 御岳高原地区崩壊断面図



図-4.40 御岳高原崩壊地周辺の地形

とはいえない。

大局的には崩壊地周辺には前述のように安山岩質溶岩が分布をしているが、現地では表層部分は厚い土壌におおわれ、その下部に軽石層が数枚挟まれている。軽石層の走向傾斜は N35°E, 20°W でほぼ水平に堆積をしている。層は未固結で径 1～数 cm の軽石から構成されているが、下位の層では溶結をしている。これらの未固結の軽石層の存在が今回の崩壊の一因となったものと思われる。

4.3 土質調査

現地試験としては、簡易貫入試験をすべり面と推定される軽石粘土層で行なわれた(図-4.4.41)。Nc 値はすべり面上の 0.5m より浅い表層部で大旨 2～3 と軟弱であるが、No. 4, No. 5, No. 7 のように Nc が 10～18 に致る所もあった。しかし、1 m 深さで Nc はどの測定でも 8 以上となっており、崩壊後の崩壊地表面より 1 m 以深は、ほぼすべり面の下に位置する基盤層と思われる。

さらに、現地で採取した風化軽石の不攪乱試料と火山砂の攪乱試料を用いて室内土質試験を行なった。行った試験は、風化軽石(パミス)に対しては、物理試験と三軸圧縮試験であり、火山砂に対しては、物理試験と液状化特性を見る為の振動三軸試験である。

当地区の崩壊地内に広く分布し、すべり面と見られている風化軽石の特徴は次の様なものである。

最大粒径	0.84mm
液性限界	$W_L=84\%$
塑性限界	$W_p=54\%$
塑性指数	$I_p=30$
自然含水比	$W_n=82.2\%$
湿潤密度	$\rho_t=1.1515\text{g/cm}^3$
飽和度	99.3%
粘着力	全応力表示 $C=0.8\text{kgf/cm}^2$
有効応力表示	$C'=0.0$
せん断抵抗角	全応力表示 $\phi=12.3^\circ$
	有効応力表示 $\phi'=43.7^\circ$

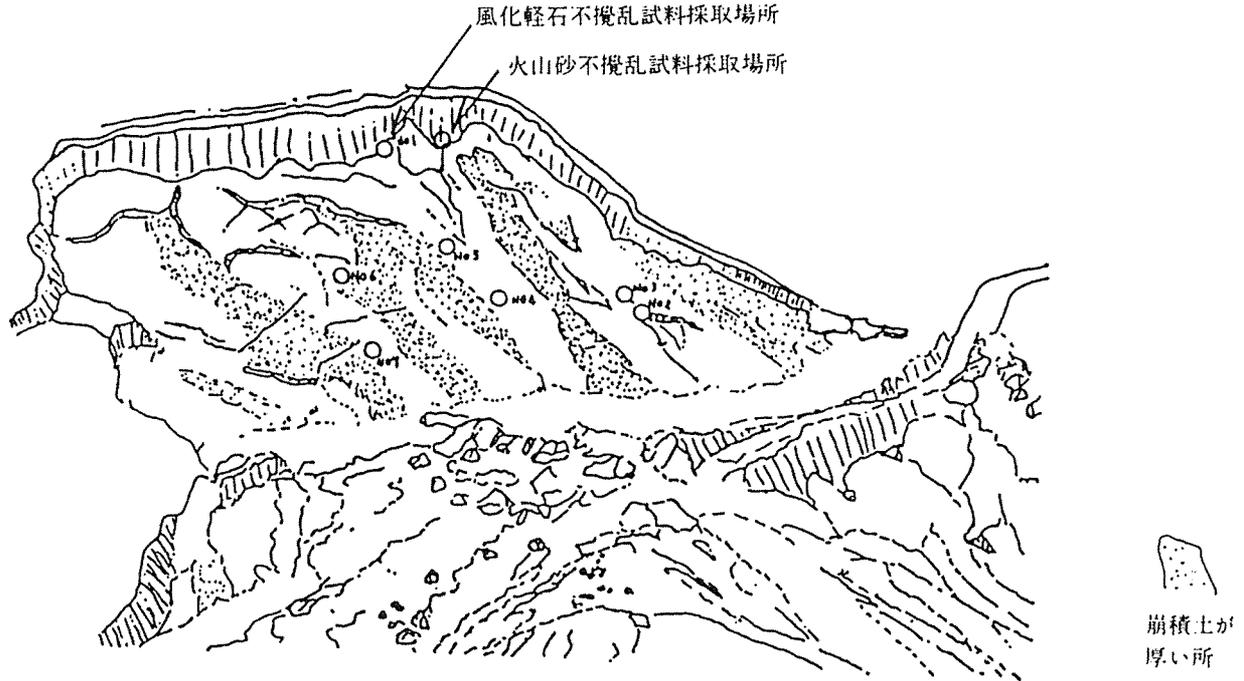


図-4.41 簡易貫入試験測点

また、火山砂の特性は次のようになった。

最大粒径 4.76mm
 均等係数 $U_c = 3.83$
 土粒子の比重 2.53

最大間隙比 $l_{max} = 1.129$
 最小間隙比 $l_{min} = 0.623$
 自然含水比 $W_n = 13.5\%$

振動三軸試験結果は図-4.42に示す。ただし、この試験は、相対密度約50%、拘束圧 1.0kgf/cm^2 、バックプレッシャー 2.0kgf/cm^2 、周波数 1.0Hz 正弦波で実行されたものである。

これによると液状化繰り返し回数 $N = 20$ 回で液状化応力比 $R = 0.15$ となる。

4.4 崩壊発生機構

崩壊の直接的な誘因は言うまでもなく地震であるが、前述した土質試験の中でも述べたように崩壊地区に広く分布している風化軽石が液性限界に極めて近い自然含水比を有し、土質強度も $C = 8\text{t/Km}^2$ 、 $\phi = 12.3^\circ$ と小さいものであった為に、この風化軽石層がすべり面となって滑落したものと考えられるが、風化軽石層より上部がすべったと言うよりは、軽石層が飽和に近い状態であった為に震動により上の土層を置去りにして、この層のみが流れ出すような状態で滑動し、それに引きづられて上部も陥没したものと思われる。このこと

は、崩壊地に旧地山の地表を覆っていた草木等が残っていることや、下流の流下物が主として風化軽石でできていると見られることよりも推測し得る。

また、風化軽石層上部に分布する火山砂は、前述の土質試験の結果から考えても均等係数3.83、平均粒径約 1.05mm の粒径加積曲線が図-4.43の様な極めて

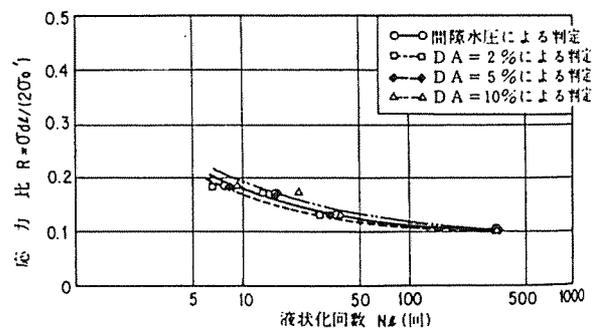


図-4.42 火山砂の液状化特性

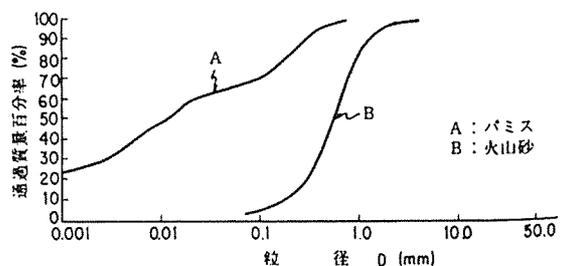


図-4.43 火山砂と風化軽石（パミス）の粒径加積曲線

状化し易いものであり、この火山砂層が液状化して滑動したとも言えるが、この層が崩壊地内に広く分布していたかどうかは明確でなく、むしろ滑動後の流動化の方に寄与した可能性の方が大である。

一方、図-4.42の応力比特性から計算すると、液状化する限界地震加速度は約250galであり、今回の最大加速度より考えると、この火山砂層は容易に液状化し流動したものと考えられる。

5. 上島地区

5.1 変動の概要

当地区は王滝村中心部に位置し、人家や体育館および村営集合住宅等の密集する場所に位置し、地すべりの滑動により多くの人命・資産に危険が及ぶ可能性がある。

この地区の地盤変動の主な地すべりブロックは図-4.44にあるものであるが、これらのブロックの背後地である倉越山中腹には図-4.45、図-4.46に見られる表層崩壊とクラックが見られる。この表層崩壊は、倉越山安山岩上部の火山砕屑物中に生じたものであり、基岩の安山岩は堅固で崩壊がこれ以上拡大する可能性は小さいと思われる。また、地すべりブロックの最大の

ものは、最も西側のものであり、最大幅約90m、長さ約80m、最大深さ約10mの規模である。この地すべりの平面形は不規模で、村営住宅側と体育館側の2つの小ブロックに細分できると考えられる。さらに、この地すべりの伸縮計等による観測結果では、9月14日の本震以降の余震や降雨によっても拡大する傾向が見られ今後の継続調査が望まれている。他の地すべりブロックについては、本震以後の変動は小さく、危険度も小さいと考えられる。

5.2 地盤変動発生機構と地形・地質

当地区は、安山岩質溶岩の分布する倉越山南麓に当り、溶岩台地状の緩斜面とこれに続く標高900~950mの上島段丘により構成されている。

この地区一帯では、御岳火山活動初期の固結度の比較的高い火山堆積物と中生層の基盤が、第一次御岳火山体崩壊期に侵食され、その上に水成の砂礫層や新しい火山噴出物が堆積している。この砂礫層上部の火山噴出物ならびに流下堆積物が移動土塊の主体となっているものと考え得る(図-4.47)。

上島地区の地盤変動の発生機構としては、上述した火山噴出物中の風化火山灰層下部がすべり面となって地震により変動したものと考えられる。

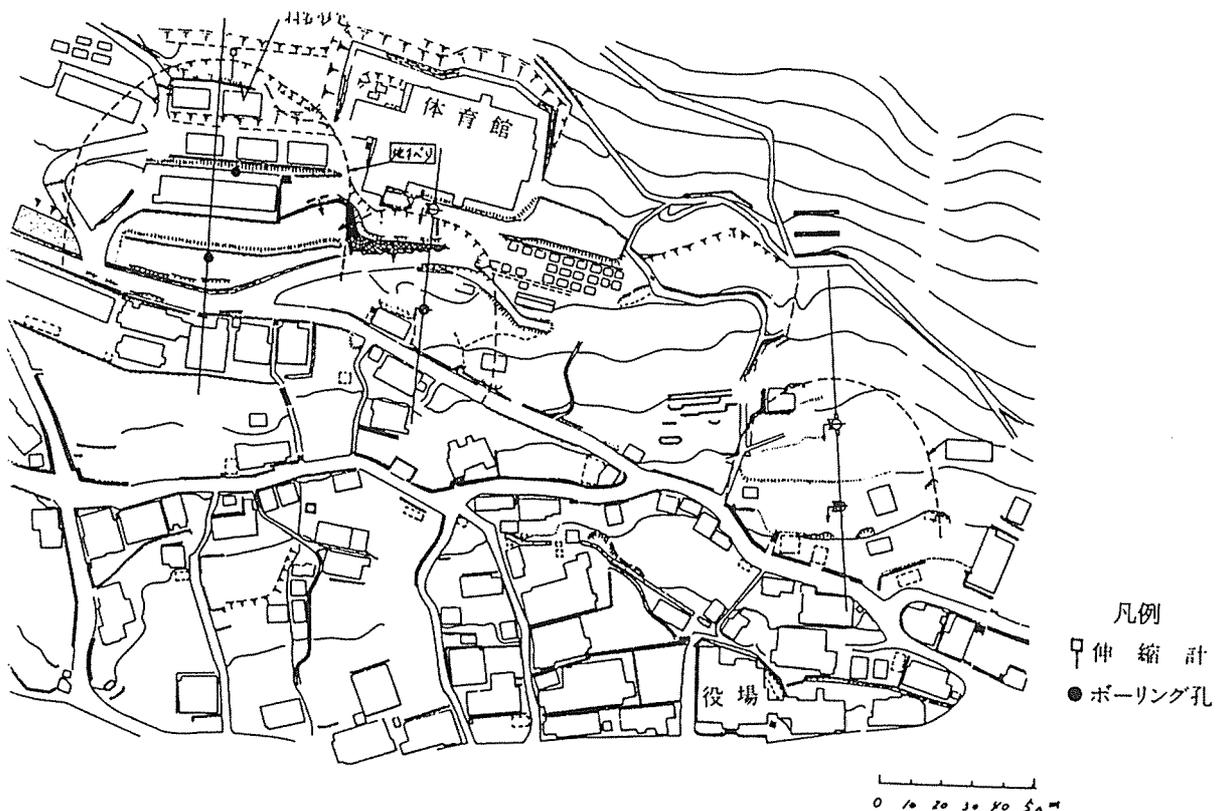


図-4.44 上島地区地すべり平面図

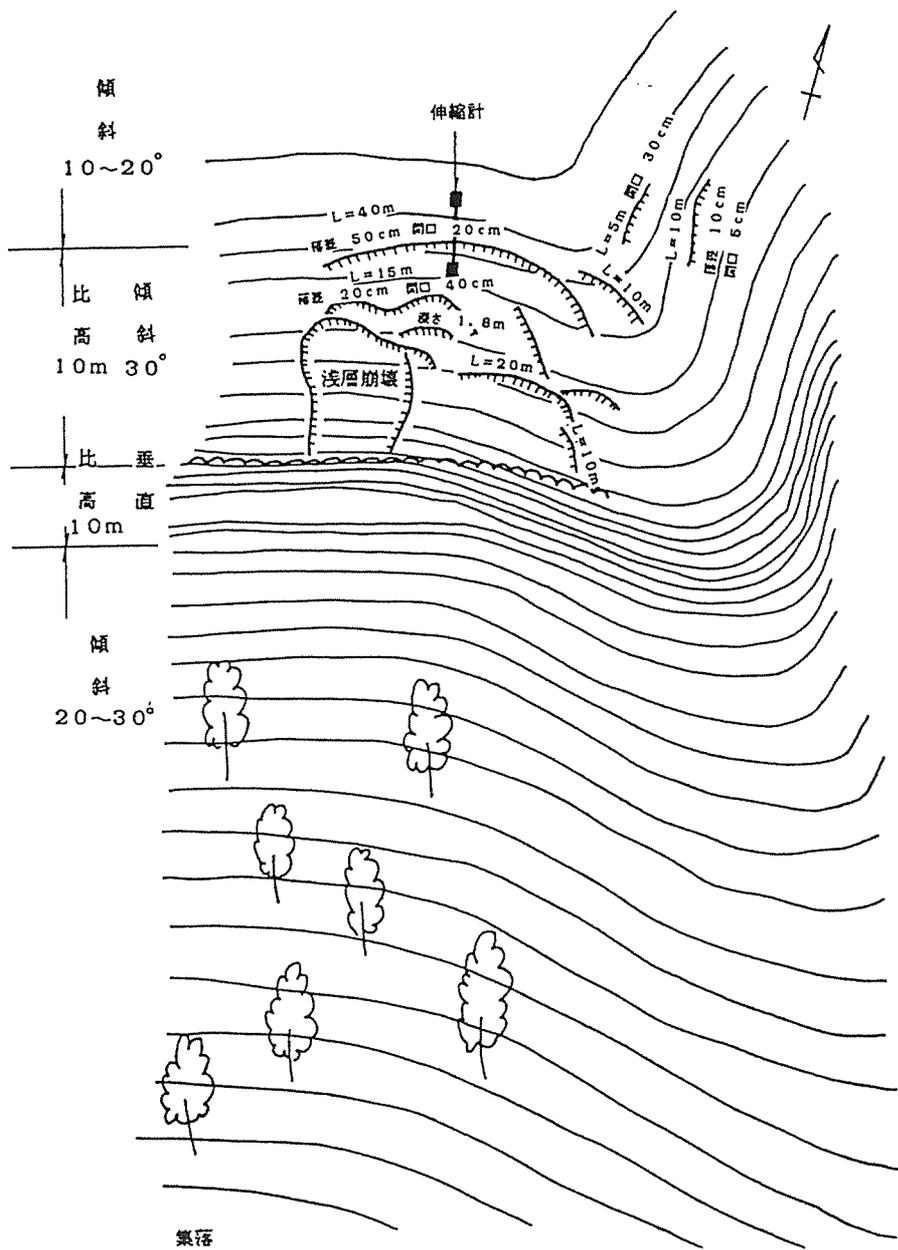


図-4.45 倉越山崩壊平面図

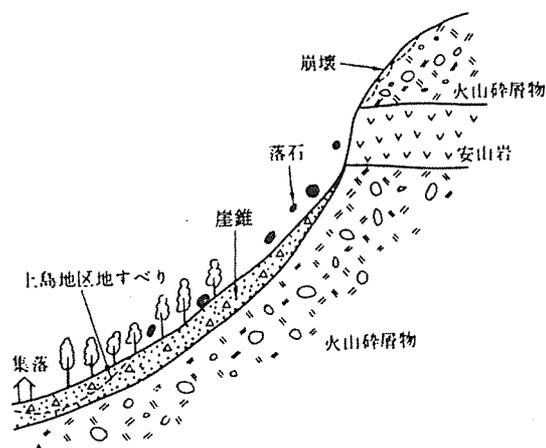


図-4.46 倉越山崩壊地質縦断面図

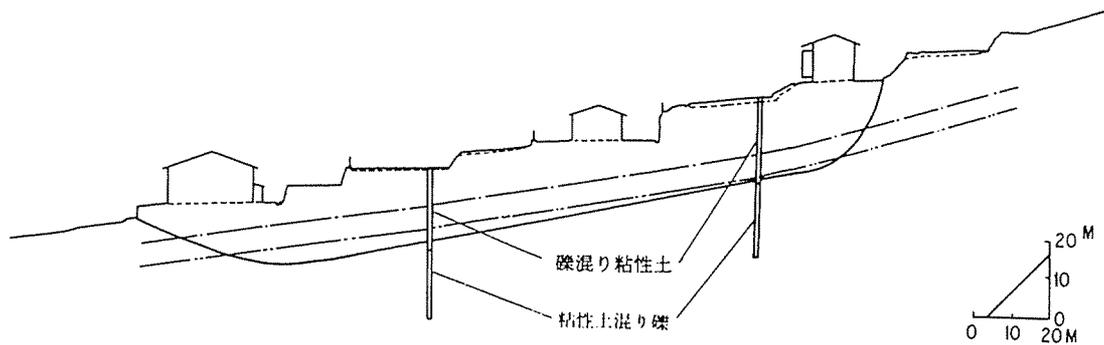


図-4.47 上島地区 縦断面図

6. 小規模崩壊

6.1 小規模崩壊の分布

長野県西部地震では、御岳くずれをはじめとした大規模崩壊の他に、多くの小規模崩壊が発生している。崩壊面積 100m^2 以上の小規模崩壊はおよそ500箇所発生しており、その崩壊の平面的分布を図-4.48に示した。崩壊の分布は震央から 15km 以内に、ほぼ納まっているが、震央から北西ないし、西の方向に偏っている。また、震央周辺と、千沢上流域に特に崩壊の集中した

部分がある。震央の東側及び王滝川の南側では逆に極端に崩壊が少なくなっている。

図-4.48に示されている調査範囲の中の崩壊面積 100m^2 以上の崩壊箇所349ヶ所について、長野県木曾建設事務所が調査した結果を図-4.49、図-4.50に示す。図-4.49より、崩壊面積 500m^2 以下の小規模崩壊が最も多く、全体の約6割を占めていることが分る。また、図-4.50より、 100m^2 以上の崩壊の発生位置は、溪岸部、道路部より山腹が圧倒的に多かったことが分る。道路被害としては道路の法面・斜面での崩壊が相当多かったが、小規模な落石程度で、 100m^2 以下の崩壊が多かっ

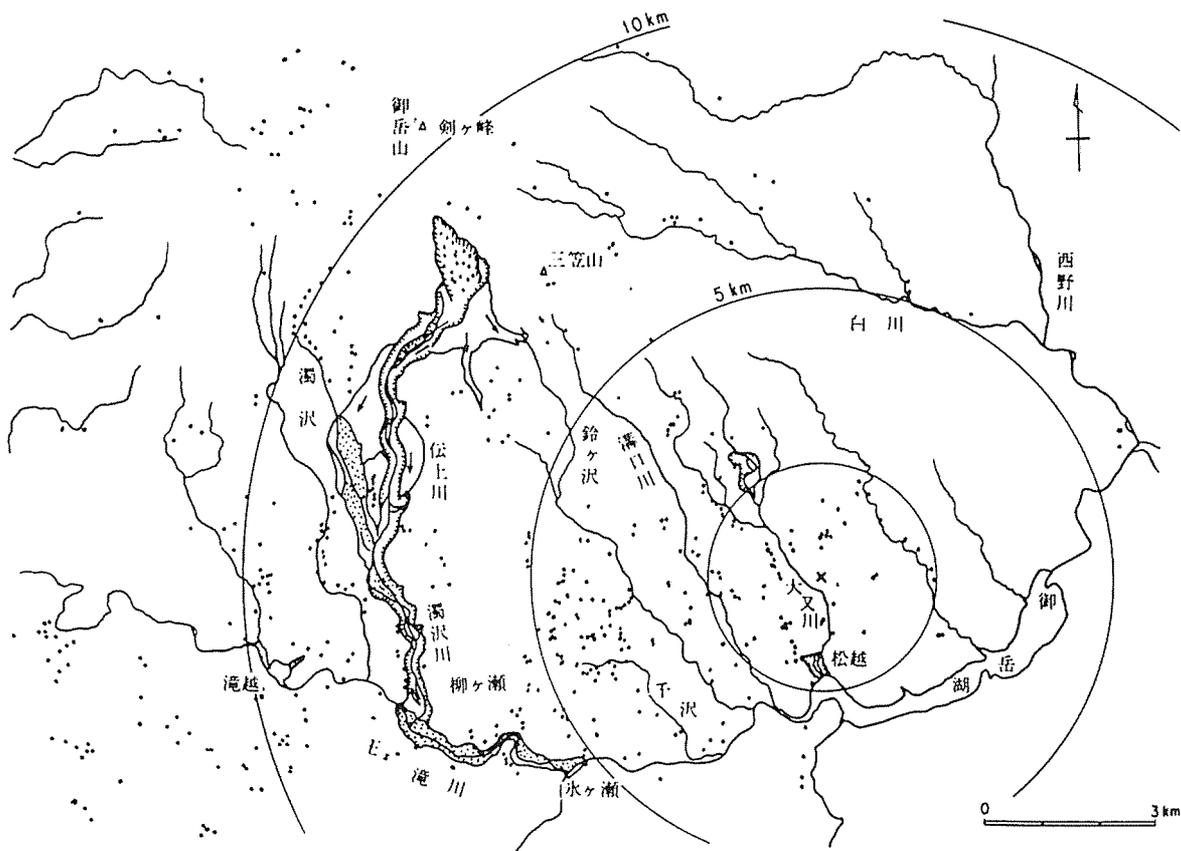


図-4.48 崩壊分布

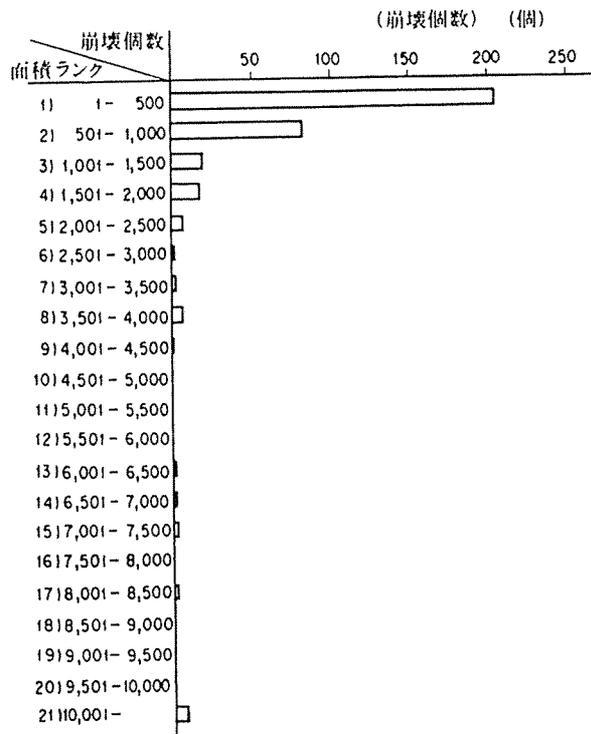


図-4.49 崩壊面積と崩壊箇所数

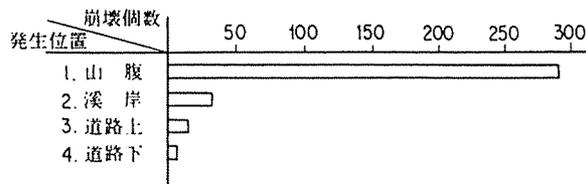


図4-50 発生位置と崩壊箇所数

たものと思われる。

6.2 小規模崩壊の要因

崩壊分布で特徴的なことは前述した、震央に近いにもかかわらず、震央の東側及び王滝川の南側で崩壊の発生が少ないという点である。図-4.32に示した表層地質図からみると、震央の東側は古生層であり、王滝川の南側は、古生層、玄武岩、溶結凝灰岩となっている。一方、震央から西側は主に御岳火山噴出物で覆われていることから、火山噴出物の部分が崩壊し、その他の部分が、崩壊しなかったという理由が考えられるが、地質の違いのみにより、崩壊分布が規制されているかどうかは判断できない。地震による加速度分布とも比較検討する必要がある。

次に、崩壊要因調査として、図-4.48に示した、比較的崩壊発生が多い地塊を対象に、崩壊に対して優越する要因を探る調査を行った。調査方法は、調査地域を

1辺100mの等面積のメッシュに分割し、そのメッシュを単元として、いくつかの崩壊要因についての計測を行うことにより、崩壊の発生、非発生の違いによる要因の強さを比較した。崩壊地を含むメッシュは392、それに対し非崩壊のメッシュは乱数を用いて429選択し、計815メッシュについて、要因の計測を行い、検討を行った。崩壊要因としては、①標高、②リニアメント・断層の本数、③平面形地形、④縦断形地形、⑤傾斜変換線の有無、⑥斜面の方位、⑦勾配、⑧地質、⑨震央からの距離、⑩震源域、を採用した。次にこれらの結果について述べるが、結果として表した図は、横軸に要因についての段階または種類、縦軸に件数を取り、要因の段階、または種類ごとに、発生・非発生の件数を棒グラフとして示した。また、発生率と称して、発生件数の発生件数と非発生件の和に対する率を折れ線グラフにて示した。この発生率は、ある要因について特に傾向がない場合には、発生メッシュ数の計測メッシュ数に対する平均の率である約48%になる。48%より大きい場合は正の要因、48%より小さい場合は負の要因となり得るわけである。

まず標高については、図-4.51に示すとおりである山口、川辺等は³⁸⁾、1971年2月9日のサン・フェルナド地震の観測結果を解析し、標高が高くなると最大加速度が増加するとしている。しかし、長野県西部地震では標高が高くなるとむしろ減少する傾向にある。これは、震央が標高の低い地域で発生したこと及び、震源が浅かった(深さ約2 km)ことにより、標高の低い地域が震源に極端に近く、標高の高い地域で最大加速度が増加する傾向よりも、震源からの距離の方が効いている可能性がある。これについては、加速度分布の検証をする必要がある。また、標高の高い地域は低い地域に比べ侵食の少ない高原状の面積が広がったことも、原因と考えられる。

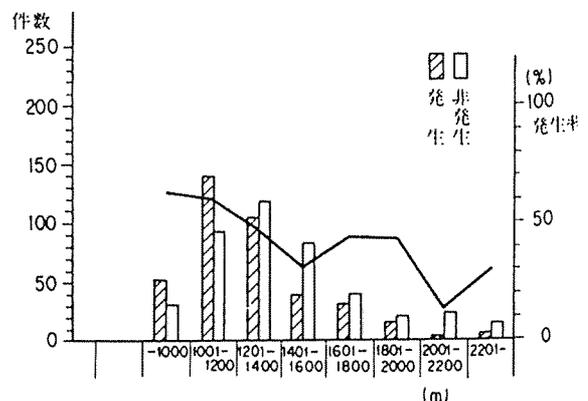


図-4.51 発生件数と崩壊標高

リニアメント・断層については、図-4.52に示すとおり、リニアメントや断層の横切る本数が多いほど、崩壊が多いという結果となっている。破碎部の弱線が多い所ほど崩れ易い傾向があると考えられるが、リニアメントの引き方は十分な客観性がある訳でなく、他の事例での検証が必要である。

平面形地形要因の結果は、図-4.53に示した。凸形凹形斜面に崩壊は少なく、平衡斜面に多いという結果になっている。地震時の崩壊は、一般に地震波が凸形の部分に集中することから、凸形斜面に崩壊が多いとされているが、当調査地が、火山山麓特有のなだらかな平坦面とこれを激しく侵食した平衡斜面からなっている地形が多く、この谷壁部に崩壊が集中していることによることが挙げられる。また、100メッシュを25,000分1地形図に判読していることから小さな地形が読み取れず、小規模の凸形地形が相当数、平衡斜面との判断になっている可能性もある。また、凸形斜面に崩壊が多いという中には、100m²以下という極小規模のものが多くを占めている可能性もあり、一概に議論はできない。

縦断形地形については、図-4.54、上昇、下降、複合、斜面に崩壊の率が高い傾向がある。平衡斜面の方が安定であると考えられる。伊豆大島近海地震での報告では、平衡斜面に崩壊が多いとなっているが、これは、崩壊地のみでの調査であり、母数の傾向については不明である。

傾斜変換線の分布は、大又川、溝口川等の流域に連

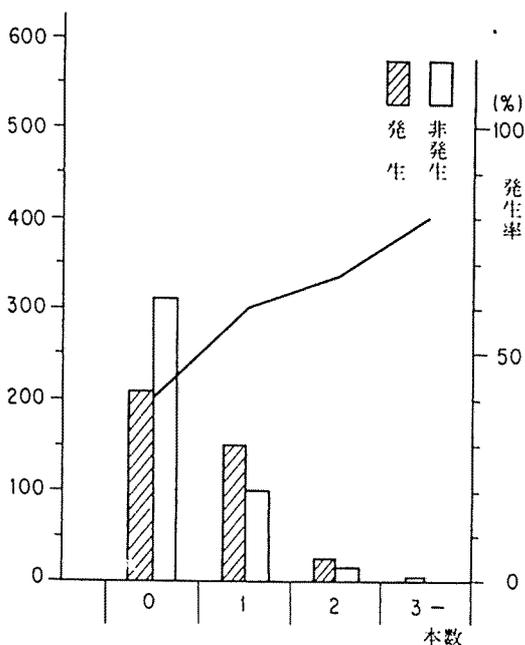


図-4.52 リニアメント、断層

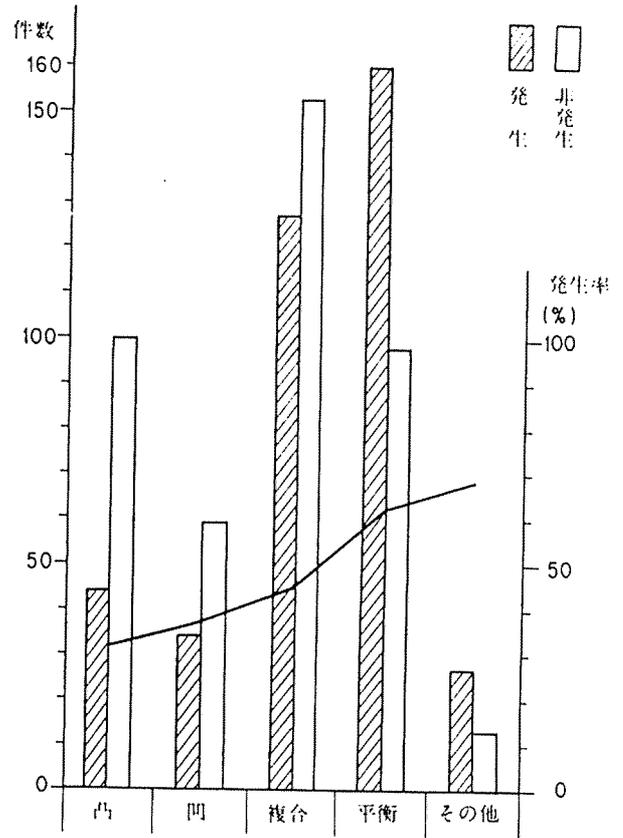


図-4.53 平面形地形

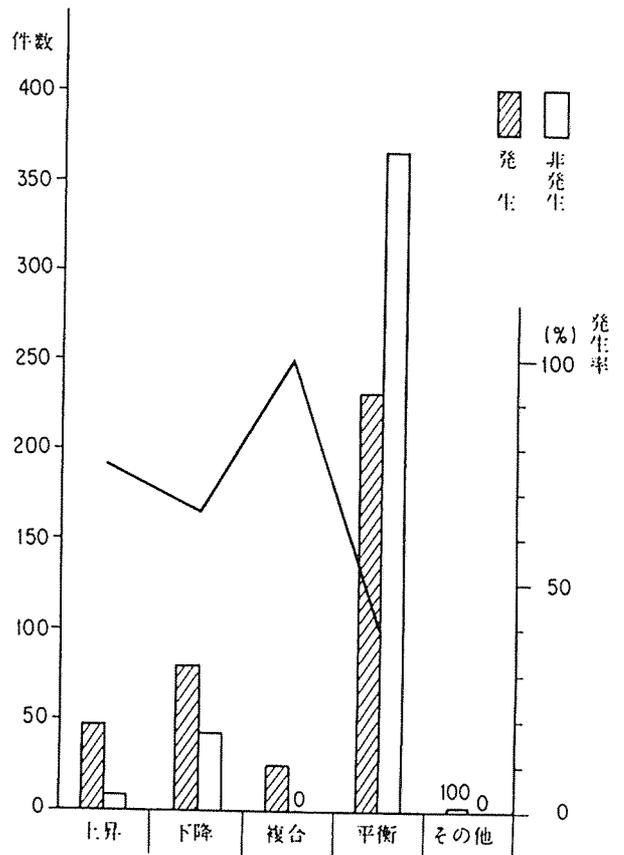


図-4.54 縦断形地形

続している。遷急線、遷緩線を有するメッシュ数は、変換線の無いメッシュ数の1~2割であるが、崩壊発生率は、変換線を有する方が高い傾向である(図-4.55参照)。

斜面方位について、図-4.56をみると、まず、全体の斜面分布は、南東向きが多いが、これは、調査地が御岳山の南東斜面であり南東方向に噴出物が流下しているためと思われる。崩壊発生率は、大又川中・下流部で代表されるように、東向き斜面で高かった。これは、成層火山体を侵食した崩れ易い谷壁斜面が東向き及び西向きに分布しており、そのうち、地震の最大加速度が東向き斜面に加わって、崩れた斜面が多いことが考えられるが、推定の域を出ない。

斜面勾配については、図-4.57より21°~28°で発生率が高くなっていることがわかる。伊豆大島近海地震の報告³⁹⁾では、40°から70°までの急傾斜で崩壊箇所が多くなっているが、母数分布が明確でないことと、計測方法の違いが関係して異った結果となっていると思われる。今回の計測は、メッシュ内の平均勾配を計測

しており、傾斜を緩く測定する傾向がある。

地質については、図-4.58より、母数分布が多いのは、御岳火山噴出物であるが、発生率は、古生層破砕部及び角礫岩の地域で高くなっている。御岳火山噴出物地域での発生率は、全体の平均に近くなっているが詳しく分布を見てみると、崖を形成している所では発生率が高く、平坦地、緩斜面では少ない。ただし、地質による崩れ易さは、ある地域の調査結果から一概に論ずることはできず、地質そのものより、表層の風化の程度のようなものが、効いてくるものと考えられる。

震央からの距離による影響は、震央から2 km以内で、発生率が高く、10km以上で発生率が低いという傾向で現れている(図-4.59)。震央から2 kmについては、おそらく最大加速度が大きかったことで、崩壊発生率が極めて高かったものと思われる。10km以上で異常に小さくなっているのは調査地内に占める10km以上の分布面積が狭いことによる理由のためで、周辺部の崩壊分布をみると10km程度では、10km以内と変わらない程度の崩壊分布となっている。このことから

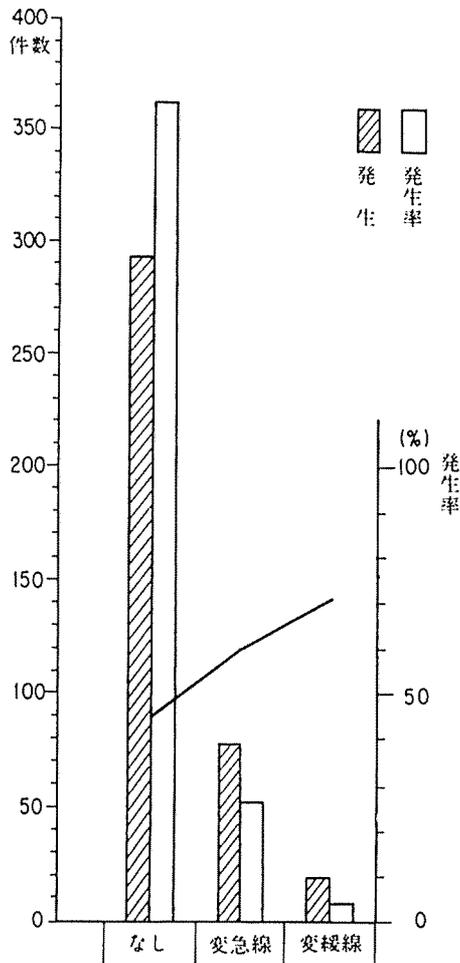


図-4.55 傾斜変換線

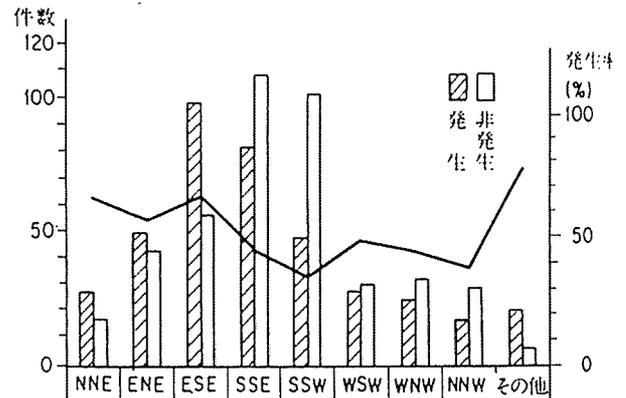


図-4.56 斜面の方位

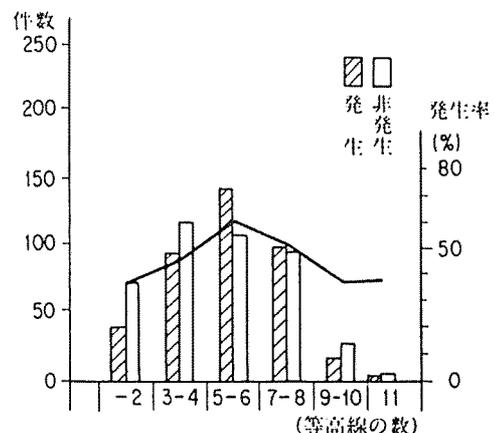


図-4.57 勾配

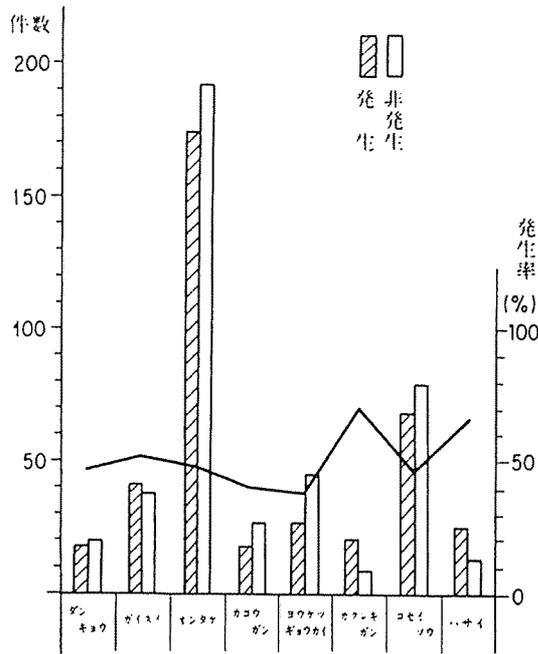


図-4.58 地質

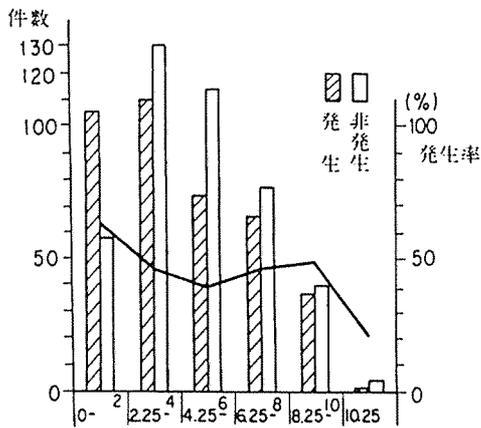


図-4.59 震央からの距離

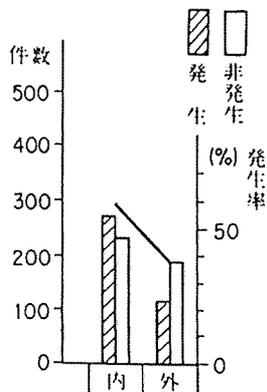


図-4.60 震源域

震央から 2 km 以内は明らかに崩壊発生率が高いが、2 km から 10 km 程度までは発生率に傾向はみられないといえる。

震源域としては、余震分布の特に密な地域を採用した。南北 4～5 km の東西に長い区域の内外で発生率を比較した。図-4.60より、震源域内の方が発生率が高いことが分る。伊豆大島近海地震でも、崩壊多発地と余震分布域がよく一致していた。伊豆大島近海地震では、余震分布域の一部に地震段層が確認されているが、長野県西部地震では、はっきりした段層の確認はされていない。しかしながら、崩壊の分布の集中から考えても、東西方向に地震段層が存在する可能性は高い。

6.3 崩壊集中域の調査

ここでは、特に崩壊の多い、千沢の流域(図-4.48参照)について、発生メッシュ47、非発生メッシュ47を抽出して崩壊発生要因の解析を行った。狭い地域を対象にしているため、震央からの距離に差がなく、地震加速度の大きさの相異が少ないと考えられること、及び、大又川沿いの急崖のような特殊地形が含まれていないということにより、それらの要因を除外して検討できることがねらいである。

主な要因についての崩壊発生・非発生の項目別メッシュ数と発生率を図-4.61から図-4.66に示した。これらの図から、リニアメント・断層の本数、平面形地形・縦断地形、及び斜面の方位に、発生率の差が現れてい

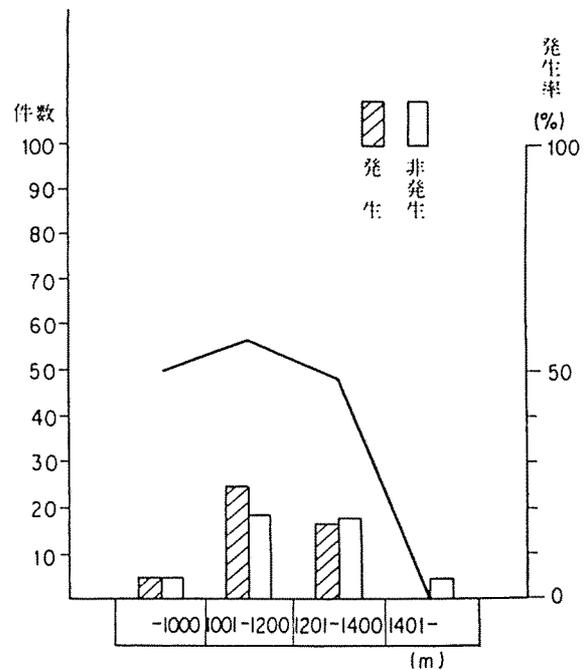


図-4.61 標高

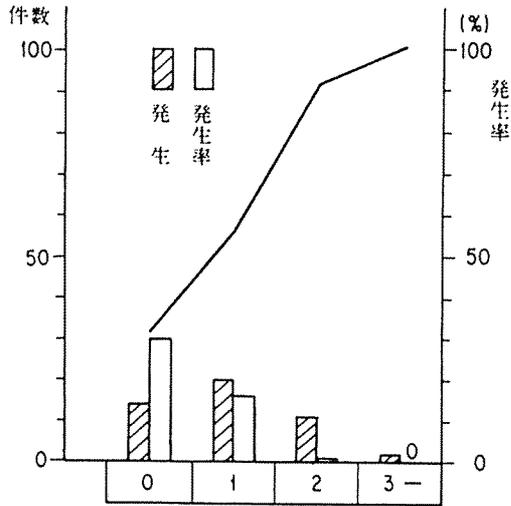


図-4.62 リニアメント, 断層

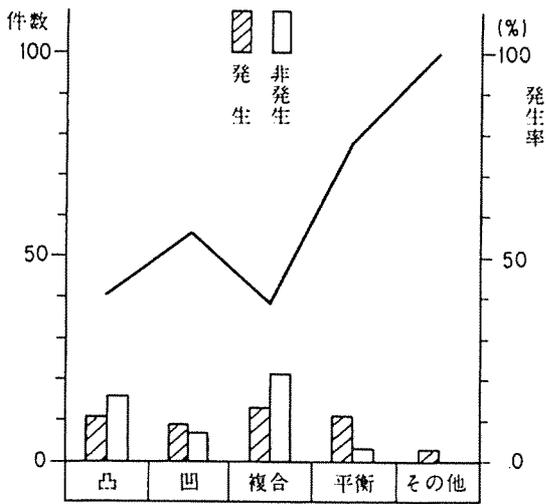


図-4.63 平面形地形

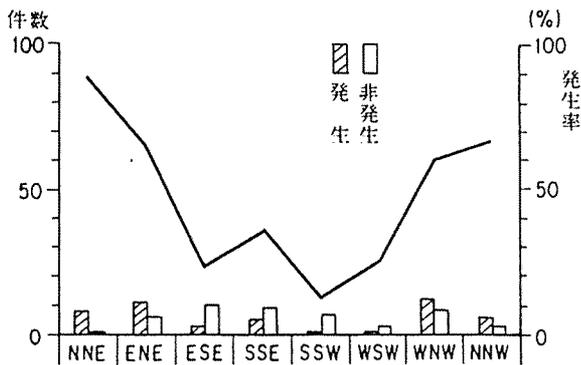


図-4.64 斜面の方位

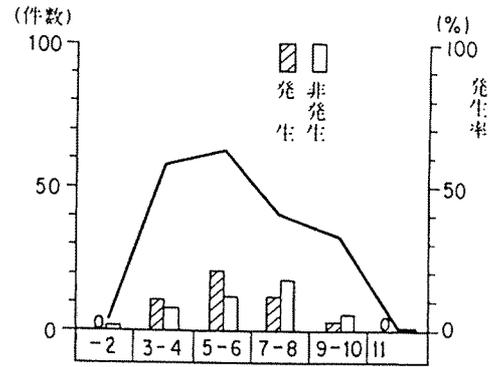


図-4.65 勾配

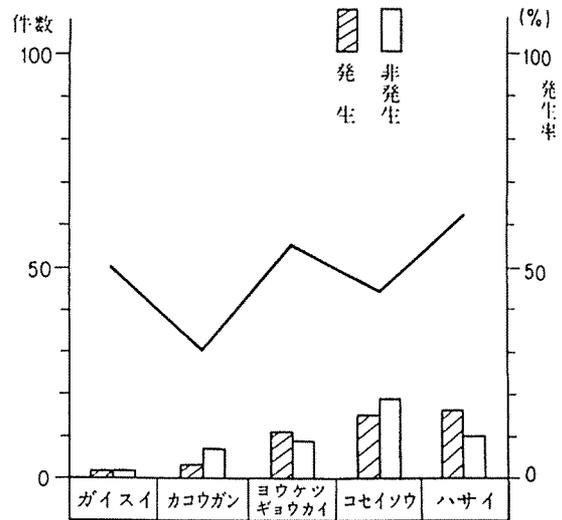


図-4.66 地質

ることが分る。リニアメント・断層の本数が多い程、崩壊発生率が高いということ、平面形地形で平衡斜面での発生率が高いこと及び縦断形地形の要因の中で、平衡斜面での発生率はやや低く、上昇、下降、複合地形で発生率が高いことは全体の傾向と一致する。しかし、斜面方位については北を中心とした方向の斜面の発生率のはっきり高くなっており、全体の傾向と異なっている。この理由として、南向き斜面は温度差が大きく、凍結、融解作用も手伝って風化が進んだ斜面であり、風化作用の少ない北向き斜面より、むしろ安定に向っているということが考えられるが、具体的な数値付けはない。地質要因で、花崗岩地域で発生率が少く、破碎地域で発生率が高いのは、全体の傾向と同様である。

参 考 文 献

- 1) 長岡正利「長野県西部地震による地形変化と土地条件」—主な崩壊の地形特性と発生条件—, 国土地理院時報, 1985年 No.62, pp. 44~62.
- 2) 町田 洋「巨大崩壊・岩屑流と河床変動」, 地形 5 卷 3号.
- 3) 小林武彦「日本地形学連合1985年秋季大会現地巡検資料」.
- 4) 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年 3月.
- 5) H.J. Hovlund, Three Dimensional Slope Stability Analysis method, GT. 9, ASCE, 1977.
- 6) 科学技術庁国立防災科学技術センター「昭和59年長野県西部地震災害調査報告」, 昭和60年.
- 7) 小林武彦・大森江い・大森貞子「御岳火山噴出物の化学的性質」地調月報, 26巻, pp. 497~512, 1975年.
- 8) 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, 39巻, pp.89~104, 1985年.
- 9) 守屋以智雄「長野県西部地震に伴う御岳火山南斜面の巨大崩壊と岩屑流」火山, 第2集, 29巻, pp. 247~248, 1984年.
- 10) 守屋以智雄「“磐梯式噴火”とその地形」西村嘉助先生退官記念地理学論文集, pp. 214~219, 1980年.
- 11) 日本火山学会編「空中写真による日本の火山地形」東京大学出版会, p. 192, 1984年.
- 12) 守屋以智雄「日本の火山地形」UP Earth Science, 11, 東京大学出版会, p. 135, 1983年.
- 13) 山崎正男・佐藤博明・守屋以智雄・清水 智「白山火山山頂付近の火口・馬蹄形凹地・溶岩流および東麓の岩屑流堆積物」火山, 第2集, 30巻, pp. 145~146, 1985年.
- 14) 大田一也「眉山崩壊の研究, I. 崩壊機構について」九州大学理学部島原火山温泉研究所研究報告, 5号, pp. 6~35, 1969年.
- 15) 河内晋平「ハケ岳大月川岩屑流」地質学雑誌, 89巻, pp. 173~182, 1983年.
- 16) 片山信夫「島原大変に関する自然現象の古記録」九州大学理学部島原火山観測所研究報告, 9号, pp. 1~45, 1974年.
- 17) 古谷尊彦「1792年(寛政4年)の眉山大崩壊の地形学的一考察」京大防災研究所年報, 17号 B, pp. 259~264, 1974年.
- 18) 河内晋平「ハケ岳888年の大月川岩屑流と仁和の信濃北部地震(総括)」日本地質学会第93年学術大会講演要旨, p.382, 1986年.
- 19) 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」, pp.66~76, 1985年 3月.
- 20) 安田 進・石原研而・山田真一・池端 譲「王滝村における軽石層の動的強度特性」, 第20回土質工学研究発表会, 1985.
- 21) 許海龍・中角 功・石原研而・吉田喜忠・吉田 望「長野県西部地震による斜面崩壊の考察」, 第20回土質工学研究発表, 1985.
- 22) H.J. Havland, “Three Dimensional Slope Stability Analysis Method”, Proc ASCE, GT9, 1977 pp. 971~986.
- 23) 地震予知総合研究振興会「長野県西部地震における震度分布調査」, 1985.
- 24) 松尾 稔・板橋一雄・佐々木康「実際事例の逆解析による土木構造物の耐震性に関する研究」, 土木学会論文報告集, 第343号, 1984, pp.25~33.
- 25) 土田肇他「港湾・海岸施設耐震性調査手法について」, 港湾技術研究所資料 No.336, 1980, pp. 34~36.
- 26) 国土地理院地理調査技術開発室「1984年長野県西部地震による地形変化」, 国土地理院技術資料 D・1~261, 1985年.
- 27) 建設省土木研究所「長野県西部地震による土砂災害と土木構造物の被害」, 天然資源の開発利用に関する日米会議, 1985年.
- 28) 土木研究所初動調査団「昭和59年長野県西部地震被害調査速報」, 土木技術資料, 26~11, 1984年.
- 29) 瀬尾克美・吉松弘行・仲野公章「長野県西部地震における大規模斜面崩壊について」, 長野県西部地震(メカニズムと災害)報告会資料, 土木学会, 1984年.
- 30) 長野県木曾建設事務所「震災—長野県西部地震災害復旧の記録一」, 1986年.
- 31) 工業技術院地質調査所, 5万分の1地質図「加子母」1961年.
- 32) 日本地形学連合「火山体の解体及びそれに伴う土砂移動」, 1985年10月シンポジウム資料集, 1985年.
- 33) 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年.
- 34) 山田直利・須藤定久・垣見俊弘「阿寺断層周辺地

- 域の地質構造図」, 特殊地質図19, 1976年。
- 35) 仲野公章・浅井涌太郎「斜め写真による崩壊地調査昭和60年度砂防学会研究発表会概要集」, 1985年。
- 36) 芦田和雄・江頭進治「御岳くずれについて」, 長野県西部地震(メカニズムと災害)報告会資料, 土木学会, 1984年。
- 37) 国土地理院調査技術開発室「1984年長野県西部地震による地形変化」, 国土地理院技術資料D-1-261, 1985年。
- 38) 山口伊佐夫・川辺 洋「地震による山地災害の特性」, 新砂防, Vol.35, No.2, 1982年11月, 砂防学会, pp.3~15。
- 39) 建設省土木研究所「1978年伊豆大島近海地震災害調査報告」, 土木研究所報告第158号, 昭和57年11月, pp.44~51。

昭和61年3月30日原稿受理

1. はじめに

御岳崩れにより生じた、3,400万 m³に及ぶ土砂は、御岳山南面の伝上川、濁川を流れ下り、木曾川支川王滝川まで達した。約2,000万 m³に及ぶ土砂が、王滝川を塞止め、深さ30~40mにおよぶ天然ダムを形成させた。この土砂流出により、多くの道路及び橋梁、治山・砂防施設が破壊され、埋没するとともに、9人の尊い人命が失われた。

このような大規模な土砂流出は、1911年の碑田山の崩壊や1888年の磐梯山の崩壊でも発生していると考えられるが、その実態は明らかではない。今回の御岳崩れの場合は、数人の目撃者が存在したことから、土砂流出後の状況がある程度保存されている状態で調査できたことから、土砂の流出実態及び土砂流出の特徴についてある程度明らかにできた。これらの調査結果について以下に述べるものとする。

2. 土砂流出実態

御岳崩れによって生じた土砂は、国土地理院調べによれば約3,400万 m³であり、この土砂のほとんどは、伝上川、濁川を経て王滝川に達する経路をとって流下しているが、一部は、比高100m程ある尾根を乗り越えて、東股、中股に流れ込んでおり、東股に流れ込んだ土砂は、鈴ヶ沢を経て王滝川に達している。(図-5.1参照) 伝上川方面に流れ下った土砂の動きを見ると、濁

川との合流点以前に土砂の一部が伝上川右岸の尾根にあふれて濁川上流部に流入しているのが観察され、また、濁川が王滝川に流入する直前でも比高約70mの尾根を乗り越えている。濁川から王滝川に流入して堆積した土砂量は約2,100万 m³であり、この堆積のために王滝川を塞止め、濁川との合流点上流に天然ダムができ上がった。王滝川での土砂の堆積厚は、30~40mとなっている。

御岳崩れに伴う土砂の流下を土砂の堆積状況から推測すると、まず水分の少ない大量の土砂が流れ下り、堆積し、次いでその堆積の上を水分の多い泥流状のものが流れ、薄く堆積して、最後に濁水が泥流堆積物や下層堆積土砂を侵食しながら流れている。

ここで、目撃者聞き取り調査¹⁾を中心に、土砂流出の実態を時間的にとりまとめてみる。王滝川で大規模土砂流出を最初に目撃した場所は、濁川との合流点下流最初の狭窄入口の餓鬼ヶ咽と呼ばれる付近で、時刻は8時56分頃とほぼ断定できる。これは、目撃者が二人おり、両者とも8時55分放送のNHKラジオの地震速報を聞いてすぐに土砂流下を目撃していること、及び山腹斜面を駆け上がった後、第1回目の大きな余震を感じており、この余震が8時57分のものであることから言えるものである。この時の土砂は、壁土状で水分は少なく、流速はかなり速いということであった。

また、王滝川の下流、営林署のあった氷ヶ瀬地区に土砂が流入して来た時間は、9時00分から9時05分となっている。5~6人の人々が土砂流入とともに山側に避難したが、はっきり時間を断定することはできなかった。この時の流出で林道橋が流され、営林署の建物が土砂に埋まったが、破壊力は小さかったようである。

この他、餓鬼ヶ咽での土砂流出目撃の証言で、大規模土砂流出が複数回にわたっていたことを示唆するものがある。それは、餓鬼ヶ咽の狭窄部に水管橋がありこの水管橋は、8時56分の土砂通過後の8時57分の余震で落橋し、右岸に残った管の根本から堆積した土砂の上に水が注いでいたという証言であり、その時の管の高さと堆積土砂面の差が15m程度であったとのことである。その後の現地調査で確認されている堆積土砂面と水管橋の落差は2~3mである(図-5.2参照)。この目撃者は、ダム施設に詳しく、被災前河床と水管橋の落差は38mであったという証言も、図-5.2の航測横断面図とほぼ一致していることから、証言の数字は信頼できるものと思われる。そうすると、この証言

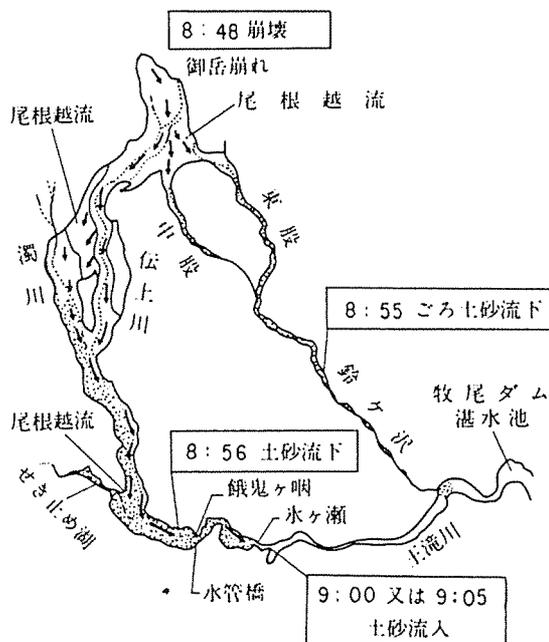


図-5.1 御岳崩れに伴う土砂流出図

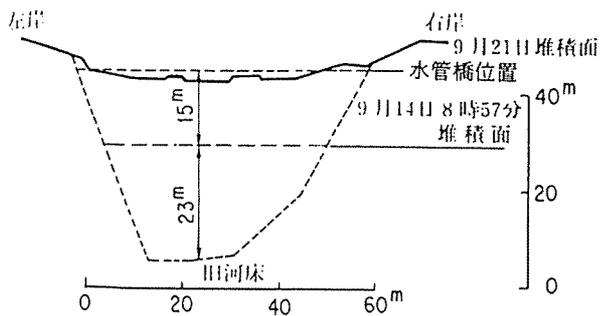


図-5.2 王滝川水管橋付近横断面図

から第1回目の土砂流出では、例えば餓鬼ヶ咽付近では、河床から23m程度土砂を堆積させ、その後の土砂流出で最終的な堆積面まで上がったと考えられる。

この複数回の土砂流出を示すもう一つの資料として、王滝川ボーリング資料²⁾がある。それは王滝川本川で、濁川合流点付近から氷ヶ瀬まで調査したボーリング結果の中で、堆積土の中に出てくる大規模な流れ山の上面を結んだ線である。(図-5.3参照)第1回目の土砂流出では、大規模な流れ山が運ばれていることが考えられ、この図の餓鬼ヶ咽付近を見ると、大規模な流れ山はちょうど水管橋から15m下に確認される。このことは、餓鬼ヶ咽での証言と一致しており、複数回の土砂流出が確かめられるとともに、第1回目の堆積面も推定される。

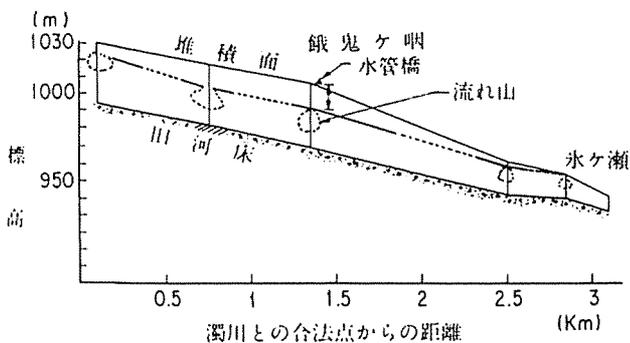


図-5.3 王滝川土砂堆積縦断面図

第1回目以降の土砂流出については、餓鬼ヶ咽での目撃者が避難の途中、濁川と王滝川の合流点付近で、10時30分ごろ、堆積土砂の上をすべるように移動する土砂を目撃しており、これ以降も濁川の方から、土砂流下の音が聞こえたと言っている。10時30分ごろに目撃したものは、壁土状で合流点付近の屋根を乗り越えており、この土砂流下は先に述べた泥流ではなく、水分の少ない土砂流下であったと思われる。

この後、11時30分ごろテレビ局が王滝川の濁川合流

点から氷ヶ瀬をビデオ撮影しており、この時ちょうど泥流の一波をとらえている。この映像からはこの泥流以前に別の泥流が流れたかは判然としないが、この時の泥流は濁川から流れて来ているようである。この時、餓鬼ヶ咽の水管付近の堆積面は、既に水管橋位置から、2～3 m下の位置まで上がっていた。

一方、鈴ヶ沢筋では、鈴ヶ沢下流部で8時55分ごろに最初の土砂流出が目撃されている(図-5.1参照)。その後さらに下流の流路工で、午後2時ごろまで数回ないし、十数回にわたって、多くの人々によって、泥流の流下が確認されている。証言によると第1回目の流出は水分の少ない形態の流出と思われる。この後の土砂流下は、泥流状のものと思われる。12時ごろにテレビ局が撮影した鈴ヶ沢の土砂流下は泥流であり、この時、既に泥流通過の痕跡が見られた。

また、中股沢を流下した土砂は、東股との合流点より上流で停止、堆積しており、鈴ヶ沢には達していない。土砂は水分の少ない状態であった。

3. 土砂流出特性

ここでは、御岳崩れに伴う土砂流下現象が、どのような特徴をもっていたかを述べることにする。

3.1 侵食・堆積量

まず、御岳崩れに伴う土砂の侵食・堆積量を図-5.4に示す。伝上川では、大崩壊部での、3,400万 m³の他に

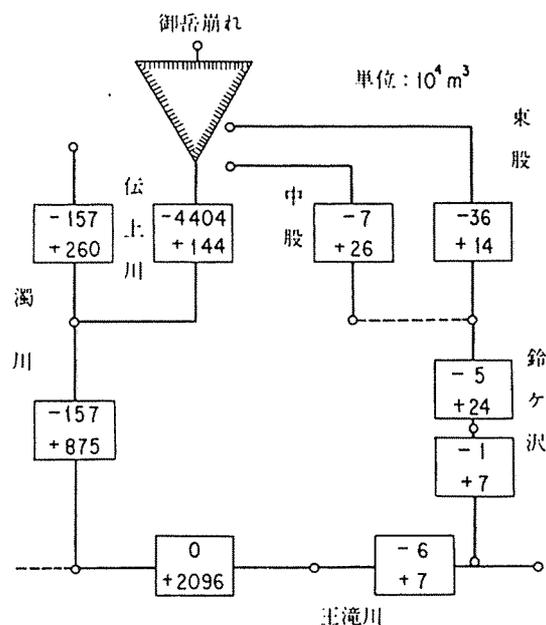


図-5.4 堆積、侵食量

も1,000万 m³近くの侵食が生じており、ほぼ侵食区間となっている。濁川上流部は、尾根をあふれ出て流入した土砂等により、堆積と侵食が生じているが、濁川下流部は堆積量が侵食量を圧倒的に上まわっている。王滝川本川では、水ヶ瀬までの区間で2,100万 m³の堆積が生じており、水ヶ瀬より下流では、堆積は少ない。また鈴ヶ沢筋では、上流部が侵食傾向であり、中下流部では堆積傾向となっているが、量的には少ない。

これらのことから、次のように土砂の流下についてまとめられる。御岳崩れに伴って生じた崩壊土砂は、そのほとんどが、伝上川筋を流れ下り、伝上川では侵食をしながら、また濁川では堆積しながら流れ下ったが、大部分の土砂は王滝川まで達し、水ヶ瀬までの区間に堆積した。規模としては数千万 m³の大規模な土砂移動現象であった。また、この図において、王滝川下流には多くの土砂が流出していないものとして土砂収支計算を行うと、1320万 m³侵食量の方が多くなるが、これらについては、3.8土質調査の項で述べることにする。

3.2 河床縦断形及び河床変動

崩壊部から伝上川、王滝川に至る、土砂流下前後の河床縦断を図-5.5に示した。崩壊頭部から標高差で約1620m、水平距離で13,200m流下して、王滝川水ヶ瀬地区に達している。縦断形として、崩壊部では、平均27°という勾配であるが、流下部の伝上川、濁川は、それぞれ平均勾配7°及び4°というように通常の土石流

流下の際に比べると緩い勾配となっている。さらに、王滝川では平均勾配1°という緩勾配であるが、土砂は3 km 以上も流れ下っている。

伝上川での侵食深は、上流部で10~20mであり、下流部で1~10mとなっており、図にはないが伝上川合流前では0~14mの上昇となっている。王滝川では、水ヶ瀬地区までは土砂が著しく堆積しており、多い所で30~40mの河床上昇となっている。水ヶ瀬に近づくと、堆積厚は小さくなっている。

以上のことから、特徴付けられることは、通常の土石流に比べて緩い勾配で長い距離を流下したということ及び濁川から急に堆積傾向に転じているということがあげられる。

鈴ヶ沢筋の河床縦断図を図-5.6に示した。鈴ヶ沢筋での侵食高堆積高はいずれも最大で3~4 mと小さいため、図には現われない。鈴ヶ沢についても、中下流部は、緩勾配となっているが、下流部に及んだ土砂流出のほとんどは、泥流状のものであったということで、従来の現象の範囲で説明がつく。水分の少ない土砂流出については、痕跡高の項で述べる。

3.3 等価摩擦係数による評価

崩壊土砂の運動について、痕跡や土質等の議論をする前に、単純化した指標によって、他の大崩壊と比較して今回の現象の特質を把んでおく必要がある。その指標として、従来より等価摩擦係数 H/L (崩壊斜面頂部と崩壊堆積物末端との間の高度差と水平距離との

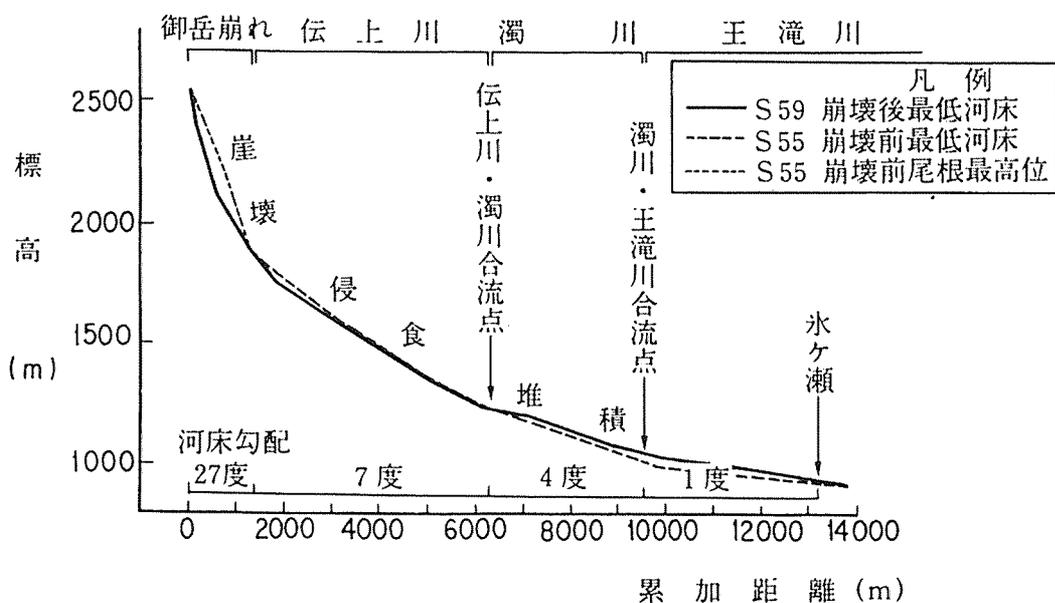


図-5.5 伝上川、濁川、王滝川縦断図

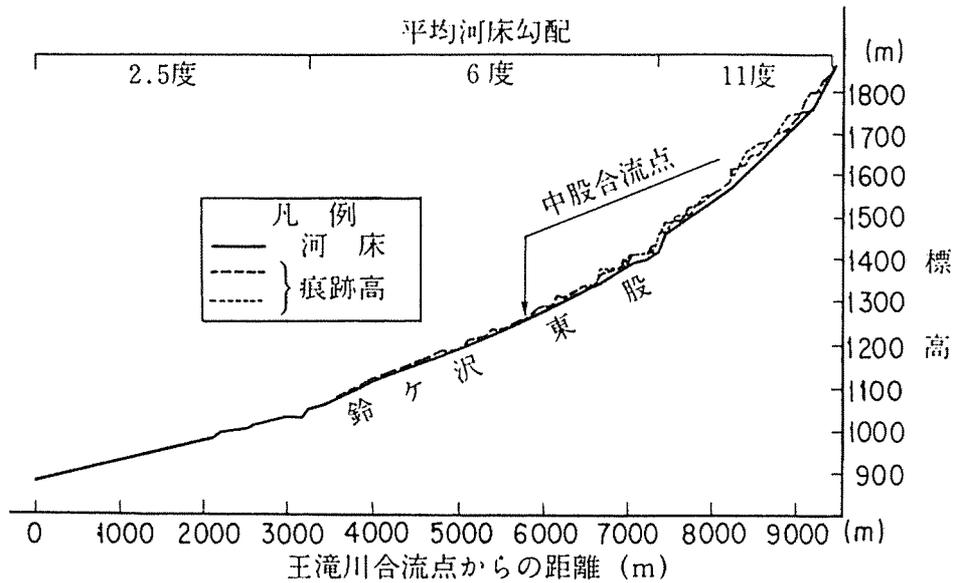


図-5.6 鈴ヶ沢縦断面図

比)が採用されている³⁾。ここでは、町田が整理した、日本及び海外の大崩壊事例⁴⁾に、御岳崩れの例を加え、さらに崩壊土を地質別に再整理して、崩壊物総量(V)とH/Lとの関係を図-5.7に示した。

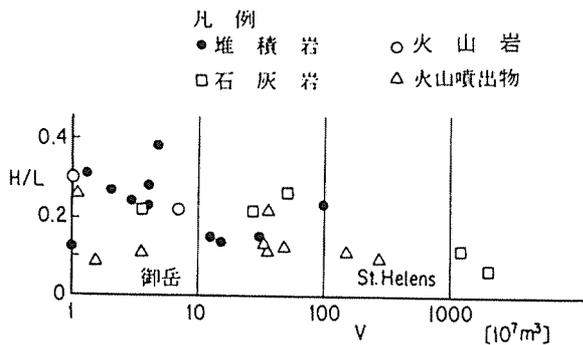


図-5.7 等価摩擦係数と崩壊土量

一般的には、崩壊量(V)が大きいほど、みかけの等価摩擦係数(H/L)が減少することが言われており、この見解に従うと、御岳崩れは同等程度の崩壊量をもつ崩壊に比べて、かなり等価摩擦係数の小さい土砂の運動であったと言える。しかし、今回地質的に分けて表わしたところ崩壊量の関係よりも地質との関連が強く、堆積岩類は相対的にH/Lが大きく、火山噴出物はH/Lが小さい値となっていることが判った。特に、火山噴出物は、どれも値が0.1前後となっており、流下のし易さは、土質に大きな関りのあることを示唆している。いずれにしろ、御岳崩れの等価摩擦係数は相当小さく、土砂流下の大きな特徴となっている。

3.4 流下速度

土砂流出実態で述べた、目撃者の土砂流出確認時刻から判る範囲で土砂流下の速度を示す。まず、王滝川 餓鬼ヶ咽付近で8時56分に土砂が通過したことから、御岳崩れが地震発生と同時の8時48分50秒に起きたとし、土砂の流下開始地点を崩壊部下端とすると、餓鬼ヶ咽までの土砂流下平均速度は、約23m/sとなる。また、王滝川・氷ヶ瀬地区に土砂が流入して来た時間が9時ないし、9時5分ということから、餓鬼ヶ咽～氷ヶ瀬の平均速度は、4 m/secないし7 m/secとなる。

餓鬼ヶ咽までの平均速度は、日本及び海外の大規模崩壊で速度の推定できるものと比較すると、遅い速度の部類に属するようである。ペルー、Huasharán (1970)での崩壊に伴う土砂流下速度は、78m/sec～111m/secという報告があり、白馬池稗田山の崩壊(1911)では17m/sec～22m/secという速度が報告されている。

餓鬼ヶ咽～氷ヶ瀬の流下速度は、通常の土石流なみの速度であるが、河床勾配が約1°という緩勾配を考えると、通常の土石流流下現象では考え難い。また、この区間は、狭窄部と拡幅部が連続する所で、実際の土砂の動きは、相当複雑だったことも予想される。

一方、鈴ヶ沢筋での土砂流下速度は、流下開始地点を崩壊部下端とし、鈴ヶ沢中流部の目撃地点(図-5.1参照)通過を8時55分とすると、平均22m/secとなる。また、12時頃、鈴ヶ沢下流部でビデオに収録され

た、泥流の速度は、6～10m/secであった。

3.5 土砂流下痕跡

土砂流下痕跡として、まず、土砂が流下する際に、谷壁の植生や土壌を剥ぎ取ることによって残った流下痕跡最高位について述べる。濁川について明らかに、土砂流下によって剥ぎ取られたと判る、左右岸谷壁の痕跡最高位と航空写真から読み取った最大流れ幅を図-5.8に示した。伝上川では、左右岸を越えて流れた部分が多く、また、土砂流下も、時間的に遅れて流れた部分もあり、複雑なことから、ここでは、濁川について取り上げた。

図-5.8から、伝上川合流後の最高位は旧河床から約100mに達する所もあり、最低の高さでも50m程度となっていることが読み取ることができ、土砂流下の規模の大きさが、うかがい知れる。また、流れの幅が狭くなる狭窄部で痕跡位が高くなる傾向が読み取ることができ、塞き上げのような現象があったと思われる。この現象が、最も顕著であるのは、伝上川合流点付近で、特に痕跡が高いのは右岸側で塞き上げの影響が上流に及んでいる。これは、伝上川から流れて来た主流が塞き上げを起こし、濁川上流部にも土砂が流れ込んだもので、濁川上流部の痕跡位の高い部分は、伝上川から尾根を起えて来た土砂が濁川左岸から流入した勢いで、濁川右岸にかけ上がった跡である。また、痕跡高のない部分は谷壁の崩壊により、痕跡高の不明な

部分である。

鈴ヶ沢筋の痕跡高は、先の図-5.6に示してあり、上流部で、20～40m、中流部で10m以下となっている。痕跡高は標高1,300m付近で、急に低くなっており、この付近で土砂が一旦堆積したことが考えられる。

その他の重要な痕跡資料として、痕跡最高付近の樹木に泥の飛沫が確認できた部分があり、図-5.9にその位置を示した。これは、土砂の流下に水が介在していたことを示唆するものであり、せん断面の上部にも泥の関与があったことを示している。特に、濁川と伝上川の合流点左岸について詳しく調査した結果、泥の飛沫

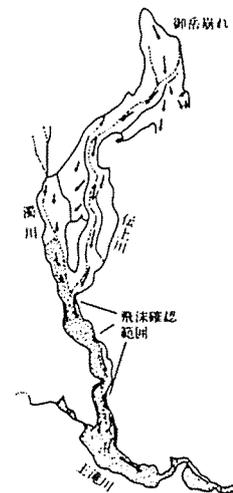


図-5.9 泥飛沫確認位置

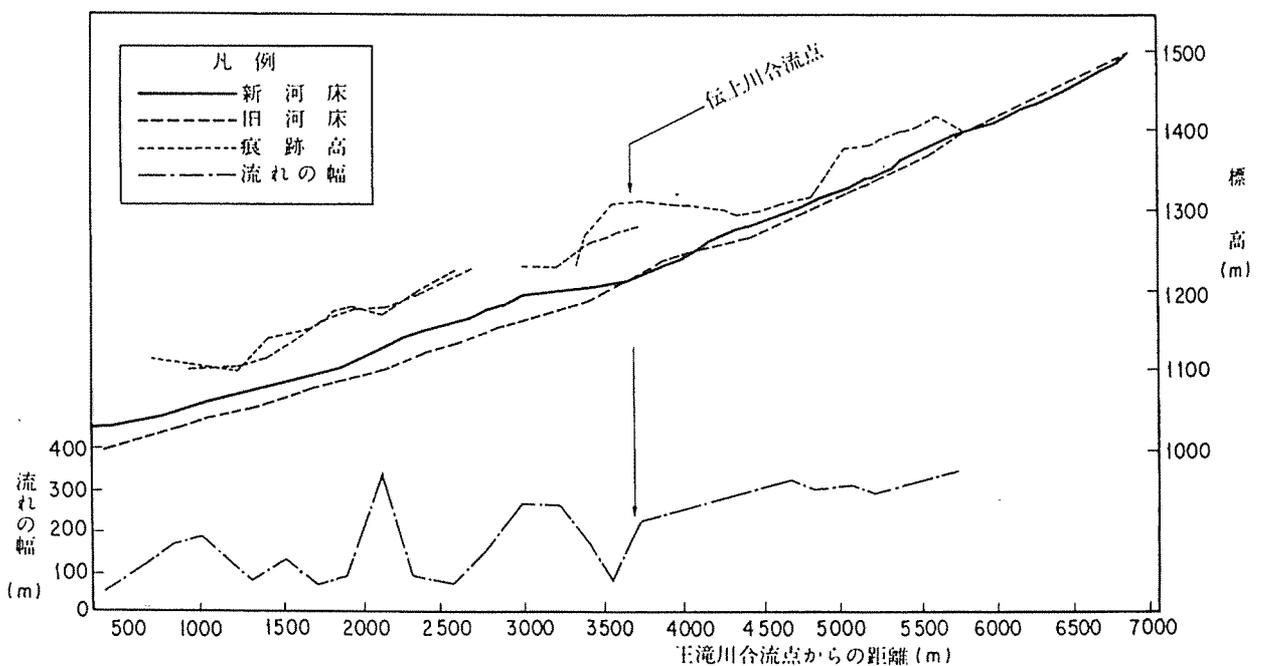


図-5.8 濁川河床、流下痕跡高、流れの幅縦断面図

は、植生が残っている痕跡最高位から5 m 以上も上部まで確認され、泥の飛んだ方向は、流下方向と直角の左岸方向であった。また、倒木も同じように左岸の尾根方向に倒れており、塞き上げの起こった部分では流れと直角方向に力の加わったことが考えられる。濁川下流部分でも、倒木方向が流れ方向と直角の部分が、いくつか確認されている。

3.6 堆積物表面の状況

最も上流域で顕著な堆積が生じたのは、伝上川から尾根を超えて土砂が流れ込んだ、濁川上流域である。堆積面に見られる特徴は、谷の流れ方向に直交する。しわ状のリッジ群である。比高は1~2 m であり、溶岩流末端に見られるプレッシャーリッジに酷似している。このリッジ群は、先に述べた、伝上川と濁川の合流点直後の狭窄部で、塞き上げにより押し上がった部分をそれより上流の部分に区別できるが、構成物の差はないと思われる。土砂堆積面は、比較的水分が少なく、細かい凹凸のある状況で、土砂は平均で10~15cm、大きいもので80cm 程度の破碎された溶片や火山角レキ岩を含む、土壤質のものから成っており、無層理である。流れ山は、塞き上げによる部分に、長さ10~20cm のものが数個、上流部に、数 cm の長さのものが10個程度ある。濁川上流の上流側半分は、後続泥流の堆積物に覆われている。

伝上川には堆積物は少ない。

伝上川との合流点より下流の濁川では、狭窄部と拡幅部が連続する区間で、狭窄部の土砂堆積表面は、航空写真の撮られた9月21日時点では、ほとんど全面、自然による流水の侵食を受けて新しい河床となっており、堆積当時の状況はわからない。拡幅部でも中央は新河床が形成されているが、新河床の左右岸に泥流堆積物があり、残りの部分に比較的水分の少ない土砂と流れ山が分布している。この比較的水分の少ない土砂とは、先に述べた濁川上流部の土砂と同様、水の飽和した形跡がなく、自然含水比状態の土砂である。この土砂の堆積表面は、1 m 前後の起伏があるものの総じて平滑である。伝上川合流点下流の狭窄部付近で、治山ダム建設のため、床掘りが行なわれていた際5 m 下までの堆積層が観察でき、これによると、その層相は5 m 下まで比較的水分の少ない土砂の堆積と同様の構造のものが、連続して分布しており、一連の流下土砂であることが明らかとなった。この部分の表面は航空写真からは新河床となっていることから、泥流の流下及び新河床の形成以前は、土砂堆積表面全体が、比

較的水分の少ない土砂と流れ山の堆積だったと考えられる。

王滝川の拡幅部では土砂の堆積に無数のリッジ群が形成されており、比高1 m 前後のしわ状の微高地をつくっている。これは、泥流の堆積物に覆われた部分についても、しわ状のうねりを残していることから、泥流到達以前には、ほとんど全面にこのリッジ群があったと思われる。この堆積物は、濁川でみられた比較的水分の少ない土砂と同様である。溶岩片の最大径は2 m 程度であるが、平均的には、10cm 程度のものが多い。このリッジを作る土砂の中に、長さ10~20m を最大とする流れ山が、散在している。

狭窄部では、泥流による堆積のため、リッジの形状があったかどうかかわからない。流れ山は、水ヶ瀬直上流の狭窄部を経て、水ヶ瀬地区にも一部流れ込んでいいる。水ヶ瀬地区でも、リッジの形成が見られる。

細かいリッジの形成については、一度堆積したものが、不均等に再移動したか、停止する前に不均等な移動があったとが考えられる。

鈴ヶ沢筋の下流では、泥流堆積物がほとんどであるが、標高1,200m~1,300m 付近より上流では、水が飽和していない土砂の堆積が多く見られる。このことは、水分の少ない土砂を主体とした流れが、この付近で一旦堆積したという、痕跡調査結果を裏付ける材料となる。流れ山は認められない。

3.7 流れ山及び王滝川ボーリング調査

今回の堆積土砂の中で見られる流れ山は、数 m~数10m に達するブロックで、内部構造が破壊されることなく、元の地山の構造を残したものである。流れ山の主堆積域となった所は、伝上川合流点以下の濁川から王滝川の水ヶ瀬に至るまでの間で、表面に見えるものの分布の特徴を図-5.10に示した。およそ200m 区間毎の流れ山の最大長さと個数を示した。最大規模の流れ山は、伝上川合流点下流の濁川に存在し、王滝川に近づくにつれて、規模は小さくなっている。流れ山の存在しない部分は、狭窄部であり、拡幅部に集中して流れ山が堆積していることから、狭窄部の影響で流れ山が堆積していることがわかる。流れ山の構造はいずれも元の地山の構造をよく残しているもので、かつ、人の手で触れても簡単に崩れるような、非常に崩れ易いものである。崩壊源より、数 km ないし、10数 km 流下した崩れ易い土砂がオリジナルな組織を残していることは、土砂流下断面のうち混合作用の少なかった部分があったことが予想される。王滝川については、堆

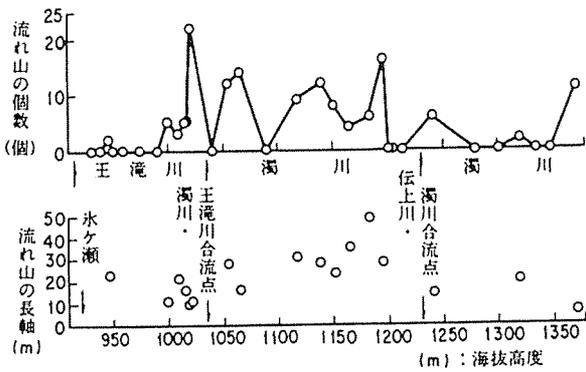


図-5.10 流れ山分布図

積土砂の中に相当数埋まっているので、比較はできない。

長野県により王滝川土砂堆積部をボーリングした結果²⁾を図-5.12～図-5.15に、ボーリング位置を図-5.11

に示した。横断図は空中横断測量によるものである。この図から、堆積土砂の中に流れ山が埋まっていることが判るが、これは、図-5.3で説明したように、王滝川への土砂流出が複数回にわたって、行なわれたことによるものと考えられる。また、図に示した以外にもB-10, B-12でも土砂堆積の中に流れ山が認められたことから、地下に埋まっている流れ山の数は非常に多いものと思われる。流れ山は、流下土砂の上部に乗って流下したものと思われる。

流れ山以外の部分の構成は、最大100cm程度、多くは2～30cm径の角礫と砂質土からなっており、全体はルーズである。層状は呈しておらず、全体がほぼ均一に見え、数回にわたったと推定される土砂流出のせり断層は確認できなかった。また、旧河床と流出土砂の境は明瞭で、旧河床をめくり上げるようなせん断況でなかったものと推定される。

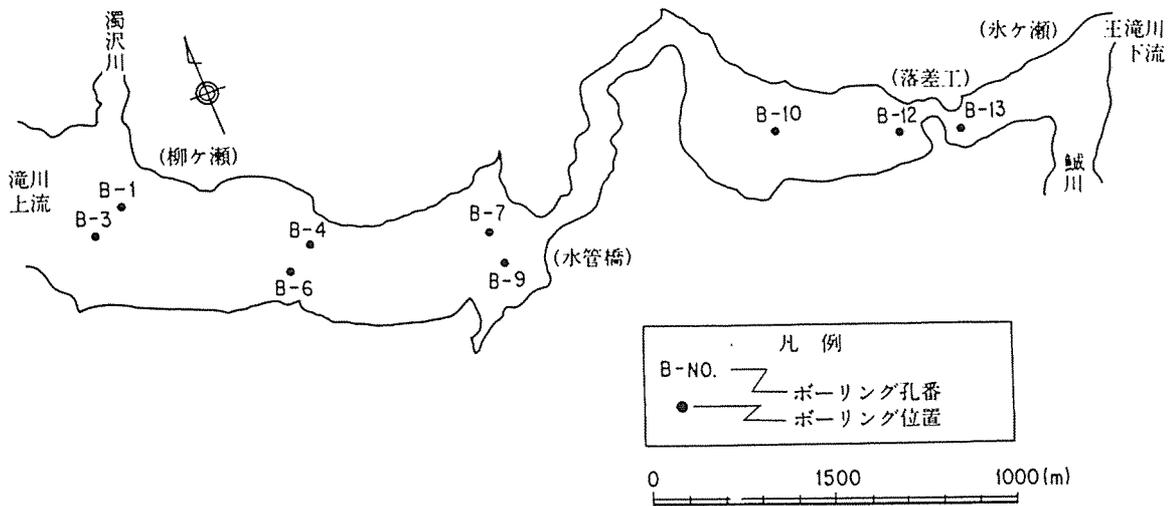


図-5.11 ボーリング位置図

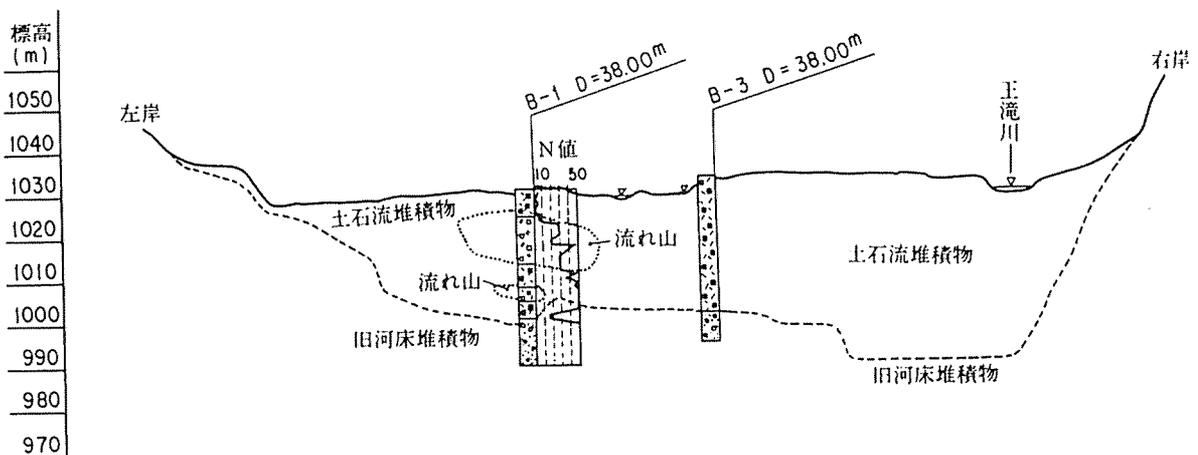


図-5.12 王滝川堆積横断図(1)

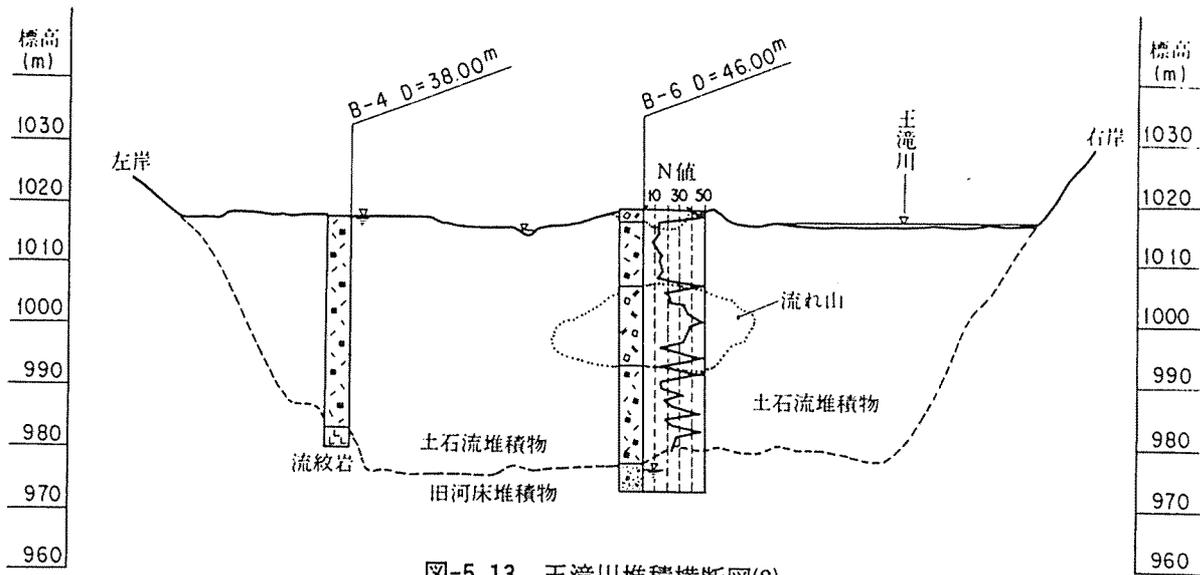


図-5.13 王滝川堆積横断面(2)

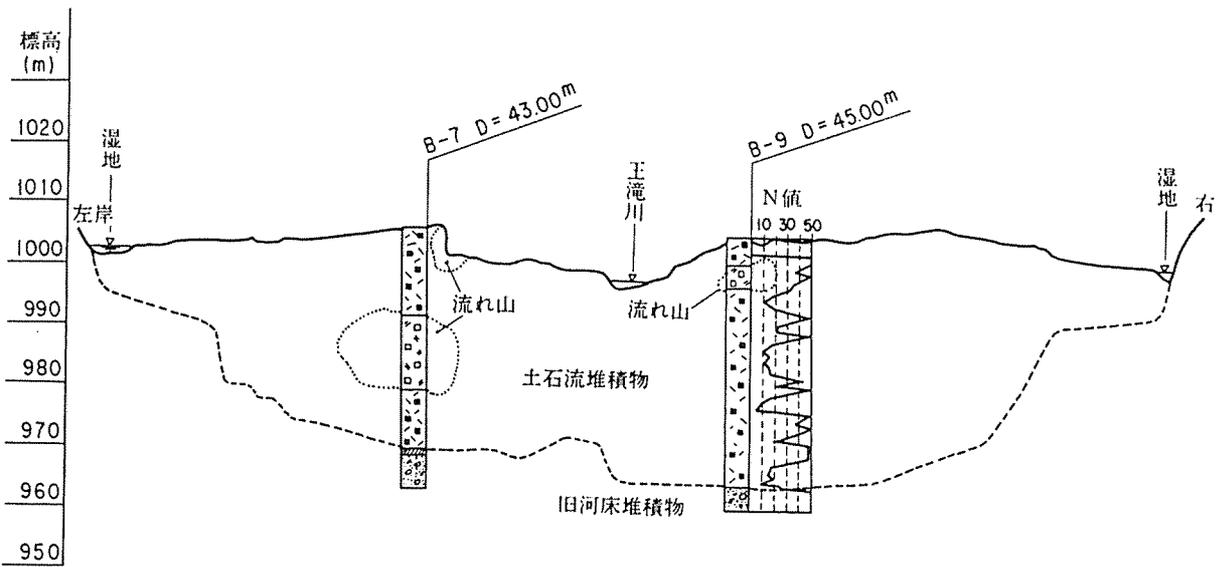


図-5.14 王滝川堆積横断面(3)

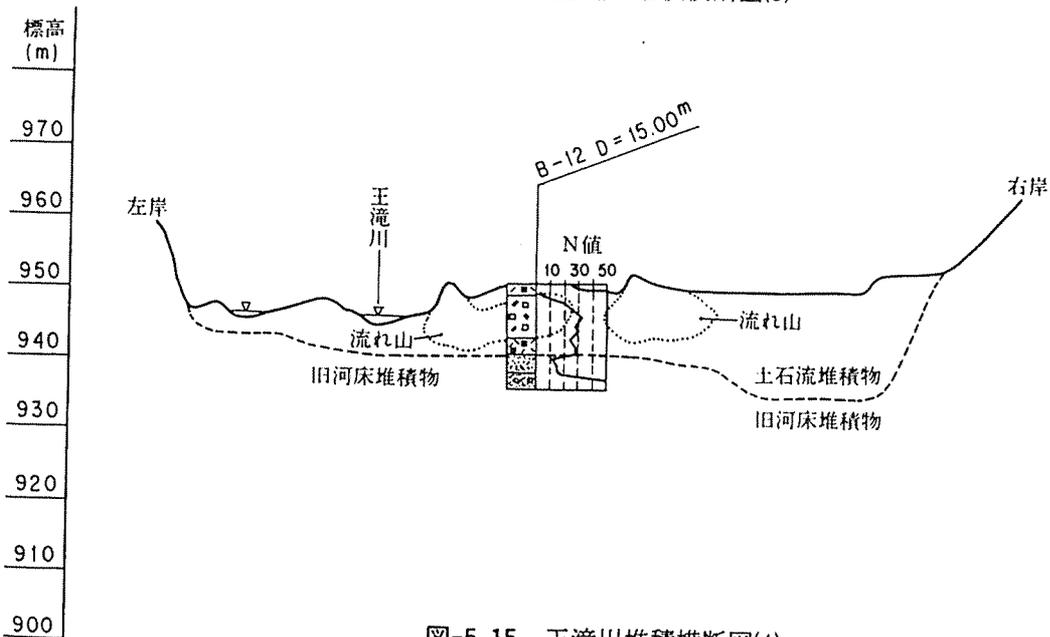


図-5.15 王滝川堆積横断面(4)

3.8 土質調査

最初に、3.1侵食・堆積量の項で、問題を提起した、土砂収支計算結果が、1,320万 m³侵食量の方が多くなる点について述べる。王滝川で、堆積量を測定した区域の下流に流出した量については、地震当日以降、多くの雨は降っておらず、多くとも数10万 m³と考えられ、侵食量の方が多いという原因は崩壊土砂の体積減少が考えられる。通例では、崩壊量より堆積量の方が多くなるのが考えられるが、火山性の地質で、空隙率が崩壊前より崩壊後の方が小さい場合の報告があることから今回、図-5.16に示した地点で土砂を採取し、その空隙率を調べてみた。その調査結果を表-5.1に整理した。地点1は、崩壊部脇の地山であり、地点2は、元の地山の組織をよく残している流れ山があるが、他の堆積物に比べて空隙率が大きいことがわかる。また水の飽和した泥流堆積物である。地点7の土砂は一段と空隙率が小さい。このことから、堆積土砂の体積減少は、御岳山の土質特性によるものと考えられる。

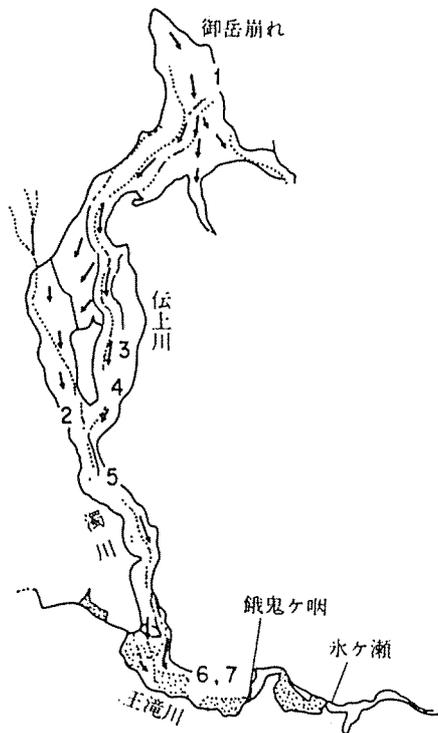


図-5.16 土砂採取位置図

次に、図-5.17に、地点2, 3, 5, 7で採取した土砂の粒度分布を示した。この図より、流れ山以外は、同じ粒度分布の傾向を示し、流れ山のみ、細粒分の多い傾向であることがわかる。これは、流れ山以外の堆積物は、火山噴出物や溶岩が混合されたものでできて

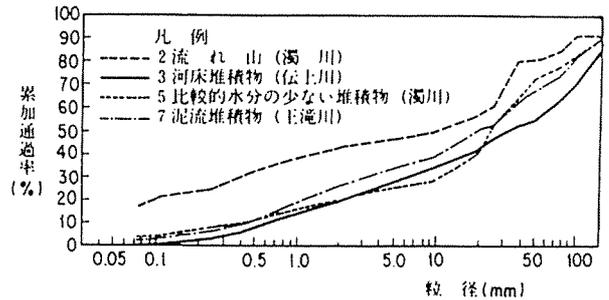


図-5.17 採取土砂粒度分布

表-5.1 採取土砂の比重と間げき率

番号	比重	間げき率	採取地状況
1	—	0.62	崩壊地近隣の地山(崩壊部)
2	2.80	0.47	流れ山(濁川)
3	2.78	0.41	河床堆積物(伝上川)
4	—	0.43	〃
5	2.75	0.41	比較的水分の少ない堆積物(濁川)
6	—	0.42	〃 (王滝川)
7	2.79	0.31	泥流堆積物(王滝川)

いる一方、流れ山は元の地山の構成がそのまま残っているため、採取部分により片寄りが出るものと考えられる。王滝川ボーリング調査によって採取された土砂の粒度分布を見ると、流れ山と流れ山以外の堆積物の差はほとんど認められなかった。また土砂の比重については、表-5.1から、流れ山とそれ以外の土砂に差は少ない。このことから、流れ山とそれ以外の土砂は、同じ起源を持つことが考えられる。

王滝川の比較的水分の少ない堆積土砂について基本的性質を知るため、液性限界試験、一面せん断試験(UU)三軸圧縮試験、ペーンせん断試験及び水路流下実験を行った。

液性限界試験は、2 mm以下の材料についてJISA 1205によって実施した。結果は、砂分が多いため、NP(非塑性土)と判断された。自然含水比の状態で落下回数が20回前後であり、水分を少なくすると試料の形が整わない状態であった。試料の自然含水比は16~20%であった。

一面せん断試験は、供試体の含水比を採取時の自然含水比近傍で変化させて、非圧密非排水せん断試験について実施した。結果は図-5.18に示すように含水比に無関係にせん断抵抗角はほぼ一定であるが、自然含水比付近で少し小くなる傾向がある。飽和度は含水比20%程度で100%に近くなる。

三軸圧縮試験は、図-5.19の結果が示すように、含水比の増加に伴い粘着力、せん断抵抗角とも急激に減少

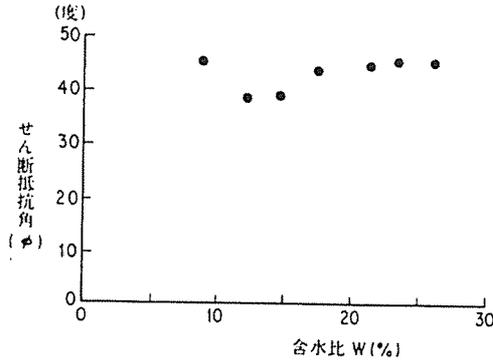


図-5.18 一面せん断試験結果

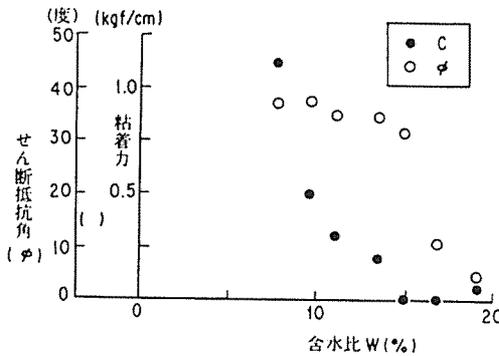


図-5.19 三軸圧縮試験結果

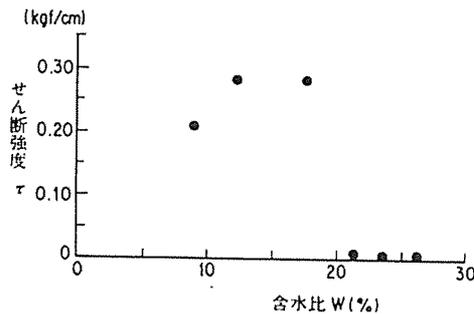


図-5.20 ベーンせん断試験結果

し、含水比15%程度以上では液体のような状態になる。ベーンせん断試験は、直径20cm、高さ40cm、4枚羽のベーンを用いた。せん断強さは、含水比が増加するに従って増加するが、含水比が16%以上になると急激にせん断強さが小さくなり、20%を越えると0となっ

た。(図-5.20参照)

水路実験は、粒径10mm以下の材料について、3、7、15 lの乾燥した土砂をバケツにとり、これに土の体積の100%までの水を加えて、土石なだれの流下した濁川の平均勾配である12.2度の勾配をもつ幅20cmの水路内に投入し、その運動を追跡した。その結果、含水比11.6%では流動化せず、20%では流動化することがわかった。

液性限界以下の土質試験についてまとめてみると、堆積土砂は自然含水比の18%程度で、容易に流動化することがわかった。含水比18%は体積土砂濃度に換算すると約30%である。材料は少ない水分で流動化することはわかったが、それが何に起因しているかは明らかにできなかった。今後、試験方法の開発も含めて検討してゆきたい。

3.9 降雨状況

地震当日から一週間前までの降雨状況を表-5.2にまとめた。観測所位置は、図-5.2に示した。5日前に相当まとまった降雨があったが、当日の累加雨量は多いとは言えない。このことから、当日の流量は多くはなかったと思われるが、5日前の雨が、地表下に溜っており、これが土砂流出に影響した可能性は十分考えられる。

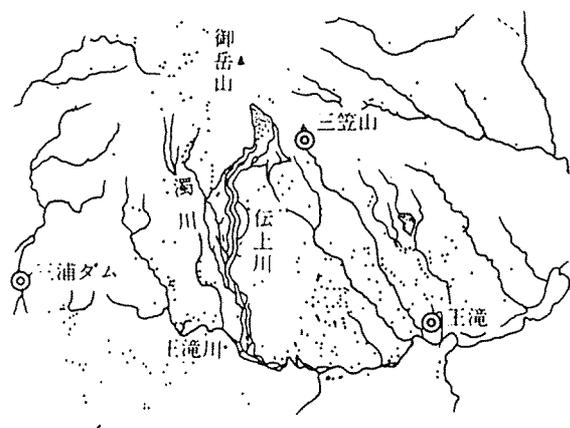


図-5.21 雨量観測所位置

表-5.2 災害前降雨量

単位：mm

雨量観測所	9月7日	8日	9日	10日	11日	12日	13日	14日 (0:00~8:00)	合計
御岳山(三笠山)	0	0	119	10	1	0	1	27	158
三浦ダム	0	1	80	3	3	0	0	24	110
王滝	0	0	27	2	0	0	0	20	49

4. まとめ

御岳崩れに伴う土砂流出は規模が著しく大きかったこと、地震に起因して発生したため十分に水分が無かったこと等の条件により、通常の土石流とは異った特徴を有していた。最も特徴的なことは、河床勾配が 4° 以下の緩勾配区間を6 kmも流下したことである。すなわち、見かけの摩擦が非常に小さい性質を持っていたことである。この特徴は通常の土石流では考えられないことであるが、世界各地で起きた大規模な土砂流出を等価摩擦係数で評価した場で論じると、この土砂流出は、等価摩擦係数の小さい部類に属するものの、突出して小さい訳ではなく他の大規模土砂流出と類似した現象であると考えられる。ただし、同程度の規模の土砂流出と比較すると飛び抜けて等価摩擦係数が小さいが、地質別に整理した場合の火山噴出物を材料とした大規模土砂流出のグループ総じて摩擦係数は小さく、御岳崩れもこのグループとして説明できるものと考えられる。そこで、構成材料である流出土砂の土質試験を行った。その結果、流出土砂は自然含水比18%程度で容易に流動化する特徴が認められたが、このことと等価摩擦係数が小さいということとを結びつける説明は現在のところできていない。他の大規模土砂流出における材料の性質を調査することを含め、材料と等価摩擦係数の関係を説明することは今後の課題である。流下痕跡調査では、痕跡高が狭窄部上流で高くなっていることが確認され、塞き上げに似た現象が生じたことが推察された。また、流下痕跡最高位付近の樹木に泥の飛沫が確認できたことから、土砂流下時

に泥が存在したことが明らかになり、泥の痕跡の確認された箇所より下流では水の介在した土砂流下であったと考えられる。また、流下速度については、崩壊源から約10km流れ下った王滝川の狭窄部餓鬼ヶ咽までは平均23m/sec、餓鬼ヶ咽から下流約1.5kmの水ヶ瀬地区までは平均3 m/sec～7 m/secの速度だったことが明らかになった。23m/secという速さは、通常の土石流の速さを10m/sec前後とすると2～3倍の速さということになるが、通常の土石流では停止してしまう、 4° 以下という勾配も含めた区間の速さであることから、やはり特異な現象と言うことができる。

以上、今回の御岳崩れに伴う土砂流出の特徴を断面的ながらとりまとめるとできたが、見かけの摩擦抵抗の著しく小さいこの土砂移動の機構については、解明するに至っていない。流動機構の解明は、同様な災害に対する対策を検討するにあたって不可欠な要素の一つであり、今後とも研究を進める必要がある。

参 考 文 献

- 1) 建設省多治見工事事務所「昭和59年度土砂災害避難実態調査業務委託報告書」, 昭和60年3月。
- 2) 長野県木曾建設事務所「昭和59年度国補59災河川復旧工事に伴う地質調査」, 昭和60年3月。
- 3) Hsü, K. J., Catastrophic Debris Streams Generated by Rockfalls, Geological Society of American Bulletin, Vol. 86, 1980.
- 4) 町田 洋「巨大崩壊」, 「岩屑流と河床変動」, 地形5巻3号, 1984。

昭和61年3月30日原稿受理

1. 概要

河川・砂防の被害は、御岳くずれ、松越地区の崩壊、滝越地区の崩壊等、大規模な崩壊によるものがほとんどである。これらの崩壊により、河川・砂防施設はもとより、人命、人家まで大きな被害が及んでいる。図-6.1及び表-6.1に、人的被害について示した。突然の災害であったため、逃げる間もなく土砂の下敷になったものと思われる。この他、林道、立木等、林業被害も非常に大きかった。

災害後の崩壊地及び崩壊土砂対策は、河川復旧事業、道路復旧事業によって行われた。

御岳くずれに伴う、伝上川、濁沢川、王滝川の土砂流出に対しては、濁沢川中流部より上流で林野庁の事業、濁沢川下流部で、砂防事業、王滝川は河川災害復

旧事業という区分で対策を行っている。また、王滝川では、天然ダムを水位を下げるための応急復旧工事も行なわれた。

鈴ヶ沢では、上流部で林野庁の事業、下流部で砂防事業という区分になっている。松越地区では、道路復旧事業と地すべり対策事業、滝越地区では、地すべり対策事業によって対策がなされた。

この他、大又川、松草川、溝口川で砂防事業が、下島地区で地すべり対策事業が行われている。

2. 河川の被害と応急対策

2.1 土砂の堆積状況と被害

一級河川王滝川・木曾郡王滝村字柳ヶ瀬から下流ヶ瀬付近にかけて、濁沢川支川伝上川源頭部を発生源とした異常な土石流は、図-6.2にみられるように、王滝川・濁沢川合流点より鯨川合流点付近までの41km区間にわたって、王滝川河道を埋塞した。図-6.3は、被災の前後における平均河床高の縦断形を示したものであって、被災前1/53であった河床勾配は、被災後1/35という極めて急な勾配に変化している。なお、被災前後の航空写真測量に基づき、河道内埋塞土砂量を算

表-6.1 原因別・死者・行方不明者数

原因	死者・行方不明者数
御岳くずれによる土石流 (濁沢川) (王滝川)	15人 (9人) (6人)
松越地区の崩壊	13人
滝越地区の崩壊	1人
計	29人

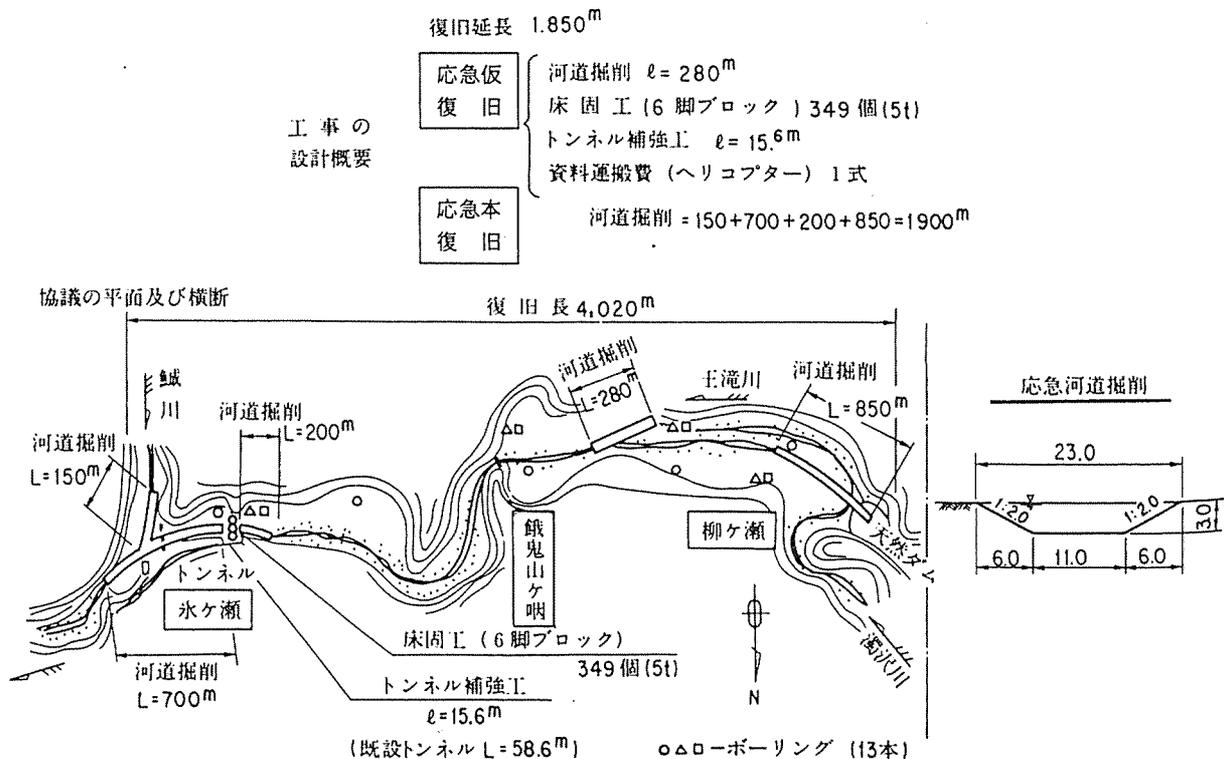


図-6.2 王滝川応急復旧工事概要

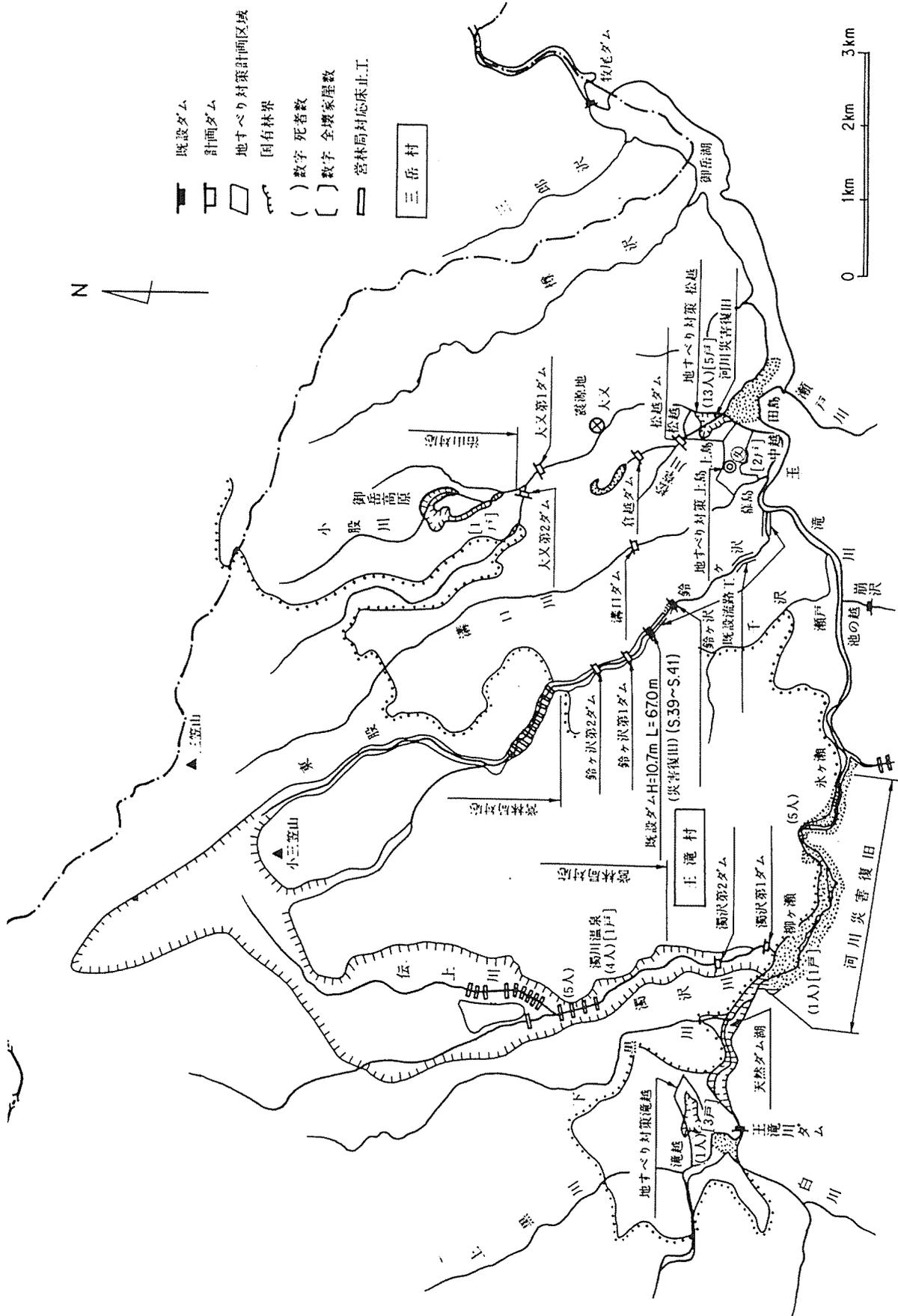


図-6.1 被害状況と河川・砂防・地すべり対策位置

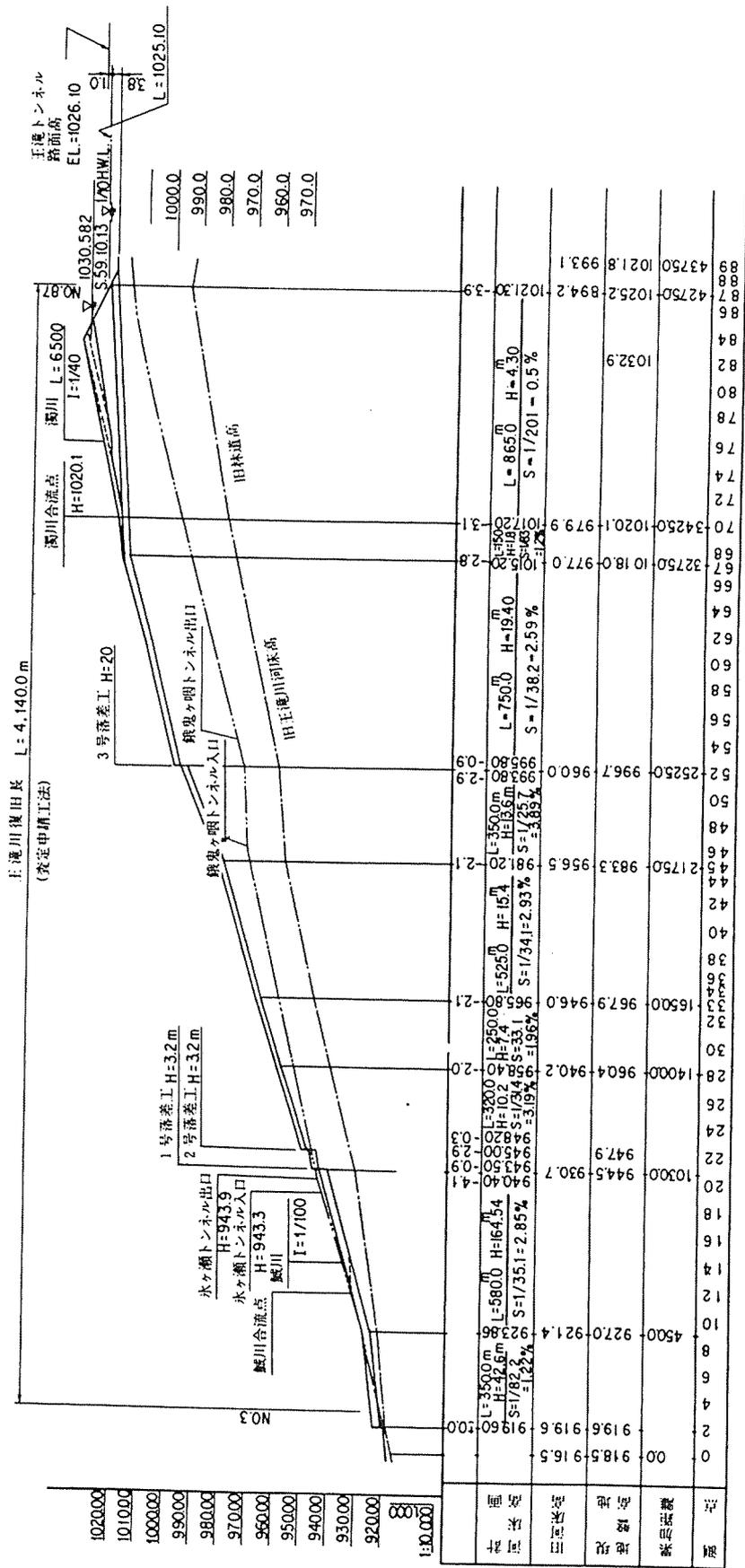


図-6.3 玉滝川本川の災害前後の縦断面図

定すると、約2,100万 m³と推定される。

このような多量の土砂により、柳ヶ瀬地区では本川がせき止められ、湛水延長2.75km、湛水面積0.33 km²、湛水量365万 m³の天然ダムが形成された。一方、下流部では、左岸側の林道王滝線が埋没し、氷ヶ瀬地区では王滝営林署の貯木・宿舍が流出した。さらに、河川施設の被害も甚しく、県工事分9箇所、町村工事分3箇所、計12箇所、金額にして約49億円の被害となっている。

2.2 応急対策

王滝川の氷ヶ瀬から柳ヶ瀬にかけての堆積土砂は、豪雨により再び流出する可能性が高かったため、以下のような応急対策により、埋塞土砂の流出抑制を図ることとなった。まず、埋塞土砂の下流端部（氷ヶ瀬トンネル上流狭窄部）に、5 t六脚ブロック349個を用いて床固め工を1基施工して、土砂の流出を防止した。なお、ブロックの調達にあたっては、県内で保有されていたもののうち、飯田管内で災害復旧工事のために製作されていたものを用いた。また、床固め工の上流200m 区間及び氷ヶ瀬トンネル下流貯木場付近の700m 区間においては、流路の固定を図るため、河道掘削を行い、さらに右支川鯨川においても、合流点付近の長さ180m にわたって掘削を行った。

一方、上流柳ヶ瀬付近においては、天然ダムの下流で長さ850m の掘削を行い、湛水の一部を徐々に流出させ、湛水位の上昇を抑えるとともに、さらに下流の関電水管橋上流区間においても、長さ280m の河道掘削を行った。なお、作業に必要な機械及び資料等の運搬については、陸上からの搬入が困難であったため、ヘリコプターにより空輸した。

氷ヶ瀬地区及び柳ヶ瀬地区における応急対策に要した概算費用は2億7,500万円であり、総掘削量は約100,000m³であった。

3. 王滝川堆積土砂対策

王滝川の氷ヶ瀬から柳ヶ瀬にかけての河道埋塞は、その規模があまりにも大きく、これに係わる災害復旧は、現地状況から原形に復旧することは不適当と判断され、埋塞土の流出防止を前提とした復旧対策、すなわち恒久対策を講ずるため、以下のようにして計画河道の策定を行った。

3.1 基本条件

河道計画策定区間としては、土石流の堆積末端に近い No.3 から天然ダム湖 No.89 の王滝川本川 (L=4,220m)、及び支流・濁沢川の濁沢第1ダムまでの800 m 区間 (No.0 ~ No.16) とする。当核区間を河道特性からいくつかの区間に分割すると、図-6.4 のようになる。計画の高水流量は、図-6.5 に示されるように、三浦ダムの洪水調節効果を見做るとともに、カバー率を80%とした場合の10年確率流量を採用した。ただし、F 区間については、複合断面で30年確率まで流下可能とし、また砂防ダムの設計洪水流量としては、100年確率流量を用いることとした。さらに、河道の粗度係数としては、全区間 $n=0.035$ とした。

一方、改修区間の上流端条件となる天然ダム湖水位は、その上流にある王滝トンネル（道路トンネル）が冠水しない高さに設定しなくてはならない。30年確率洪水に対して不等流計算 ($n=0.035$) を行った結果、王滝トンネル下口の橋高 (1026.1m) - 1m に水位を制限するためには、天然ダム湖水位を1024.0m に設定しなくてはならないことが判明した。したがって、これを改修区間の上流端水位とした。

3.2 基本方針

(1) 砂防ダムと床固工群

流出土砂の調節・貯砂のためには、砂防ダムがもつ

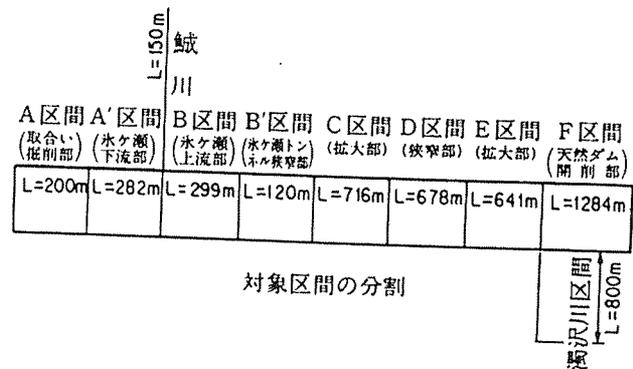


図-6.4 対象区間の分割

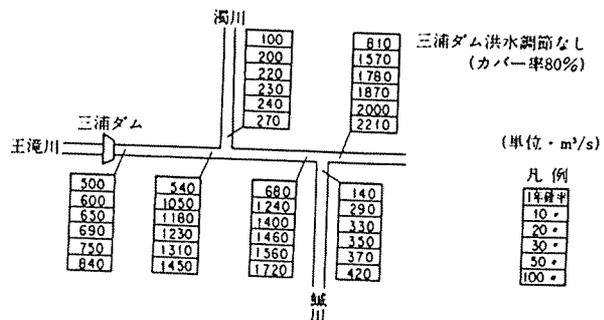


図-6.5 計画高水流量

とも有効であるが、王滝川左岸の道路計画、調節・貯砂効率等の面から、E区間の下流端(No.51+25m)以外に適当な施工箇所は見当たらない。したがって、この地点にのみ高さ $H=10.0\text{m}$ の砂防ダムを計画する。なお、水通しは100年確率洪水を対象に設計し、余裕高は見ないこととした。C区間の谷幅は、最大300mもあり、かなりの土砂調節が期待できる。しかし、道路計画との関連でその下流端に砂防ダムを設置することは困難なため、3基の床固群で土砂調節を図るものとする。なお、水通しは10年確率洪水を対象に設計し、1mの余裕高をみることとした。(余裕高を含めると、100年確率洪水まで流下可能である)。

(2) 流路工

流路工は、各区間の特性を考慮して、兩岸護岸もしくは片岸護岸とし、必要に応じて床固工と帯工(隔壁工)を設ける。なお、計画高水流量は10年確率洪水相当流量とし、余裕高はみないこととするが、F区間については複合断面で30年確率流量まで流下可能とする。

3.3 各区間の考え方

(1) A区間(No.3~No.7, $L=200\text{m}$)

この区間は、上流の計画河道と下流の現況河道とをなめらかに接合するために設けた、いわゆる取合い掘削部である。

(2) A'区間(No.7~No.13, $L=282\text{m}$)

水路底幅を56m、河床勾配を $1/50$ とし、コンクリートブロックの床固工1基($H=0\text{m}$)、帯工3基及び隔壁工2基を設置する。左岸側護岸については、 $1:1.5$ の連結ブロック張り工法とし、右岸側には護岸を設けない。

(3) B区間(No.13~No.19, $L=299\text{m}$)

水路底幅を45m、河床勾配を $1/50$ とし、コンクリートブロックの床固工2基($H=2\text{m}$, 2.4m)と帯工4基とを設ける。護岸については、A区間と同じとする。

(4) B'区間(No.19~No.21+20m, $L=120\text{m}$)

コンクリートブロックの床固工3基($H=2.4\text{m}$, 0m , 3.2m)を連続的に設置し、勾配 $1/50$, $1/70$ の河床はコンクリートブロックの底張り工法とする。

(5) C区間(No.21+20m~No.37+20m, $L=716\text{m}$)

本区間の河床については現況を修正する程度とし、コンクリートブロックの床固工3基($H=3.2\text{m}$, 0m , 0m)を設ける。

(6) D区間(No.37+20m~No.51+25m, $L=678\text{m}$)

水路底幅を45m、河床勾配を $1/70$ とし、コンクリー

トブロックの床固工8基($H=2.0\text{m} \times 7\text{基}$, 0m)を設ける。左岸側にはB区間と同様の護岸を設置する。

(7) E区間(No.51+25m~No.64, $L=641\text{m}$)

No.51+25mに、 $H=10.0\text{m}$ の砂防ダムを設置する。水通しは100年確率洪水($Q=1720\text{m}^3/\text{s}$)、対象に設計し、 $B=45\text{cm}$, $H=4.3\text{m}$, $n=1:1$ とする。

(8) F区間(No.64~No.89, $L=1284\text{m}$)

水路底幅を45m、河床勾配を $1/300$ とするとともに確率 $1/30$ の洪水を流下しうる複合断面とする。

(9) 濁沢川区間(No.0~No.16, $L=800\text{m}$)

水路底幅を40m、河床勾配を $1/27$ とし、隔壁工を6mごとに設置する。

以上の考え方によって作成した計画河道の平面図を示すと、図-6.6のようになる。

4. 現況河道特性

仮水路が築造された後、河道は昭和59年11月洪水($Q=約100\text{m}^3/\text{s}$)と昭和60年融雪洪水を経験してきた。災害後の地質調査、河道地形調査より王滝川が、その後どのように変化してきたかを述べる。

4.1 河床材料

堆積土の粒度や現流路部の河床材料の粒径を調べるため現地粒度試験が行われた。堆積土表面における平均粒径 $2\sim 5\text{mm}$ 、90%径で 100mm を示し、一方、現流路部の河床では平均粒径 200mm 弱、90%粒径で $300\sim 400\text{mm}$ を示し、その後の洪水によって河床構成材料がかなり粗粒化していることがわかる。

4.2 平面形状

天然ダム湖から餓鬼ヶ咽狭窄部入口までの川幅の拡大部については、応急復旧で右岸山沿いに仮水路が設置されたが、王滝川は現在もそれに沿って流れている狭窄部に入った流路は谷法線にあわせて蛇行を繰り返しながら流下し、餓鬼ヶ咽狭窄部出口から水ヶ瀬トンネル地先までの拡大部にいたる。

現在の流路幅はかなりの幅をもっているが、流水は仮水路内を比較的安定して流れている。その幅は平均的にみて 25m 程度である。59年11月洪水($Q=約100\text{m}^3/\text{s}$)によってはこの幅は、大きな変動を生じていない。

4.3 縦断勾配

河床勾配は $1/20\sim 1/70$ の範囲内にあり大部分の

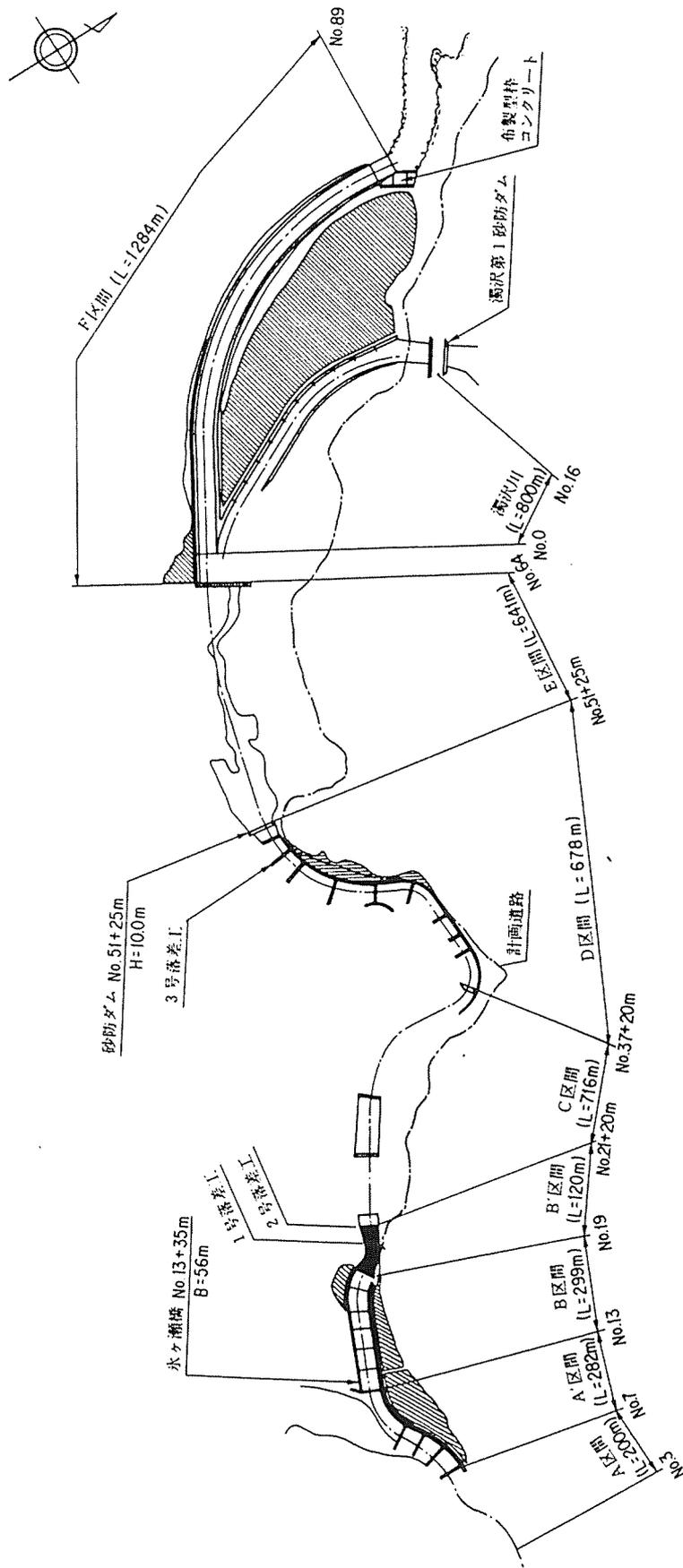


図-6.6 計画平面図

間で1/30~1/40, 平均的にみて1/35である。縦断勾配は図-6.7に示すように川幅拡大部の狭窄部入口に近いところから狭窄部にかけてきつく, 他の区間でゆるい。この河床勾配(I=1/35)は平均的にみて, 災害直後の勾配からほとんど変化しておらず, 昭和59年洪水を経験して, ほぼ静的平均勾配に達している。

4.4 河床変動

当該区間の谷幅全体にわたり図-6.8に示す7地点で横断測量が行われ, 河床変動が調査された。横断図を

図-6.9に示す。濁沢川合流点付近 (No.6, 7) は, 災害後も堆積傾向を示し, 濁沢川上流域に堆積した崩壊土が, 洪水によって徐々に運び出されている。その下流 (No.5) から餓鬼ヶ咽狭窄部 (No.4) では洗掘傾向を示し, 餓鬼ヶ咽狭窄部出口付近の川幅拡大部 (No.3) にその洗掘土砂が堆積している。

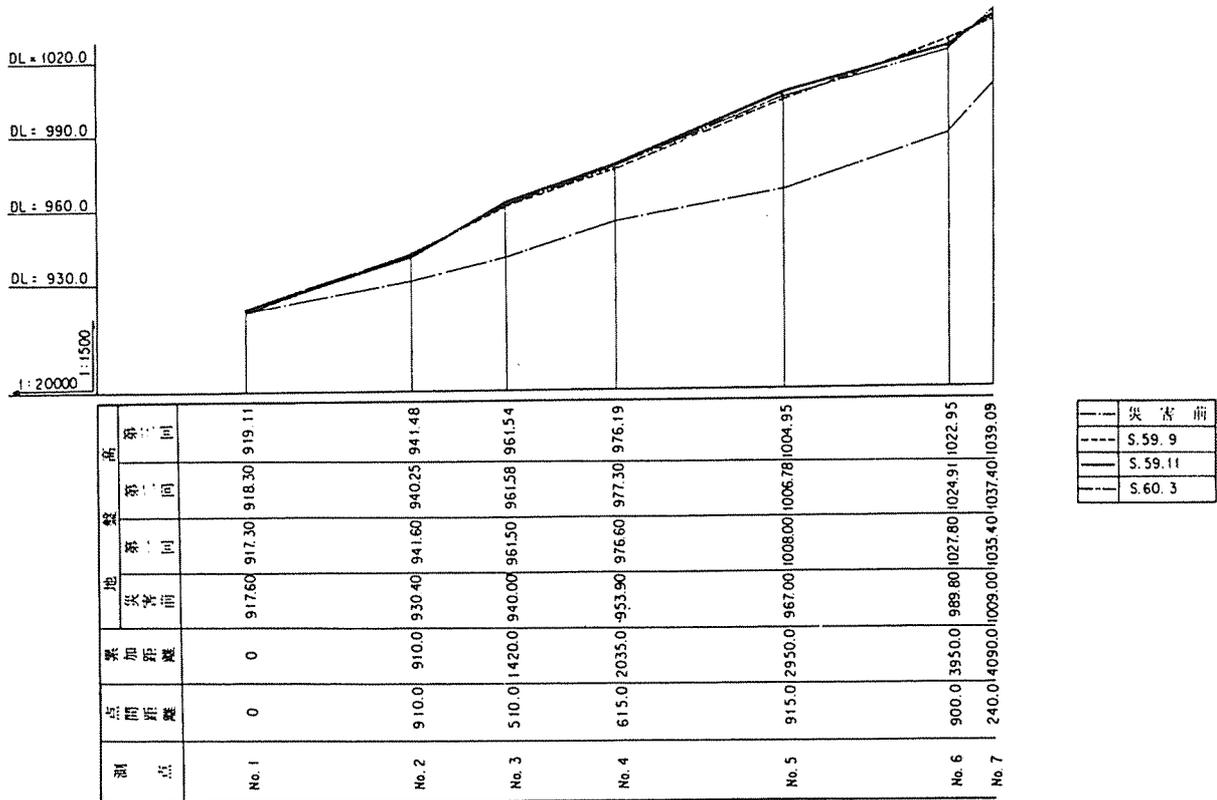


図-6.7 王滝川現況縦断図

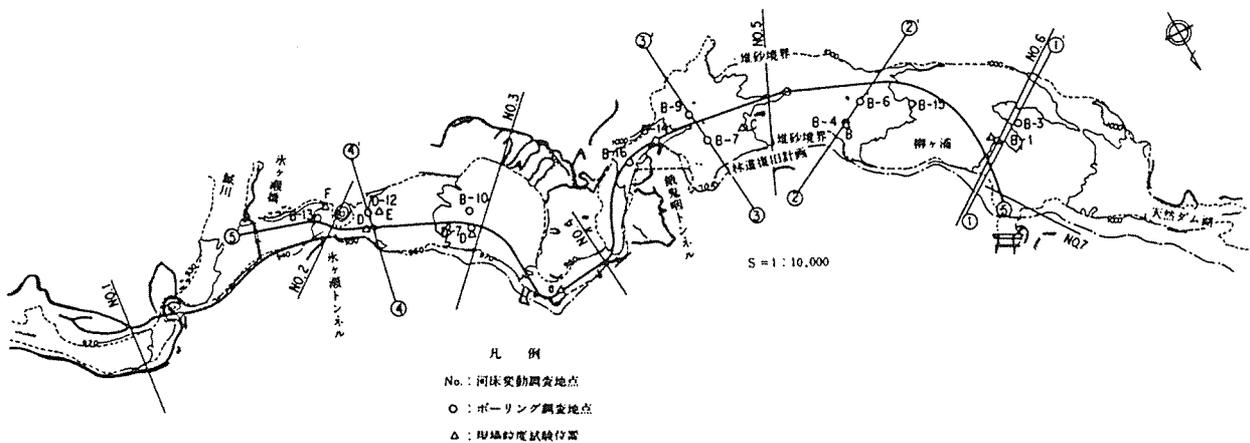


図-6.8 河床変動および地質の調査位置

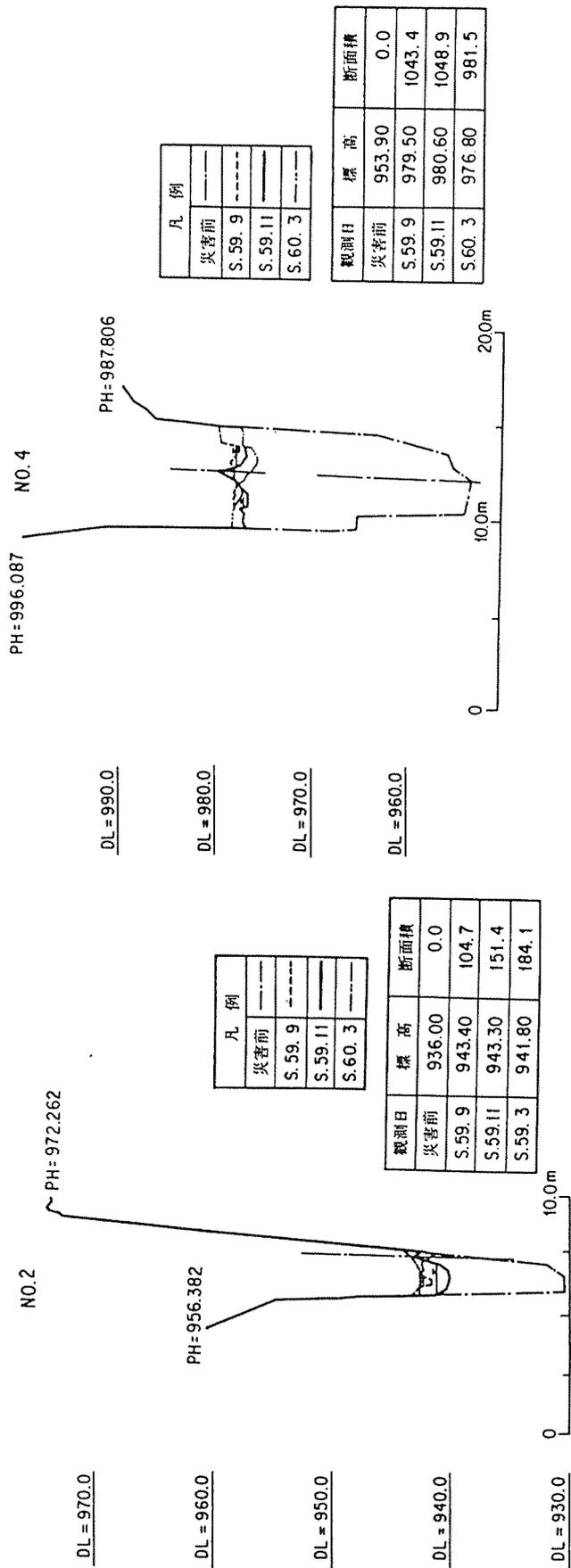
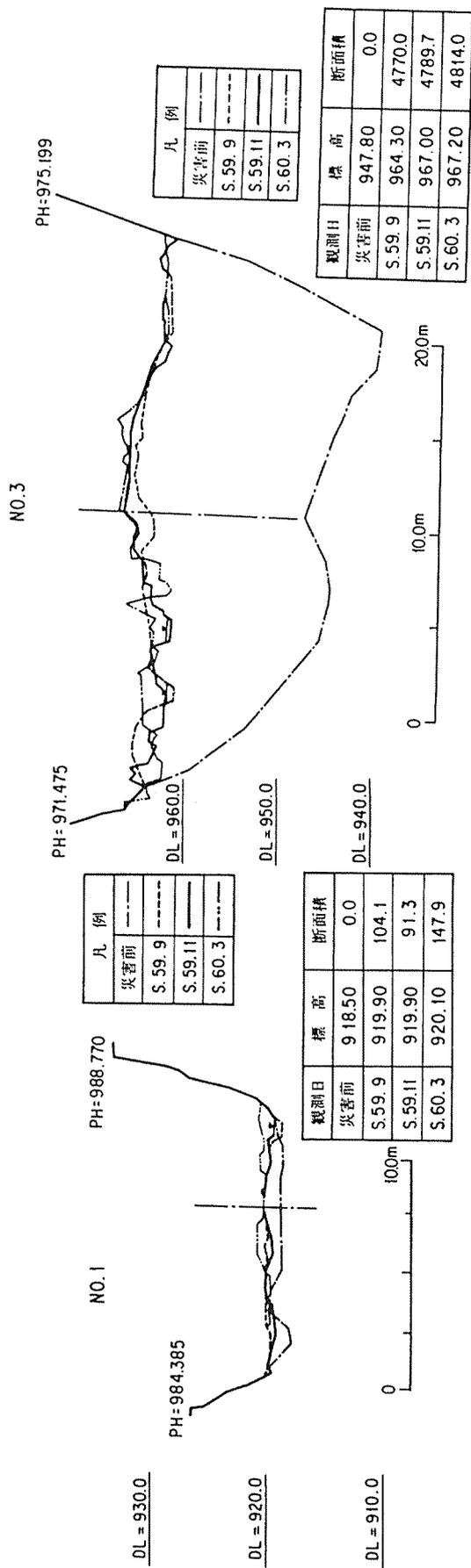


図-6.9(1) 王滝川現況横断面図

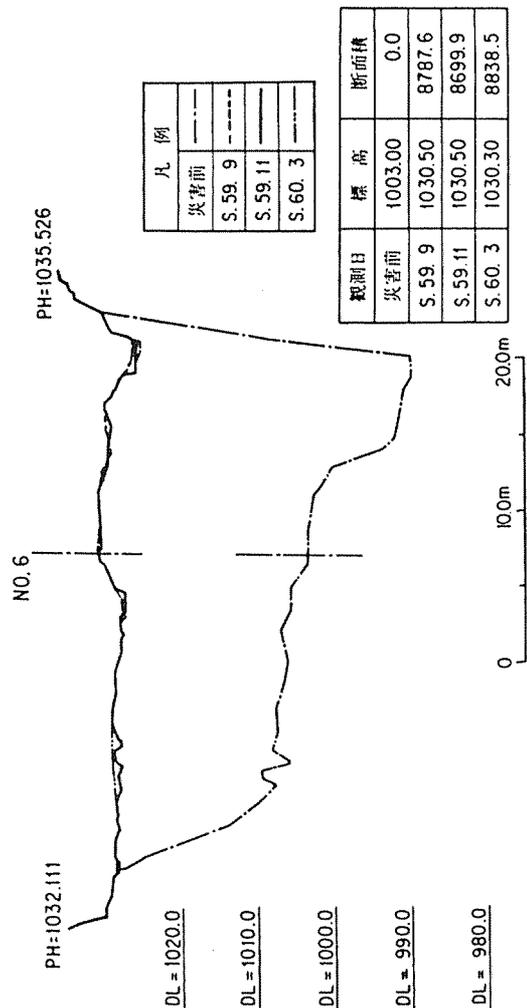
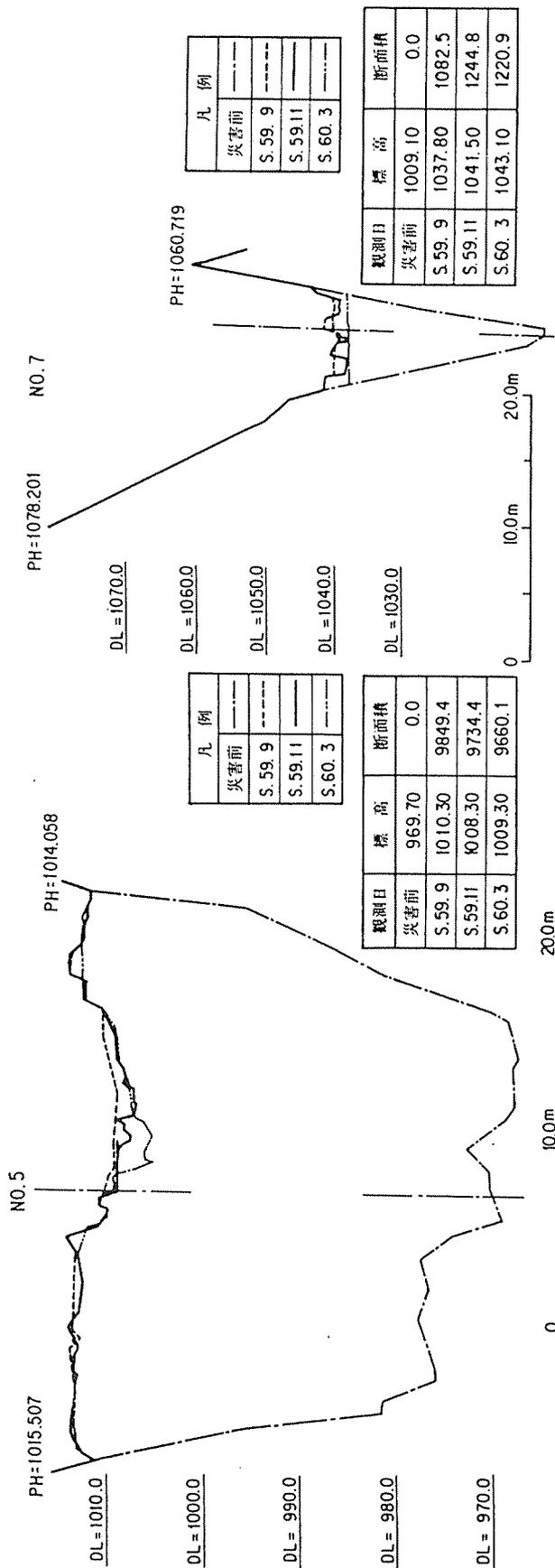


図-6-9(2) 宇治川埋没地断面図

5. 砂防の被害

5.1 施設の被害

地震の起きた時に、王滝村内にあった砂防施設は、鈴ヶ沢にある、2基の砂防ダム（九蔵上流砂防ダム：H=5.5m, L=80.0m, 九蔵下流砂防ダム：H=5.5m, L=50.0m）と流路工であった。これらの施設には、地震動による直接の被害は見当たらない。しかしながら、鈴ヶ沢に沿って流れ下った泥流によって、ダム袖部の損傷、摩耗が生じた（図-6.10参照）。

鈴ヶ沢までの泥流の流出は10数回にわたっており、1m程度の巨石や流木を含んで、そのほとんどは、王滝川まで流下している。九蔵上流砂防ダムは、上流から流下して来る泥流を中流域で最初に受け止めた横断構造物で、泥流による衝撃破壊も大きく、左岸袖部を大きく破損するとともに、前庭部左岸側壁にも損傷を生じた。（写真-6.1, 図-6.10参照）九蔵上流砂防ダム付近での目撃者の証言を総合すると地震後10分から15分後の第1回目の泥流は、ダム貯砂域で相当減勢され、ダムを越えた土砂は、ダム直下流で停止堆積した。また、地震後20分から25分頃の第2回目の泥流の流出は、最大規模のもので、九蔵流ダム直下流の橋を流出させたということになる。このことから、おそらく、九蔵上流砂防ダムは、第1回目の泥流に対しては、その空

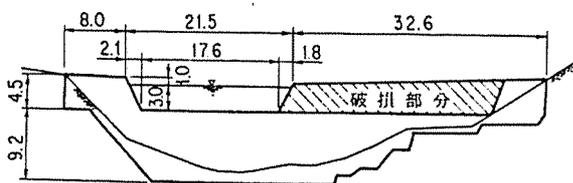


図-6.10 袖部の被損した九蔵上流砂防ダム本堤

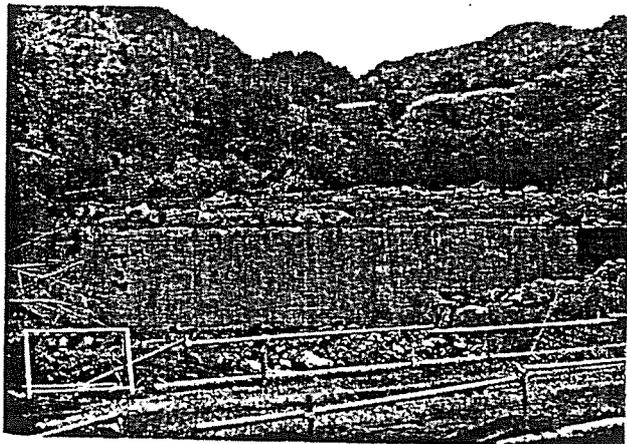


写真-6.1 泥流により袖および側壁を被壊された九蔵上流砂防ダム

容量で泥流を捕捉し満砂状態になり、第2回目の泥流は、その堆積面上を、わん曲部の外湾側に沿って流下し、ダム右岸の袖に衝突し、破損させたものと思われる。袖の破損した部分を落下した泥流は、前庭部右岸側壁の裏側を洗掘し、側壁の一部を破損させた。しかしながらダム本体には影響はなく、能力いっぱいの効果を発揮したと言える。

また、九蔵下流砂防ダムも泥流を捕捉し、満砂後、後続の泥流を通過させている。このダムも写真-6.2に見るように、袖部に礫の衝突の跡が見られる。礫を含んだ流れが、このダムをも通過したことがうかがわれるが、これより下流で砂防施設の被害が少ないことを考えると、2基のダムによって泥流が相当減勢されたものと考えられる。

下流の流路工は石積護岸と床固工によるものであったが、施設の被災はほとんどなく、床固工部分の若干の摩耗程度で済んでいる。

なお、土砂流下のあった、伝上川～濁沢川、及び鈴ヶ沢の上流部には、数多くの治山ダムが設置されていたが、土砂流送域のものは激しく被壊されており、（写真-6.3参照）堆積域のものは埋没してしまっている。



写真-6.2 泥流により袖部に損傷を受けた九蔵下流砂防ダム



写真-6.3 泥流により本体を破壊された治山ダム

5.2 土砂の氾濫、堆積による被害

伝上川から濁沢川を経て王滝川に達した岩屑流は、多大な被害を与えた。その第1は、4名の犠牲者を出した濁川温泉の埋没である。被災前の濁川温泉は、温泉から約250m下流にある狭窄部によって形成された。長さ500m、幅200mの比較的広い堆積域の上に立地していた(図-6.11参照)。濁川温泉付近の横断面図、図-6.12を見ると旧河床面と濁川温泉の位置とは1~2mの落差しかなく、通常の土石流に対しても危険な状態であった。しかし、平面的には濁沢川が大きく湾曲した内湾側に位置しており、通常の土石流の直撃は避けられるとも考えられ、濁川温泉の立地条件は、通常の土石流に対して壊滅的な被害を受ける可能性は少ないが、危険度の高いものであったと言える。

しかしながら、今回の岩屑流の規模は、通常の土石流の規模をはるかに越えるもので、濁川温泉付近で、その下流最高痕跡位は旧河床から数10mないし、100m

に達し、20~40mの土砂堆積をもたらした。この現象は、通常、砂防で取り扱う河床変動現象(5m前後)の10倍以上に及ぶ突発的な現象であったと言えよう。

岩屑流が与えた被害の第2は、林業被害である。天然ヒノキを主とした10万 m^3 を越える樹木が流出したこと、林道橋を含めた林道の被害が大きかった。また、濁沢川には約900万 m^3 の土砂が堆積しており、これらの土砂流出防止対策が必要となっている。

鈴ヶ沢に沿って流下した泥流も、上流渓谷部では樹木を流出させ、林道橋を押し流し、林業に多大の被害を与えた。また、中、下流部では、村道橋を流出、破損させるという被害の他、所々で小規模な氾濫を起し農耕地へ土砂を堆積させたが、これについては小さな被害にとどまった。その理由として、中流部は人家は段丘上にあり、川の流れている段丘の下では、農耕地としての土地利用にとどまっていたという条件もあったが、川の近くに人家のある下流部で被害がほとんどなかったのは、砂防ダムや砂防流路工の効果が大きかったものと考えられる(写真-6.4参照)。

鈴ヶ沢上流部には、なお、30万 m^3 を越す土砂が溜っており、将来にわたって大きな土砂流出の恐れがある

御岳高原の崩壊土砂が流入した大又、小規模崩壊の土砂が流入した松草川、溝口川にも、数千~数万 m^3 の不安定土砂が渓流内に堆積しており、危険な状態となっている。

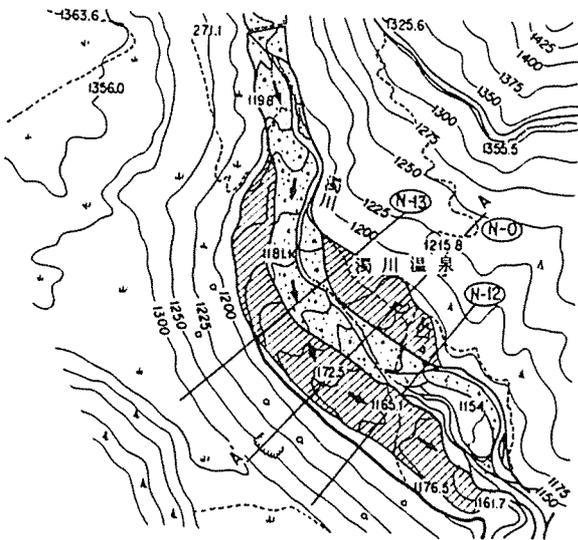


図-6.11 濁川温泉付近平面図

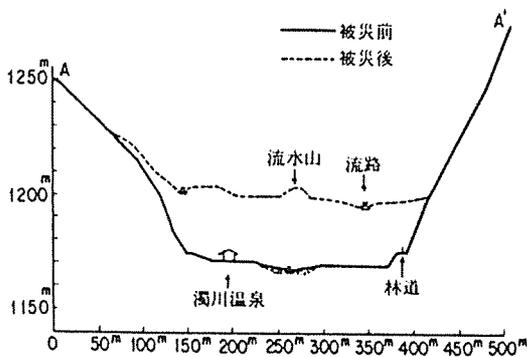


図-6.12 濁川温泉付近横断面図

6. 渓流の土砂流出対策

今回の地震に伴い、新たに渓流に堆積した不安定土砂に対して、激甚災害対策特別緊急事業及び緊急砂防事業により、砂防ダムの建設が進められている。砂防ダムの整備される渓流は、濁沢川、鈴ヶ沢、大又川、松草川、溝口川で、いずれも上流部に大量の不安定土



写真-6.4 泥流通過後、流路工に残された痕跡

砂の堆積があり、緊急に土砂流出防止対策の必要な溪流である。砂防ダムの諸元等を表-6.2に示した。当該地域は国有林が多く、土砂流出防止のための治山事業も積極的に行われつつあり、取り決めにより、溪流の上流部は治山事業にて対策を行い、下流部は砂防事業にて対応する計画となっている。また、王滝川本川は、河川災害復旧事業として復旧計画が立てられている。

緊急砂防事業にて施工される鋼製砂防ダムはエキスパンダブルウォールダムといわれるタイプのもので、特に緊急を要するものについて使用している(図-6.13, 図-6.14写真-6.5参照)。このタイプのダムの特徴は、本体の大部分が現場発生の中詰土砂を使用できることと、早期完成が可能という所にある。地震時に、王滝村内のコンクリートプラントが災害に合い、コンクリートが手に入り難いという状況も手伝って、特に緊急を要する、緊急砂防事業によるダムについて、このタイプのもを選択している。このタイプのダムは、図-6.14に示したように、エキスパンダブルウォールに吸出防止材を付けた枠の間に、現地材の中詰土砂を入れて組み上げるもので、工期の短縮、中詰材の選別の不要の他、構造の自在性があり、基礎地盤へのなじみが良いようである。なお、このタイプの砂防ダムは図-6.14にあるように、ダム上流法、水通し及び袖天端と、前庭工部分に補強のため、厚さ50cmのコンクリートを

張ることになっている。

濁沢2号砂防ダムはダム高が14mと高いことと、大規模土砂流出により河床が30mも上昇した位置に設置することから、30mに及ぶケーソン工を行うことになっている(図-6.15参照)。

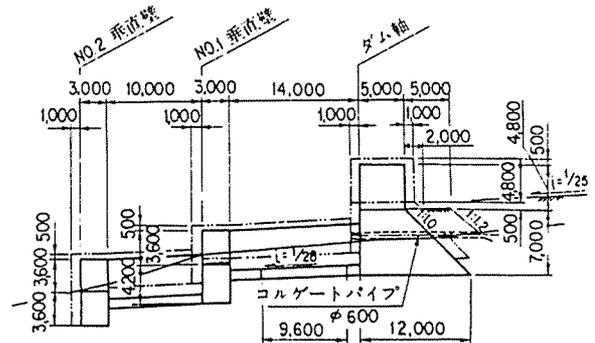


図-6.14 エキスパンダブルウォール砂防ダム側面図(鈴ヶ沢第1砂防ダム)

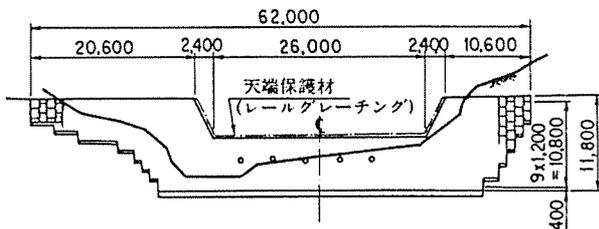


図-6.13 エキスパンダブルウォール砂防ダム正面図(鈴ヶ沢第1砂防ダム)

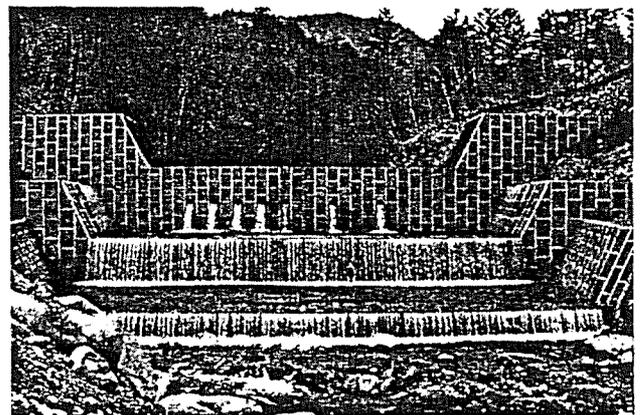


写真-6.5 エキスパンダブルウォール砂防ダム(鈴ヶ沢第一砂防ダム)

表-6.2 緊急・激特砂防事業の内訳

溪流名	ダム名	規模	タイプ	施工年度	事業名
大又川	大又1号	H=7.0 L=41.0	鋼製	59~60	緊急
大又川	大又2号	H=10.5 L=124.5	鋼製	59~60	緊急・激特
松草川	倉越	H=9.5 L=36.0	鋼製	59~60	緊急
松草川	松越	H=13.0 L=76.0	コンクリート	60~62	激特
鈴ヶ沢	鈴ヶ沢1号	H=7.5 L=62.0	鋼製	59~60	緊急
鈴ヶ沢	鈴ヶ沢2号	H=14.5 L=99.0	コンクリート	60~62	激特
溝口川	溝口	H=10.0 L=91.0	コンクリート	60~62	激特
濁沢川	濁沢1号	H=10.0 L=94.5	鋼製	59~61	緊急・激特
濁沢川	濁沢2号	H=14.0 L=98.0 ケーソン30m	コンクリート	60~62	激特

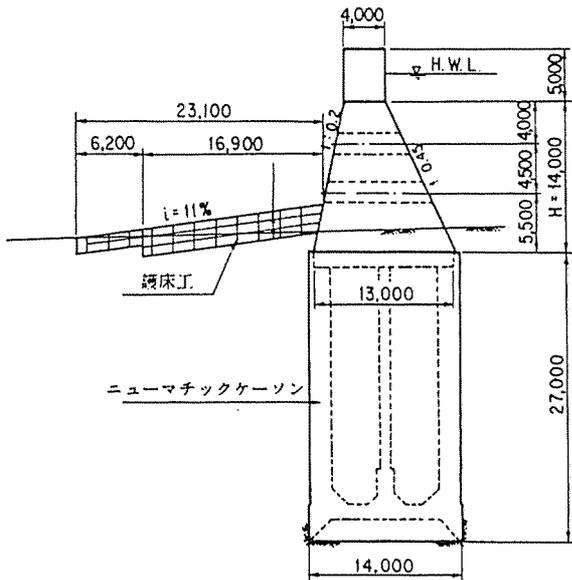


図-6.15 濁沢第2砂防ダム側面図

7. 地すべり災害復旧

7.1 松越地区の災害復旧

当地区は、前述したように火山軽石層と基岩境界付近に地下水が集中し間隙水圧が高いので地下水排除を行って、崩壊地の側方拡大を防止し、かつ上部斜面排土段切工を施し不安定土塊を除去することによって崩壊の上部への拡大を阻止する工法がとられた。同時に崩壊地下端の大又川ならびに王滝川に流路工を計画し、流路の安定、水衝部侵食を防止することによって当地区の安定を計った(図-6.16)。

地下排除工は図-6.17にあるように横ボーリング工50mを崩壊地両側に計10本施工し、付近民家に対する危険度を低下させるための応急対策として行われた。

これらの対策工のうち、上部の段切は道路関係予算

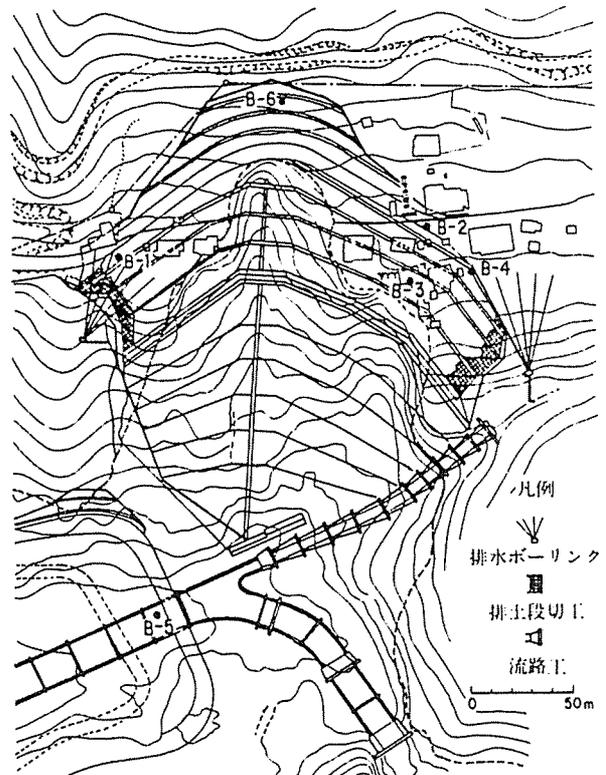
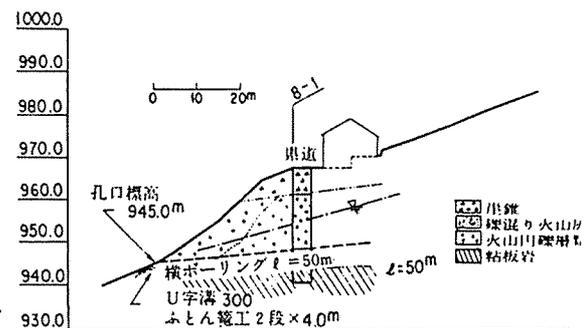
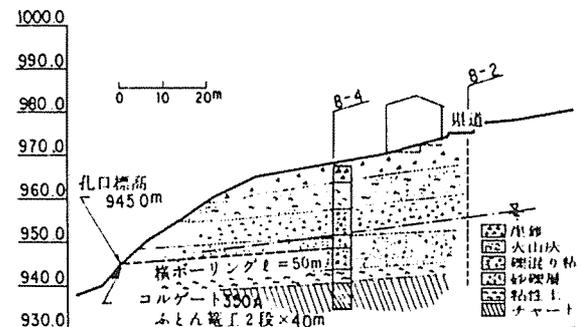


図-6.16 松越地区災害復旧平面図



(a)



(b)

図-6.17 排水ボーリング施工図

表-6.3 松越地区応急対策一覧表

種別	工種	規格及び内訳	数量
地下水排除工	横ボーリング工	削孔φ66mm, VP40ストレナーパイプ 上島側 50m×5孔, 松越側 50m×5孔	500m
	フトンカゴ工	横ボーリング工孔口留工 4m×2段×2ヶ所	16m
雑工	開渠工	横ボーリング工の排水用 U300, 15.0m, コルゲート 350A, 17.0m,	32m

排水ボーリングは地すべりの予算，下部の流路工は河川
の予算それぞれ行なわれた。

7.2 滝越地区の災害復旧

滝越地区は，松越地区と同様に，移動土塊のほとん
どすべてが下流に流出し，通常の地すべり対策工は成
立しない状況にある。したがって，今回の地震による
崩壊の対策としては，一部残存土塊の安定化をはかり，
崩壊による生産土砂に起因する土石流等二次災害の防

止を計るのが主目的となっている。

当地区では，図-6.18に見られるように集水ボーリ
ング6箇所，流路工51.5m，谷止工2基等が計画されてい
る。まず，滝越地区では湧水が多い上に斜面に存在し
た崩壊土砂下面には泥層シルト層等不透水層が分布し，
間隙水圧が発生し易いので，残存土砂の不安定化を防
ぐ意味で横ボーリング工を施工して排水を計画した。
また，沢部の土砂流出防止対策として谷止工及び，表
面排水路工が計画された（表-6.4）。

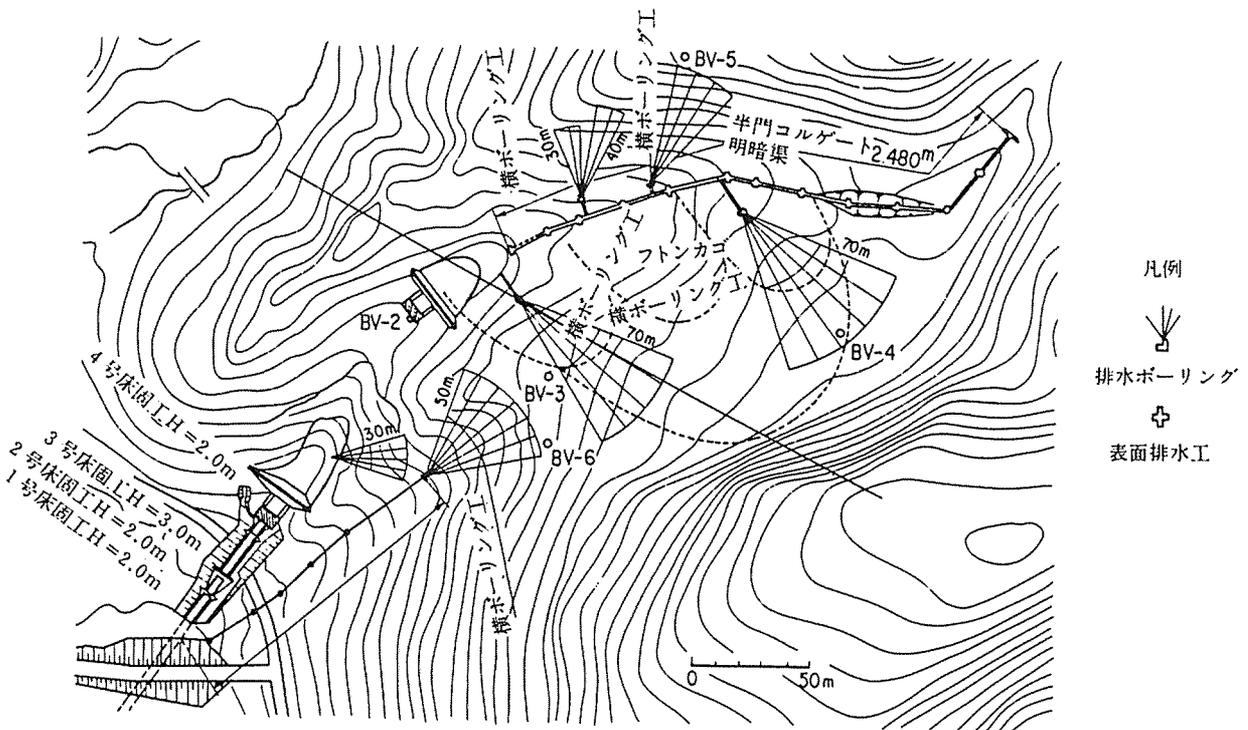


図-6.18 滝越地区復旧工平面図

表-6.4 対策工一覧表

種 別	規 格	単 位	数 量	目 的
横ボーリング工	削孔φ66 VP40ストレーナーパイプ挿入 34孔	m	1,730	地下水排除
谷止工	H=100m H=80m	基	2	押え盛土及び残存土砂 の流出防止
流路工	H=1.0m B=3.0m	m	51.5	洗掘防止
明暗渠工	コルゲートφ600使用	m	248	地すべり末端土砂の流 出防止
開渠工	半円コルゲートφ350	m	187	横ボーリング工の排水
フトンカゴ	40m×2段×5ヶ所	m	40	横ボーリング工の孔口 保護

8. まとめ

災害直後に、現地調査のため王滝村に入った際には、濁沢川及び王滝川に堆積した多量の不安定土砂や、松越地区及び滝越地区の崩壊跡地の規模の大きさに圧倒され、復旧対策について考えも及ばない状態であった。しかし現地では、王滝川を堰止めた天然ダムが決壊するというデマが流れる等、二次的な災害に対する不安が大きく、緊急対策を始めとした、対策事業の早期着手が切望されていた。

王滝川の復旧計画については、建設省防災課に委員会が設置され、土砂流出抑制及び河道の安定を基本とした河道計画が検討された。委員会には土木研究所から河川研究室長と砂防研究室長が参画した。松越地区、滝越地区の崩壊については、地すべり対策技術や砂防技術を基に、建設省防災課及び砂防部にて適正な対策計画が立てられた。

今回の斜面崩壊や崩壊に伴う土砂流出災害は、これまで経験してきた土砂災害に比べ、著しく規模が大きいものであった。しかしながら、幸いにも今回大規模に土砂流出を起こした地域が、人口の集中した地域でなかったため、現象の大きさに比べ人的、物的被害が少なく済んだと考えられる。この災害の1年数ヶ月後に起った、コロンビアのネバドデル・ルイス火山の

泥流災害が、数万人の死者をもたらしたことを考えると、この種の現象を予測する研究の必要を感じるとともに、この種の現象に対する対策についても研究する必要があると痛感した。

また、緊急なソフト対策として、二次災害の危険性を判断する体制と、災害直後の情報伝達体制についても各方面から指摘があった。二次災害の危険性判断については、特に天然ダムの決壊の可能性等、迅速かつ高度な技術的判断が必要な場合があり、今回の災害による経験を元に、建設省防災課を中心に、学識経験者や土木研究所をメンバーとする、大規模災害時のアドバイザー制度が昭和60年12月20日に創設された。情報伝達体制については、住民に確実に情報を伝える必要性と、村外との情報交換をスムーズに行う必要から、無線伝達システムの拡充が指摘された。長野県及び王滝村では、各戸無線の導入を進めている。

現在、王滝村では河川施設、砂防施設が急速に整備されつつあり、災害直後の様相から一変して、一見安全な状態になって来てはいるが、今回土砂流出のあった河川の上流は未だ荒廃した状態であり、住民の土砂災害に対する意識向上を含め、土砂災害に対するソフト及びハード対策の着実な実行が肝要である。

昭和61年3月30日原稿受理

already lowered and that slope had been already deteriorated.

Only from this viewpoint, the reasons ㉑ why, **only at that site**, this large-scale landslide occurred although other areas suffered the same factors, and ㉒ why, **for the first time**, the landslide occurred at that site, can be explained rationally.

In addition, the viewpoint of the historical development of landforms makes it possible to predict landslide site potential and to explain the mechanism of occurrence of a landslide reasonably.

Key Words: *Ontake landslide, Large-scale landslide, Ontake volcano, Nagano-ken-seibu earthquake, Historical development of landforms, Landslide prediction.*

1. はじめに

1984年長野県西部地震で起きた“御嶽くずれ”は、わが国では戦後最大規模（土量 3400 万 m^3 、最大深 160 m）の急激な地形変化現象——火山体開析の一過程——である。空中写真の撮影およびこれに基づく大縮尺地形図の作成が可能となって以降、これほどの巨大崩壊（Machida, 1966）は、最初の事例となった。国土地理院では、変動前・後の大縮尺地形図等を作成した。また、筆者ら（羽田野・長岡, 1985; 長岡ほか, 1985）は、この大崩壊の発生条件を、後氷期の地形変化史の観点から説明した。ここでは、御嶽くずれを中心として、上述の地図の作成、崩壊の地形特性と土砂収支、および崩壊の発生条件について述べる。

なお、御嶽くずれの崩壊土量については、当初、暫定的に図化した図と火山基本図の比較計測により、 $3.6 \times 10^7 m^3$ としていた（国土地理院, 1984; 長岡, 1984）が、その後、新たに、位置と高さの相対的高精度確保を目標に作成した変動前・後の大縮尺地形図（国土地理院, 1985）を用いて、崩壊源について計測したところ、確定値として、 $3.4 \times 10^7 m^3$ の値を得た。

2. 御嶽くずれの大縮尺地形図・地形分類図の作成

国土地理院では、この変動を記録に留めるとともに、地形特性の把握および崩壊発生条件の検討等の基礎資料とするため、御嶽くずれを中心として、次のような、変動前・後の大縮尺地形図など（国土地理院, 1985; 長岡, 1986）を作成した。

I 崩壊源・押出し域の全域についての、変動前・後の 1/5,000 地形図 および 1/10,000 集成地形図、松越・滝越崩壊については、同様の 1/2,500 地形図。

大縮尺地形図作成に際しては、相対的高精度で地形変化を比較・計測できることに留意した。このため、“後”の既成図（1/1,000 図、長野県作成）に位置と高さを合わせる形で空中三角測量を実施し、“前”の図を作成した。その際、地形の精確な図化のため、撮影時期は古いですが、当該地域で落葉期に撮影され、地表が明瞭に把握できる唯一の写真（林野庁, 山-560, 1969）を用いた。Fig. 6 および 9 の基図として使用した地形図はその一部。

II 崩壊・押出しによる地表高変化等値線図

等値線は、変動前・後の地形図の比較計測による。なお、標高の相対的精度がよい部分のみ表示し、変動前が樹高の高い樹林または樹林に覆われていた急斜面の場合

合は図示してない。Fig. 2 にこの図の一部を示す。

Ⅲ 谷沿い約 500 m ごとの横断面図

図化機で描画，岩屑流の流下痕跡上限高度も測定・表示。

Ⅳ 変動後について，崩壊・押し出し現象と，各種堆積物の有無・厚さ等に着目した 1/10,000 地形分類図

分類に際しては，①崩壊・押し出し地形の分類項目，②微地形と物質・水文的事象の図示項目に大別し，①については，崩壊・削剝，流送，堆積部に 3 区分。さらに各区分内で，現象の差異または堆積物の厚さ等に着目した小区分を行なった。②は，面として表現できない各種の微地形等（例えば，岩屑流の流送・堆積部における岩屑・土砂による多色縞模様，溝状およびしわ状凹地，堆積部表面に見られる流れ山，ほか）を一括したものである。各地形分類項目の境界は，大縮尺図における位置と高さの正確さを確保するため，主として解析図化機により描画した。項目間の境界が漸移的な場合には，境界を記入していない。

Ⅴ 御嶽火山周辺域における崩壊裸地分布の経年変化図 (1/25,000)

1959, 1969, 1979, および地震後の，各時期の空中写真の比較判読によって作成。

3. 御嶽くずれの地形特性と土砂収支

この地震の後と，1977 年撮影の空中写真の比較判読により，小規模なものを含めれば約 470 箇所の崩壊が新たに生じた（国土地理院，1984）ことが確認されている。これらのうち，最大級の御嶽くずれ，第 2 級の規模（崩壊土量 10^5 m^3 ）の松越と滝越の崩壊，さらに 1 桁小さい規模（同 10^3 m^3 ）の御岳高原の崩壊について，変動前・後の空中写真の比較判読と，前・後の地形図の比較計測に基づいて，その地形特性を Table 1 にとりまとめる。これらの位置は Fig. 1 に示す。なお，Table 1 には，崩壊源および崩壊源～押し出し域の計測的諸元に加えて，変動域全体の地形型，崩壊源の地質型と破断面，崩壊の運動型をそれぞれ概括的に示した。Table 1 に掲げたもの以外の小崩壊の場合には，侵蝕に対する抵抗性の大きい熔岩層が露出する急崖にそって点散的に分布するものが目立つほか，道路の切取りのり面や盛土部の崩壊も多い。

御嶽くずれの崩壊源から押し出し域の全域について，崩壊・削剝土量と，押し出し・堆積土量の土砂収支を計測した。方法は，変動前・後の地形図の比較計測による。その結果は，Fig. 3 に示す各地区割別に，Table 2 のとおりである。単純な比較によれば，堆積土量が除去（崩壊・削剝）土量に比べて約 1800 万 m^3 の減少となる。ただし，変動域のうちで，変動前が樹林に覆われていた急斜面または樹高の高い樹林であったことにより，地表標高の相対的精度が良くない部分（前述Ⅱの図で地表高変化等値線を表示してなく，Table 2 中でカッコ内に示した部分）の計約 430 ha について，地表高 3~4 m の図化誤差（高めに図化された）を考慮すれば，崩壊源および下流の伝上川流送域での除去土量計約 4330~4160 万 m^3 に対し，堆積土量は約 4910~5340 万 m^3 となり，かさ増し率 14~28% となる（数値はいずれも，後者が 4 m の場合）。なお，土木研究所（1985, 1987）は，堆積量に比べて侵蝕量の方が 1320 万 m^3 多く，この体積減少の原因は，御嶽火山噴出物の土質特性（高い間隙率）によると考えた。

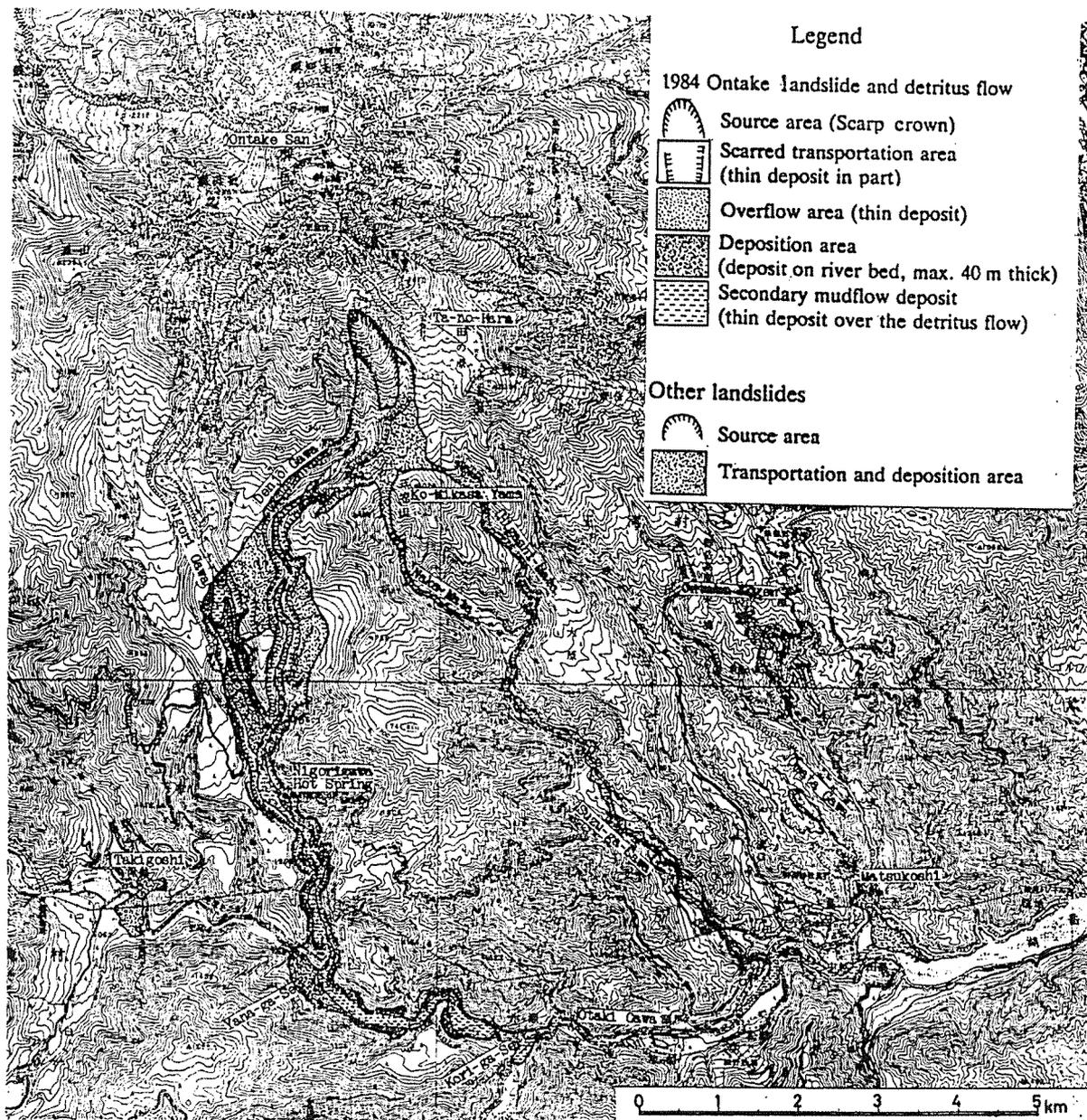


Fig. 1. Map showing the distribution of major landslides and accompanying deposits, associated with the 1984 Naganoken-seibu earthquake.

Notice San, Yama : Mountain or Peak
 Gawa, Sawa: River or Valley
 Se : Riverbed

Table 1. Geomorphological characteristics of major landslides caused by the Naganoken-seibu earthquake, 1984.

No.	Landslide location (Name of landslide)	Source area								
		Altitude of foot	Altitude of scarp crown	Relative height / Length =	Inclination (angle)	Max. width	Area	Max. depth	Mean depth	Slid(collapsed) volume
①	Upper reaches of Denjō Gawa (Ontake landslide)	1,900 ^m	2,550 ^m	$\frac{655}{1,320} = 0.50(26^\circ)$		420 ^m	42 ^{ha}	160 ^m	82 ^m	$3,400 \times 10^4 \text{m}^3$
②	Matsukoshi	910	981	$71 / 163 = 0.44(24)$		125	1.3	30	18	23
③	Takigoshi	1,130	1,205	$75 / 88 = 0.85(40)$		163	1.3	41	18	24
④	Ontake-Kōgen ~largest one~	1,345	1,375	$30 / 80 = 0.38(21)$		120	0.8	6	3	2

(continued on the lower part)

Whole area of calamity(source area~deposition area)				Landform of whole area (summary)	Geology of source area (summary)
Area	Max. width	Mean width	Whole \ Relative height = Ratio (vista angle)		
700 ^{ha}	1,500 ^m	530 ^m	$13,500 \setminus 1,635 = 0.12(7)$	long slope of volcano→ravine→main valley	scoria·lava / tephra / volcanics
22	275	160	$1,350 \setminus 125 = 0.09(5)$	terraced colluvial slope →valley	debris · terrace dep./ tephra / terrace gravels · Palaeozoic
17	325	210	$800 \setminus 165 = 0.21(12)$	small rised slope of flat-top ridge→valley plain	terrace dep. · lava / lacustrine dep. (sand, gravel, partry tephra)
12	190	110	$780 \setminus 275 = 0.21(12)$	gentle slope of volcano→valley	tephra / tephra

(continued on the lower part)

Rupture (slid) plane	Materials·Type of movement (summary)	Data for measurment	No.
thin tephra layer which overlain V-shaped dissected valley	brock sliding of valley-buried volcanics →detritus flow	pre- / post-landslide ; 1/5,000 map (GSI)	①
ditto	sliding of valley-buried deposits → debris flow	pre-landslide ; 1/2,500 map (GSI) post-landslide ; 1/1,000 map (Nagano Pref.)	②
a layer (sand bed) of lacustrine beneath the lave	vertical and straight cutting of lava bed and sliding on horizontal lacustrine →small detritus flow		③
a bed of tephras	layer sliding of tephra on slope → mud flow	post-landslide ; 1/1,000 map (Nagano Pref.)	④

Fig. 2. Isopack map illustrating changes in surface caused by the Ontake landslide. The areas of upper and lower reaches of the calamity are only shown. (explanation of map)

1. The amount of landform change is measured comparing with the 1:5,000 topographic maps of pre- and post-landslide.
2. Contours indicate depth of scar below the former surface or thickness of the landslide deposits.
+ : Deposition area, - : Denudation area. Contour interval is 25 m, partly auxiliary contour in each 5 m.
3. The accuracy in steep wooded mountain is not so good, and consequently ± 0 m contour is omitted.
4. Thicknesses of sediments ascertained by borings on 1984.12~1985.1 (Nagano Pref., 1985) are shown.

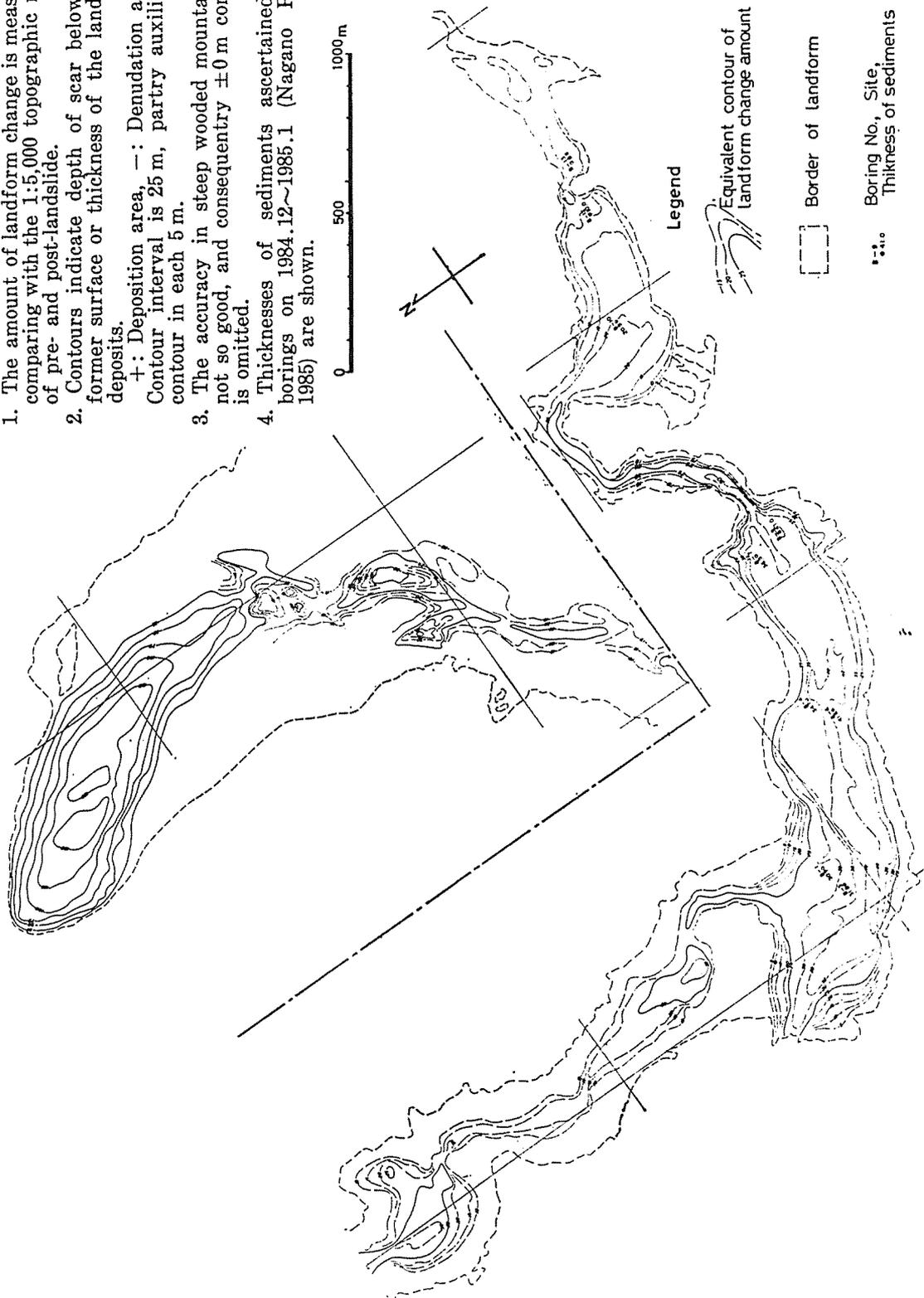


Table 2. Denudation and deposition valance of the Ontake landslide.

unit : $\times 10^4 m^2$ (area), $\times 10^4 m^3$ (volume)

Division of area		Denudation (removal)		Deposition		Total	
No.	Name	Area	Volume	Area	Volume	Area	Volume
I	source area	42	3400	0		42	-3400
II	transportation area in Denjō Gawa	(164) 202	(670) 1420	(6) 6	(23) 23	208	-1400
III	1st overflow area	(58) 58	(230) 230			58	-230
IV	2nd overflow area	(56) 56	(270) 270			56	-270
V	3rd overflow area	(33) 33	(26) 26	(2) 2	(8) 8	35	-18
VI	transportation · deposition area in Nigori Gawa upper reaches	(31) 31	(68) 68	54	360	85	+290
VII	transportation · deposition area in Nigori Gawa	(32) 32	(15) 15	(32) 82	(140) 1140	114	+1130
VIII	deposition area in Ōtaki Gawa	(2) 2	(1) 1	(14) 98	(140) 2100	100	+2100
total		(376) 456	(1280) 5430	(54) 242	(310) 3630	698	-1800

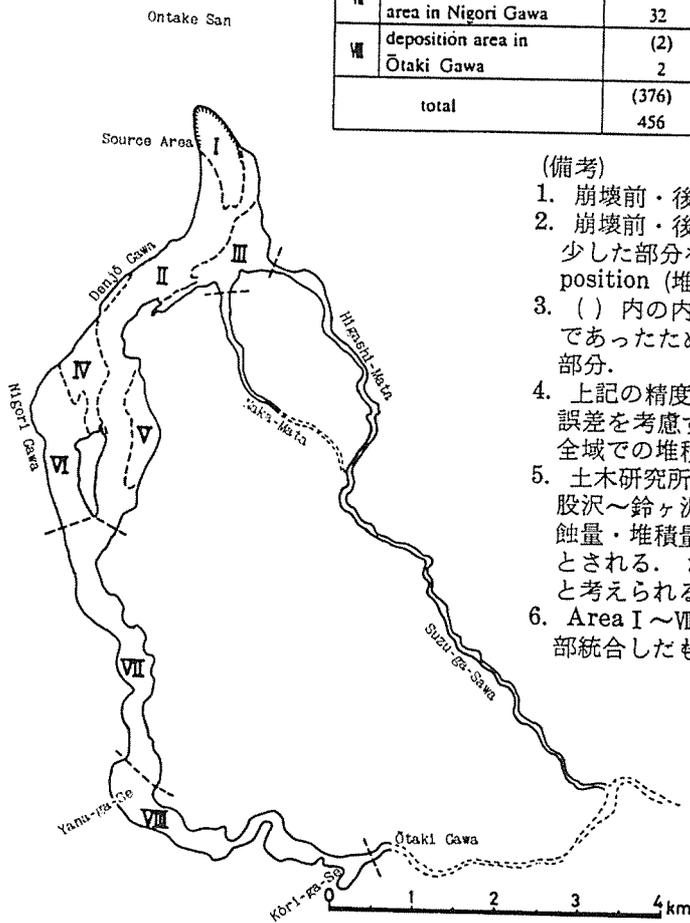


Fig. 3. Division of area for denudation and deposition valance of the Ontake landslide and accompanying deposits.

(備考)

1. 崩壊前・後の 1:5,000 地形図の比較計測による。
2. 崩壊前・後の地形図の比較により、地表高が見かけ上減少した部分を denudation (削剝), 増加した部分を deposition (堆積) とした。削剝≒堆積域は削剝域に含めた。
3. () 内の内数は、崩壊前が高い樹木に覆われた急斜面等であったため、前・後の地表高の相対的精度がよくない部分。
4. 上記の精度不良部について、地表高 $-3 \sim -4m$ の図化誤差を考慮すれば、Area I と II の削剝土量に対して、全域での堆積土量は 14~28% 程度の増加となる。
5. 土木研究所 (1985, 1987) によれば、I~VIII のほか、東股沢~鈴ヶ沢、中股沢、水ヶ瀬より下流の王滝川での、侵蝕量・堆積量の収支は、それぞれ、 $+25, 19, 1 \times 10^4 m^3$ とされる。さらに、下流の牧尾ダムへの流入量は少ないと考えられる。
6. Area I~VIII の区分は、大八木 (1985) によるものを、一部統合したもの。

4. 地形変化史からみた御嶽くずれの発生条件

4.1. 崩壊域の地形・地質特性

御嶽くずれは、御嶽山山頂部南側より南南東に伸びる尾根（傾斜約 25°）の標高 2250 m から尾根末端の標高 1900 m にかけての部分が、最大幅 420 m、最大厚さ 160 m にわたって崩壊したものである。それ以外の地形計測値は、Table 1 のとおりである。

崩壊源は、形態的に見て、上部（かつての尾根筋のやや西に谷筋のある長卵形地形、谷の中央での傾斜約 25°）と下部（標高約 2025 m 以下の部分；Fig. 4 参照）に区分できる。崩壊した尾根の西側（伝上川に沿って下流右岸側）は、今回と類似の大崩壊地形（谷）となっており、その谷の北東側斜面の上半部（今回崩壊した尾根）は、かつて熔岩類を主とする厚さ 150 m 程度の地層で構成されていた。これが崩壊したことによって、旧崩壊地の一部を含む形で長卵形の谷が形成された（Photo. 1 と 2）。

崩壊物質は、岩屑流となって伝上川から濁川・王滝川に流下し、堆積した（Fig. 1）。この岩屑流および二次的に発生した土石流により形成された各種地形と、これらによる地表高変化の状況については、前述のIVの地形分類図にまとめた（長岡，1986）。

崩壊域の地形・地質的特性として、現地調査及び崩壊後の各種空中写真、崩壊前の時系列的空中写真の判読により、次の事実を指摘する事ができる。

① 今回の崩壊前・後の地形と崩壊削剝体の立体像は、Fig. 4（立体視可能）に鮮やかに示されている。崩壊削剝体は、最大厚さ約 160 m の熔岩・スコリアの互層で構成される。主すべり面はその最下位に相当し、崩壊によって出来た谷の左岸斜面に沿って広く残存する軽石層（新期御嶽火山後期の千本松軽石層：小林ほか，1975；小林，1985；松本盆地団研，1985）である。Fig. 6 と 7 に変動前・後の地形に対応させた地質図を示す。

② 上記の地層は、全体として元のV字型開析谷を埋覆した地層であり、今回の崩壊ではそれらの大半が一気に滑動除去されて、もとのV字谷が再露出したと判断される。

③ 1948年以降、近年までの空中写真を比較すると、今回の大規模崩壊を生じた尾根の末端部（伝上川右岸谷壁）において、小規模な表層崩壊の経年的拡大（特に、1959-1963年の間に降に顕著となる）が認められる（Photos. 4-a, b, c）。

④ ③の小規模崩壊の背後の山腹（尾根）の標高 2025 m から 2150 m 付近に、尾根部を横切る東北東-西南西方向の数列のリニアメント（Photos. 2~4 の各写真で、実体視により判読可能）が認められ、基岩クリープに対応する微小滑落崖の存在を示唆する。

⑤ 崩壊源から、下流の木曾川までの区間について、1/40,000 空中写真と 1/25,000 地形図を用い、河岸段丘と旧河床高度指標地形を抽出して、その投影断面図（Fig. 8）を作成した。図によれば、西野川では段丘面は2段に大別できる。上位の大洞面（仮称）には木曾川泥流（2.7~2.8万年前）が分布する（高木，1980）。下位の二子持面（仮称）は、直接の年代資料はないが、大洞面と現河床の間にあるので、約1万年前相当の地形面（南関東では立川面相当）と考えられる。この面は、王滝川~濁川~伝上川に追跡することができ、これによれば後氷期（約1万年前以降）の下刻量は、濁川下流~伝上川中流で約 50 m と推定できる。

⑥ 崩壊斜面の縦断面図（Fig. 5）に、Fig. 8 において下流部から追跡・推定される約1万

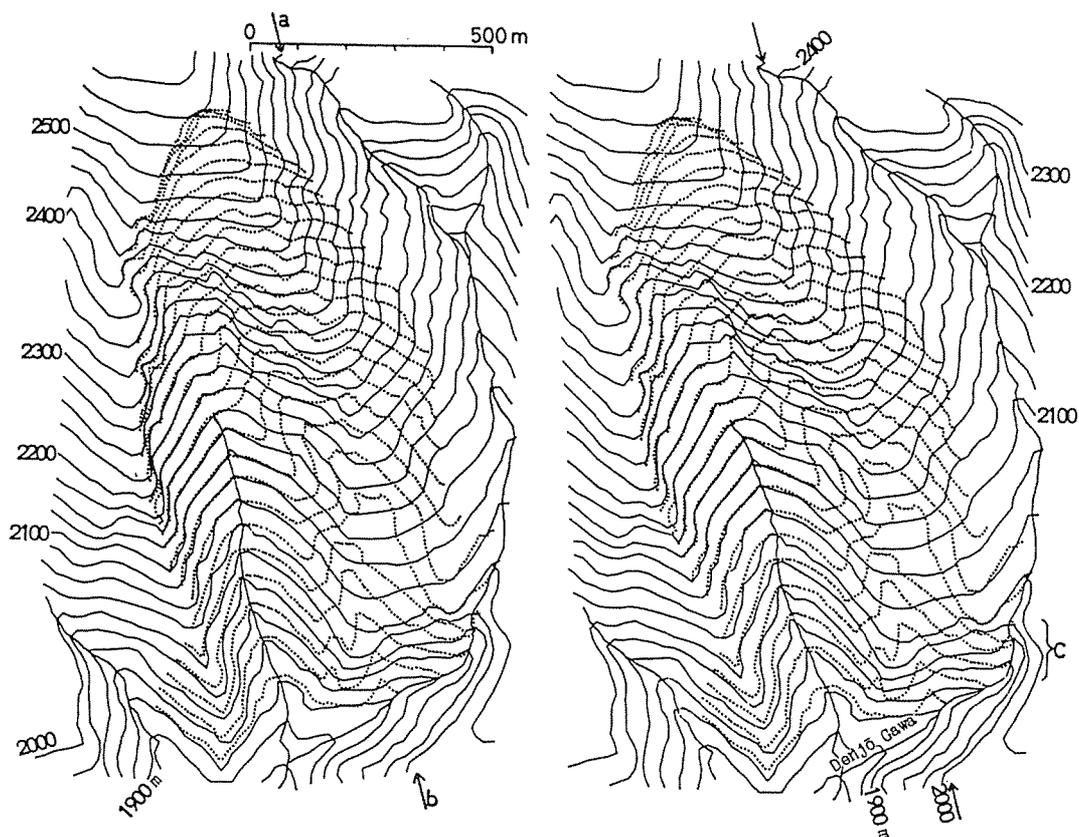


Fig. 4. Stereoscopic topography of the Ontake landslide (added to Inokuchi, 1985).
 Pre-landslide (solid line) : 1:5,000 Volcanic Map based on 1969.5 aerial photo.,
 ×0.30, GSI.
 Post-landslide (dotted-line): 1:5,000 map based on 1984.9 aerial photo., ×0.30, GSI.
 a~b: Sliding direction of landslide (=projected direction on Fig. 5)
 c : Knick point

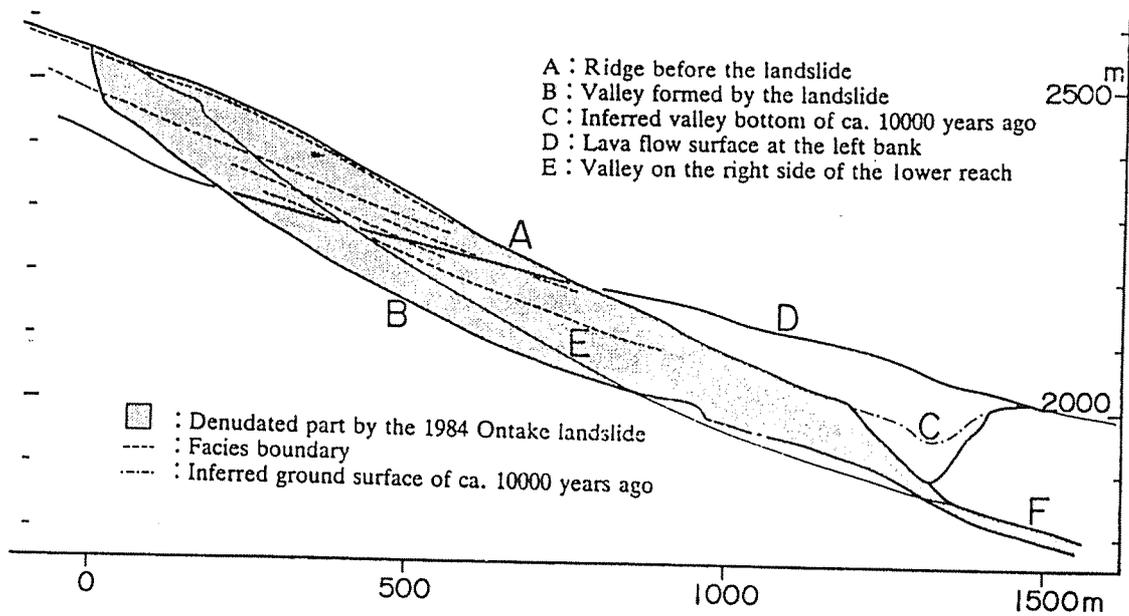


Fig. 5. Projected profile of the Ontake landslide along line a~b shown in Fig. 4.

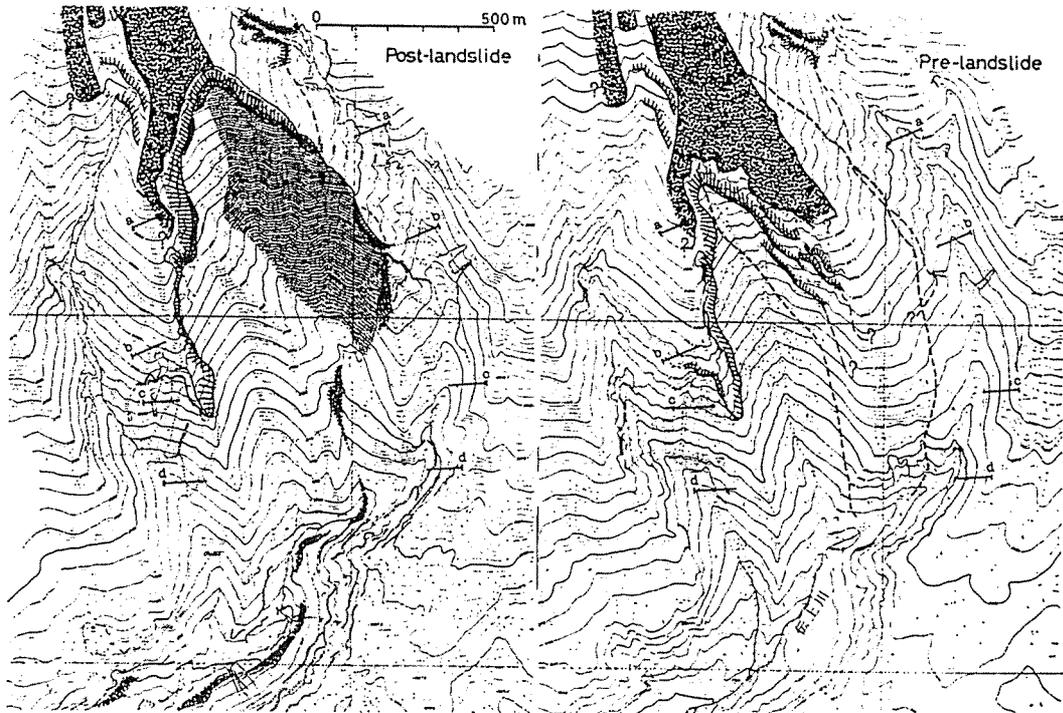


Fig. 6. Surface geology of pre- and post-landslide in and around the Ontake landslide.

Ascertained part is only shown. Areas covered with trees or debris are blank. Areas covered with deposits of the landslide is not shown. The data in upper reaches of Denjō Gawa (the central upper end of the map) is dependent on Mr. T. Kobayashi's data.

(Legend in Fig. 6 and 7)

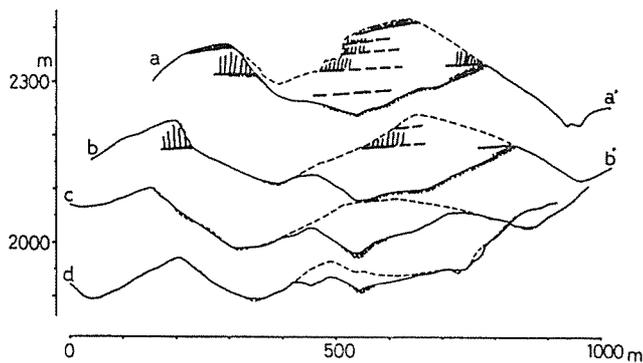
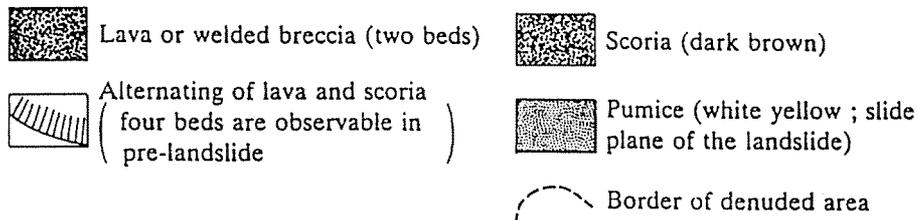


Fig. 7. Geologic cross sections of the Ontake landslide along lines a, b, c and d shown in Fig. 6.

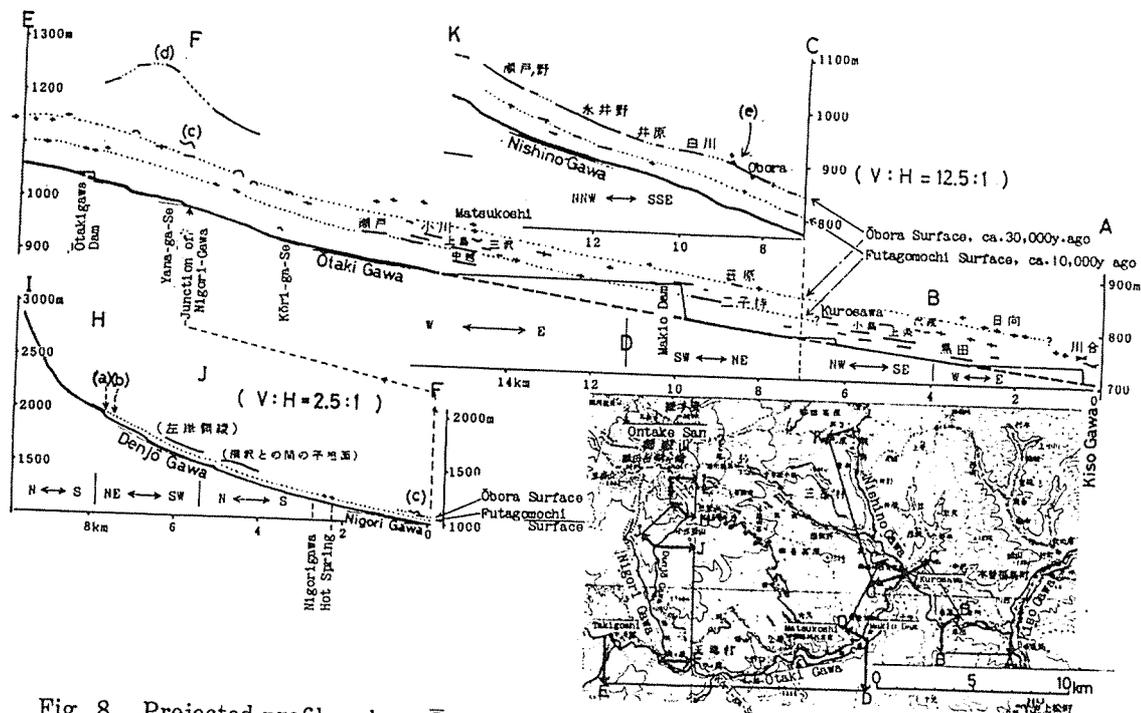


Fig. 8. Projected profiles along Otaki Gawa, Nishino Gawa and Denjo Gawa~Nigori Gawa (tributaries of Otaki Gawa).

- Terrace surface : Except terraced alluvial cone.
Upper level of former river bed gravel is include.
- + Concave break of slope: Limited to the place in which sedimentation from back slope is small.
- Flat-top ridge which stand out to the river.
- Riverbed.
- (a) Ontake landslide. (b) Former large-scale landslide.
- (c) Ridge ridden across by the detritus flow.
- (d) Lava deposits surface between Shimo-Kuro Zawa and Nigori Gawa.
- (e) Kisogawa Mud Flow (ca. 27,000 y. ago) is on this surface (Takagi, 1980).

年前の谷底の高さ (C) を記入すると、谷壁より上方の崩壊前縦断面 (A) と当時の谷底は滑らかに連続していたと考えても特に不都合ではない。

4.2. 地形変化史からみた大崩壊の発生条件

御嶽くずれは、前述のとおり、崩壊前・後の地形として Fig. 4 に示されるような山体（崩壊削剝体）が、主部については下位の軽石層を滑り面として崩壊し、もともと存在したV字型埋没谷が再露出したものである。

4.1. で述べた事実に基づき、御嶽火山の形成史の中で、火山体の侵蝕・開析の一つの過程としての今回の大崩壊が、この場所で起きた理由、とくに、②同じ誘因（地震と先行降雨）が作用したにもかかわらず、近隣で大崩壊が発生せず、この場所に限定して起きた理由、④同じ場所でこれまで崩壊が発生せず、今回初めて起きた理由、とそのプロセスについて、地形変化史の観点から下記のような結論を得た。

この崩壊に関連して、羽田野・長岡 (1985) は、崩壊発生に關与する主要因の時間的變化に注目すれば、概念的に次式で示される不安定化示数 I (安全率の逆数) が限界値以上になると崩壊が発生すると考えた。

$$I = \frac{\text{地形起伏度 } L}{\text{地盤強度 } M} \times (\text{短期変動要因 } V_P \times \text{場所的増幅率 } A + \text{階増的要因 } V_S + \text{漸増的要因 } V_G)$$

この考え方に従えば、御嶽くずれについて、その場所の地形形成から崩壊発生に至ったプロセスは次のようである。

① 更新世多重火山体のV字型開析谷斜面 (数万年前に形成) を、風成非固結軽石薄層が覆い、その上を熔岩・火砕物互層が埋覆して、張出した長い尾根状の斜面を形成 (地形の逆転)。その裾部を旧伝上川沿いに流下した数枚の熔岩層が“押え盛土”の形で被覆 (上式 M に関係、Fig. 5 の D)。

② 後氷期 (約 1 万年前以降) の温暖化・森林限界上昇に伴う斜面からの岩屑供給の減少、雨量増大による谷の急激な下刻 (ここでは比高約 50 m; 下流の同時代の地形面から追跡)、遷急点 (滝など) の後退に伴い、谷壁と背後斜面は脚部を掘られて、その不安定化が進行 (上式で V_S , V_G が増大)。このため、埋没谷前面の“押え盛土”が除去された部分では、大雨・大地震 (V_P) を契機に大崩壊が発生。これが、Fig. 4 中で右岸下流側にある旧・大崩壊谷であり、約 2000 年前頃 (長岡・羽田野ほか, 1985) に生成したと考えられる。

③ その後、さらに斜面脚部の滝の後退が進行 (距離約 400 m) し、今回の崩壊地脚部に位置していたかつての旧谷底の位置まで現谷底が短期間に低下して、②と同様に、厚い熔岩層が除去された。そのため、谷底の深部に存在し、軽石薄層からなっていた弱層が現谷底に近接しないし露出した。このために、古い埋没谷が伏在する地山斜面の劣化と間欠的クリープが進行 (上式 V_S , V_G が増大) していたことが、開析領域背後 (標高 2150 m 付近以下) にあった微小滑落崖および 1960 年代以降の崩壊裸地の拡大から推定できる。

④ このことにより、旧崩壊の上流側隣接斜面 (今回大崩壊を起こした斜面) の“不安定化示数”が短期間に著しく増大し、崩壊発生の必要条件が充足されていたと考えられる。

⑤ 今回の V_P (いわゆる“誘因”; 先行降雨 160 mm と推定震度 VI (地震予知研究会, 1987) の地震) により大崩壊発生の充分条件が満たされ、崩壊発生に至った。なお、この場所では、埋没谷のため地下水の集水性と貯溜性が大きく、また張出した尾根のため地震動 (加速度) の増幅も大きかったと考えられ、これらは上式の A の要因に相当する。

ただし、直接の誘因 V_P や誘因効果の場所的増幅率 A がいかに大きいとしても、谷底の低下とこれに引続いて地山斜面の劣化が先行した後に、これらが上積みされたために、不安定化示数が初めて限界を超えた点が重要であり、この見方に立つことによってのみ、前述の④と⑤についての合理的説明が可能である。また、このような地形変化史の視点を取り入れることによって、崩壊の発生条件の合理的説明と発生場所の予測の途が開けると考えられる。

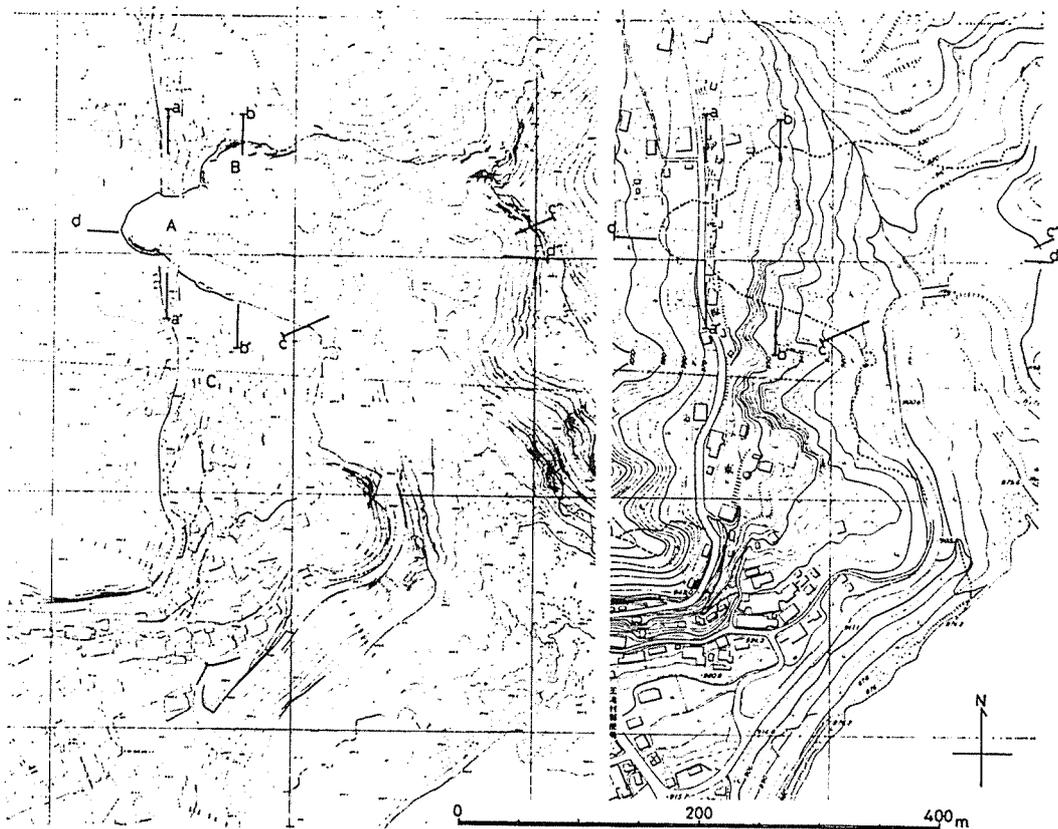


Fig. 9. Pre- and post-landslide of the Matsukoshi landslide, 1:2,500 topographic map, $\times 0.38$.
 Left : Reduced map from 1:1,000 topographic map prepared by Kiso Const. Office, Nagano Pref., based on 1:4,000 aerial photo., 1984.9.15.
 Right: Photogrammetric map based on 1:20,000 aerial photo., 1969.5.

5. その他の崩壊の発生条件

松越崩壊 (Figs. 9, 10; Photo. 5) が面する大又川のすぐ上流には、遷急点がある。このことから、御嶽くずれの場合と同様に、谷の下刻による斜面の不安定化が次第に上流に及び、まず、Fig. 9 の C の崩壊がかつて発生し、その後、さらに遷急点が上流に移って、Fig. 11 に示す軽石薄層の走行・傾斜から推定できる埋没谷谷壁斜面の弱層 (軽石層) が露出し、不安定化が急増した後、若干の地質学的時間間隙をおいて、今回の地震と先行降雨を誘因として崩壊が発生したと考えられる。なお、崩壊前の、A と B (Fig. 9) の位置にあった段丘の上に、戦後まで存在した水田の畔の形 (Photo. 6 参照) は、前兆現象としての深層クリープの存在を示唆する可能性もある。

滝越崩壊の場合には、御嶽くずれおよび松越崩壊におけるような、遷急点後退→斜面の不安定化急増→地学的前兆の出現 (さらに不安定化漸増)→崩壊発生、というプロセスはない。しかし、崩壊した部分の地形が、侵蝕によってとり残されていた突出部であったという地形的不安定要因に加えて、難透水性の火山灰層を挟む更新世湖成砂礫層の上の厚い熔岩層という地盤条件が、今回の崩壊に結びついたと考えられる。

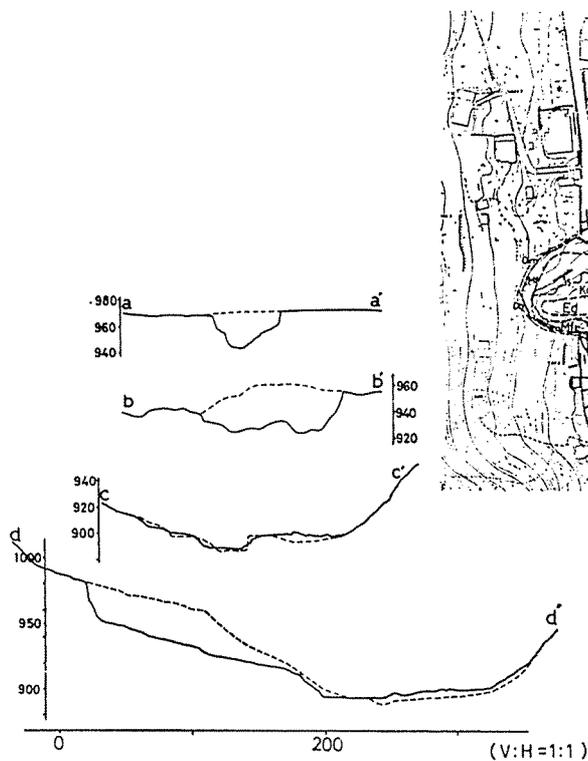
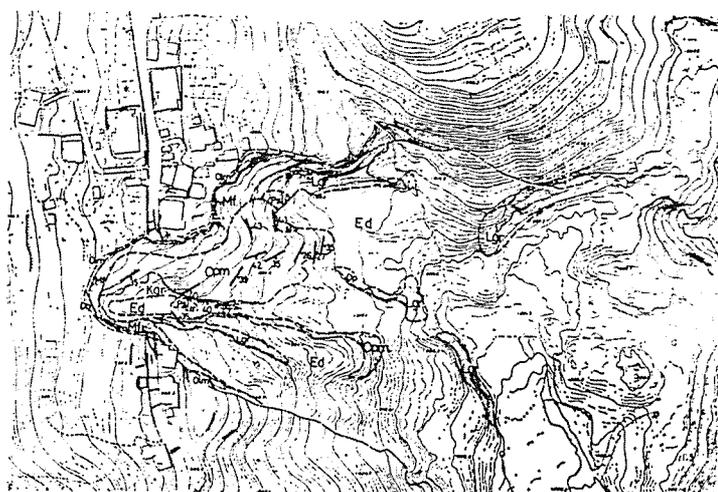


Fig. 10. Landform profiles of the Matsukoshi landslide along lines a, b, c and d shown in Fig. 9.



Legend			
Quaternary	Holocene	Ed : Earth flow deposit accompanying Matsukoshi landslide (sand and gravel)	unconsolidate
		Db : Debris (breccia)	
		Olm : Loam and surface soil	
		Mf : Mud flow deposits and debris (sand and gravel, interbedded pumice layers)	
		Lgr : Lacustrine sediments (sand and gravel, interbedded pumice layers)	
(Volcanics of Ouzaki vol. and derived sediments)		Opn : Pumice layer (thin)	unconsolidate ~semiconsolidate
		Ovg : Mud flow deposit and lacustrine sed. (underlying). (sand and gravel)	semiconsolidate
Palaeozoic		Pal : Slate	consolidate

/ : Cracks caused by the earthquake

Fig. 11. Surface geologic map of the Matsukoshi landslide, compiled from Kiso Const. Office (1985) and the author's survey.

御岳高原の崩壊は、緩斜面に位置していて、以前の崩壊または侵蝕によりとり残されていた場所、しかも表層数 m の深さに、すべり面となる特定層準の軽石層が存在した場所で発生したものである。

6. ま と め

1984年長野県西部地震により発生した主な崩壊の地形的特性は、Table 1のとおりであり、このうち、御嶽くずれの土砂収支はTable 2のようになる。

御嶽くずれは、その場所の地盤特性の他、後氷期開析領域の深化拡大による崩壊発生必要条件の充足の後、地学的に短時間のうちに地震と雨を複合誘因として発生したものである。松越崩壊についても、その発生に至る同じ様なプロセスがあったと考えられ、その他の崩壊についても、地形変化史の中での不安定化要因の増大が指摘できる。

頻度は高くはないものの、急峻な火山体において、今後も起きる可能性のある大規模崩壊の予測のほか、一般山地における大(～中)規模崩壊の予測にも、このような地形変化史からの見方が必要である。

ereo view is possible for each pair of photographs;

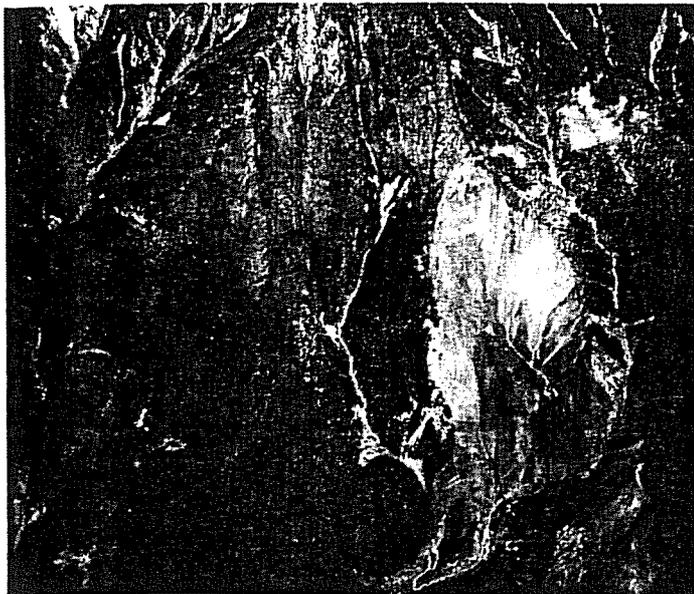


Photo. 1. Ontake landslide on the south slope of the Ontake volcano (8 days after the landslide).
1984.9.22, Nakanihon Air Service Co. Ltd., C2 4715~4716, ca. 1/14,000, $\times 0.42$.

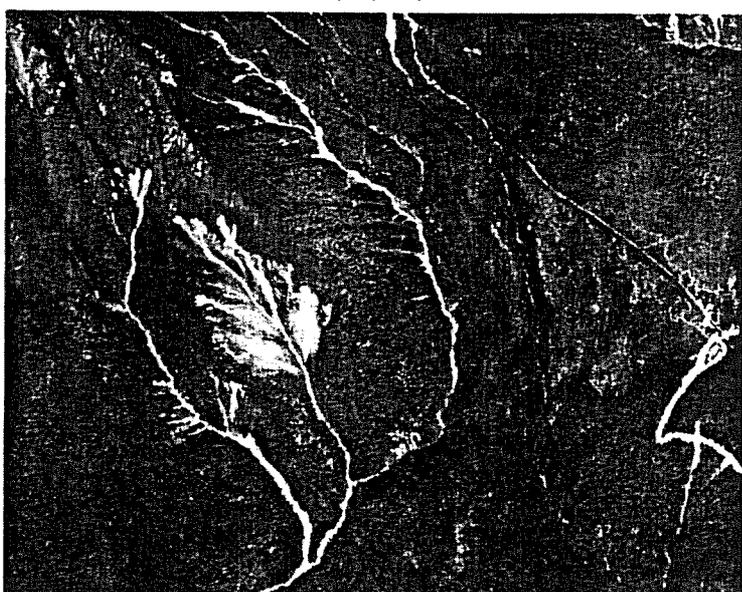


Photo. 2. Before the landslide (9 years ago).
1975.9.12, GSI, CB-75-8Y, C4 2~3, ca. 1/28,000, $\times 0.85$.

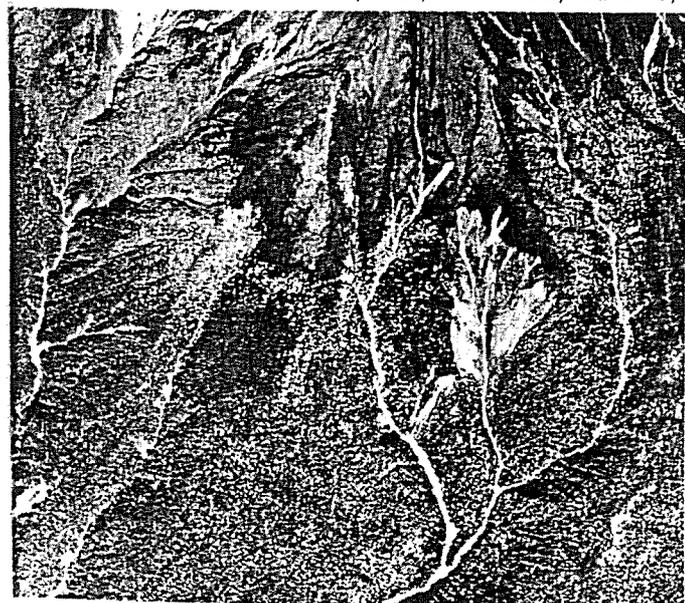
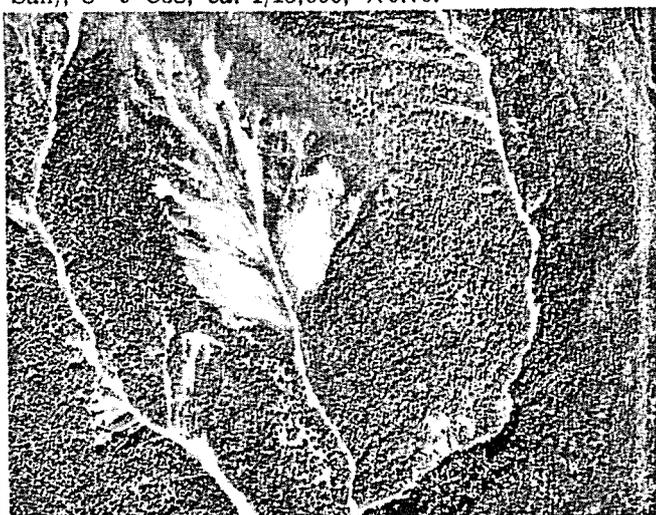
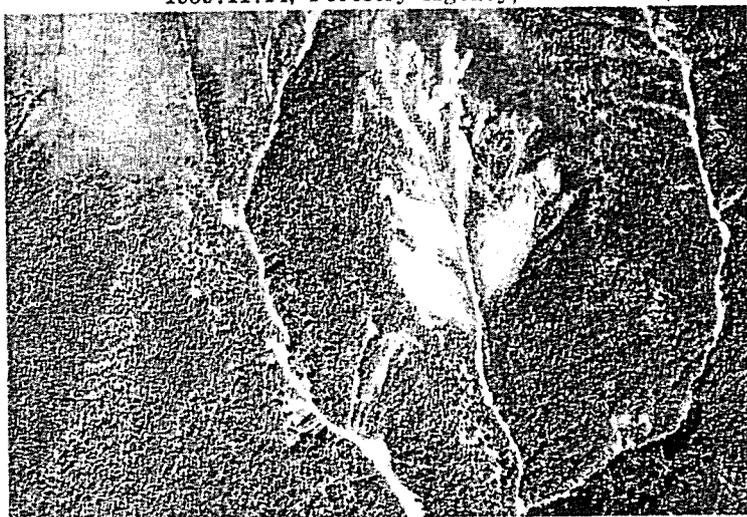


Photo. 3. Before the landslide (36 years ago).
1948.9.30, U. S. Army, M1171 215~216, ca. 1/36,000, $\times 1.0$.



4-a Small gullies on the valley side (25 years before the Ontake landslide; 11 years after the Photo. 3).
1959.11.14, Forestry Agency, Yama-148 (Ontake San), 8~9-C38, ca. 1/15,000, $\times 0.76$.



4-b Shallow landslide occurred at the same place as the gullies between the time of Photo. 4-a and 4-b.
This photograph was taken in 20 years before the Ontake landslide.
1969.9.1, Forestry Agency, Yama-560 (Ontake San II), C15A-6~7, ca. 1/17,000, $\times 0.90$.



4-c Widening of the shallow landslide (5 years before the Ontake landslide).
1979.10.14, Forestry Agency, Yama-882 (Ontake San IV), C14A-8~9, ca. 1/17,000, $\times 0.90$.

Photo. 4. Photographs show widening of the shallow slide scar on the valley side, corresponding with the foot of the Ontake landslide, during the past 25 years.
Vertical exaggeration is less than Photo. 1~3 because of the differences of focal length of cameras.

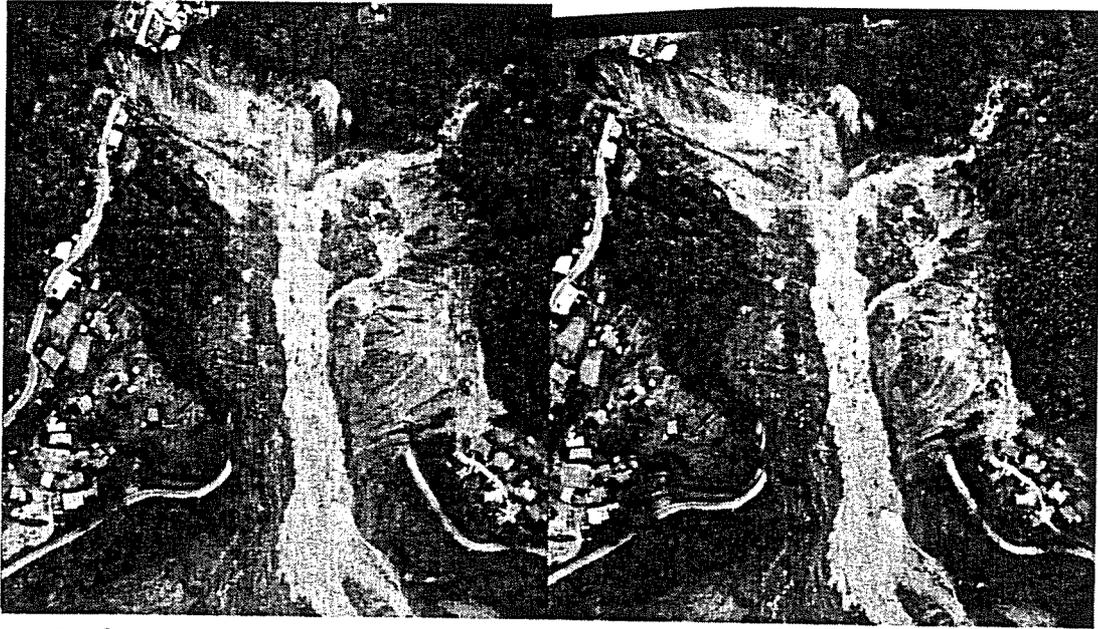


Photo. 5. Source area of the Matsukoshi landslide.

1984.9.15, Kyōdō Surveying Co. Ltd., C9 8407~8408, ca. 1/4,100, $\times 0.57$.

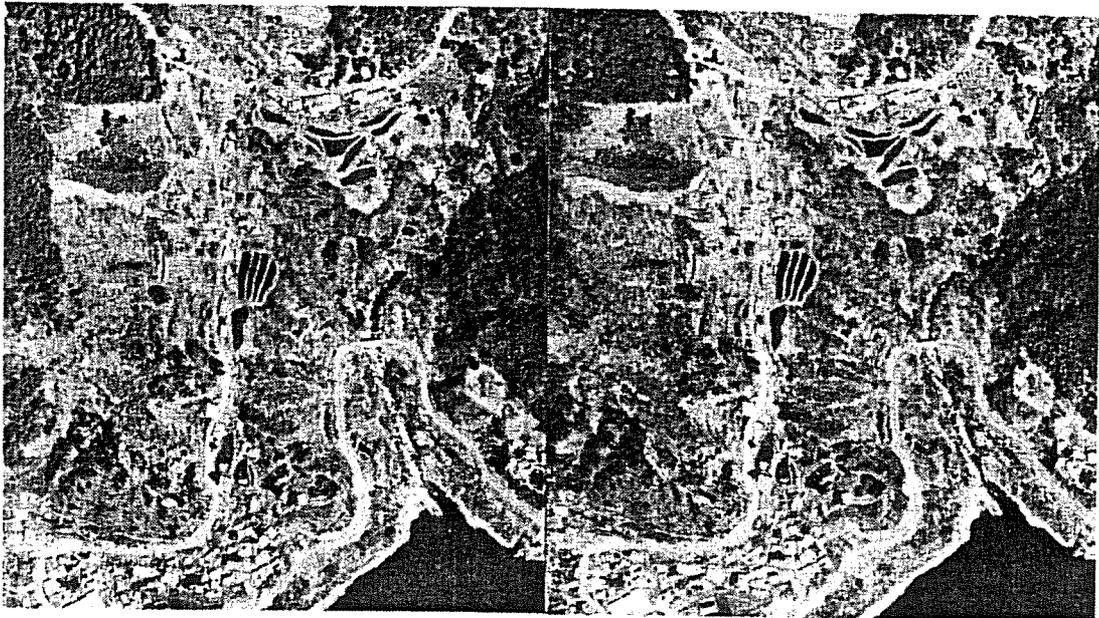


Photo. 6. Landscape before the landslide.

1969.4.23, Forestry Agency, Yama-560 (Ontake San II), C19 29~30, ca. 1/23,000, $\times 2.2$.

Notice: Vertical exaggeration is less than Photo. 5 because of the differences of focal length of camera.

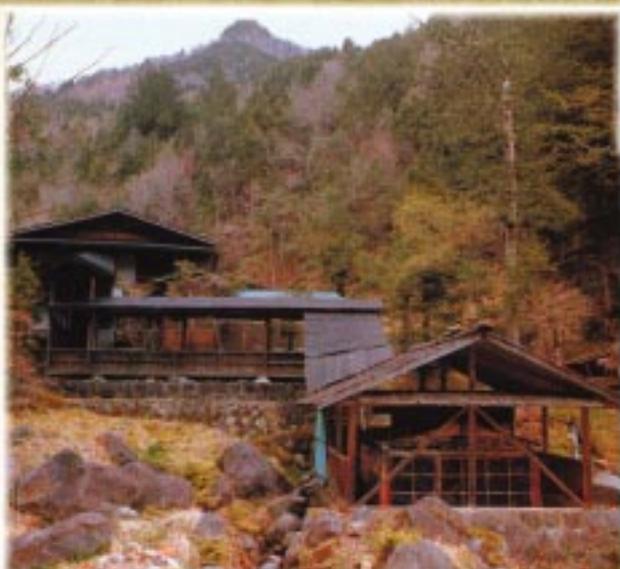
(Stereo view is possible for each pair of photographs)

謝 辞

この調査研究に際して、国土地理院の羽田野誠一氏には有益な助言を頂くとともに、素稿を読んで頂いた。同院の武井良道・市川清次両氏とは各種地図の作成および現地調査を共に行なった。長野県木曾建設事務所には、大縮尺地形図および地質調査資料を利用させて頂いた。また、富山大学の小林武彦助教授には崩壊域の地質について、巣鴨学園高校の高木信行氏には木曾谷層について、金沢大学の守屋以智雄助教授には地形分類図の作成に関連して、多くのご教示を受けた。各種地図は国際航業が受注・作成した。同社の塩島由植・堀部晋両氏には、格段の協力を頂いた。中日本航空と協同測量社には空中写真利用等の便を図って頂いた。以上の各位に感謝の意を表します。なお、各種地図作成の一部は、昭和59年度科学技術振興調整費によった。

引用文献

- 土木研究所砂防研究室 (1985) 御岳崩れに伴う土砂動態：日本地形学連合シンポジウム資料集「火山体の解体及びそれに伴う土砂移動」, 88-101.
- 土木研究所砂防研究室 (1987) (4) 岩屑流の流下機構に関する研究：昭和59年(1984年)長野県西部地震による土砂災害に関する緊急研究報告書, 科学技術庁, 117-133.
- 羽田野誠一・長岡正利 (1985) 1984年・御岳火山伝上川大崩壊の地形特性と発生条件——時系列空中写真の解析による——(演旨)：火山, 第2集, 30, 107-108.
- 井口 隆 (1985) 伝上川上流の大崩壊と岩屑流：主要災害調査, 25 (昭和59年(1984年)長野県西部地震災害調査報告), 国立防災科学技術センター, 45-62.
- 小林武彦 (1985) 長野県西部地震による崩壊と御岳火山の地質：昭和59年度災害科学総合研究河川分科会シンポジウム予稿集, 1-10.
- 小林武彦・大森江い・大森貞子 (1975) 御岳火山噴出物の化学的性質：地調月報, 26, 497-512.
- 国土地理院地理調査部・測図部 (1984) 1984年長野県西部地震による災害(速報)：国土地理院時報, 60, 48-52.
- 国土地理院地理調査技術開発室 (1985) 1984年長野県西部地震による地形変化1~5：国土地理院技術資料, D・1-No. 261. (大縮尺地形図等6枚)
- Machida, H. (1966) Rapid erosional development of mountain slopes and valley caused by large landslide in Japan: Geogr. Reports Tokyo Metropolitan Univ., 1, 55-78.
- 松本盆地地研木曾谷サブグループ (1985) 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, 39, 89-104.
- 長野県木曾建設事務所 (1985) 「昭和59年度国補河川災害復旧工事に伴う地質調査(その2)委託業務報告書」: 76 p.+図・写真.
- 長岡正利 (1984) 長野県西部地震による災害状況：測量, 405 (1984.12月号), 22-28.
- 長岡正利 (1986) 「1984年御岳くずれ1/10,000地形変化状況図」の作成について：地図, 24, 41-44+添付地図.
- 長岡正利・星埜由尚・武井良道・市川清次・斎藤文男 (1985) 長野県西部地震による伝上川上流大規模崩壊の地形特性と発生条件：天然資源の開発利用に関する日米会議(UJNR)耐風・耐震構造専門部会第17回合同部会会議録, 土木研究センター, 筑波, 959-974.
- 長岡正利・羽田野誠一・市川清次・武井良道・高木信行・塩島由植 (1985) 後氷期の地形変化史からみた大規模崩壊の発生条件——1984年長野県西部地震の場合——：日本第四紀学会講演要旨集, 15, 90-91.
- 大八木規夫 (1985) 崩壊・土砂移動の全体像：日本地形学連合シンポジウム資料集「火山体の解体及びそれに伴う土砂移動」, 74-77.
- 高木信行 (1980) 木曾谷層の層序とそれに関連した諸問題：軽石学雑誌, 6, 41-49.
- 地震予知総合研究振興会 (1987) (2) 震度分布調査：昭和59年(1984年)長野県西部地震による土砂災害に関する緊急研究報告書, 科学技術庁, 35-41.



企 画：国土交通省 中部地方整備局
多治見工事事務所

編 集：日本工営株式会社

作成年度：平成14年度

〒507-0804 岐阜県多治見市坂上町6-34

TEL (0572)25-8020 FAX (0572)23-7236

<http://www.cbr.mlit.go.jp/tajimi>