ISSN 0386－5878
土木研究所資料第2544号

土木研究所資料

地震に伴う大規模斜面崩壊に関する研究

――崩壊の発生と崩壊土砂の流下機構の解明――

昭和63年2月

建設省土木研究所
地震防災部　振動研究室
砂防部　砂防研究室
　　地すべり研究室
　　急傾斜地崩壊研究室
地質化学部　地質研究室

Copyright © (1988) by P. W. R. I.

All rights reserved. No part of this book may be reproduced by any means, nor transmitted, nor translated into a machine language without the written permission of the Director General of P. W. R. I.

この報告書は，土木研究所長の承認を得て刊行したものである。したがって，本報告書の全部又は一部の転載，複写は，土木研究所長の文書による承認を得ずしてこれを行ってはならない。

土木研究所資料
第2544号　1988年2月

地震に伴う大規模斜面崩壊に関する研究
——崩壊の発生と崩壊土砂の流下機構の解明——

地震防災部　振動研究室
砂防部　砂防研究室
　　地すべり研究室
　　急傾斜地崩壊研究室
地質化学部　地質研究室

要旨

本資料は、土木研究所が昭和60年度及び昭和61年度の2ヶ年をもって実施した重点基礎研究の成果をとりまとめたものである。その内容は、大規模斜面に作用する地震動、崩壊斜面の地形的特徴、地質的特徴、土質工学的特徴ならびに崩壊土砂の流下機構に関するものである。さらに、巻末には、大規模斜面崩壊事例集を付している。

キーワード：大規模斜面崩壊、地震、地震動、地形、地質、地すべり、土石流、地震災害、土砂災害。

目　　次

第1章　総　論

1.1 研究の背景・経緯……1
1.2 研究成果の概要……2

第2章　作用地震動

2.1 概　要……5
2.2 大規模斜面崩壊事例の検討……5
2.3 斜面模型振動実験……9
参考文献……37

第3章　地形的特徴

3.1 概　要……39
3.2 日本における大規模崩壊の地理的分布……39
3.3 崩壊発生斜面の地形計測……42
3.4 空中写真及び現地調査による大規模崩壊地の地形・地質特性の把握……48
3.5 元地形の復元と崩壊土量の吟味……51
3.6 大規模崩壊危険度に対する地形・地質的指標……52
参考文献……56

第4章　地質的特徴

4.1 概　要……59
4.2 崩壊発生斜面の特徴……61
4.3 崩壊の特徴……68
4.4 まとめ……81
参考文献……84

第5章　土質工学的特徴

5.1 概　要……85
5.2 土質試験……85
5.3 復元斜面の安定解析……87
5.4 まとめ……92
参考文献……94

第６章　崩壊土砂の流下機構

6.1 概　説……95
6.2 崩壊土砂の流下堆積に関する資料解析……95
6.3 火山噴出物の強度特性……100
6.4 蔦崩れの規模と流下経路……102
6.5 崩壊土砂の運動モデル……107
6.6 運動モデルの適用……113
6.7 結　語……118
参考文献……119

付属資料　大規模斜面崩壊事例集

1．振動研究室（16事例）……127
2．急傾斜地崩壊研究室（12事例）……157
3．地質研究室（100事例）……189
4．地すべり研究室（10事例）……211
5．砂防研究室（26事例）……239

第1章　総論

振動研究室　室長　佐々木　康

1.1. 研究の背景，経緯

昭和59年9月14日に発生した長野県西部地震（M＝6.8）によって御岳山山頂付近の山腹に崩壊土量3,400万m³と推定される大規模な斜面崩壊が発生した。この大規模崩壊は“御岳崩れ”と呼ばれており，崩壊規模が極めて大きかったのみならず，流下した崩壊土砂の流下経路において15名の犠牲者を出し，また王滝川に流入堆積した土砂が自然の湖を形成したことでもまれに見る大きな災害であったと認識されている。

地震に伴うこのような大規模な斜面崩壊は，御岳崩れ以外にも我が国で過去の幾つかの地震で発生しており，またペルー国，米国等でも発生したことが知られている。しかし，どのような地形，地質構造を持った斜面が，どの程度の地震動の作用によってこのような大規模な崩壊を生じるのか，またその流下範囲がどの程度であるかは明らかにされておらず，崩壊危険度の大きい斜面の判別，流下範囲の推定や，これに伴う必要な事前措置等の考え方は未解決の状態にある。この種の災害は，ひとたび発生すると被害の影響は空間的にも時間的にも多大なものとなること，特に流下土砂の河道への堆積に代表される二次的な影響の大きさや，太平洋岸と日本海側とを結ぶ本州を横断する道路施設への影響を考えると，地震に伴う大規模な斜面崩壊の発生機構及び流下機構について明らかにしておくことが急務と考えられる。

このため，土木研究所では，昭和60～61年度の2ヶ年をもって，所内の関連研究室が協力して，この課題を解明することとし，重点基礎研究として新たに本課題を設定した。

研究小課題及び担当研究室は以下のとおりである。

（1）作用地震動	振動研究室
（2）崩壊斜面の地形的特徴	急傾斜地崩壊研究室
（3）　〃　地質的特徴	地質研究室
（4）　〃　土質工学的特徴	地すべり研究室
（5）崩壊土砂の流下機構	砂防研究室

昭和60年度には，予算額13,604千円をもって，主として既往の大規模崩壊事例に関する各種の資料を収集し，これを各研究室が担当する分野から分析することとした。また昭和61年度には，予算額27,316千円をもって60年度の成果をもとに，調査，試験，実験，解析を実施し，2年間の成果として総合とりまとめを行った。

なお，本課題のもとに昭和61年11月28日から12月10日までの13日間矢澤昭夫砂防研究室長が，米国ワシントン州バンクーバー市で開催された「大規模崩壊土砂の流出に関するワークショップ」に参加し，

御岳崩れ，鳶崩れを紹介するとともに，米国地質調査所，ワシントン州立大学，林業試験所によるセントヘレンズ山を中心とする最近の研究情報を収集した。また，昭和62年1月12日から3月31日までの79日間，米国地質調査所のDr. Randall W. Jibson（ランドール・ジブソン）氏が来日し，地震防災部振動研究室において地震時斜面安定性に及ぼす地震動の地形による増幅特性に関して共同研究を実施した。

1.2. 研究成果の概要

（1）作用地震動

地震の特定された既往の大規模斜面崩壊10事例より，大部分の崩壊は内陸で発生したマグニチュード6.6～7.9の地震により，震央距離1.5～47kmの範囲で発生しており，作用水平最大加速度は，200～440galと推定された。また，斜面模型振動実験により，地形条件の影響で局所的に加速度が増幅されること，尾根方向の1次振動モードにおいて局所的にひずみの大きくなる領域が存在することが確認された。

（2）地形的特徴

5地域の大規模崩壊地の大縮尺の空中写真判読，ならびにそのうち2地域についての現地調査を実施した。その結果，尾根筋に見られる線状凹地，周辺斜面と比較して穏やかな平坦面，はらみ出し斜面，斜面下部の浸食，断層を反映したリニアメント，貫入岩体による破砕された岩盤，過褶曲構造等の存在を確認し，大規模崩壊危険度の地形地質指標としてまとめた。

（3）地質的特徴

地震に伴う大規模崩壊は，第四紀火山岩類，中古生層，中世代～古第三紀流紋岩類にみられる。地すべり等を含めた他の崩壊と比較すると，地震に伴うものでは，深い崩壊は急斜面ほど発生しやすい。崩壊発生の予測には，急斜面における深部の地質構造的な弱層の把握が重要となる。

（4）土質工学的特徴

過去の事例から特に長野県虚空蔵山及び新潟県名立崩れについて，斜面を構成する土層の土質工学的特性を明らかにした。又この2箇所に加え，長野県御岳崩れ，松越地区，十二権見地区についても，得られた土質定数を用い，震度を勘案して復元地形の安定解析（臨界すべり面解析）を実施した。その結果，臨界すべり面は現地形によく一致し，地震時の安全率もほぼ妥当な値が得られた。

（5）崩壊土砂の流下機構

既往の崩壊についてマクロな検討を加え，崩壊土量（V）と堆積面積（A）の関に$A \propto V^{\frac{2}{3}}$の関係があること，堆積地点でのせん断力は0.1～1.0kgf/cm^{2}であることなどを得た。また火山噴出物では，崩壊後急激に強度が低下することを示した。崩土の運動モデルについて，100年前に発生した鳶崩れと御岳崩れを検討材料として考察し，2変数のモデルで現象の説明が可能であることを示した。

なお，本課題のもとに実施した研究成果を発表した論文を以下に示す。

（1）佐々木康，桑原徹郎：大規模斜面崩壊時の推定地震動，土木学会第41回年次学術講演会講演概要集，第1部，pp.1107～1108，1986年11月。

（2）佐々木康，桑原徹郎，吉見精太郎：大規模斜面の動的応答特性に関する模型振動実験，第23回土

質工学研究発表会講演概要集，1988年6月。(投稿中)

(3) 浅井涌太郎，仲野公章，寺本和子：大規模崩壊の発生の場の条件，土木技術資料，Vol. 29 No. 6 pp.9～14，1987年6月。

(4) 浅井涌太郎，寺本和子，長澤良太：大規模崩壊に関わる地形・地質特性の検討一特に加奈木崩れ，帰雲山崩れを例として一，昭和62年度砂防学会研究発表会概要集，pp.18～21，1987年5月。

(5) 谷口栄一，久保田哲也，桒原徹郎：長野県西部地震による松越地区の斜面崩壊，土と基礎，Vol.33，No. 11，pp.59～65，1985年11月。

(6) 水山高久，矢沢昭夫，下東久巳，北原一平：大規模崩壊土砂の流動について，昭和61年度砂防学会研究発表会概要集，pp.84～85，1986年5月。

(7) 井上公夫，水山高久，大内俊二：常願寺川上流部の大規模崩壊（蔦崩れ）とその後の河床変動について，昭和61年度砂防学会研究発表会概要集，pp.12～15，1986年5月。

(8) A. YAZAWA, T. MIZUYAMA：Sediment Delivery of Unusual Sediment Yield in a Mountain Drainage Basin, Proceedings of the International Symposium on Drainage Basin Delivery, Albuquerque, New Mexico, IAHS Publ., No.159, pp.217～223, August 1986。

(9) 水山高久，大内俊二，井上公夫：蔦崩れの規模と崩壊土砂の運動，昭和62年度砂防学会研究発表会概要集，pp.102～103，1987年5月。

第2章　作用地震動

振動研究室　室長　佐々木　康
研　究　員　　桒原　徹郎
　　吉見　精太郎

2.1　概要

昭和59年長野県西部地震の際に御岳山中腹に発生した通称御岳崩れに見られるように，大規模な斜面崩壊はひとたび発生すると多大な人的，物的被害をもたらす。このような大規模斜面崩壊の発生には崩壊箇所の地質的，地形的素因が大きく寄与しているとともに，作用地震動も誘因として大きな影響を及ぼしていると考えられる。そこで，地震時に大規模斜面にどのような地震動が作用し，その結果として，斜面がどのような応答を示すかについて検討を行った。

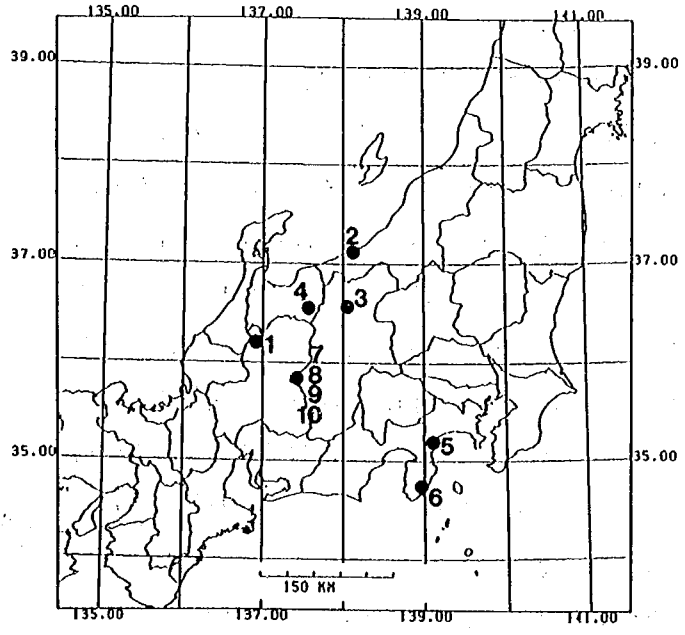
まず，既往の大規模斜面崩壊事例について，崩壊箇所の地形をモデル化するとともに，崩壊規模，崩壊地の基盤地質，地震及び地震動諸元について文献調査を行った。次に得られた結果を基に，大規模斜面崩壊と作用地震動との関係について検討を行った。さらにモデル化した斜面について，模型振動実験を実施し，振動性状，ひずみ分布等の基本的事項の検討を行い，大規模斜面の地震時応答特性を推定した。なお，本課題のもとに，昭和62年1月12日～3月31日まで，米国地質調査所のDr.Randall W.Jibson（ランドール・ジブソン）氏が来日し，土木研究所振動研究室において，地震時大規模斜面安定性に及ぼす地震動の地形による増幅特性に関する共同研究を実施した。

2.2　大規模斜面崩壊事例の検討

日本国内及び国外の大規模斜面崩壊16事例について，崩壊箇所の地形を原則として三角錐でモデル化するとともに，崩壊規模，崩壊地の基盤地質，地震及び地震動諸元について文献調査を行った。調査結果を付属資料に示す。これ等の事例のうち，10事例について以下の検討を行った。

2.2.1　対象斜面及び地震動

対象とした大規模崩壊斜面は，長野県西部地震による4事例を含む10事例7地震である。図－2.1に大規模崩壊斜面の位置を示す。地震による既往大規模斜面崩壊は，主に中部地方から北陸地方にかけての飛騨山脈，飛騨山地及び伊豆半島において発生し



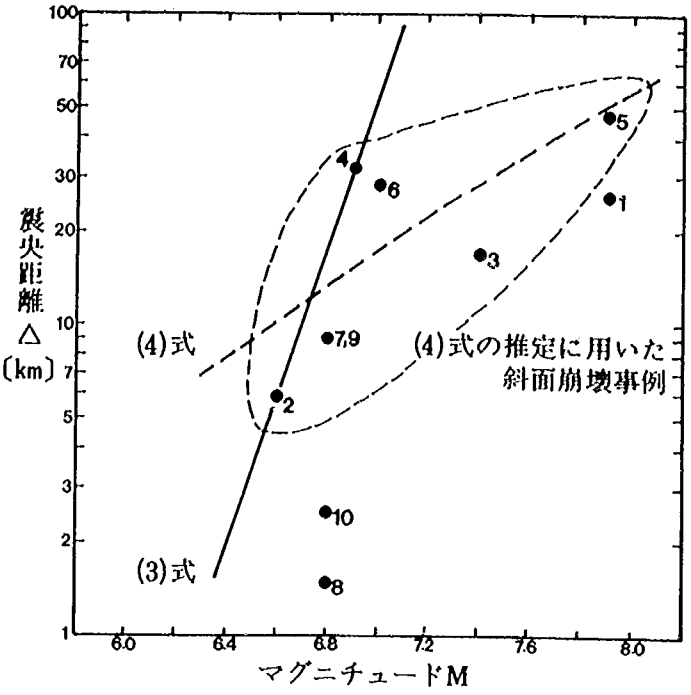
図－2.1 大規模崩壊斜面位置

ている。また表－2.1には，大規模崩壊斜面諸元，地震諸元及び推定作用地震動諸元の概要を示す。ここで崩壊土量，基盤地質は既往の文献を参照しており，地震諸元についても主に参考文献１）に依っている。また作用地震動の推定最大加速度を求めるに当っては，(2.1)式及び(2.2)式を用いた。[2)3)]

$$a^{H}_{max}=987.4\times10^{0.216M}\times(\Delta+30)^{-1.218} \quad \cdots\cdots(2.1)$$

$$a^{V}_{max}=117.0\times10^{0.268M}\times(\Delta+30)^{-1.190} \quad \cdots\cdots(2.2)$$

対象とした大規模崩壊斜面の崩壊土量は $2.7\times10^{4}\sim4.1\times10^{8}$m³であり，地震の規模(マグニチュード）Mは6.6～7.9の範囲である。



図－2.2 大規模崩壊斜面のM～Δ関係

また崩壊地点までの震央距離Δ(km)は1.5～47km，作用地震動の推定最大加速度は，水平方向について200～440gal，鉛直方向について60～130galとなる。

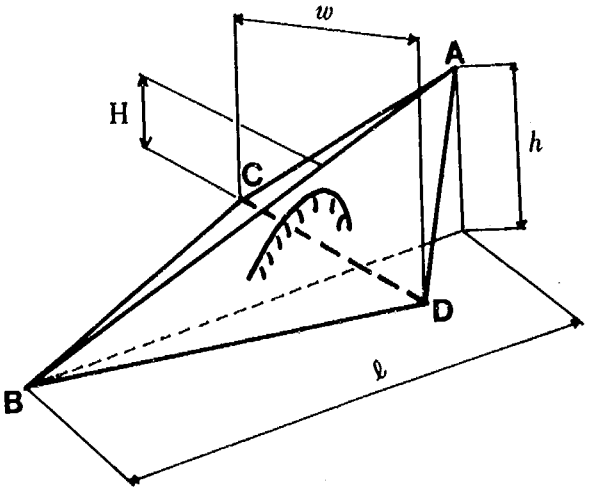
これらの事例について，マグニチュードと震央距離の関係を整理した結果を図－2.2に示す。この図よりマグニチュードが大きい地震ほど震央から遠い地点においても大規模斜面崩壊が発生しており，その限界を包絡する図中の実線は，(2.3)式により表される。またマグニチュード毎に崩壊の発生した最遠の震央距離をとり，回帰分析を行うと図中の破線で表される(2.4)式を得る。

$$\Delta=10^{-15+2.5M} \cdots\cdots(2.3) \qquad \Delta=10^{-6.2}\times M^{8.8} \cdots\cdots(2.4)$$

(2.4)式を用いると大規模斜面崩壊の発生する震央距離は，おおむねM＝７の時９km，M＝８の時56km程度となる。

2.2.2 崩壊斜面の固有周期と地震動特性

地震動は，一般に震央距離が大きくなるほどその卓越周期は長周期側に移ると考えられることから，地震動の卓越周期と斜面の固有周期がほぼ等しい場合に，斜面に大きな応答加速度が作用し，大規模斜面崩壊の誘因となる可能性がある。そこで，斜面を含む尾根の固有周期と地震動特性との関係について検討を行うことを目的として，対象とした大規模崩壊斜面を含む尾根を図－2.3に示す三角錐ＡＢＣＤにより単純化したモデルで表現することとした。なお蔦山崩れ（No.４）及び根府川崩壊（No.５）については，崩壊が２つ以上の尾根にわたって発生してい



図－2.3 尾根の三角錐近似モデル

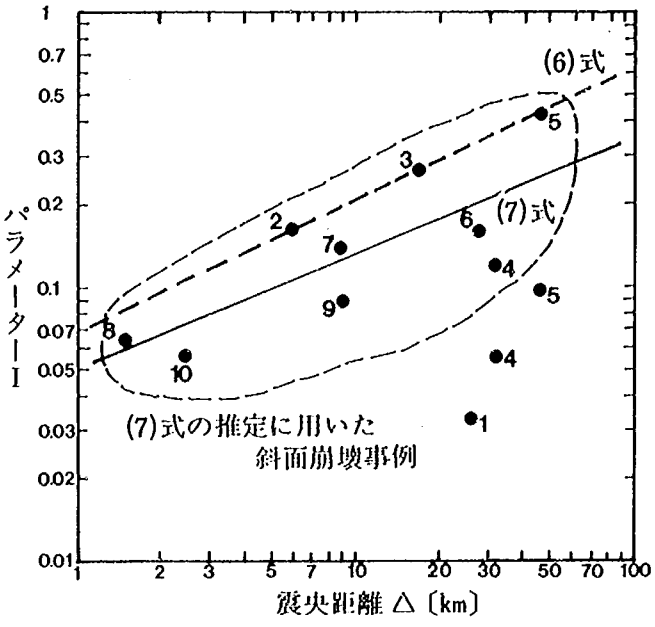
表－2.1　対象斜面及び地震，地震動諸元

No.	斜面崩壊名称	崩壊所在地	崩壊土量 (m^3)	基盤地質	地震諸元						震央距離 Δ(km)	推定最大加速度(gal)		備考
					地震名	発生年月日	北緯	東経	震源深さ	規模(M)		水平	鉛直	
1	帰雲山崩壊	岐阜県 大野郡白川村	2.5×10^6	濃飛流紋岩類	白山 大地震	1586.1.18	36.0°	136.8°	——	7.9	26	373	127	地震諸元は参考文献 1) を参照
2	名立崩れ	新潟県西頸 城郡名立町	4×10^7	新第三紀 頁岩、砂岩、礫岩	高田 大地震	1751.5.20	37.2°	138.0°	——	6.6	6	335	97	地震諸元は参考文献 1) を参照
3	岩倉山崩れ	長野県 長野市信更町	4×10^6 以上	新第三紀 砂岩、礫岩	善光寺 地震	1845.5.8	36.7°	138.2°	——	7.4	17	360	115	地震諸元は参考文献 1) を参照 崩壊土量は犀川閉塞分の土量
4	蔦山崩れ	富山県 中新川郡大山町	4.1×10^8	花崗閃緑岩 変安山岩	安政 大地震	1858.4.9	36.1°	137.2°	——	6.9	32	200	61	地震諸元は参考文献 1) を参照
5	根府川崩壊	神奈川県 小田原市	$1\sim3\times10^6$	安山岩質溶岩 火山砕屑岩	関東 大地震	1923.9.1	35.2°	139.3°	——	7.9	47	253	87	地震諸元は参考文献 1) を参照
6	伊豆梨本	静岡県 賀茂郡河津町	2.7×10^4 以上	凝灰角礫岩 変安山岩	伊豆大島 近海地震	1978.1.14	34°46′	139°15′	0	7.0	28	233	70	地震諸元は気象庁発表値 崩壊土量は崩土除去量
7	御岳崩れ	長野県 木曽郡王滝村	3.4×10^7	安山岩溶岩 砂　礫	長野県 西部地震	1984.9.14	35°49.3′	137°33.6′	2	6.8	9	335	99	地震諸元は気象庁発表値
8	松越崩壊	〃	2.3×10^5	粘板岩 チャート	〃	〃	〃	〃	〃	〃	1.5	435	128	〃
9	滝越崩壊	〃	1.7×10^5	濃飛流紋岩類	〃	〃	〃	〃	〃	〃	9	335	99	〃
10	御岳高原崩壊	〃	3×10^4	安山岩質溶岩 火山砕屑岩	〃	〃	〃	〃	〃	〃	2.5	419	123	〃

ることから，尾根のモデル化にあたっては２つの尾根を対象とした。表－2.2に三角錐ＡＢＣＤの諸元を示す。ここでℓ及びwは$\overline{AB}$及び$\overline{CD}$の水平面への投影長であり，hはＡＢの鉛直面への投影長である。また，Ｈは尾根の最大断面における高さである。ℓ，h，w，Ｈはそれぞれ920～3,630m，200～1,180m，540～2,730m，30～232mとなり，$\overline{AB}$の傾斜は９～28°，w/ℓは0.29～1.36の範囲となっている。ここで(2.5)式で表されるパラメーターＩを導入する。

$$I=\frac{H\cdot\ell}{Vs\cdot w}\cdots\cdots\cdots\cdots\cdots\cdots(2.5)$$

Vsは尾根基盤岩のせん断波速度（m/sec）の推定値であり，Ｉ（sec）は三角錐近似した尾根の固有周期に比例すると考えられる量である。表－2.2にVs及びＩの値を，また図－2.4に各事例の震央距離とパラメータＩの関係を示す。図中の破線で表される限界線は（2.6）式で与えられる。また，帰雲山崩壊（No.１）を除き，蔦山崩れ（No.４）及び根府川崩壊（No.５）についてはＩの大きい方の値を用いて回帰分析を行うと，図中実線で表される（2.7）式を得る。



図－2.4 大規模崩壊斜面のΔ～Ｉ関係

$$I=0.063\times\Delta^{0.47}\cdots\cdots\cdots\cdots\cdots\cdots(2.6)$$

$$I=0.050\times\Delta^{0.43}\cdots\cdots\cdots\cdots\cdots\cdots(2.7)$$

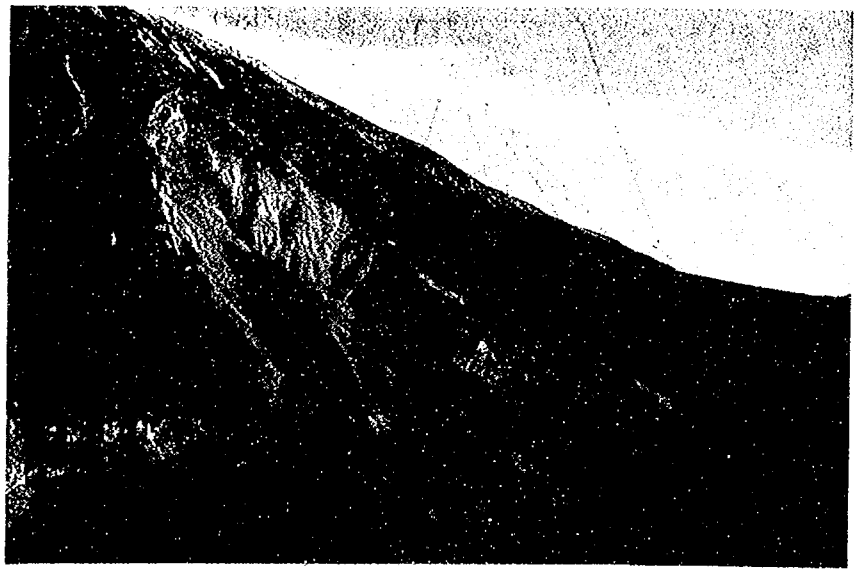
（2.6）式及び（2.7）式より，震央距離の小さい事例のＩの値すなわち崩壊斜面を含む尾根の固有周期は小さくなっており，震央距離が大きくなるにつれ斜面の固有周期も大きくなる傾向が認められる。

表－2.2　尾根の三角錐近似モデル諸元

No.	ℓ〔m〕	h〔m〕	H〔m〕	w〔m〕	$\tan^{-1}(h/\ell)$	w/ℓ	Vs〔m/sec〕	$I=H\cdot\ell/Vs\cdot w$
1	1,670	870	38	960	28	0.57	2,000	0.033
2	1,830	320	156	2,490	10	1.36	700	0.16
3	2,500	400	171	2,340	9	0.94	700	0.26
4	3,630	920	141	2,730	14	0.75	3,500	0.055
4	3,000	1,180	232	1,650	21	0.55	3,500	0.12
5	2,200	380	47	900	10	0.41	1,200	0.096
5	3,000	550	148	880	10	0.29	1,200	0.42
6	1,050	270	131	700	14	0.67	1,200	0.16
7	1,850	820	60	800	24	0.43	1,000	0.14
8	1,040	250	93	750	14	0.72	2,000	0.064
9	920	200	105	540	12	0.59	2,000	0.089
10	1,800	300	30	970	9	0.54	1,000	0.056

2.3 斜面模型振動実験

大規模斜面の動的応答特性について基礎的知見を得ることを目的として，斜面模型振動実験を実施した。模型形状は，**写真－2.1**に示す長野県西部地震における御岳山中腹の大規模斜面崩壊を念頭に置き，斜面を含む尾根を三角錐でモデル化した。模型寸法は，**表－2.2**に示す諸元を参照し，模型ケース数は，尾根角度及び斜面角度を変化させた6ケースとした。模型材料としては，弾性体材料であるシリコンゴムを用い，底面及び側面の境界が剛である架台上に作成した。加振は，水平，鉛直2方向の加振が可能である大型振動台を用いて，尾根方向，尾根直角方向又は鉛直方向の3方向に正弦波加振を行った。加振振動数は，3Hz～60Hzまで0.5Hz間隔で変化させ，模型内部及び模型表面の1方向または2方向の応答加速度を計測した。計測した応答加速度及びストロボスコープを用いた観察より，斜面模型の振動性状，ひずみ分布，模型形状による共振振動数・加速度応答倍率の変化について検討を行い，大規模斜面の動的応答特性について基本的事項を把握した。

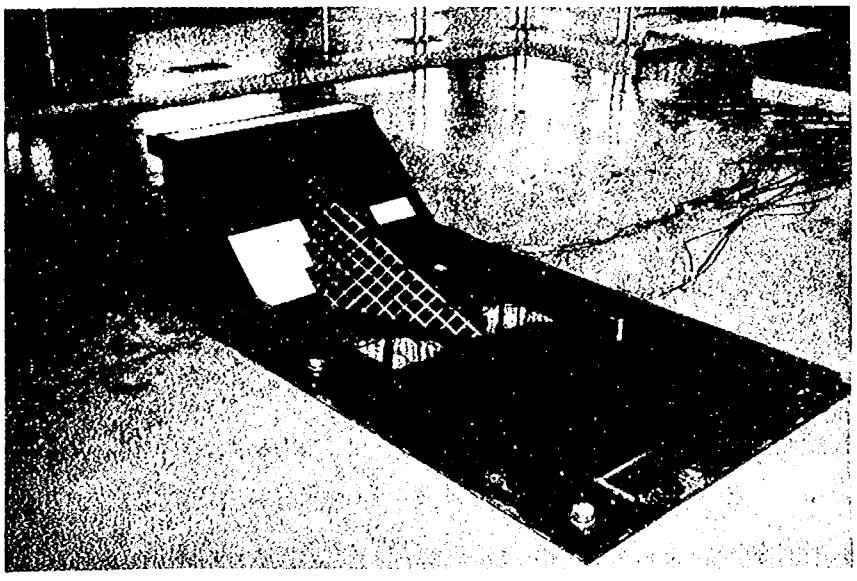


写真－2.1 御岳山中腹の大規模斜面崩壊

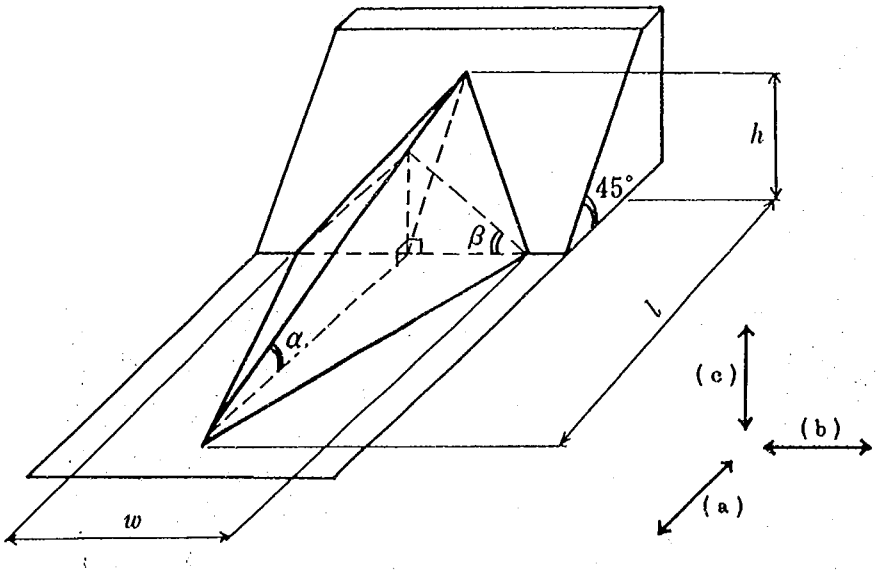
2.3.1 模型寸法

斜面模型形状は，大規模斜面を含む尾根を単純化した三角錐とした。**写真－2.2**に斜面模型概要を示す。模型寸法は，鉛直最大断面の高さを21.2cmで固定とし，尾根稜線と水平面とがなす角度（以下尾根角度と呼ぶ）α及び鉛直最大断面において，斜面と水平面とがなす角度（以下斜面角度と呼ぶ）βを与えることにより決定した。

模型ケース数は，斜面角度βを45°に固定し，尾根角度αを15°，20°，25°，30°と変化させた4ケースに，尾根角度βを25°に固定し，斜面角度βを30°，60°と変化させた2ケースを加えた計6ケースとした。**図－2.5**及び**表－2.3**に斜面模型寸法を示す。たとえば尾根角度αが25°，斜面角度βが45°のケース1における模型幅w(cm)，模型長さℓ(cm)及び模型高さh(cm)は，それぞれ42.4cm，85.2cm及び39.7cmとなる。



写真－2.2 斜面模型概要



図－2.5 斜面模型寸法

表－2.3 斜面模型寸法

模型No.	模型寸法				
	W(cm)	L (cm)	h (cm)	α	β
ケース1	42.4	85.2	39.7	25°	45°
ケース2	42.4	91.5	33.3	20°	45°
ケース3	42.4	108.1	29.0	15°	45°
ケース4	24.4	85.2	39.7	25°	60°
ケース5	73.4	85.2	39.7	25°	30°
ケース6	42.4	86.6	50.0	30°	45°

架台は，底面を幅120cm，長さ220cmの鋼製とし，底面と45°の角度を有する地山については，石膏及び木製型枠を使用した。また，底面の鋼板表面及び地山斜面表面には，模型材料として用いるシリコンゴムの触媒毒による硬化不良を防ぐために，硬質の塩化ビニール板を接着することとした。

2.3.2　模型材料，模型製作

模型材料としては，弾性体材料であるシリコンゴムを使用した。シリコンゴムは高価ではあるが，低弾性率の模型を容易に作成することが可能であり，また特性の経時変化が少ないという特性を有している。

模型の製作は，ケース6については，模型に設置する加速度計を全て模型内部に設置する為8層に分けて作製し，各層が硬化した後に加速度計を所定の位置に設置し，さらに次の層を打設した。その他の5ケースについては，模型表面に設置する加速度計については，切欠を設けておくことにより模型完成後に設置することとし，模型内部に設置する加速度計を埋設する為3層に分けて作製した。

まず，模型型枠を厚手のアクリル板を用いて作製し，型枠内側に切欠を作るためのコマを所定の位置に設置した。次に，シリコン系接着剤を用いて，型枠を架台及び地山に接着した。この状態で第1層を所定の位置まで打設し，十分養生硬化の後加速度計を設置した。さらに設置した加速度計が動かないよう注意を払いながら第2層を打設し，この作業を繰り返した。シリコンゴム打設完了後は，十分養生を行った後に脱型し，模型の動きを観察するための太さ2㎜の白線を油性白色マジックを用いて5㎝間隔で模型上に描いた。

ケース1からケース5の模型については，各層3本のテストピースを，またケース6については，各層1本のテストピースを作製した。テストピースは，直径5㎝，高さ10cmの円筒形であり，このテストピースの寸法，重量及び一軸圧縮繰り返し試験を行うことにより，単位体積質量 ρ（g/㎤），せん断弾性係数G（kgf/㎠）及び減衰定数h（%）を求めた。ここで，テストピースの直径及び高さは，ノギスを用いて円周方向に120°毎の3回測定した平均値を用いた。また，弾性係数E(kgf/㎠)は，一軸圧縮繰り返し試験の荷重及び変位を用いて求めた軸方向応力及び軸方向ひずみを用いて求め，せん断弾性係数G（kgf/㎠）は，ポアソン比を0.5と仮定することにより弾性係数を3で除した値とした。さらに，減衰定数hは，一軸圧縮繰り返し試験結果より求めた減衰エネルギーΔWを用いた。以上の試験結果を基に，単位体積質量 ρ(g/㎤)，せん断弾性係数G（kgf/㎠)及び減衰定数h（%）の各模型の平均値を求めた結果を**表－2.4**に示す。

表－2.4　模型の平均的物性値

模型No.	単位体積質量 ρ (g/cm^3)	せん断弾性係数 G (kgf/cm^2)	減衰定数 h (%)
1	0.98	0.27	4.9
2	0.98	0.27	4.9
3	1.01	0.22	5.1
4	0.98	0.26	5.0
5	0.98	0.26	5.0
6	0.99	0.19	5.4

2.3.3　加振及び計測

加振は，水平，鉛直2方向の加振が可能である土木研究所振動実験施設の大型振動台を用い，尾根方向，尾根直角方向又は鉛直方向の1方向加振とし，以下の順序に従い各方向の加振を行った。

まず，最大加速度200galの正弦波を3Hz～60Hzまで1Hz／secで振動数を増加させた57sec のスイ

ープ加振を行い，概略の共振振動数を把握した。次に最大加速度200galの正弦波を3Hz～60Hzまで0.5Hzピッチで作用させた計115回の加振を行い，模型各部の加速度共振曲線を作図した。さらに，共振振動数において，最大加速度1,000galの正弦波加振を行い，写真撮影，ビデオ撮影及びストロボスコープによる観察を行った。

なお，ケース1の模型については，加振方向及び加振直角方向の加速度応答を計測するため，3方向それぞれに最大加速度400galの正弦波加振を共振振動数で行った。

模型の応答は，加速度計により計測するとともに，スチールカメラ及びビデオカメラに記録した。加速度計は，模型内部，模型表面及び架台上に設置した。その寸法は，5㎜角×10㎜と超小型であり，1方向に±2Gの計測が可能である。加速度計の主要諸元を表－2.5に示す。

加速度計の設置は，1方向計測の場合は図－2.6に示す配置とし，2方向計測の場合には，図－2.6中のNo.3，6，8，10，11，14の6箇所とした。加速度計から出力された信号は，中継ボックス，中継テーブルを介して動ひずみアンプに入力され，増幅後にA／D変換を行いディジタルデータとして磁気テープ上に収録した。また，最大加速度1,000galの正弦波加振を行い，写真撮影及びビデオ撮影を行った。写真撮影は，各方向の共振振動数において，シャッタースピード1/125秒でランダムに8回の撮影を行うことにより，変位の最大値をとらえるようにするとともに，シャッタースピード1/15秒で撮影を行い，ほぼ1周期の振動を記録した。またビデオ撮影は，共振振動数における模型の運動を詳細に観察するために，ストロボスコープを用いることとし，15Hz付近の模型振動状況を1Hz程度の運動として撮影した。

表－2.5　加速度計主要諸元

項　　目	仕　　様
定格容量	±2G
固有振動数	200Hz
出力電圧	50mV
過負荷	500%F.S.
非直線性及びヒステリシス	0.5%F.S.
再現性	0.1%F.S.
温度特性	0.05%F.S./℃ (0～+40℃)
ブリッジ電圧	6VDC
横感度	2%F.S.
ケーブル	φ1.6mm×2m＋φ4mm×10m
外形寸法	5㎜角×10㎜
重量	約0.5g（本体のみ）

2.3.4　加速度応答倍率，変位，ひずみの算出方法

共振実験における加速度応答倍率は，架台加振方向の加速度データと，応答加速度データのパワーの比として(2.8)式により求めた。

$$\alpha_j=\sqrt{\frac{\left(\sum_{i=1}^{n}\alpha_{ji}^{2}\right)}{\left(\frac{\sum_{i=1}^{n}\alpha_{1i}^{2}}{n}\right)}}\cdots\cdots(2.8)$$

ここで，

α_j ：計測点jにおける加速度応答倍率

α_{1i}：架台加振方向の加速度データ（gal）

α_{ji}：計測点jにおける加速度データ（gal）

n ：加速度データ数（400Hz×2sec＝800点）

また，計測点の変位は，架台に対する相対変位とし，正弦波加振を行っていることから，(2.9) 式により求めた。

$$d_j(t)=\frac{10\times(a_j(t)-a_1(t))}{-(2\pi f)^2}\cdots\cdots\cdots\cdots(2.9)$$

ここで，

$d_j(t)$：計測点 j の架台に対する相対変位 (mm)

$a_1(t)$：架台加振方向の加速度 (cm／sec^2)

$a_j(t)$：計測点 j の応答加速度 (cm／sec^2)

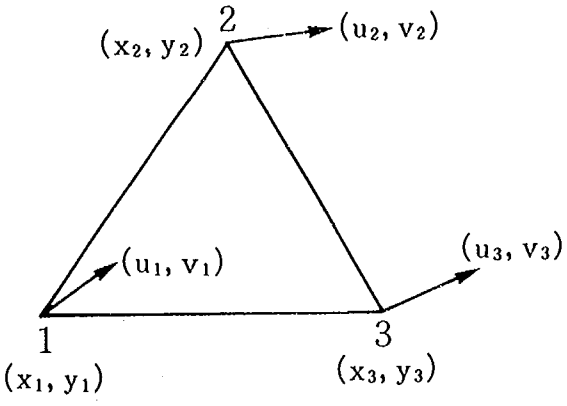
f ：加振振動数 (Hz)

さらに，模型内部のせん断ひずみ分布について検討を行うため，2方向計測時の変位データを用いて，近似的にせん断ひずみを求めた。すなわち，図－2.7に示す三節点1，2，3の位置座標をx_i，y_iとし，それぞれの節点における変位をu_i，v_iとする。各節点における変位を (2.10) 式に示すように位置座標の一次関数として与える。

$$\left.\begin{aligned} u_i&=\alpha_0+\alpha_1 x_i+\alpha_2 y_i \\ v_i&=\alpha_3+\alpha_4 x_i+\alpha_5 y_i \end{aligned}\right\}\cdots\cdots\cdots\cdots(2.10)$$

ここで，定数α_0～α_5は，連立1次方程式を解くことにより求められる。また，3節点で囲まれる面の平均ひずみは (2.11) 式で求めることができる。

$$\left.\begin{aligned} \varepsilon_x&=\frac{\partial u}{\partial x}=\alpha_1 \\ \varepsilon_y&=\frac{\partial v}{\partial y}=\alpha_4 \\ \gamma_{xy}&=\frac{\partial u}{\partial y}+\frac{\partial v}{\partial x}=\alpha_2+\alpha_5 \end{aligned}\right\}\cdots\cdots\cdots\cdots(2.11)$$



図－2.7 せん断ひずみの計算要素

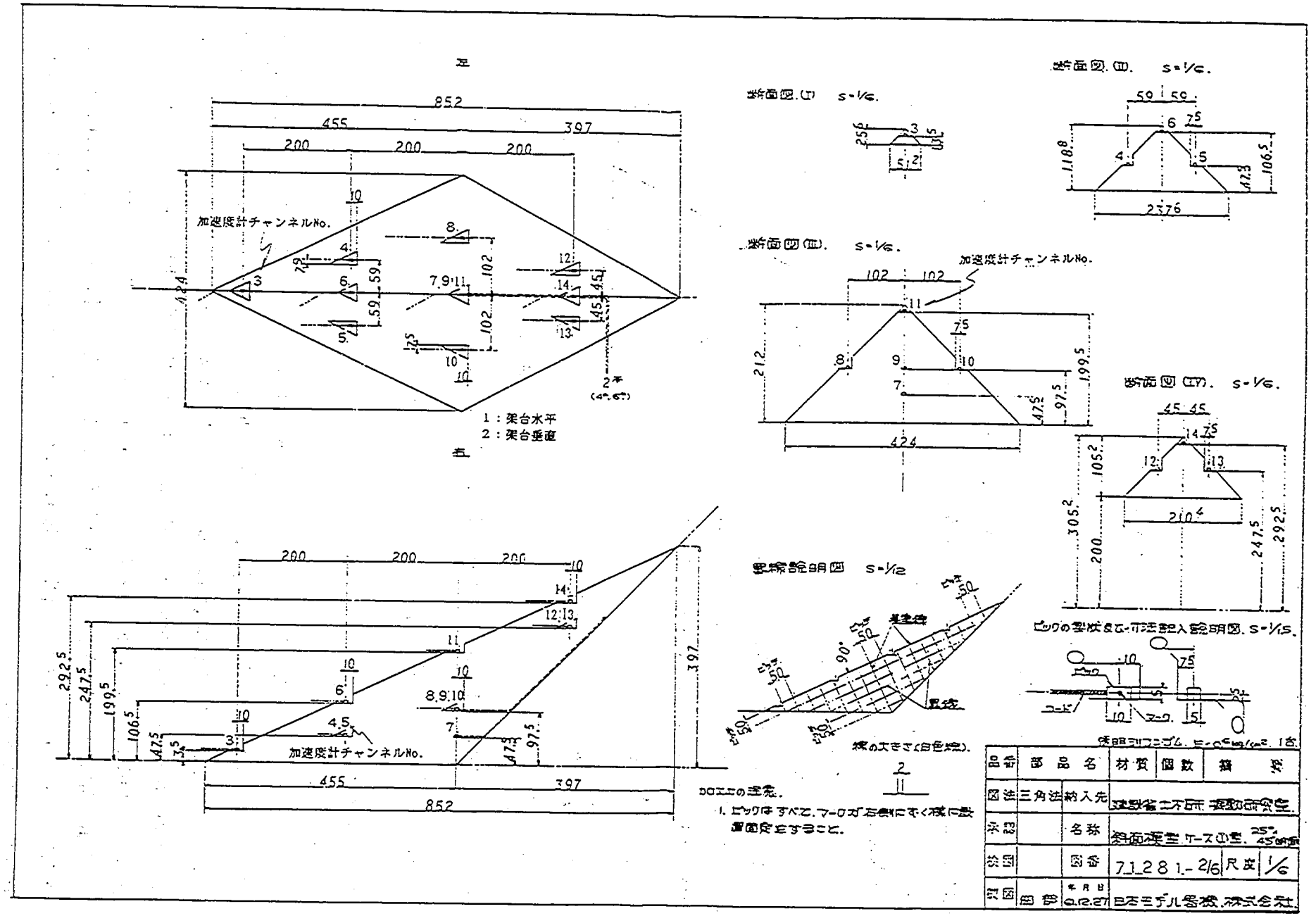
さらに，最大せん断ひずみγ_{max}は (2.12) 式により与えられる。

$$\gamma_{max}=2\sqrt{\left(\frac{\varepsilon_x-\varepsilon_y}{2}\right)^2+\frac{1}{4}\gamma_{xy}^2}\cdots\cdots\cdots\cdots(2.12)$$

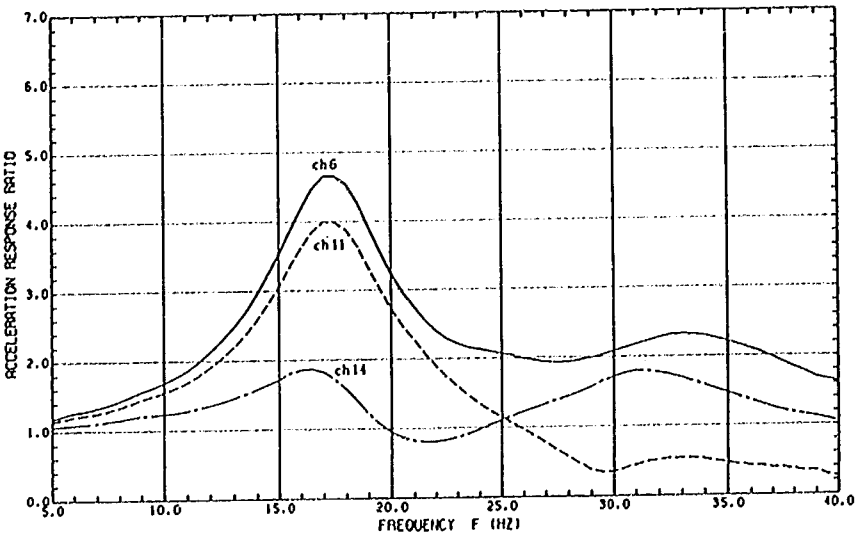
2.3.5 実験結果

(1) 振動状況

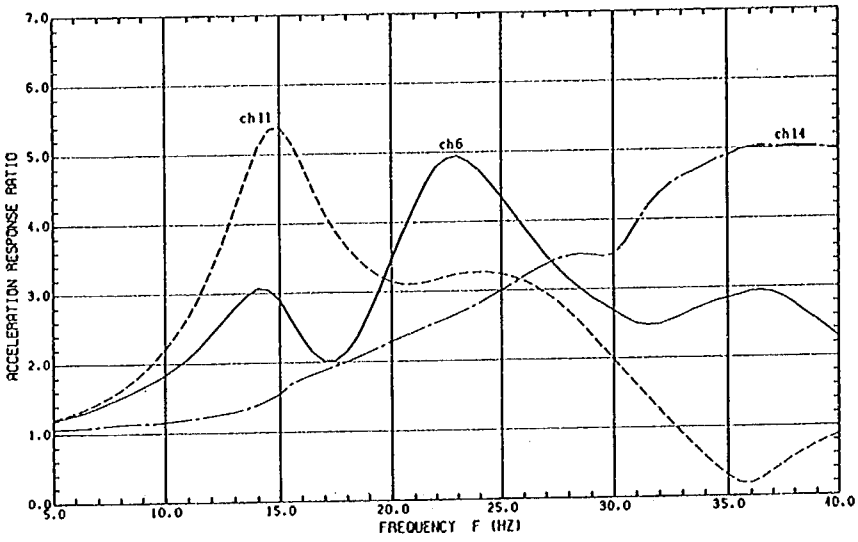
ケース1について (a) 尾根方向加振，(b) 尾根直角方向加振，(c) 鉛直方向加振時の尾根上加速度計による加振方向加速度応答倍率図を図－2.8に示す。同図より (a) 尾根方向加振時には，17.0Hz付近に尾根前部 (ch6) 及び鉛直最大断面上部 (ch11) の加速度応答倍率が4.7倍及び4.0倍程度となる共振点が認められる。また (b) 尾根直角方向加振時には，15.0Hz付近でch11の加速度応答倍率が5.4倍程度に，23.0Hz付近ではch6の加速度応答倍率が4.9倍程度となる共振点が認められる。さらに，(c) 鉛直方向加振時には，水平方向加振時と比較すると加速度応答倍率は小さいが，16.5Hz及び24.5Hz付近においてch11の倍率が2.7倍及び2.5倍程度となっている。以下に，各共振振動数における模型の振動状況について示す。



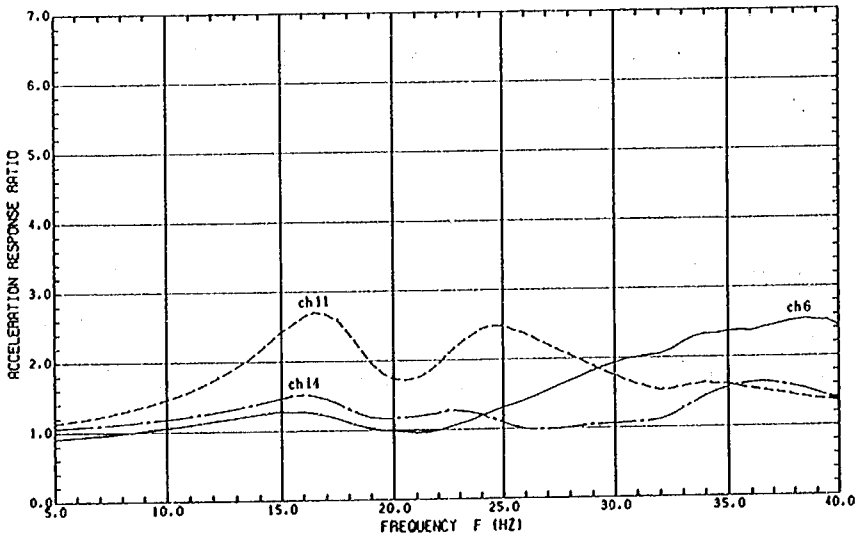
図－2.6 尾根模型の詳細寸法及び加速度計位置図（ケース１）



(a) 尾根方向加振



(b) 尾根直角方向加振



(c) 鉛直方向加振

図－2.8 加振方向毎の尾根上加速度応答倍率（ケース１）

1）尾根方向加振時

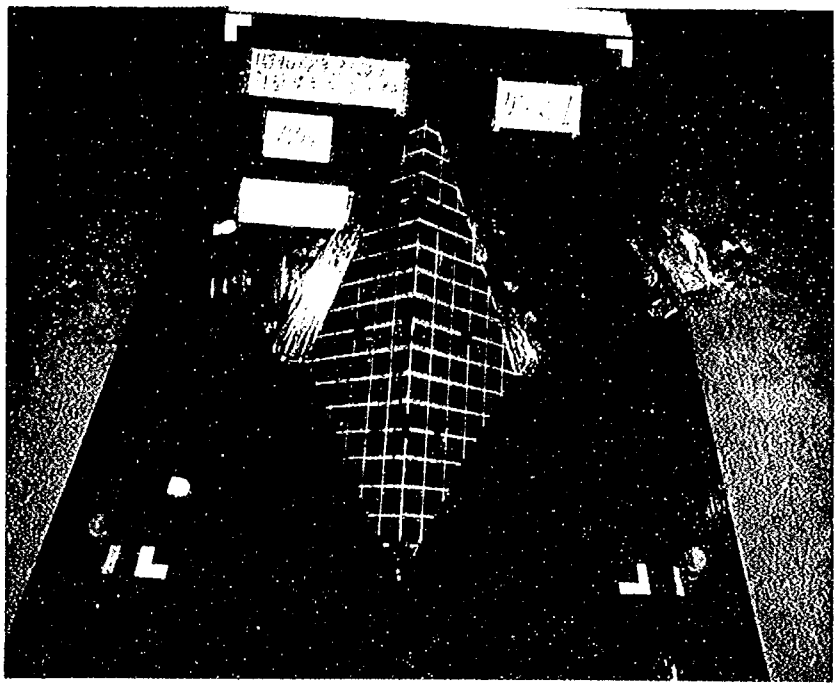
写真－2.3に尾根方向正弦波17.0Hz 1,000gal加振時の模型振動状況を示す。変位の大きな領域は，尾根稜線に沿っては最大断面付近であり，側面については最大断面に沿った上部付近である。尾根方向加振時における模型の変位は，尾根方向だけでなく鉛直方向にも発生していることが確認されたため，尾根稜線及び模型側面の計6箇所において尾根方向及び鉛直方向2方向の応答加速度を計測することにより，計測点の変位を求めた。**図－2.9**に以上の手法により求めた尾根方向加振時の振動状況を示す。ここで，計測点の変位は，模型寸法と比較して大きく示している。同図（b）側面図より，尾根方向加振時には，尾根前部（ch6）においては，水平方向の運動が卓越するのに対し，鉛直最大断面上部(ch11)の点においては，水平・鉛直両方向の変位振幅が大きくなっており，ほぼ稜線方向の振動となっている。**図－2.10**には，各計測点における変位軌跡を示すが，**図－2.9**において述べた事項が明瞭となっている。以上の実測結果及びストロボスコープによる観察結果を総合すると，尾根方向加振時の模型振動状況は，尾根中央部における円弧状の運動であり，尾根前部においては水平方向の運動が卓越するのに対し，尾根中央部及び上部においては，尾根稜線方向の運動が卓越し，変位振幅は尾根中央部で最大となっている。

2）尾根直角方向加振時

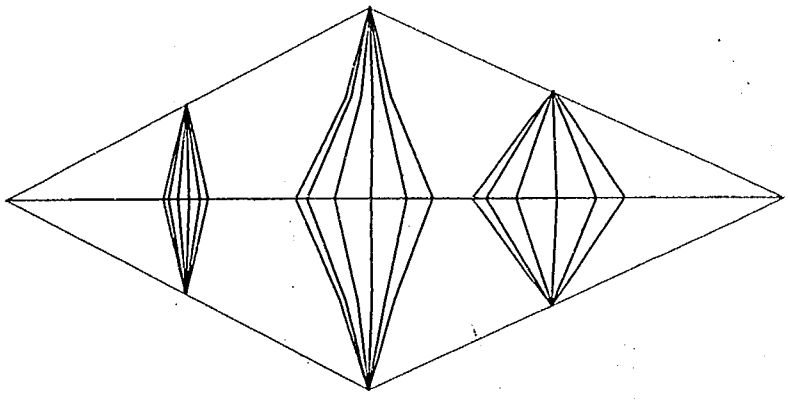
写真－2.4に尾根直角方向正弦波15.0Hz，1,000gal加振時の模型振動状況を示す。変位の大きな領域は，尾根稜線に沿っては，最大断面付近である。**図－2.11**には，尾根直角方向及び鉛直方向2方向の応答加速度を計測することにより求めた変位を示している。同図（a）平面図より，尾根直角方向加振時には，尾根稜線中央部における変位が最大となっており，尾根稜線上部（ch14）の点における変位は尾根稜線下部（ch6）に比べて小さくなっている。また，同図（c）に示す鉛直最大断面における変位状況より，断面中央下部における変位の増加が著しい。**図－2.12**には，鉛直最大断面の2方向における変位軌跡を示すが，尾根直角方向加振時の変位は，ほぼ尾根直角方向1方向であり，鉛直方向の変位はほとんど生じていない。

3）鉛直方向加振時

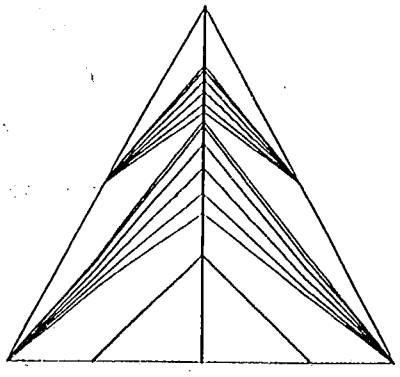
写真－2.5には，鉛直方向正弦波16.5Hz，1,000gal加振時の模型振動状況を示す。尾根方向，尾根直角方向加振と比べ，加速度応答倍率が2.7倍程度と小さいことから，模型変位状況を写真から確認することは難しいが，**図－2.13**に示す尾根方向及び鉛直方向加速度を計測することにより求めた変位より，16.5Hz付近の振動状況は，尾根方向加振時17.0Hz付近の振動状況とほぼ同一となった。なお，尾根先端部（ch3）における鉛直方向の振動は，架台上に張り付けた塩化ビニール板の接着不良による振動である。**図－2.14**には，各計測点における変位軌跡を示す。最大変位の方向は，尾根方向加振時とほぼ同様に，尾根前部においては水平方向の運動が卓越するのに対し，尾根中央部及び上部においては尾根稜線方向の運動が卓越している。



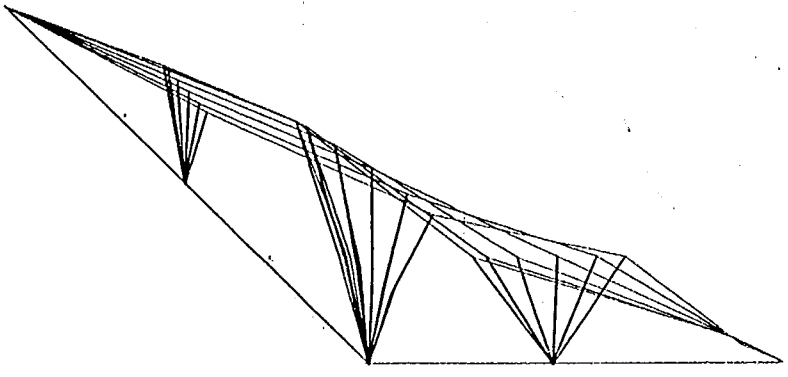
写真－2.3 尾根方向加振時振動状況（17.0Hz, 1000gal）



（a）立面図

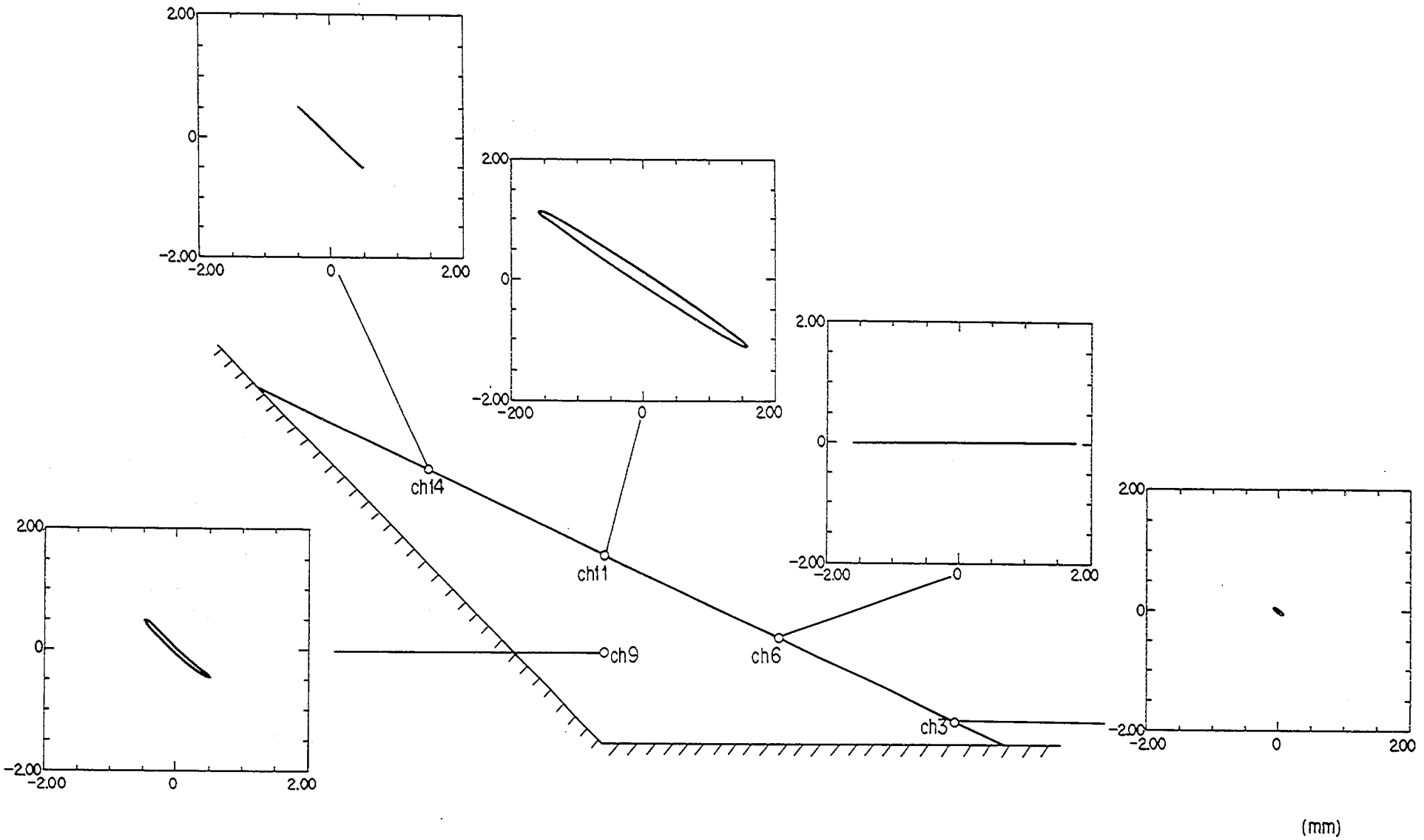


（c）正面図）

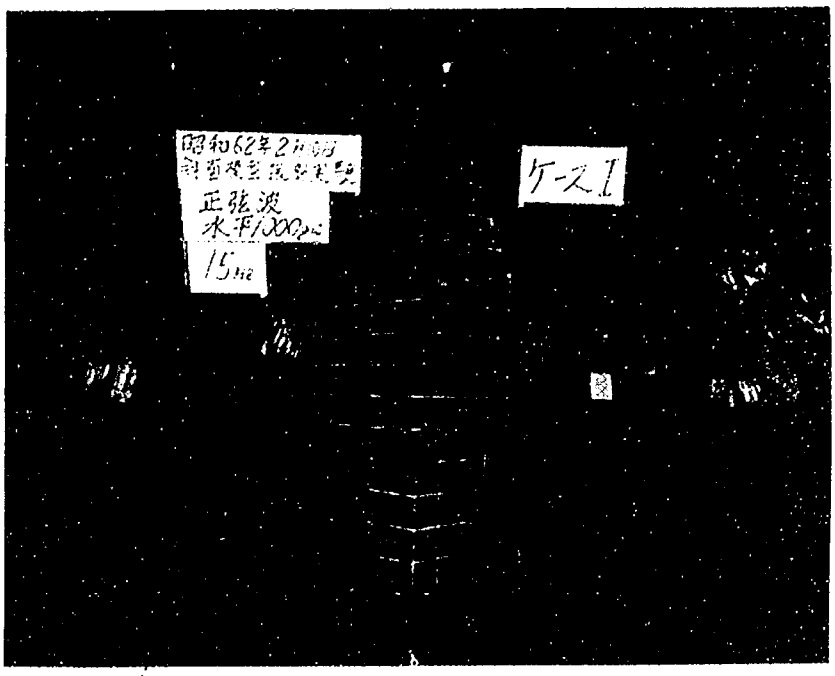


（b）側面図

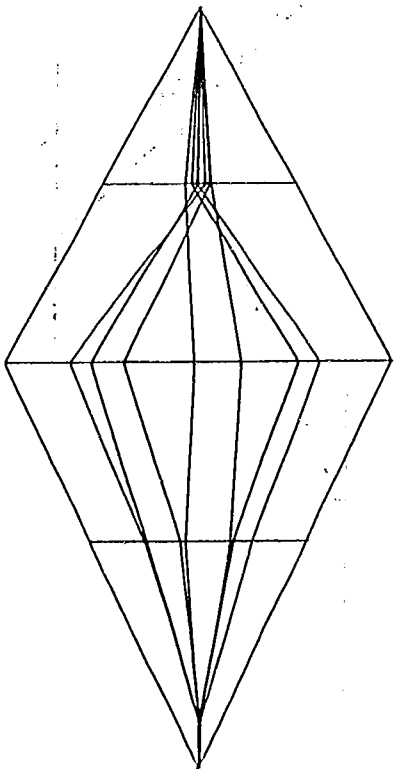
図－2.9 尾根方向加振時振動状況（16.5Hz, 400gal, 50倍）



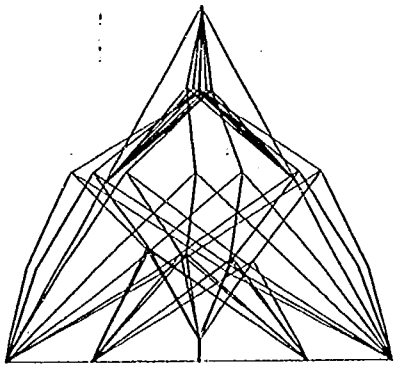
図－2.10 尾根方向加振時の計測点における変位軌跡（16.5Hz, 400gal）



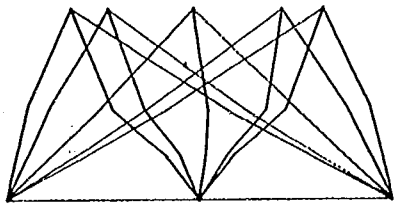
写真－2.4 尾根直角方向加振時振動状況（15.0Hz, 1,000gal）



(a) 立面図

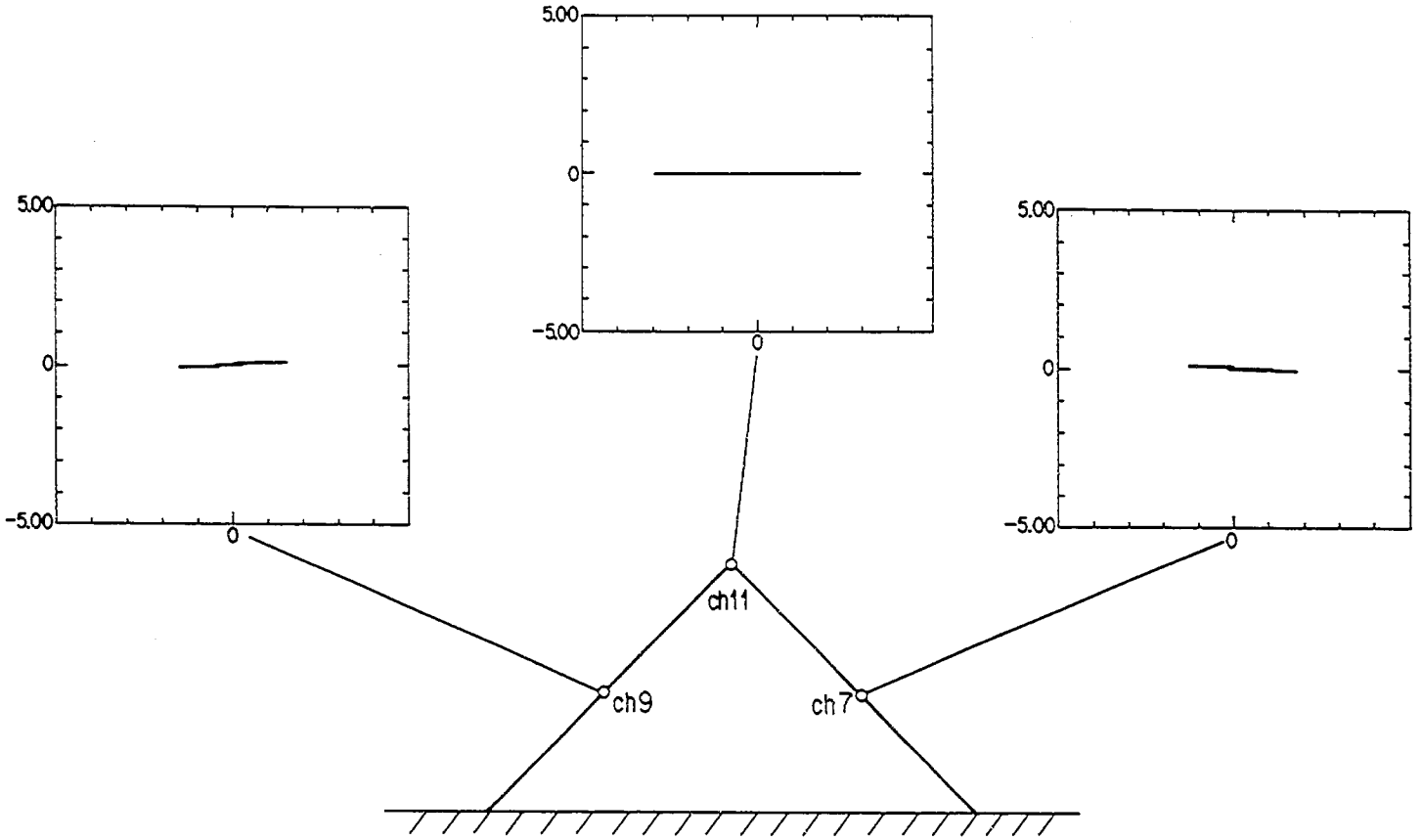


(b) 正面図

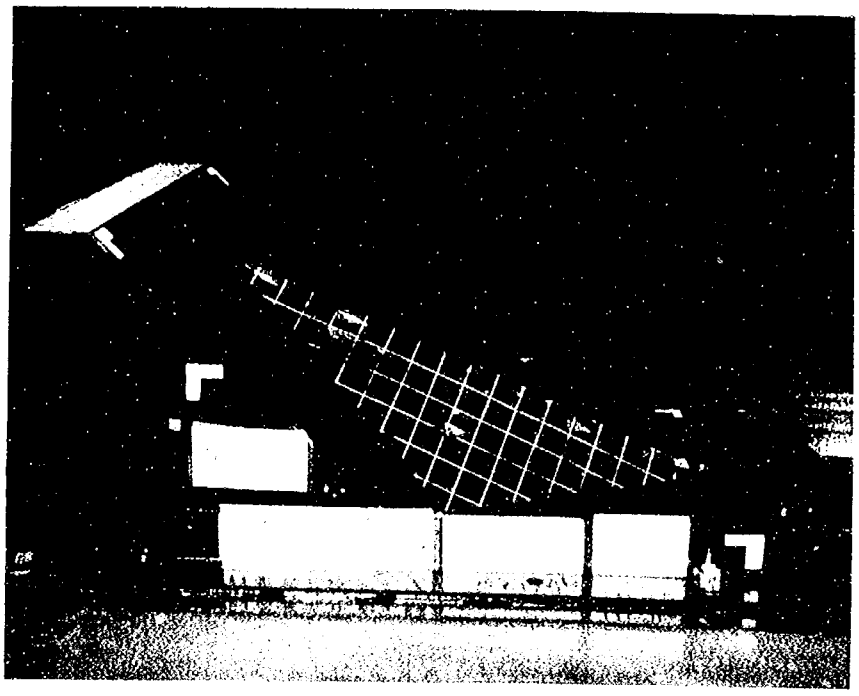


(c) 断面図

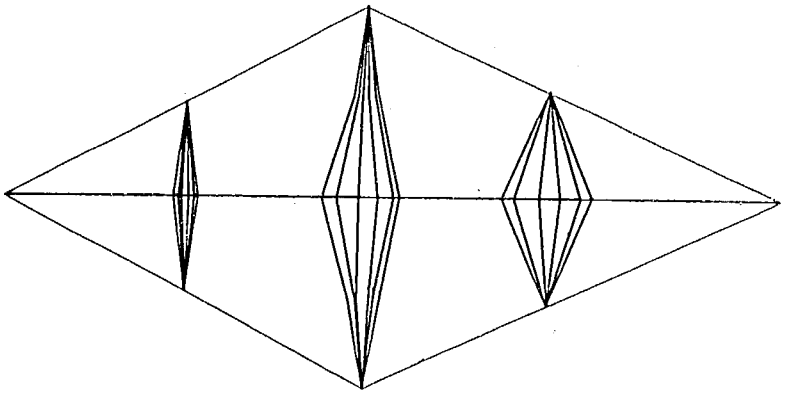
図－2.11 尾根直角方向加振時振動状況（15.0Hz, 400gal, 50倍）



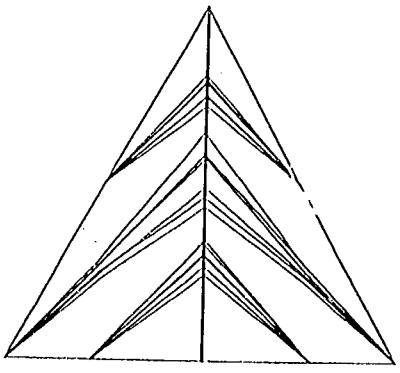
図−2.12 尾根直角方向加振時の計測点における変位軌跡（15.0Hz，400gal）



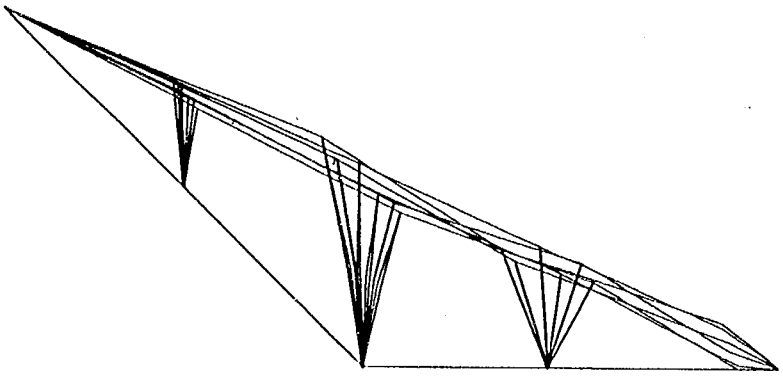
写真－2.5 上下方向加振時振動状況（16.5Hz, 1,000gal）



（a）立面図

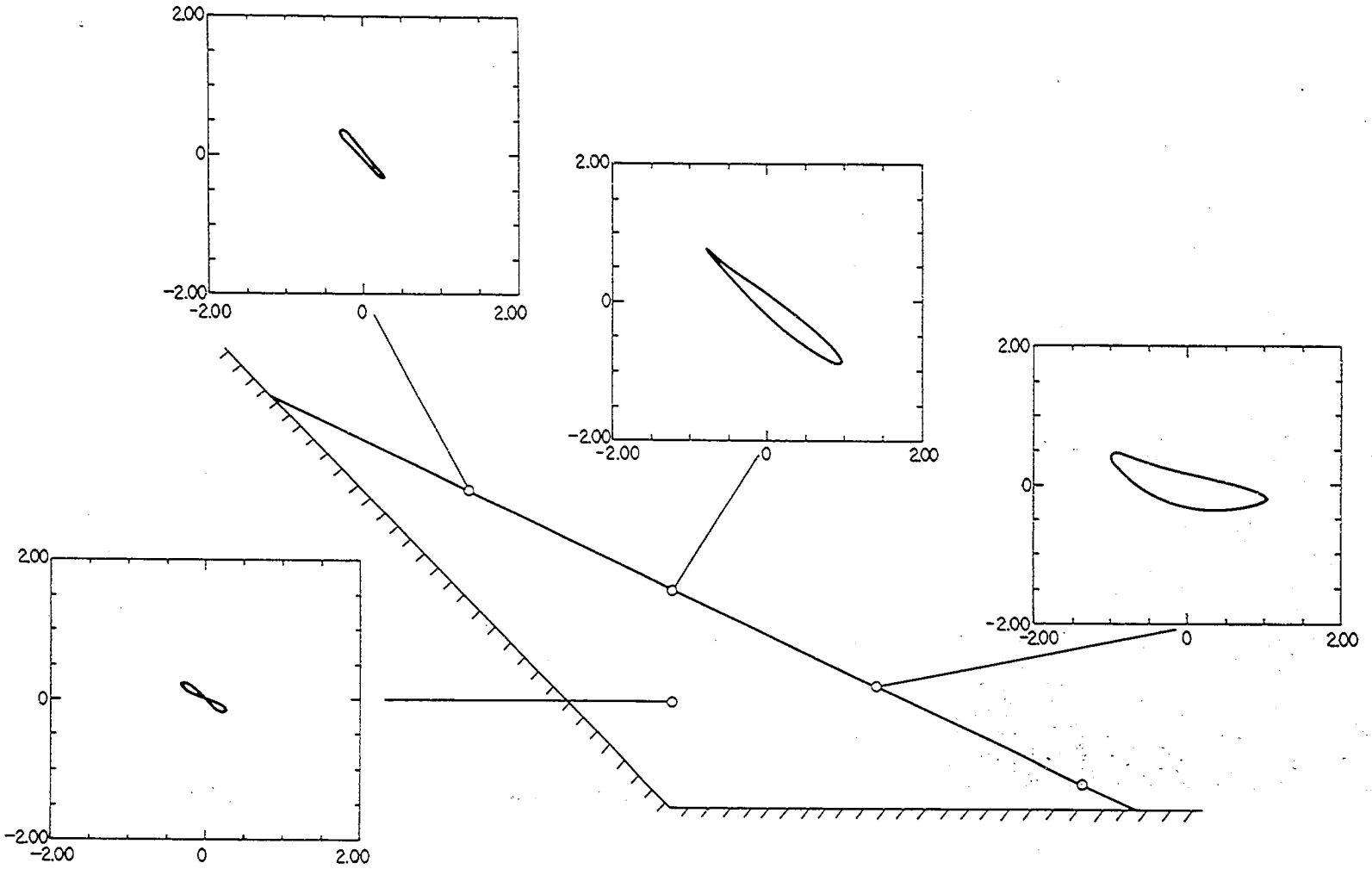


（c）正面図



（b）側面図

図－2.13 上下方向加振時振動状況（16.5Hz, 500gal, 50倍）



図－2.14 鉛直方向加振時の計測点における変位軌跡（16.5Hz、500gal）

（２）ひずみ分布

（1）で求めた各方向加振時の変位分布より各方向加振共振時のひずみ分布を求め，斜面のどの領域に相対的に大きなひずみが発生しているかについて検討を行った。なお，ひずみの計算法については2.3.4章を参照されたい。

１）尾根方向加振時

図－2.15には，尾根方向に正弦波400gal，16.5Hzで加振を行った場合の最大せん断ひずみの発生状況を示す。ここで模型内部中央の変位は模型両側側面における変位の平均値を用いている。最大変位が発生する時のせん断ひずみは，尾根稜線中央下部の領域⑤において最も大きく，領域③及び領域④がこれに続いている。同図（ｃ）には，せん断ひずみの比率が0.8以上の領域を斜線で示すが，尾根方向加振時のせん断ひずみは，側面境界に接していない領域③，④，⑤，⑥において相対的に大きく，特に尾根稜線中央下部の領域⑤が大きくなる。これは（1）振動状況において述べたように，尾根中央部における円弧状の運動の結果である。

２）尾根直角方向加振時

図－2.16には，尾根直角方向に正弦波200gal，15.0Hzで加振を行った場合の最大せん断ひずみの発生状況を示す。尾根稜線に沿ったひずみの分布は，尾根稜線中央上部が，他の部分と比較して大きくなっている。図－2.17には，鉛直最大断面におけるひずみ分布を示すが，断面下部のひずみ発生量が，断面上部のそれに比較して大きく，断面下部の中では，中央部において大きなひずみが発生している。図－2.16及び図－2.17（ｃ）には，図－2.15（ｃ）と同様にせん断ひずみの比率が0.8以上の領域を斜線で示す。

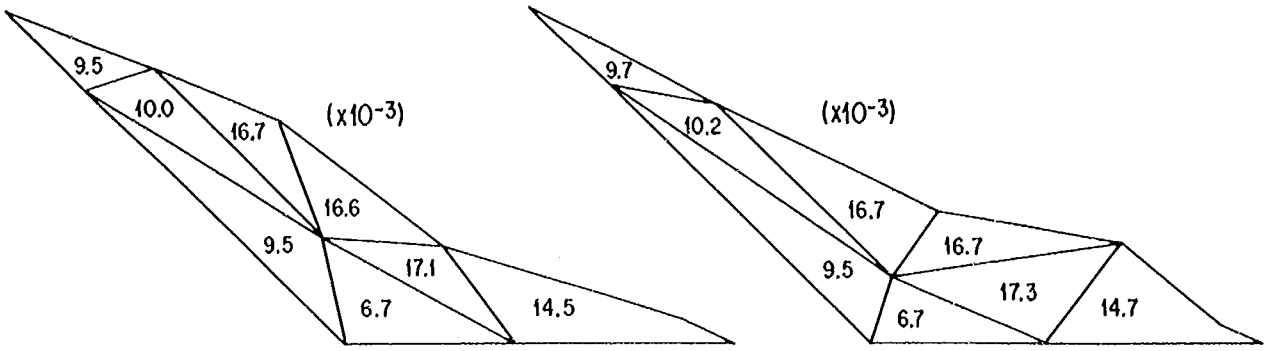
３）鉛直方向加振時

図－2.18には，鉛直方向に正弦波500gal，16.5Hzで加振を行った場合の最大せん断ひずみの発生状況を示す。(1)で述べたように，16.5Hz付近における鉛直方向加振時の振動状況は，尾根方向加振時の振動状況とほぼ等しいことから，ひずみ分布においても図－2.15とほぼ同様となっている。ひずみ分布において特に特徴的であるのは，振動状況が円弧状であることから，領域④と比較して領域③及び領域⑤のひずみが大きくなっていることである。また，尾根全体が上方へ動く運動に対して大きなひずみが発生している。

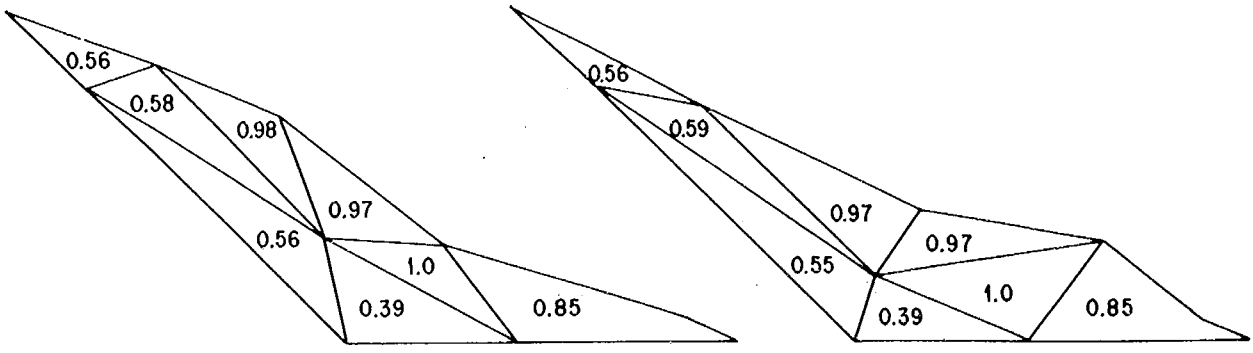
４）加振方向によるひずみ発生量の比較

加振方向によるひずみ発生量の比較を行うため，各加振毎に異なる加振振動数及び加振加速度を，水平方向については16.5Hz，200galに，また鉛直方向については，16.5Hz，100galに換算することにより比較を行った。すなわち，尾根直角方向加振については，加振振動数を15.0Hzから16.5Hzに変更することにより，鉛直最大断面上部の計測点（ch11）における加速度応答倍率が0.83倍となること，また加振目標加速度200galに対する実加振加速度が，168galであったことを考慮し，$0.83\times\frac{200}{168}=0.99$倍とした。また尾根方向加振については，目標加振加速度400galに対する実加振加速度が411galであったことを考慮し$\frac{200}{411}=0.49$倍とした。さらに鉛直方向加振については，目標加振加速度500galに対する実加振加速度が420galであったことを考慮し$\frac{100}{420}=0.24$倍とした。以上の倍率を各方向加振時のひずみ値に

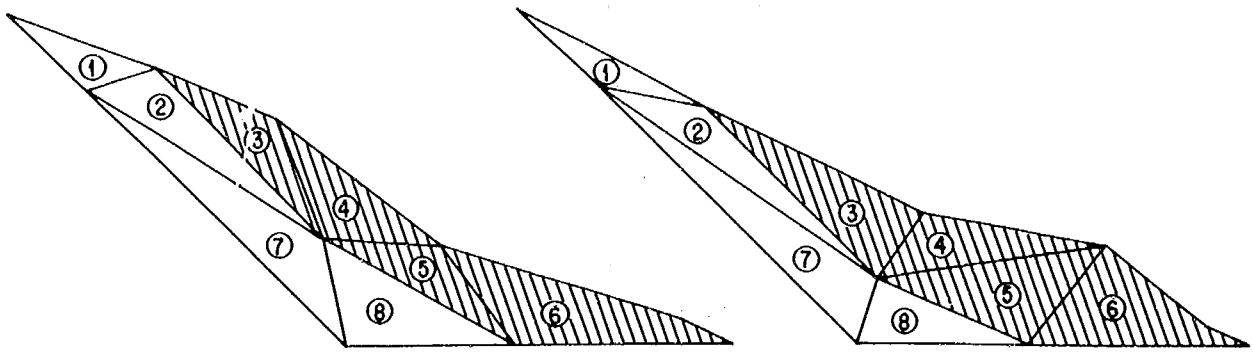
乗ずることにより，加振方向毎のひずみ発生量の相違について検討を行った。図－2.19に以上の手法により求めたひずみ分布を示す。同図より，尾根方向加振時の側面境界に接していない領域及び尾根直角方向加振時の鉛直最大断面下部中央において，相対的に大きなひずみが発生しており，尾根直角方向加振時の尾根稜線に沿ったひずみ及び鉛直方向加振時のひずみの発生量は，それほど大きくなっていない。ただし，鉛直方向加振時のひずみは，尾根方向加振時のひずみと同様の発生分布をしていること，及び鉛直方向加速度を水平方向加速度の１／２程度と見込んでいることから，鉛直動が水平動と同様に大きな場合については，尾根方向及び鉛直方向同時加振により発生するひずみはさらに大きくなると考えられる。



(a) 最大変位が発生する時のせん断ひずみ分布

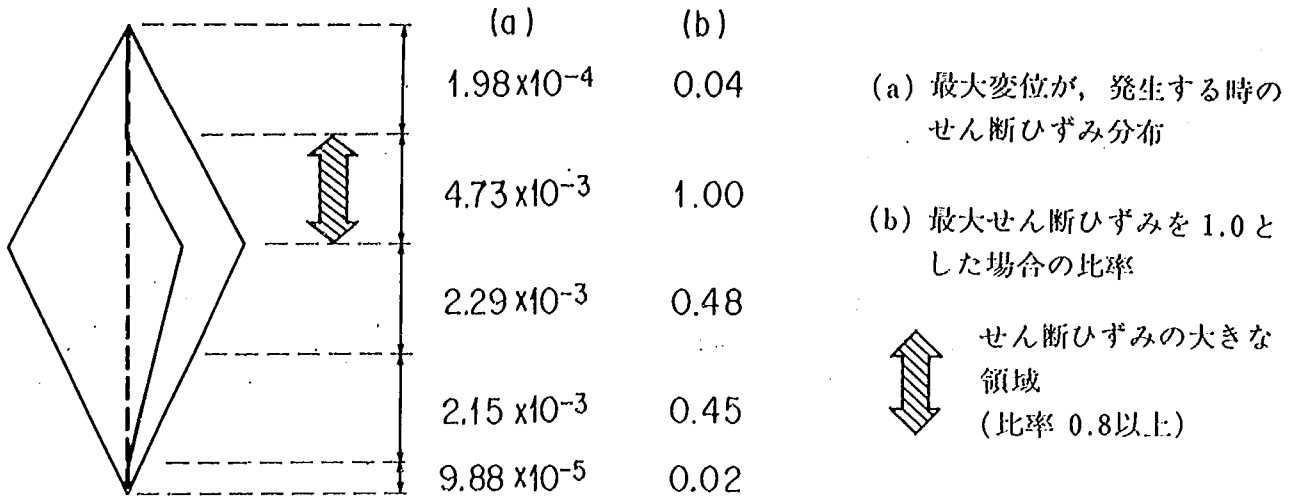


(b) 最大せん断ひずみを1.0とした場合の比率

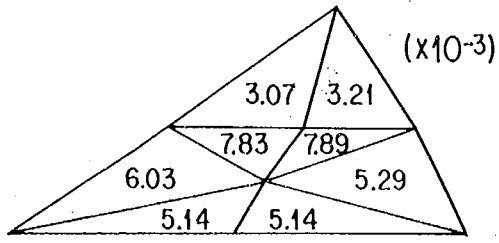


(c) せん断ひずみの大きな領域（比率 0.8以上）

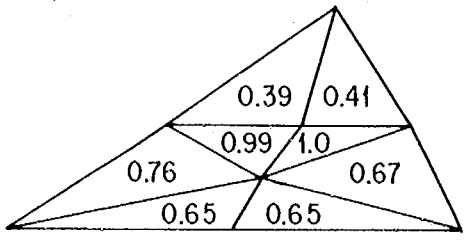
図−2.15 尾根方向加振によるひずみ分布（正弦波 400gal 16.5Hz）



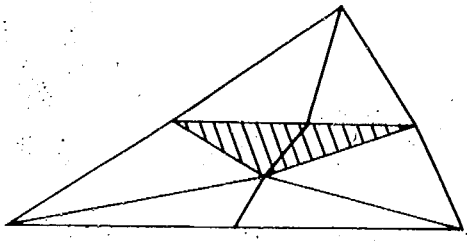
図－2.16 尾根直角方向加振による尾根稜線におけるひずみ分布（正弦波 200gal 15.0Hz）



(a) 最大変位が発生する時のせん断ひずみ分布

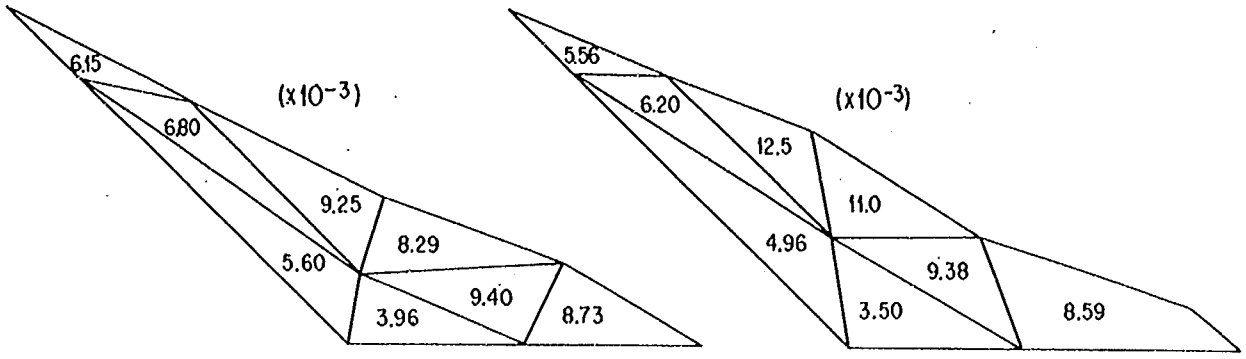


(b) 最大せん断ひずみを1.0とした場合の比率

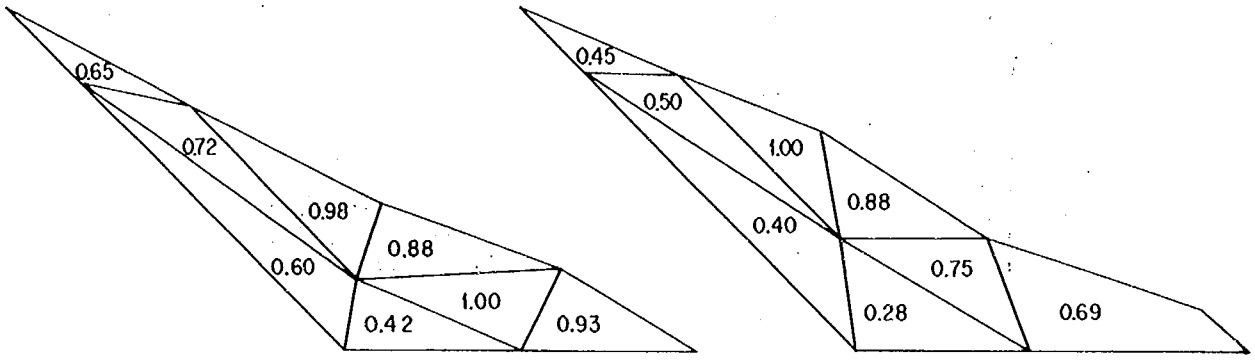


(c) せん断ひずみの大きな領域（比率 0.8以上）

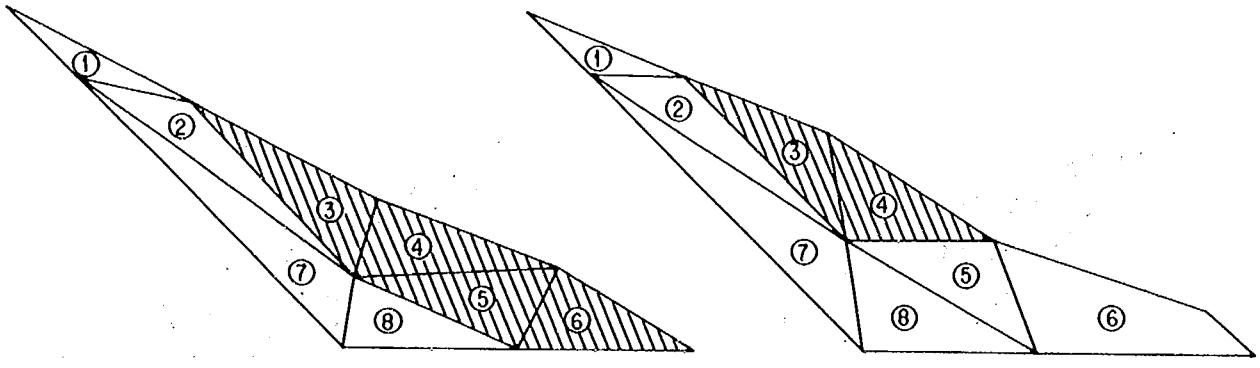
図－2.17 尾根直角方向加振による鉛直最大断面におけるひずみ分布（正弦波 200gal 15.0Hz）



(a) 最大変位が発生する時のせん断ひずみ分布

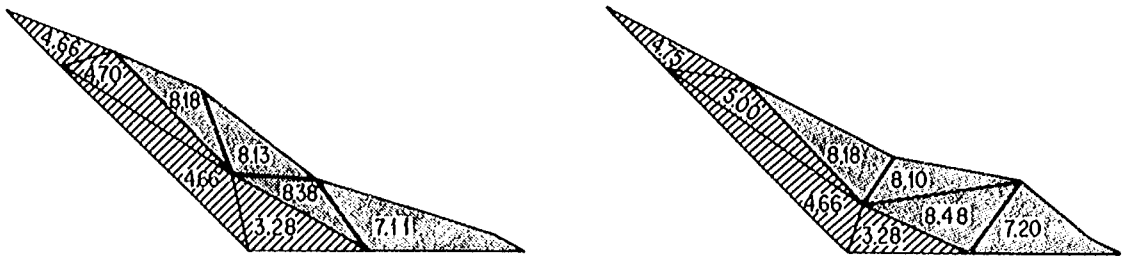


(b) 最大せん断ひずみを1.0とした場合の比率

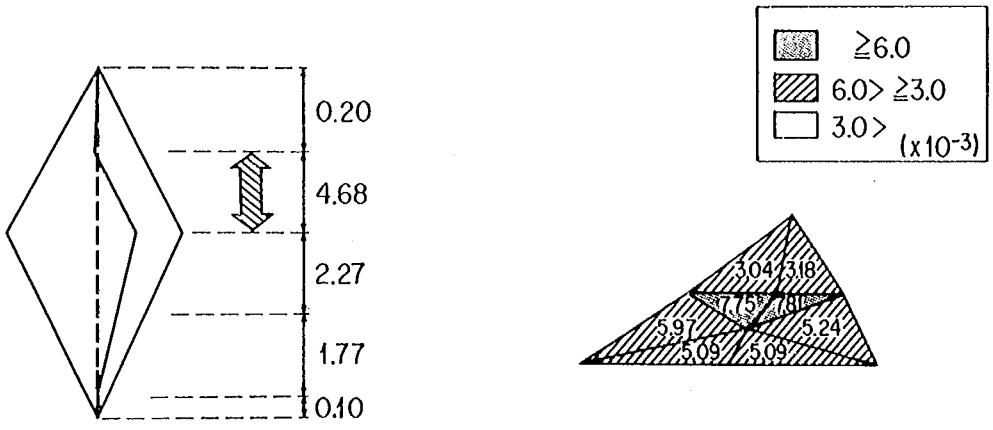


(c) せん断ひずみの大きな領域（比率 0.8以上）

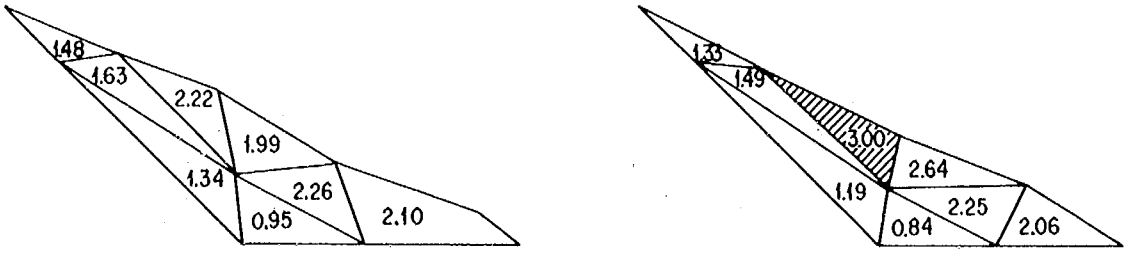
図－2.18 鉛直方向加振によるひずみ分布（正弦波 500gal 16.5Hz）



(a) 尾根方向加振　411 gal, 165 Hz→200 gal, 16.5 Hz (0.49倍)



(b) 尾根直角方向加振　168 gal, 15.0 Hz→200 gal, 16.5 Hz (0.99倍)



(c) 鉛直方向加振　420 gal, 16.5 Hz→100 gal, 16.5 Hz (0.24倍)

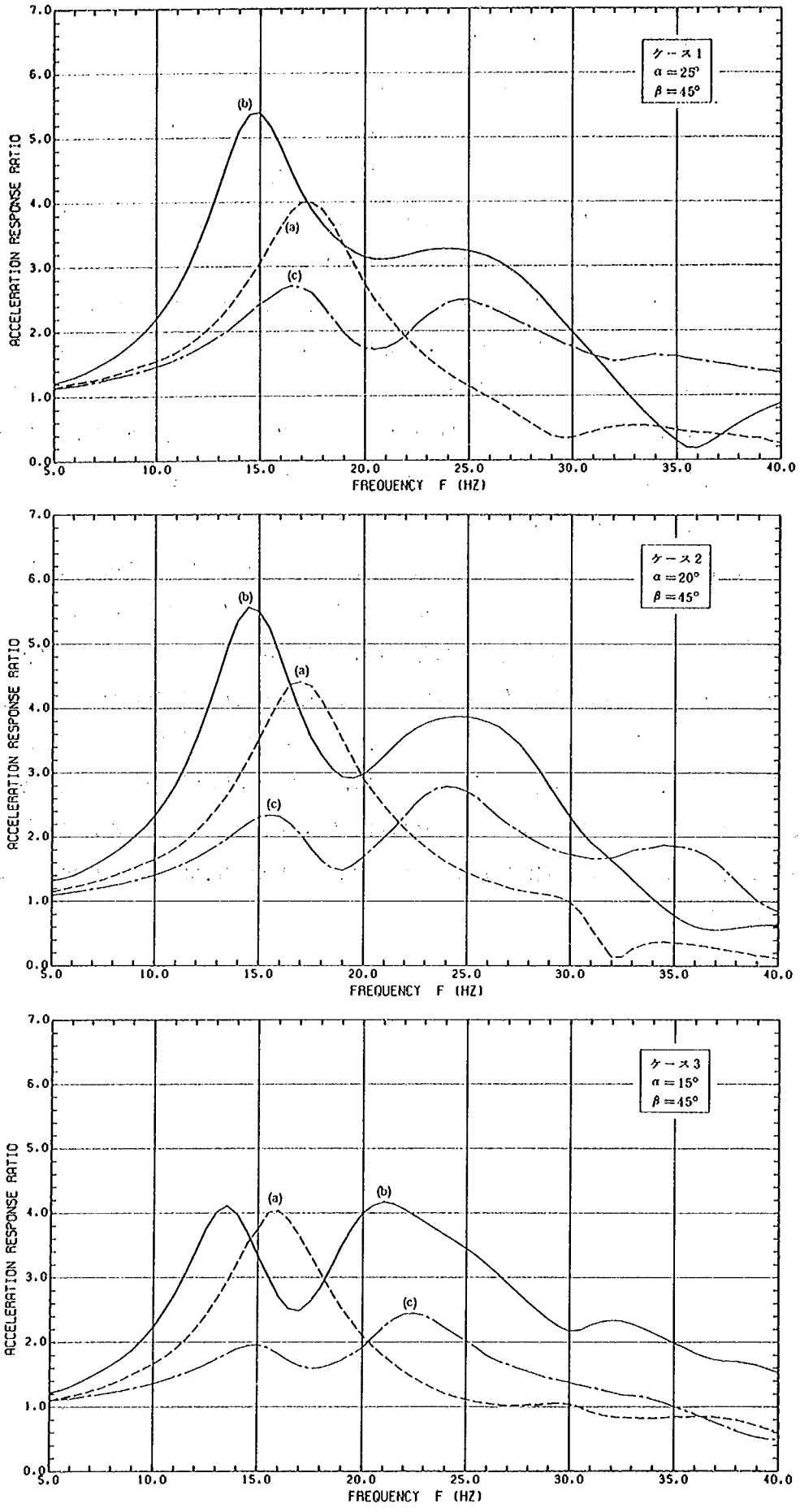
図−2.19 加振方向によるひずみ発生量の比較 ($\times 10^{-3}$)

（3）模型形状による加速度応答倍率の比較

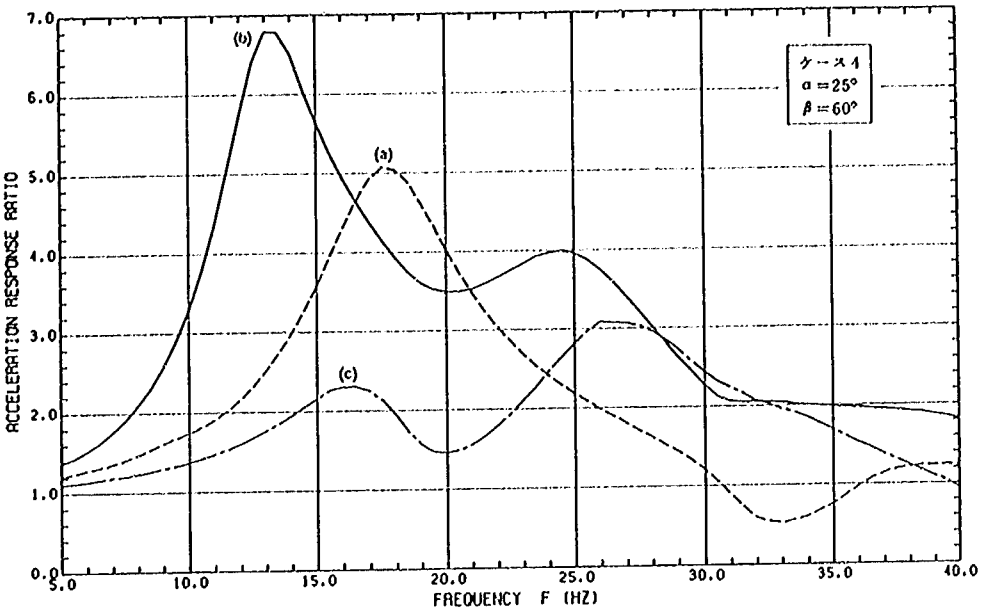
尾根方向加振及び鉛直方向加振については，ケース1～ケース5までの5ケースについて，また尾根直角方向加振については，ケース1～ケース6までの6ケースについて加振を行い，尾根角度α(°)及び斜面角度β(°)の違いが加速度応答倍率に及ぼす影響に関する検討を行った。

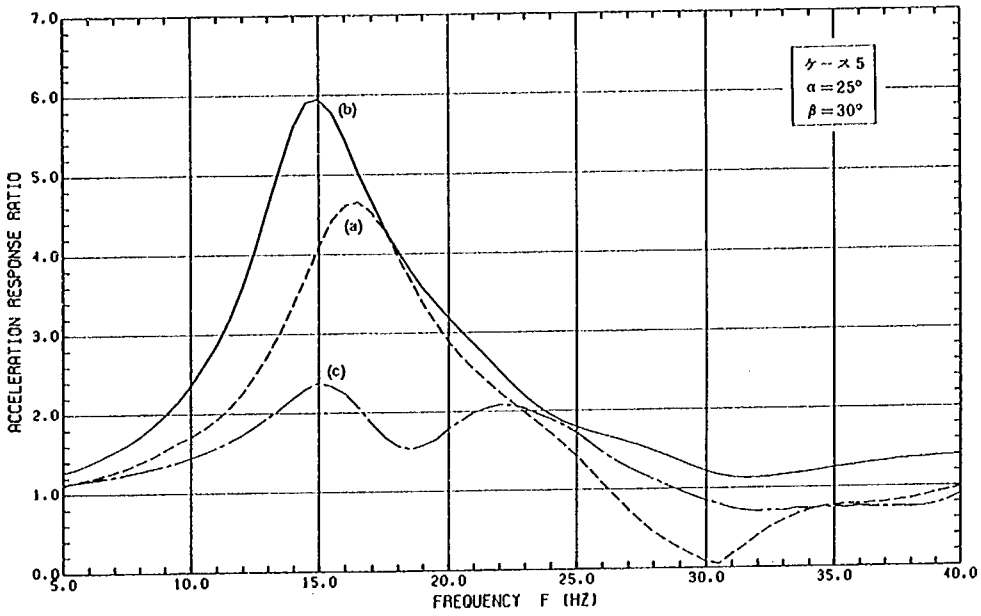
図－2.20には，加振方向及び模型形状による加速度応答倍率の比較を，各ケース毎に示している。ここで加速度応答倍率の作図点は，鉛直最大断面上部のch11（ケース3についてはch14）であり，（a）尾根方向加振，（b）尾根直角方向加振，（c）鉛直方向加振による加速度応答倍率をまとめて示している。同図より，各ケースとも13～18Hzの間に各加振方向の1次共振点があり，特に尾根角度25°，斜面角度30°のケース5については，各加振方向の共振点が非常に近接している。また，ケース1，2，3の順に，すなわち尾根角度25°，20°，15°の順に尾根直角方向加振時の1次の加速度応答倍率は小さくなり，2次の加速度応答倍率が大きくなる傾向が認められる。これは，尾根角度が小さくなるにつれて，尾根稜線中央点と計測点との距離が大きくなるためと考えられる。

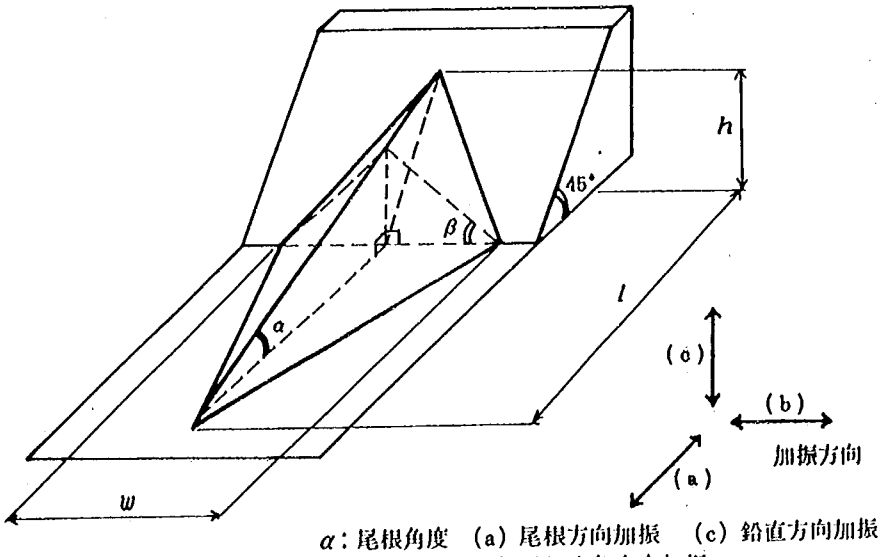
図－2.21には，各加振方向毎に尾根角度及び斜面角度の影響を見るため，加速度共振曲線をプロットしたものである。共振曲線の形状としては，尾根角度及び斜面角度が変化した場合においても，ほぼ同様の傾向が認められるが，模型形状の変化に対し，若干の相違が認められる。そこで尾根角度及び斜面角度が，加速度応答倍率及び共振振動数に及ぼす影響を，加振方向毎に検討した結果を 図－2.22 及び図－2.23に示す。尾根角度が大きくなる場合の加速度応答倍率の変化の傾向は，尾根方向加振時には，減少，尾根直角方向加振時には，変化なし，鉛直方向加振時には増加の傾向であった。また，共振振動数については，いずれの加振方向についても，尾根角度が大きくなるにつれて増加する傾向が認められた。斜面角度が大きくなる場合の変化の傾向については，本実験の範囲内では尾根角度の場合ほど明瞭な結果は得られなかった。



図－2.20(1) 加振方向及び模型形状による加速度応答倍率の比較



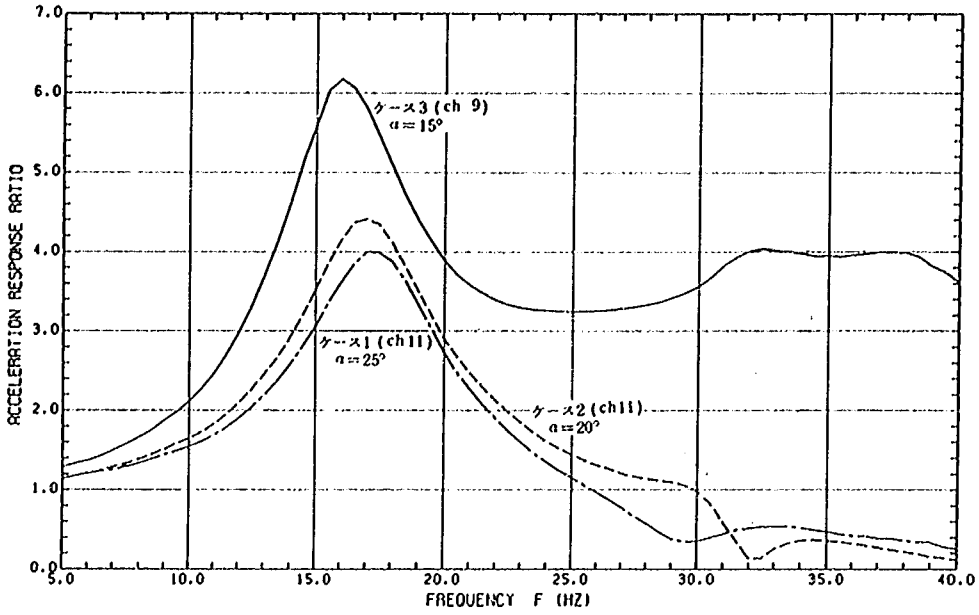




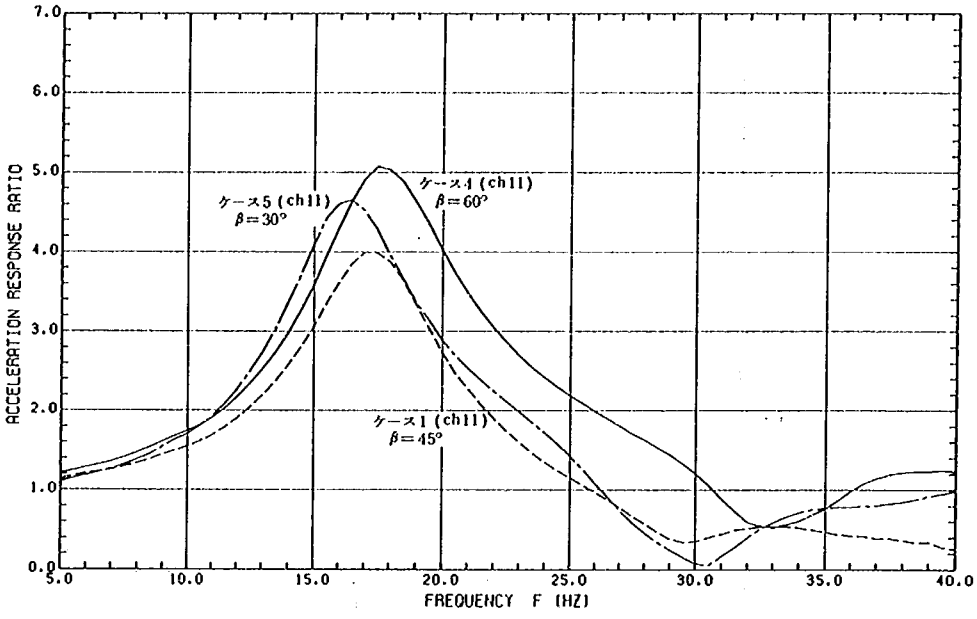
α：尾根角度　(a) 尾根方向加振　(c) 鉛直方向加振
β：斜面角度　(b) 尾根直角方向加振

図－2.20(2) 加振方向及び模型形状による加速度応答倍率の比較

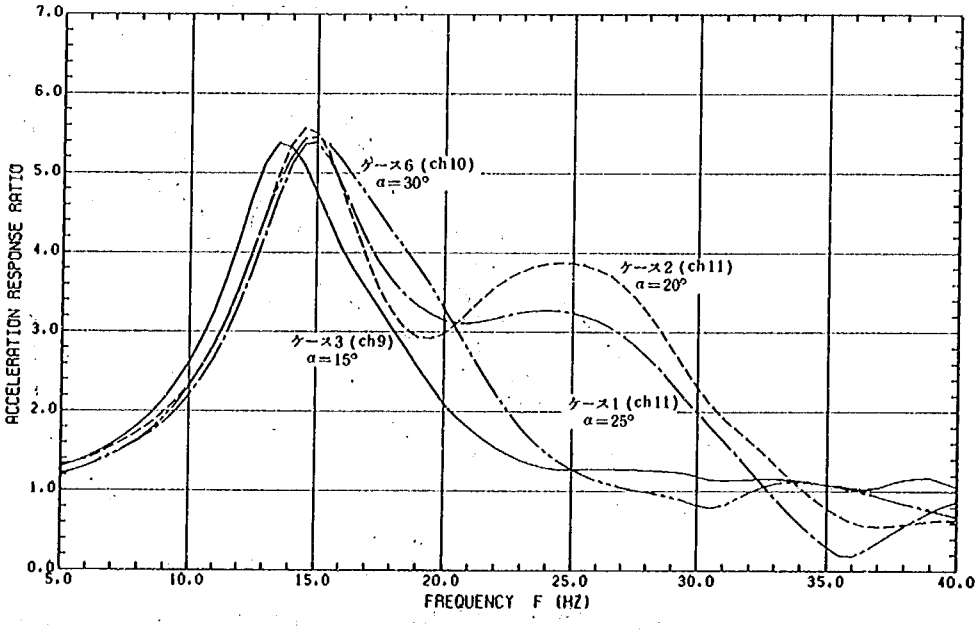
(a) 尾根方向加振
(i) 尾根角度α
(斜面角度$\beta=45°$)



(a) 尾根方向加振
(ii) 斜面角度β
(尾根角度$\alpha=25°$)

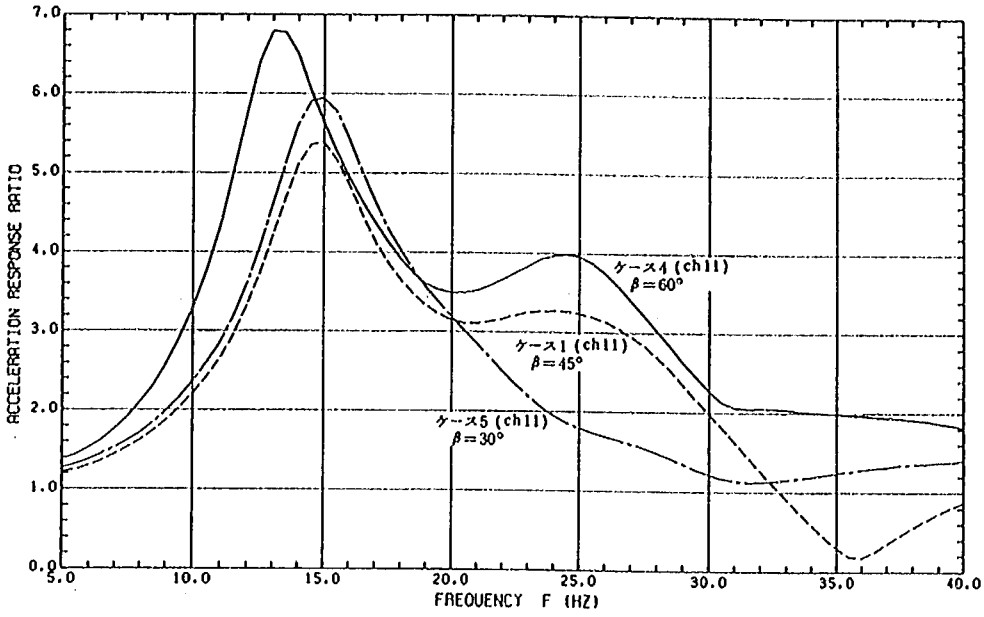


(b) 尾根直角方向加振
(i) 尾根角度α
(斜面角度$\beta=45°$)

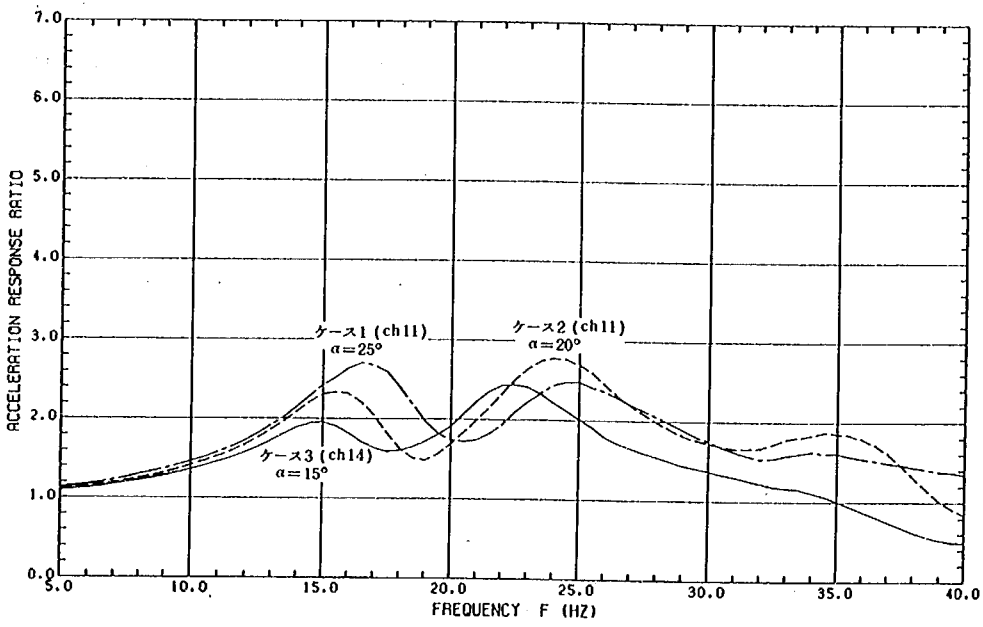


図−2.21(1) 加振方向及び模型形状による加速度応答倍率の比較

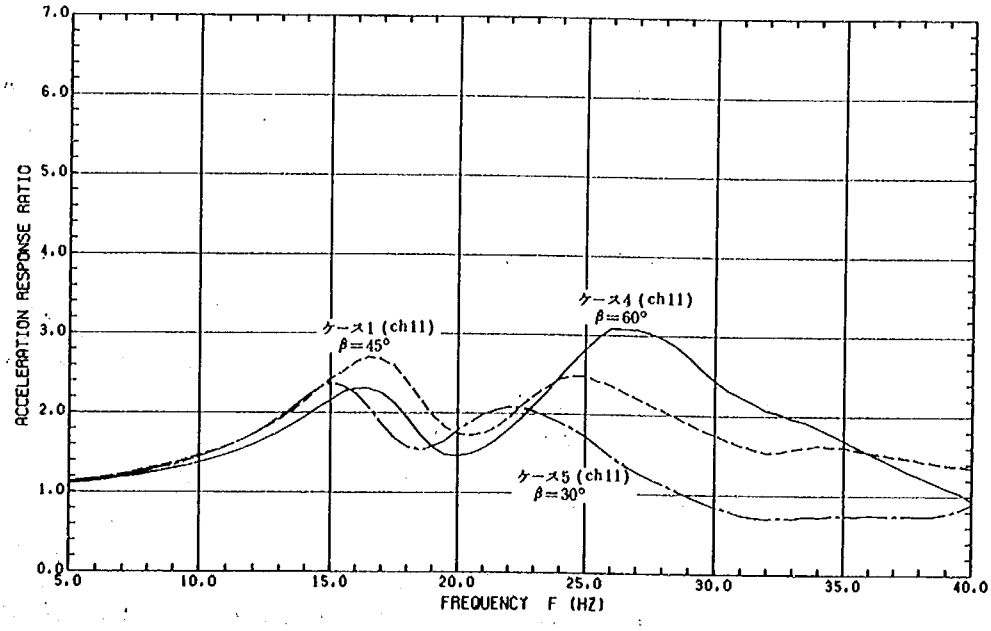
(b) 尾根直角方向加振
(ii) 斜面角度β
(尾根角度$\alpha=25°$)



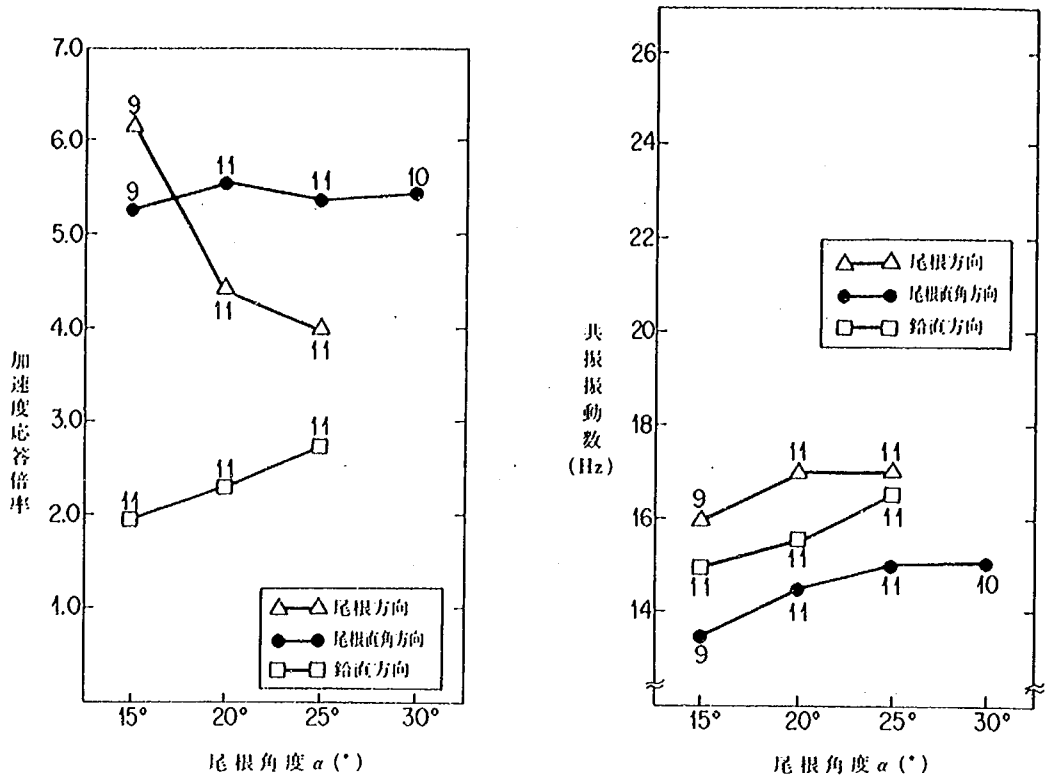
(c) 鉛直方向加振
(i) 尾根角度α
(斜面角度$\beta=45°$)



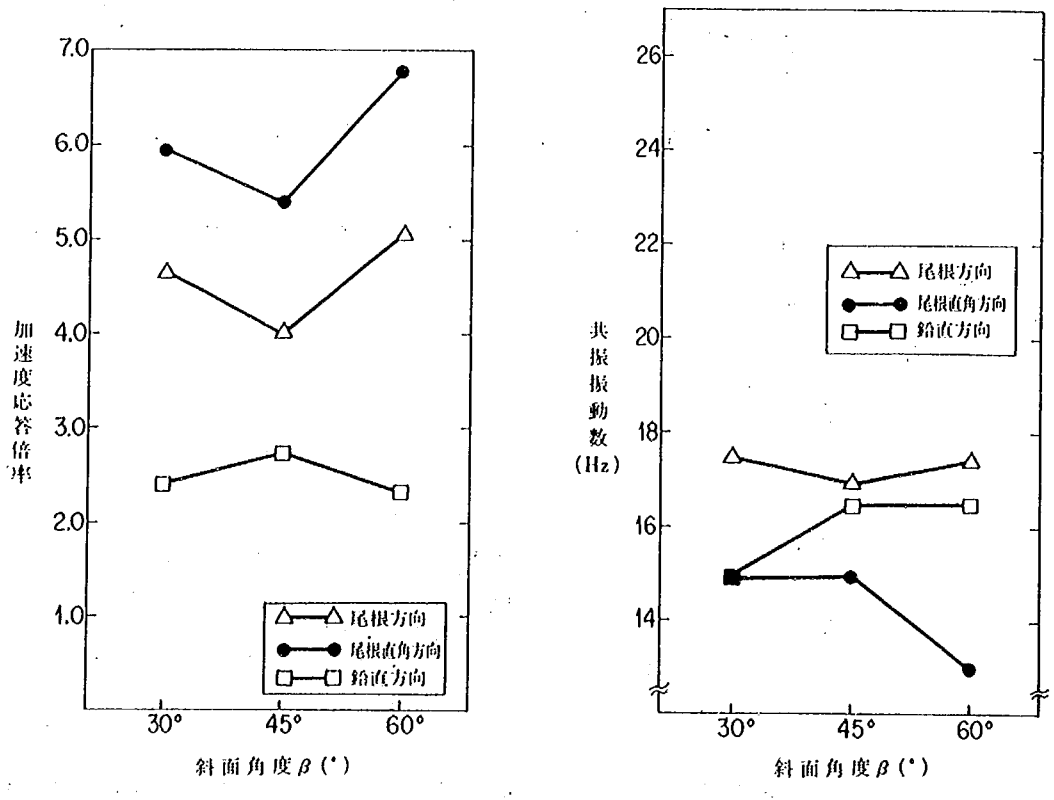
(c) 鉛直方向加振
(ii) 斜面角度β
(尾根角度$\alpha=25°$)



図−2.21(2) 加振方向及び模型形状による加速度応答倍率の比較



図－2.22 共振振動数及び加速度応答倍率に及ぼす尾根角度の影響



図－2.23 共振振動数及び加速度応答倍率に及ぼす斜面角度の影響

（4）相似則に関する検討

縮小模型振動実験を行う場合，相似則が問題となるが，今回の実験においては，現象を支配する方程式が「振動の方程式」であるため，相似則を求める基本方針として振動の方程式を用いることとする。しかしながら，模型振動実験により観察される斜面の振動形状は3次元的であり，振動の方程式を用いた現象の定式化は困難である。そこで，2次元のせん断振動を仮定し，このせん断振動の運動方程式に対して相似比を決定した。[4) 5)] (2.13) 式にせん断振動の運動方程式を示す。

$$\frac{\partial^2 x}{\partial t^2}=\frac{G}{\rho}\frac{\partial^2 x}{\partial z^2} \quad \cdots\cdots (2.13)$$

ここで，

x：水平変位

t：時間

G：せん断弾性係数

ρ：密度

z：高さ

各定数について模型と実物との比率を以下のように定める。

$$\left.\begin{array}{l} \kappa=Z_p/Z_m \\ \mu=\rho_p/\rho_m \\ \alpha=t_p/t_m \\ \nu=G_p/G_m \\ \beta=x_p/x_m \end{array}\right\} \quad \cdots\cdots (2.14)$$

ここで，

p：実斜面の定数

m：模型の定数

(2.14) 式を(2.13)式に代入することにより，(2.15)式を得る

$$\frac{\partial^2 x_m}{\partial t_m^2}=\frac{\nu\cdot\alpha^2}{\mu\cdot\kappa^2}\cdot\frac{G_m}{\rho_m}\cdot\frac{\partial^2 x_m}{\partial z_m^2} \quad \cdots\cdots (2.15)$$

これより，せん断振動を仮定した場合，模型寸法，物性，時間軸の間には (2.16) 式が成立している。

$$\frac{\nu\cdot\alpha^2}{\mu\cdot\kappa^2}=1 \quad \cdots\cdots (2.16)$$

模型斜面の高さzは，40cm程度であることから，Z_p=500mとすれば，κ=1,250となる。同様にρ_m=0.98 g/cm³，ρ_p=2.5g/cm³とすれば，μ=2.55となりG_m=0.2kgf/cm²，G_p=100,000kgf/cm²とすればν=500,000となる。

これより(2.16)式を満足させるためのαは，次式により求められる。

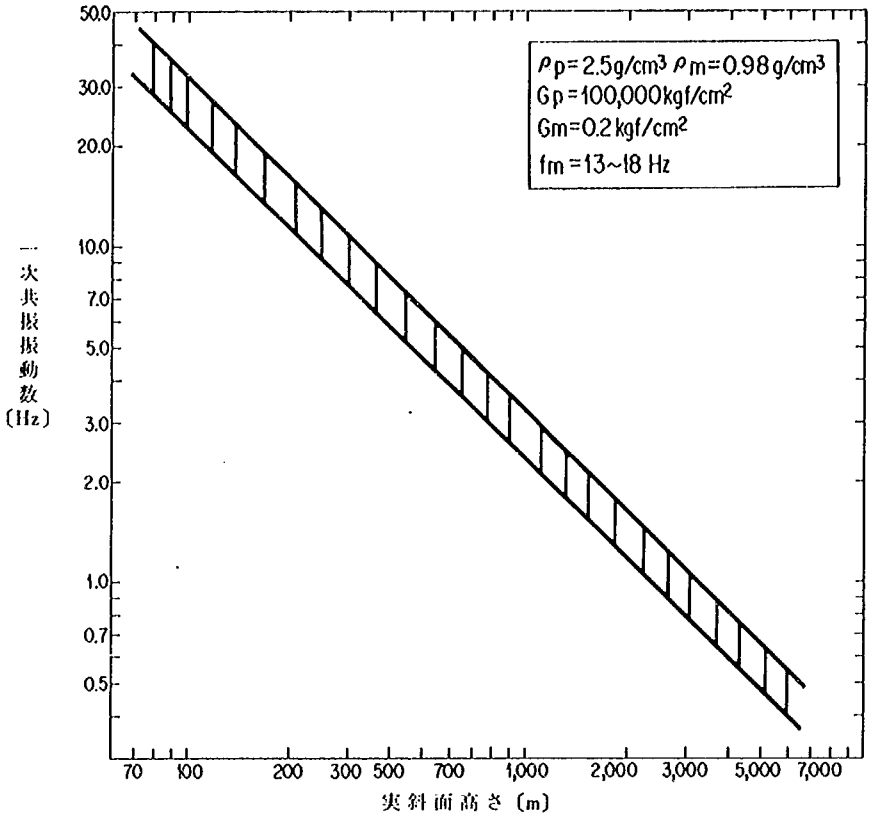
$$\alpha^2=\frac{\mu\cdot K^2}{\nu}=\frac{2.55\times(1,250)^2}{500,000}=7.97$$

$$\alpha=\sqrt{7.97}=2.82 \cdots\cdots (2.17)$$

α =2.82を(2.14)式に代入することにより(2.18)式を得る。

$$t_p=2.82\,t_m \cdots\cdots (2.18)$$

(2.18)式より，Z_p=500m，ρ_p=2.5g/cm³，G_p=100,000kgf/cm²の斜面に対する1次共振振動数は，模型振動数が13～18Hzであることから4.6～6.4Hz程度となる。図－2.24には，実斜面高さをパラメーターにとった場合の斜面の1次共振振動数の範囲を示す。



図－2.24 実斜面高さに対する1次共振振動数

2.3.6. まとめ

今回の実験により以下の事項が明らかになった。

1．尾根方向加振時の模型共振振動数は，16.0Hz～17.5Hz付近に認められ，その振動形状は，尾根中央部における円弧状の運動であり，尾根前部においては水平方向の運動が卓越するのに対し，尾根中央部及び上部においては，尾根稜線方向の運動が卓越し，変位振幅は尾根中央部で最大となっている。

2．尾根直角方向加振時の共振振動数は，13.0Hz～15.0Hz付近に認められ，その振動形状は，尾根稜線中央部において水平変位が最大となり，尾根稜線上部における変位は，尾根稜線下部における変位に比べて小さくなっている。また，鉛直最大断面内における変位は，断面下部において変位の増加が著しい。なお，尾根直角方向加振時の変位は，ほぼ水平1方向であり鉛直方向にはほとんど振動していない。

3．鉛直方向加振時の共振振動数は，15Hz～16.5Hz及び22Hz～26Hz付近に認められ，1次共振振動数付近においては，尾根方向加振時と同様に尾根中央部における円弧状の運動が認められた。

4．尾根方向加振時の共振振動数におけるせん断ひずみ分布は，運動が尾根中央部における円弧状の運動であることから，尾根稜線下部及び尾根稜線中央部において相対的に大きく，側面境界付近は小さい。

5．尾根直角方向加振時の共振振動数におけるせん断ひずみ分布は，尾根稜線に沿っては尾根稜線中央上部が他の部分と比較して大きくなっている。また，鉛直最大断面については，断面下部におけるひずみ発生量が，断面上部のそれに比較して大きく，断面下部の中では中央部において大きなひずみが発生している。

6．鉛直方向加振時の共振振動数におけるせん断ひずみ分布は，振動状況が尾根方向加振時とほぼ同様であることからせん断ひずみ分布についてもほぼ同様となっており，特に尾根全体が上方へ動く運動に対して，尾根稜線中央部で大きなひずみが発生している。

7．加振方向によるひずみ発生量の比較を行うため，加振振動数を16.5Hzとし，水平2方向については200gal鉛直方向については100galの正弦波加振時におけるせん断ひずみ発生量を求めた結果，尾根方向加振時の尾根稜線中央部及び下部の領域及び尾根直角方向加振時の鉛直最大断面下部中央において相対的に大きなひずみが発生している。

8．尾根方向加振時の共振振動数は16.0～17.5Hz，加速度応答倍率は4.0～6.2倍であり，尾根直角方向加振時の共振振動数は，13.0～15.0Hz，加速度応答倍率は5.2～6.7倍であった。さらに鉛直方向加振時の共振振動数は15～16.5Hz加速度応答倍率は，2.0～2.7倍であった。

9．尾根角度が大きくなる場合の加速度応答倍率の変化の傾向は，尾根方向加振時には減少，尾根直角方向加振時には変化なし，鉛直方向加振時には増加の傾向であった。また共振振動数については，いずれの加振方向についても尾根角度が大きくなるにつれて増加する傾向が認められた。

10．模型の振動がせん断振動であると仮定し，相似則を用いて求めた斜面高さ500mの実斜面共振振動数は，模型共振振動数13～18Hzに対して4.6～6.4Hzであった。

参考文献

1）　宇佐美龍夫：日本被害地震総覧，東京大学出版会，1975年。

2）　建設省土木研究所：最大地震動および地震応答スペクトルの推定法（その4），土木研究所資料，第1993号，1983年3月。

3）　建設省土木研究所：最大地震動および地震応答スペクトルの推定法（その6），土木研究所資料，第2038号，1983年12月。

4）　松村孫治：地震動による土堰堤の変形，土木試験所報告，第28号，昭和9年10月。

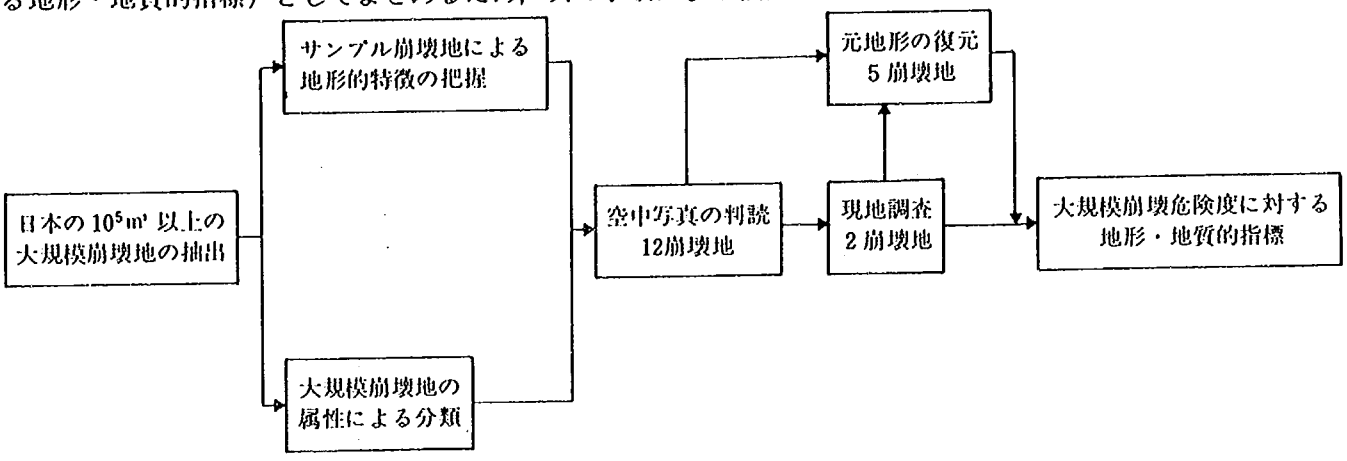
5）　断面性状が変化する堤体の模型振動実験報告書，土木研究所動土質研究室，昭和56年1月。

第3章　地形的特徴

急傾斜地崩壊研究室　前室長　浅　井　涌太郎
前主任研究員　仲　野　公　章
主任研究員　寺　本　和　子

3.1　概要

ここでは大規模崩壊の前兆として考えられる地形的要素を抽出し，地形と密接に関連した地質的要因も一部含めた形で，大規模崩壊の危険性を有する斜面を抽出するための指標（大規模崩壊危険度に対する地形・地質的指標）としてまとめるため，次の手順により検討を行った。



3.2　日本における大規模崩壊の地理的分布

3.2.1　大規模崩壊地の抽出

崩壊現象は，斜面で破壊された土塊がばらばらな土砂礫として比較的高速度で移動するという点で，地すべりと区別される。しかし，ここで対象とする大規模崩壊の場合，まず崩壊に先立って斜面の地下内部に破壊が起こり，すべり面を形成し，すべりから崩壊が始まると考えられ，しばしば馬蹄形の滑落崖を残し，地すべり地形と極めてよく似た地形的特徴を示している。したがって，発生域の地形的特徴のみから大規模崩壊と地すべりを区分することは困難である場合が多い。

以上のような問題はあるが，ここでは日本全国の縮尺２万５千分の１の地形図の読図によって崩壊規模10^5m³以上の大規模崩壊地の抽出を試みた。（大規模崩壊の誘因は地震だけでなく，豪雨等他の誘因によるものもすべて含めて抽出した。）

抽出にあたっては次のような基準を設定した。

1）崩壊地は崩壊規模10^5cm³，10^6m³および10^7m³以上の各オーダー別に抽出する。

2）既往文献・資料によって，その発生場所，時期などが記述されているものについてはすべて対象とする。

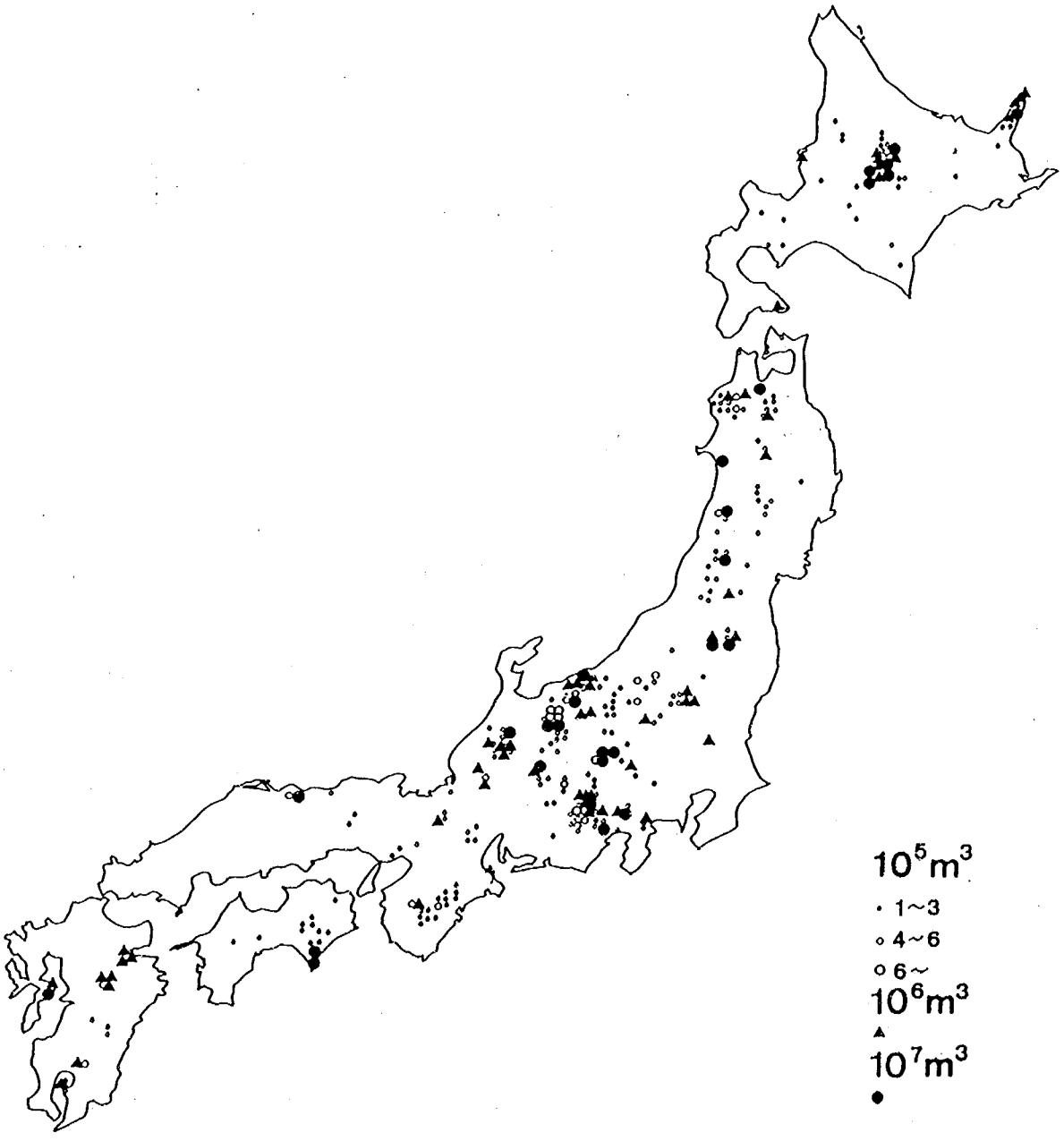
3）崩壊規模は崩壊深を一律10mと仮定し崩壊面積で決定する。10mという値は既往の文献資料による事例から設定した最低の崩壊深であり，したがって抽出された崩壊規模は，少なめに見積られている。

＊1　現愛媛県土木部砂防課長
＊2　現河川局砂防部傾斜地保全課課長補佐

ただし読図の段階で明らかにそれ以上の崩壊深を持つと判断された場合にはそれに応じて規模を見積った。

4）抽出される崩壊地は基本的に地形図上で崩壊記号や崖記号が記されているものとする。現在はすでに植生で被われ，等高線によってのみ崩壊地形として認められるものは既往文献等でその発生（時期）が明確にできるものを除いて対象外とした。

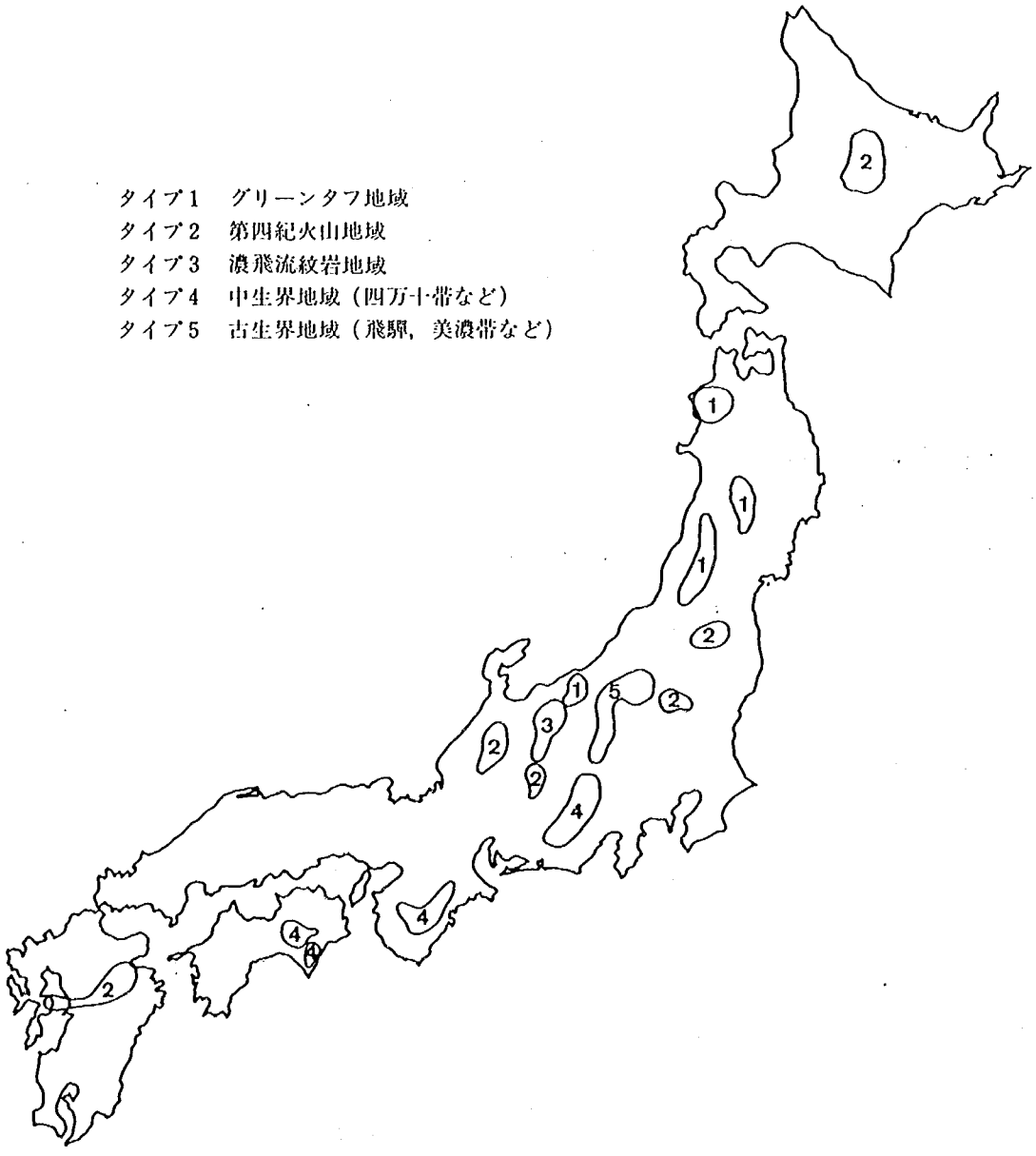
以上の様にして抽出されたわが国における大規模崩壊地の分布図を図－3.1 に示す。抽出された崩壊地は全部で523箇所であった。



図－3.1 わが国における$10^5 m^3$以上の大規模崩壊地の分布

3.2.2 大規模崩壊の頻発地域の抽出とタイプ区分

図−3.1 の分布図を見ると，わが国における大規模崩壊地は全国にわたって一様に分布するのではなく，密集して分布する地域あるいは全く見られない地域などかなり地域性を持つことが明らかである。そこで，この地域性を大規模崩壊に関連すると思われる５つの属性を用いて説明することを試みた。ここで取り上げた属性は，１．山地起伏の程度　２．地質構造　３．火山の分布　４．侵食小起伏面の分布　５．活断層の分布である。その結果，**図−3.2** に示すように大規模崩壊の頻発地域を17地域としてまとめ，それぞれを次の５のタイプに区分した。



図−3.2 大規模崩壊の頻発地域の抽出とタイプ区分

タイプ1：グリーンタフ地帯の第三紀火山岩類から成り，標高は総じて1,000m以下である。活断層の分布密度は低いが，数段の水準に小起伏面が多く分布する。

タイプ2：第四紀火山地域で安山岩質熔岩と砕屑物が互層する火山斜面である。標高は800～2,000mに達する。活断層は多く分布しない。

タイプ3：中生代後期～古第三紀の濃飛流紋岩の分布域で密な節理係が発達する地域である。標高は1,500～2,000mが多く，第四紀の隆起量が活発な地域のひとつである。活断層も密に分布する。

タイプ4：西南日本外帯の中生代～古代三紀の四万十帯を中心に，一部三波川（結晶片岩類）帯に属する。トップリング等がよく発達する。標高は800～1,500m，時に2,000mを越える箇所もみられる。活断層の分布密度は中～密である。また，標高800～1,500mの水準に侵食小起伏面が多く発達し，河谷斜面で崩壊が多発している。

タイプ5：古期岩類（主に古生代）に属する花崗岩類や堆積岩類から成る地域で，標高2,000m以上に達するわが国でも隆起量の最も大きな地域である。活断層も密に分布する。

各タイプの地理的分布について見ると，北海道，東北日本は火山帯を除けば主に日本海側に広がるグリーンタフ地域，中部日本は第四紀隆起量が大きく現在の起伏も最も大きくなる中部山岳地帯を中心に，また西南日本では外帯に属する四万十帯等の堆積岩類地域で大規模崩壊が頻発しているということができる。

3.3 崩壊発生斜面の地形計測

3.3.1 サンプル崩壊地の抽出と計測方法

3.2.1で抽出された日本全域の崩壊規模10^5m³以上の大規模崩壊地のなかからサンプル崩壊地を抽出し，地形計測を行い，大規模崩壊発生斜面の地形的特徴の把握を試みた。抽出したサンプル崩壊地は163個である。

抽出に当っては，次のような基準に従った。

1）崩壊規模の大きいものから抽出する。

2）地すべりとの区別が困難なものはさける。

3）3.2.2でタイプ区分された1～5までの各タイプが均等に含まれるようにする。

4）歴史的記述が明らかなものについては優先させる。

サンプル崩壊地は，地形図(2万5千分の1)を用い崩壊地内部および周辺斜面を対照とし，以下のよしな項目と方法で地形計測を行った。

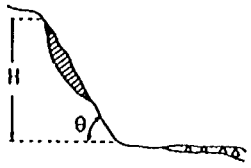
○崩壊地内部

1）崩壊面積（ha）―― 地形図上で崩壊部を決定したが，崩壊規模が大きくなる程，かつての崩壊域を復元するのは困難であった。

2）平均崩壊深（m）―― 崩壊地内部と周辺の斜面地形との比高から判断した。但し，不明瞭なものは一律10mとした。(3.2.1に準ずる。)

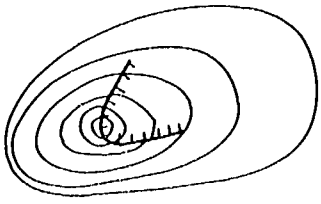
3）崩壊土量（m³）―― 粗い近似値として崩壊面積×平均崩壊深を用いた。

4）斜面勾配（θ）及び斜面高（H）―― 以下のとおりである。



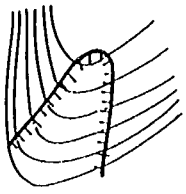
○周辺斜面

1）斜面横断形　　以下の区分に従う。

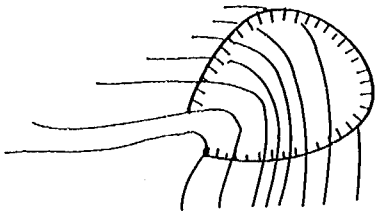


①山頂，火口丘

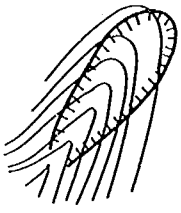
ｅｘ．山頂，火口丘の部分が
完全に失なわれてしまう。



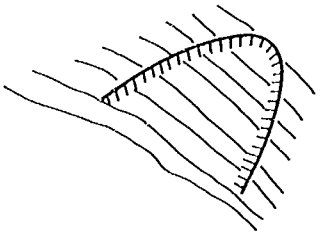
②尾根部



③大きい（広い）谷部

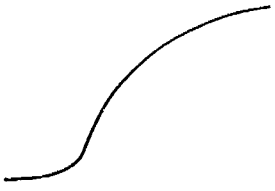


④小さい（狭い）谷部

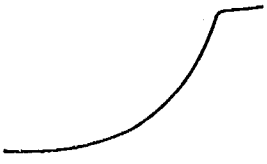


⑤平衡斜面

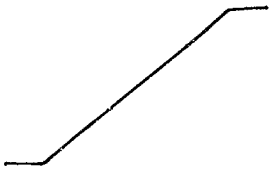
2）斜面縦断形　　以下の区分に従う



①凸型斜面

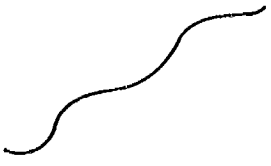


②凹型斜面



③直線型斜面

④複合Ｓ型斜面

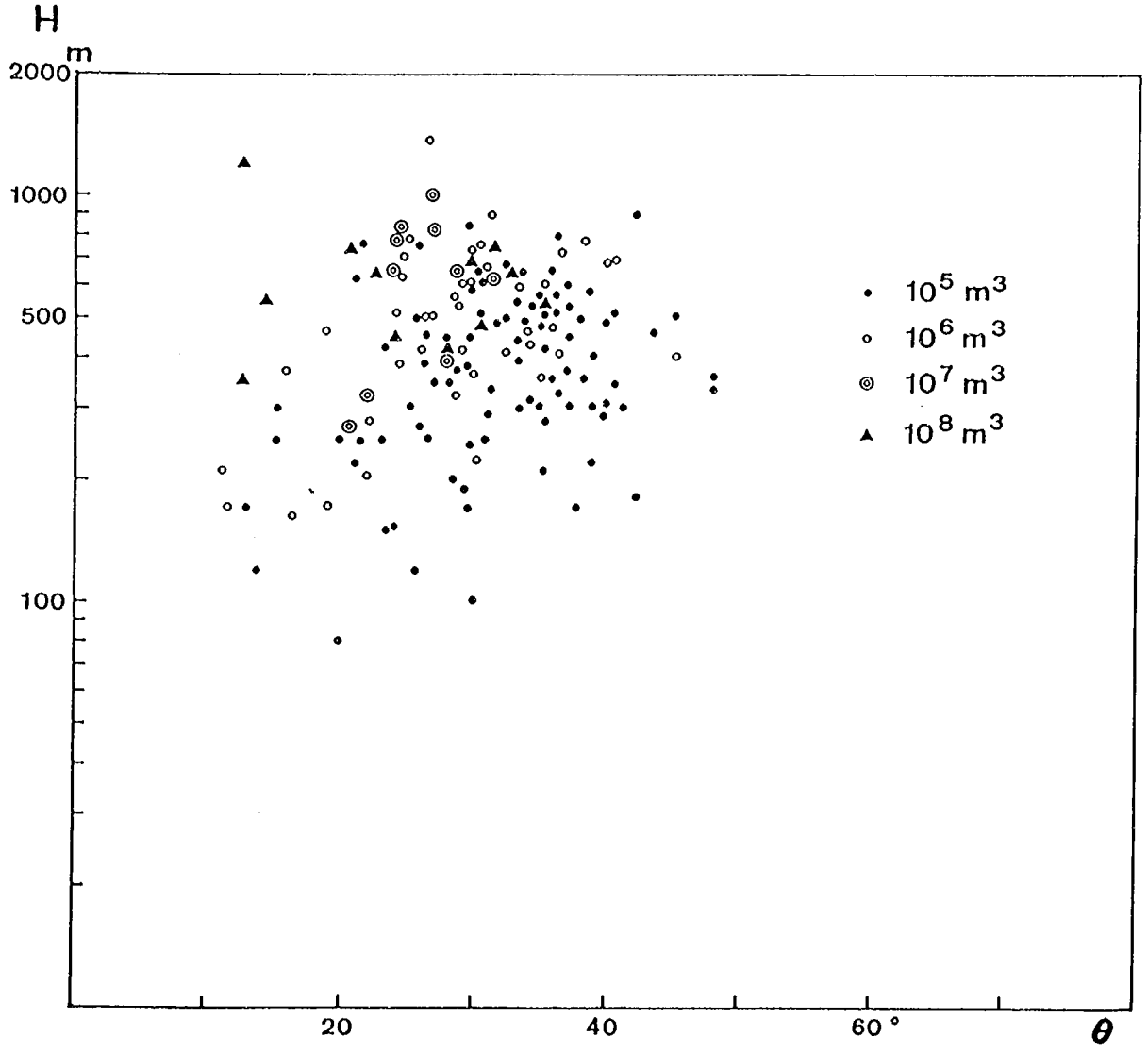


⑤複合多Ｓ型斜面

3.3.2 大規模崩壊発生斜面の特徴

ここでは，先の地形計測結果に基づいて，大規模崩壊発生斜面の地形的特徴について検討した。

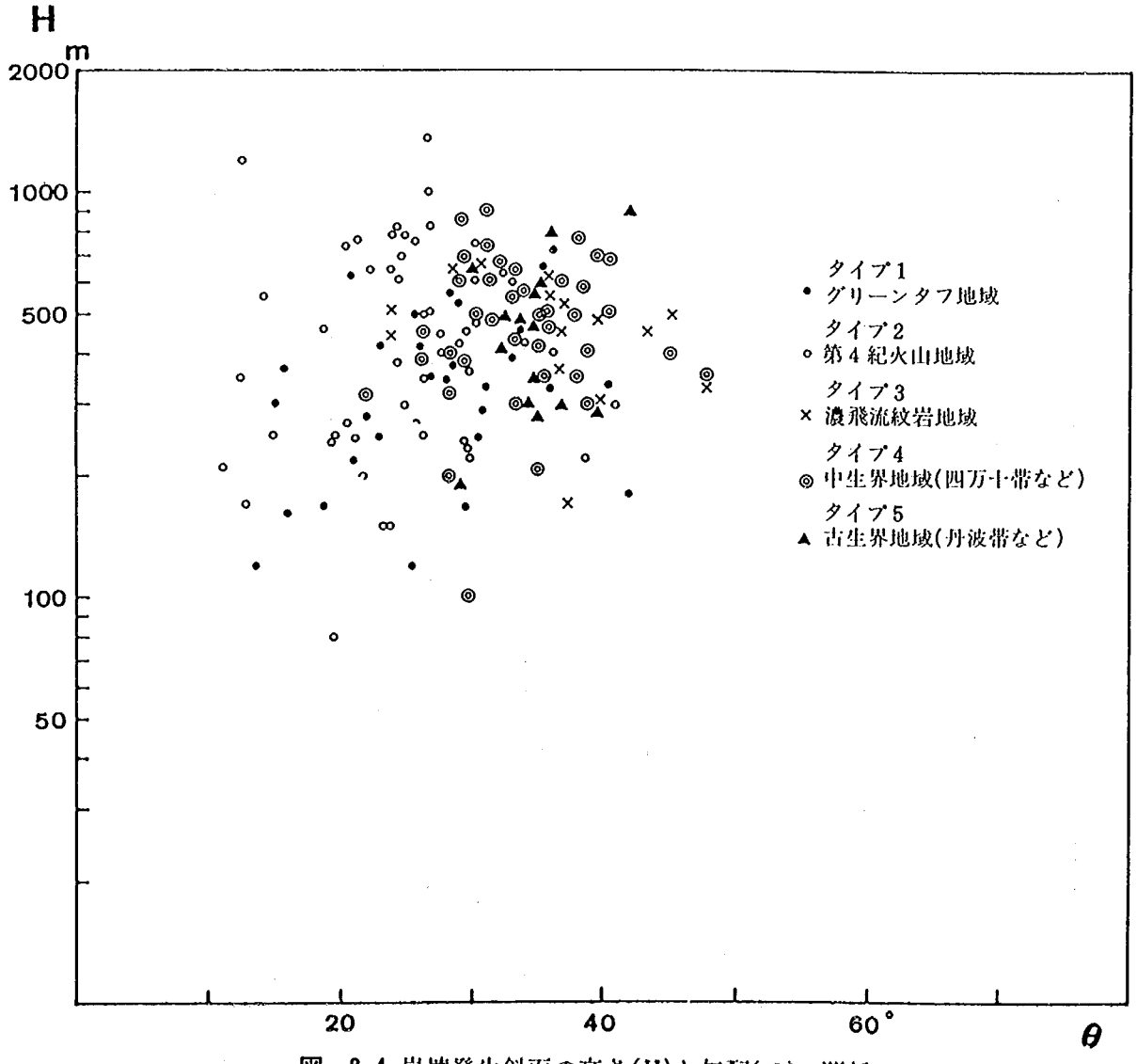
図－3.3 は抽出された崩壊地を崩壊規模のオーダーによって分類し，崩壊発生斜面の高さ（H）と勾配（θ）との関係をみたものである。これによると，10^5m³ ランクで高さ（H）が100～900 m，勾配（θ）20～40°，10^6m³ ランクで，200～1,000m，20～40°，10^7m³ 以上ランクで300～1,000m，20～30° 前後となった。不明瞭ではあるが，崩壊規模が大きい程，崩壊が発生する斜面の斜面高は大きくなり，勾配は逆に大きいものが少なくなる傾向が認められた。



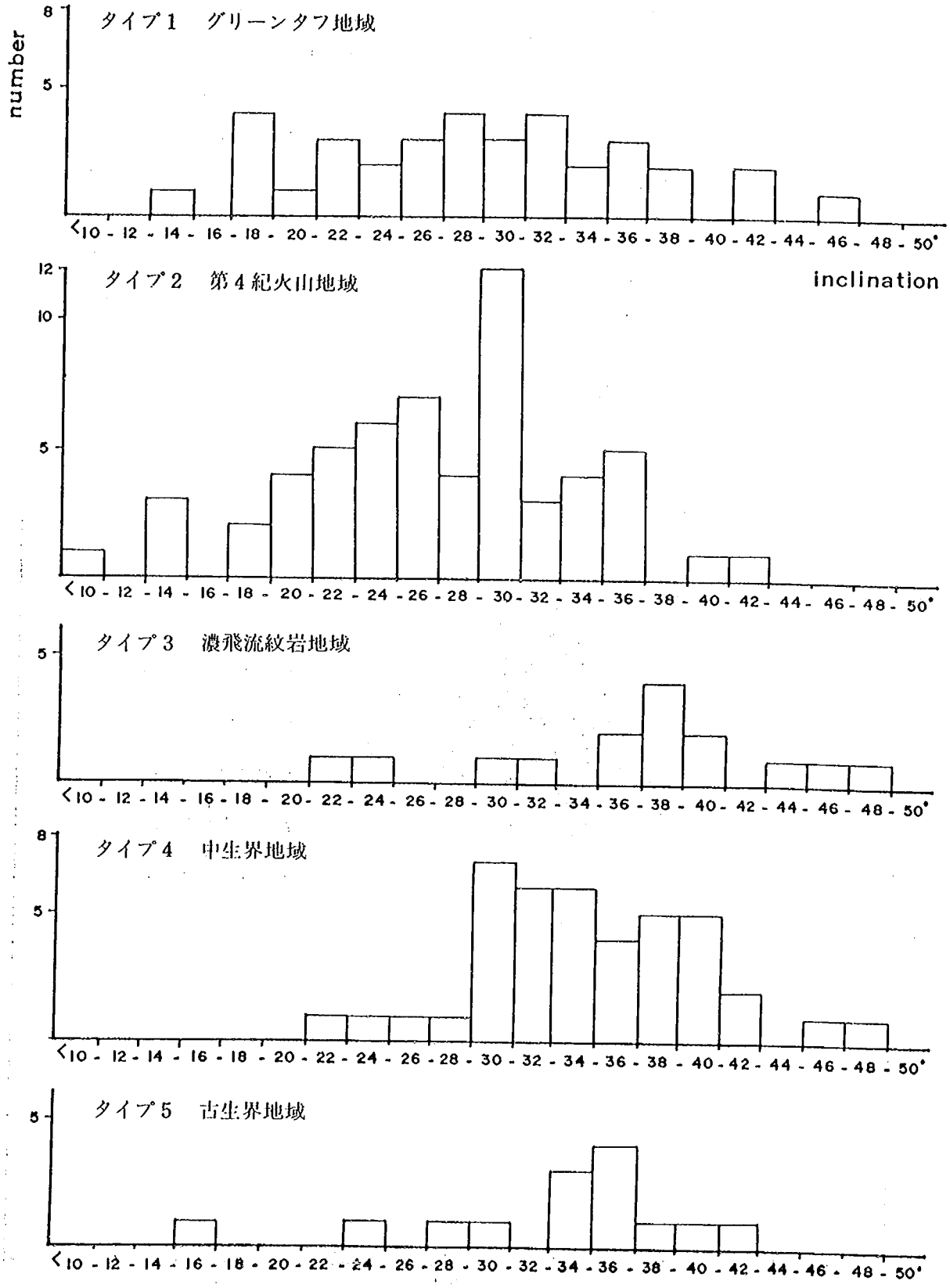
図－3.3 崩壊発生斜面の高さ(H)と勾配(Q)の関係
——崩壊土量別に見た場合——

図－3.4 は同様な関係を3.2.2で区分した５つのタイプ毎にみたもので，このなかで第四紀火山地域及びグリーンタフ地域は，他のタイプの勾配に比べ緩いものが多く含まれていることに特色がある。さらに斜面高については，第４紀火山地域の崩壊斜面高は幅広い分布を示している。

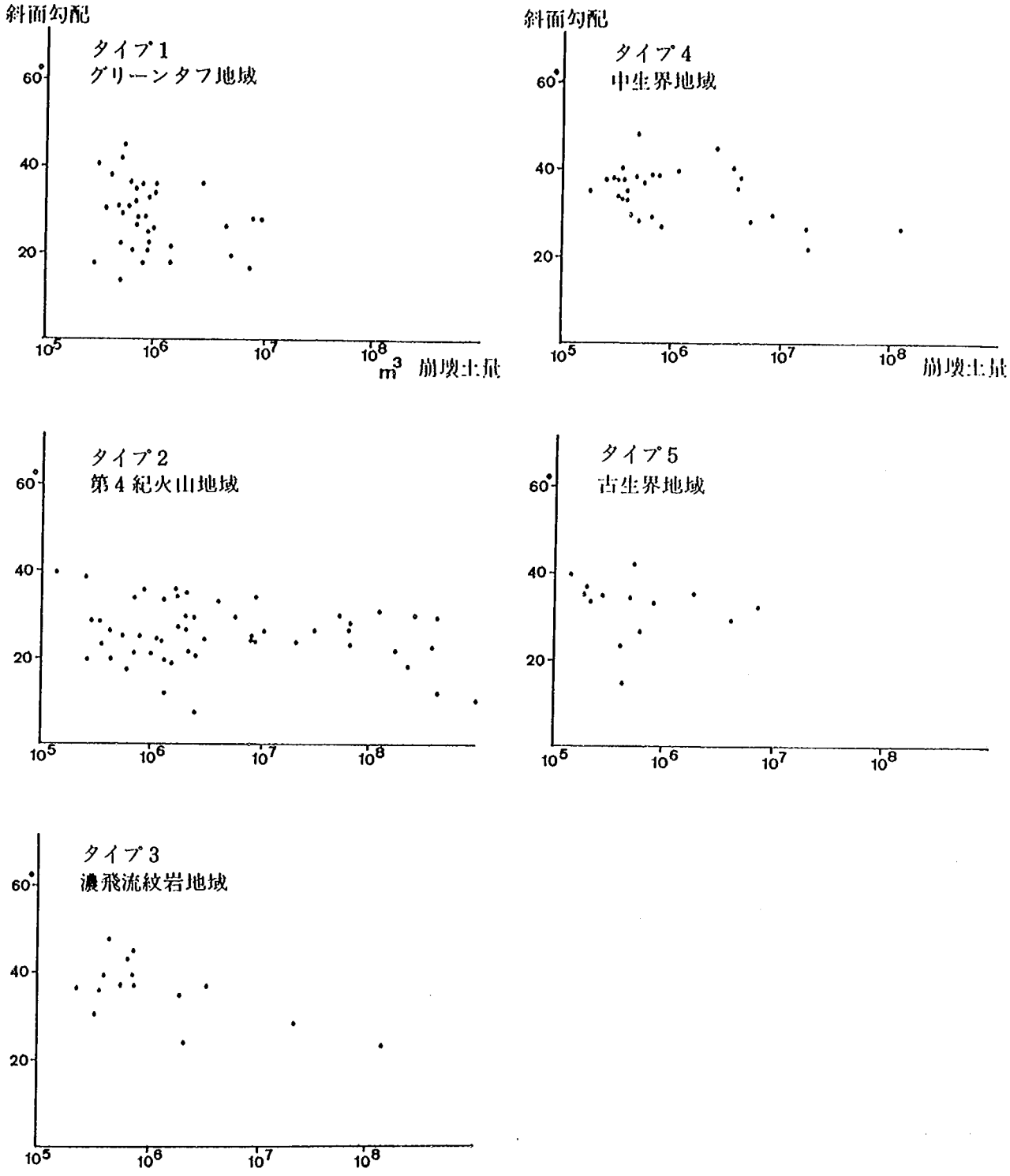
各タイプ別に崩壊発生の斜面勾配の頻度分布をとってみると，図－3.5 のようになり，非火山地域ではグリーンタフ地域を除いて35°付近にピークがあらわれるのに対し第４紀火山地域（タイプ２）では，25°前後となる。さらに各タイプ別の崩壊斜面の勾配と崩壊土量を示した図－3.6 をみると，まずグリーンタフ地域（タイプ１）では10^7m³を越える大規模崩壊は発生しておらず，大半が10^5m³規模であり，タイプ５の古生界地域も同様である。中生界（四万十帯）地域（タイプ４）では同じように10^5m³程度の崩壊が多くみられ，これらは西南日本外帯特有の豪雨性崩壊のうち，規模の大きいものが数多く含まれた結果と解される。これに対し，同地域では大谷，加奈木，七面山，赤崩などの10^6m³，10^7m³規模の大規模崩壊も分布しており，いわゆる岩盤クリープやトップリング（転倒構造）といった四万十帯特有の地質構造が反映していると思われる場合もみられる。



図－3.4 崩壊発生斜面の高さ(H)と勾配(θ)の関係
――崩壊発生地域タイプ別――



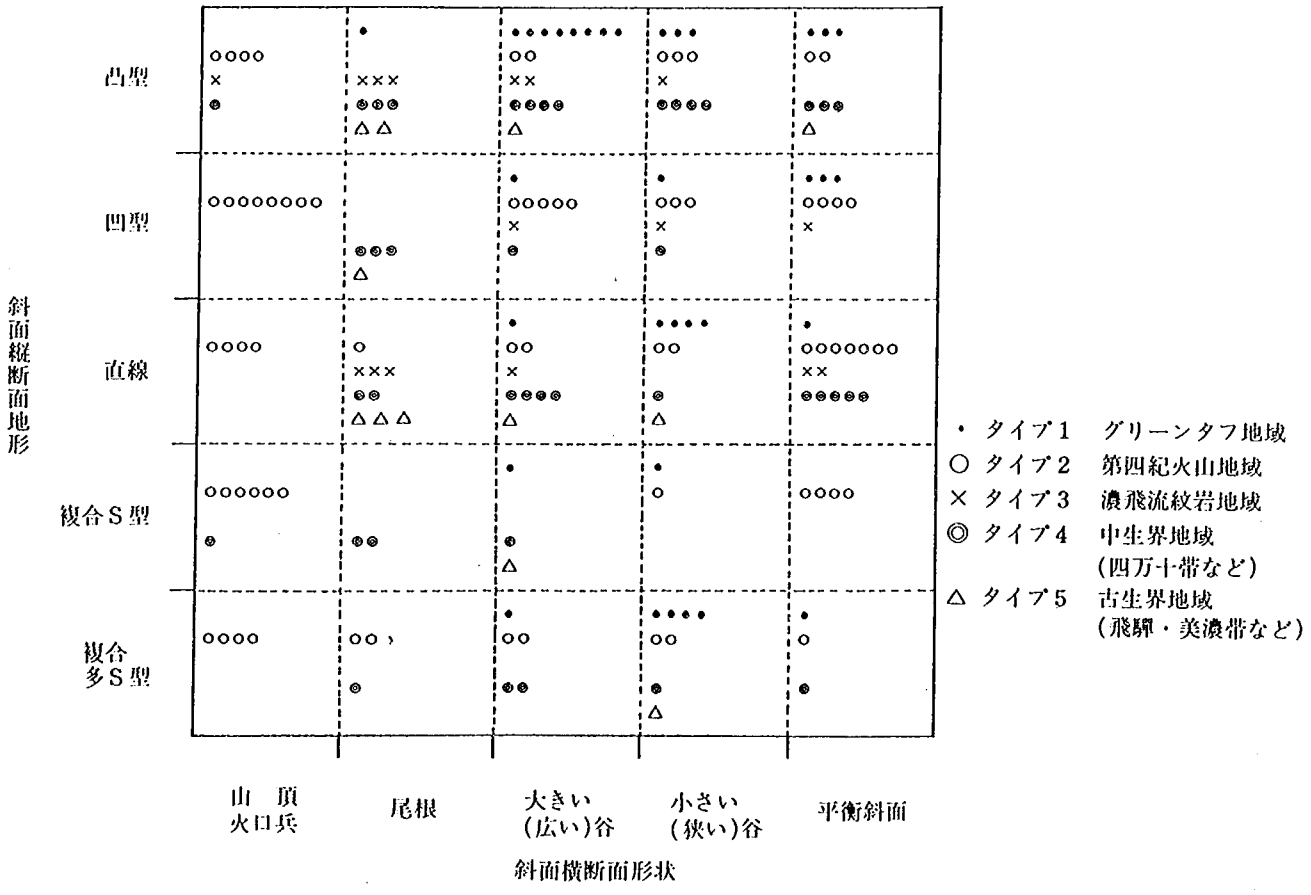
図－3.5 崩壊発生斜面勾配の頻度分布 ――崩壊発生地域タイプ別――



図－3.6 崩壊発生斜面の勾配と崩壊土量 ――崩壊発生地域タイプ別――

次に同図より崩壊土量と斜面勾配についてみると，図－3.3 でも触れたが，全サンプルを総じて不明瞭ながらも崩壊土量の増加に伴って勾配の小さくなっていく傾向が読み取れる。

最後に各タイプ毎に崩壊が発生している斜面の縦横断形状についてみたものが図－3.7 である。全体としてみると，斜面縦断面形状が凸型及び直線，横断面形状が谷及び平衡の斜面で崩壊が多発しているようであるが，第4紀火山地域（タイプ2）では，斜面縦断面形状が凹型や複合S型の斜面でも多く崩壊が発生している。また，第4紀火山地域（タイプ2）での崩壊は，山頂火口丘や熔岩円頂丘など山体頭部全体にまたがって，また山頂付近の緩傾斜部を越えて発生している事例が多く，（斜面縦断面形状が山頂，火口丘）この場合，基本的に斜面形状とは無関係である。サンプル数は少ないが，濃飛流紋岩地域（タイプ3）や古生界地域（タイプ5）では尾根部での崩壊事例が多く，この場合，崩壊厚は谷部でのそれに比して大きくなることが予想される。



図－3.7 各崩壊発生タイプの斜面形状

3.4 空中写真及び現地調査による大規模崩壊地の地形・地質特性の把握

既存の空中写真を用いて，歴史的にその発生が確認されている12個所の大規模崩壊跡地の判読を以下の項目について行なった。空中写真は基本的に崩壊地内部の微地形が判読できる様な大縮尺のカラー写真を使用した。また，12個所のうち2個所（帰雲山崩れ及び加奈木崩れ）については現地調査も行った。これらの結果は，収集事例資料集にとりまとめた。

空中写真による判読項目は以下のとおりである。

（１）大規模崩壊を起こしやすい地形

（２）リニアメント

（３）特異な地形

（４）過去の大規模崩壊の原形をとどめる地形およびそれに伴う堆積地形

１）大規模崩壊を起こしやすい地形

わが国では第四紀火山斜面に大規模崩壊が発生している場合が多い。また，西南日本外帯の堆積岩類（例えば四万十帯などに見られる粘板岩のような板状構造を有するもの）の発達する地域にも大規模崩壊がよくみられる。このような板状構造をもつ地域では，最近の研究例では岩盤のトップリング（転倒構造）が大規模崩壊につながる（あるいはつながった）可能性があることが指摘さている。岩盤のトップリングが大規模崩壊を生じた場合の地形に反映する特徴として千木良（1985）は次のような現象をあげている。

a：山上凹地

b：多重山稜

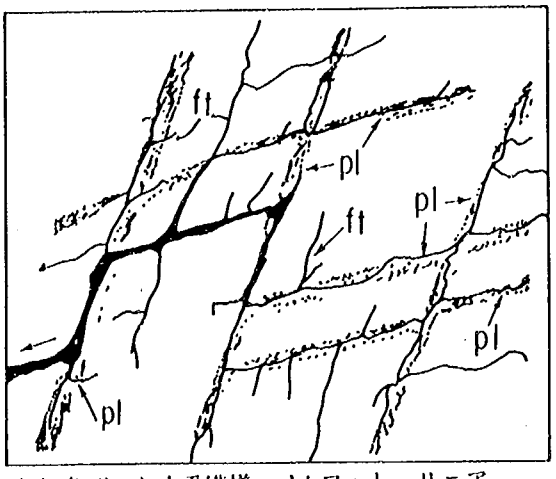
c：線状から船底状凹地（斜面）

d：小崖

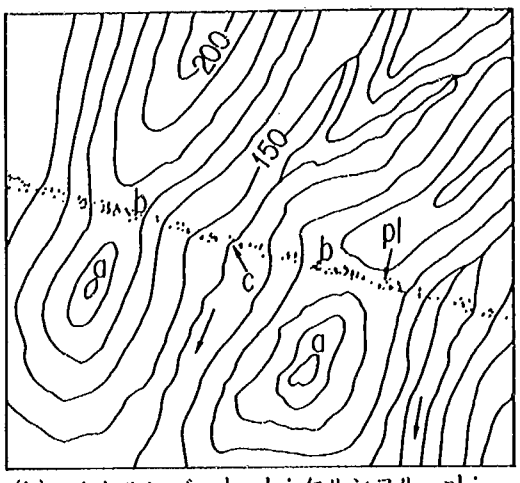
これらは空中写真では線状の溝地，あるいは段差地形として判読される。しかし，このような現象は，岩盤の亀裂やクリープ現象を反映したものではなく，岩相の差による差別侵食や地質の構造を反映したものである可能性もあるので注意が必要である。

２）リニアメント

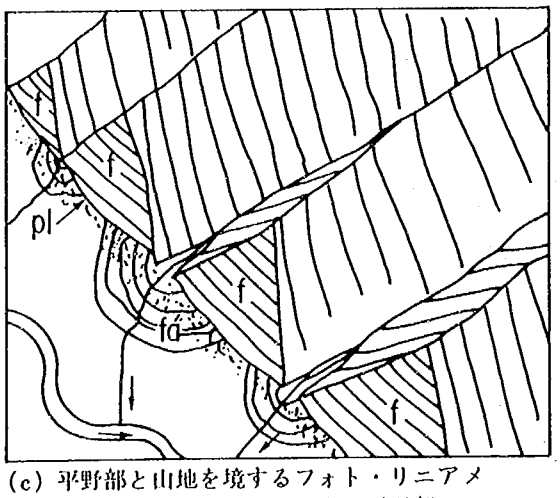
空中写真によるリニアメント判読は**図－3.8**に示すような地形要素から抽出したものである。リニアメントは一般に地形の変換点が連続し，線状を有するものと定義されている。このため先に述べた線状凹地や段差地形が局所的に発達するものに対してはあてはまらない。判読されたリニアメントは，主として断層，節理，亀裂を反映している。



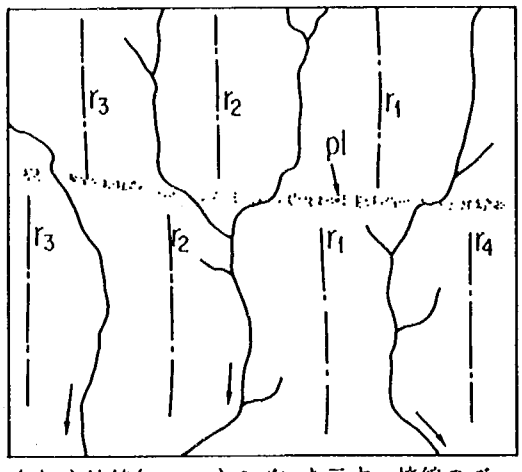
(a) 角ばった水系模様。pl：フォト・リニアメント，ft：破砕線。



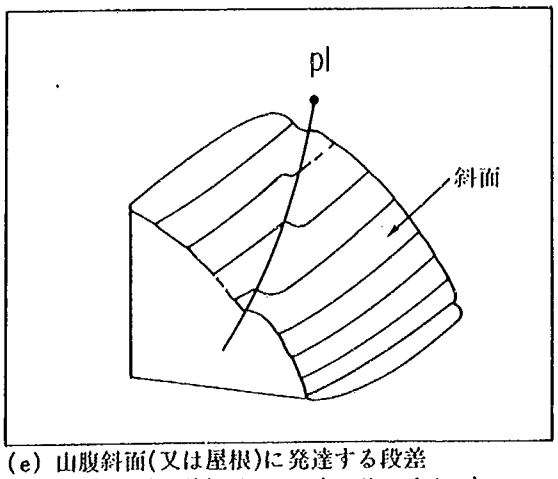
(b) a：ケルンバット，b：ケルンコル，pl：フォト・リニアメントを入れるべき位置。水系も多少かわっていることがある(c)。



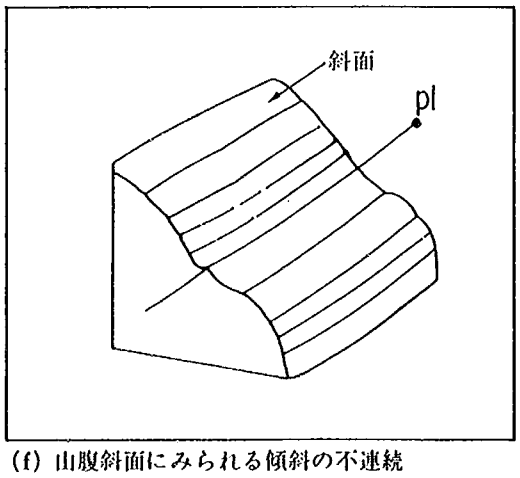
(c) 平野部と山地を境するフォト・リニアメント(pl)は，断層崖面(f)と平野部との接線により引くことができる。沢の出口には，扇状地(fa)がみえる。



(d) 主接線(r_1～r_4)のズレを示す。接線のズレと同時に，流路のズレも認められる。pl：フォト・リニアメント。



(e) 山腹斜面(又は屋根)に発達する段差(又は2重山陵) pl：フォト・リニアメント



(f) 山腹斜面にみられる傾斜の不連続 pl：フォト・リニアメント

図－3.8 断裂系の地形へのあらわれ方（武田，今村1976より）

3）特異な地形

特異な地形としては，1）で述べたa～dの項目を含む。また，これ以外にI）特に火山地域で熔岩や砕屑物の堆積面からなる緩斜面と，その後侵食によって作られた遷急線付近，II）火山原面形成後，比較的短時間のマスムーブメント作用でつくられた2次斜面，およびIII）火山，非火山を問わず尾根上部や斜面に平坦面が分布する地形，等である。

4）過去の大規模崩壊の原形をとどめる地形およびそれに伴う堆積地形

過去（数千年オーダーでの地質時代）に大規模崩壊が発生した斜面は，その後かなりの侵食が進行しないかぎり一般に馬蹄形や凹地状の滑落崖を有する。また崩落土砂の流下域にも特徴的な堆積地形（例えば，流れ山や土石流段丘など）がつくられている。過去に大規模崩壊を起こした地域では，ある場合にはいわゆる崩れ残し的に不自然な地形が残されている。この様な山体は今後何らかの誘因が加わることによって再び崩壊する危険性があるものと考えられる。

3.5 元地形の復元と崩壊土量の吟味

空中写真判読および現地調査によって得られた地形・地質的特徴にもとづいて，ここでは大崩壊発生以前の斜面地形がいかなるものであったか，またどのような地形のところがどれだけ崩れたかついて検討し，加奈木崩れ，帰雲山崩れ，七面山崩れ，稗田山崩れ，金剛寺崩れの5つの崩壊について元地形の復元を試みた。

元地形の復元にあたっては以下の様な方法で行なった。すなわち，現在の崩壊地内あるいは崩壊地周辺の斜面には過去の斜面状況を暗示する地形，例えば小起伏面，はらみ出し斜面，不規則な傾斜変換線や凹地などが分布している。このような痕跡地形をつなぎ合わせることによって周辺斜面との調整を保ちつつ，ここでは50m間隔の等高線で復元した。次に復元された崩壊前の地形と現在の崩壊地にそれぞれ50m（稗田山は100m）メッシュをかけて標高を読み取り，地形変化量を算出して，崩壊土量を求めた。また作成された標高メッシュデータにもとづき，崩壊前後の地形の鳥瞰図を出力した。各々の崩壊地の地形復元図，鳥瞰図及び崩壊厚分布図は事例集に取りまとめた。

次に各々の崩壊地の算出された崩壊土量の妥当性を既往の報告に見られる崩壊土量に関する記述等から，吟味した。

1）加奈木崩れ

元地形の復元に当っては，まず過褶曲軸東翼部の標高900m前後に広く小起伏面が分布していたこと，また現在の佐喜浜川河谷に沿って旧期の断層が走っており，この河谷は崩壊以前より存在していたと考えられることを推定根拠とした。算定土量は$2.3\times10^7m^3$となった。この値は町田（1984）が下流河谷を埋積した崩土から推定した$3\times10^7m^3$と矛盾しない。元地形から見ると，大崩壊は山頂部の広い小起伏面を滑落崖とし，河床に対して大きくはらみ出した凸型斜面で発生しており，クリープが卓越していたと考えられる北側斜面で崩壊厚が大きくなっているのが特徴である。

2）帰雲山崩れ

元地形の復元に当っては，当崩壊地が稜線から山脚に延びる支尾根の部分にあたっていること，明瞭な馬蹄型の滑落崖を残していることから，基本的に尾根地形を埋め戻すような方法で復元した。算定土量は1.5×10^7m³となる。既往報告における当崩壊地の土量としては町田（1984）が1×10^7m³，井嶋他（1984）は2.5×10^7m³の値を出しており，両者の中間的な値となった。元地形から見ると，崩壊地は典型的な凸型（尾根型）斜面が長大な斜面をなしていたのがわかる。また崩壊土厚も崩壊地中央で大きな値を示している。

3）七面山崩れ

元地形の復元に当っては，斜面頂部および山頂付近に広がる平坦面とそこを南北に走る地溝の存在を推定根拠とした。この地溝は重力性の断層運動の結果であって，調査地域周辺の山頂部を南北に連続的に発達している。したがって，当大崩壊地の滑落崖もこの断層運動に起因した不規則な凹地によって規定されていたものと考えられる。算定された土量は6.6×10^7m³で，既往報告による7.5×10^7m³とほぼ同じ値となった。崩壊厚の分布をみると，極めて複雑な分布を示しており，多くの崩壊ブロックに分かれて崩れていった様相をうかがわせる。

4）稗田山崩れ

元地形推定の根拠は，現在の稗田山前面の板倉沢の地すべりと同じ様な古い地すべりブロックが位置していたという前提にたつものである。現地形面（滑落崖から下部の平坦面）をすべり面と考えると，最大崩壊厚は150mに達している。稗田山崩れの崩壊土量に対しては，町田（1964）が浦川に沿う段丘を稗田山大崩壊による崩土の堆積頂面と解し，その土量を計算して1.5×10^8m³を得た。これに対し，藤田他（1986）は下流河谷の段丘堆積物は旧い火砕流堆積物（稗田山安山岩類上部）と認定し，その結果崩壊土量を1.3×10^7m³とした。今回算定された崩壊土量は1.3×10^8m³で，この値は町田の算定したものに近いものとなった。

5）金剛寺崩れ

当崩壊地の場合，崩壊発生以前に米軍撮影の空中写真があるので，元地形の復元はこれを利用して行った。

元地形をみると，斜面下部に明瞭な遷急線があり，その上部に長大な従順斜面があって，崩壊の発生が脚部の不安定化に原因している様相をうかがわせている。崩壊土量は7.8×10^6m³で，既往値の5×10^6m³より約1.5倍程大きいが，これは金剛寺大崩壊だけでなく周辺（特に斜面下部の段丘）の崩壊も合わせて算定した結果と解される。

3.6　大規模崩壊危険度に対する地形・地質的指標

崩壊は歴史科学的側面と物質科学的側面の2面性を持つことで，現状による単なる安定解析では崩壊の発生場，危険度を予測することは困難である。崩壊は，歴史的には侵食の一過程であり，岩盤にかかる応力もその都度変化することは崩壊を考える上で重要である。

従来より，崩壊の前兆現象として，斜面上部に発達する変形地形（線状凹地，亀裂，はらみ出しなど）が重要視されてきた。特に，山地の稜線付近に発達する線状凹地の中には断層運動によって形成されるものが少なくないことが知られるようになった。しかしながら，広域的な断層運動であるのか，局所的なものであるのか，さらに構成岩石の性質の影響を受けているなど，様々な成因が考えられるのが現状である。そこで空中写真判読の段階では，単に線状凹地などの変形地形を単独に取り扱うのではなく，複合した変形地形がどのように配列されているのか，またメカニズムから考えてどういう構造が考えられるかを検討すべきである。

今回の調査事例にもとづく大規模崩壊危険度判定指標を表－3.1 に示す。特に，地形項目については，

表－3.1　大規模崩壊危険度の地形地質的指標

	判読上のポイント	留意事項	事例
地形的指標	A．尾根筋の形状		
	1．周辺斜面と比較して緩やかな平担面（前輪廻斜面）がある	主稜線との関係（調和的・非調和的）	加奈木・七面山 帰雲山・大谷etc
	2．凹地が存在する	規模・連続性	同　上
	3．線状凹地が見られる	規模・連続性・方向（尾根線との関係）	同　上
	4．多重山稜をなす	規模・連続性・方向（尾根線との関係）	同　上
	5．非対象山稜をなす	遷急線の位置	
	6．段差地形がある	主稜線との関係 注）　2～6は、変形地形に属するため、その配列、相互関係（特にB項）に注意する	加奈木・大谷etc
	B．斜面の形状		
	1．はらみ出し斜面	斜面上部と下部との傾斜変化、斜面中部でのはらみ出し	加奈木・大谷
	2．大規模平滑斜面		
	3．段差地形	規模・連続性・定高性	
	4．遷急線	規模・連続性・配列	加奈木・七面山
	5．水系異常	規模・規則性、谷の斜面上部への回り込み	etc
	6．小規模崩壊の発生	斜面上の位置	御岳
	C．周辺地形		
	1．斜面下部が攻撃斜面にあたり侵食が進んでいるか	旧河道または段丘との関係	金剛寺
	2．周辺に大規模崩壊が見られるか		加奈木・帰雲山
	3．断層を反映した微地形が見られる	リニアメント	七面山・帰雲山
	4．地すべり性地形が見られるか	滑落崖、地すべりブロック	稗田山
地質的指標	A．岩　相	劣化岩盤の分布、構造的な位置づけ	
	1．片状岩の岩片化の程度、貫入岩体の分布	クリープ 岩盤の破砕化	加奈木・大谷
	2．岩盤ブロックの規模・形状	斜面との関係（崩壊規模と関係）	
	B．構　造	構造単元の区分（崩壊メカニズムと関係）	
	1．地質の走向・傾斜	斜面との関係	
	2．褶曲形態	過褶曲構造の存在	加奈木・大谷
	3．断裂の発達程度	断層・節理・裂化など	七面山

空中写真判読を主に利用した場合の指標であり，地質項目では現地調査に重点を置いた場合のものである。判読上注意するポイントを要約すると次のとおりである。

（1）　尾根筋の形状

尾根筋の形状として注意するポイントは，まず斜面頂部の山頂付近に周辺斜面と比較して緩やかな小起伏（平坦）面があるか，否かである。こうした平坦面は通常（現在の侵食基準面）の過程で形成された斜面ではなく，最近の地質時代における急激な山地隆起の結果による前輪廻の地形の残存と考えられる。したがって，そこは今後何らのかたちで侵食がおよぶべきところである。このような平坦面は空中写真によらなくても地形図において抽出することができるので，容易にその分布についての情報を得ることができる。

次いで，平坦面上に往々にしてみられる不規模な変形地形が注目される。例えば線状凹地や段差地形などは，斜面地下に働らく何らかの変形（例えば，クリープや断層運動）の地形へのあらわれであり，そうした微地形が判読された場合は周辺の地質構造に関する踏査が必要である。

（2）　斜面の形状

斜面の形状として注意するポイントは，顕著なはらみ出し斜面や，大規模平滑斜面など周囲の山地斜面と比べて不規則な形状を示す単位斜面をまず抽出することにある。また，崩壊はたいていの場合ほぼ一連続斜面内に限定されており，言い換えるならば“一連続斜面の大きさ”が崩壊の大きさの上限を規定していることが多い。

斜面の途中に段差や明瞭な遷急線がみられるところも要注意である。山地斜面は最近の地質時代における谷筋の急速な侵食により，上部斜面が相対的に緩，下部斜面が急で，その間に傾斜変換線を挟んで大崩壊が発生する場合が多い。侵食が進行して上部（緩）斜面が消失ないしは著しく縮小した斜面には大規模な崩壊は発生しないようである。

（3）　周辺地形

周辺の地形で注意すべきポイントは，まず斜面と河道との関係についてであり，その斜面が基部において側岸侵食の対象となっている場合（特に攻撃斜面）は（B）で指摘したような斜面の途中に遷急線ができ易い。その場合，斜面脚部は不安定化してわずかな誘因によっても崩壊に至り易くなる。

一方，隣接あるいは近接して大規模な崩壊が発生しているようなところでは同様に大崩壊に至り易い様な地質構造（岩盤クリープ等）が発達しているところが予想される。あるいは，崩れ残し的に不自然な形状を持つ斜面地形が残されている。また，大規模な古期地すべり地形が分布するところでもその再移動の可能性があるので注意が必要である。

（4）　地質的指標として岩相および構造

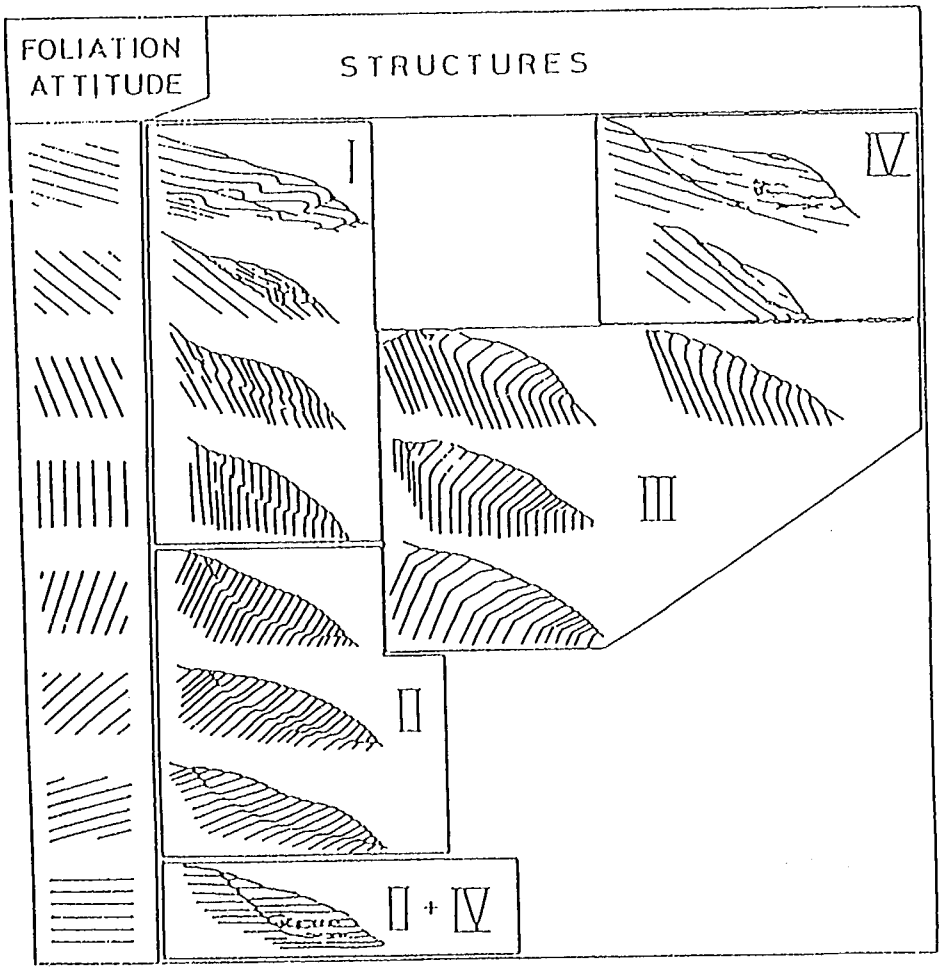
マスムーブメントのひとつの運動形式として，クリープがあげられるが，それは頁岩や粘板岩など板（片）状構造を有する岩相域に特徴的である。クリープは，岩盤の重力によって長期間にわたり変形することをいうが，千木良（1986）は岩盤の変形は構造力によって変形するだけでなく，岩盤クリープに

よっても容易に変形し，様々な地質構造を形成することを示した。これは，図−3.9 に示すように片状岩の片理，壁開（大局的には地層の走向，傾斜）と斜面との関係によって決定される。

図−3.9 のなかで，地層が斜面下方へ回転して倒れかかる現象を特にトップリングといい，このような現象は高傾斜の片状岩盤分布域に主としてみられる。このように岩盤クリープは物性，構造方向に大きく規定されているので，クリープ発生領域（岩相との関連において）を特定できることは大規模崩壊発生域の予測に有効な情報を提供してくれる。

一方，砂岩などのように塊状構造を持つ岩相域では，岩盤ブロックの規模と形状を把握しておくことが，崩壊規模との関連で重要である。

構造単元の区分は崩壊メカニズムとの関係で重要であり，地層の走向・傾斜と斜面の向き（言い換えれば受け盤，流れ盤）との関係を把握することは最も基本的である。また，大局的な褶曲構造や断裂系の発達は空中写真によっても判読可能である。しかしながら，概して地質的指標に関してはある程度の現地踏査における資料が必要であり，広域的な情報収集は困難と思われる点が多い。



図−3.9 岩盤クリープによる変形構造

参考文献

町田　洋（1984）：巨大崩壊，岩屑流と河床変動

地形Vol. 5　No.3　P. 155－178

奥西一夫（1984）：大規模崩壊のメカニズム

地形Vol. 5　No.3　P. 170－193

古谷尊彦他（1984）：地震に伴う歴史的大崩壊の地形解析

京大防災研年報　Vol. 27　B－1　P. 387－396

奥田節夫（1984）：歴史的記録からみた大崩壊の土石堆積状態の特性

京大防災研年報　Vol. 27　B－1　P. 353－367

平野昌繁（1981）：空中写真でみる地形災害―歴史的大災害（その1）―

京大防災研年報　Vol. 24　B－1　P. 449－460

中村洋一・青木謙二郎（1980）：磐梯山　月刊地球2，P. 430－434

丸田英明（1986）：裏磐梯泥流に関する若干の考察

地理学評論41－7　P. 463－469

長岡正利他（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

火山体解体及びそれに伴う土砂移動シンポジウム資料

日本地学連合編　P. 63－77

建設省土木研究所（1985）：御岳崩れに起因する土砂動態調査報告書

河内晋平（1983）：八ヶ岳大月川岩屑流　地質学雑誌89

P. 173 －182

町田　洋（1962）：荒廃河川における侵食過程―常願寺川の場合―

地理学評論35　P. 157－174

町田　洋（1964）：姫川流域の一渓流の荒廃とその下流部に与える影響

地理学評論37　P. 477－487

伊藤和明（1983）：善光寺地震　山崩れと洪水の恐怖

地理4　P. 45－54

町田　洋（1959）：安倍川上流部の堆積段丘―荒廃山地にみられる急速な地形の変化の一例―

地理学評論32　P. 520－531

鈴木隆介（1982）：現場技術者のための地形図読図入門29

集団移動地形（その5，崩落地形）

測量P. 45－54

古谷尊彦（1983）：雲仙・眉山崩れ

地理4　P. 36－44

古谷尊彦（1982）：土石流の巣　稗田山大崩壊の地形

地理　Vol. 27　No.5　P. 114－116

古谷尊彦（1985）：長野県・地附山地すべり
地理　Vol. 30　No.10　P. 7－15
三村弘二他（1982）：自然残留磁気からみた韮崎岩屑流と流れ山
地質学雑誌　Vol. 88　No.8　P. 653－666
甲府盆地第四紀研究グループ（1969）：韮崎型火砕流の提唱と流れ山の成因について
地質学雑誌　Vol. 75　No.9　P. 485－489
町田　洋（1979）：信濃川上流と姫川の自然と歴史
松本砂防百年史編集委（編）
松本砂防のあゆみ　P 1－77
小橋澄治他（1980）：地すべり・崩壊・土石流―その予測と対策―
鹿島出版会　P. 28－64
青木　滋（1984）：稗田山崩壊について
地形　Vol. 5　No.3　P205－214
古谷尊彦（1974）：1872年（寛政4年）の眉山大崩壊の地形学的一考察
京大防災研年報　Vol. 17　B　P. 259－264
小林芳正（1979）：1923年関東大地震による根府川山津波
地震　Vol. 32　P. 57－73
小林芳正（1985）：根府川山津波と地震による山崩れ
地球　Vol. 7　No.8　P. 457－461
守屋以知雄（1985）：1984年御岳南腹の大崩壊と岩屑流
地球　Vol. 7　No.8　P. 369－373
三村弘二（1985）：八ヶ岳韮崎岩屑流
地球　Vol. 7　No.8　P. 379－383
宇井忠英（1985）：巨大崩壊
地球　Vol. 7　No.8　P. 364－368
寺戸恒夫（1977）：大規模崩壊による山地地形の発達
日本地理学会　1977年秋発表予稿集　P. 202－203
寺戸恒夫（1984）：山地の侵食過程と大規模マス・ムーブメントの位置
日本地理学会　1984年春発表予稿集
千木良雅弘（1983）：節理性岩盤表層部にみられるトップリングの性質とその意義
応用地質　Vol. 24. No.1　P. 9－20
千木良雅弘（1985）：雨畑川流域の岩盤クリープと多重山稜の成因
昭和60年度応用地質学会予稿集
第四紀地殻変動研究グループ（1968）：第四紀地殻変動図
第四紀研究　Vol. 7　P. 200－211

貝塚爽平（1969）：変化する地形―地殻変動と海面変化と気候変化の中で―
科学　Vol. 42　P. 573－581
吉川虎雄（1971）：山崎直方先生と変動地形の研究
地理学評論　Vol. 44　P. 552－564
T. Yoshikawa（1974）：Denudation and tectonic movement in contemporery Japan.
Bull. Dept. Geogr. Univ. Tokyo 6　P. 1－14
吉川虎雄（1984）：湿潤変動帯の地形学
UP earth science 選書　東大出版会
建設省国土地理院（1977）：日本国勢地図帳
宮崎政三・高橋彦治（1970）：土木地質学　共立出版
岡崎セツ子（1967）：日本各地の山地内に認められる侵食平坦面の性質とその成因に対する考察
お茶水大人文科学紀要　Vol. 20　P. 193－204
活断層研究会（1980）：日本の活断層
東大出版会
武田裕幸・今村遼平（1974）：建設技術者のための空中写真判読
共立出版
寺戸恒夫（1986）：四国島における大規模崩壊地形の分布と地域特性
地質学論集　28号　221～232頁
井嶋伸治他（1984）：岐阜県白川谷の断層と保木脇の崩壊堆積物
石川県白山自然保護センター研究報告　第11集　4～17頁
岡山俊雄（1956）：日本の山地地形
古今書院
水落幸広（1987）：転倒構造と斜面崩壊
地質学会第94年学術大会講演要旨
江川良武他（1976）：航空写真による崩壊調査法
建設省国土地理院
渡辺正幸（1984）：浦川流域における1911年の巨大崩壊と現在の砂防計画
地形　5巻3号　215～230頁
藤田至則（1986）：稗田山大崩壊の崩積山と崩壊の要因
地質学論集　28号　147～159頁
羽田野誠一（1968）：地すべり性崩壊と地形情報
和歌山県有田川上流の事例
第5回災害科学総合シンポジウム講演論文集　209～210頁

第4章　地質的特徴

地質研究室　前室長　桑原啓三
室長　市川慧
主任研究員　平野勇

4.1　概要

我が国には多数の大規模斜面崩壊が分布しているが，その崩壊誘因について記録が残されているのは極めて少なく，形状から崩壊誘因が推定できるのは，火山活動による爆裂カルデラのみと言ってよい。そのために，ここでは斜面崩壊の誘因のいかんを問わず，大規模な斜面崩壊の地質的要因を検討するために，我が国に分布している大規模斜面崩壊の地形地質的特徴について空中写真判読および補足的な現地踏査を行なった。なお，今回は地すべりも含めて大規模斜面崩壊として検討を行なったが，これは，地すべりと崩壊とは現象的には連続したものと考えたためである。

1）崩壊箇所の抽出

2.5万分の1地形図を用いて全国の地すべりを含めた比較的新しい斜面崩壊地形について，概ね幅300m以上のものを抽出した。その個数は約500箇所となったが，この中から概ね幅400m以上で地形が新しく，斜面崩壊の特徴が明瞭なもの，また，第3章地形的特徴での検討対象箇所を参考とし，約180箇所を選択し地形図及び空中写真判読の対象とした。

2）地形，地質調査

1）において抽出された約180箇所について，国土地理院発行の2.5万分の1地形図および空中写真によって，地形，地質判読を行なった。また地質構成については，主として地質調査所発行の100万分の1地質図をもとに判定した。さらに，いくつかの斜面崩壊については補足的に現地踏査を行ない，地形，地質的特徴を調査した。**表－4.1**，**表－4.2** に調査項目をとりまとめて示した。

表4－1　調査項目

項目番号	項　目	カテゴリー（単位）
1	通し番号	
2	崩壊番号	
3	緯度	°　′
4	経度	°　′
5	斜面崩壊タイプ	表4－2による
6	大地形分類	〃
7	地質大区分	〃
8	地質系統大区分	〃
9	地質系統、岩種区分	〃
10	元斜面勾配	°
11	元斜面形状小区分	表4－2による
12	元斜面大形状区分	〃
13	リニアメントの有無	1．有り　2．無し
14	冠頭部標高	m
15	末端部標高	m

項目番号	項　目	カテゴリー（単位）
16	水平長さ	m
17	最大幅	m
18	崩壊面の平均勾配	°
19	最大崩壊厚さ	m
20	崩壊面積	km^2
21	崩壊土量	km^3
22	土塊残存、堆積状況	表4－2による
23	土塊、堆積面積	km^2
24	土塊、堆積頂部標高	m
25	土塊、堆積末部標高	m
26	土塊、堆積水平長さ	m
27	土塊、堆積最大幅	m
28	土塊、堆積平均勾配	°
29	土塊、堆積最大厚さ	m

表4－2　調査項目のカテゴリーとコード番号

5　斜面崩壊タイプ

1．崩壊
2．地すべり
3．爆裂カルデラ
4．旧期崩壊
5．旧期地すべり
6．旧期爆裂カルデラ
7．その他

6　大地形分類

1．大起伏地
2．中起伏地
3．小起伏地
4．火山急斜面
5．火山緩斜面
6．火山性台地

7　地質大区分

1．変成岩
2．古期堆積岩
3．新期堆積岩
4．花崗岩，古期流紋岩
5．火山岩

8　地質系統大区分

1．完新統
2．上部更新統
3．下部更新統
4．鮮新統
5．中新統
6．古第三系
7．中生界
8．古生界

9　地質系統，岩種区分

1．鮮新統～完新統石英安山岩および流紋岩　rN, t
2．上部更新統～完新統安山岩　ap, ah
3．鮮新統～下部更新統安山岩　aN
4．鮮新統～下部更新統玄武岩　KN
5．中新統安山岩および玄武岩　a_4, a_5
6．中新統石英安山岩および流紋岩　r_4, r_5
7．上部白亜系～古第三系安山岩および流紋岩　a_2, r_2
8．上部白亜系～新第三系花崗岩　g_5～g_9
9．上部先白亜系花崗岩　g_1～g_4
10．新第三系堆積岩　N_1, N_2, N_3
11．古第三系非四万十帯堆積岩　PG_3
12．中生界非四万十帯堆積岩　K_1
13．古第三系四万十帯堆積岩　PG
14．中生界四万十帯堆積岩　K
15．秩父中古生界　S, P, P－M_2, PMZ
16．変成岩　m_3, m_5

11　元斜面形状小区分

1．凹地形
2．凸地形
3．平行地形
4．複合地形

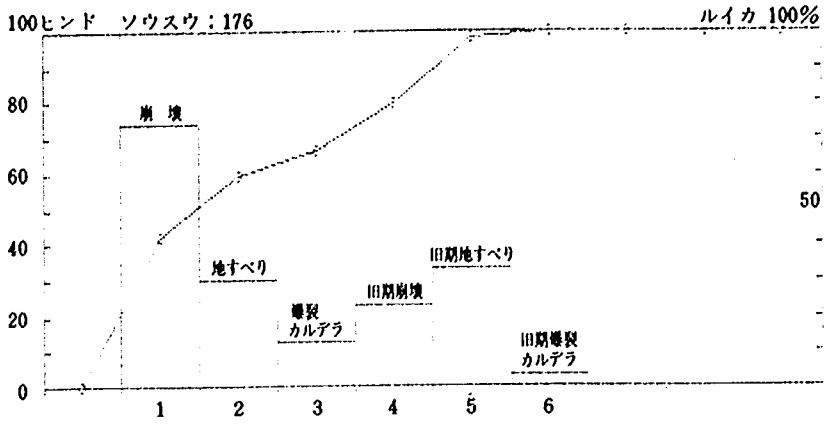
12　元斜面形状大区分

1．山頂平坦古地形面
2．緩斜古地形面
3．火山休原形急斜面
4．火山休原形緩斜面
5．火山性台地
6．受け盤斜面（火山を除く）
7．流れ盤斜面（火山を除く）
8．浸食斜面
9．その他

22　土塊残存，堆積状況

1．殆ど残る
2．かなり残る
3．少し残る
4．殆ど残らず

空中写真判読結果を2.5万分の1地形図に記入し判読図としてとりまとめ，その主なものについて第4章付図として示し，第4章付表に調査データを示した。調査対象とした斜面崩壊のタイプの内訳は図－4.1 のとおりである。



図－4.1 斜面崩壊タイプ

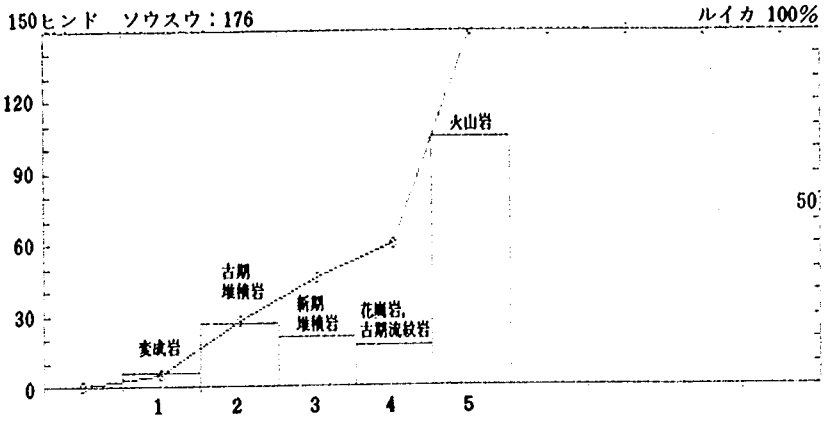
4.2 崩壊発生斜面の特徴

1）地質

（1）地質大区分

崩壊斜面の地質構成について，既存の地質図より判定し，図－4.2 に示すような地質の大区分ごとに頻度を求めた。ここで古期堆積岩は古第三系までの古い地代の堆積岩類，新期堆積岩は新第三系以降の新しい時代の堆積岩類をさす。花崗岩および古期流紋岩のうち古期流紋岩は古第三紀までのいわゆる“濃飛流紋岩”のようなものをさす。

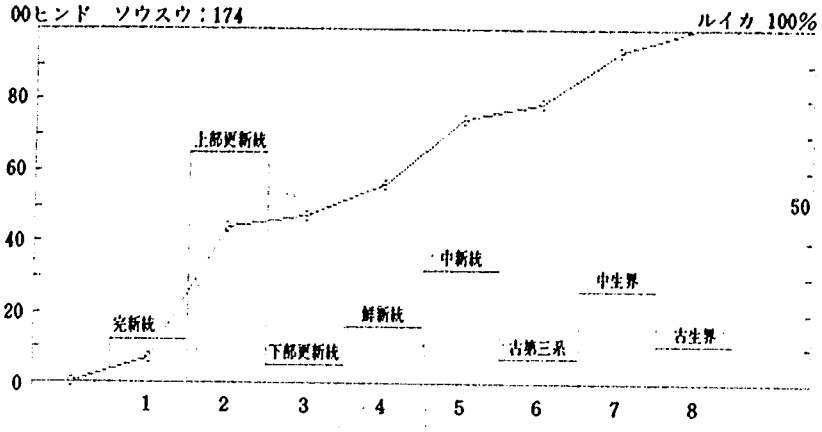
図－4.2 をみると，大規模斜面崩壊の大部分は火山岩地質に発生し，以下古期堆積岩，新期堆積岩，花崗岩および古期流紋岩の地質に発生していることがわかる。



図－4.2 地質大区分

（２）地質系統

崩壊斜面の地質系統について図－4.3に示している。これによると上部更新統のものが非常に多く，次いで中新統，中生界等となっている。図－4.2 と合せて考えると，上部更新統の火山岩に，すなわち更新世後期の火山に大規模崩壊が多数発生していることがわかる。



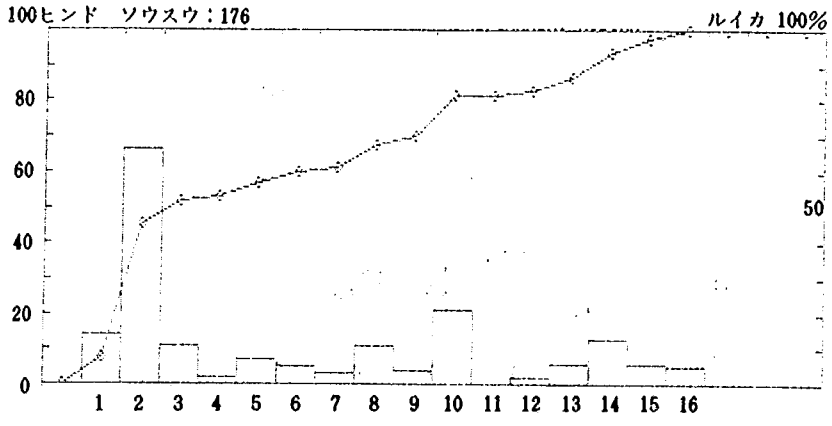
図－4.3 地 質 系 統

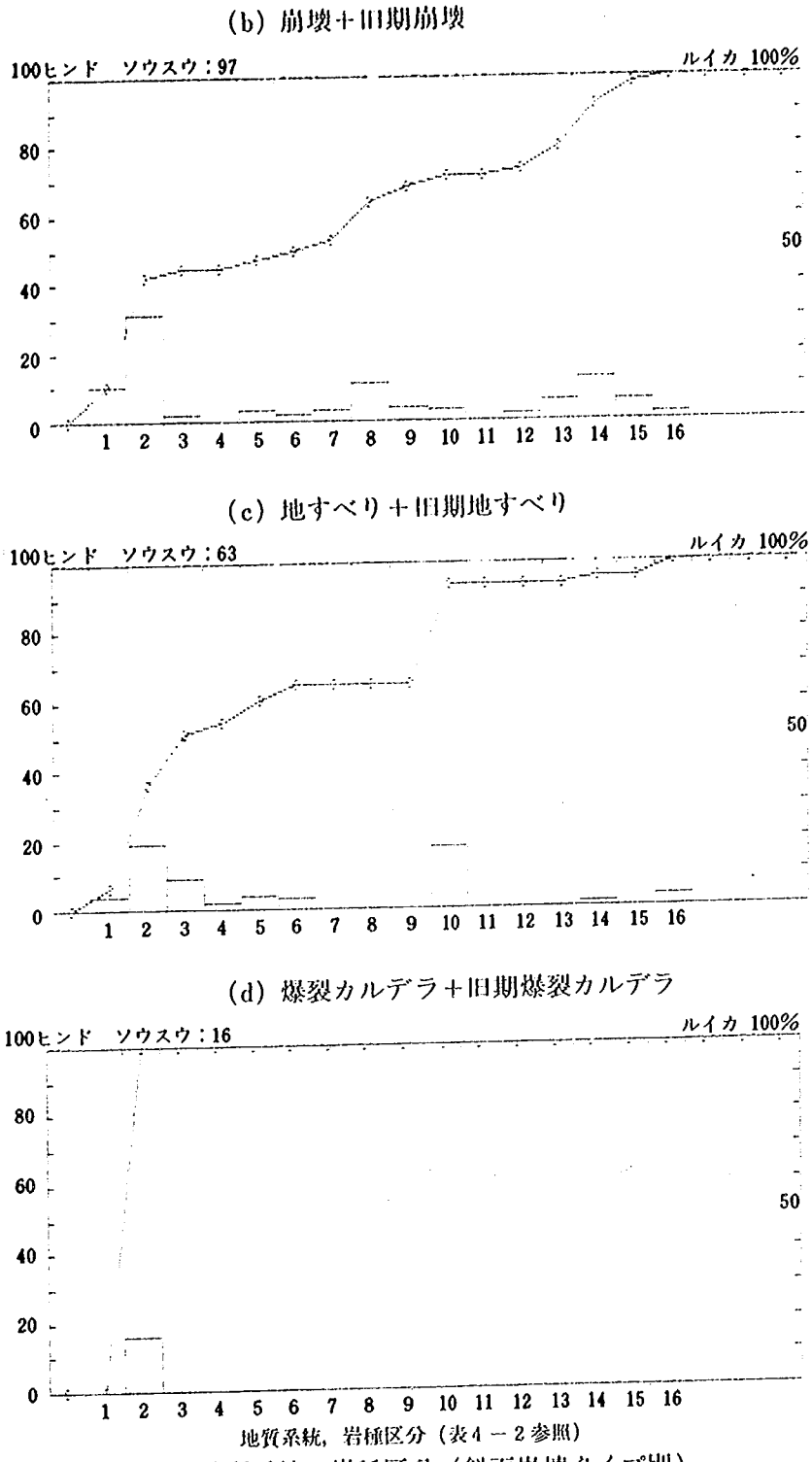
（３）地質系統，岩種区分

図－4.4 に地質系統と岩種と組合せて区分したものについて示した。この区分方法は，表－4.2 の項目９に示すような地質調査所の100万分の１地質図に示された区分をもとにしたものである。

図－4.4（ａ）によると，全体としてみると大規模斜面崩壊は，上部更新統～完新統の安山岩，すなわち，第４章付図に示すように，新しい成層火山に多く発生していることがわかる。また新第三系の堆積岩，四万十帯の堆積岩，鮮新統～完新統の石英安山岩および流紋岩等に比較的多い。図－4.4（ｂ）～（ｄ）をみると，崩壊は上部更新統～完新統の安山岩，花崗岩，四万十帯の堆積岩に多く発生している。地すべりは，新第三系堆積岩，上部更新統～完新統の安山岩に多い。爆裂カルデラは当然のことであるが，上部更新統～完新統の安山岩にみられる。

(a) 全　体





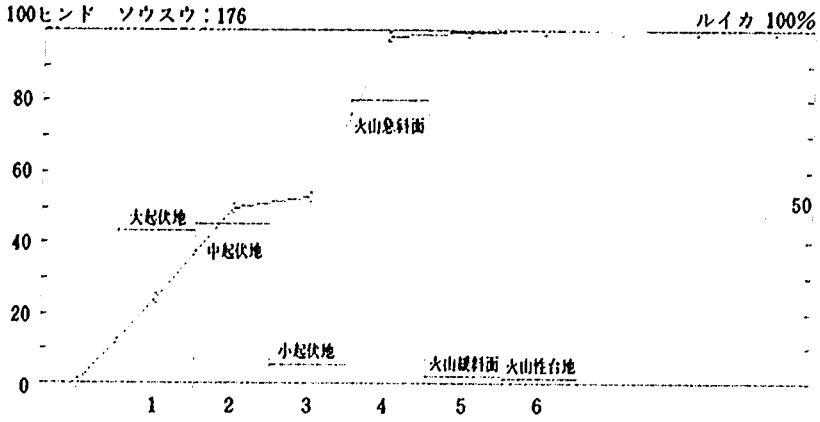
図－4.4 地質系統，岩種区分（斜面崩壊タイプ別）

2）地形

斜面崩壊前の地形の特徴については次のとおりであった。

（1）大地形分類

崩壊斜面の分布地域についてのマクロな地形分類について国土地理院の地形分類図をもとに判定した。**図－4.5** によると大規模崩壊は火山急斜面に多く，次いで，中起伏地，大起伏地に多い。中起伏地の一部には，開析の進んだ第四紀火山の山体も含まれている。



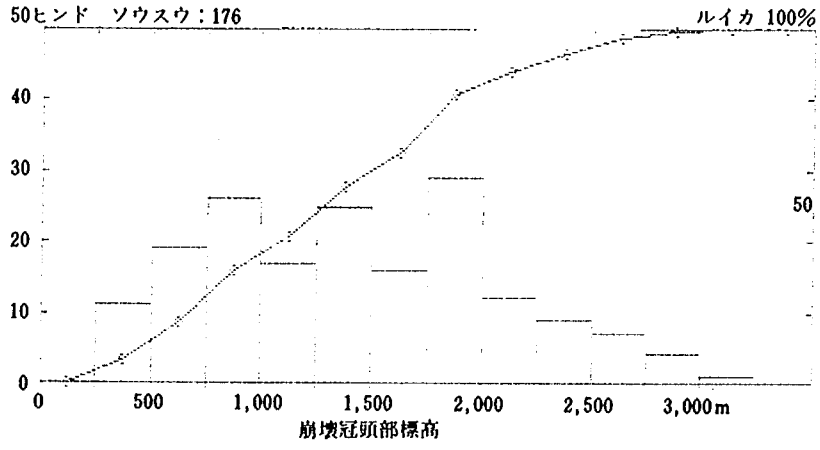
図－4.5 大地形分類

（２）標高

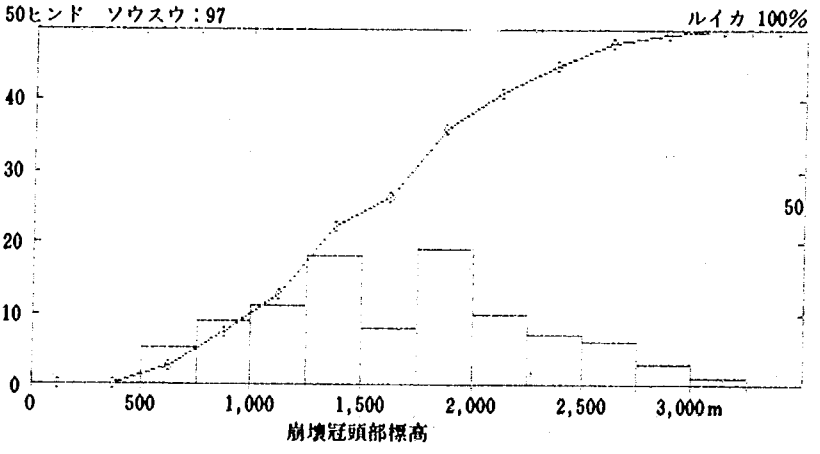
大規模斜面崩壊の発生標高について，崩壊の冠頭部の標高によって図－4.6 に示した。

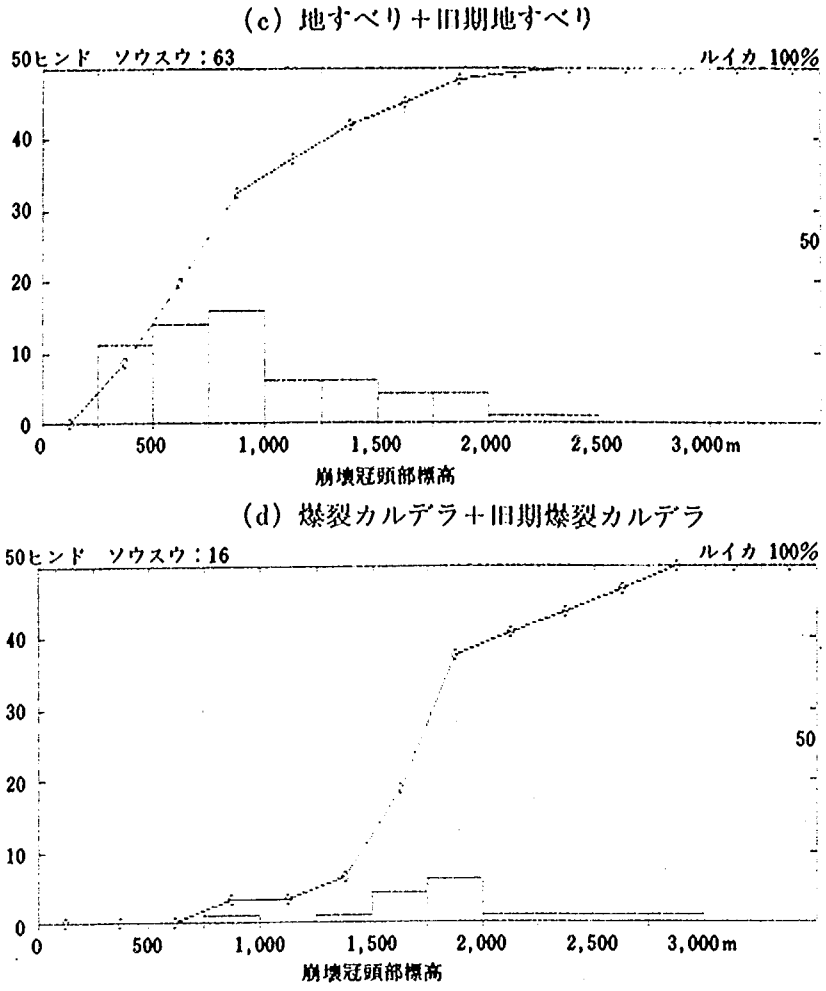
図－4.6 によると地すべりに比較して崩壊は高い標高に多く，爆裂カルデラは標高に関係なく分布する傾向がある。

(a) 全　体



(b) 崩壊＋旧期崩壊



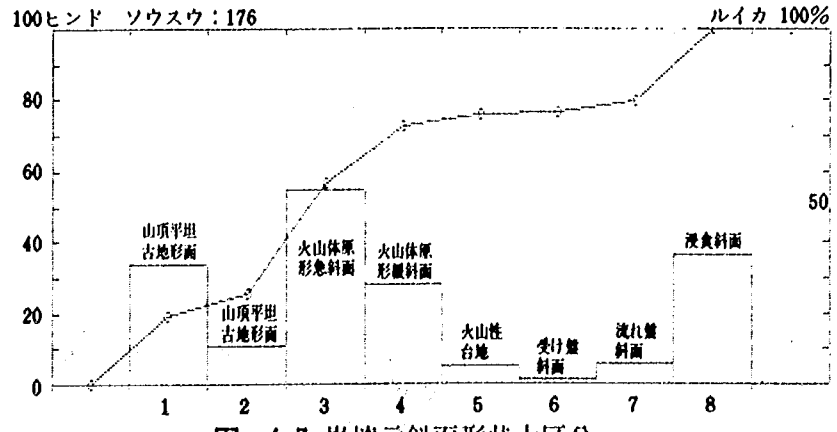


図－4.6 崩壊冠頭部標高（斜面崩壊タイプ別）

（3）斜面形状大区分

崩壊斜面のマクロな地形について図－4.7 のような区分ごとに大規模斜面崩壊の発生状況について調べた。

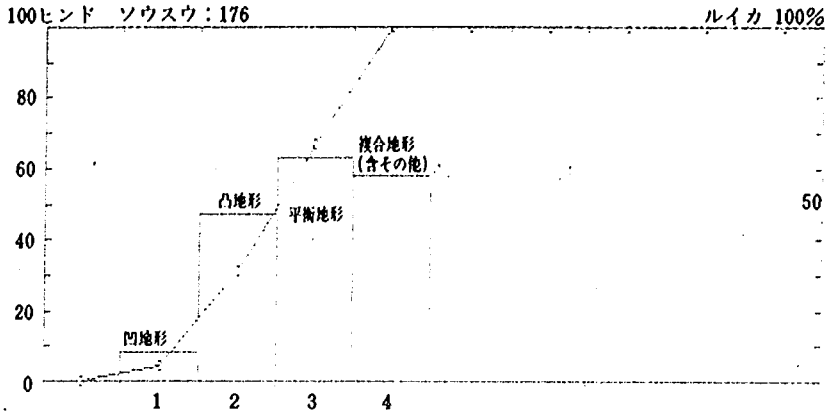
図－4.7 によると斜面崩壊個数が多いのは，「火山体原形急斜面」すなわち，火山活動で形成された火山体の比較的急斜面（ここでは15°以上）である。次いで，「山頂平坦古地形面」としたもので，これは，古い時代の風化・浸食面の名残が，山地の山頂部に平坦面として残されているものである。「浸食斜面」としたのは，周囲の斜面も含めて，現在活発に浸食が進みつつある斜面である。なお，流れ盤斜面，受け盤斜面は，成層火山でも存在するが，ここでは堆積岩類，変成岩類を対象に考えた。



図－4.7 崩壊元斜面形状大区分

（４）斜面形状小区分

斜面形状小区分は，崩壊前の斜面の縦断形状を推定したものである。図－4.8 によると，平衡地形，複合地形，凸地形その他に多く，凹地形に少ない。これは，一般の豪雨による小規模な崩壊とは異なった傾向である。

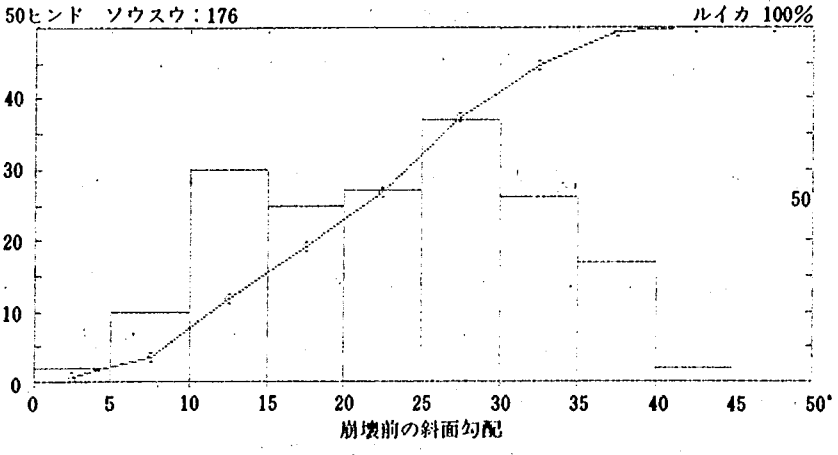


図－4.8 崩壊元斜面形状小区分（縦断形）

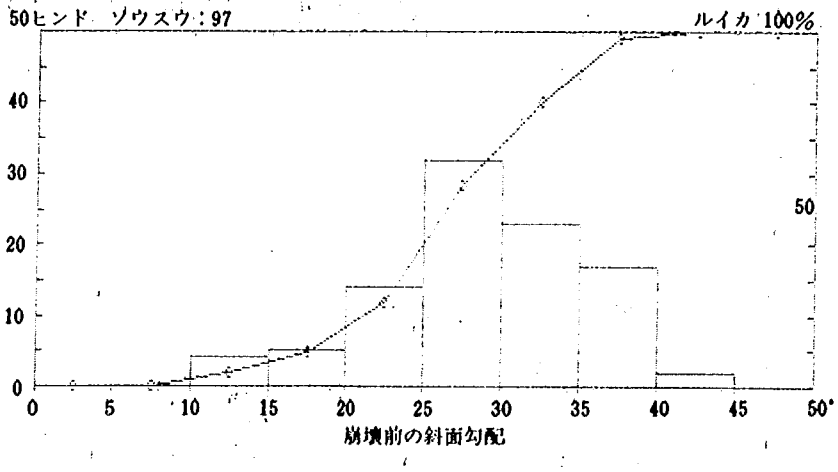
（５）斜面勾配

斜面崩壊前の斜面勾配を推定，すると図－4.9(ａ）～（ｄ）のようになった。これによると，崩壊は25°～40°の勾配に多く，地すべりは５°～20°の斜面に多いことがいえる。

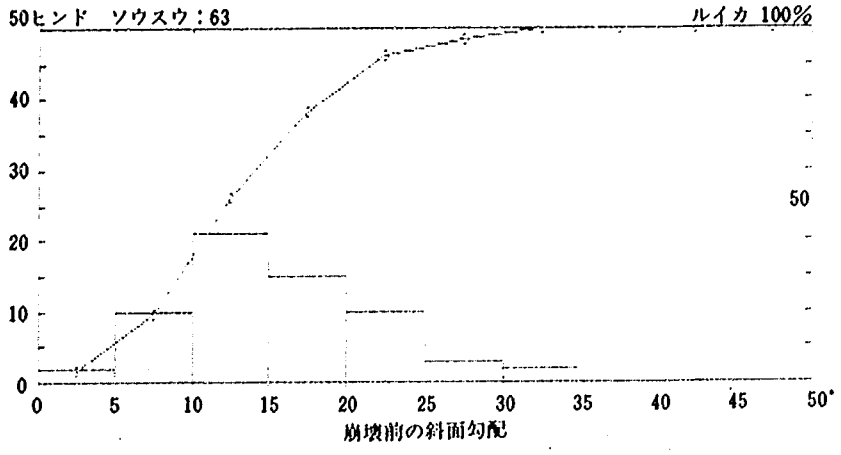
(a) 全　体



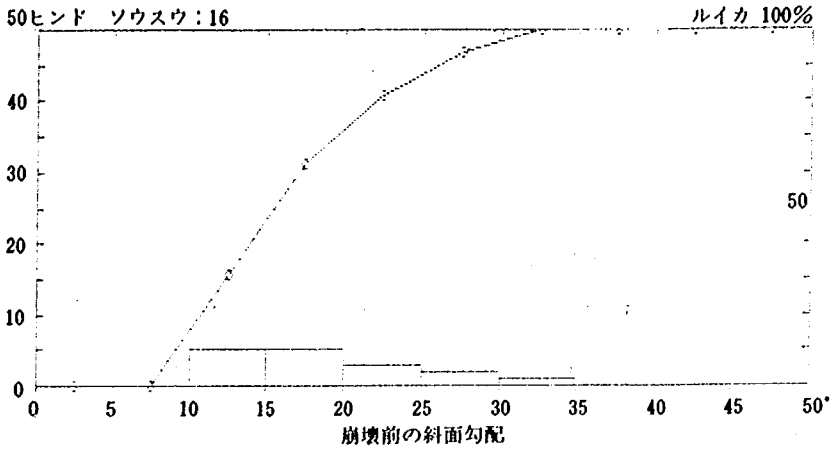
(b) 崩壊＋旧期崩壊



(c) 地すべり＋旧期地すべり



(d) 爆裂カルデラ＋旧期爆裂カルデラ

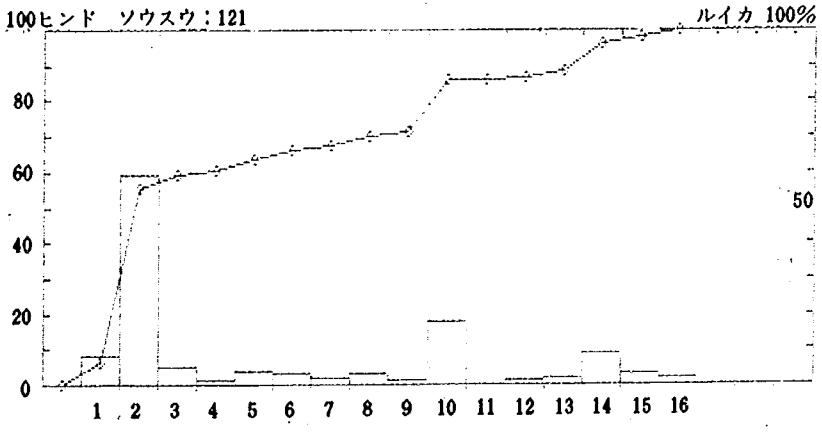


図－4.9 崩壊前の斜面勾配（崩壊タイプ別）

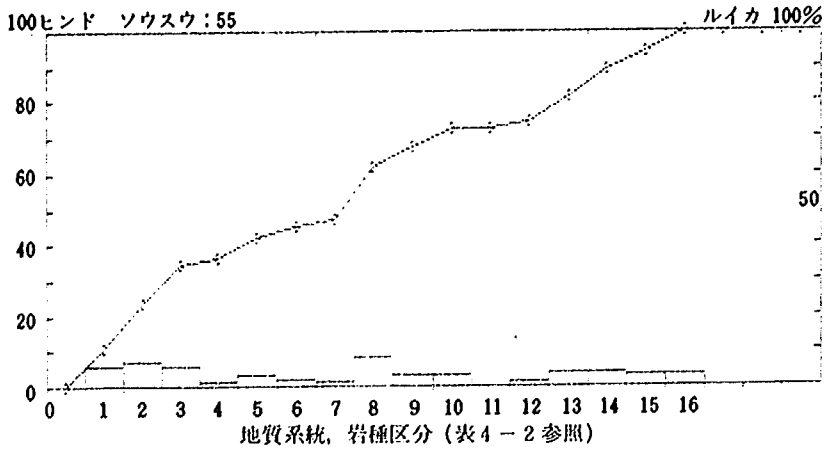
（6）リニアメント

斜面崩壊地およびその近くに，リニアメントが通るかについて地質別に図－4.10（a），（b）に示した。これによると，リニアメントのない場合が多く，これは第四紀の火山に大規模崩壊が多く，火山体には，リニアメントとして現れやすい構造性の断層や地層面が少ないためであろう。新第三紀より古い地質には，リニアメントがみられることが多く，崩壊発生の素因となりやすい断層や節理，傾斜した片理面や地層面が多いことを示している。

(a) リニアメントがみられないもの



(b) リニアメントがみられるもの



図－4.10 崩壊斜面の地質とリニアメントの有無

4.3 斜面崩壊の特徴

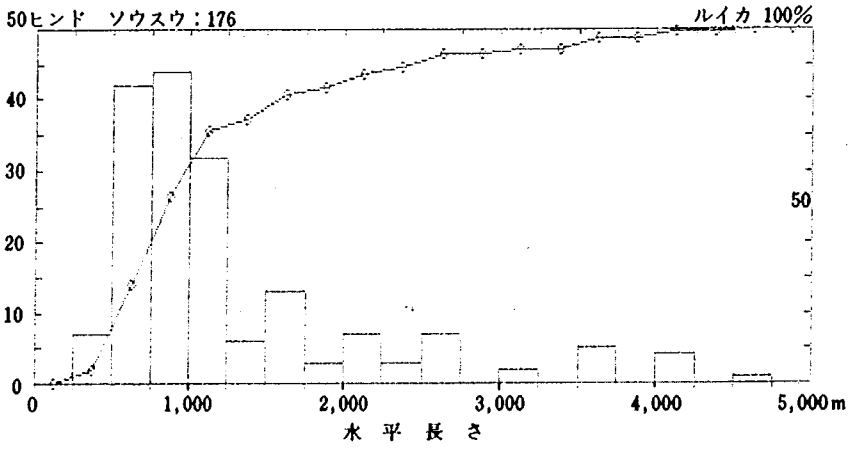
斜面崩壊の特徴についてまとめると，次のようなものである。

1）規模の頻度分布

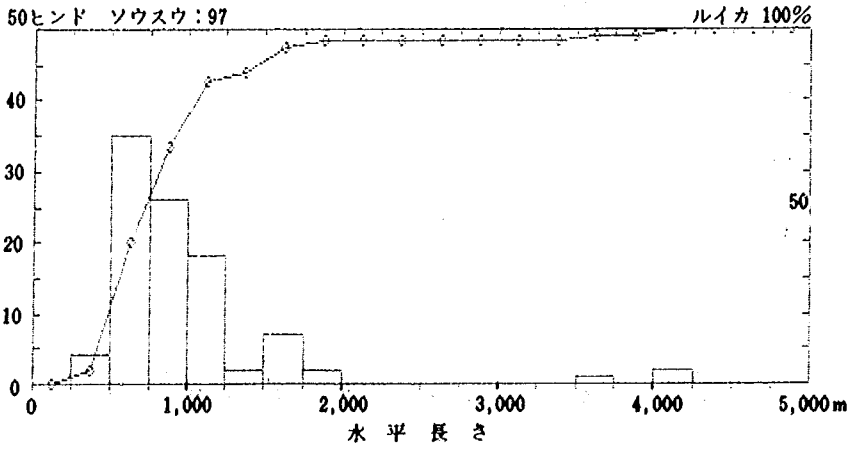
（1）水平長さ

図－4.11（a）～（d）に斜面崩壊の水平長さについて示した。これによると長さ1250m以下のものが多い。また最も長いものは4,500m程度のものもみられる。図－4.11（b）によると崩壊は水平長さ1250m以下のものが多いが，図－4.11（c）によると地すべりは500～3,000m付近までほぼ一様にみられる。また爆裂カルデラについては図－4.11（d）をみると，ほぼ一様に分布し，最長4,500m程度に達している。

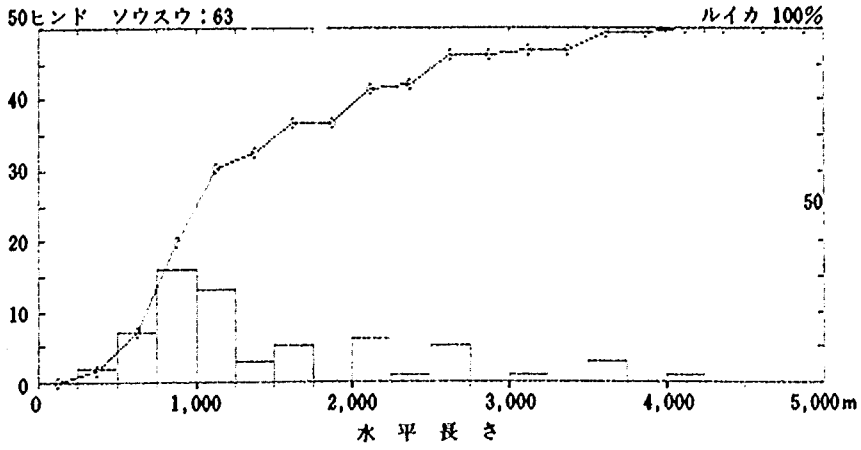
(a) 全　体



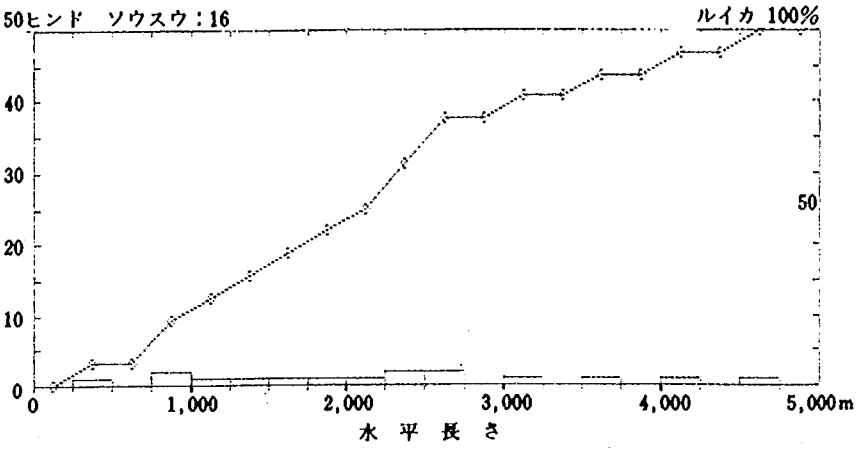
(b) 崩壊＋旧期崩壊



(c) 地すべり＋旧期地すべり



(d) 爆裂カルデラ＋旧期爆裂カルデラ

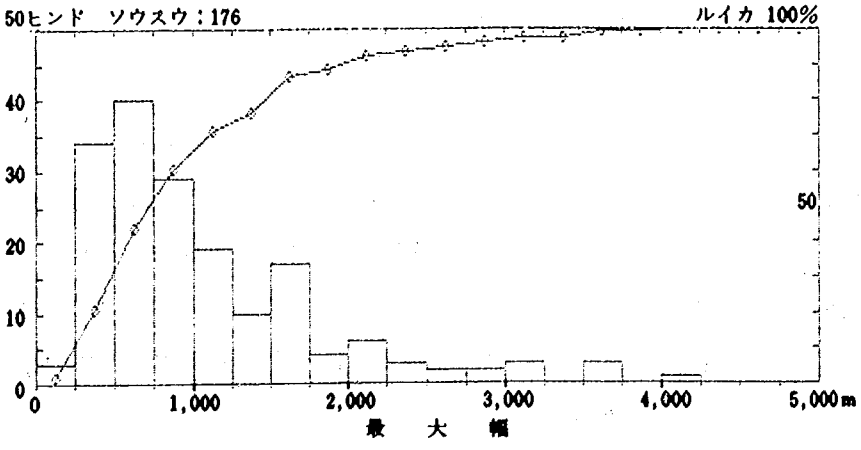


図－4.11 崩壊水平長さ（斜面崩壊タイプ別）

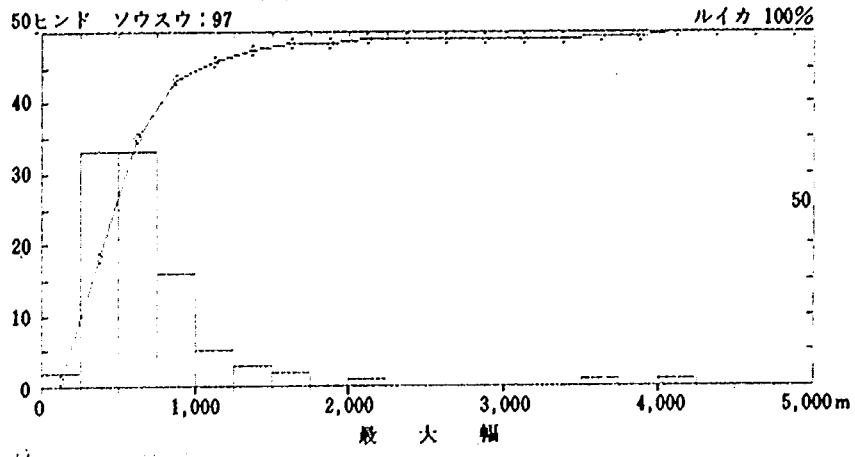
（２）最大幅

図－4.12（ａ）～（ｄ）に斜面崩壊の最大値について示した。これによると幅1,750ｍ以下のものが多い。また最も幅の大きいものは4,000ｍ程度のものもみられる。図－4.12（ｂ）によると崩壊では最大幅1,000ｍ以下のものが多いが，図－4.12（ｃ）によると最大幅が多い。また爆裂カルデラについては図－4.12（ｄ）をみると，ほぼ一様に分布している。

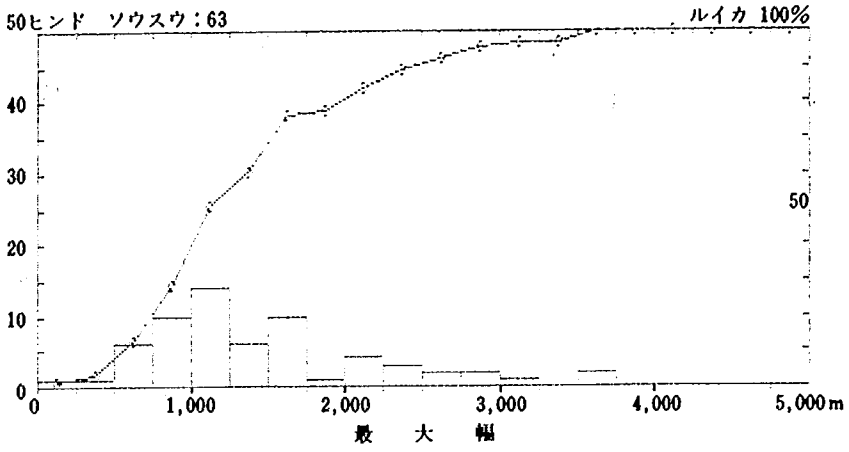
(a) 全　体



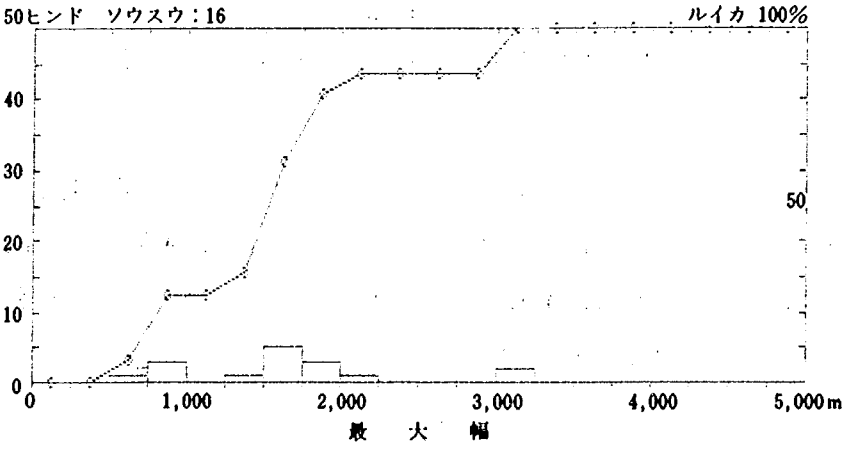
(b) 崩壊＋旧期崩壊



(c) 地すべり＋旧期地すべり



(d) 爆裂カルデラ＋旧期爆裂カルデラ

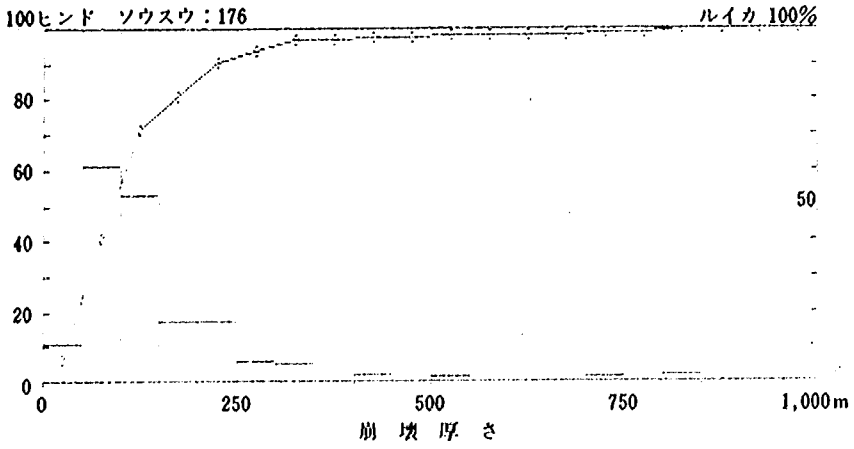


図－4.12 崩壊最大幅（斜面崩壊タイプ別）

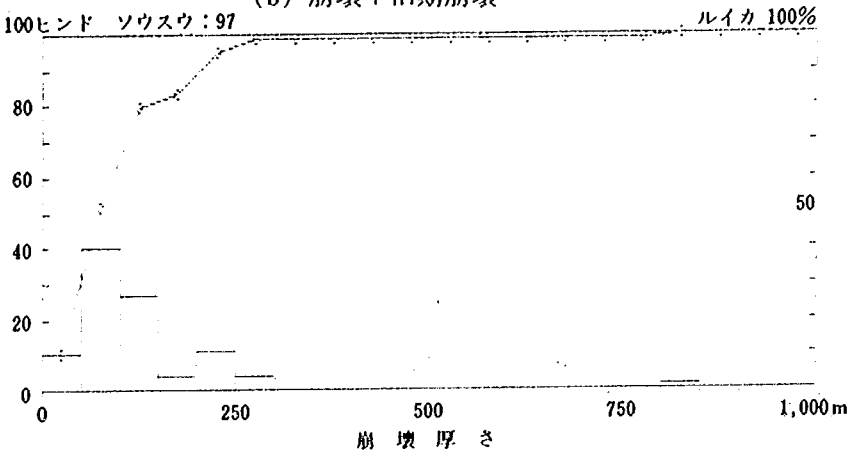
（3）崩壊厚さ

図－4.13（a）～（d）に斜面崩壊の最大厚さについて示した。厚さは，崩壊前の斜面の断面を想定し，その斜面に対して垂直に測定したものである。これによると厚さ250m以下のものが多い。また最も厚いものは800m程度のものもみられる。図－4.13（b）によると崩壊では厚さ150 m以下のものが多いが，図－4.13（c）によると，地すべりでは200m以下のものが多い。また爆裂カルデラでは図－4.13（d）をみるとほぼ一様に分布し最厚は800m程度に達する。崩壊が厚いのは図－4.13（a），（b）よりわかるように爆裂カルデラが多い。

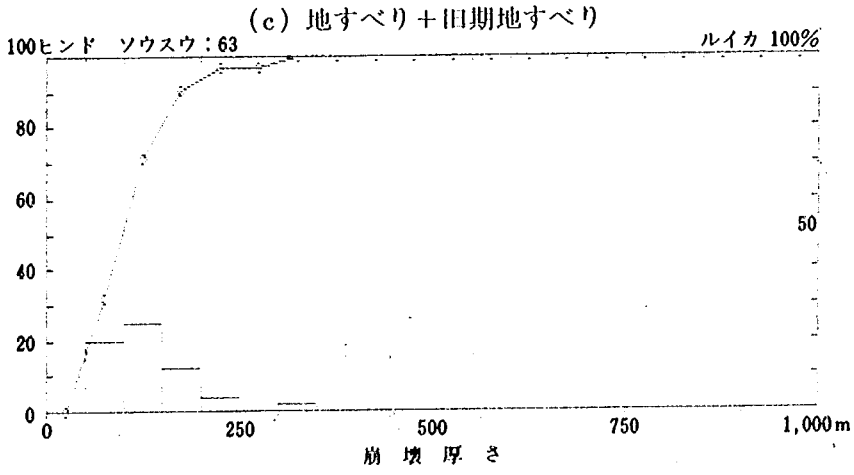
(a) 全　体



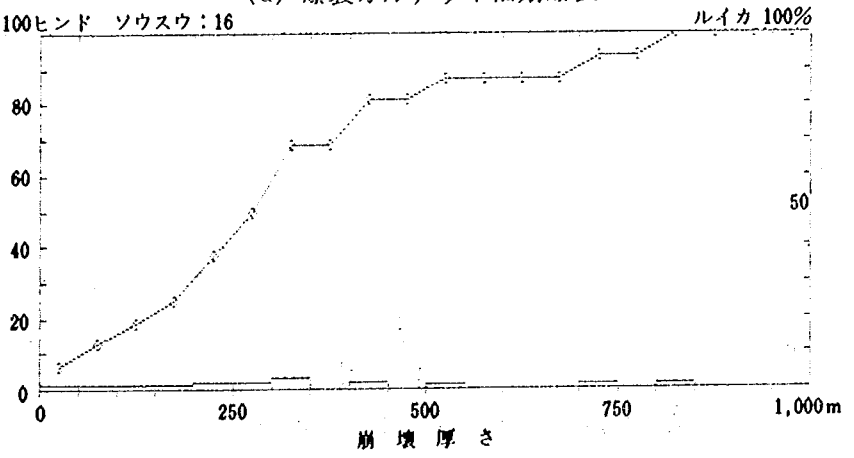
(b) 崩壊＋旧期崩壊



(c) 地すべり＋旧期地すべり



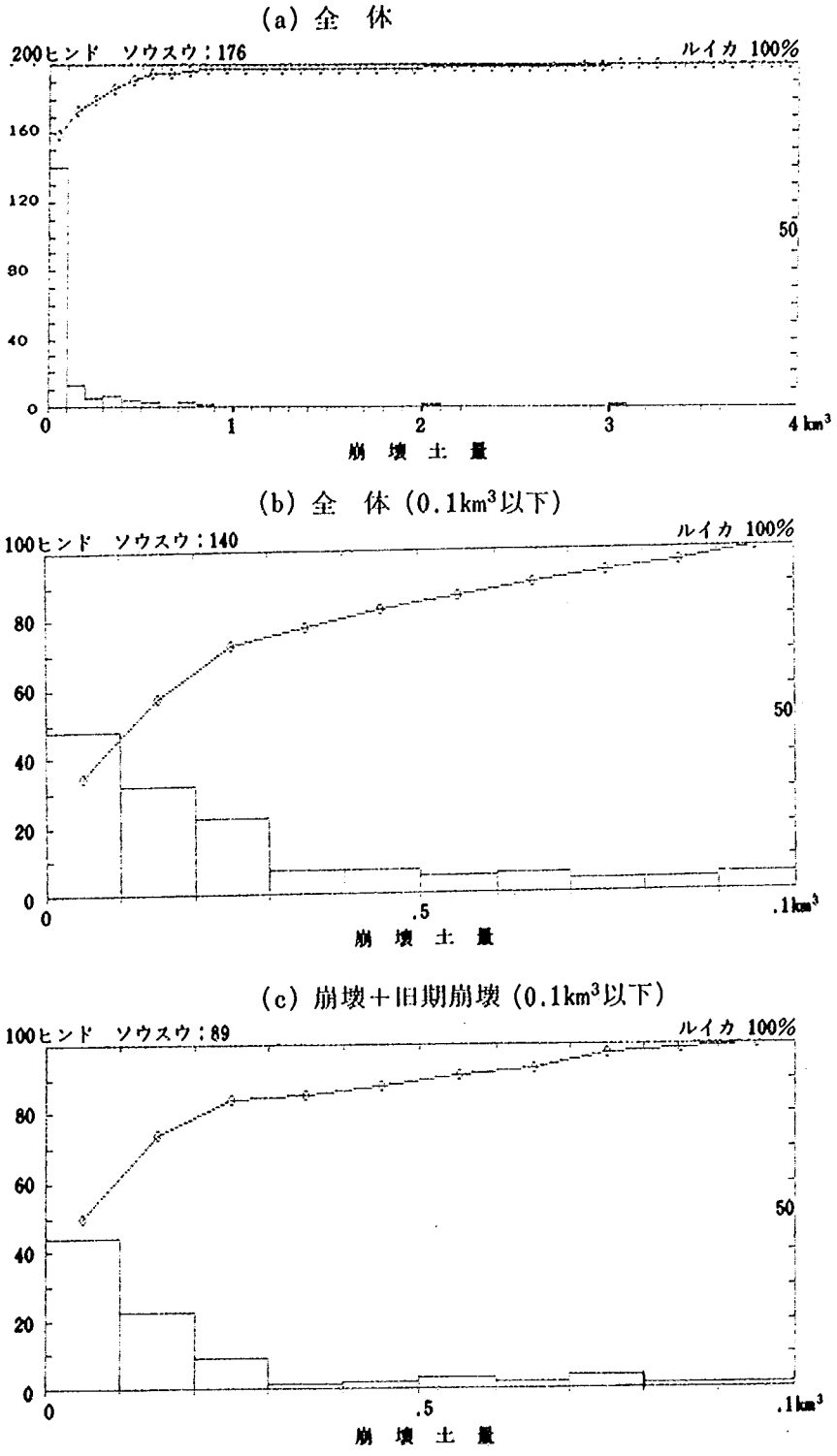
(d) 爆裂カルデラ＋旧期爆裂カルデラ



図－4.13 崩壊厚さ（斜面崩壊タイプ別）

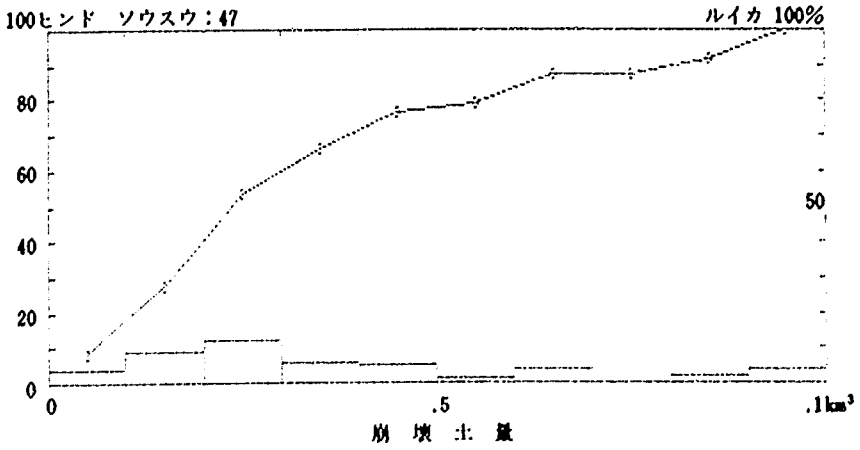
（4）崩壊土量

図−4.14（a）〜（e）に斜面崩壊の土量について示した。これによると0.1km 以下のものがほとんどである。図−4.14（c）によると崩壊は0.03km 以下のものが多く，図−4.14（d）によると，地すべりでは0.05km 以下のものが多い。爆裂カルデラはデータが少ないので何ともいえないが，ほぼ一様に分布する傾向にある。

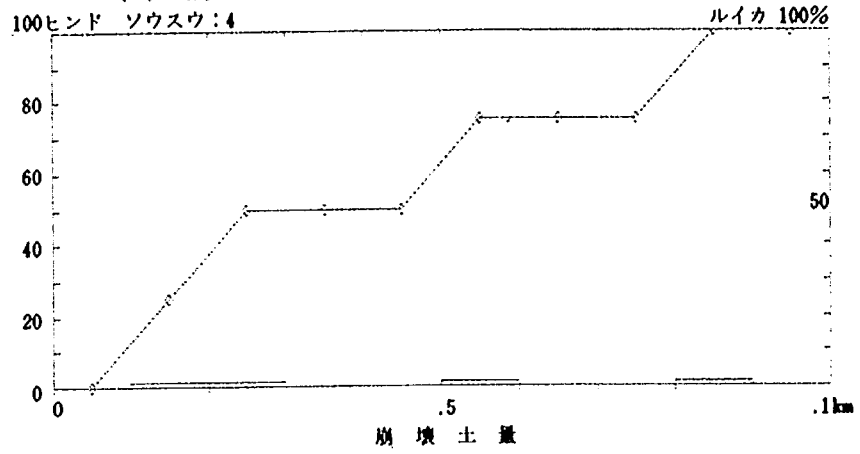


図−4.14(a)〜(c) 崩壊土量（斜面崩壊タイプ別）

(d) 地すべり＋旧期地すべり(0.1km³以下)



(e) 爆裂カルデラ＋旧期爆裂カルデラ(0.1km³以下)

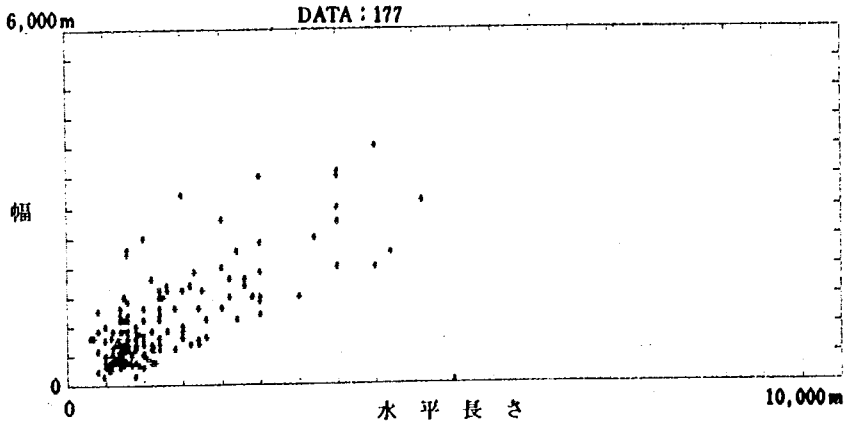


図－4.14(d)～(e) 崩壊土量（斜面崩壊タイプ別）

2）形状

（1）水平長さと最大崩壊幅

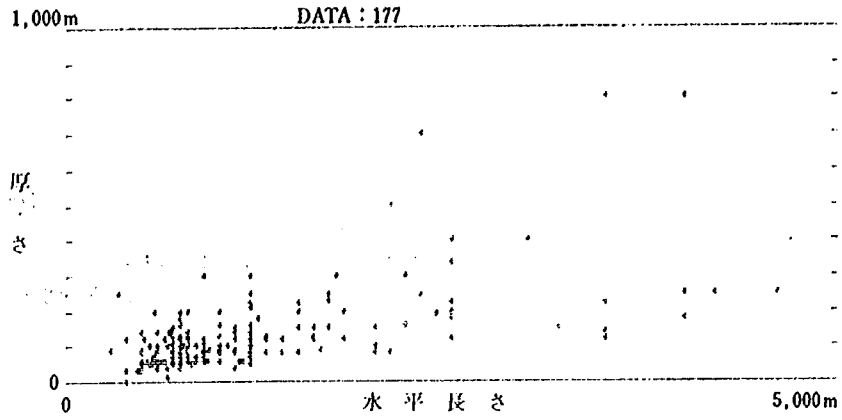
図－4.15に斜面崩壊の水平長さと最大崩壊幅について示した。これによると長さと幅の比は5：4程度の傾向を示す。地質別に検討した結果によると，変成岩，古期堆積岩，花崗岩および古期流紋岩は長さ幅とも小さく，これに対し，火山岩および新期堆積岩は長さ，幅とも大きいものが存在する傾向にあった。



図－4.15 崩壊水平長さと最大幅

（２）水平長さと最大崩壊厚さ

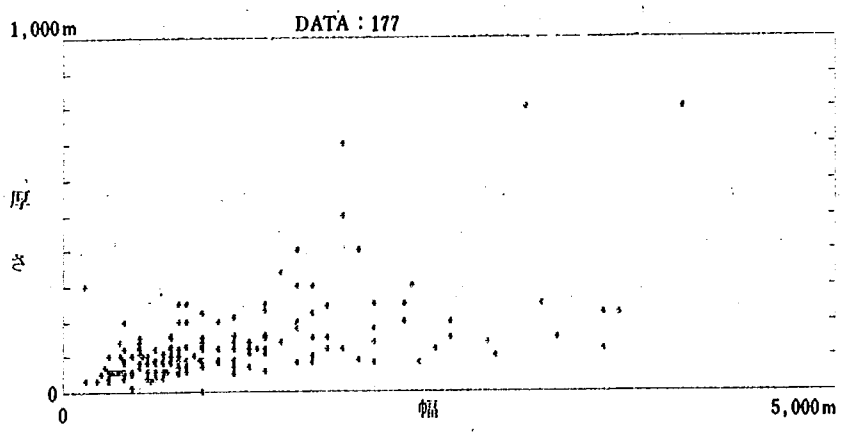
図－4.16に斜面崩壊の水平長さと最大厚さの関係について示した。これによると，大部分は長さ：厚さが15：１程度を示すが，一部長さに対し著しく深いものが見られる。このようなものの大部分は爆裂カルデラである。



図－4.16 崩壊水平長さと厚さ

（３）最大幅と最大厚さ

図－4.17に斜面崩壊の最大幅と最大深さの関係について示した。これによると，大部分は幅：深さが10：１程度を示すが，一部幅に対し著しく深いものが見られる。このようなものの大部分は爆裂カルデラである。



図－4.17 崩壊最大幅と厚さ

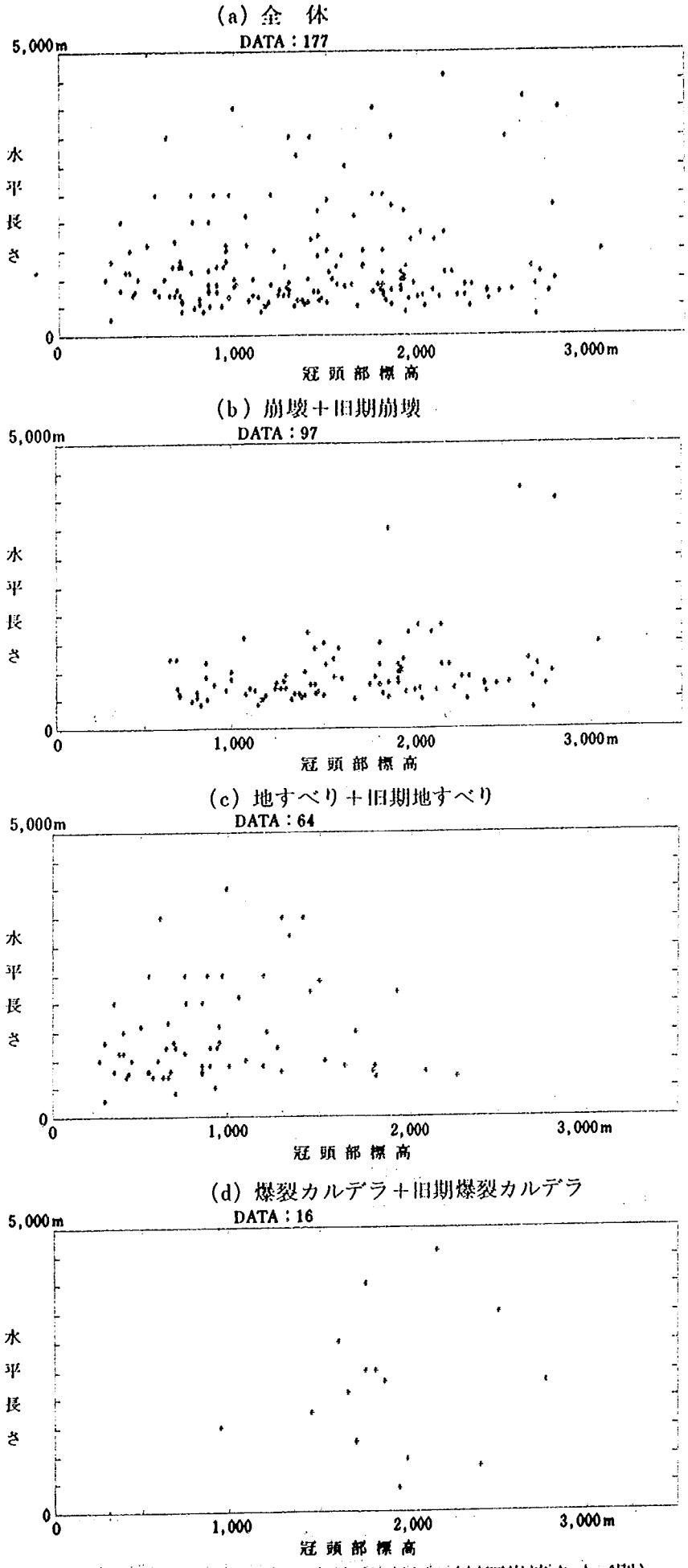
３）地形と規模の関係

（１）標高と規模

①水平長さと崩壊タイプ

図－4.18（ａ）～（ｄ）に冠頭部標高と崩壊水平長さの関係について崩壊タイプ別に示した。

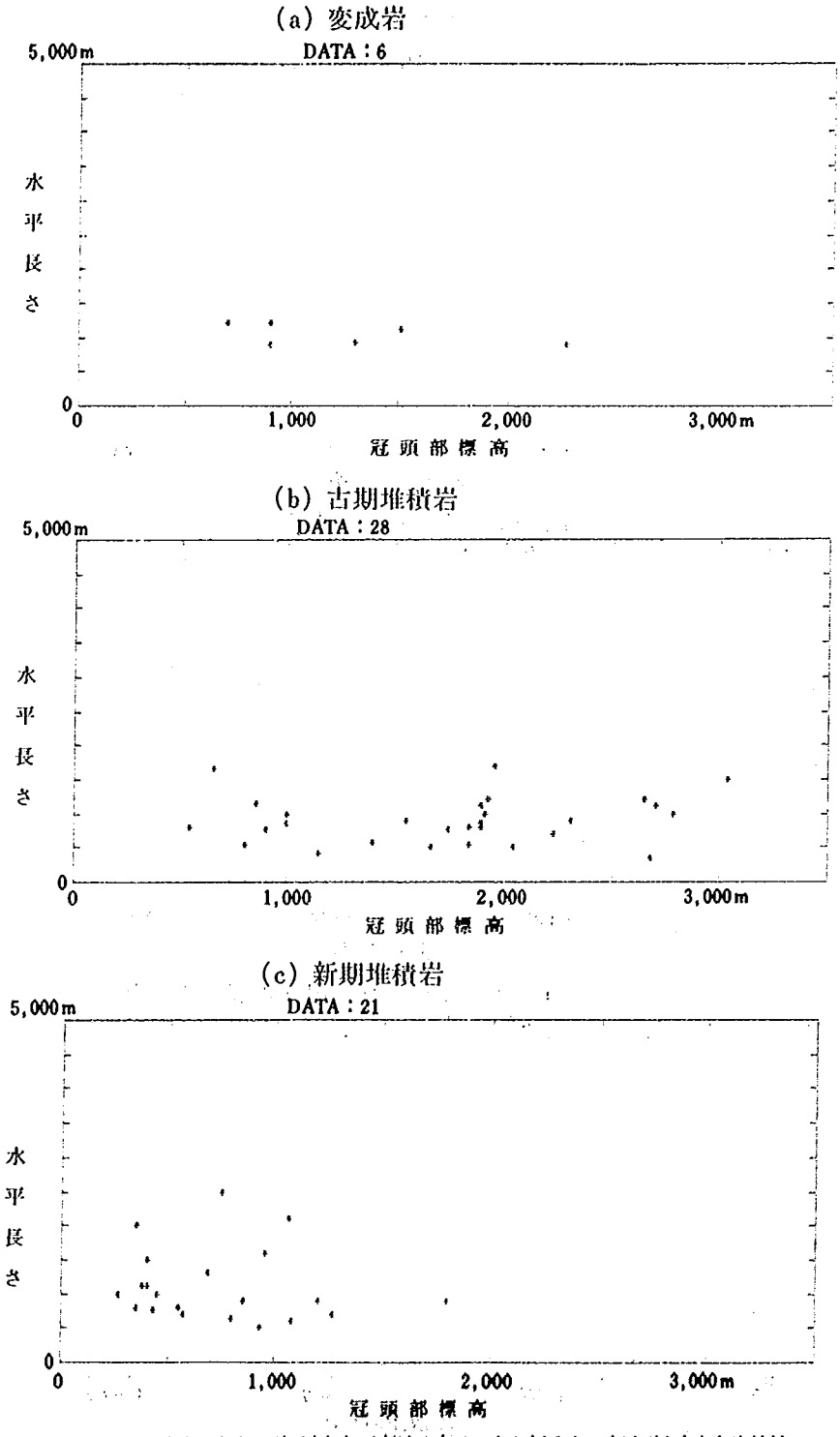
図－4.18（ｂ）によると，崩壊長さは一部高い標高で長さが大きいものがあるが，全体的に標高によらず，3,000ｍ以下の長さを示す。図－4.18（ｃ）によると地すべりは全体的に低い標高にみられ，長いものも多い。図－4.18（ｄ）によると爆裂カルデラは1,500ｍ～2,500ｍの標高に多く，長さはまちまちである。



図－4.18 崩壊冠頭部標高と崩壊水平長さ（斜面崩壊タイプ別）

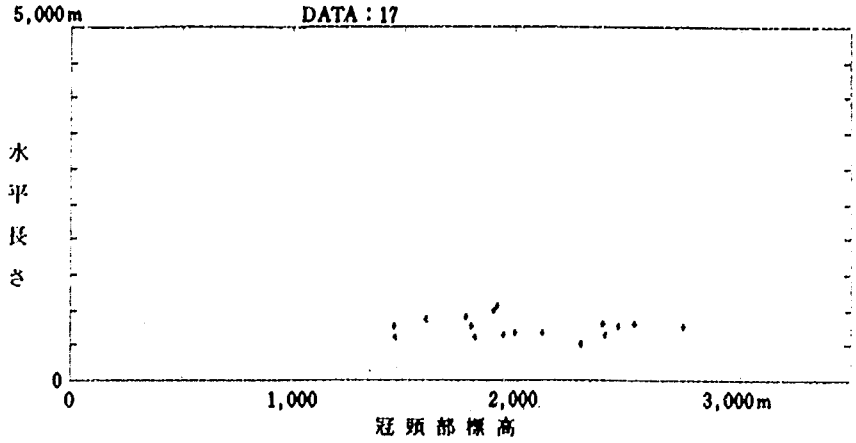
②水平長さと地質

図－4.19（a）～（c）に冠頭部標高と崩壊水平長さの関係について，地質大区分別に示した。これらによると変成岩の斜面崩壊は標高2,000m以下で，長さは1,500m以下のものがみられる。古期堆積岩では高い標高のものもみられ，長さは1,500m程度以下である。新期堆積岩では，標高2,000m以下にみられ，長さは3,500mに達するものがある。花崗岩および古期流紋岩では標高1,500～3,000m付近に見られるが，長さは1,000m程度以下である。火山岩では，標高，長さともばらつきが大きく，様々な標高，長さのものがみられる。

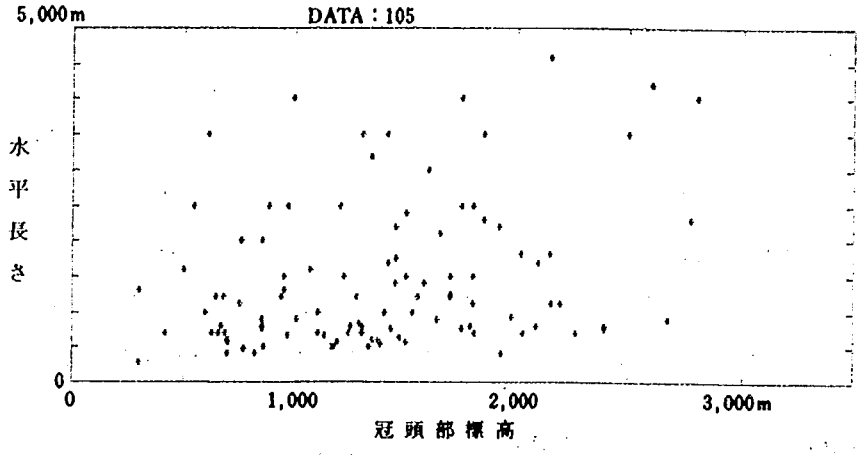


図－4.19(a)～(c)　崩壊冠頭部標高と水平長さ（地質大区分別）

(d) 花崗岩＋古期流紋岩



(e) 火山岩

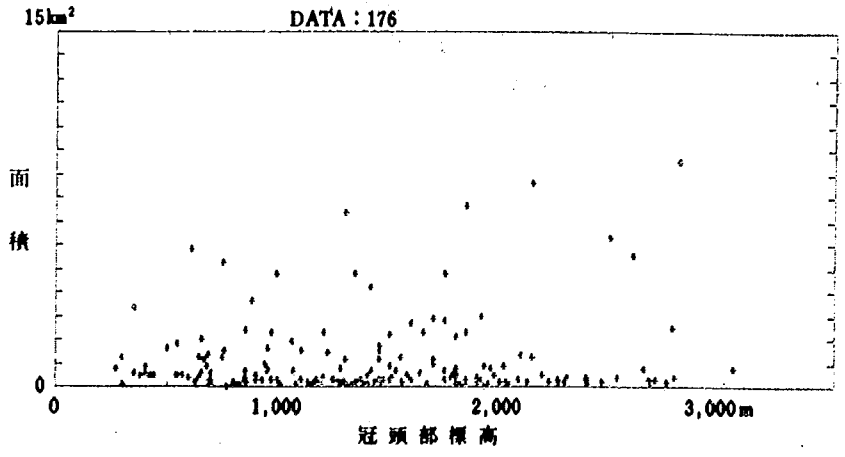


図－4.19(d)～(e)　崩壊冠頭部標高と崩壊水平長さ（地質大区分別）

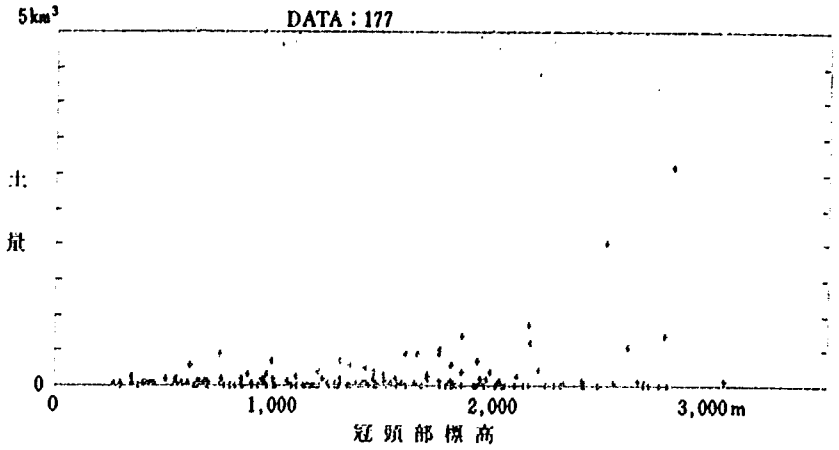
③面積，土量

図－4.20（a）～（b）に冠頭部標高と崩壊面積及び土量の関係についてまとめて示した。これらによると，崩壊面積および土量については，標高が大きくなるにつれ，大きいものが出現する傾向がみられる。

(a) 崩壊面積



(b) 崩壊土量



図－4.20 冠頭部標高と崩壊規模

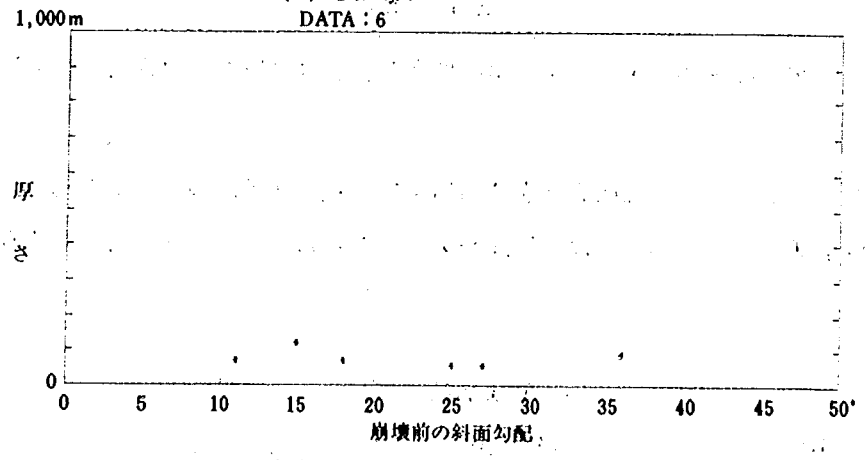
（2）斜面勾配と規模

崩壊前の斜面勾配と規模の関係についてとりまとめてみる。

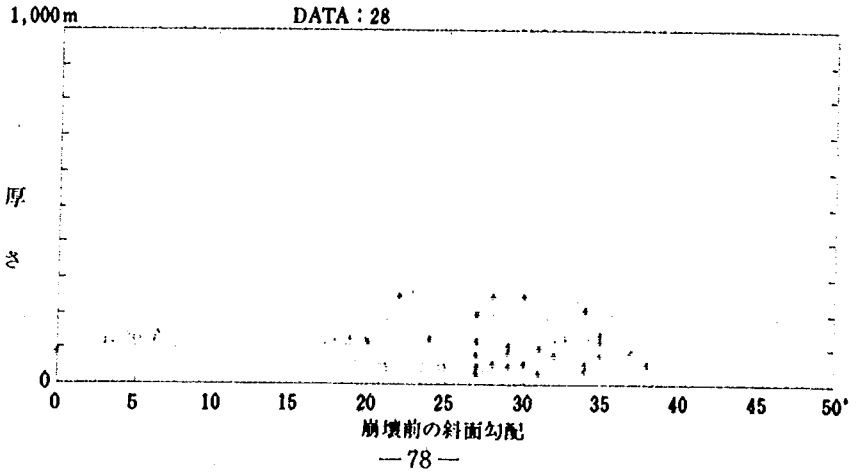
①深さと地質

図－4.21（a）～（e）に元斜面勾配と崩壊厚さの関係について地質大区分に示した。これらによると変成岩の斜面崩壊は40°以下にみられ，いずれも100m程度以下の深さを示す。古期堆積岩では，40～20°付近にみられ300m程度以下の深さである。古期堆積岩では，40～20°付近にみられ300m程度以下の深さである。新期堆積岩では30～5°付近にみられ200m程度以下の深さを示す。花崗岩および古期流紋岩では，45～30°付近にみられ200m程度以下の深さを示す。火山岩では，45～3°付近まで様々なものがみられ，厚さについては勾配が緩いほど大きくなる傾向が若干みられる。

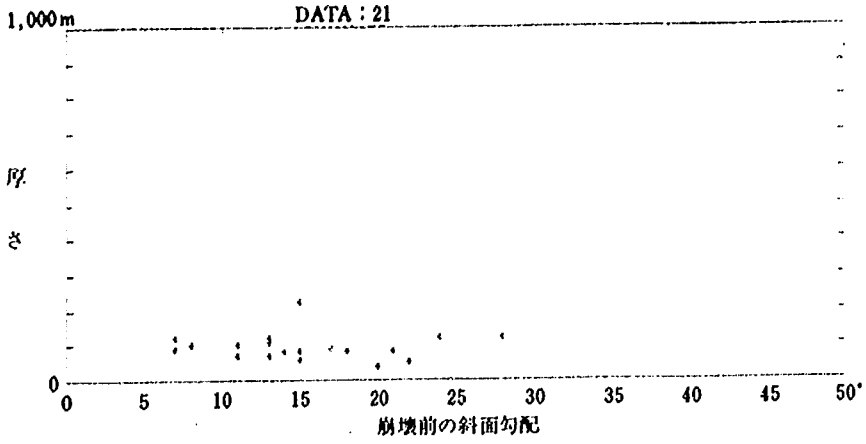
(a) 変成岩



(b) 古期堆積岩

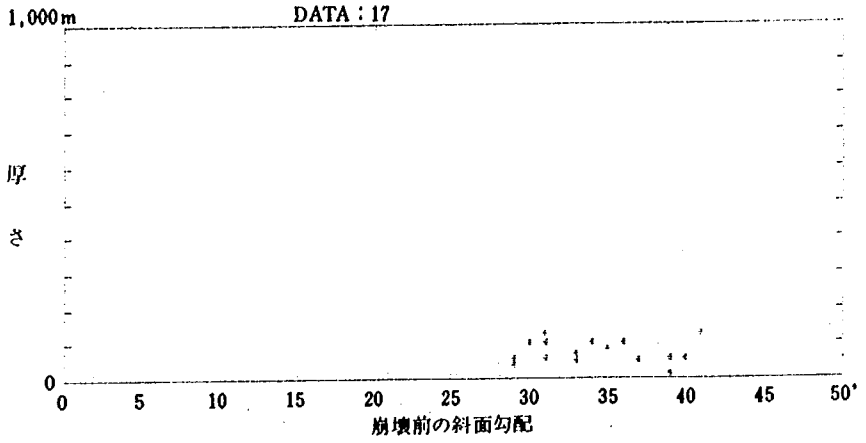


(c) 新期堆積岩

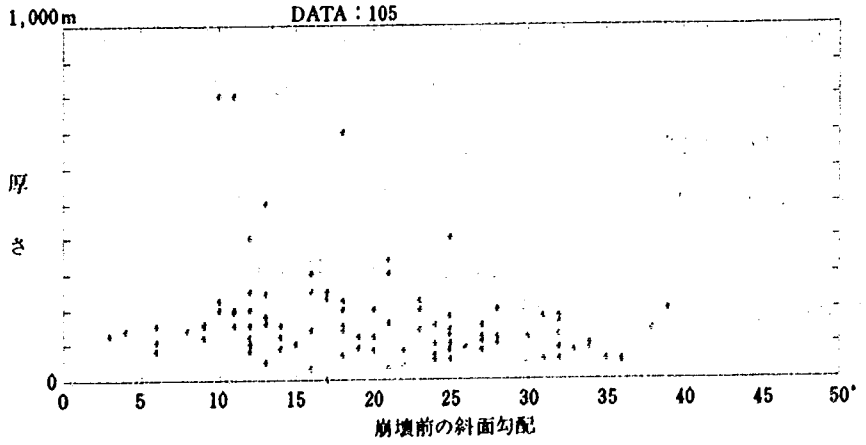


図－4.21(a)～(c)　崩壊前の斜面勾配と崩壊厚さ（地質大区分別）

(d) 花崗岩＋古期流紋岩



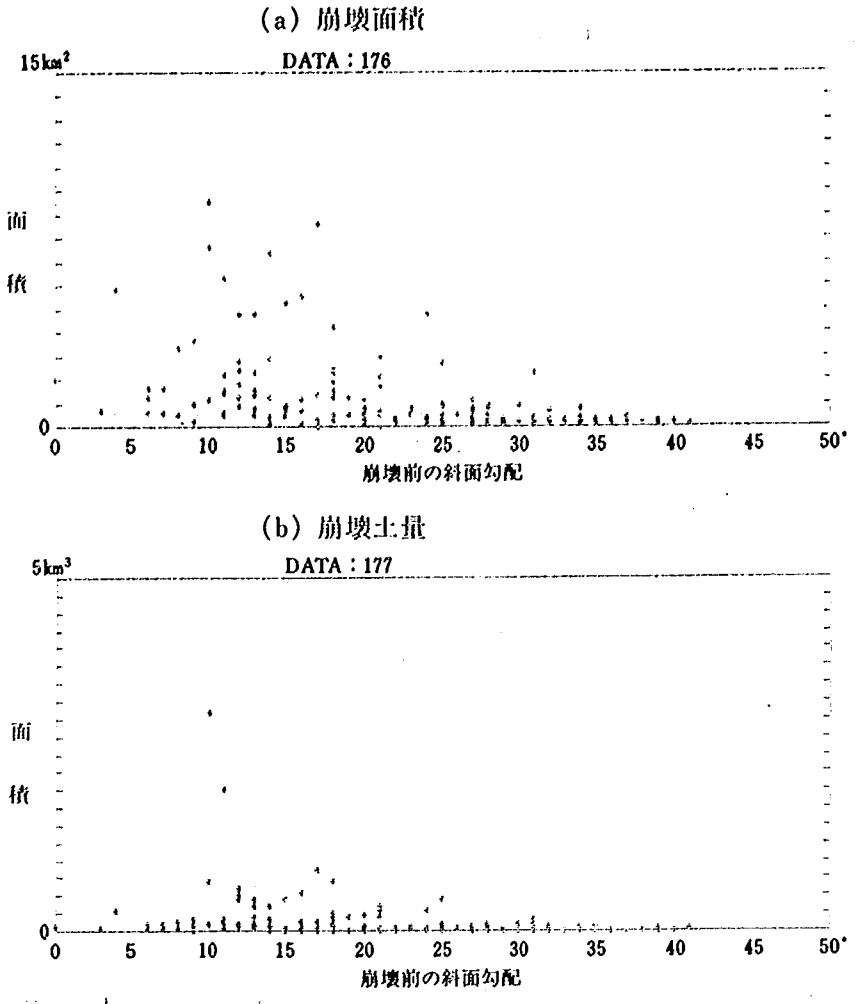
(e) 火山岩



図－4.21(d)～(e)　崩壊前の斜面勾配と崩壊厚さ（地質大区分別）

②面積，土量

図－4.22（a）～（b）に元斜面勾配と崩壊規模の関係についてまとめて示した。これらによると斜面勾配が緩いほど面積，土量とも大きいものがみられ，斜面崩壊の規模が大きいものが出現することがわかる。

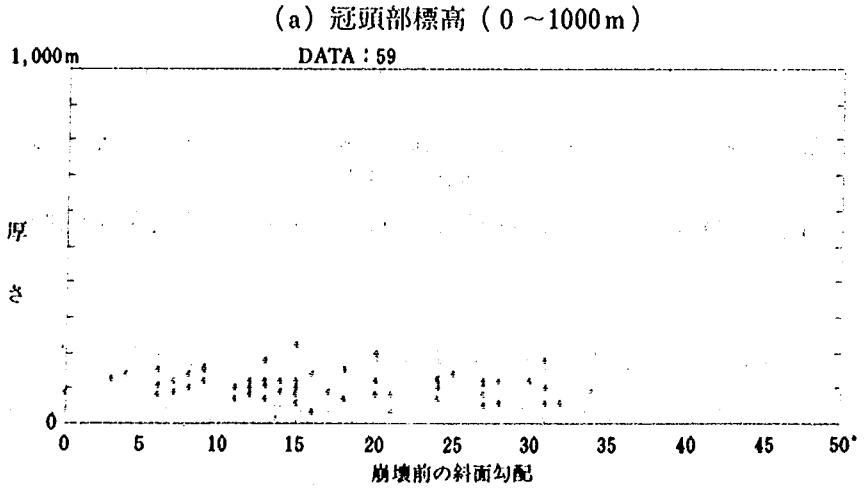


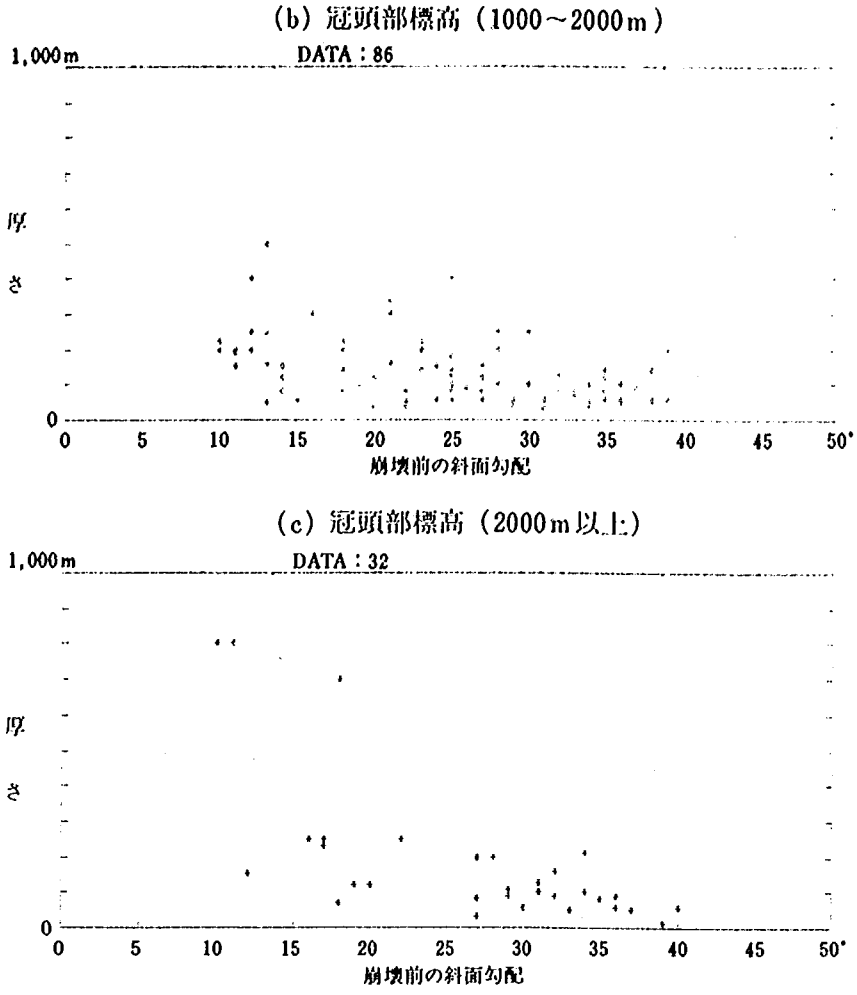
図－4.22 崩壊前の斜面勾配と崩壊規模

（３）標高と斜面勾配と規模

（１）では標高が大きくなるにつれ，斜面崩壊の面積，土量が大きく大規模なものが出現する傾向がみられた。また（２）では，斜面勾配が緩やかなほど同じく大規模なものが出現する傾向がみられた。

これらの関係について図－4.23（ａ）～（ｃ）について示した。これによると，標高が大きく，斜面勾配が緩やかなほど斜面崩壊の厚さが大きく，大規模な崩壊が出現する傾向があることがわかる。





図－4.23 崩壊前の斜面勾配と崩壊厚さ（冠頭部標高別）

4.4 まとめ

地すべりを含めた大規模崩壊発生の素因についてまとめると次のようになる。

①地質的には第四紀の火山岩類が，特に成層火山を形成する安山岩類が大規模崩壊発生の素因になっている傾向がある。

②地形的には，標高が大きく斜面勾配が緩い部分で大規模な斜面崩壊が発生する傾向がある。このような斜面の成因としては，第四紀火山の火山体の原形斜面や山頂部の古い風化浸食面からなる平坦面などである。

③さらに，②のような斜面の中で，微地形的にみてどのような部分が崩壊しやすいかについては，付図に示されるように，高い標高の平坦面や緩斜面とその周りの浸食が進みつつある急斜面の境界付近で，すなわち遷急線付近に多い。特に，大規模崩壊冠頭部やその付近の大部分に，地割れ地形あるいは二重山稜とよばれる線状あるいは円弧状の凹地形や段差地形が見られることが多い。

したがって，高い標高の第四紀火山の火山体の原形斜面や山頂部の古い風化浸食面の名残からなる平坦面などにおいて，遷急線付近に線状あるいは円弧状の凹地形や段差地形が見られる場合は，大規模崩壊発生が発生しやすい傾向があるといえる。

第4章付表

大規模斜面崩壊判読及び計測結果一覧表

2.5万分の1地形図を用いて抽出した概ね幅400m以上の，地すべりを含めた比較的新しい斜面崩壊について，地形図及び空中写真判読を行ない，その結果を一覧表としてとりまとめたものである。調査項目1～29については本文の表－4.1，4.2を参照のこと。

	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17	18	19	20	21	22	23	24	25	26	27	28	29
(1)	1	1	44.14	145.17	4	4	5	2	2	25	2	3	1	1240	800	700	900	32	130	0.3000	0.0200	4	0.0000	0	0	0	0	0	0
(2)	2	2	44.14	145.18	4	4	5	2	2	33	2	3	1	1170	750	500	1000	37	80	0.3000	0.0100	4	0.0000	0	0	0	0	0	0
(3)	3	3	44.14	145.19	1	4	5	2	2	30	2	3	0	860	530	520	500	33	120	0.2000	0.0070	1	0.2400	570	400	900	450	11	20
(4)	4	5	44.11	145.18	5	4	5	3	3	28	1	3	1	700	480	400	1250	29	120	0.3000	0.0140	2	0.1300	500	150	220	1000	9	120
(5)	5	6	44.07	145.09	4	4	5	2	2	27	2	3	0	1450	1100	1400	1300	14	120	1.1000	0.0500	3	0.4000	1200	1100	1000	600	6	50
(6)	6	7	44.08	145.10	4	4	5	2	2	12	2	3	0	1500	1100	1500	1000	15	200	0.9000	0.0700	4	0.0000	0	0	0	0	0	0
(7)	7	9	45.12	141.15	1	4	5	2	2	39	3	3	0	1500	990	580	800	42	200	0.3000	0.0200	4	0.0000	0	0	0	0	0	0
(8)	8	11	43.42	142.51	4	4	5	2	2	19	3	3	0	2150	1450	1800	1100	21	120	1.2000	0.0057	2	4.6000	1270	850	3500	2200	7	0
(9)	9	12	43.42	142.50	4	4	5	2	2	22	3	3	0	1800	580	1100	600	27	40	0.4000	0.0060	4	0.0000	0	0	0	0	0	0
(10)	10	13	43.35	142.53	4	4	5	2	1	10	2	4	1	1850	1450	3500	3600	18	220	7.6000	0.7000	4	0.0000	0	0	0	0	0	0
(11)	11	14	43.37	142.55	2	4	5	2	1	14	3	4	1	1700	1200	1500	3200	18	150	2.9000	0.1700	3	3.0000	1500	1200	2000	2500	9	50
(12)	12	16	43.25	142.41	3	4	5	2	2	17	3	3	0	1930	1730	400	900	26	0	0.0090	0.0260	1	1.2000	1650	980	2800	700	14	20
(13)	13	17	43.26	142.43	3	4	5	2	2	19	3	3	0	1980	1620	930	880	21	90	0.5000	0.1800	4	0.0000	0	0	0	0	0	0
(14)	14	18	43.44	141.22	2	4	5	4	3	18	3	3	1	760	100	2000	1300	18	150	1.5600	0.0900	1	1.0000	400	100	1400	1200	12	30
(15)	15	21	43.20	141.03	2	4	5	3	3	13	3	4	0	1280	1000	1200	1100	13	50	0.8000	0.0200	2	1.7000	1100	880	2000	1200	6	80
(16)	16	22	43.05	141.03	2	4	5	3	3	11	3	4	1	1220	700	1500	1600	19	150	1.4000	0.0900	1	1.2000	1200	700	1500	1400	17	50
(17)	17	24	43.06	141.13	5	4	5	4	3	13	3	4	1	990	200	4000	2000	11	180	4.8000	0.3500	1	3.2000	650	200	3500	1500	7	100
(18)	18	25	42.57	141.02	5	4	5	4	3	18	3	3	1	1410	800	3500	2000	10	140	4.2000	0.2400	1	3.2000	1200	800	3000	1800	8	60
(19)	19	27	42.40	141.09	5	4	5	4	3	9	3	4	0	880	500	2500	2400	8	120	3.6000	0.1700	1	3.4000	800	500	2400	2400	7	100
(20)	20	28	42.54	140.25	5	2	5	4	3	15	3	3	1	600	400	1000	700	11	100	0.4200	0.0200	3	0.4000	540	300	1000	700	6	80
(21)	21	29	42.04	140.42	3	4	5	1	2	20	3	3	0	950	500	1500	800	17	200	0.7200	0.0500	1	3.2000	500	150	3500	1500	6	20
(22)	22	34	42.05	140.07	2	2	3	5	10	11	1	7	0	450	200	1000	850	14	100	0.5000	0.0200	1	1.2000	400	100	1600	1200	11	80
(23)	23	36	41.38	140.13	5	2	5	5	5	12	2	1	1	850	500	2000	2000	10	80	2.4000	0.1000	1	2.2000	700	500	1800	2000	6	60
(24)	24	40	42.10	139.26	2	2	5	4	3	12	2	1	0	550	0	2500	1200	12	120	1.8000	0.0900	1	1.2000	300	0	2000	1000	9	50
(25)	25	41	41.08	140.37	5	2	5	5	5	12	2	1	0	650	380	1200	1600	13	100	1.2000	0.0500	2	1.5000	500	380	1800	1400	4	80
(26)	26	44	40.40	140.36	5	2	3	5	10	24	2	8	1	850	400	900	750	26	120	0.4000	0.0200	2	0.2000	600	400	500	600	21	60
(27)	27	47	40.25	140.16	4	2	5	4	5	38	3	8	0	1160	770	500	500	38	140	0.1500	0.0100	4	0.0000	0	0	0	0	0	0
(28)	28	49	40.26	140.19	1	2	3	5	10	28	3	8	0	800	430	650	400	30	120	0.2000	0.0100	4	0.0000	0	0	0	0	0	0
(29)	29	50	40.26	140.26	4	4	5	2	2	22	2	3	0	1100	760	700	650	26	80	0.3000	0.0100	2	0.3000	760	550	1200	250	10	30
(30)	30	52	40.40	140.19	1	4	5	1	2	28	3	3	0	1380	1050	550	300	32	100	0.1000	0.0040	4	0.0000	0	0	0	0	0	0
(31)	31	53	40.40	140.19	1	4	5	1	2	25	3	3	0	1130	800	675	500	26	140	0.2000	0.0100	4	0.0000	0	0	0	0	0	0
(32)	32	54	40.39	140.19	4	4	5	1	2	25	3	3	0	1430	1080	750	550	25	100	0.2000	0.0100	4	0.0000	0	0	0	0	0	0
(33)	33	57	40.36	140.57	2	4	5	2	2	18	3	3	0	1200	600	2500	1500	13	200	2.3000	0.2000	1	3.8000	970	460	4000	1600	7	150
(34)	34	59	40.33	139.58	2	3	3	5	10	15	4	7	1	750	150	2500	3500	13	220	5.3000	0.4600	1	3.8000	330	150	2200	2900	6	180
(35)	35	60	39.51	140.59	3	4	5	2	2	13	3	5	0	1850	1250	2300	1700	15	240	2.3000	0.2000	2	2.5000	1200	570	5100	750	7	40
(36)	36	61	39.59	140.50	2	4	5	2	2	14	2	5	0	1300	800	3500	3500	8	120	7.4000	0.3500	1	7.0000	1200	750	3400	3500	7	100
(37)	37	62	39.46	140.47	1	4	5	1	2	25	3	4	0	1580	850	1400	600	28	80	0.5000	0.0200	1	1.1000	780	450	2200	850	9	40
(38)	38	63	39.46	140.46	3	4	5	1	2	25	3	4	0	1600	1100	3000	1500	10	400	2.7000	0.4300	2	1.7000	1300	1100	2400	1200	5	300
(39)	39	69	39.09	140.55	2	2	5	5	6	31	2	2	0	970	600	2500	1500	8	180	2.3000	0.1600	1	2.0000	810	440	2500	1250	8	100
(40)	40	70	38.58	140.46	2	4	5	2	2	11	2	5	0	1500	1050	2400	1500	11	190	2.2000	0.1600	1	2.0000	1400	900	2400	1400	11	80
(41)	41	75	38.57	140.43	2	2	3	5	10	17	4	8	0	930	740	500	1000	20	90	0.3000	0.0100	2	0.2500	800	680	600	700	11	60
(42)	42	77	39.07	140.03	3	4	5	1	2	17	3	3	0	2150	980	4600	3100	14	250	8.6000	0.8600	1	10.5000	1700	400	7000	2500	11	100
(43)	43	78	39.06	140.02	3	4	5	1	2	12	4	4	0	1750	800	4000	2000	12	250	4.8000	0.5000	3	2.0000	1500	800	3000	900	13	80
(44)	44	87	38.48	140.03	2	2	3	5	10	15	4	2	0	400	150	1500	1000	9	80	0.9000	0.0300	2	1.0000	380	50	1800	1000	10	50
(45)	45	101	38.27	140.43	2	4	5	2	2	11	2	4	0	1100	700	1000	2500	22	200	1.5000	0.1200	1	5.7000	860	400	4100	2300	6	100
(46)	46	103	38.28	140.42	2	4	5	2	2	14	2	4	0	750	500	1100	1800	12	120	1.2000	0.0600	1	1.2000	630	490	1300	1500	6	80
(47)	47	105	38.28	140.39	2	4	5	2	2	13	2	4	0	1450	1000	2200	1100	12	160	1.5000	0.0900	2	0.9000	1300	900	1700	900	13	80
(48)	48	112	38.12	140.23	5	4	5	2	2	24	2	3	1	1340	600	3200	2500	13	150	4.8000	0.3000	2	2.4000	990	550	2500	1600	10	120
(49)	49	116	38.06	140.28	5	4	5	2	2	20	2	3	0	1640	1300	900	1000	21	120	0.5400	0.0300	2	1.2000	1380	1160	1800	1150	7	80
(50)	50	117	38.06	140.28	3	4	5	1	2	12	3	4	0	1750	1100	2500	1900	14	400	2.8000	0.4600	4	0.0000	0	0	0	0	0	0
(51)	51	118	38.33	140.04	4	4	5	2	2	18	3	4	0	1550	1100	1200	1600	21	220	1.2000	0.1000	4	0.0000	0	0	0	0	0	0
(52)	52	126	37.59	140.27	5	2	3	5	10	13	4	8	1	690	550	1300	1700	6	120	1.3000	0.0600	2	1.6000	540	280	1250	1900	12	100
(53)	53	129	37.41	140.17	5	4	5	2	2	21	2	3	0	1530	1250	1000	1100	16	160	0.6600	0.0400	3	1.0000	1300	950	1000	1300	17	110
(54)	54	130	37.41	140.18	5	4	5	2	2	10	2	4	0	1300	1030	800	2200	19	200	1.1000	0.0800	2	0.8000	1100	950	1250	1000	7	130
(55)	55	131	37.38	140.17	3	4	5	2	2	16	3	3	0	1700	1380	1200	1500	15	300	1.1000	0.1300	4	0.0000	0	0	0	0	0	0
(56)	56	133	37.36	140.05	3	4	5	2	2	21	3	3	0	1800	900	2500	1400	20	340	2.1000	0.3000	1	3.3000	900	550	2500	2200	8	70
(57)	57	134	37.37	140.05	3	4	5	2	2	13	3	3	0	1650	1150	2100	1800	13	500	2.3000	0.4500	1	16.0000	1150	770	7000	3750	3	150
(58)	58	142	38.30	139.48	5	2	5	5	5	20	4	8	0	670	400	800.	2300	19	80	1.1000	0.0400	1	0.6800	520	400	950	1250	7	60
(59)	59	153	37.41	139.58	5	2	5	5	6	16	2	8	0	850	680	800	1400	12	140	0.6700	0.0400	1	0.5600	690	540	900	1100	10	110
(60)	60	156	37.45	139.59	5	2	3	5	10	14	2	8	0	1200	1060	900	700	9	80	0.3800	0.0100	2	0.3400	1050	940	750	750	8	60
(61)	61	164	37.43	139.27	5	2	3	5	10	13	2	8	0	570	300	700	1200	21	110	0.5000	0.0200	2	0.8000	480	220	1300	1100	11	100
(62)	62	172	37.27	139.08	2	2	5	2	2	16	2	8	0	1010	650	900	140	22	300	0.0800	0.0090	1	1.6000	740	460	1500	1800	11	150
(63)	63	173	37.27	139.08	2	2	5	2	2	9	3	8	1	630	460	700	500	14	150	0.2000	0.0100	1	0.4300	550	400	1100	650	8	80
(64)	64	175	37.20	139.54	1	2	5	2	1	25	3	3	1	1370	900	600	900	38	140	0.3000	0.0200	1	0.4000	980	760	920	750	13	120
(65)	65	176	36.55	39.42	1	2	5	5	6	24	2	8	1	970	600	670	750	29	100	0.3000	0.0100	4	0.0000	0	0	0	0	0	0
(66)	66	177	36.40	139.27	1	2	5	5	6	25	3	8	0	1250	850	800	650	27	60	0.3000	0.0070	4	0.0000	0	0	0	0	0	0
(67)	67	181	36.54	139.10	1	1	2	8	15	30	3	2	0	2230	1770	700	550	33	60	0.2300	0.0050	4	0.0000	0	0	0	0	0	0
(68)	68	194	37.00	138.57	1	2	5	5	5	28	3	8	0	1430	1250	750	400	13	200	0.1800	0.0140	4	0.0000	0	0	0	0	0	0
(69)	69	196	36.51	138.56	1	1	4	41	8	41	1	1	1	1800	1100	750	900	43	130	0.1400	0.0200	4	0.0000	0	0	0	0	0	0
(70)	70	197	36.51	138.56	1	1	4	31	8	31	2	1	1	1780	1250	900	750	30	60	0.4100	0.0100	4	0.0000	0	0	0	0	0	0
(71)	71	198	36.58	138.56	1	1	4	4	8	29	3	8	1	1450	1080	750	650	26	40	0.2900	0.0050	4	0.0000	0	0	0	0	0	0
(72)	72	202	36.49	138.55	1	1	4	4	8	33	3	8	0	1600	1130	850	500	29	70	0.2600	0.0070	3	0.1300	1030	80	750	280	17	20
(73)	73	203	36.50	138.57	1	1	4	4	8	36	3	1	1	1920	1150	1050	450	36	100	0.2800	0.0100	4	0.0000	0	0	0	0	0	0
(74)	74	207	36.52	138.41	5	4	5	2	2	26	1	6	0	1810	1500	700	1100	23	90	0.4600	0.0170	3	0.7400	1530	1300	880	1400	12	80
(75)	75	209	36.57	138.41	2	4	5	2	2	9	2	4	0	940	600	1200	1300	16	160	0.9400	0.0600	2	1.7000	680	380	2200	1300	8	120
(76)	76	212	36.49	138.39	2	4	5	2	2	21	3	4	0	1920	1200	2200	2250	18	300	3.0000	0.3600	1	2.4000	1500	1050	2000	2000	13	150
(77)	77	215	36.41	138.35	5	4	5	2	2	23	3	4	0	1790	1460	800	1100	22	140	0.5300	0.0300	2	0.6300	1500	1250	950	1100	15	120
(78)	78	220	36.47	138.34	5	2	3	5	10	15	4	8	0	1800	1600	900	800	13	60	0.4300	0.0100	2	0.3800	1750	1550	800	800	14	40
(79)	79	222	36.50	138.37	4	2	5	5	5	32	2	8	1	1750	1230	750	1500	35	180	0.6800	0.0500	2	1.1000	1350	980	1150	1600	18	120
(80)	80	223	37.01	138.23	2	2	3	5	10	7	3	8	0	950	680	1600	1700	10	120	1.6000	0.0800	2	1.6200	820	600	1800	1500	7	100

	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17	18	19	20	21	22	23	24	25	26	27	28	29
(81)	81	227	37.07	138.03	5	3	3	5	10	8	4	7	0	350	50	2000	2800	9	100	3.3600	0.1300	2	3.7000	300	0	2200	2800	8	100
(82)	82	228	37.07	138.05	5	3	3	5	10	15	4	7	0	270	100	1000	1300	10	60	0.8000	0.0200	3	1.2000	250	80	1500	1300	7	40
(83)	83	235	36.53	138.07	3	4	5	1	2	34	3	3	0	2400	1850	800	700	35	100	0.3400	0.0130	4	0.0000	0	0	0	0	0	0
(84)	84	236	36.55	138.07	5	4	5	2	2	29	4	4	0	2090	1760	800	600	22	120	0.2900	0.0140	2	0.4000	1940	1620	1300	520	14	60
(85)	85	238	36.55	138.06	5	4	5	2	2	18	4	4	0	2270	1900	700	750	28	70	0.3200	0.0090	2	0.6000	2100	1870	1100	900	13	60
(86)	86	239	36.57	138.01	4	1	5	1	2	23	1	3	0	1800	1100	1500	900	25	220	0.8100	0.0700	2	1.3000	1360	510	4100	520	12	40
(87)	87	240	36.57	138.02	1	4	5	1	2	36	4	8	0	1470	990	650	675	36	60	0.2600	0.0060	4	0.0000	0	0	0	0	0	0
(88)	88	244	36.32	138.25	1	4	5	2	2	20	3	4	0	2200	1800	1100	700	20	120	0.4600	0.2200	4	0.0000	0	0	0	0	0	0
(89)	89	245	36.34	138.25	3	4	5	2	2	11	3	3	0	2500	1500	3500	3000	12	800	6.3000	2.0000	4	0.0000	0	0	0	0	0	0
(90)	90	246	36.23	138.23	1	4	5	2	2	28	3	3	0	2020	1400	1800	800	19	200	0.8600	0.0700	4	0.0000	0	0	0	0	0	0
(91)	91	247	36.25	138.27	1	4	5	2	2	12	2	3	0	2160	1800	1100	900	18	150	0.5900	0.0360	4	0.0000	0	0	0	0	0	0
(92)	92	250	36.02	138.22	1	4	5	2	2	16	3	3	0	2600	1580	4200	2200	14	250	5.5000	0.5500	4	0.0000	0	0	0	0	0	0
(93)	93	252	36.29	138.05	2	2	3	5	10	18	4	8	0	1060	700	2100	1500	10	80	1.9000	0.0600	1	2.1000	940	500	2500	1400	10	60
(94)	94	255	37.28	137.06	5	3	3	5	10	21	4	8	0	380	100	1100	700	14	80	0.4600	0.0150	1	0.6500	260	50	900	1200	14	60
(95)	95	257	37.01	137.57	2	3	3	5	10	7	4	7	0	400	200	1100	900	10	90	0.6000	0.0200	1	1.0000	300	60	2100	900	7	70
(96)	96	260	36.51	137.58	4	1	3	5	10	22	4	2	0	1270	950	700	400	25	50	0.1700	0.0030	3	0.3000	1200	830	1100	400	19	30
(97)	97	261	36.51	137.57	4	1	3	5	10	20	4	2	0	1080	850	600	400	21	40	0.1400	0.0020	4	0.0000	0	0	0	0	0	0
(98)	98	265	36.48	137.52	1	4	5	2	2	27	4	4	1	1420	900	1700	700	17	150	0.7000	0.0400	1	1.3500	1100	500	4500	500	8	30
(99)	99	269	36.44	137.41	1	1	4	7	8	34	4	8	0	1900	1100	1000	300	39	100	0.1800	0.0070	4	0.0000	0	0	0	0	0	0
(100)	100	276	36.36	137.46	1	1	4	7	8	31	4	2	1	2540	1900	800	800	39	130	0.4000	0.0200	2	0.3900	2150	1350	1850	350	23	20
(101)	101	281	36.29	137.54	2	2	5	5	5	3	1	1	1	950	800	1300	900	7	130	0.7000	0.0400	1	0.8000	950	760	1600	800	7	100
(102)	102	284	36.33	137.35	1	4	5	2	2	10	3	4	1	2800	1600	4000	4000	17	800	9.6000	3.1000	4	0.0000	0	0	0	0	0	0
(103)	103	286	36.32	137.33	1	4	5	2	2	17	3	3	0	2100	1500	1700	1300	20	230	1.3000	0.1200	3	2.2000	1750	1250	1300	1600	12	80
(104)	104	288	36.36	137.41	1	1	4	6	8	39	3	8	0	2130	1420	670	450	46	15	0.1800	0.0110	4	0.0000	0	0	0	0	0	0
(105)	105	290	36.31	137.42	1	1	4	7	9	37	3	2	0	2300	1850	500	750	42	50	0.2300	0.0050	4	0.0000	0	0	0	0	0	0
(106)	106	295	36.23	137.38	1	1	4	7	9	35	4	2	1	2400	1900	800	400	35	80	0.1900	0.0600	4	0.0000	0	0	0	0	0	0
(107)	107	296	36.22	137.37	1	1	4	7	9	31	3	2	1	2750	2280	775	375	31	100	0.1700	0.0070	4	0.0000	0	0	0	0	0	0
(108)	108	299	36.25	137.39	1	1	4	7	8	40	3	2	1	2410	1980	650	450	34	60	0.1800	0.0040	4	0.0000	0	0	0	0	0	0
(109)	109	300	36.23	137.39	1	1	4	7	8	33	4	8	1	2470	1990	750	450	33	50	0.2000	0.0040	4	0.0000	0	0	0	0	0	0
(110)	110	301	36.16	137.36	1	1	2	8	15	34	1	8	1	1850	1440	530	350	38	60	0.1100	0.0030	2	0.1000	1390	1200	850	200	13	30
(111)	111	302	36.12	137.34	1	4	5	2	2	36	3	3	0	2030	1550	700	400	34	60	0.1700	0.0040	4	0.0000	0	0	0	0	0	0
(112)	112	305	36.09	137.33	4	4	5	2	2	32	3	3	0	2670	2200	900	600	28	90	0.3200	0.0100	3	0.2900	2340	2000	1200	400	16	30
(113)	113	306	36.08	137.33	6	4	5	2	2	18	3	3	0	2770	2200	2300	1800	14	700	2.5000	0.7000	1	7.2000	2300	1300	6000	2000	9	150
(114)	114	313	36.32	137.11	2	2	3	5	10	28	4	8	0	550	350	800	900	14	120	0.4300	0.0200	1	0.5000	400	280	850	900	8	100
(115)	115	322	36.13	136.55	1	1	4	7	7	30	2	2	1	1460	1000	600	520	38	100	0.1800	0.0070	4	0.0000	0	0	0	0	0	0
(116)	116	325	36.11	136.52	1	1	4	7	7	29	3	1	0	2000	1600	670	550	31	40	0.2200	0.0040	4	0.0000	0	0	0	0	0	0
(117)	117	326	36.10	136.52	1	1	4	7	7	29	3	1	0	1950	1630	625	375	27	60	0.1400	0.0030	4	0.0000	0	0	0	0	0	0
(118)	118	329	36.09	136.47	4	4	5	2	2	32	4	3	0	2400	1950	750	700	31	160	0.3200	0.0200	4	0.0000	0	0	0	0	0	0
(119)	119	332	36.01	136.40	4	2	2	7	12	31	4	1	0	1150	850	400	575	32	30	0.1400	0.0020	4	0.0000	0	0	0	0	0	0
(120)	120	335	35.14	139.02	1	4	5	2	1	25	2	3	0	1190	880	570	370	28	60	0.1200	0.0030	4	0.0000	0	0	0	0	0	0
(121)	121	336	35.14	139.01	4	4	5	2	1	24	2	3	0	1330	1100	500	400	25	60	0.1200	0.0030	4	0.0000	0	0	0	0	0	0
(122)	122	337	35.14	139.01	4	4	5	2	1	22	2	3	0	1350	1100	600	500	22	80	0.1800	0.0060	4	0.0000	0	0	0	0	0	0
(123)	123	338	35.12	139.06	1	4	5	2	2	24	4	4	0	700	480	575	275	21	70	0.0900	0.0030	4	0.0000	0	0	0	0	0	0
(124)	124	339	35.12	139.06	1	4	5	2	2	21	4	4	0	770	600	475	150	20	30	0.0430	0.0005	4	0.0000	0	0	0	0	0	0
(125)	125	340	35.12	139.06	1	4	5	2	2	16	4	4	0	820	680	400	225	19	30	0.0540	0.0006	4	0.0000	0	0	0	0	0	0
(126)	126	341	34.47	139.02	5	5	5	2	2	4	4	4	1	610	300	3500	2750	5	140	5.8000	0.3000	2	6.1000	500	210	3800	2700	4	120
(127)	127	348	35.43	138.20	1	1	4	4	8	39	2	8	1	1820	1350	600	300	38	60	0.1000	0.0030	4	0.0000	0	0	0	0	0	0
(128)	128	350	35.22	138.22	1	1	2	6	13	28	4	1	1	1960	1100	1700	750	27	250	0.8000	0.0800	4	0.0000	0	0	0	0	0	0
(129)	129	351	35.12	138.17	1	1	2	6	13	35	4	1	0	1900	1350	1100	375	27	140	0.2500	0.0140	4	0.0000	0	0	0	0	0	0
(130)	130	352	35.20	138.17	1	1	2	6	13	35	4	1	1	1560	950	900	400	34	120	0.2200	0.0100	4	0.0000	0	0	0	0	0	0
(131)	131	356	35.74	138.02	1	2	1	7	9	27	4	8	1	1510	750	1125	600	34	60	0.4000	0.0100	2	0.2500	850	720	700	600	11	30
(132)	132	359	35.32	138.03	1	1	1	8	16	25	2	1	0	1300	900	925	325	23	60	0.1800	0.0040	4	0.0000	0	0	0	0	0	0
(133)	133	360	35.35	138.12	1	1	2	7	14	22	4	1	0	2680	2400	350	800	39	250	0.1700	0.0200	4	0.0000	0	0	0	0	0	0
(134)	134	362	35.33	138.13	1	1	2	7	14	27	4	1	0	2700	2100	1100	400	29	80	0.2600	0.0080	4	0.0000	0	0	0	0	0	0
(135)	135	363	35.31	138.14	1	1	2	7	14	27	4	1	0	2040	1700	500	300	34	30	0.0900	0.0010	4	0.0000	0	0	0	0	0	0
(136)	136	366	35.31	138.09	1	1	2	7	14	34	4	1	0	2650	1800	1200	1100	35	210	0.8000	0.0700	4	0.0000	0	0	0	0	0	0
(137)	137	369	36.30	138.13	1	1	2	7	14	29	4	1	1	2780	2160	1000	700	32	90	0.4200	0.0150	1	0.8400	1680	1360	2000	700	9	60
(138)	138	370	35.30	138.10	1	1	2	7	14	27	4	1	1	3040	2200	1500	800	29	200	0.7200	0.0600	4	0.0000	0	0	0	0	0	0
(139)	139	371	35.22	138.13	1	1	2	7	14	32	4	1	0	1850	1350	800	650	32	80	0.3000	0.0100	3	0.2000	1260	970	800	420	20	60
(140)	140	372	35.21	138.13	1	1	2	7	14	37	4	1	0	1900	1220	800	750	40	90	0.3600	0.0130	4	0.0000	0	0	0	0	0	0
(141)	141	273	35.21	138.12	1	1	2	7	14	27	4	1	0	1920	1450	1000	550	25	80	0.3000	0.0100	4	0.0000	0	0	0	0	0	0
(142)	142	374	35.21	138.10	1	1	2	7	14	34	4	1	0	1670	1220	500	300	42	40	0.0900	0.0010	4	0.0000	0	0	0	0	0	0
(143)	143	375	35.30	138.04	1	1	1	8	16	36	4	1	0	2270	1710	900	400	33	90	0.2000	0.0080	4	0.0000	0	0	0	0	0	0
(144)	144	377	35.19	138.19	1	1	2	6	13	30	4	1	1	1930	1400	1200	1300	24	250	0.9000	0.0900	4	0.0000	0	0	0	0	0	0
(145)	145	380	35.15	138.00	1	1	2	7	14	38	1	1	0	1900	1310	850	350	36	60	0.2000	0.0040	4	0.0000	0	0	0	0	0	0
(146)	146	388	34.56	138.04	5	2	2	7	14	20	4	7	1	540	300	800	1100	17	120	0.5000	0.0300	3	0.5000	400	250	1000	800	9	100
(147)	147	389	35.51	137.48	4	1	2	8	15	29	4	8	0	2310	1700	900	650	34	110	0.4000	0.0200	4	0.0000	0	0	0	0	0	0
(148)	148	397	34.59	137.57	5	3	2	7	14	0	4	4	1	660	240	1650	1900	15	90	2.0000	0.0700	2	2.0000	500	200	1700	1900	10	90
(149)	149	400	35.01	137.36	5	2	5	5	6	32	4	1	1	850	440	750	350	29	60	0.1500	0.0040	4	0.0000	0	0	0	0	0	0
(150)	150	401	36.00	136.44	1	2	2	7	12	29	3	8	1	1400	1130	570	400	25	50	0.1400	0.0030	4	0.0000	0	0	0	0	0	0
(151)	151	405	35.41	136.33	1	1	2	8	15	28	4	1	1	850	370	1150	370	23	60	0.2600	0.0060	4	0.0000	0	0	0	0	0	0
(152)	152	417	34.08	135.34	1	1	2	7	14	27	3	8	1	800	500	550	250	29	50	0.0800	0.0020	4	0.0000	0	0	0	0	0	0
(153)	153	418	34.07	135.55	1	1	2	8	15	35	4	1	0	1750	1230	750	600	35	80	0.2700	0.0090	4	0.0000	0	0	0	0	0	0
(154)	154	420	36.19	133.16	5	2	5	4	1	6	4	3	0	500	200	1600	1700	11	150	1.6000	0.1000	1	2.0000	300	80	2150	1500	6	130
(155)	155	423	36.17	133.14	5	2	5	4	1	14	4	3	0	300	140	300	800	28	90	0.1400	0.0050	1	0.6000	130	20	1200	880	5	70
(156)	156	424	36.13	133.15	2	2	5	4	1	6	4	3	0	300	200	1300	1600	4	80	1.2000	0.0400	1	2.5000	250	50	2600	1600	4	60
(157)	157	436	35.23	133.34	6	4	5	2	2	21	3	3	0	1450	850	1750	1600	19	300	1.7000	0.2000	2	6.3000	800	150	7000	1500	5	50
(158)	158	437	35.23	133.33	6	4	5	2	2	25	3	3	0	1700	900	1250	1500	33	180	1.0000	0.0800	2	6.0000	1100	150	6000	1700	9	30
(159)	159	438	35.21	133.35	4	4	5	2	2	23	3	3	0	1400	990	1000	750	22	200	0.5000	0.0400	4	0.0000	0	0	0	0	0	0
(160)	160	439	33.28	134.10	1	2	2	6	13	27	4	1	0	900	520	750	600	27	120	0.3000	0.0130	4	0.0000	0	0	0	0	0	0
(161)	161	440	33.27	134.09	1	2	2	6	13	24	4	1	1	1000	600	1000	500	22	130	0.3000	0.0040	1	0.8000	620	160	3500	400	8	20
(162)	162	441	33.47	133.47	5	2	1	8	16	18	4	8	1	900	550	900	900	21	70	0.5000	0.0100	2	0.6500	800	400	1200	900	18	50
(163)	163	442	33.47	133.50	5	2	1	8	16	15	4	8	1	900	500	1200	700	18	120	0.5000	0.0200	2	0.5000	600	400	1100	700	10	40
(164)	164	443	33.29	132.47	5	2	1	8	16	11	4	8	1	700	400	1200	800	14	70	0.6000	0.0200	3	0.5000	580	400	1100	800	9	30
(165)	165	444	34.28	131.48	1	4	5	2	1	31	2	3	0	850	370	900	400	29	60	0.2000	0.0050	1	0.4000	340	150	930	650	12	10
(166)	166	447	33.17	131.26	1	4	5	2	1	35	2	3	1	1300	800	700	300	36	60	0.1300	0.0030	4	0.0000	0	0	0	0	0	0
(167)	167	448	33.17	136.26	1	4	5	2	1	36	2	3	1	1290	740	825	400	34	50	0.2000	0.0040	4	0.0000	0	0	0	0	0	0
(168)	168	454	32.51	130.37	4	4	5	3	3	27	3	3	0	650	250	1200	600	27	80	0.4000	0.0140	2	6.0000	430	40	2300	400	10	20
(169)	169	457	32.44	130.18	1	5	5	3	3	34	2	4	0	700	390	600	650	27	90	0.2300	0.0080	4	0.0000	0	0	0	0	0	0
(170)	170	458	32.46	130.21	1	4	5	2	1	27	2	3	0	690	380	700	500	24	110	0.2000	0.0100	1	1.0000	260	50	1500	1200	8	30
(171)	171	459	32.46	130.21	1	4	5	2	1	25	2	3	1	680	120	1200	1200	25	140	0.9000	0.0500	1	6.0000	250	-20	4000	2500	4	30
(172)	172	463	33.19	129.48	2	2	5	4	4	8	2	5	1	420	250	700	1200	14	140	0.5000	0.0300	1	3.5000	250	20	3200	1800	4	100
(173)	173	468	33.11	129.49	2	6	5	4	4	6	2	5	0	660	400	700	1300	20	110	0.5500	0.0200	2	0.3000	490	400	500	900	10	60
(174)	174	469	33.18	129.44	2	2	3	5	10	11	2	1	0	350	250	800	1200	7	70	0.5800	0.0200	2	1.3000	270	90	1200	1800	9	40
(175)	175	471	33.15	129.43	2	2	3	5	10	13	2	1	0	430	280	750	1100	11	70	0.5000	0.0300	2	1.4000	290	240	1300	1750	2	50
(176)	176	474	31.36	130.39	1	4	5	2	2	32	3	3	0	1070	350	1600	700	25	130	0.7000	0.0300	4	0.0000	0	0	0	0	0	0
(177)	177	506	35.15	135.53	1	2	2	8	15	31	2	8	1	1000	480	850	550	32	100	0.3000	0.1000	4	0.0000	0	0	0	0	0	0

参考文献

相田勇，1975：1792年島原眉山崩壊に伴った津波の数値実験．地震　2－28

太田一也，1984：雲仙火山．長崎県

黒田和男・垣見俊弘・安藤高明，1968：1968年十勝沖地震．地質ニュース　168

国立防災科学技術センター，1985：昭和59年（1984年）長野県西地震災害調査報告．主要災害調査　25

小林芳正，1979：1923年関東大地震による根府川山津波．地震　2－32

新藤静夫ほか，1987：崩災の規模，様式，発生頻度とそれに関わる山（本地下水の動態．文部省科学研究員　自然災害特別研究（1）

武内達夫・堤博志，1985：大谷崩．新砂防　38－3

中山康・古谷保，1978：伊豆大島近海地震による河津町見高入谷の土石災害．地すべり　15－1

平野勇，1981：大井川中流域の斜面崩壊と地質構造．応用地質学会研究発表会予稿集

平野昌繁，1981：空中写真でみる地形災害．京大防災研年報　24－B－1

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．京大防災研年報　28－B－1

福田理，1968：えびの地震予察調査速報．地質ニュース　165

古谷尊彦，1973：1792年（寛政4年）の眉山大崩壊の地形的一考察．京大防災年報　17－B

牧野裕正，1985：鳶山崩れ．新砂防　38－1

望月功一，1976：茶臼山地すべり発達過程からみた移動特性．地すべり　14－1

吉松弘行，1985：長野県西部地震について．土研資料　2221

渡正亮・宮島圭司・泉岩男，1961：北美濃地震による山地の崩壊について．土木技術資料　3－11

第５章　土質工学的特徴

地すべり研究室　室　　長　中　村　浩　之
主任研究員　綱　木　亮　介
前研究員　久保田　哲　也

5.1　概要

地震による大規模崩壊のメカニズムを明らかにし，今後の調査の基礎資料を得るために，過去の地震によって生じた大規模崩壊事例を収集し，文献調査，土質試験，地形・地質調査，崩壊前の地形の復元等を通じて崩壊の素因を検討した。さらに，土質試験結果に基づいて復元斜面の崩壊信頼性解析，動的計画法を用いた臨界すべり面解析を実施した。

ここでは，土質試験結果については新潟県名立町名立崩れ，長野県長野市虚空蔵山の崩壊及び王滝村十二権見地区の三事例，信頼性解析については虚空蔵山，臨界すべり面解析については土質試験を実施した三事例に加えて長野県王滝村御岳崩れ，松越地区崩壊の計五事例について詳述する。

5.2　土質試験

虚空蔵山，名立崩れ及び十二権見地区について，物理試験（含水比，粒度分布，比重，コンシステンシー，相対密度），三軸圧縮試験，振動三軸試験を実施した。これらのうち，含水比，粒度分布，比重，コンシステンシーの各試験はＪＩＳ基準，相対密度試験は土質工学会案にそれぞれ従って実施した。三軸圧縮試験については土質工学会基準に従って実施したが，詳細は次のとおりである。

試料ＭＳ－１（名立崩れ泥岩）についてはソフトハンマーで粉砕の後，4.76㎜フルイを通過したもので供試体を作成，セットし，三軸室下部より炭酸ガスを通し空気を充分抜く。通水を１週間程度行い飽和させた後20kg f/㎠のバックプレッシャを加えて圧密させ，圧密終了後Ｂ値が0.95以上になる事を確認した後圧縮歪速度0.01㎜/minで圧縮して軸差応力と間隙水圧を測定した。

試料ＳＳ－１（名立崩れ砂岩）及びＳＳ－２（虚空蔵山砂岩）については，２㎜フルイを通過したものを絶乾状態で乳バチ，乳棒で十分ほぐして供試体を作成，セットした後，ＭＳ－１と同様にして飽和，圧密し，圧縮歪速度0.5㎜/minで圧縮して軸差応力を記録した。

一方，十二権見地区の三軸試験にはパミスの不撹乱試料を用い，圧密荷重1.0，2.0，3.0及び4.0kgf/㎠の圧密荷重で0.1%/minの圧縮速度で$\overline{\mathrm{CU}}$試験を実施した。

次に，振動三軸試験について以下に詳述する。

試料ＳＳ－１及びＳＳ－２については，上述の三軸試験と同様な飽和及び圧密方法で繰返し荷重σｄを４種類変化させて応力比と液状化回数の関係を求めた。σｄは，ＳＳ－１の場合，0.644，0.527，0.410，0.305kgf/㎠，ＳＳ－２の場合，0.349，0.306，0.271，0.241kgf/㎠とした。

また，十二権見地区の火山砂撹乱試料についての振動三軸試験は，土質工学会基準に従って行なった。供試体を圧力室にセットした後，有効上載圧 σ'_v 相当の拘束圧（1.0kgf/㎠）で等方圧密し，圧力室に

脱気水を通水させ，バックプレッシャ（2.0kgf/cm²）を加えて供試体を完全に飽和させた。飽和のチェックは間隙水圧係数B値を測定し，B≧0.95となるまでバックプレッシャを加えた。その際バックプレッシャの上昇分だけ測圧も上昇させ，供試体内の有効応力を一定にした。繰返し荷重は1Hzの正弦波で与え，定荷重で両振巾歪が10%以上になるまで，もしくは間隙水圧が拘束圧と等しくなるまで継続して加振し，荷重，軸歪及び間隙水圧の経時変化をオシログラフ及びデータレコーダに連続記録した。なお，繰り返し荷重振巾DA＝0.728，0.670，0.522，0.404（ただしDAは両荷重振巾）とし，応力比R＝0.182，0.169，0.131，0.101（ただし$R=\sigma d/2\sigma_0'$）とした。

以上の試験結果を表－5.1に示す。

表－5.1 土質試験結果一覧表

土質試験結果一覧表（基礎地盤用）							報告用紙
調査名・調査地点				整理担当者			
試料番号		MS－1	SS－1	SS－2	十二権見バミス層不撹乱	十二権見火山砂撹乱	
深さ m		～	～	～	～	～	～
	礫分（2000μm以上） %	0	19	2	0	2	
	砂分（74～2000μm） %	9	78	75	32	95	
	シルト分（5～74μm） %	70	3	20	30	3	
	粘土分（5μm以下） %	21		3	38		
	最大粒径 mm	0.250	19.100	9.520	0.84	4.76	
	均等係数 U_c	14.681	3.890	20.729	－	3.83	
	曲率係数 U_c'	1.656	0.859	2.433	－	1.33	
	液性限界 w_L %	50			84	NP	
	塑性限界 w_p %	29	NP	NP	54		
	塑性指数 I_p	21			30		
分類	日本統一土質分類	CL	SPU	SM	VHz	SPU	
					バミス	火山砂	
土粒子の比重 G_s		2.639	2.669	2.697	2.671	2.533	
自然状態	含水比 w_n %	27.0	20.5	13.2	82.2	13.5	
	湿潤密度 ρ_t g/cm³	1.786	1.468	1.436	1.515	——	
	間隙比 e				2.210		
	飽和度 S_r %				99.3		
力学特性 一軸圧縮試験	一軸圧縮強さ q_u kgf/cm²						
一断面せん試験	試験の条件 注）						
	粘着力 c kgf/cm²						
	せん断抵抗角 ϕ						
三軸圧縮試験	試験の条件 注）	$\overline{CU}$	CU	CU	$\overline{CU}$		
	粘着力 c kgf/cm²	C 1.19※ / C'0.05	2.68	0.26※	0.8 / 0.0		
	せん断抵抗角 ϕ 度	ϕ 29.7※ / ϕ'39.3	29.4	21.5※	12.3 / 43.7		
圧密試験	圧密降伏応力 p_c kgf/cm²						
	圧縮指数 C_c						
emax		－	1.279	1.283		1.129	
emin		－	0.762	0.731		0.623	

備考

※ 臨界すべり面解析に用いた値

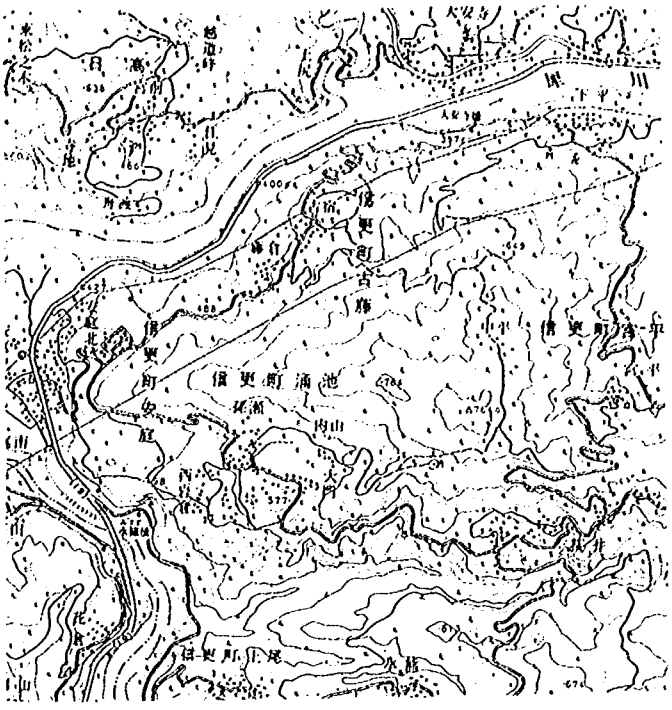
注） 非圧密非排水試験：UU
圧密非排水試験：CU
圧密非排水試験（間隙水圧を測定した場合）：$\overline{CU}$
圧密排水試験：CD

5.3 復元斜面の安定解析

5.3.1 長野市虚空蔵山

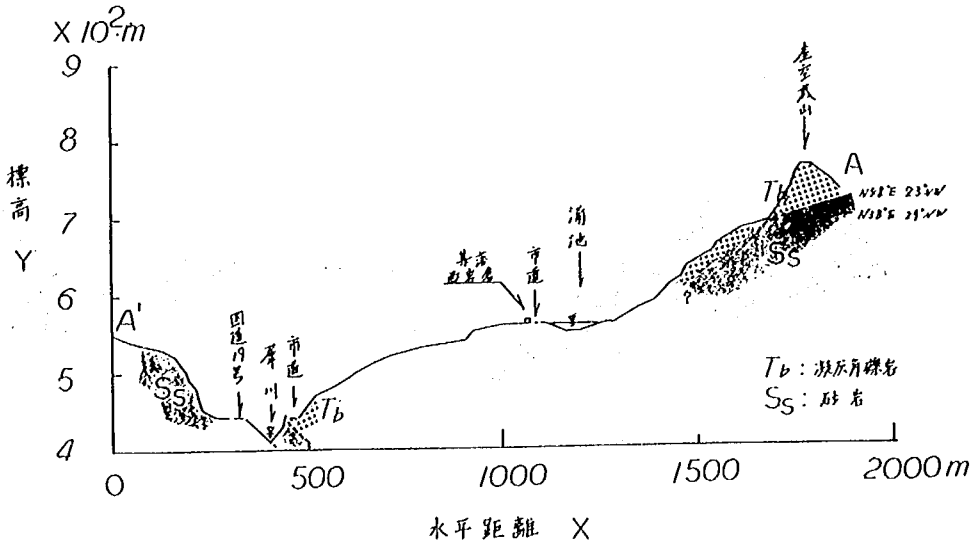
1）崩壊の概要

1847年5月8日（弘化4年3月24日）の善光寺地震（震央36.7度N，138.2° E，M＝7.4）によって長野市南西約12km，犀川右岸の虚空蔵山（岩倉山）で大規模な地すべり性崩壊が発生した(図－5.1)。崩壊は山頂を中心に西，北，南の三方向で発生したといわれているが，今回復元・安定解析を試みたのはこのうち西方の岩倉を襲った崩壊である。崩壊土砂は巾380mの犀川を堰き止め，17.5km²の湛水湖を形成，19日後に決壊して広範囲にわたる洪水被害を引き起こした。高橋[1]によれば，その時の崩壊土砂は犀川を堰止めた分だけでも八百万m³に及ぶと推定されているが，地すべり研究室で行なった試算では，その土量は1.67～1.69×10⁷m³という結果が得られている。



図－5.1 虚空蔵山1/2.5万地形図

現在この地区には1847年の崩壊時に出来た涌池（図－5.1，中央）が存在し，地下水の豊富なことが知られるが，この池の東側には移動中の地すべりブロックが存在する。また，地形図からも明瞭な頭部滑落崖が見い出される。

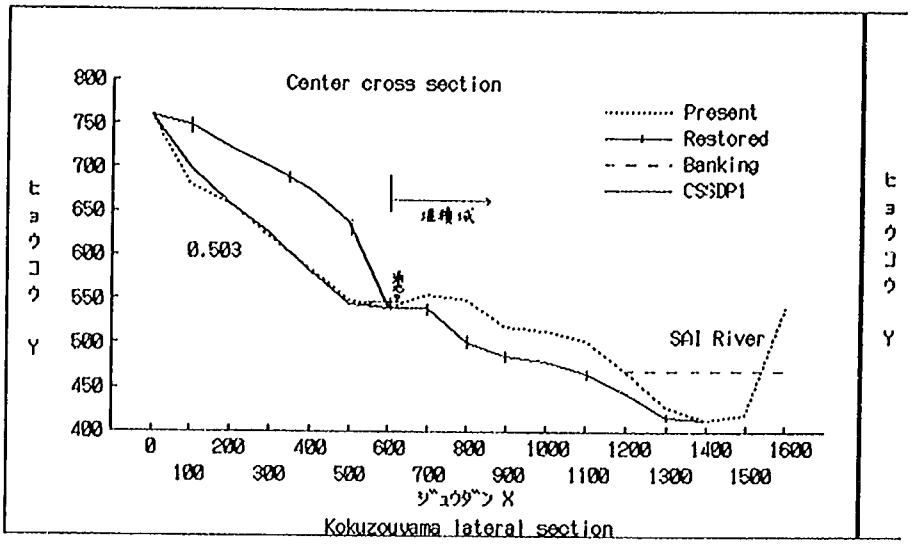


図－5.2 虚空蔵山地質断面図

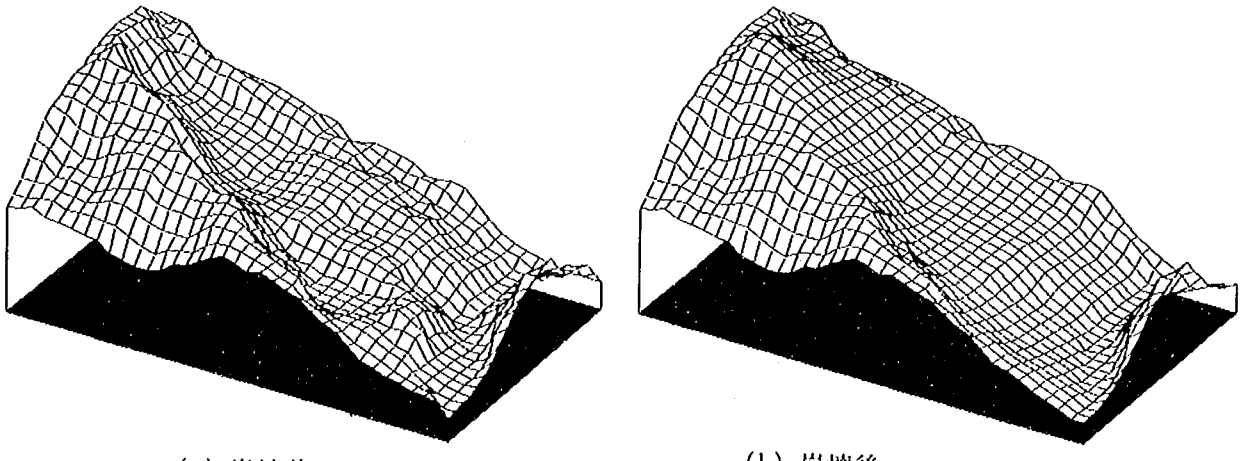
現地調査結果によれば，地質層序は図－5.2に示すとおり，上から凝灰角礫岩，砂岩，そして再び凝灰角礫岩と推定されるが，涌池東側には凝灰角礫岩や安山岩が分布しており，これらは移動土塊を構成しているものと思われる。また，崩壊地の南側にある露頭における砂岩層の走行傾斜はN48° E～N38° E，23° NW～29° NW程度であるが，崩壊地下端の犀川右岸では一部受け盤の箇所もみられる。犀川左岸においても広範囲に砂岩の分布がみられるが，史料[1]によれば移動土塊が乗り上げたものとも考えられる。地質構成から考えて，砂岩層がすべり面となった可能性が強く，古谷ら[2]が述べているように崩壊発生メカニズムはこの砂岩層の走行傾斜（流れ盤）に支配されたものと考えられる。

2）地形の復元と安定解析

安定解析は図－5.3 に示す断面の涌池より上部の斜面について実施した。崩壊前の地形復元については，① 崩壊前から涌池は存在しており（古谷ら[2]），周辺地形から考えて，標高700～750m付近に滑落崖をもつ地すべり地形があったと考えられる，② 両側の尾根の標高 550m前後には緩斜面が分布し，崩壊地内にも連続して分布していたとみられる，③ 崩壊機構としては，涌池付近で若干凹地を拡大するような後方回転を伴う土塊移動があったと考えられる（古谷ら[2]），などの点から，現在の滑落崖付近に頂部を有し，勾配20度前後の斜面が頂部付近から西岩倉にかけて崩落したものと推定した。復元した地形と崩壊後の地形の鳥瞰図を 図－5.4（a）（b）に示す。



図－5.3 虚空蔵山復元地形と臨界すべり面



(a) 崩壊前　　(b) 崩壊後

図－5.4 虚空蔵山鳥瞰図

まず，簡便法によって三軸試験（CU試験）から得られたC＝2.6 t／m²，φ＝21.5度を用いて全応力解析を実施した。すべり面における震度は気象庁震度Ⅶと平均深度$\tilde{\alpha}$より応力低減分を考慮し（1－0.015×$\tilde{\alpha}$＝1－0.015×62.2≒0.067で地表震度の約0.067倍），約0.0547～0.157と見積もられるのでこの値を用いた。また，虚空蔵山は震源から10km以上離れているので水平震度のみを考慮した。計算結果は安全率Fs≒1.05となり，数値上この斜面は崩壊しないこととなった。

次に次式を用いて崩壊信頼性解析[3]を行なった。

$$\overline{F_{sc}} = -1 \pm \sqrt{1-(B^2V_R^2-1)(B^2V_D^2-1)}\,/\,(B^2V_R^2-1)$$

$\overline{F}_{sc}$：信頼性B時の限界安全率（$V_R=V_D=0$の時は1）

V_R, V_D：抵抗力と滑動力の変動係数

いま，B＝2，すなわち，崩壊確率97.7%と考え，前述のすべり面における震度を上下限とする震度確率密度関数が正規分布に従うとすれば，$\overline{F}_{sc}$≒0.941となる。一方，この時の平均安全率$\overline{F}_s$は$\overline{F}_s$≒0.915＜$\overline{F}_{sc}$となり，崩壊する結果となる。震度0のとき，復元斜面の安全率は約1.25となり，地震による崩壊現象を裏付けることができた。

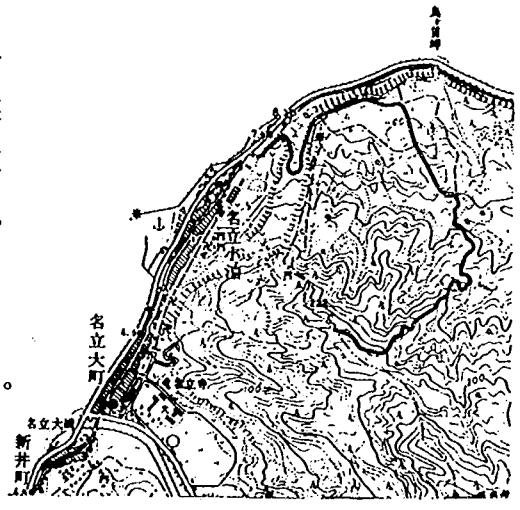
さらに，最小の安全率を有するすべり面を探索する臨界すべり面解析[4]を実施した。土質定数はＣＵ試験結果を用い，震度はα_h=360gal，α_v=126galから，k_h＝0.367，k_v＝0.129を用いた。その結果を図－5.3に示した。図中，Presentは現在の地形，Restoredは復元地形，Bankingは犀川を堰き止めた土塊，CSSDP1は地震力を与えた時の臨界すべり面を示している。この臨界すべり面は涌池上部の現地形と極めて良く一致していることから，ほぼ適切なすべり面であると考えられる。この断面形での安全率Fs=0.503となり地震力を考慮しない場合の安全率Fs＝1.215を勘案すれば，妥当な値であると思われる。

5.3.2　名立崩れ

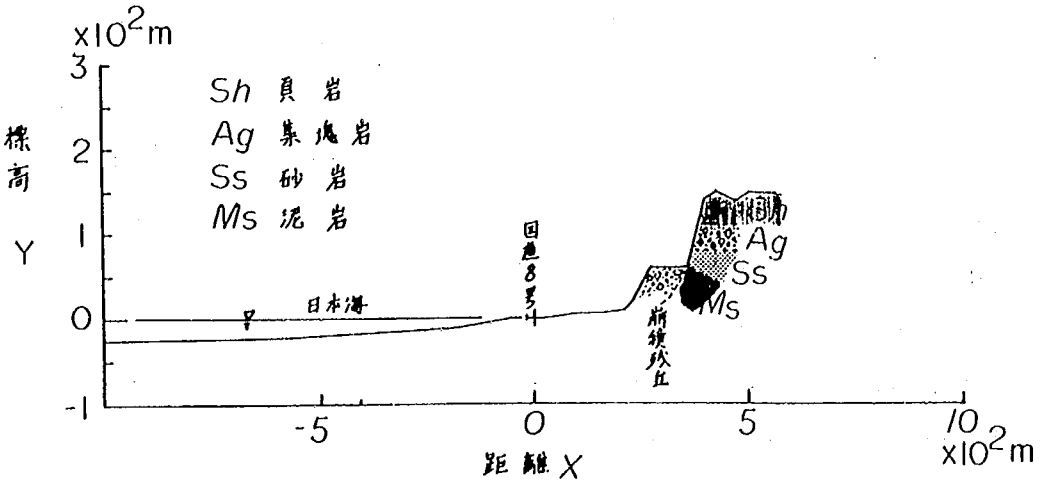
1）崩壊の概要

名立崩れは新潟県上越市から西へ約16km，西頸城郡名立町の日本海に面した崩壊地である（図－5.5）。崩壊は1751年（寛延4年）4月26日（旧暦）の高田大地震（M＝6.6，震源：東経138度，北緯37.2度）によって発生した。この震源の位置は名立崩れから10km以下の近距離にあり，直下型の地震であったと考えられる。

この崩壊の巾はほぼ1km，奥行き約300mに達し，崩壊の頭部には海岸沿いに比高50～70mの滑落地形が残存している。現在，この崩落土上には名立小泊の集落が再興され，国道8号線が通っているが，古文書からの中村[5]の記述によれば，名立崩れによる主な被害は，一般村人525人のうち死者は男女あわせて406人，名立小泊の民家総数91戸のうち81戸は埋没，4戸は全壊，3戸は半壊，3戸は無事との報告や，庄屋方に保管してあった年



図－5.5 名立崩れ1/2.5万地形図



図－5.6 名立崩れ地質断面図

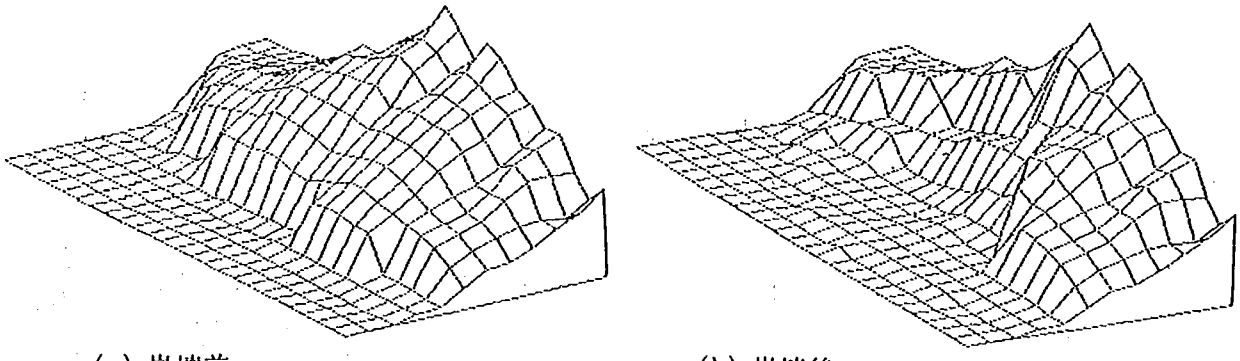
貢皆済目録，年貢金納通，諏訪因幡の守検地の水帳（土地台帳）等の書類の埋没紛失，漁船がことごとく埋没してしまった事等の報告がみられる。これらの報告から，ほとんど一部落と，漁船までをも一瞬にして埋め尽くした崩壊の激しさがうかがえる。また，崩壊前には山が直ちに海に迫っていたが，崩壊直後の海岸線は「海中へ30町ほど」突き出した，との記述もみられる。地すべり研究室で行なった試算結果によれば崩壊土量は9.0×10^6m³となる。

当地区の地質は図−5.6 に示すとおり第三系の泥岩，礫岩，砂岩，頁岩互層から成っており，傾斜は水平〜やや受け盤となっている。主たるすべり面は泥岩層にあったと考えられる。

2）地形の復元と安定解析

6

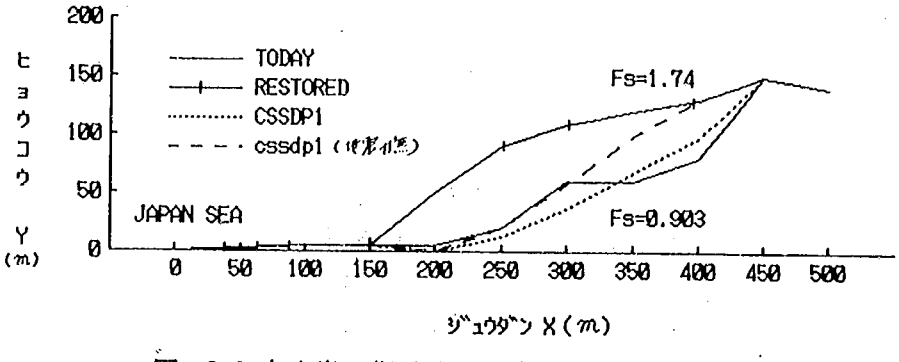
崩壊前の地形の復元にあたっては，① 崩壊前には山が海に迫っていた，② 崩壊の延長は約1km，断崖地形は崩落した山体の一部がとり残されたものである，③ 周辺には海岸に面して比高50〜70mの断崖地形が連続する，などの点から，巾約1km，奥行き約300 m，高さ約150 mの範囲を対象にすることとした。また，崩壊前の海岸線の位置については明瞭な根拠がないため，現在とほぼ同位置とした。復元した地形の鳥瞰図を図−5.7,（a）（b）に示す。



（a）崩壊前　　（b）崩壊後

図−5.7 名立崩れ鳥瞰図

次に，復元した地形データに基づいて，5.3.1 の事例と同様の臨界すべり面解析を実施した。泥岩層中のすべり面強度は土質試験（CU試験）の結果から，C＝11.9 t／m²，ϕ＝29.7度を用いた。震度は水平加速度a_h=335gal，垂直加速度a_v=106galより，水平震度kH＝0.342，垂直加速度kv＝0.108とした。解析結果を図−5.8に示す。図中，Presentは現在の地形，Restoredは復元地形，CSSDP1は地震力を与えた時の臨界すべり面，cssdp1は地震力の無い時の臨界すべり面をそれぞれ示している。地震力を与えた場合の，復元斜面に対する臨界すべり面の安全率は0.903となり，その形状も頭部滑落域では現地形にほぼ一致し，下部では抜け落ち



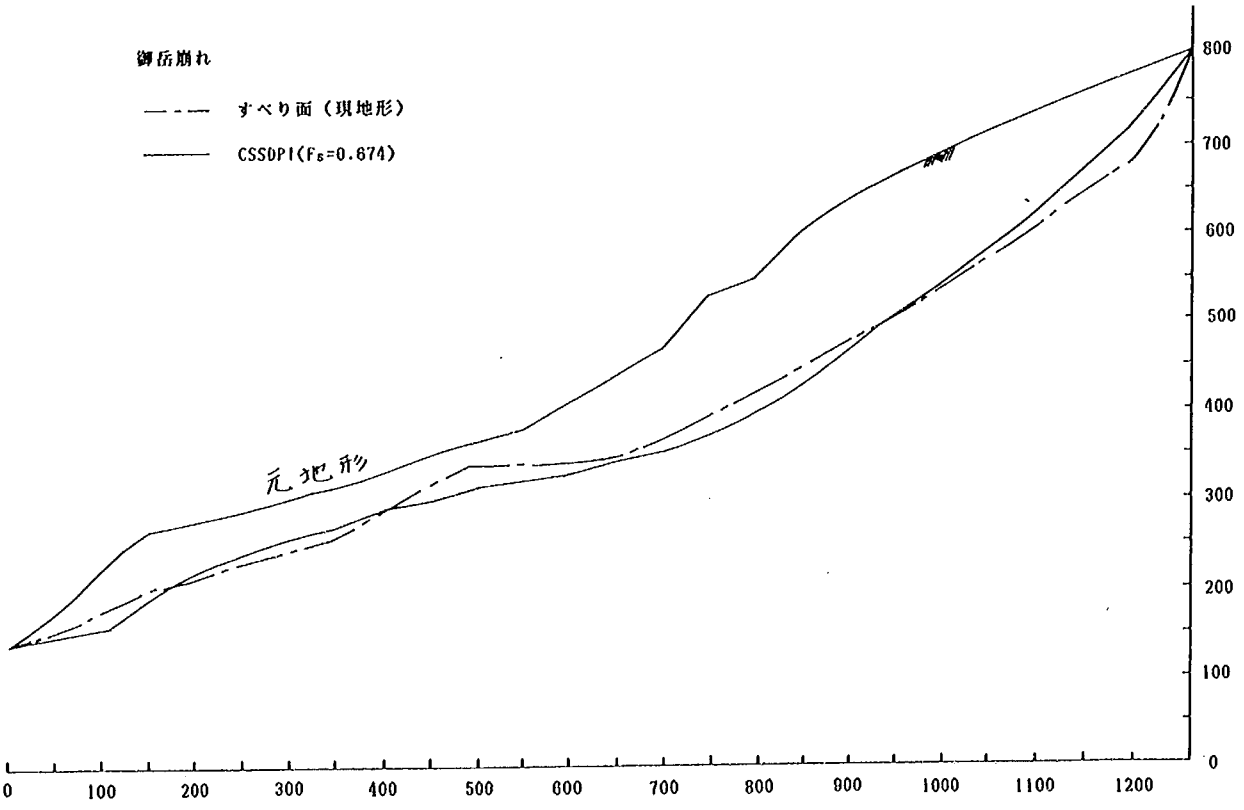
図−5.8 名立崩れ復元地形と臨界すべり面

ずに斜面上に残存した移動土塊の底面を示しているものと考えられる。一方，地震力を与えなかった場合の復元地形に対する臨界すべり面の安全率は1.74となり，地震力の影響無しでは崩壊しないことを示している。

5.3.3　御岳崩れ（長野県西部地震）

本項以降に述べる三地区は，いずれも長野県西部地震（1984年，M＝6.8 ）によって誘発された崩壊である。崩壊の状況等については既に多数の報告がなされているため，ここでは単に三地区についての臨界すべり面解析の結果を述べることとする。

御岳崩れは長野県西部地震に起因する崩壊のなかでも最大規模のもので，すべり面はパミス層だとされている。また，その土質強度はC＝8.7 t／m²，ϕ＝29度と報告されている[6]ので，臨界すべり面解析にはこれらの値を用いた。震度については，水平震度kH＝0.34，垂直震度kv＝0.11とした。解析の結果を図－5.9 に示す。地震力を考慮した場合，元地形に対する臨界すべり面は図中の実線のようになり，このとき安全率Fs＝0.674となる。 このようにして得られたすべり面形は一点鎖線で示した現在の地形に極めて近いものとなった。なお，地震力を与えない場合，安全率Fs＝1.209が得られている。

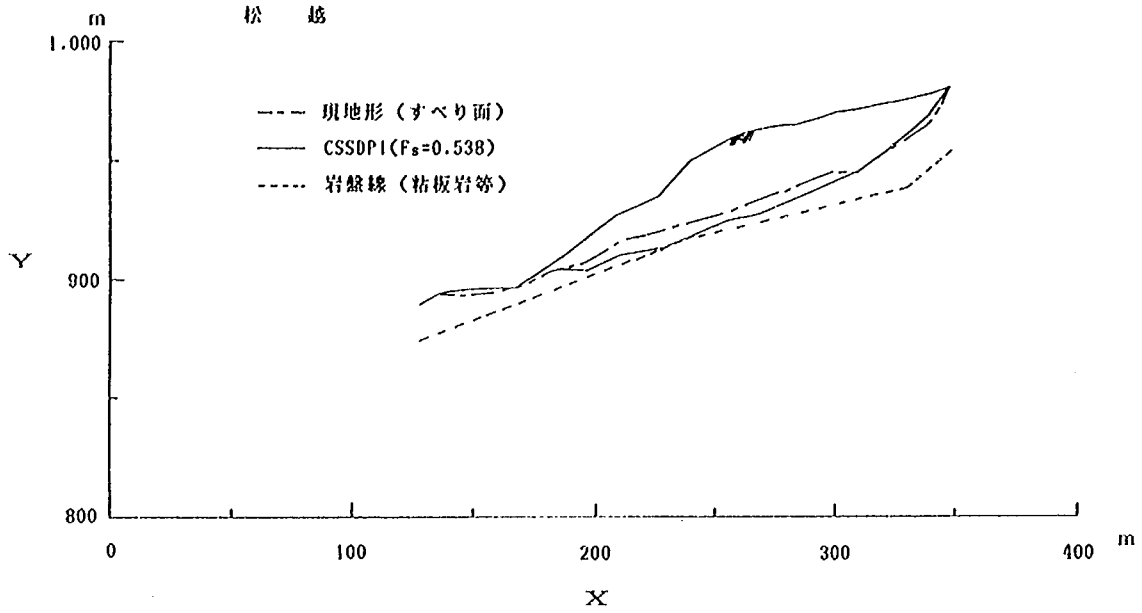


図－5.9 御岳崩れ復元地形と臨界すべり面

5.3.4　松越地区（長野県西部地震）

当地区もやはり長野県西部地震に伴って発生した，巾150 m，長さ250 m，最大崩壊深度35mの崩壊である。すべり面はパミス層とされており，その土質強度はC＝4.53 t／m²，ϕ＝18.3度と報告されている[7]。 また，入力震度はkH＝0.44，kv＝0.15として臨界すべり面解析を行なった。計算の結果を図－

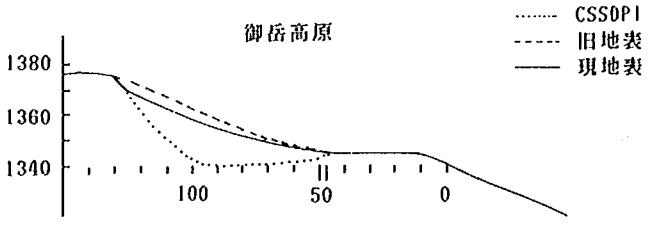
5.10に示した。地震力を考慮した場合，元地形に対する臨界すべり面は図中のCSSDP1となり,その時の安全率Fs=0.538となる。この臨界すべり面は現在の地形とよく一致している。なお，地震力を考慮しない場合，最小安全率は1.28となった



図－5.10 松越地区復元地形と臨界すべり面

5.3.5　十二権見地区

当地区も長野県西部地震に伴って発生したもので，すべりというよりもむしろ震動による液状化に近い運動状況を呈している。パミス層の土質定数はC＝8 t／m²，φ＝12.3度，震度については，水平震度kH=0.42，垂直震度kv=0.14とされている。臨界すべり面解析の結果を図－5.11に示すが，臨界すべり面（CSSDP1）は実際のすべり面よりもかなり深部に現れていることがわかる。これは，前述のようにこの崩壊が液状化に近い運動形態を示したことに起因しているものと思われる。



図－5.11 十二権見地区復元地形と臨界すべり面

5.4　まとめ

過去の地震によって発生した大規模崩壊から幾つかの事例をとりあげて土質試験を実施し，得られた値に基づいて復元地形の臨界すべり面解析等を実施した。それらの結果の要約を表－5.2 に示す。

以上述べてきたように，ここでとりあげた５つの事例のうち，液状化に近い運動形態をとった十二権見地区を除いて，土質試験結果からの土質定数を用いた復元地形についての臨界すべり面解析結果は，すべり面形状，地震時の安全率を比較的良好に再現することとなった。しかしながら表－5.2に示した土質定数の値は必ずしもその地区で最も小さい土質強度を代表しているというわけではなく，むしろ一般

表－5.2　事例の検討結果一覧表

崩壊名	すべり面	土質強度	復元地形の安定解析	備考
虚空蔵山	砂岩層中	C＝2.6t/m² φ＝21.5度	簡便法 Fs ≒1.05 崩壊信頼性解析 Fs ≒0.915 臨界すべり面解析 Fs ＝0.503（地震力有） Fs ＝1.215（　〃　無）	
名立崩れ	泥岩層中	C＝11.9t/m² φ＝29.7度	臨界すべり面解析 Fs ＝0.903（地震力有） Fs ＝1.740（　〃　無）	
御岳崩れ	パミス層中	C＝8.7t/m² φ＝29度	臨界すべり面解析 Fs ＝0.674（地震力有） Fs ＝1.209（　〃　無）	
松越	パミス層中	C＝4.53t/m² φ＝18.3度	臨界すべり面解析 Fs ＝0.538（地震力有） Fs ＝1.280（　〃　無）	
十二権見	パミス層中	C＝8t/m² φ＝12.3度	――	液状化に近い現象であったため、計算結果は現況と一致しない。

的な値であるように思われる。したがって，当然のことながら地震による大規模崩壊発生予測のためには，地形・地質構造・地下水の賦存条件等の要素も考慮しなければならない。

たとえば松越地区の崩壊では，傾斜した粘板岩の上部にパミス層が分布していた地区でパミスをすべり面としてその上部である厚さをもった砂礫層や礫混じりの粘性土層が滑落したが，パミス層の分布が不良であった斜面では崩壊は発生していない。また御岳崩れでも千本松軽石層の分布が崩壊と密接に関係している。このように，これらの事例ではパミス層の分布形状自体が崩壊を発生し易くしたと考えられ，加えて透水性の低いパミス層が地下水を貯留して斜面を不安定化の方向へ導いたものと思われる（このほか，松越地区では基盤の表面に浸食谷の存在も指摘されている[7]）。

ここで詳述した事例のほかにも資料編に示した幾つかの事例についてみると，これらの大規模崩壊が北陸地方や四国地方といったいわゆる「地すべり地帯」とはほとんど無関係に発生していることがわかる。むしろそれらのほぼ半数が火山地帯に発生していることが目をひく。これは，火山地帯においては上述したような，弱層が連続的に広く分布する地質構造が形成され易いことに起因していると考えられる。一方，崩壊地を復元した地形を巨視的にみると，地震時に崩壊し易いと一般的に考えられている尾根状の箇所はそう多くはなく，広い谷状（盆状）の地形を呈している箇所が多い。微地形的に尾根状の部分が最初に滑落した後，全体の大崩壊を誘発するような現象も考えられるが，詳細な記録はほとんど

現存していないため，このような点に関しては今後明らかにしてゆく必要がある。

臨界すべり面解析自体は二次元的な手法であるため，三次元にまで拡張した評価手法の開発が望まれるが，上に述べたような崩壊の条件が明らかになればその範囲についてもある程度の想定が可能となろう。今後，このような手法をさらに発展させ，地震による崩壊の詳細な発生メカニズム，それらの予測手法等について検討を進めてゆきたい。

参考文献

1）高橋和太郎：弘化4年善光寺地震の岩倉山崩壊について，長野，第49号，長野市郷土研究会，1973

2）古谷尊彦他：地震に伴う歴史的大崩壊の地形解析，京大防災研年報，Vol.27B－1，1984

3）Whitman ,R.V. : Evaluating Calculated Risk in Geotechnical Engineering,Proc. ASCE,GT110, No.2，1984

4）土木研究所砂防部地すべり研究室：動的計画法を用いた臨界すべり面解析法，土木研究所資料第2425号，1987

5）中村慶三郎：名立崩れ，風間書房，1964

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，1985

7）谷口栄一，久保田哲也，桑原徹郎：長野県西部地震による松越地区の斜面崩壊，土と基礎，Vol.33, No.11,1985

第6章　崩壊土砂の流下機構

砂防研究室　前　室　長　矢　澤　昭　夫*
室　　長　水　山　高　久

6.1　概要

地震に伴って発生した大規模な崩壊の流下機構を検討することは，危険区域の設定や対策工の配置を検討するための基礎として重要である。ここでは，国内，外の事例を主に文献を通じて収集しマクロな立場からの検討を加える一方，既往の運動モデルを整理して御岳くずれに適用した。また，運動モデル適用の材料とするため，鳶くずれの復元を試みた。

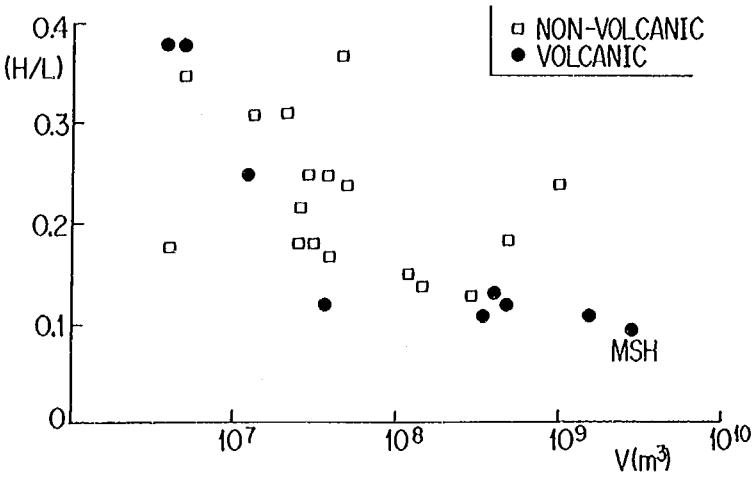
6.2　崩壊土砂の流下堆積に関する資料解析

この分野の研究では，Hsu[1] による崩壊土砂量が増加すると等価摩擦係数（流下高度差／流下水平距離）が減少するという研究や，ＵＩ[2] の火山性山地の崩壊の方が非火山性の崩壊よりも流動しやすいという報告などがある。

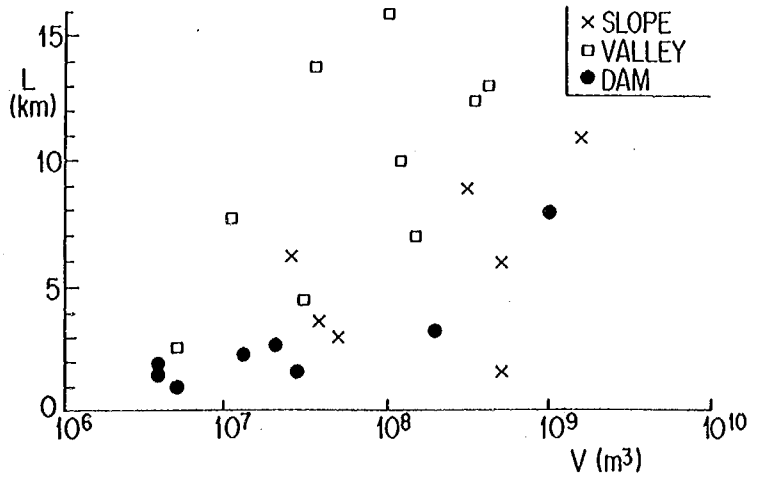
日本国内の大規模崩壊として，磐梯山，御岳，北八ヶ岳，稗田山他計12例，外国のものとして Sherman, Hope 他計14事例に関する資料を集めさらにＵＩ（1983）[2] より火山性13，非火山性22を加え検討した。

（１）崩壊土砂量と等価摩擦係数……
……(図－6.1)

土砂量の増加とともにＨ／Ｌが減少し，10^8m³以上では0.12程度になる。火山性のものは非火山性に比べて規模が大きく等価摩擦係数も小さくなる傾向がある。０は御岳，Ｈ／Ｌが最も小さいのはセントヘレンズ山（ＭＳＨ）である。

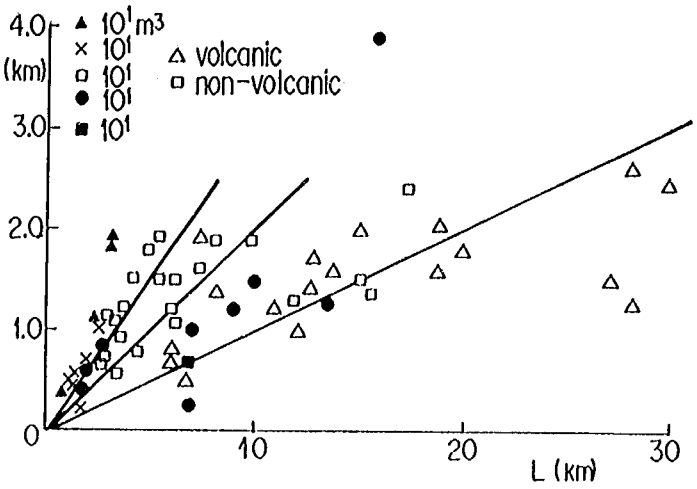


図－6.1 崩壊土砂量と等価摩擦係数

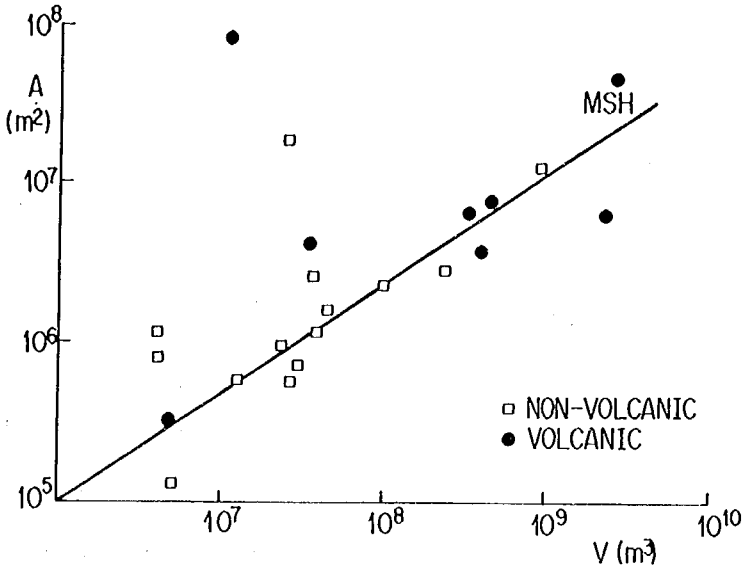


図－6.2 流下距離に対する流下区間地形の影響

＊現　鹿児島県土木部砂防課長



図－6.3 流下距離と流下高度差



図－6.4 崩壊土砂量と堆積面積

（２）流下区間の地形の影響……（図－6.2）

崩壊土砂が流れをせき止めたもの，斜面を流下したもの，谷中を流下したものの順に流下距離が長くなる傾向がみられる。

（３）流下距離と流下高度差……（図－6.3）

図－6·1の関係を比をとらずに表わしたもので，火山性の崩壊に規模の大きいものが多いことがわかる。

（４）崩壊土砂量と堆積面積……（図－6.4）

２，３の事例を除けば比較的強い相関が見られ

$A = 10V^{1/3}$と表わされる。

ここで，A；堆積面積（m²），V；崩壊土砂量（m³）である。

（５）堆積点勾配と流下距離の関係……（図－6.5）

大規模崩壊土砂の堆積勾配はほとんど８度以下にある一般の山腹崩壊と土石流の例を同じ図にプロットすると，流下距離の増加とともに堆積勾配が連続的に減少するように見える。

（6）堆積土砂の厚さと堆砂面の勾配の関係……（図－6.6）

堆積土砂の厚さ（D）を堆積面の勾配に対してプロットすると図－6.6のようになる，土砂の単位体積重量（γ）を1.5ton／m³とすると，低面でのせん断力$\gamma D \sin\theta$の値は，図中に示したように，0.1～1.0kg／cm²の範囲にばらついている。

表－6.1　崩壊土砂流下の諸元

No.	V(x10⁷)	TYPE	H/L	L	H	S_1	S_2	D	DL	WTOL	A	$\tan\theta_3$ / $\tan\theta_1$	Dir
1	150.0	1	0.11	11.0	1.2	20.3	2.0	100	7.3	0.800	640	0.027	B
2	3.6	2	0.12	13.8	1.6	26.5	2.4	40	7.7	0.026	430	0.360	C
3	35.0	2	0.11	12.5	1.4	30.1	－	25		0.160	654	－	B
4	41.0	2	0.13	13.0	1.7	25.0	4.7	30	10	0.021	397	0.730	B
5	15.0	2	0.14	7.0	1.0	35.0	5.1	50	4.8	0.060	288	0.800	B
6	0.4	3	0.18	1.6	0.3	18.8	5.7	70	1.1	0.930	80	0.530	A
7	2.1	3	0.31	2.6	0.8	28.1	6.3	60	1.0	1.070	87	0.350	A
8	12.0	2	0.15	10.0	1.5	45.0	6.1	50	6.2	0.060		0.600	B
9	0.4	3	0.38	1.6	0.6	37.5	5.7	75	0.8	1.400	114	0.250	A
10	0.5	3	0.35	1.0	0.35	26.5	8.5		0.4	0.5	14	0.430	B
11	3.0	3	0.18	4.5	0.8	28.0	7.8		3.0	0.1	74	0.530	B
12	48.0	2	0.12	6.0	0.7	30.4	2.9		4.0	1.250	745	0.21	B
21	2.6	1	0.18	6.2	1.1	43.	5.7	1.7	5.4	0.10	1,906	0.14	C
22	4.7	3	0.37	3.0	1.1	36.1	1.1	18.0	1.0	0.77	160	0.05	A
23	2.8	3	0.25	1.6	0.4	24.0	2.9		1.0	0.31	59	0.20	A
24	1.1	2	0.25	7.7	1.9		5.7	15.0	2.5	0.01	8,749		B
25	3.8	3	0.17	3.4	0.6	21.0	7.0	67.0	1.6	0.90	118	0.15	A
26	3.7	1	0.25	3.5	0.9	28.0		13.7	2.6	0.56	169	0.09	A
27	1.3	3	0.31	2.3	0.7	41.0	4.0	27.0	1.4	0.33	57	0.37	C
28	10.0	2	0.24	16.0	3.9	44.0	3.9	7.5	5.0	0.65	232	0.20	A
29	100.0	3	0.24	8.0	1.9	25.0	7.5	150	3.8	0.27	1,279	0.59	B
30	30.0	1	0.13	9.0	1.2	12.0	3.3	20.0	5.7	0.29		0.46	B
31	0.01	2	0.39	0.8	0.3	30.0	11.3	50.0	0.4	0.75			A
32	0.5	2	0.38	2.5	1.0	32.1	16.7	30.0	0.8	0.39	32		B
33	280.0	2	0.09	28.0	2.6	20.5	1.8	30.0	22	0.08	4,696	0.32	A
34	50.0	1	0.19	1.6	0.3	25.0	1.2	40.0	1.0	0.69			

TYPE
1 斜面を流下したもの
2 谷中を流下したもの
3 せき止め

Dir.
A 崩壊地が流下方向に対して直交する事例
B 崩壊地が流下方向に対して平行する事例
C 崩壊地が流下方向に対して斜交する事例

V：崩壊土量（$\times 10^7$m³），　L：流下距離（km），H：流下高度（km），　S_1：崩壊地点の勾配（度），S_2：堆積地検の勾配（度），D：堆積厚（m），　D_L：堆積長（km），A：堆積の面積（ha）

1. Wt, Bendel
2. Nt, Ontake
3. Kitnyatsu gatake
4. Wt, Tombl
5. Wt, Hieta
6. Wt, Kokuzo
7. Wt, Kiun
8. Oya
9. Wachii
10. Ht, Kongoji
11. Kanagi
12. Wt, Mayu
21. Sherman
22. Hope
23. Madison Canyon
24. Little Tahova
25. Ovos Vertre
26. Flank
27. ELM
28. Nevados
29. Mayunmarco
30. Black Hewk
31. Chungur
32. Nt. Cayley
33. Nt. St. Helans
34. Nt. Sale

表－6.2(1) 火山の崩壊 (Ui, 1983)

No.	V (m³)	L (km)	H (km)	H／L
51. YATSUGATAKE	9.0×10^{9}	32.0	2.4	0.08
52. MYOKO SEKIKAWA	8.0×10^{8}	19.0	2.0	0.11
53. MYOKO TAGUCHI	2.3×10^{8}	8.0	1.4	0.18
54. KUROHIME	1.2×10^{8}	6.0	0.8	0.13
55. ASAMA	2.0×10^{9}	20.0	1.8	0.09
56. AKAGI	4.0×10^{9}	19.0	1.6	0.08
57. IWAKI	1.3×10^{9}	15.0	1.5	0.10
58. KOMAGATAKE	3.0×10^{8}	11.5	1.0	0.09
59. USU	3.0×10^{8}	6.5	0.5	0.08
60. BEZYMIANNY	1.0×10^{9}	28.0	2.2	0.03
61. SHIVELUCHO	1.5×10^{9}	15.0	2.0	0.13
62. MOMBACHO	1.0×10^{9}	12.0	1.3	0.11
63. ECMONT	6.0×10^{9}	27.0	2.5	0.09

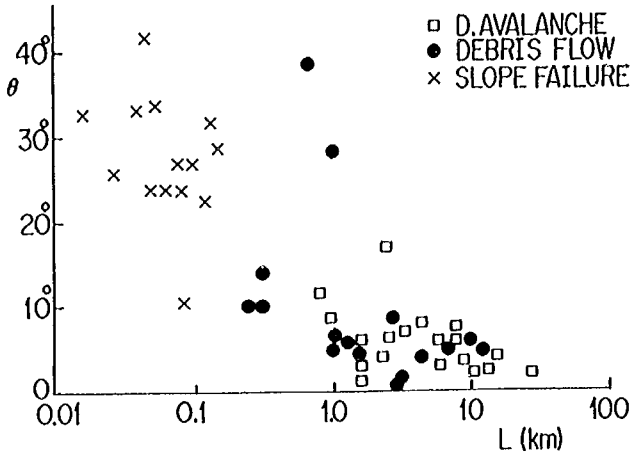
表－6.2(2) 非火山の崩壊 (Ui, 1983)

No.	V (m³)	L (km)	H (km)	H／L
64. SCHACHENTAL	5.0×10^{5}	3.1	1.8	0.58
65. VAL LAGONE	5.0×10^{5}	2.4	1.1	0.44
66. MOMBIEL	8.0×10^{5}	0.8	0.4	0.47
67. WENGEN 1	2.0×10^{6}	1.1	0.5	0.45
68. WENGEN 1	5.0×10^{6}	1.4	0.6	0.42
69. DISENTIS	1.0×10^{7}	2.1	0.7	0.36
70. CORMO DI DOSDE	2.0×10^{7}	3.7	1.2	0.32
71. VORALPSEE	3.0×10^{7}	3.4	1.1	0.33
72. GORDAU	3.0×10^{7}	6.0	1.2	0.21
73. IABLERETS	5.0×10^{7}	5.5	1.9	0.34
74. SCIMADA SAOSEO	8.0×10^{7}	5.5	1.5	0.27
75. OBERSEE GL	1.2×10^{7}	5.0	1.8	0.36
76. KANDELTAL	1.4×10^{7}	9.9	1.9	0.19
77. POSHIVO	1.5×10^{7}	4.1	1.5	0.36
78. VAIONT	2.5×10^{7}	1.5	0.5	0.34
79. DEYEN,GLARUS	6.0×10^{8}	6.6	0.7	0.11
80. GLARNISH	8.0×10^{8}	7.5	1.9	0.25
81. FERNPASS	1.0×10^{9}	15.6	1.4	0.09

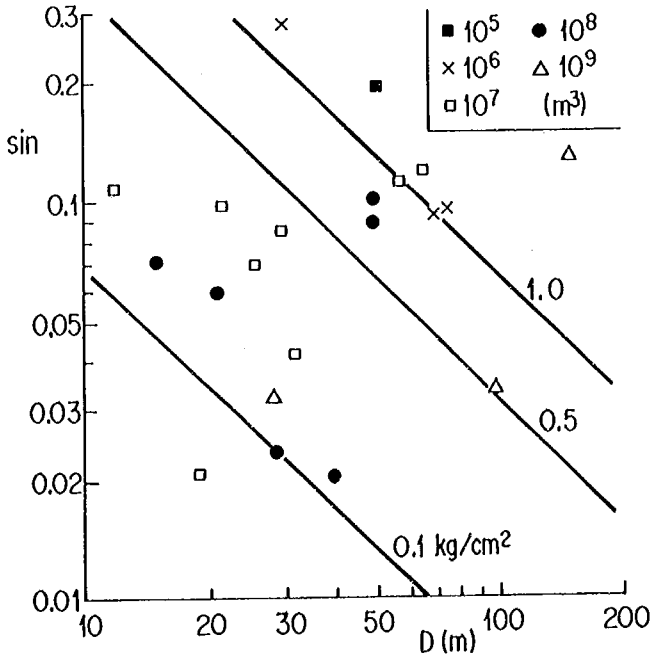
82. SIDERS	1.0×10^9	17.4	2.4	0.14
83. TAMINS	1.3×10^9	13.5	1.3	0.10
84. PAMIR	2.0×10^9	6.2	1.5	0.24
85. ENGELBERG	2.5×10^9	7.4	1.6	0.22

（7）堆積土砂面の勾配分布……（図－6.7）

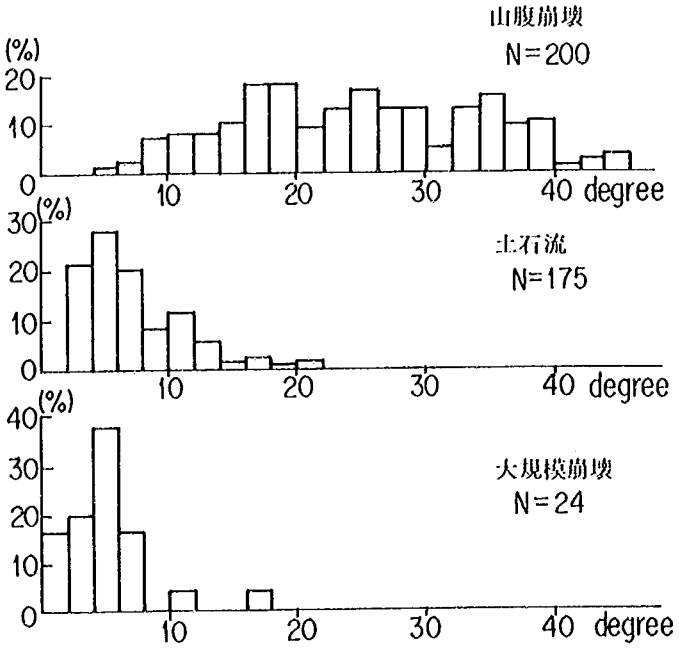
山腹崩壊[3]，土石流[4]と比較して大規模崩壊の堆積土砂面の勾配分布を示すと 図－6.7 のようになり，大規模崩壊は土石流の分布とよく似ている。



図－6.5 堆積地点勾配と流下距離



図－6.6 堆積土砂の厚さと堆砂面の勾配



図－6.7 堆積土砂面の勾配分布

参考文献

1）Hsu,K.J.1975:Catastrophic Debris Streams Generared by Rockfalls,Geological Society of America Bullentin 86,pp.129－140.

2）UI,T 1983:Vocanic dry avalanche depositsIdentification on comparison with nonvolcanic debris stream deposits,Jounal of Volcanology and Geothermal Research,18 PP.135－150.

3）池田和彦，1971：崩壊地堆積物斜面の安定，鉄道技術研究報告No. 742.

4）池谷浩，水山高久，1982：土石流の流動と堆積に関する研究，土木研究所報告第157号.

6.3 火山噴出物の強度強性（火山噴出物の初期強度と残留強度の測定例）

前節で，火山の崩壊土砂の方が非火山のそれよりも流動性が良いと述べたが，その理由としてＵｉ（1983）は，①火山は一般に軟かい火山砕屑物と硬い熔岩層や熔結した砕屑岩から成っており，これらは，砕屑がよく発達し，いわゆるジグソーパズル構造となっており，この構造は崩落物質の中に流れ山としてしばしば観察される。したがって，火山では崩壊に先立って砕屑が進んでいると考えられる。②火山体の場合，新たな熔岩円頂丘の発達に伴う大小の水蒸気爆発が砕屑を助長する。を挙げている。

著者らは，火山噴出物のかなりの部分は火山灰，火山砂，火山礫等の降下堆積物でこれらは空ゲキが大きく，崩壊前の状態では多くの水分を保持する能力を持ち，崩壊によってその構造が破壊されて強度が急激に小さくなるとともに，間ゲキ水圧の発生もありうるとの仮説を立て，一つの試みとして，火山噴出物の例である西茨城郡二宮町の鹿沼軽石層を採取し，乱した材料と乱さない材料で圧密排水一面せん断試験を実施した。単位体積重量0.416g／cm³，自然含水比68.5％であった。試験の結果は，乱した材料でＣ＝0.47kg／cm²，ϕ＝16度に対し，乱さない試料の最初のせん断ではＣ＝0.25kg／cm²，ϕ＝33度でせん断をくり返すとＣ≒0.20kg／cm²，ϕ＝０度とせん断抵抗力は減少した。崩壊発生に対して初期の強度を用い，崩壊発生後の流動には残留強度を使用すれば，前述の小さな等価摩擦係数はある程度説明される。しかし，規模が大きいほど流動性が良いという傾向については，規模が大きいほど崩壊土砂底面で大きなせん断力が生じ，早く摩擦抵抗力が減少するといった定性的な説明しかできない。また，せん断面近傍の含水比の変化にも着目する必要があると考えている。

他の火山噴出物の測定例を下に示す。いずれも大きな空ゲキ率，高い自然状態の含水比を示している。

山地シラス試料の分類特性

場所		郡元	上の原
供試体数			24
自然状態	間げき比※	1.26	1.06～1.56(1.21)
	含水比(%)	19.7	19.4～26.4(22.1)
	湿潤単位体積重量(g/cm³)	1.28	1.16～1.47(1.36)
	乾燥単位体積重量(g/cm³)	1.07	0.96～1.19(1.11)
	飽和度(%)	38	32.8～54.3(44.9)
土粒子比重		2,420	2,459
突固め	最大乾燥密度(g/cm³)	1.38	1.37
	最適含水比(%)	22	23
粒度分布	レキ分(%)	20	34
	砂分(%)	64	52
	シルト分(%)	12	9
	粘土分(%)	4	5
	有効粒径(mm)	—	0.02
	均等係数	22.5	48

註：上の原の括弧内の数値は、年間平均による平均値を示すを示す。

鹿児島，姶良地区の地盤
都市地盤調査報告書より

採取土砂の比重と間げき率 (御岳山)

番号	比重	間げき率	採取地状況
1	——	0.62	崩壊地近海の地山(崩壊部)
2	2.80	0.47	流れ山(濁川)
3	2.78	0.41	河原推積物(伝上川)
4	——	0.43	〃
5	2.75	0.41	比較的水分の少ない遺積物(濁川)
6	——	0.42	〃 (三滝川)
7	2.79	0.31	泥流推積物(三滝川)

建設省土木研究所：「御岳崩れに起因する土砂動態調査」報告書。(1985)

火山灰土の二，三の物理的性質

層位		A_1	A_3/B_1	B_2	B_3C
深さ(cm)		0～30	30～55	55～90	90～140′
仮比重(原土)		0.81	0.88	1.10	1.06
同上(乾土)		0.47	0.46	0.47	0.46
真比重		2.57	2.60	2.54	2.66
水分含量(容積%)		33.2	42.3	62.9	59.9
同上(重量%)		41.2	48.1	57.5	56.6
孔隙率(%)		81.7	82.3	82.4	82.7
3相の比率(%)	固相	18.3	17.7	17.6	17.3
	液相	33.2	42.3	62.9	59.9
	気相	48.5	40.0	19.6	22.9

試料：千葉市若松町(断面記載前出)
方法：in situの状態で採取した円筒試料につき実容積積法(英国、1958)で測定、ただし真比重はピクノメーター法で補正した。
関東ローム研究G(1965)：関東ローム — その起源と性状P. 243より。

6.4 蔦崩れの規模と流下経路

6.4.1 緒　論

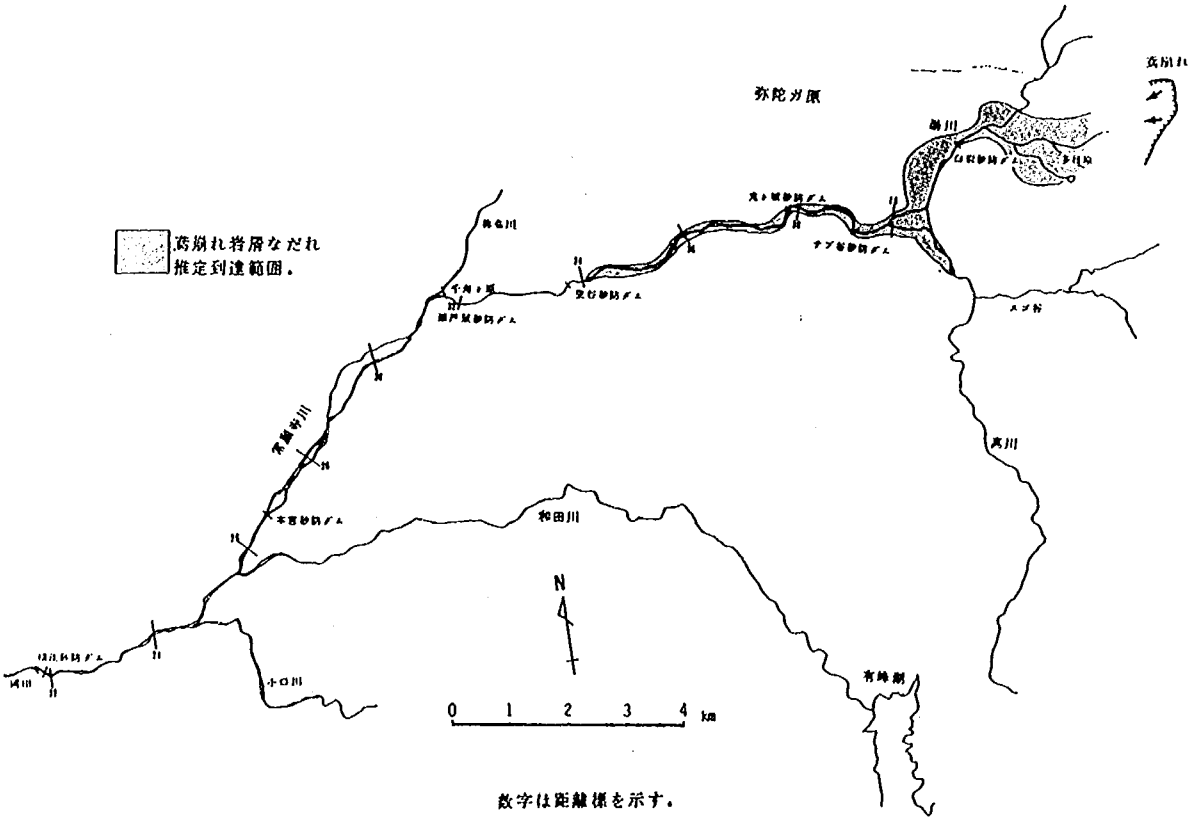
1984年の御岳崩れは大規模崩壊を考える多くのヒントをあたえた。大規模崩壊後砂防事業が展開されている場所も多いが，その代表的な蔦崩れをとりあげ崩壊土砂の運動を現地調査と古文書より推定し，常願寺川の砂防計画と全国の今後の大規模崩壊に対処する資料としようと考えた。

6.4.2 蔦崩れ

蔦崩れは，1858年4月9日（安政5年2月26日）の地震で発生し，土石なだれとなって湯川，真川をせきとめ大きな天然ダムを形成した。この天然ダムは同年4月23日，6月7日（安政5年3月10日，4月26日）の二度にわたって決壊し，土石流，洪水流が平野部まで流下して大きな被害をもたらした。

6.4.3 現地調査

蔦崩れの土石なだれ堆積物と，それに関連する土石流堆積物の分布を現地調査した。その結果，町田（1962）が崩壊土砂と考えたものの多くが基盤岩（石英閃緑岩）であること，また堆積物の厚さも従来の推定よりも薄いことが分かった。堆積厚は最大で 100mと推定された。図－6.7 に蔦崩れの推定到達範囲を示す。

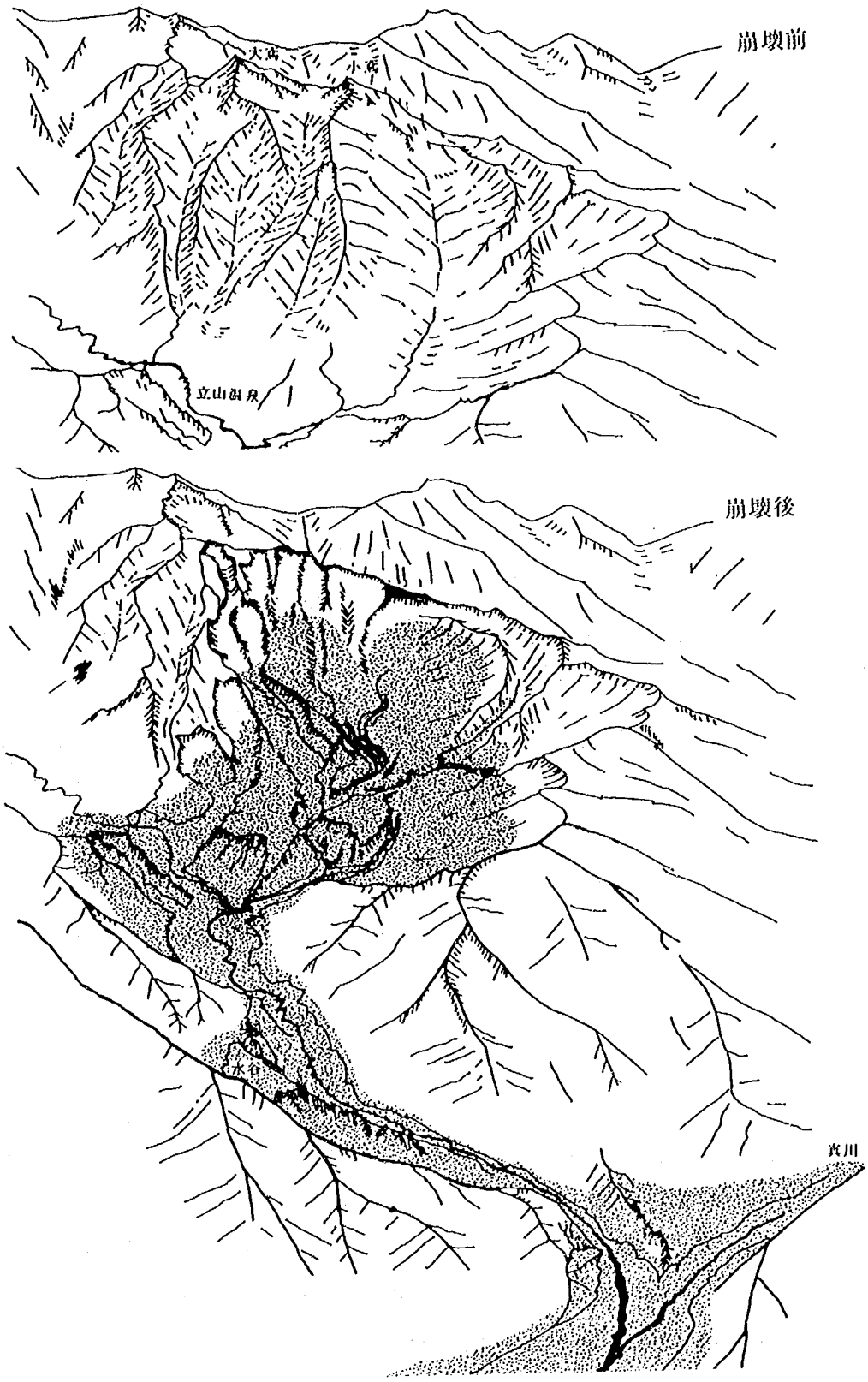


図－6.7 蔦崩れ土石なだれ推定到達範囲

6.4.4 蔦崩れの位置と規模

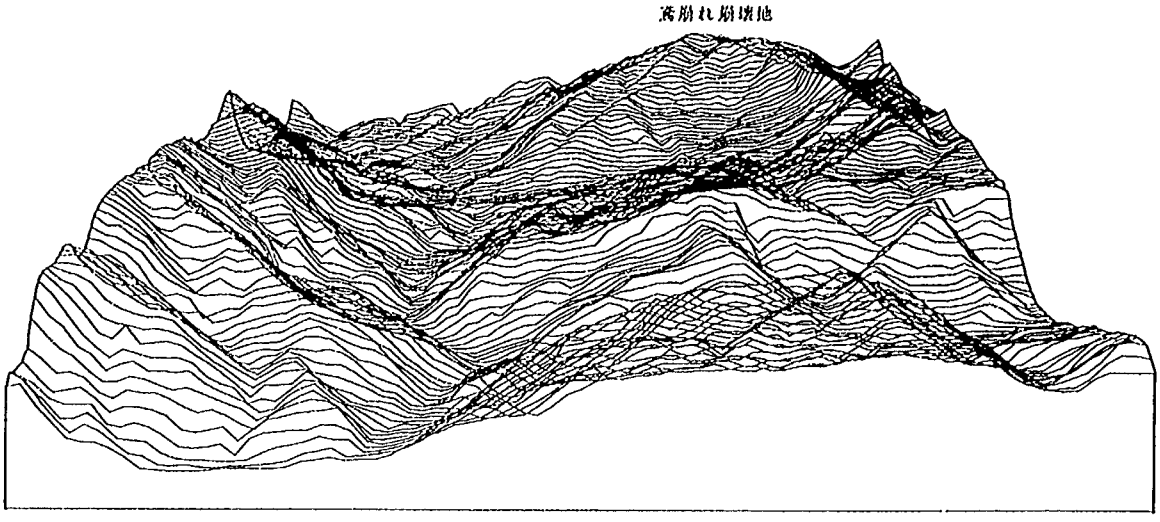
越中安政大地震見聞録（富山県郷土史会1976）や立山町史（立山町1984），「安政五年地震立山大蔦山々崩大淀湯川筋見取図」，崩壊前の絵図などから大蔦は多枝原を囲む尾根のうち現在も崩壊が頻発する東北部に，大きく崩壊したとされる小蔦は現在は絶壁となっている南部に位置し，地震により頂部を含む

尾根状の地形が失われたものと推定した。図－6.8 は推定復元地形である。これらの推定地形，崩壊土砂量は小さく見積った場合5.6×10^7 m³，大きく見積った場合1.4×10^8 m³，となる。これは町田（1962）の4.1×10^8 m³，と比べてかなり小さいが，そのためには多枝原の上にかなり大きな山体がありこれが崩壊によって消失したことになるがそれは考えられない。

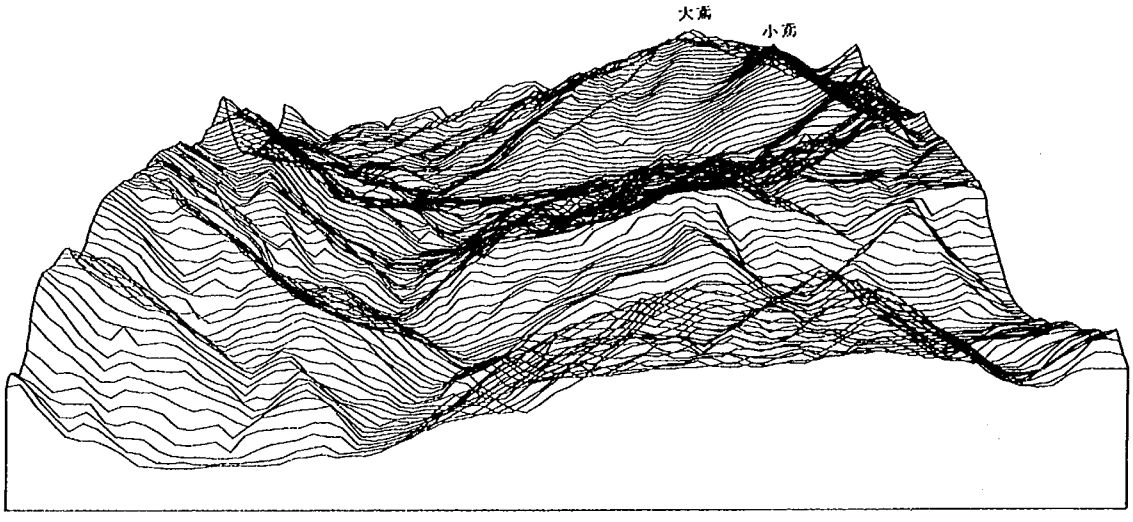


図－6.8 崩壊前後の想像図

鍬崎山から見た蔦崩れ崩壊地方向の現地形と，推定復元地形のワイヤーフレーム立体図を図－6.9，図－6.10に示す。



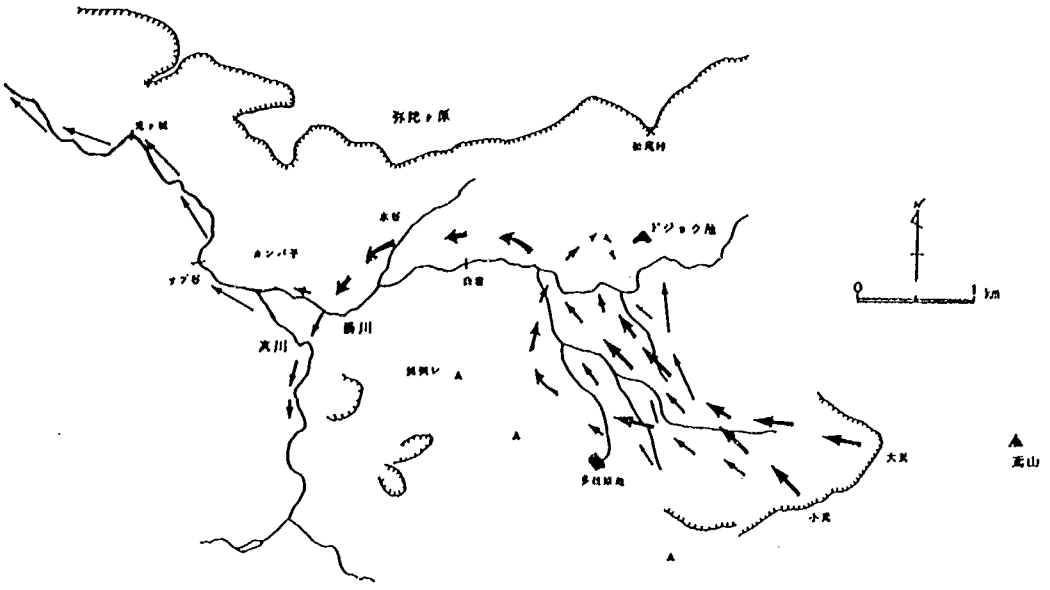
図－6.9 鍬崎山から見た蔦崩れ崩壊地方面のワイヤーフレーム立体図（現地形）



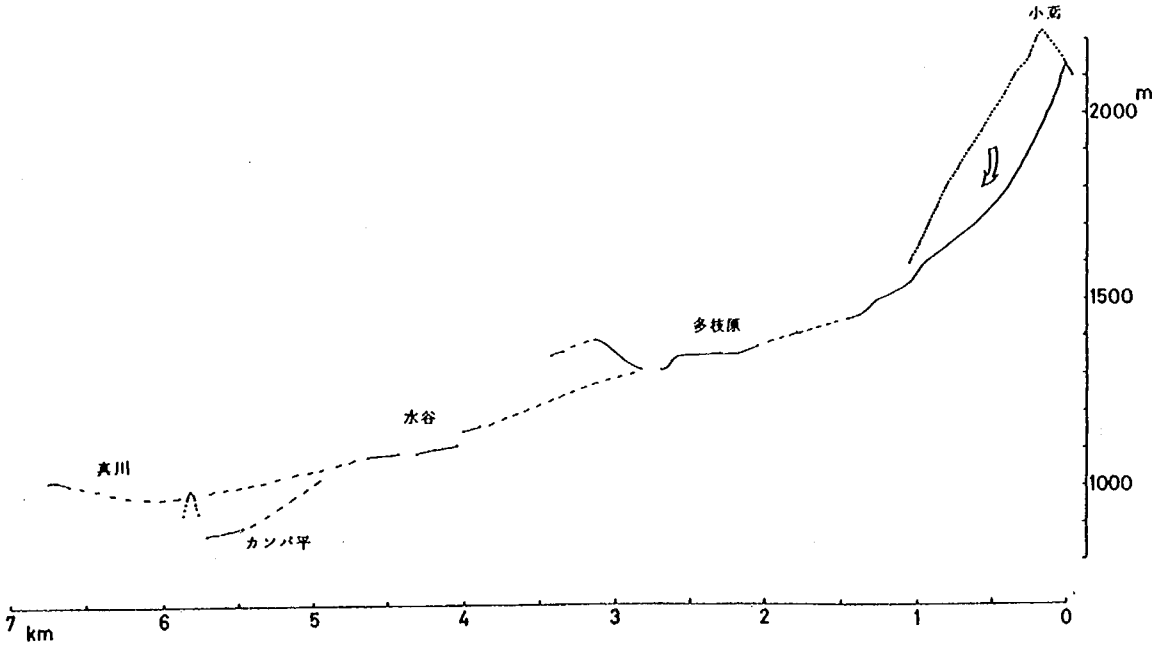
図－6.10 鍬崎山から見た大蔦山方面のワイヤーフレーム立体図（推定復元地形）

6.4.5　崩壊土砂の運動

蔦崩れの土砂の運動経路と到達範囲を現地調査結果に基づいて検討した。1984年の御岳崩れの堆積物と類似した土石なだれの堆積物が崩壊地より12km大沢（標高1,700m）まで追跡できる。また水谷段丘の上部には土石流堆積物で，さらに最上部の10～20mは洪水流堆積物に近いものとなる。下流でもこの傾向が見られ，御岳崩れと同様土石なだれの後を追う形で土石流が流下したと考えられる。町田（1962）は，1858年4月9日と4月23日の2回にわたって大崩壊が起こったとしたが，当時の記録から見てそうとは考えられない。堆積物の状態からは小蔦からの土砂が少し先行して流下したように見える。図－6.11に崩壊土砂の運動方向を示す。図－6.12は流下縦断図である。



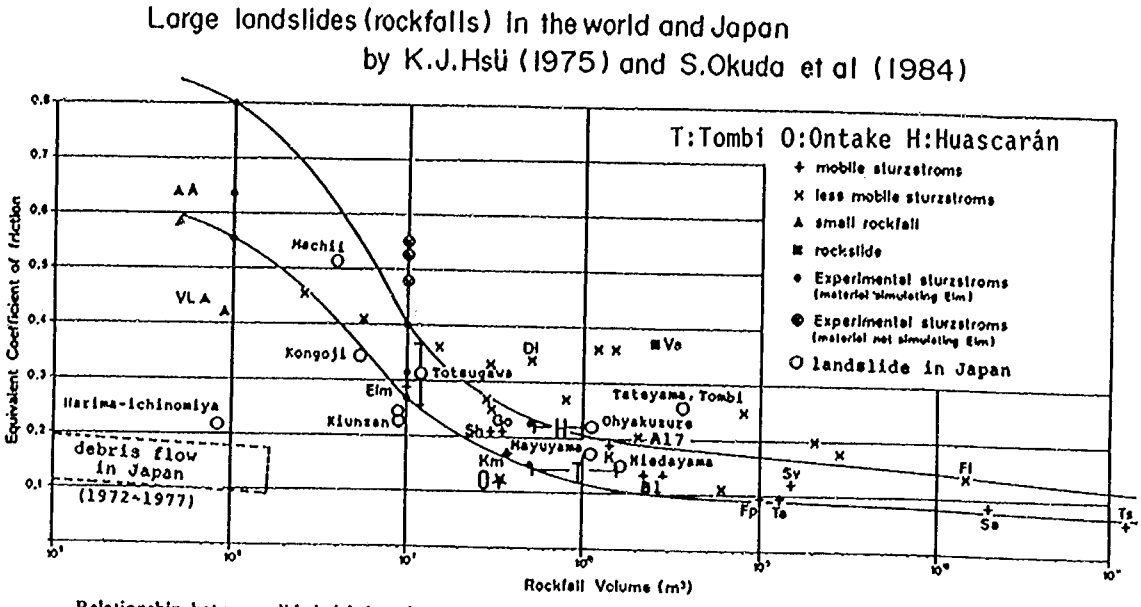
図－6.11 蔦崩れ土石なだれ流下経路推定図



図－6.12 蔦崩れ土石なだれ推定流下縦断図

6.4.6 等価摩擦係数

奥田（1984）は，崩壊土砂の等価摩擦係数と崩壊土砂量の関係図（図－6.13）において，蔦崩れは一般の傾向から飛び抜けて大きな等価摩擦係数をとると指摘しているが，今回の推定土砂量を用いると，ほぼ一般的な傾向に一致し，かえってやや流動性の良い方になる。この地域が火山であり，崩壊が発生したのが積雪がまだかなりある月であることを考え合わせると十分理解できる。



Relationship between slided debris volume V and equivalent coefficient of friction μ_e of large rockfall and landslides in the world by K. J. Hsü (1975) and in Japan by S. Okuda. The data of debris flow in Japan are written in by S. Okuda.

図－6.13 等価摩擦係数と崩壊土砂量の関係

6.4.7 1858年以降の常願寺川の河況変化

鳶崩れ後常願寺川は荒れ川となり，出水のたびに上流域に堆積した崩壊土砂が下流に運搬され，下流では天井川が，上流では河岸段丘が形成される傾向が続いたと考えられる。現在までの砂防工事は，崩壊土砂の侵食防止と流出土砂量の平滑化として位置づけることができる。

参考文献

1）町田　洋，1962：荒廃河川における侵食過程－常願寺川の場合－地理評 Vol. 35，pp. 157－174.

2）奥田節夫，1984：歴史的記録からみた大崩壊の土石堆積状態の特性－京大防災研年報，27－B，pp. 353－368.

6.5 崩壊土砂の運動モデル

大規模な崩壊土砂は小規模なものよりも相対的に遠方まで運動することを説明するために，空気層の仮説[1]（Shreve, 1966）やハイドロプレーニングの仮説（佐々，1986）などが提案されているが，摩擦係数の評価に際しては現象をよく説明できる値を選ぶことになる。また，運動モデルは小規模な崩壊の運動傾向も同時に説明できる必要がある。ここでは既往の力学モデルを整理しその特性を調べた。

既往モデルの大部分は斜面上の土塊を質点的に扱ったもので，基本的には次式で表わされる。

$$m\frac{dv}{dt}=mg\sin\theta-t \cdots\cdots (6-1)$$

または，

$$m\frac{d}{ds}\left(\frac{v^2}{2}\right)=mg\sin\theta-t \cdots\cdots (6-2)$$

ここに，m：土塊の見かけ質量，v：土塊の移動速度，θ：斜面勾配，g：重力加速度，t：抵抗力，s：移動距離。

（6－1）式は運動量保存則に，（6－2）式はエネルギー保存則に基づいている。既往のほとんどの研究は抵抗力 t の評価に関するものであって，Heim ,Sheidegger, Pariseau, Mellor,奥田，佐々，矢崎・森脇，芦田・江頭などを挙げることができる。ここでは比較のため高橋の土石流の式についても検討する。

（1）Sheidegger[3]

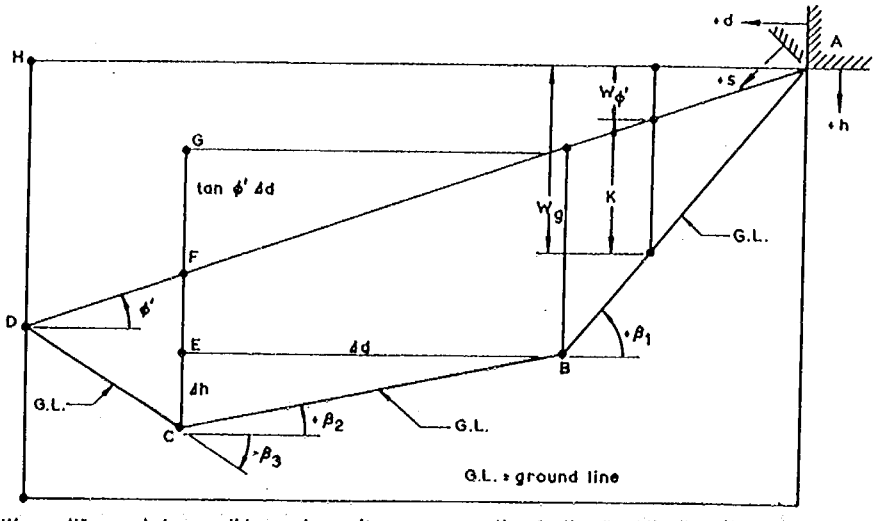
$$d\left(\frac{1}{2}mv^2\right)=mg(\sin\theta-\mu_k\cos\theta)\,ds \cdots\cdots (6-3)$$

ここで，μ_k は動摩擦係数である。

（6－3）式はエネルギー保存則に基づいているが，A.HeimはSheideggerより早く1932年に運動量保存則に基づく次式を発表している。

$$\frac{dv}{dt}=g(\sin\theta-\mu_k\cos\theta) \cdots\cdots (6-4)$$

この式は，sliding rock block modelと言われる。$\mu_k=\tan\phi'$ とすると ϕ' は摩擦角と呼ばれる。定義を図－6.14に示す。多くの大規模崩壊の例から逆に計算される摩擦係数は0.1～0.3(5.7度～16.7度）の範囲が多い。



W_g = Wh = work done on slide mass by gravity
$W_{\phi'}$ = $Wd\tan\phi'$ = work done on slide mass against friction
K = $(W/2g)v^2$ = kinetic energy of slide mass
ΔK = $\Delta W_g - \Delta W_{\phi'}$ = change over any section
ΔK = $W\Delta h - W\tan\phi'\,\Delta d = EC - GF$

K at $C = K$ at $B + \Delta K = EG + (EC - FG) = CF$
Total vertical drop = HD
Total horizontal distance = AH
$\tan\phi' = (HD/AH)$

図－6.14 摩擦角の定義

一方，実験室で計測される摩擦係数はほとんどの場合0.6～1.0（31度～45度）であることから，崩壊土砂が流動する過程で，土塊の摩擦を見かけ上小さくする機構を考えないと（6－3）（6－4）式は適用できない。しかも，規模が大きくなると摩擦が小さくなる説明でなければならない。

（2）Pariseau[4)]

Sliding rock block modelの変形としてPariseauのRolling cylinder modelがある。すべり面は限られた厚さのせん断ゾーンで，headw all cracksが形成され，side massの上端における抑制が解放されるとすべり面が発達する。（図－6.15参照）せん断ゾーンの回転が大きくなると粘着性は徐々に失われる。slide massは部分的な破壊とせん断ゾーンの回転運動によって加速される。先端部のブロックはよろめき倒れるようになる。

回転しているシリンダーに集まっているブロックの加速度は，

$$a = fg\sin\theta \cdots\cdots (6-8)$$

$$f = (1 + W/2W)(1 + 3W/8W)$$

で与えられる。

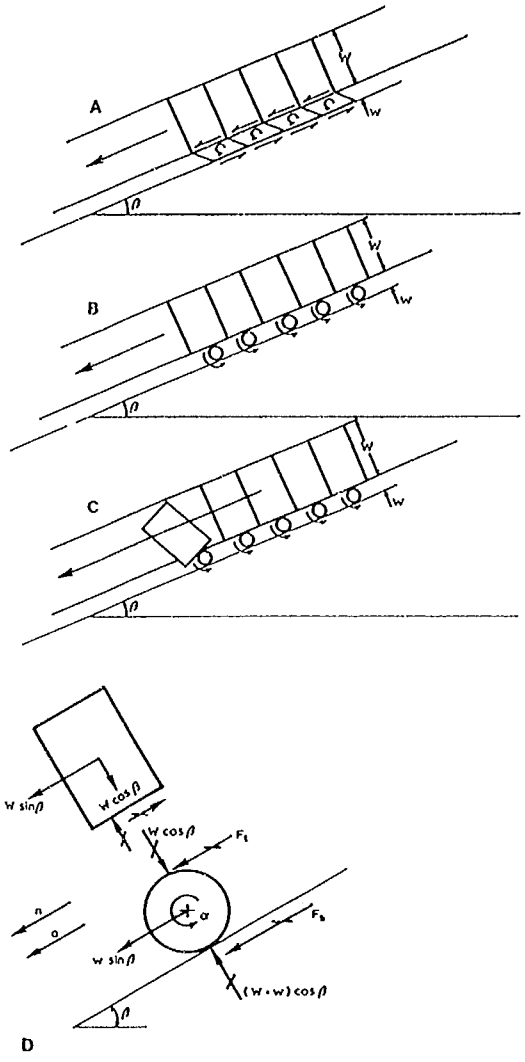
ここで，w：シリンダーの重量，W：シリンダーに支えられているブロック部分の重量である。

エネルギー保存則は次式で与えられる。

$$(v^2/2g)(W + 3W/8) = h(W + W/2) \cdots (6-9)$$

総エネルギー　　総仕事

ここで，hは質量の中心が移動する垂直距離である。



図－6.15 Rolling cylinder modelの説明図

（3）Moller[4)]

Heimnの提案した（6－4）式の抵抗力をさらに細く分解したものとして次の式がある。

$$m\frac{dv}{dt} = mg\sin\theta - \underbrace{(a_D + a_1 v + a_2 v^2)}_{\tau} \cdots\cdots (6-10)$$

ここに，ai：パラメータ

パラメータ　a_D，a_1およびa_2　は，次のような役割を持つ。

a_0：崩土の初動に効くパラメータで摩擦と粘性を含み，$a_D = C + \sigma\tan\phi$　のような形で表される。

a_1：全体にせん断変形され，中間的速度を持つ流れに対して効くパラメータである。

a_2：乱流状態となった高速の流れに対して効くパラメータで，乱流によるエネルギー消費と空気抵抗を表わす。しかし，空気抵抗は，100m／s未満の速度に対しては10^{-4} bar　であり，特に崩土の前面

に対する空気抵抗は，長さと厚さの比の大きな岩屑流にとっては，大きな意味を持たない。

Mollerは，（6－10）式を簡略化し，雪崩の運動をChezyの開水路における等流式とのアプロジーから解を求めた。

a_2に関する要素は，あまり効きそうにないとして，$a_2=0$とすると解は，

$$V=V_{max}-(\mu_{max}-\mu_0)\exp(-a_1 t/m) \quad \cdots\cdots (6-11)$$

$$V_{max}=(1/a_1)(mg\sin\theta-a_0)$$

となる。

a_0は，cと$\sigma\tan\phi$の2つのクーロンパラメータに分離できる。または，せん断強度K（$\phi=0$に対応する）として簡略に表すこともできる。

a_1は，粘性ηとして表すことができる。

（1－11）式は，統一的な抵抗モデルであり，a_0とa_1にさまざまな式形を仮定することにより，次のように変形することができる。

Coulombモデル；$\tau=C+\sigma\tan\phi$ ……（6－12）

Coulomb－viscousモデル；$\tau=C+\sigma\tan\phi+\eta_c\varepsilon$ ……（6－13）

Binghomモデル；$\tau=k+\eta_b\varepsilon$ ……（6－14）

Newtonianモデル；$\tau=\eta_n\varepsilon$ ……（6－15）

ここに，ε：速度勾配

（6－12）式において，c＝0とすれば（6－10）式は（6－4）式と同じ式形になる。

（5）奥田[5]

奥田は，（6－10）式においてパラメータ　$a_1=0$，$a_2=k$とした次式を提案している。

$$m\frac{dv}{dt}=mg(\sin\theta-\mu\cos\theta)-\xi v^2 \quad \cdots\cdots (6-16)$$

ここに，ξ：抵抗係数

（6）佐々[6]

佐々は，御岳崩壊の土塊の流動について，（6－4）式の動摩擦係数が非常に小さいことから，不飽和の土塊が移動する時，流動中に何等かの原因で土塊の内部摩擦角が減少しているか，間ゲキ空気圧や，間ゲキ水の密度増大以外の原因による何等かの間ゲキ圧の増大がなければならないとして次のような検討を行った。

① 流動中の土砂の内部摩擦角を測定し，土砂の流動時にも土砂の内部摩擦角は，減少しないことを推定した。

② ガラスビーズをグリセリンで飽和して①と同様のせん断試験を行い，間ゲキ流体の粘性項の影響は，ほとんどないことが分った。

③ 不飽和の土砂の間ゲキ水圧を調べ，不飽和の土塊が移動する時も，土塊が移動する経路上の地盤が飽和（または，それに近い状態）していれば，間ゲキ水圧が発生し，摩擦抵抗が減少しうることが推定された。

以上より，土砂の内部摩擦角と間ゲキ水圧係数とによって，運動時の見かけの摩擦角 ϕ_0 は，次のように表される。

$$\tan\phi=\frac{1-B_D}{1+B_D\cdot A_{Df}\cdot\tan\phi}\tan\phi \cdots\cdots (6-17)$$

ここに　B_D：直接せん断状態での間ゲキ水圧係数，　A_{Df}：破壊時の間ゲキ水圧係数

したがって，土塊の運動式は，（6－17）式を（6－4）式の μ_k に代入して次のように表される。

$$m\frac{dv}{dt}=mg\cdot\sin\theta-mg\cdot\cos\theta\cdot\frac{1-B_D}{1+B_D\cdot A_{Df}\cdot\tan\phi}\tan\phi \cdots\cdots (6-18)$$

御岳崩壊に（6－17）式を適用すると，$\phi=35^\circ$ とした場合実際の停止位置と一致する間ゲキ水圧係数は，$B_D=0.8$，$A_D=0.3$（または，$A_D=0$ にすると，$B_D=0.83$）である。

（6）矢崎，森脇[7]

矢崎，森脇は，エネルギー保存則から次の式を提案している。

$$\frac{d}{dt}(U+T)+RV=0 \cdots\cdots (6-19)$$

ここで，$U=mgz$：位置エネルギー，$T=\frac{1}{2}mv^2$：運動エネルギー，V：土塊の移動速度，R：抵抗

(6－19)式は，次のように変形できる。

$$\frac{d}{dt}(mgz+\frac{1}{2}mv^2)=-RV \cdots\cdots (6-19')$$

$$\frac{d}{dt}(\frac{1}{2}mv^2)=-\frac{d}{dt}(mgz)-RV \quad d(\frac{1}{2}mv^2)=-d(mgz)-RV\cdot dt$$

$$\frac{d}{ds}(\frac{1}{2}mv^2)=-\frac{d}{ds}(mgz)-R$$

（6－1）式と（6－2）式の関係より，位置エネルギーの変化量 $\frac{dz}{ds}$ は負であるため

$$m\frac{dv}{dt}=mg\sin\theta-R$$

となり，これは，（6－1）式と同じ式形である。

また，抵抗モデルと次のような式を提案している。

① 二係数抵抗モデル

$$R=\mu N^4\delta mv^2 \cdots\cdots (6-20)$$

$N=mg\cos\theta$，μ，δ：抵抗係数

このモデルは，基本的には奥田の（6－16）式と同じである。

② 抵抗が距離とともに減少するモデル

$$R=\mu N \cdots\cdots (6-21)$$

$$\mu=\mu_0 e^{-\lambda x}$$

ここに，x：距離

これらのモデルを御岳崩壊に適用し，土塊の実際の到達距離に一致させた時の係数は，次のとおりである。

① 二係数抵抗モデル　　$\mu=0.05$，$\delta=0.006$

② 抵抗が距離とともに減少するモデル　　$\mu_0=0.20$，$\lambda=0.00014$

（7）声田，江頭ら[8)]

声田，江頭らは，斜面上を移動する土塊の挙動を考察するに当たり，土塊に働く駆動力として重力の斜面成分を考え，抵抗力として固体摩擦力及び流体摩擦力を考えて，運動量保存則に基づいて次の式を提案している。

$$\frac{d}{dt}(\rho_f A_f U_f)$$

$$=\underbrace{\rho_f A_f g \sin\theta}_{\text{駆動力}}-\underbrace{\mu_k(\rho_s-\rho)\cdot(1-\lambda)A_f g\cos\theta}_{\text{固体摩擦力}}-\underbrace{\rho f_b \ell_f U_f^2}_{\text{流体摩擦力}} \quad\cdots\cdots(6-22)$$

ここに，μ_k：固体動摩擦係数，　f_b：流体抵抗係数，　A_f：土塊の断面積，　ℓ_f：土塊の長さ，U

U_f：土塊の移動速度，g：重力加速度，θ：斜面の傾斜角，λ：土塊の空ゲキ率，　ρ_s：土粒子密度，

ρ：間ゲキ水の密度，　ρ_f：土塊の平均密度

（6－22）式は，飽和状態を対象としているので，ρ_fは，次式で表される。

$$\rho_f=\lambda\rho+(1-\lambda)\rho_s \quad\cdots\cdots(6-23)$$

（6－22）式の固体動摩擦係数について実験的検討を行い，動摩擦係数 μ_kと静摩擦係数 μ_sとの比を測定し，次ような結果が得られている。

① μ_k/μ_sと斜面材料の条件や滑動速度との関係についてみると，粗度や材料の違いによるμ_k/μ_sの系統的変化はなく，しかも，μ_k/μ_sは，滑度速度に依存しないことがわかる。

② しかし，実験精度による変動があり，粗度を有する斜面については，$\mu_k/\mu_s=0.7\sim0.85$になった。

③ 以上のことより，動摩擦係数 μ_kがほぼ静摩擦係数のみによって決定されることを意味する。

（6－22）式の流体摩擦力を間ゲキ水のせん断変形によるものと考え，さらに，混合距離を土粒子の間隙の空間の代表長さが等しいとおいて，渦動粘性係数の混合距離をLで表し，流れにおいては，粘性よりもレイノルズ応力が卓越するとして，次式を導いた。

$$\frac{U}{\sqrt{gh}}=\frac{2}{5}\left(\frac{k_v}{k_p}\right)^{1/3}\left[\cos\theta\left\{\tan\theta-\frac{(\sigma-1)C}{(\sigma-1)C+1}\mu_k\right\}\right.$$

$$\left.\cdot\left\{(\sigma-1)C+1\right\}\right]^{1/2}\left\{\frac{C}{1-C}\right\}^{1/3}\frac{h}{d}\left\{1-\left(1-\frac{\delta}{h}\right)^{5/2}\right\} \quad\cdots\cdots(6-24)$$

ここに　U：平均流速，　k_v，k_p：形状係数それぞれ，$k_p=V_p/d^3$，$k_v=V_v/L^3$，V_p，

V_v：土粒子及び間ゲキ一個の体積，d：土粒子の代表粒径，L：空間の代表長さ，C：体積濃度，δ：移動土層のう流動化している部分の厚さ，h：移動層厚

さらに，定常等流状状態で移動する土層に関する力のつり合いの式

$$\rho_f gh\sin\theta=\mu_k(\rho_s-\rho)(1-\lambda)hg\cos\theta+\rho f_b V^2 \quad\cdots\cdots(6-25)$$

に（6－23）式の ρ_f と（6－24）式のUを代入して，流体抵抗係数に関する次式を得た。

$$f_b=\frac{25}{4}\left(\frac{k_p}{k_v}\right)^{3/5}\left\{\frac{1-C}{C}\right\}^{3/5}\left(\frac{h}{d}\right)^{-2}\left\{1-\left(1-\frac{\delta}{h}\right)^{5/2}\right\}^{-2}\cdots\cdots(6-26)$$

土塊の形状を三角形で近似し，$A_f=\ell_f h_f/2$ とおき，無次元量 $t'=t/\sqrt{h_f/g}$ および $U_f'=U_f/\sqrt{gh_f}$ を導入すると（6－22）式は，次のように書ける。

$$dU_f'/dt'=dU_f'/dt'=aU_f'^2+b\cdots\cdots(6-27)$$

ここに，U　U_1'は，無次元移動速度，

$a=-2(\rho/\rho_f)f_b=-2/\{(\sigma-1)C+1\}\cdot f_b$

$b=\cos\theta\{\tan\theta-\mu_k(\rho_s-\rho)(1-\lambda)/\rho_f\}$

$=\cos\theta[\{\tan\theta-\mu_k(\sigma-1)C/\{(\sigma-1)C+1\}]$

さらに，$x'=x/h_f$を導入し，$dt'=dx'/U_f'$ なる変換を行うと，（1－27）式は，次式のようになる。

$$U_f'dU_f'/dx'=aU_f'^2+b\cdots\cdots(6-28)$$

（6－28）式において，係数bは，定数であるが，係数aは，f_bを含んでいるために定数として扱えない。そのため，U_f'に関する解析解は得られないが，a＝一定として（6－28）式を$x_f'=0$，$U_f'=U_{fD}'$のもとで解くと無次元移動速度に関する次式を得る。

$$U_f'(x')=\{U_{f0}'e^{2ax'}-\frac{b}{a}(1-e^{2ax'})\}^{1/2}\cdots\cdots(6-29)$$

（6－29）式は，$x'\to\infty$ として次式のような定常速度が得られる。

$$U_{f\infty}'=(-b/a)^{1/2}\cdots\cdots(6-30)$$

（8）高橋[9]

高橋は，Bagnold によって提唱されたダイラタレト流体モデルを土石流に適用し，（6－31）式を導いている。

$$v=\frac{2}{3d}\left\{\frac{g\sin\theta}{0.042\sin\alpha}\left[Cd+(1+Cd)\frac{\rho}{\sigma}\right]\right\}^{1/2}\left[\left(\frac{C_*}{Cd}\right)^{1/3}-1\right]h^{3/2}\cdots\cdots(6-31)$$

ここに，v：平均流速，d：平均粒径，α：衝突条件によって決まる角度，Cd：土石流の容積濃度，C_*：堆積層中の砂礫分の容積濃度，h：流動深

（9）まとめ（運動機構の解釈）

崩壊規模が大きくなるほど流動性が大きくなることなどから崩壊土砂の運動は以下のように考えるのが適当と考えられる。

① 運動を開始した直後では，土の構造の破壊が進むので土塊の厚さと勾配，すなわちせん断力と土の抵抗力，とくにみかけの粘着力との比が重要となる。運動そのものは崩壊土砂の底面の摩擦に支配されているが，土塊構造の破壊がどこまで進むかがその後の運動を決める。土質，水分の供給が構造破壊の進行速度に影響する。

② 徐々に流動化した部分が増加し，急勾配の区間が十分長く，十分水が存在すればいわゆる土石流または泥流の状態になるが，多くの場合そうなる前に後勾配区間に達して停止する。

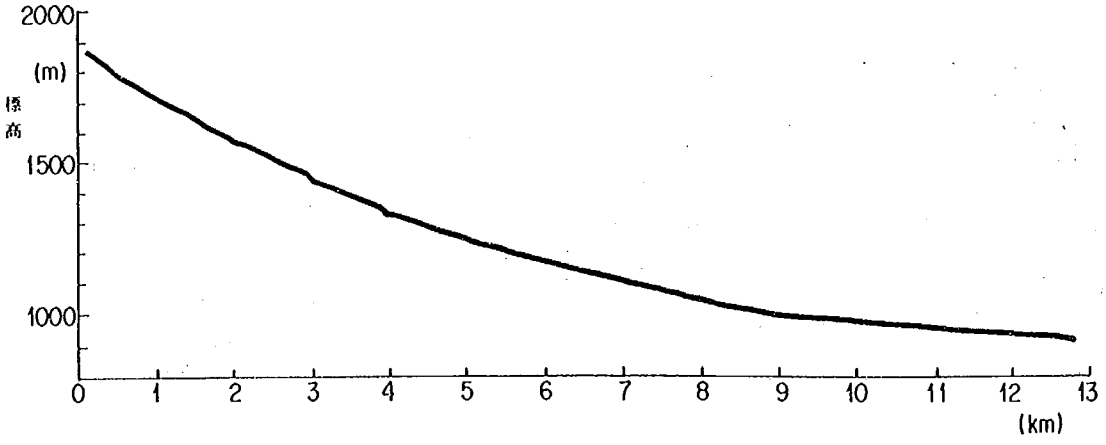
③ 運動状態から停止する過程では再び土としての構造が形成される。

このような立場から前述のモデルを分類すると，運動開始から停止までを平均して扱うモデル｛(1)，(3)，(4)，(5)｝と運動に伴う土塊の性質の変化を考慮したモデル｛(2)，(6)，(7)｝に大きく分類でき，後者はさらにパラメトリックなモデル｛(2)，(6)｝と内部機構を考慮したモデル(7)に分類される。高橋の土石流のモデル(8)は土塊の流動化が十分進んだ場合に適用できるモデルである。現段階ではどのモデルも大なり小なり実際の崩壊が説明できるようにモデル定数を選ばなければならないが，とくに平均して扱うモデルでは現象が発生して初めて結果的にモデル定数が決定される。それでも崩壊を大規模と小規模に分類してその平均的な数値を使用することによって，あらかじめ崩土の到達範囲を大略推定することはできる。今後の発展性を考えると声田，江頭らの研究(7)のようなモデルが良いと考えられる。

6.6 運動モデルの適用

6.6.1 御岳崩れ

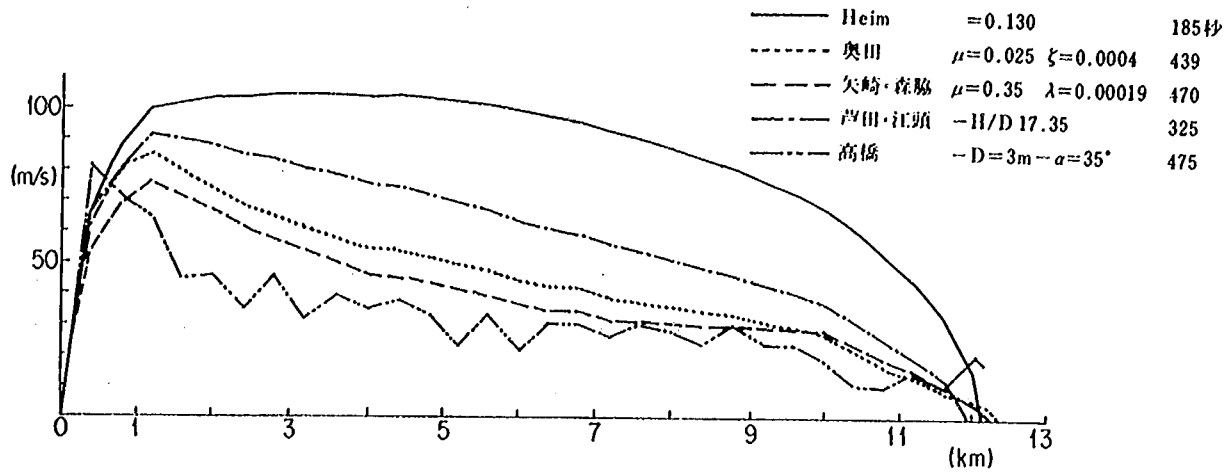
前節のモデルから，①Heim ②奥田③矢崎・森脇④声田，江頭⑤高橋を選び，御岳崩れに適用して各モデルの特徴，パラメータの影響，適合性の良否を調べ，次に6．4で得られた蔦崩れにも適用してモデルの一般性を調べる。図－6.1616に御岳崩れの縦断図を示す。



図－6.16 御岳崩れの流下区間縦断図

(1) Heim モデル

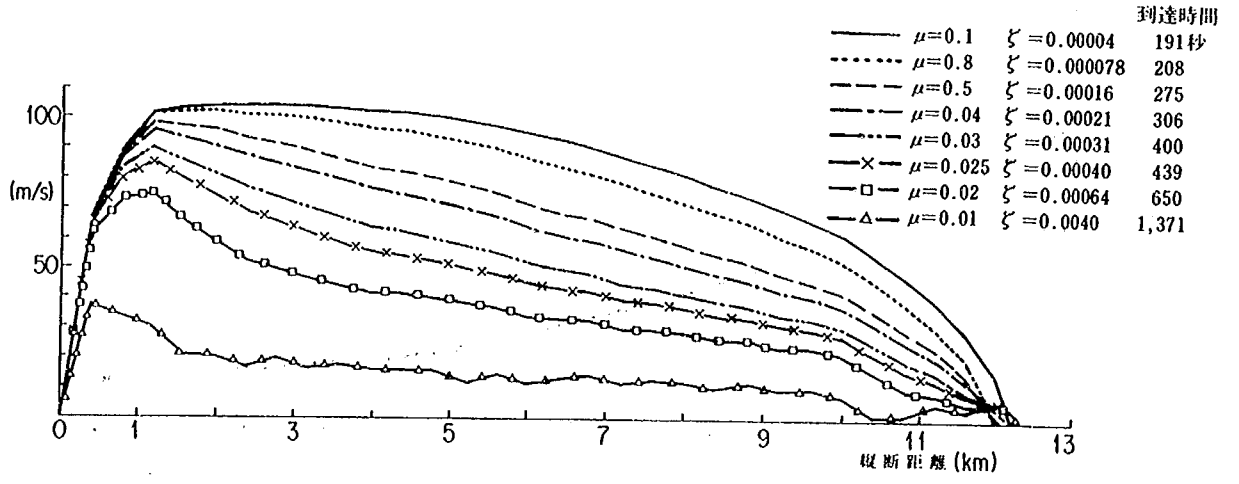
(6－4)式よりRungeKutta 法により数値解を求めた。流下距離を実際の値と一致させるとパラメーターμ_kは0.13となり，これは御岳崩れの等価摩擦係数にほぼ等しい。流下に伴う速度の変化は図－6.17に示すとおりで，最高速度は104.9ms，到達時間は185秒ずれる。目撃者の証言に基づいて推定されている御岳崩れの到達時間は420～480秒で，7.4km付近の屈曲部の痕跡から推定されている速度は36.1msである。Heimのモデルはこれらと比べて極端に速い値を与える。



図−6.17 御岳崩れの縦断方向の速度変化

（2）奥田モデル

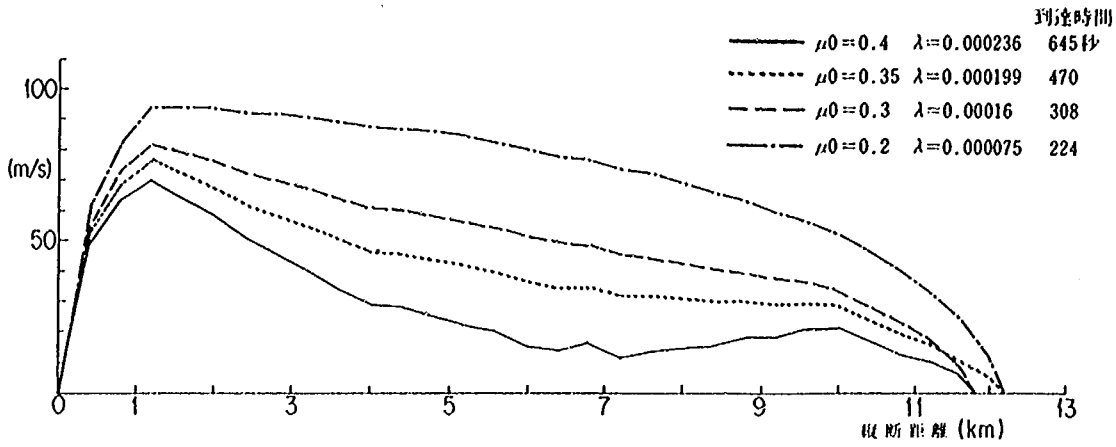
（6−16）式で流下距離が一致するようなμとξの組み合わせを求めた（図−6.18）。μが大きい程（ξが小さい程）速度が速くなり，速度分布は上に凸となる。到達時間が実際の値に近いのは$\mu=0.025$，$\xi'=0.00040$の組合せである。ただし，$\xi'=\xi/m$である。



図−6.18 奥田モデルによる御岳崩れの速度変化

（3）矢崎・森脇モデル

これも2変数のモデルで，図−6.19に到達距離を一致させるように選んだ μ_0, λ の組合わせによる速度変化を示す。 μ_0が小さくなる程（λが小さくなる程）速度は大きくなり，$\mu_0=0.35$，$\lambda=0.00019$の組合せで到達時間は 470秒と推定値に近い，この時 7.4km付近の速度も 31.48m／s j 推定値とほぼ一致している。



図－6.19 矢崎，森脇モデルによる御岳崩れの速度変化

（4）芦田・江頭モデル

（6－32）式より流速を求めた。

$$\frac{dv}{dt}=g\sin\theta-\frac{1}{\rho_f}(\rho_s-\rho)\cdot 1-\lambda)\cdot g\cos\theta\cdot\mu_k-\frac{\rho}{\rho_f}\frac{2}{h_f}f_b v^2 \cdots\cdots(6-32)$$

$$f_b=\frac{25}{4}\left(\frac{k_p}{k_v}\right)^{2/3}\left\{\frac{\lambda}{1-\lambda}\right\}^{2/3}\left(\frac{h}{d}\right)^{-2}\left\{1-\left(1-\frac{\delta}{h}\right)^{3/2}\right\}^{-2} \cdots\cdots(6-33)$$

（各パラメータの説明は，（6－22）式および（6－24）式を参照）

芦田・江頭らは，土塊の流動化が移動距離に比例して進むことを考慮し，流動層厚比の変化を次のように仮定している。

$$\delta/h=\begin{cases}0.1+0.9x'/x'_{f\ell} & (x'\leqq x'_{f\ell})\\ 1 & (x'>x'_{f\ell})\end{cases} \cdots\cdots(6-34)$$

ここに，$x'_{f\ell}$＝全層流動が起こるための無次元移動距離，$x'_{f\ell}=x_{f\ell}/h_f$である。

$$\frac{x_{f\ell}}{h_f}\geqq\frac{\alpha}{k\mu}\left\{\frac{\cos\left(\frac{\pi}{4}+\frac{\phi_s}{2}\right)\tan\phi_s}{3\mu_k}+\frac{1}{\mu_k(1-\lambda)(1-\rho/\rho_s)\,\mathrm{con}\,\theta}\times\frac{C}{\rho_s\cdot g\cdot h_f}\right\} \cdots\cdots(6-35)$$

ここに，C：崩土の粘着強度（他のパラメータは（6－22）式，および（6－24）式を参照）

芦田・江頭らは，$\phi_s=10°$，14°について c ≒1900kg／m³，h f_f＝136mとして，$x_{\ell f}$ を求めている。御岳崩れにこれを適用した結果，$x_{f\ell}$はどの勾配でもほとんど変化せず1600m程度である。

そこでここでは $x_{f\ell}$＝1600mを採用する。他のパラメーターは以下のとおりである。

ρ_s：2.65，$\lambda=0.4$，$\phi_s=12°$，$\ell_f=1{,}480$m，$\rho\omega=1.0$

$F=0.5$，$h_f=136$，$\rho_f=\lambda\rho\omega+(1-\lambda)\rho_s$，$\mu_k=0.7\times\tan\phi_s$

$\rho=\{\lambda\rho\omega+(1-\lambda)F\cdot\rho_s\}/\{\lambda+(1-\lambda)\cdot F\}$

このモデルでは，（6－22）式からわかるように抵抗力として固体摩擦と流力摩擦をとり上げている。このうち，固体摩擦は

$$\mu_s\frac{1}{\rho_f}(\rho_s-\rho)(1-\lambda)g\cos\theta=FR1\cdot g\cos\theta$$

とおくと，上記の条件ではＦＲ１＝0.0423となる。また，流体摩擦は，

$$\frac{\rho}{\rho_f}\frac{2}{h_f}\cdot f_b v^2=FR2\cdot v^2$$

とおくと，ＦＲ２＝0.0002となる。以上のようにまとめると江頭のモデルは，

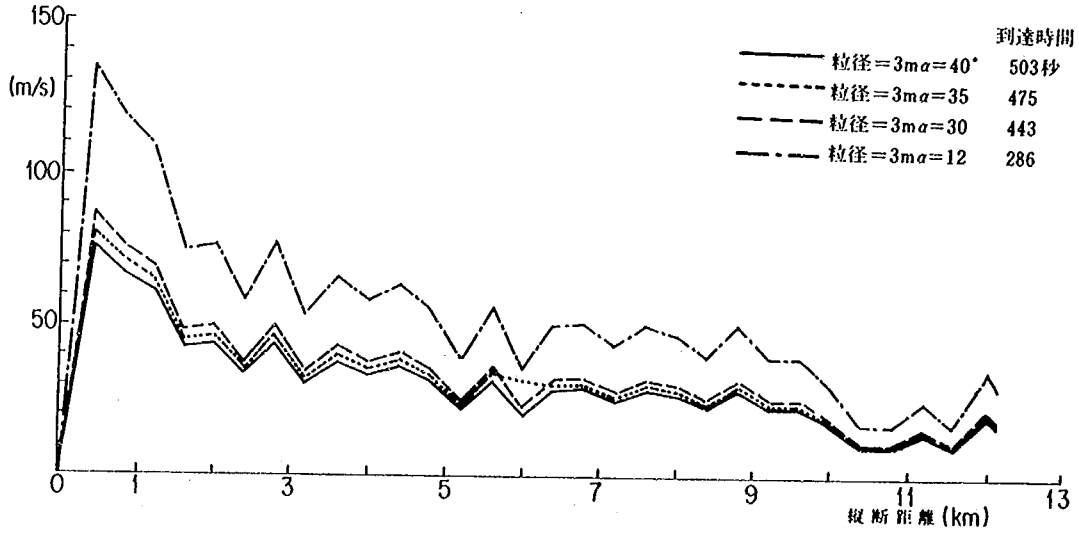
$$\frac{dv}{dt}=g\sin\theta-FR1\cdot g\,con\,\theta-FR2\cdot v^2$$

となり，（６－16）式の奥田モデルと同型となる。奥田モデルはμ≒0.04に対しξ＝ 0.00021であり，芦田・江頭モデルは奥田モデルの各パラメーターを物理的に説明するものであると言える。しかし，江頭のモデルでもすべてのパラメーターが理論的に説明されている訳ではなく，ＦＲ１のϕ_s，ＦＲ２のｈ／ｄの設定は容易ではない。ここでは御岳崩れをよく説明するようにϕ_s＝12°，ｈ／ｄ＝17.35を与えた。したがってこれも２変数のパラメトリックなモデルと言える。速度変化を図－6.17に示した。
指定の到達時間よりもかなり短くなっている。

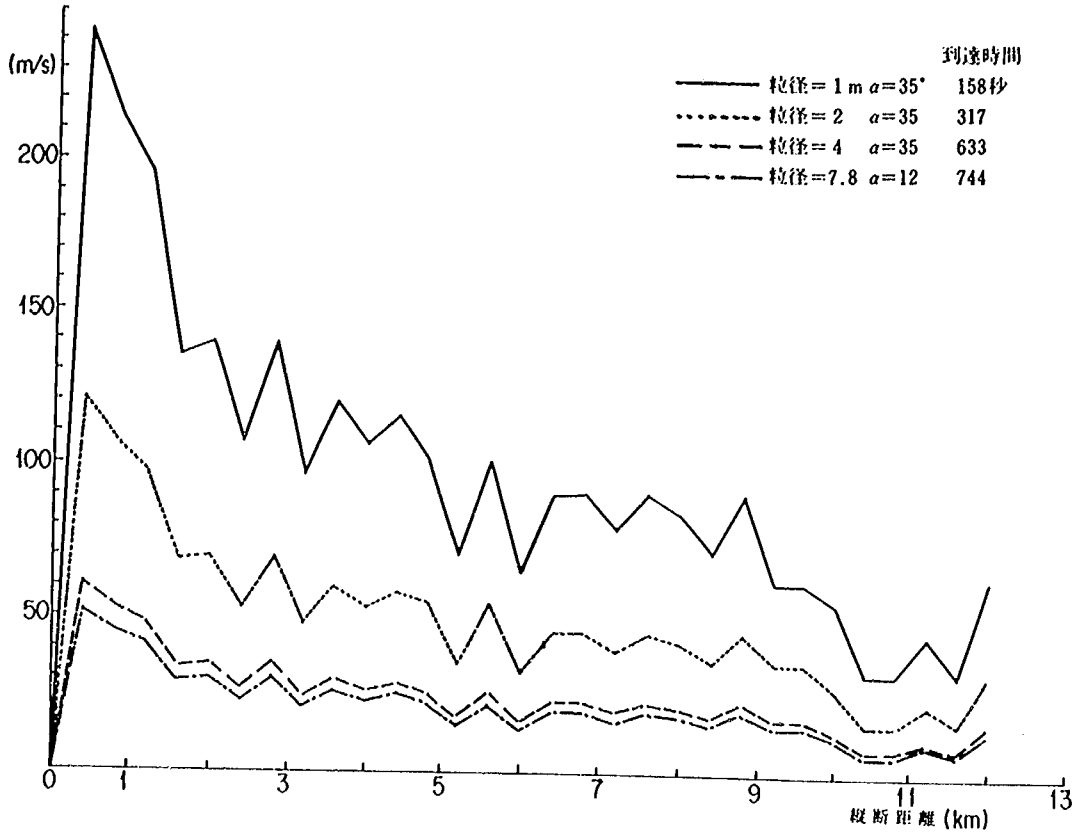
（５）高橋モデル

100ｍ毎の区間に分け，その平均勾配に対して流速を求めた。（６－31）式で速度を規定するパラメーターは粒径ｄと摩擦角αである。ｄとαの組み合せによって到達時間を調べた。{図－6.20（1）（2）}

これによるとｄによる変化は小さく，ほとんどｄによって規定されることが分る。また，江頭らの主張する内部摩擦角の見かけ上の減少をαに与えた場合の検討も行った。α＝12°とし，粒径はＨ／ｄ＝17.35からｄ＝ 7.8を与えた。しかし，到達時間は 743秒となり大きすぎる結果となった。αの一般的値として35°を用いて実績の到達時間に合う粒径を求めるとｄ＝３ｍとなる。



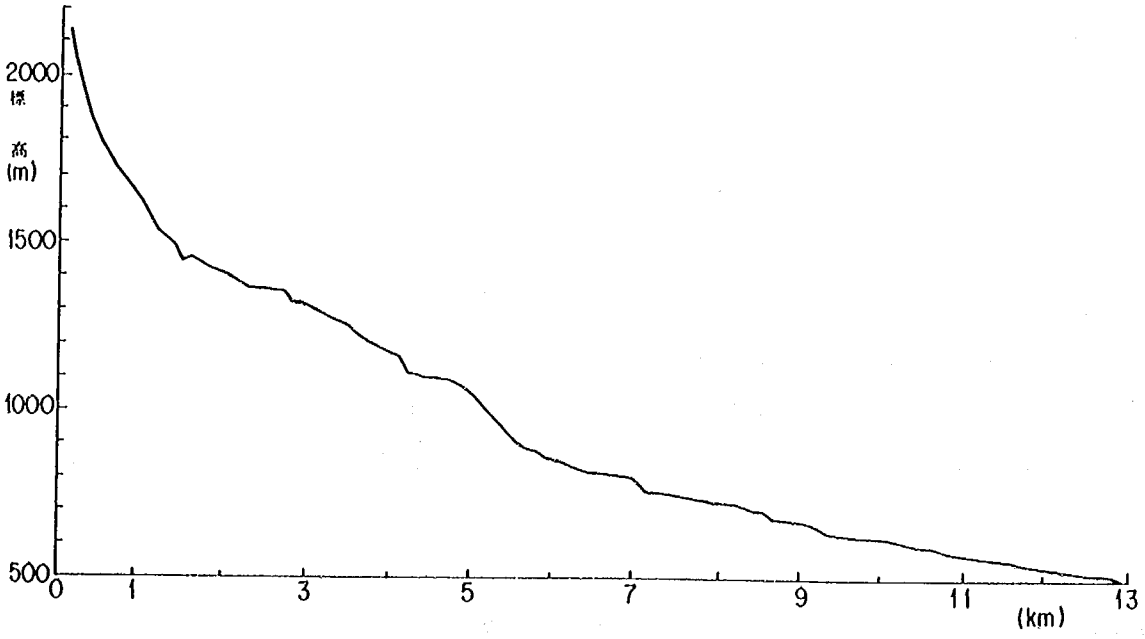
図－6.20(1) 高橋モデルによる御岳崩れの速度変化



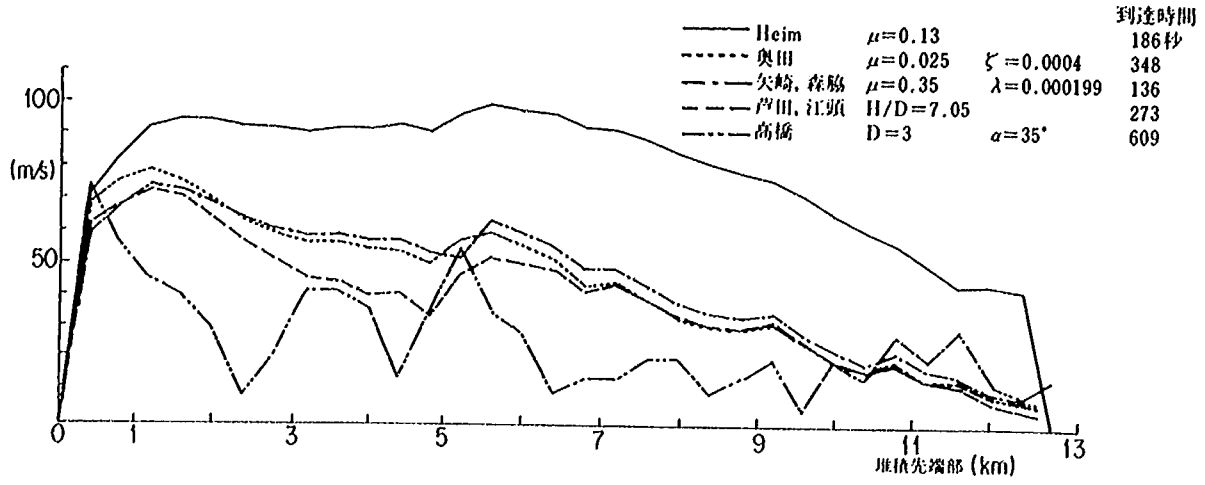
図－6.20(2) 高橋モデルによる御岳崩れの速度変化

6.6.2 蔦崩れ

6.6.1において御岳崩れに用いた各モデルのパラメーターの値をそのままにして，蔦崩れ（図－6.21）に適用し，それらの一般性を検討した。速度の変化は図－6.22に示すとおりで，Heimモデルがほぼ実際の堆積先端部で停止した他はさらに下流まで流下することになった。ただ，矢崎・森脇のモデルだけは5km以内で停止するようになりパラメーター選択の困難さを示した。

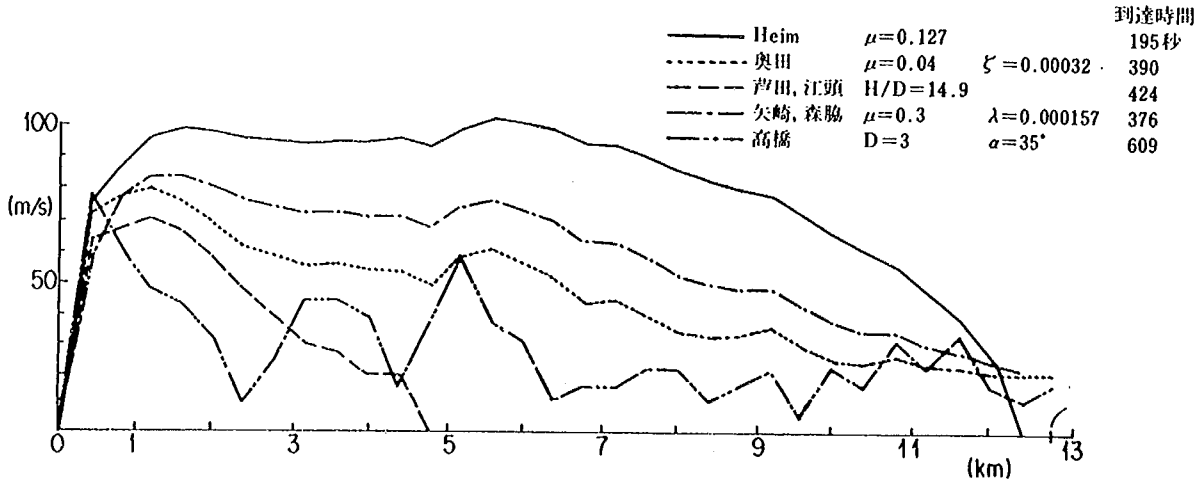


図－6.21 蔦崩れの流下区間縦断図



図－6.22 蔦崩れの速度分布

つぎに，各モデルのパラメーターを蔦崩れの到達距離に一致するように設定して速度変化を見るとHeimモデルが速い以外はほとんど同じ傾向となった。(図－6.23)



図－6.23 蔦崩れの速度変化

6.7 結 語

崩壊土砂の流下機構について既往資料に対する定性的な解析と，運動モデルによる力学検討を行った。運動モデルに関しては現段階では実際の現象をよく説明するように変数を選択しなければならない部分がある。しかし江頭らのように崩壊土砂の内部機構まで論及したモデルが提案されており今後そのような方向で研究が進展すると考えられる。なお，高さ30m勾配30度といった一般の斜面崩壊について前述の各種のモデルを適用すると，たとえば奥田のモデルでは2つのパラメーターをμでは 0.025を0.25に，ξを0.0004を0.004とそれぞれ1ケタ大きく変えなければならないのに対して江頭らのモデルでは無理なく斜面長の1～2倍程度の範囲内に停止させることができた。

参考文献

1) Sherve,R.L., 1966 Sherman Landslide, Alaska. Science, 154 : 1639-1643

2) 佐々恭二, 1986 御岳土石流など不飽和土石流の流動機構について, 京都大学防災研究所年報, 29-B-1, pp.315－329

3)Sheidegger,A.E. 1973 On the Prediction of the Reach and Velocity of Catastrophic Landslides, Rock Mechanics, Vol,5, pp.231－236

4)Pariseau W.G. and B.Voight, 1978Rock slides and avalanches, Basic Principles, Rock slides and avalanches 2, Elsevier

5) 奥田節夫, 1973 土石流の現地調査について, 京都大学防災研究所年報 16A, pp.53－69

6) 佐々恭二, 1986 御岳土石流など不飽和土石流の流動機構について, 京都大学防災研究所年報, 29－B－1

7) 矢崎 忍, 森脇 寛, 1985 昭和59年長野県西部地震による御岳山大岩屑流の運動について, 昭和60年度砂防学会研究発表会概要集

8) 芦田和男, 江頭進治, 大槻英樹, 1983 山腹崩壊土の流動機構に関する研究, 京都大学防災研究所年報, 26－B－2

芦田和男, 江頭進治, 神矢 弘, 1984 斜面における土塊の滑動, 停止機構に関する研究, 京都大学防災研究所年報, 27－B－2, pp.331－340

芦田和男, 江頭進治, 神矢 弘, 佐々木 浩, 1985 斜面における土塊の抵抗則と移動速度, 京都大学防災研究所年報, 28－B－2, pp.279－307

9) 高橋 保, 1978 土石流の発生と流動に関する研究, 京都大学防災研究所年報, 20－B－2

付属資料　大規模斜面崩壊事例集

1．振動研究室（16事例）

2．急傾斜地崩壊研究室（12事例）

3．地質研究室（100事例）

4．地すべり研究室（10事例）

5．砂防研究室（26事例）

まえがき

本付属資料は，各研究室が重点基礎研究を実施するに際して収集した既往の大規模斜面崩壊事例をとりまとめたものである。各研究室が収集した事例名称を以下に示す。

1．振動研究室（16事例）

1．富士大沢崩れ
2．帰雲山
3．大谷崩れ
4．男体山大雍
5．名立崩れ
6．岩倉山
7．立山鷲崩れ
8．根府川土石流
9．伊豆梨本崩壊
10．御岳伝上川
11．御岳松越
12．御岳滝越
13．御岳高原
14．Huascaran（ペルー）
15．Madison Slide（アメリカ）
16．Rinihue Lake Slide（チリ）

2．急傾斜地崩壊研究室（12事例）

1．加奈木崩れ
2．帰雲山崩れ
3．七面山崩れ
4．稗田山崩れ
5．金剛寺崩れ
6．知床岳の崩壊
7．鷲山崩れ
8．白山甚之助谷の崩壊
9．鶴見岳の崩壊
10．眉山の崩壊
11．町居の崩壊
12．大西山の崩壊

3．地質研究室（100事例）　（ ）内数値は，崩壊番号

1．知床岳（1，2，3，4）
2．知床岳（5）
3．利尻山（9）
4．比布岳（11，12）
5．恵別岳（13，14）
6．十勝岳（15，16，17）
7．雄冬（18）
8．余市岳（21，22，23）
9．長尾山（25）
10．徳舜瞥山（27）
11．駒ヶ岳（29，30）
12．焼山（34）
13．七ッ岳（36）
14．神威山（40）
15．鳴川岳（41）
16．青鹿山（44）
17．駒ヶ岳（47）
18．田代岳（50）
19．岩木山（52，53，54，55）
20．赤倉山（57，58）
21．十二湖（59）
22．岩手山（60）

23. 八幡平 (61)
24. 駒ヶ岳 (62, 63)
25. 鍋割山 (69)
26. 須川温泉 (70, 71)
27. 田代沢 (75)
28. 鳥海山 (77, 78)
29. 清川 (88, 87)
30. 大倉山 (101, 102, 103, 104, 105)
31. 西蔵王 (112)
32. 蔵王山 (116, 117)
33. 月山 (118, 119)
34. 滝野 (126, 127)
35. 吾妻小富士 (129, 130)
36. 安達太良山 (131, 132)
37. 磐梯山 (133, 134)
38. 大鳥 (140, 141, 142)
39. 白髭山 (164)
40. 網張山 (172, 173)
41. 小野岳 (175)
42. 五十里 (176)
43. 赤倉山 (177)
44. 至仙山 (181)
45. 金城山 (194, 195)
46. 一ノ倉岳 (196, 197, 202, 203)
47. 巻機山 (198)
48. 日蔭山 (207, 208, 209)
49. エラクボ平 (212)
50. 能生 (227, 228)
51. 妙高山 (234～238)
52. 昼闌山 (239, 240)
53. 四阿山 (245)
54. 浅間山 (245, 246, 247)
55. 小海野 (250)
56. 三峰山 (252)
57. 真浦町 (255)
58. 稗田山 (264～268)
59. 不帰岳 (269)
60. 爺ヶ岳 (276, 277, 278)
61. 相川 (281)
62. 鳶つ山 (284, 285, 286)
63. 南峰 (288)
64. 船窪岳 (290, 291)
65. 樅沢岳 (295, 296, 299)
66. 中尾 (301)
67. アカンダナ山 (302)
68. 鳥帽子岳 (305, 306)
69. 竜脇 (312, 313)
70. 帰雲山 (322)
71. 三方崩山 (325, 326)
72. 白山 (329)
73. 大嵐山 (332)
74. 神山 (335, 336)
75. 根布川 (338, 339, 340)
76. 稲取 (341)
77. 青木鉱泉 (348)
78. 七面山 (350)
79. 長畑 (351, 352)
80. 大西山 (356, 359)
81. 西俣 (362, 363)
82. 板尾岳 (366)
83. 千枚岳 (369, 370)
84. 赤崩 (371, 372, 373, 374)
85. 前茶臼山 (375)
86. 大谷崩 (377)
87. 御岳山 (392, 393, 394, 395)
88. 高塚山 (397)
89. 大峯山 (420)
90. 都万 (424)

91. 大山（436, 437, 438）
92. 野根山（439, 440）
93. 鶴見岳（448）
94. 岩床山（457）
95. 眉山（458, 459）
96. 浦崎（463）
97. 八天岳（468）
98. 吉井町（469, 470, 471）
99. 北岳（474）

4. 地すべり研究室（10事例）

1. 日光男体山大薙崩れ
2. 葛老山の崩壊
3. 名立崩れ
4. 立山鳶崩れ
5. 七面山
6. 虚空蔵山
7. 庄川帰雲山崩れ
8. 町居の崩壊
9. つえ谷
10. 眉山

5 砂防研究室（26事例）

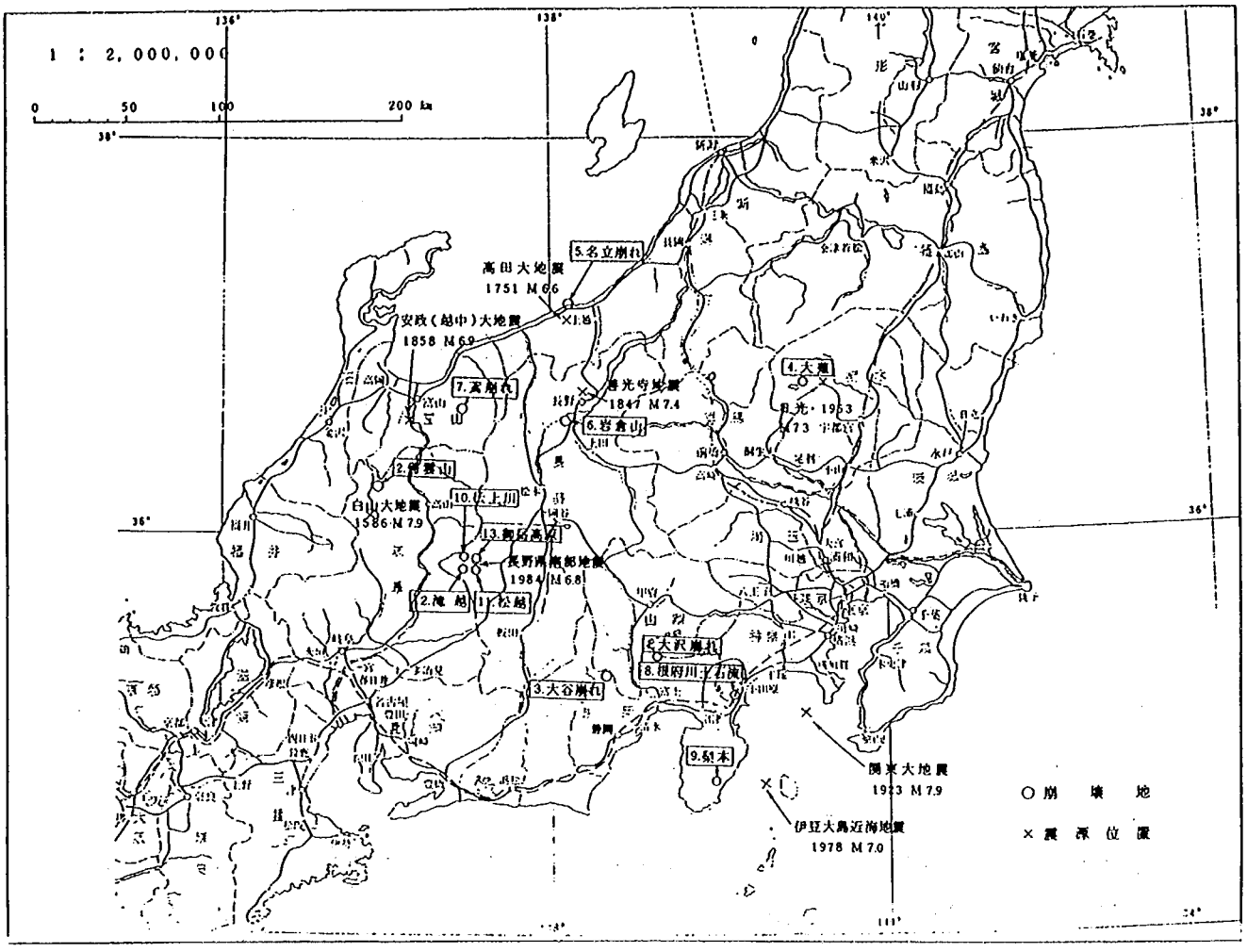
1. 磐梯山
2. 御岳山
3. 北八ヶ岳（大月川）
4. 鳶山
5. 稗田山
6. 虚空蔵山
7. 帰雲山
8. 大谷崩
9. 町居
10. 金剛寺
11. 加奈木崩
12. 眉山
13. Sherman （米国）
14. Hope（カナダ）
15. Madison Canyon（米国）
16. Little Tahoma （米国）
17. Gros Ventre （米国）
18. Flank （カナダ）
19. Elm （スイス）
20. Nevados Huascaran （ペルー）
21. Mayunmarca（ペルー）
22. Blackhawk （米国）
23. Chunger （ペルー）
24. Mt. Cayley （カナダ）
25. Mt. St.Helens（米国）
26. Mt. Sale （中国）

1　振動研究室（16事例）

本文第2章　作用地震動

1．概要

重点基礎研究を実施するに当って，地震による崩壊が明らかである日本国内及び国外の大規模斜面崩壊16事例について，崩壊箇所の地形を原則として三角錐でモデル化するとともに，崩壊規模，崩壊地の基盤地質，地震及び地震動諸元について文献調査を行った。図－1に国内の調査地点13箇所を示す。



図－1 調査地案内図（国内）

2．調査方法

2.1）地形

崩壊地の位置する地形特性をモデル化し数値化することとし，原則として稜線とその左右の谷で囲まれたブロックを三角錐近似することとした。但し，谷が未発達の円錐形の成層火山に関しては，円錐形におきかえることとした。

また，地表の微地形による影響を除去するため，250mメッシュにより切峯図を作成し，これをもとにして上記の作業を併せ実施した。

三角錐近似を行なうに当っては，なるべく個人的な判断による影響をさけるため，図－2に示すモデル化流れ図に従って進めることとした。なお，作業は原則として1/25,000地形図によることとしたが，海外事例に関しては1/25,000精度の地形図が一部入手不能なため，1/62,500，1/100,000地形図を拡大して使用した。

モデル化した各要素に関しては図－3に示すように，地形軸線の方位，崩壊軸線の方位，地形軸線と三角錐各頂点の関係を1/25,000地形図上からスケールにより読みとり，これを基本として，三角錐2底面△ＡＣＤ；△ＣＢＤの傾斜および走向（水平成分の示す方位）に関しては計算により求めることとした。

なお，下記の事例に関しては，崩壊地が単一のモデル中におさまらないなどの理由で，他の方法による近似あるいは複数の三角錐を設定した。

ａ）崩壊地が殆ど円錐型をなす山腹に位置する場合

全体を円錐形に近似し，半径（ℓ）高さ（ｈ）崩壊軸の方位として示した。この場合，斜面は崩壊崖に位置する部分における平均傾斜をとることとした。

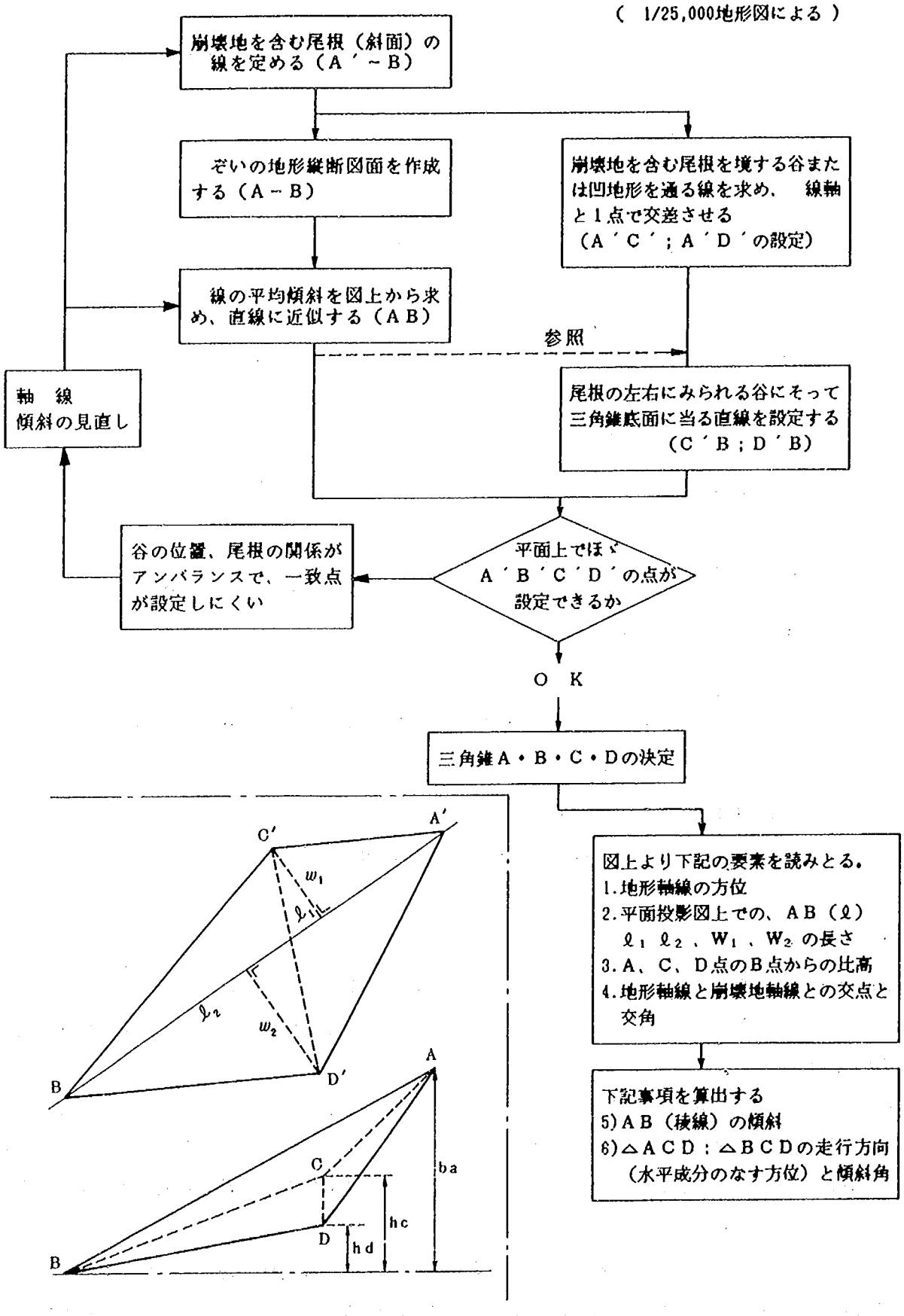
富士山大沢崩れ　　男体山大薙

ｂ）崩壊地が谷頭部に発生している場合，崩壊地をはさむ左右の尾根を別々に抽出し，モデル化した。

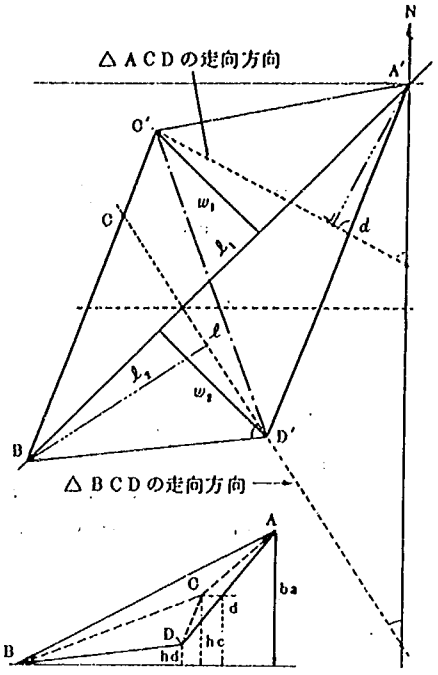
大谷崩れ　　立山蔦崩れ　　帰雲山（250m切峯面図）　御岳伝上川（250m切峯面）

ｃ）その他　２通り以上のモデル化が設定可能なもの

根府川土石流



図－2 地形解析（三角錐近似）の手法流れ図



$$\overline{A'C'} = \sqrt{\omega_1{}^2 + (\ell - \ell_1)^2}$$

$$\overline{A'D'} = \sqrt{\omega_2{}^2 + (\ell - \ell_2)^2}$$

$$\overline{C'B'} = \sqrt{\omega_1{}^2 + \ell_1{}^2}$$

$$\overline{D'B'} = \sqrt{\omega_1{}^2 + \ell_2{}^2}$$

$$\angle C'A'B = \tan \frac{\omega_1}{(\ell - \ell_1)}$$

$$\angle BA'D' = \tan \frac{\omega_2}{(\ell - \ell_2)}$$

$$\angle C'B'A = \tan \frac{\omega_1}{\ell_1}$$

$$\angle A'BD' = \tan \frac{\omega_2}{\ell_2}$$

$$\overline{A'd} = \frac{ha - hc}{ha - hd} \times \overline{AD'}$$

$$\angle C'dA = \sin^{-1} \frac{AC' \cdot \sin \angle C'A'D'}{\sqrt{(AC')^2 + (A'd)^2 - 2(AC' \cdot A'd)\cos \angle C'Ad}}$$

$$\overline{BC} = \frac{bd}{hc} \times \overline{BC}$$

$$\angle CD'B = \sin^{-1} \frac{CB \cdot \sin LC'BD'}{\sqrt{(\overline{CB})^2 + (\overline{BD'})^2 - 2(\overline{CB} \cdot \overline{BD'}) \cos \angle C'BD'}}$$

$$A'f = \overline{A'C'} \sin \angle A'C'D'$$

$$Be = \overline{BD'} \sin \angle eb'B$$

図－3 地形解析要素説明図

2.2) 地質・土質

崩壊地を構成する地質に関しては，基盤層を既存文献資料により推定して表示した。また，公表資料で明らかにされているものや，地形，その他の特性から推定可能なものに関しては，被覆層や崩壊層に関しても記した。

なお，地震動特性の解析に当っては，地層の持つＳ波速度，密度等が必要である。現在，比較的軟弱な（第四紀堆積層）地層に関しては，土木構造物の耐震特性の解析に当り，多くのＳ波等の測定が行われているが，一般には実測資料がきわめて少ない。また表層部に関しては，岩盤の風化状況なども大きく影響することが考えられる。

本調査では，表－１に示すような基準を設け，各崩壊地に分布する地層，岩石の種類と地質時代から，その物性値を推定することとした。なお，梨本に関しては，崩壊地におけるボーリング，弾性波探査により物性値が求められていることから，この値を採用することとした。

表－1　本調査において基準とした物性値一覧表

地質区分		N値の範囲	ρ_t	Vp (km/sec)	Vs (km/sec)
完新統	粘土・埋土等	0～5	1.3～1.7	0.3～0.5	0.1～0.15
	砂質土	5～30	1.8	0.5～1.0	0.15～0.2
	礫質土	20以上	1.9	0.5～1.5	0.2～0.3
更新統	ローム	1～10	1.3～1.4	0.3～0.8	0.2～0.25
	粘性土	5～30	1.6～1.8	0.5～1.0	0.1～0.2
	砂～礫質土	10～50	1.8～2.1	0.5～1.5	0.3～0.5
火山砕屑岩類	泥流・未固結凝灰角礫岩等	―――	1.9～2.1	1.0～2.0	0.5～0.7
	固結度の高い砕屑岩類	―――	2.0～2.2	1.5～3.0	0.7～1.0
	溶岩類	―――	2.2～2.6	2.0～5.0	1.0～2.0
新第三系	砂岩、泥岩、礫岩	―――	2.0～2.2	1.5～3.0	0.7～1.0
中古生界	砂岩、粘板岩その他	―――	2.4～2.6	5.0～5.5	＞2.0
深成岩類・変成岩類		―――	2.5～2.6	4.5～6.0	＞2.0

2.3) 地震及び地震動

本調査で取上げた大規模崩壊は，主として巨大地震が，そのひきがねとなるか，あるいは拡大の原因となったものである。ここでは起因となった地震動について，震央位置・地震規模，震央と崩壊地の関係（方向，距離）について取りまとめた。なお，崩壊によっては，必ずしも，ここで取り上げた地震のみで発生したとは限らず，以前から崩壊を生じていたものや，地震との直接関係が不明なものも存在する。

a）特定の地震に対応させることができないもの。

大沢崩れ　　大谷崩れ　　男体山大薙

b）地震により崩壊が拡大したことは明らかであるが，以前からも崩壊を生じていたことがほぼ確実なもの。

立山鳶崩れ

Huascaran（地震前の1962年1月に同箇所で土石流を発生させている）

c）地震による崩壊が確実であるが，その後の地形修復等により，辷り，崩壊の範囲・規模の特定が困難なもの。

根府川土石流　　岩倉山

なお，崩壊地点における震度(Ｉ)および，最大加速度値(α^{H}_{max}*1，α^{V}_{max}*2は，下式により推定した。

$$I = 2M - 4.60 \log \Delta - 0.00166\Delta - 0.32$$

*1　$\alpha^{H}_{max} = 987.4 \times 10^{0.216M} \cdot (\Delta + 30)^{-1.218}$

*2　$\alpha^{V}_{max} = 145.8 \times 10^{0.28M} \cdot (\Delta + 30)^{-1.277}$

ただし，M：J.M.A.マグニチュード

Δ：震央距離（km）

3．調査結果

表－2に崩壊地諸元一覧表を，また表－3.1～表－3.16に崩壊地調査表を示す。さらに表－4，表－5ならびに図－4～図－7にNo.10御岳伝上川に関する調査表，モデル諸元表，地形解析図を示す。

表－2　崩壊地諸元一覧表

		1. 富士大沢	2. 帰雲山	3. 大谷		4. 大鳥	5. 名立	6. 岩倉山		7. 庵		8. 根府川		9. 梨木	10. 伝上川	11. 松越	12. 滝越	13. 御岳高原	14. Huascaran	15. Madison		16. Rinihue
地形要素（現地）	CASE			I	II			I	II	I	II	I	II							I	II	
	モデルのタイプ	円錐	三角錐	三角錐		円錐	三角錐	三角錐		三角錐		三角錐		三角錐	三角錐	三角錐	三角錐	三角錐	三角錐	三角錐		
三角錐諸元	軸線方位	――	230°	182°	152°		319°	270°		310°	300°	85°	68°	183°	151°	147°	219°	153°	257°	279°		
	l m	3300	1870	2200	5700	2150	1830	2500		3830	3000	2200	3000	1050	1850	1040	920	1800	7250	1500	2250	
	l_1 m		1250	650	3050		970	1360		1200	770	1450	1800	650	-80	75	390	850	4900	1100	1180	
	w_1 m		310	570	1200		950	1200		1280	800	350	700	470	400	400	340	600	2600	800	700	
	l_2 m		850	1000	3700		800	800		730	750	1350	1350	400	480	870	600	1050	2330	550	930	
	w_2 m		650	720	1450		1540	1140		1450	850	550	180	230	400	350	200	370	1900	450	760	
	ha m	1900	870	650	1550	1100	320	400		920	1180	380	550	270	820	250	200	300	3300	540	870	
	軸複の傾斜	29.33°	27.52°	18.40°	15.21°	27.1°	11.74°	9.09°		14.2°	21.47°	9.8°	10.39°	14.4°	23.9°	13.52°	12.26°	9.5°	24.5°	19.8°	18.6°	
	hc m	0	620	0	370		0	0		0	60	180	100	0	-50	0	0	60	1070	0	0	
	hd m	0	420	0	370		0	0		200	60	220	160	0	100	0	0	180	780	40	50	
△ACD（上部斜面）	走向	――	N 37° W	N56.8° E	N53.2° E		N 52.9° E	N 13.5° E		N38.2° E	N30° E	N22.32° E	N27.0° E	N67.35° W	N45.2° E	N63.1° E	N72.23° W	N85.3° E	N12.1° W	N39.0° E	N25.7° E	
	傾斜	――	29.84°	57.77°	27.28°		19.51°	20.96°		17.1°	26.57°	13.7°	8.99°	26.8°	26.46°	37.1°	28.34°	12.2°	31.4°	37.7°	27.0	
△BCD（下底面）	走向	――	N 40.6° W		N53.2° E			――		N13.3° E	N30° E	N25.95° E	N22.0° E	――	N81.8° E	――	――	N82.1° W	N5.1° E	N70.4° E	N68.3° E	
	傾斜	――	26.47°	0	6.5°		0	0		6.9°	4.51°	7.04	18.1°	0	9.32°	0	0	9.6°	15.5°	3.5°	2.5°	
崩壊地と地形モデルの関係	崩壊軸の方位 α		227°	185°		130°	304°	242°	318°	293°		140°	125°	223°	165°	86°	297°	64°	242°	346°		
	l_3 m		2300	250	6000	450	0	400	550	-350	8330	1300	2650	280	1350	670	620	1280	10900	1060		
	w_3 m	400	850	-2100	1000		450	300	330	5150	6500	-70	-100	50	0	180	130	-20	3000	0		
	崩壊軸と地形軸の交角β		177°	23°	28°		16.5°	15.2°	228°	163°	173°	45°	57°	40°	23°	119°	258°	91°	168°	67°		
崩壊斜面の傾斜		34°	30°	30°		27°	15°	13°		30°		18°～19°		40°	25°	34°	30°	18°	63°	45°		
地震要素	地震名	――	白山大地震	――		――	高田大地震	善光寺地震		安政（越中）		関東		伊豆大島近海	長野県西部地震				ペルー	ヘブゲン湖		チリ
	発生年	――	1586			1683	1751	1847		1858		1923		1978	1984				1970	1959		1960
	地震規模 M		7.9			7.3	6.6	7.4		6.9		7.9		7.0	6.8				7.75	7.1		8.5
	崩壊地までの距離		28			14	8	17		32		47		28	9	1.5	9	2.5	130	27		210
	震源の方向		S 20° W			S 85° E	S	N 45° E		S84° W		S73° E		S 88° E	S48° E	N8° E	N80° E	S35° E	S 86° W	N87° E		N24° W
	推定震度 I		8.93			8.98	9.29	8.79		6.5		7.7		7.0	8.9	434.9	8.9	11.4	5.24	7.3		5.65
	最大加速度 α^{H}_{max}		372.9			371.2	334.8	380.0		200.3		253.0		233.3	335.3	434.9	335.3	418.8	96.4	245.2		85.4
	α^{V}_{max}		139.1			128.5	105.8	126.0		64.1		92.6		74.4	108.6	142.7	108.6	137.1	33.0	81.2		31.9
崩壊規模	最大幅 m	500	500	1500		400	800	700		1500		500		125	500	125	160	600	2000	700		1500
	崩壊高さ m	1500	500	500+		1400	80～160	100		500		150		50	750	30	60	40	900	200		45～60
	斜面長 m	2100	700	1000		2500	200	700		600～700		200～500		100	1800	180	200	400	1100	600		
	最大深さ m	150	50	不明		70～100	50+	50		不明		不明		5	160～170	30	40	5～15	不明	100+		100
	崩土到達距離 Km	13	2.5	3.+		――	3.(?)	1.3		〃		5		――	13	1.1	0.7	――	14.5	0.8		不明
	崩壊土量 m³	6.5 ～ 7.6+10⁷	2.5×10⁶	1.2×10⁶		7×10⁵	4×10⁷	4×10⁶		4.1×10⁸		1 ～ 3×10⁵		2.65×10⁵	3.4×10⁷	2.3×10⁵	1.7×10⁵	3×10⁴	5～10×10⁷	3.8×10⁷		3×10⁷
土石流・岩屑流の有無		×	○	×		×	×	×		不明		○		×	○	小規模な土石流	小規模な土石流	×	○	×		×
崩壊地の基盤地質	地層・岩石名	玄武岩質溶岩 同火山礫	濃飛流紋岩類	瀬戸川層群		火山砕屑岩類	灰爪累層	高萩砂岩・礫岩層		花崗閃緑岩等		火山砕屑岩類		中新統（火山砕屑岩類）	木曽谷層	中古生界	濃飛流紋岩類	三笠山溶岩等	花崗岩類	変成岩類		古生界（変成岩類）
	推定物性 ρ g/m³	2.5	2.6～2.7	2.6～2.7		1.9～2.5	2.0～2.2	2.0～2.2		2.7		2.4～2.7		2.	2.0～2.5	2.6～2.7	2.6～2.7	2.4～2.7	2.6～2.7	2.6～2.7		2.6～2.7
	Vp m/s	4000～5000	4000～5000	4000～5000		1500～3000	1500～2500	1500～2500		5000		2000～4000		2500～2600	2000～3000	5000	5000	4000～5000	5000	5000		5000
	Vs m/s	2000	2000	2000		1000	800	800		2000		1500		1320	1000	2000	2000	2000	2000	2000		2000
崩壊した地層・岩石名		玄武岩質溶岩 同火山礫	同上及び風化岩	同上		同上	同上	同上		花崗閃緑岩変安山岩		同上及びローム		同上及び崩積土	伝上川溶岩及び集塊岩	木曽谷層河岸段丘	滝越湖成層（含溶岩）	ローム層	同上	同上		湖成層
		※溶岩を対象	庄川を閉塞			※3回の地震のうち最大規模のもの		犀川を閉塞大洪水を誘発		湯川谷を埋め下流に洪水を誘発		※最大規模と思われるものを示す						近郊で同様な崩壊が2ヶ所発生	1962年にも同一箇所で崩壊	マディソン川を閉塞		サンペドロ川を閉塞

表－3.1 崩壊地調査表　No.1　富士大沢崩れ

崩壊地諸元	所在	静岡県　富士宮市			
	位置	緯度	35° 21′ 30″ N	経度	138° 43′ E
	山系名	富士山			
	発生年月日	約 1000年前			
	崩壊規模	最大巾 m	500	斜面長 m	2,100
		鉛直高さ m	1,500	最大深さ m	150
		崩壊斜面の傾斜	34°	崩土到達距離 m	約 13Km
		崩壊土量	6.5～7.6 × 10^7 m^3		
	崩壊した地質の種類	玄武岩質溶岩及び同質火山砂礫層			

崩壊の概要

崩壊の起源は明瞭でないが，火山爆発に伴なう不規則な裂力・溝が拡大したものと考えられる。約3,000年前には山脈中部（3,000～2,700m）に谷壁を持つ谷であったと考えられ，約1,000年前に何らかの変動により，急速に拡大し，山頂部からほゞ直線的なガリー状の崩壊を作ったとみられている。現在なお進行中の頂部にスプーン状の崩落崖を持つ浸食渓である。

		基盤地質		被覆土層
地質	地質時代	第四紀（後期更新世～完新世）		
	地層(岩石)名	玄武岩質岩及び同質火山砂礫層		
	推定物性値 密度 ρ	2.5	2.0	
	推定物性値 Vp m/s	4,000～5,000	1,500～2,000	
	推定物性値 Vs m/s	2,000	800	

記事

崩壊地源頭部において厚さ5m以下の玄武岩溶岩と，5～10mの未団結の玄武岩質火山砂礫との互層をなす。溶岩は，1m以下の節理でブロック状に割れやすい。地層は斜面にそい約25°の傾斜をもち，また，右岸側に傾斜する。

地震諸元	地震名称		発生日	
	地震規模			
	震源の位置	緯度	経度	深さ km

地震動	崩壊地までの距離 km	崩壊地からの震央の方向	崩壊地における 推定震度 I	水平最大加速度 gal	垂直最大加速度 gal

地震被害その他

特定の地震は不明，1331年8月19日"駿河にて地震，富士山頂百余丈崩る"との古記録があるが真疑は不明である。

地形特性

ほゞ円錐状の成層火山である。

地形モデルの概要

ほゞ円錐状の山地で，大沢を除き顕著な谷は存在せず，三角錐近似は困難であり，円錐形に近似した。

なお，250m切峯面によるモデルも殆ど同形，同規模である。

主要参考文献及び資料

1) 瀬尾克美　富士山大沢崩れ対策工法の考え方　土木技術資料　VoL 13，№5　PP 13～18　土木研究センター　1970

2) 渡辺昌弘・水野正和・中村義秋　富士山大沢崩れ緊急対策について　第25回建設省技術研究会報告　建設省　PP711～716　1971

3) 土木研究所　突発的な地すべり，崩壊の発生をめぐる話題，昭和59年度土木研究所講演集　建設省　PP1～26　1984

関連地形図等	縮尺	1/200,000	1/50,000	1/25,000
	図中名	甲府 静岡	富士山 富士宮	富士山

表－3.2 崩壊地調査表　No.2 帰雲山

崩壊地諸元

所在	岐阜県大野郡白川村保土脇			
位置	緯度	36° 13′ N	経度	136° 55′ E
山系名	飛弾山地～砥波山地			
発生年月日	1586年1月18日			
崩壊規模	最大巾 m	500	斜面長 m	700
	鉛直高さ m	500	最大深さ m	約50
	崩壊斜面の傾斜	30°	崩十到達距離 m	2,500
	崩壊土量	$2.5 \times 10^6 m^3$		
崩壊した地質の種類	濃飛流紋岩類			

崩壊の概要　帰雲山西の尾根の側面に当る位置に発生したスプーン状の崩壊である。崩壊斜面上部の標高1,200～1,460m間では崩壊面に基岩が分布するが，下部の標高1,000～1,200m間は土石堆である。現在当時の滑落面は残されていず，その後の侵食によるガリーが発生する。

崩壊による土砂は，土石流となり庄川の谷を埋め，天然ダムを生じ，その決壊により洪水被害をもたらしている。

地質

		基盤地質	被覆土層
地質時代		中生代（白亜紀？）	
地層(岩石)名		濃飛流紋岩類	風化岩，土砂がのると考えられるが不明
推定物性値	密度 ρ	7.6～2.7	
	Vp m/s	4,000～5,000	
	Vs m/s	2,000	

白亜紀末の生成と考えられる濃飛流紋岩類からなるが，崩壊地における岩盤の風化状況，段丘等被覆土の詳細は明らかでない。基岩の走向はN35°W，傾斜N50°で，これに平行，及び直交するクラックが多い。また，崩壊地内にほゞ崩壊軸線にそった巾15～100cmの破砕帯の存在が報告されている。

地震諸元

地震名称	白山大地震	発生日	1586年1月18日
地震規模	M7.9		
震源の位置	緯度	経度	深さ km
	36.0° N	136.8° W	

地震動

崩壊地までの距離 km	崩壊地からの震央の方向	崩壊地における 推定震度 l	水平最大加速度 gal	垂直最大加速度 gal
26	S20° W	8.93	372.9	139.1

地震被害その他

本崩壊により帰雲山城埋没し，内ケ嶋一族滅亡，300余人圧死したとされる。土砂は庄川の谷を埋め，20日間水が流れなかったと云う。白川谷で倒家埋没300戸余りを数えるほか，尾張，長嶋，岡崎，京都などでも家屋倒壊，圧死等の被害を出した。

地形特性

庄川右岸に南北にのびる砥波山地主稜より派生した尾根に帰雲山が位置する。崩壊地は，その西方，庄川の谷に面した斜面の傾斜面の傾斜変換点（浸食前線に当る）に位置している。

地形モデルの概要

崩壊地　頂部の北に尾根状の高まりがあり，現地形図によるモデルは，これと標高700m付近にみられる谷の合流点を結ぶ線に設定した。側方は，崩壊地をはさむ谷にそって設定する。

なお，三角錐底面は南西に傾斜する形となっている。

250m切峯面図では，上記稜線は消去され，崩壊地は，谷頭部に位置する。このため，崩壊地の位置する谷を側方稜とする2つのモデルを設定した。

CASE Ⅰは，帰雲山東方より南西にのびる尾根を軸線とするもので，崩壊地は，その右翼の一端に一部が含まれる。CASE Ⅱは，帰雲山よりほゞ西にのび庄川につき出した尾根を稜線とするもので，崩壊地軸線は，その左側稜とほゞ一致する。

主要参考文献及び資料

1）古谷尊彦・奥西一夫・石井孝行・藤田崇・奥田節夫：　地震に伴う歴史的大崩壊の地形解析，京大防災研年報　№27・B－1　PP387～396　京都大学　1984

2）奥西一夫　大規模崩壊のメカニズム　地形　VoL5 №3　PP179～193，1984

3）土木研究所　突発的な地すべり崩壊の発生をめぐる話題　昭和59年度土木研究所講演集　建設省　PP1～26　1984

関連地形図等

縮尺	1/200,000	1/50,000	1/25,000	
図巾名	金沢 岐阜	白川村 白山 白鳥	平瀬	

表－3.3 崩壊地調査表　No.3　大谷崩れ

崩壊地諸元

所在	静岡県静岡市　大谷			
位置	緯度	35°　18′　50″ N	経度	138°　19′　E
山系名	巨摩山地南部			
発生年月日	不明　（最古の記録は　1,530年にあり）			
崩壊規模	最大巾 m	1,500	斜面長 m	1,000
	鉛直高さ m	500 以上	最大深さ m	不明
	崩壊斜面の傾斜	約　30°	崩土到達距離 m	30Km以上
	崩壊土量	1.2 × $10^6 m^3$　（推定値）		
崩壊した地質の種類	砂岩・粘板岩（頁岩）互層			

崩壊の概要　富士川支流雨畑川との分水嶺をなすほゞ東西にのびる稜線の南斜面に発生した安倍川最上流部の谷頭崩壊である。当地域は年平均3,260mmに達する多雨地帯であり，豪雨による山地崩壊の要素がかなり大きいものと考えられる。地震による崩壊の加速もあったものと考えられ，特定は不可能であるが，地震による崩壊の記録も残されている。

現在崩壊はなお進行中である。

地質

		基盤地質	被覆土層
地質時代		中生代（白亜紀）～第三紀	
地層(岩石)名		瀬戸川層群（砂岩・粘板岩互層）	
推定物性値	密度 ρ	2.6～2.7	
	Vp m/s	4,000～5,000	
	Vs m/s	2,000	

地層の一般的な走向はほゞ南北で，崩壊地中央の軸線とほゞ一致する。粘板岩（頁岩）を中心に片理の発達が顕著で，北接する雨畑川流域では，各所に岩盤のクリープが見られる。大小の断層も数多いものと考えられるが，詳細は不明。

地震諸元

地震名称	特定の地震は不明	発生日	
地震規模			
震源の位置	緯度	経度	深さ km

地震動

崩壊地までの距離 km	崩壊地からの震央の方向	崩壊地における 推定震度 I	水平最大加速度 gal	垂直最大加速度 gal

地震被害その他

大谷崩れに関連し，下記の地震被害が記録されているが，概当する地震諸元は不明。

a）1604年2月　：　南関東に地震崩れが拡がる。

b）1613年　冬　：　大地震あり崩壊の度が拡がる。

地形特性　安倍川最奥の右支川・大谷川の谷頭部に当る。主稜線は山梨県との県境に当る八紘嶺（1917.9）より南西にのびる尾根で，雨畑川との分水に当る。崩壊地をはさんで東には，安倍川本川との境をなす尾根が大きく南にのび，西は，大谷川右支川藁沢との間のやゝ小さな尾根が南にのびており，大谷崩れは，これら三つの尾根にとりかこまれた形となっている。

地形モデルの概要

崩壊地が谷頭部に当り，主稜線が，他水系との分水に当るため，崩壊地全域を満足する一つの三角錐モデルとして設定することが出来ない。従って，崩壊地東西端にそれぞれにのびる尾根を稜線とする2つの三角錐を各々独立して設定した。なお，東稜は，やゝ延長が長く，稜線がやゝ屈曲することから，三角錐頂部が，現地形の頂部と一致せず，やゝ宙に浮いた形となっている。現三角錐頂の南約1Kmの1,912mピーク付近に頂点をとった場合，大谷崩れの主部が，三角錐より外れることになる。また，軸線をやゝ西向きに振ると，三角錐下端部で，大きく地形からずれるきらいがある。

250m切断面図においても，基本形は，現地形によるモデルと変化ない。

主要参考文献及び資料

1）武内達夫・堤博志　：　大谷崩　新砂防　VoL 38　No3　PP20～22 砂防学会　1985

2）広川治　他　：　1/20万地質図巾　"静岡"　地質調査所　1976

3）土木研究所　突発的な地すべり崩壊の発生をめぐる話題　昭和59年度　土木研究所講演集　建設省　PP1～26　1984

分図諸元

縮尺	1/200,000	1/50,000	1/25,000	
図巾名	静岡 甲府	南部 身延	梅ケ島	

表－3.4 崩壊地調査表　No.4　男体山

崩壊地諸元

所在	栃木県日光市（男体山）			
位置	緯度	36° 45′ 30″ N	経度	139° 30′ E
山系名	男体山			
発生年月日	1683. 6. 18			
崩壊規模	最大巾 m	400	斜面長 m	2,500
	鉛直高さ m	1,400	最大深さ m	70～100m
	崩壊斜面の傾斜	約 27°	崩土到達距離 m	
	崩壊土量	7 × 10^6 m^3		

崩壊した地質の種類　安山岩質溶岩及び火山砕屑岩類

崩壊の概要　富士山大沢崩れに類似した火山斜面のガリー状浸食崩壊で，大沢に比べ規模は小さい。狭義の大薙は，崩壊地下半部の標高約1,600 m～1,200mにかけてみられる沢の北斜面の切割ったような崩壊地で，大薙の名もこれに由来する。

現在も崩壊が継続している。

地質

		基盤地質	被覆土層
地質時代		第4紀	
地質岩石名		輝石安山岩（男体溶岩）及び火山砕屑岩類	ローム，火山砂等が分布すると思われるが詳細は不明
推定物性値	密度 ρ	1.9～2.5	
	Vp m/s	1,500～3,000	
	Vs m/s	1,000	

比較的新らしい（更新世）成層火山で，男体溶岩（輝石安山岩）と，凝灰角礫岩，火山砂礫等の互層である。溶岩のクラックや，地層境界にそって浸透した雨水や，凍結融解の繰り返しにより崩落し，ガリー状の渓を作ったものであろう。

地震諸元

地震名称		発生日	1683. 6. 18
地震規模	M 7.3		
震源の位置	緯度	経度	深さ km
	36.75° N	139.65° E	

地震動

崩壊地までの距離 km	崩壊地からの震央の方向	崩壊地における推定震度 I	水平最大加速度 gal	垂直最大加速度 gal
14	S85°E	8.98	371.2	128.5

地震被害その他

1683年には，3度の大規模な地震が記録されている。上記は最も震度規模の大きいものである。この何れが，大薙に最も大きい影響を与えたかは不明である。なお，山崩れの記録としては，6.17日の地震で天狗堂，仏岩；赤薙山の崩れが記されており，大薙でも崩壊発生の可能性がある。（**につづく）

地形特性

ほゞ円錐状の成層火山

地形モデルの概要

ほゞ円錐状の成層火山で顕著な尾根，谷は存在せず，円錐形に近似する。

250 m切峯面図によるモデルも殆ど同一形状である。

** 1）1683. 6. 17　M＝6.4　λ＝139.6°E　φ＝36.7°N　東照宮，大猷院等の石塔転倒，石垣多く崩れる。赤薙・天狗堂・仏岩，その他北方の山で所々崩れる。

2）1683. 6. 18　M＝7.3　λ＝139.65°E　φ＝36.75°N　石垣残らず崩れ，石灯籠すべて倒れる。

3）1683. 10. 20　M＝6.8　λ＝139.7°E　φ＝36.8°N 三依川・十里村で山崩れ，日光にも山崩れあり，鬼怒川，稲荷川の水流れず，日光では修復中の石垣等が崩れる。

主要参考文献及び資料

1）1/50,000 地質図巾および説明書"男体山"　地質調査所

2）土木研究所　突発的な地すべり崩壊の発生をめぐる諸題　昭和59年度土木研究所講演集　建設省　PP1～26　1984

関連地形図

縮尺	1/200,000	1/50,000	1/25,000	
図巾名	日光	日光 男体山	日光北部 日光南部 男体山 中禅寺湖	

表－3.5 崩壊地調査表　No.5　名立崩れ

崩壊地諸元

所在	新潟県西頸城郡名立町名立大町			
位置	緯度	37° 10′ N	経度	138° 06′ E
山系名	頸城丘陵			
発生年月日	1751. 5. 20			
崩壊規模	最大巾 m	800	斜面長 m	約200m
	鉛直高さ m	80～160m	最大深さ m	50m強（図上推定）
	崩壊斜面の傾斜	15°（平均）	崩土到達距離 m	3Km（古文書につき不明確）
	崩壊土量	$4 \times 10^7 m^3$		

崩壊した地質の種類　頁岩，砂岩，礫岩等

崩壊の概要　頸城丘陵北端の鳥ケ首岬西側面に位置する海食崖の崩壊である。

高田大地震（1751）に伴うもので，古文書では3Kmほど海中へ押出したとの記録がある。現在名立小泊の後背部に2段の明瞭な滑落地形が残っており，これから推定される崩壊規模は上記の通りである。海岸線は，3Kmはオーバーと思われるが，現在より凸出した事は確かと推定される。

地質

		基盤地質	被覆土層
地質時代		新第三紀　中新世	
地層(岩石)名		灰爪累層（頁岩・砂岩・礫岩）	不明
推定物性値	密度 ρ	2.0 ～ 2.2	
	Vp m/s	1,500 ～ 2,500	
	Vs m/s	800	

基岩は灰爪累層に相当する泥岩（頁岩）層（有間川泥岩層及び，茶屋ケ原泥岩層）およびこれに挟まれる砂岩，礫岩層（鳥ケ首礫岩層）で，北～北西に20°前後の傾斜を示す。

崩壊は基岩を含む"一次辷り"に当るものと考えられ，地層が，海へ向って傾斜することから，地層面の一部が辷り面となった可能性もある。風化状況，被覆層の状況は記録がなく不明

地震諸元

地震名称	高田大地震	発生日	1751. 5. 20
地震規模	M 6.6		
震源の位置	緯度	経度	深さ km
	37° 06′ N	138° 06′ E	

地震動

崩壊地までの距離 km	崩壊地からの震央の方向	崩壊地における 推定震度 I	水平最大加速度 gal	垂直最大加速度 gal
6	S	9.29	334.6	105.8

地震被害その他

高田領内の全壊，焼失戸数6,088，死者約2,000人が記録されている。内名立崩れによる埋没戸数81，死者428に達する。

他に直江津・糸魚川間において山崩れ多く，名立崩れの他，桑取谷（土石流か）虫生村，岩戸村などでも山崩れによる死者，家屋等の埋没，流出が記録されている。

また，長野，新発田でも被害の記録がある。

地形特性

左記のように頸城丘陵末端の海食崖に当る。西は名立川河口の沖積地に面し，北～東は直接日本に海食崖を作ってのぞんでいる。丘陵地の比高は200～250m前後であり，海食崖の高さは50mに達する。

地形モデルの概要

崖壊地は，ほゞ尾根の突端に位置するため，三角錐軸線は，ほゞ崩壊地の中央を通る。崩壊地頂部の南約1.5Kmに標高310mのピークがあり，この点を頂とする。三角錐を設定し，名立川及び東の日本海に向う小谷にそって側稜を設けた。

なお，谷筋の分布では，崩壊地頂部より約700mの地点に頂点を設定することもできるが，稜線部は弱い鞍部となっていることから，頂稜の勾配設定がやゝ困難である。

250m切峯面図の場合も基本的な形状に変りはない。

主要参考文献及び資料

1）中村慶三郎　名立崩れ　崩災と国土　風間書房　1964

2）赤羽　貞幸　新潟県上越市西部山地における新第三系の層　と地質構造　地質学雑誌　VoL 81　№12 PP737～754　1975 地質学会

3）土木研究所　突発的な地すべり，崩壊の発生をめぐる話題　昭和59年　土木研究所講演集　建設省　1984

関連地形図等

縮尺	1/200000	1/50,000	1/25,000
図巾名	高田	高田西部	名立大町

表－3.6 崩壊地調査表　No.6 岩倉山

崩壊地諸元	所在	長野県長野市信更町涌池，安庭，及び古藤		
	位置	緯度 36° 35′ 30″ N	経度 138° 04′ E	
	山系名	犀川丘陵		
	発生年月日	1847. 5. 8		
	崩壊規模	最大巾 m	500～700	斜面長 m　約700
		鉛直高さ m	100m弱	最大深さ m　50m
		崩壊斜面の傾斜	13°	崩土到達距離 m　1,200～1,300
		崩壊土量	4×10⁶m³ 以上（犀川閉そくに要した土量）	
	崩壊した地質の種類	新第三紀層（砂岩・礫岩等）及び崩積土		

崩壊の概要　茶臼山より西に延び，犀川にのぞむ尾根の末端部側方斜面に発生した土りで，上流の西岩倉集落を中心とするものと，北斜面の古宿・藤倉に達する2つの崩壊が記録されている。その上流側のものが犀川を閉そくし，下流に大洪水をもたらした。現在，崩壊の正確な位置，規模の確認は困難であり，地形より推察する以外にない。

地質		基盤地質	被覆土層
	地質時代	新第三紀鮮新世	
	地質(岩石)名	高萩砂岩・礫岩層	不明
	物理定数 密度 ρ	2.0 ～ 2.2	
	物理定数 Vp m/s	1,500 ～ 2,500	
	物理定数 Vs m/s	800	

新第三紀鮮新世の高萩砂岩・礫岩層で，砂岩・礫岩を主とし，時に泥岩を狭んでいる。地層の一般的な走向はN 60°～70° Eで，30～50°でNWに傾斜する。

ローム，崩積土ならびに河岸段丘等の被覆層の分布も想定されるが詳細は不明。風化状況とともに，正確な確定には実地調査が必要である。

地震諸元				
	地震名称	善光寺地震	発生日	1847. 5. 8
	地震規模	7.4		
	震源の位置	緯度	経度	深さ km
		36.7°N	138.2°E	

地震動				
崩壊地までの距離 km	崩壊地からの震央の方向	崩壊地における 推定震度 I	水平最大加速度 gal	垂直最大加速度 gal
17	N 45°	8.79	360.0	126.0

地震被害その他　被害数量は記録による差異が著しく確定できないが，松代，飯山，松本領を中心に4万箇所を超す山崩れ，3,000人余りの死者が報ぜられている。岩倉山の崩壊では30丈の土堤となり犀川をせき止め，上流明科町まで湖となって数十ケ村が水没したとされる。その後土堤の決潰により下流で大洪水による被害を出している。

地形特性

茶臼山（73.0.0m）から西方にのびる尾根を犀川が横断する位置に崩壊地が位置する。当地域の犀川丘陵は比高300m（標高700～750m）に定高性を有するなだらかな丘陵地で，犀川はこれを下刻浸食し犀川に面した斜面は，時に急崖を呈する。崩壊地も基本的には，犀川の下刻により斜面に位置する。

地形モデルの概要

南北の崩壊地を境する東西にのびる顕著な尾根があり，これを三角錐軸にとった。側方には比較的顕著な谷がみられないが，両崩壊地の東よりに凹地形がみられ，左右ほゞ対称することから，これを側稜として設定する。なお，底辺は犀川の谷筋にとる事ができる。なお，頂点は，尾根のピークをやゝ外れるため，宙に浮いた形とせざるを得ない。

250m切断面図では，北側の谷の関係でやゝ三角錐形状が大きくなるが基本的には，現地形図によるものに変りない。

主要参考文献及び資料

1）古谷尊彦・奥西一夫・石田孝行　藤田崇・奥田節夫：地震に伴う歴史的大崩壊の地形解析，京大防災研年報　№27－B1　PP387－396　京都大学　1984

2）宇佐美　夫　NHK市民大学講座　地震

3）高沢　恒雄　長野県篠井市茶臼山付近の新第三系について　地質学雑誌　VoL68　№2　PP53～63　地質学会　1962

関係地形図等

縮尺	1/200000	1/50,000	1/25,000	
図中名	長野 高田	長野 戸隠	信濃中条	

表－3.7 崩壊地調査表　No.7 立山鳶崩れ

崩壊地諸元	所在	富士山中新川郡大山町（多枝原谷）			
	位置	緯度	36° 31.5′ N	経度	137° 39′ E
	山系名	飛弾山脈（北アルプス）立山山系			
	発生年月日	1858. 4. 9（旧 2. 26日）			
	崩壊規模	最大巾 m	1,500	斜面長 m	600 ～ 700
		鉛直高さ m	500	最大深さ m	不明（100m以上？）
		崩壊斜面の傾斜	30°	崩土到達距離 m	不明(4,000m以上の可能性あり)
		崩壊土量	4.1 × $10^6 m^3$		
	崩壊した地質の種類	花崗閃緑岩および 安山岩			

崩壊の概要　旧立山火山火口壁の一部である。一種の谷頭崩壊であろう。安政地震により，相当の崩壊が生じた事は確実であるが，それ以前にもかなりの崩壊があったのではないかと推察される。その後も浸食作用が進み，崩壊が継続して現在に致っている。湯川谷には，本崩壊地以外にも，鷲岳南西斜面を始め，各所に崩壊地がみられる。

		基盤地質	被覆土層
地質	地質時代	古生代（？）　新生代（立山火山）	
	地質(岩石)名	花崗閃緑岩類　変朽安山岩　その他	谷部には崩積土砂等が堆積するものと考えられる。
	推定物性値 密度 ρ	2.7 ± ～	
	推定物性値 Vp m/s	5,000	
	推定物性値 Vs m/s	2,000	

基盤は飛弾系の片麻岩類や，深成岩類である。これをおゝって旧立山火山の噴出物である変朽安山岩が崩壊地上部に分布する。谷部には崩積土砂及び爆裂による火山砕屑物が堆積する。また，カルデラ周囲では，各所で硫化・鉱染作用を受け，黄鉄鉱を生じ，風化により赤褐色を呈することが多い。

地震諸元	地震名称	安政（越中）大地震	発生日	1858. 4. 9
	地震規模	6.9		
	震源の位置	緯度	経度	深さ km
		36.7° N	138.2° E	

地震動	崩壊地までの距離 km	崩壊地からの震央の方向	崩壊地における 推定震度 I	水平最大加速度 gal	垂直最大加速度 gal
	32	S84° W	6.5	200.3	64.1

地震被害その他

飛弾北部，越中で被害大，宮川・高原川流域で山崩れ，家屋破損，死者が多かった。
常願寺川上流の大鳶・小鳶の崩壊で湯川谷を堰止めた他，真川谷でも山崩れ多く，川を堰止めた，このため約10日後の3月10日（旧）と，4月26日（旧）にその破堤に伴う大洪水を生じ，150ケ村以上が被災したと云う。本地震の被害は富山・高岡・石動・城端・金沢にも及んだ。

地形特性

弥陀ケ原～立山～鷲岳～鳶山～西方尾根と続く旧立山火口壁（爆裂カルデラ）を形成する山稜の一部である。爆裂により生じた火口が，噴気・磁気作用してより変質，脆弱となって崩壊が進んだものである。

鳶崩れもその一部に相当し，湯川左支川多枝原谷の谷頭部を形成する。

地形モデルの概要

多枝原谷の谷頭部に位置する巾広い崩壊地であるため，崩壊地全域を1つの三角錐モデルに収容できない。このため，西稜（多枝原谷と真川の尾根）及び，東稜（多枝原谷と兎谷の間の尾根）を各々頂稜とする2つの三角錐を設定した。

東稜は，稜線の勾配が比較的一定しているため，ほゞ地形にそったモデル化が可能である。

西稜は，湯川，真川合流部で下刻浸食が著しく，尾根末端で急峻である。また稜線が屈曲に富むため，頂稜の傾斜を設定することが困難であるが，一応上部崩壊地付近の尾根の勾配を優先させた。下底辺は各々湯川，真川の谷にそって設定できる。

250m切峯面図でもほゞ同様なモデルが設定できるが，微地形が消去されるため，鳶山から西にのびる崩壊地頂部をなす尾根を頂稜にとることも可能である。

このためCASE I として，これを頂稜とし，多枝原谷中央，および真川支谷の鳶谷～スゴ谷を側稜とした三角錐モデルを設定した。他の2ケースは現地形図によるモデルと基本的な差はない。

主要参考文献及び資料

1）直轄砂防への道"常願寺川"　建設省北陸地方建設局立山砂防工事事務所
2）佐々木重成　：　鳶山崩壊調査について（今後の崩壊予想を中心として）
第19回建設省技術研究報告　PP501～506　1966
3）牧野　裕至　：　鳶山崩れ　新砂防　VoL38 №1　PP23～26　砂防学会　1985
4）柴田秀賢・豊沢弘正　：　立山火山附近の地質と岩石～日本アルプスの地質と岩石その1
地質学雑誌　VoL 63 №11　PP609～618 地質学会　1957

関連地形図等	縮尺	1/200000	1/50,000	1/25,000
	図中名	高山	立山　白木峰 五百石 八尾 有峰湖	立山

表－3.8 崩壊地調査表　No.8 根府川土石流

崩壊地諸元

所在	神奈川県　小田原市　根府川			
位置	緯度	35° 11′ 30″ N	経度	139° 06′ E
山系名	箱根外輪山			
発生年月日	1923. 9. 1			
崩壊規模	最大巾 m	500	斜面長 m	200 ～ 500
	鉛直高さ m	150	最大深さ m	不明
	崩壊斜面の傾斜	18 ～ 19°	崩土到達距離 m	約 5Km
	崩壊土量	1～3 ×10⁶m³		

崩壊した地質の種類　ロームを含む火山砕屑岩類

崩壊の概要　白糸川源流域の山腹崩壊で，土石流となり一瞬にして根府川の町を襲った。通過中の列車を転覆させた他，64戸の埋没家屋，406名の死者を出し，末端は海中へ流入する。崩壊地に関しては，今村の現地調査にもとづく報告，地形図等の検討を含む小林の報告があるが，その位置は若干異なる。何れにせよ，白糸川源流部の複数箇所で同時に発生した表層崩壊の複合したものと推察する。

地質

	基盤地質	被覆土層
地質時代	新生代第四紀	
地質(岩石)名	火山砕屑岩類	ローム，軽石等がのると考えられるが，詳細不明
物理定数 密度 ρ	2.4 ～ 2.7	
弾性波 Vp m/s	(2,000)～ 4,000	
弾性波 Vs m/s	1,500（安山岩類）	

地震諸元

地震名称	関東大地震	発生日	1973. 9. 1
地震規模	7.9		
震源の位置	緯度	経度	深さ km
	35.2° N	139.3° E	

地震動

崩壊地までの距離 km	崩壊地からの震央の方向	崩壊地における 推定震度 I	水平最大加速度 gal	垂直最大加速度 gal
47	S73°E	7.7	253.0	92.6

地震被害その他

東京，横浜を中心とする南関東に最大規模の被害を与えた地震である。若干異説もあるが，概略の被害は次のとおりである。

死者　99,331人　負傷者　102,733人　行方不明　43,476人

家屋全潰　128,266戸　同半潰　126,233戸　焼失　447,128戸　流失　868

その他山崩れ，崖崩れなど多数

地形特性

箱根外輪山の東斜面に当り，白銀山（993）より聖山を経て北東にのびる尾根と，南東にのび鬼ケ山，南郷山，真鶴岬に達する尾根にはさまれた白糸川の源流部に位置する。かなり開析の進んだ火山裾野の一部である。

地形モデルの概要

崩壊地が，白糸川上流の左支谷に分散すると想定されるため，上流の崩壊地（A）を対象とする三角錐と，下流のB崩壊地を対象とする三角錐を設定した。全般に，小さな開析谷が多く発達するため，尾根の規模も小さく，いずれも，やゝ肉薄の三角錐となっている。CASEⅠは，白糸川と箱根ターンパイクにそって北東にのびる沢を側稜として設定し，中間の尾根を頂稜とした。南の底辺は，白糸川の谷にそって設定し，頂稜との交点を求めたものである。

CASEⅡは，804mピークから東北東にのびる小さな尾根を頂稜としたもので，末端部は，稜線の勾配の変換点と，北からの谷の交わりから求めている。

250m切断面では，上記の小起伏は殆ど除去され，白銀山東から，北東にのびる尾根がクローズアップされてくる。崩壊地はその中央にある白糸川の谷にそって分布する。このため，上記2つの尾根に軸線を設定した。稜線長が，現地形図によるモデルに比し著しく長くなってきている。

主要参考文献及び資料

1）今村明恒　根府川方面山津波調査報告　震災予防調査会報告第100号乙　PP85～86 1985

2）松沢武雄　根府川山崩調査報告　震災予防調査会報告　第100号乙 PP81～83 1925

3）小林芳正　1923年関東大地震による根府川山津波　地震第2輯　VoL 32 PP57～73　地震学会　1979

4）神奈川県教育委員会編　1/50,000　神奈川県地質図集　神奈川県教委　1980

関係地形図等

縮尺	1/200,000	1/50,000	1/25,000	
図中名	横須賀	小田原	小田原南部 箱根	

表－3.9 崩壊地調査表　No.9 伊豆梨本崩壊

崩壊地諸元	所在	静岡県賀茂郡河津町梨本			
	位置	緯度	34° 47′ 19″ N	経度	138° 56′ 35″ E
	山系名	伊豆・天城山脈			
	発生年月日	1978. 1. 14			
	崩壊規模	最大巾 m	125	斜面長 m	約100
		鉛直高さ m	50m	最大深さ m	5m（斜面に直角な深さ）
		崩壊斜面の傾斜	40°	崩土到達距離 m	
		崩壊土量	2.65 ×10^4 m³ （復旧のための除去土量）		
	崩壊した地質の種類	崖錐性堆積物および強風化変朽安山岩			

崩壊の概要

伊豆大島近海地震による崩壊地の1つで，道路切取り上方斜面の比較的浅い滑落である。この土りにより東海バスを埋没させた。

地質		基盤地質	被覆土層
	地質時代	新第三紀　中新世	
	地層(岩石)名	凝灰岩・凝灰角礫岩・変朽安山岩	地表には2～3mの崖錐堆積物が分布する。
	物性値 密度 ρ	2.2	1.7
	物性値 Vp m/s	2,500 ～ 2,600	400 ～ 500
	物性値 Vs m/s	1,320 *1)	160

基岩は，下位から凝灰岩・凝灰角礫岩・変朽安山岩から構成され，当崩壊斜面には変朽安山岩が露出する。地表附近では，風化が著しく，深度6m未満ではN値も10～20である。
地表には2～3mの土砂状の崖錐性堆積物がみられる。
また，崩壊地上方には巾約50mの断層破砕帯が推定されているが，詳細は明らかでない。

起震諸元	地震名称	伊豆大島近海地震	発生日	1978. 1. 14
	地震規模	7.0		
	震源の位置 緯度	34° 46′ N	経度 139° 15′ E	深さ km

地震動	崩壊地までの距離 km	崩壊地からの震央の方向	崩壊地における 推定震度 I	水平最大加速度 gal	鉛直最大加速度 gal
	28	S86° E	7.0	233.3	74.4

地形特性

伊豆天城山南方の登り尾から南に派生した尾根末端の河津川に面した斜面でこの中腹を切り取り道路を設けている。

地形モデルの概要

崩壊地の南に河津川左支谷が北東から流入し，これと河津川との間に南北にのびる小さな尾根がみられる。現地形図を用いたモデルでは，この稜線を頂稜とした。底面の二辺は，河津川の谷と，前記左支谷の谷線で規定される。頂稜を作る尾根は，底部（B点）より約1Kmで北東に向きを変え，そのため，尾根の傾斜が変ること，また，西側に河津川の左支谷が延びるため，この谷の延長と合わせ頂点を決定した。

250m切峯面図では，上記河津川の小左支谷が不明瞭となる。このため，登り尾からほゞ南にのび，河津川と，奥原川にはさまれる尾根を頂稜として選んだ。

底部の2辺は，河津川，奥原川の谷筋に設定することができる。頂点は，尾根の傾斜変換点に設定し，奥原川右支谷の作る凹部に側方稜線を求めた。

主要参考文献及び資料

1) 岩崎敏男・川島一彦・安江朝光・仲野公章，　地震応答解析による沿道斜面の耐震性の検討
1978年，伊豆大島近海地震による梨本地区の斜面崩壊の解析
土木研究所資料 №1600　1980
2) 日本道路協会・道路震災対策委員会：道路の震災対策に関する調査報告（1）－1978年
伊豆大島近海地震災害　1979
3) 星野一男・橋本知昌・松田時彦　：伊豆半島活断層図及び説明書　地質調査所　1978

関連地形図等	縮尺	1/200000	1/50,000	1/25,000
	図中名	静岡 横須賀	下田 稲取	湯ケ野

地震被害その他	伊豆半島中南部を中心に山崩れ，道路損壊を中心とする被害を出している。主な被害は次の通りである。　死者 25，負傷 205，り災世帯数 733，り災者数 2,997 建物全壊 96棟，半壊 616，山崩れ（崖を含む） 193 道路損壊 1,143，　橋梁損壊 3，鉄道被害 26

表－3.10 崩壊地調査表　No.10　御岳伝上川

崩壊地諸元

所在	長野県木曽郡王滝村			
位置	緯度	35° 52′ 15″ N	経度	137° 29′ 20″ E
山系名	飛弾山脈（御岳山）			
発生年月日	1984. 9. 14			
崩壊規模	最大巾 m	500	斜面長 m	1,800
	鉛直高さ m	750	最大深さ m	160 ～ 170
	崩壊斜面の傾斜	25°	崩土到達距離 m	約13Km（氷ケ瀬まで）
	崩壊土量	3.4 × 10^7 m³		
崩壊した地質の種類	伝上川溶岩及び集塊岩			

崩壊の概要　伝上川にのぞむ末端部で約400万m³の一次崩壊を生じ，殆ど連続して上部（主体部）の滑落が続発したと考えられる。上部の崩壊は木曽谷層（古湖火山噴出物）を浸食した旧地表面にそって生じたもので，旧地表に分布する高含水比の千本松軽石層の堆積面にそって，上部の新期火山砕屑岩類（伝上川溶岩および集塊岩）が，シート状のブロックとなって滑落したものである。崩壊土砂は岩屑流となって伝上川・濁川を流下し，その末端は王滝川に流入し，氷ケ瀬に達した。

地質

		基盤地質	被覆土層
地質時代		第四紀（更新世）	第四紀（更新世～完新世）
地層(岩石)名		木曽谷層（古期御岳火山噴出物を主とする安山岩溶岩，砂礫など）	千本松軽石層　伝上川溶岩・集塊岩
推定物性値	密度 ρ	2.0 ～ 2.5（溶岩）	2.5（溶岩）
	Vp m/s	2,000 ～ 3,000	2,500～4,000
	Vs m/s	1,000	1,200

基盤は木曽谷層と呼ばれる古期御岳火山の噴出物と湖成層から構成され，これを浸食した地表面に，新期御岳火山初期の噴出物である軽石層（千本松軽石層）が分布する。更に御岳南麓には伝上川溶岩と呼ばれる安山岩溶岩，集塊岩がおゝっており，伝上川崩壊は，その境界部に生じたものである。

地震諸元

地震名称	長野県西部地震	発生日	1984. 9. 14
地震規模	6.8		
震源の位置	緯度	経度	深さ km
	35° 49.3′ N	137° 33.6′ E	2

地震動

崩壊地までの距離 km	崩壊地からの震央の方向	崩壊地における 推定震度 I	水平最大加速度 gal	垂直最大加速度 gal
9	S 48° E	8.9	335.3	108.6

地震被害その他

山地斜面崩壊に伴う被害が主で，王滝村に集中している。主な被害は次の通り

死者，行方不明29.　負傷37.

住家，全壊流失 14，半壊73，一部損壊 518

被害額　425億（長野県による）

地形特性

御岳火山の南斜面で，伝上川の谷頭部に位置する。崩壊前は，西側に小さな沢を有する小尾根状の高まりとなっていたが，崩壊によりえぐられ，スプーン状の谷地形を呈するように変化した。

地形モデルの概要

地形モデルの検討は，崩壊前地形に復元した状態で実施した。

現地形図によるモデルは，崩壊地が尾根状の高まりを見せていることから，これを頂稜の軸線に選定する。尾根の傾斜は，上方の王滝頂上近くまで大差がないため，頂点は側稜として選んだ。伝上川最上流部の沢筋との交点に設定する。なお，西側の側稜がほゞ直線状に崩壊地末端まで延びており，標高が，頂軸下端より低くなっている。なお，底面の2稜は，何れも伝上川の谷にそって設けた。

250m切峯面図では，伝上川源流部の谷，尾根が浅いため，顕著でない。このため，御岳の頂上を頂点として，地獄谷～赤川にのびる谷と，伝上川を境する尾根を1つの頂稜とし，前記左右の谷を側稜とする三角錐をCASE Iとした，下端部は，伝上川と，赤川の合流点付近に当る。

またCASE IIとして，同様御岳頂上付近を頂点とし，田の原－三笠山にのびる尾根を頂軸とする三角錐を設定した。側稜部に適当な顕著な谷筋に欠けるが，西側稜をほゞ伝上川右支川の谷ぞいに，また，東側稜は南俣川上流の谷にとった。伝上川，南俣川は水系を異にし，直接合流しないため，底面を谷ぞいに設定できないが，2,000mの等高線が傾斜変換点にそってほゞ三角形にのびるため，ほゞこの線にそって底面の2稜を設定した。

主要参考文献及び資料

1）長岡正利　他：　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　UJNR・耐風・耐震構造専門部会第17回合同部会資料PP1～16　1985

2）酒井潤一　：　昭和59年長野県西部地震による斜面崩壊，自然災害特別研究・突発災害研究成果報告（代表者　飯田汲事）　PP165～178　文部省　1985

3）科学技術庁・国立防災科学技術センター　：　主要災害調査第25号　昭和59年長野県西部地震災害調査報告　科学技術庁　1985

関連地形図等

縮尺	1/200000	1/50,000	1/25,000	
図中名	飯田	御岳山 水曽福島 加子母 上松	御岳山 滝越 御岳高原 主滝	

表－3.11 崩壊地調査表　No.11　松　越

崩壊地諸元

所在	長野県木曽郡王滝村　松越			
位置	緯度	35°　48′　25″ N	経度	137°　33′　30″ E
山系名	飛弾山脈（御岳南麓）			
発生年月日	1984. 9. 14			
崩壊規模	最大巾 m	125	斜面長 m	180
	鉛直高さ m	30	最大深さ m	30（奥行き150m）
	崩壊斜面の傾斜	34°（段丘崖）	崩土到達距離 m	1,100
	崩壊土量	2.3 × $10^5 m^3$		

崩壊した地質の種類　河岸段丘層，崖錐層など

崩壊の概要　王滝川左支川，大又川にそって，やゝ突出した形状をなす段丘が崩壊したもので，基盤の秩父古生層（中生層とする説もある）及び木曽谷層中に存在した谷に堆積した軽石層を辷り面として，上位の河岸段丘磁層・崖錐層及び泥流堆積物が崩壊したもので，崩壊土砂は，主滝川本流にまで達し，一部は対岸の比高約40mの段丘にのり上げている。

地質

		基盤地質	被覆土層
地質時代		古（中）生代	第四紀更新世
地層(岩石)名		粘板岩，チャート等	木曽谷層・軽石層・河岸段丘礫層等
推定物性値	密度 ρ	2.6 ～ 2.7	1.9 ～ 2.1
	Vp m/s	5,000	(500) ～ 1,500
	Vs m/s	2,000	(150) ～ 500

古（中）生層の基岩を不整合におゝって，火山灰質中粒砂を主とする木曽谷層が分布する。
その上部には風成の軽石層が，上記の各層の作る傾斜した旧地表面をおゝっている。
さらにこれらを不整合でおゝって砂礫を主とする上部滝越層（河岸段丘礫層）ならびにローム層が分布する。

地震諸元

地震名称	長野県西部地震	発生日	1984. 9. 14
地震規模	6.8		

震源の位置	緯度	経度	深さ km
	35°　49.3′ N	137°　33.6′ E	2.0

地震動

崩壊地までの距離 km	崩壊地からの震央の方向	崩壊地における 推定震度 l	水平最大加速度 gal	垂直最大加速度 gal
1.5	N8° E	13.2	434.9	142.7

地震被害その他

表3－10－2に同じ

地形特性

大又川右岸に発達した比高60～80mの河岸段丘である。

地形モデルの概要

大又川右支川と，上島部落西方で王滝川に合流する溝口川にはさまれて，北北西に尾根がのびており，この尾根を頂稜とした。2つの底線は，崩壊地の位置する段丘崖下部と，上島集落北縁の斜面下を通る直線として近似する。頂点は，尾根の勾配変換点とし，これより左右にのびる小さな谷（凹地形）にそって2つの側稜を設定した。

250m切峯面図では，上記尾根は，大又川右支川とともに消去されて不明瞭になる。むしろ，下半部では大又川と崩壊地わきで大又川に合流する上記支谷の間に存在する尾根が主稜線をなしており，これに頂軸をとることとした。頂点は，やゝ尾根線から外れ宙に浮く形をとるが，大又川の流路を優先させて，その谷筋にそって側稜を描き定めた。

主要参考文献及び資料

1）長岡正利　他：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　UJNR耐風・対震専門部会第17回合同部会資料　PP1～16　1985

2）酒井潤一　：昭和59年長野県西部地震による斜面崩壊　自然災害特別研究突発災害研究成成果（代表　飯田汲事）　PP165～178　文部省　1985

3）近藤達敏他　：長野県西部地震における松越地区の崩壊と地質　土と基礎　VoL33　№11　PP47～52　土質工学会　1985

4）谷口栄一他　：長野県西部地震による松越地区の斜面崩壊調査　土木技術資料 VoL28　№1　PP26～31　土木研究センター　1986

関連地形図等

縮尺	1/200,000	1/50,000	1/25,000	
図巾名	飯田	木曽福島 上松	王滝 御岳高原	

表－3.12 崩壊地調査表　No.12　滝　越

崩壊地諸元

所在	長野県木曽部王滝村　滝越			
位置	緯度	35°　48′　34″ N	経度	137°　27′　46″ E
山系名	飛弾山脈（御岳南麗）			
発生年月日	1984. 9. 14			
崩壊規模	最大巾 m	160	斜面長 m	50 ～ 200
	鉛直高さ m	60	最大深さ m	40（奥行き 80m）
	崩壊斜面の傾斜	30°	崩土到達距離 m	700
	崩壊土量	1.7 × 10^5 m^3		
崩壊した地質の種類	上部滝越層（伝上川溶岩及び段丘砂層）			

崩壊の概要　滝越東方の標高 1,210m の河岸段丘で発生したもので，滝越湖成層中のルーズな砂層と，シルト層がすべり面となって，上部の溶岸と段丘砂層等を滑落させたものである。崩壊土砂は，王滝川に流入した。

地質

		基盤地質	被覆土層	
地質時代		中生代	第四紀	更新統
地層(岩石)名		濃飛流紋岩類	滝越湖成層 砂，シルト層	伝上川溶岩
推定物性値	密度 ρ	2.6 ～ 2.7		
	Vp m/s	4,000 ～ 5,000	500～1,500	3,000～5,000
	Vs m/s	2,000	300	1,500

基盤は濃飛流紋岩であるが，崩壊面には分布しない。

下部滝越湖成層（木層谷層）に属するシルト，砂の互層をおゝって，上部滝越湖成層に相当する伝上川溶岩及び礫，砂，粘土からなる河岸段丘堆積層が発達する。

地震諸元

地震名称	長野県西部地震	発生日	1984. 9. 14
地震規模	6.8		
震源の位置	緯度	経度	深さ km
	35°　49.3′ N	137°　33.6′ E	2.0

地震動

崩壊地までの距離 km	崩壊地からの震央の方向	崩壊地における 推定震度 l	水平最大加速度 gal	垂直最大加速度 gal
9	N80° E	8.9	335.3	108.6

地震被害その他

省略

地形特性

上部滝越湖成層の堆積面であるやゝ開析された段丘末端の斜面に発生した辷りである。崩壊地北には，滝越部落より東にのびる小さな谷があり，その谷の南斜面に位置する。

段丘面の比高は，崩壊地付近で約200mである。

地形モデルの概要

玉滝川ダムより小さな尾根が北東にのびており，これを頂稜に選ぶ。側稜の1つは崩壊地北にのびる沢にほゞ限定され，尾根の平均勾配をとって描いた線とこの交点を頂点とする。底面の2辺は，蛇行した王滝川の流路にとることが出来る。

250m切峯面図では，上記尾根及び谷は殆ど消去されてくる。このため，濁川と上黒沢にはさまれ，北北西にのびる尾根を頂稜線に設定する。側稜は前記上黒沢の谷にそって設定することができる。なお東側側稜は，やゝ谷のきれ込みが浅いが下黒沢の谷にとることとした。

主要参考文献及び資料

1）長岡正利他　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　UJNR耐風，耐震構造専門部会第17回合同部会資料　PP1～16　1985

2）酒井潤一　昭和59年長野県西部地震における斜面崩壊：自然災害特別研究突発災害研究成果（代表飯田汲事）PP165～178　文部省　1985

3）納倉克幹他　長野県西部地震での被災例にもとづいた斜面崩壊予測手法の検討　土と基礎　VoL33　No.11　PP41～46　土質工学会　1985

関連地形図等

縮尺	1/200000	1/50,000	1/25,000	
図巾名	飯田	御岳山 加子母	滝越	

表－3.13 崩壊地調査表　No.13　御岳高原

崩壊地諸元	所在	長野県木曽郡王滝村（御岳高原）			
	位置	緯度	35° 50′ 25″ N	経度	137° 32′ 40″ E
	山系名	飛弾山脈（御岳南東麓）			
	発生年月日	1984. 9. 14			
	崩壊規模	最大巾 m	600	斜面長 m	400
		鉛直高さ m	40	最大深さ m	5～15m
		崩壊斜面の傾斜	18°	崩土到達距離 m	
		崩壊土量	3×10⁴m³		
	崩壊した地質の種類				
	崩壊の概要	小坂田ローム層中にはさまれる粘土化の進んだ軽石層の堆積面にそって生じたローム層を主体とした比較的浅い表層崩壊である。 周辺で計3ケ所同様のこりを生じている。上記はその内の最大規模のものである。			

		基盤地質	被覆土層
地質	地質時代	更新世	更新世
	地質(岩石)名	安山岩溶岩及び火山砕屑岩類（三笠山溶岩）	ローム層
	物理特性 密度 ρ	2.4 ～ 2.7	1.3 ～ 1.5
	物理特性 Vp m/s	2,000 ～ 4,000	800 ～ 1,200
	物理特性 Vs m/s	1,000	200
	基盤は古期御岳火山の噴出物である三笠山溶岩類（安山岩溶岩及び同砕屑岩類）である。これをおゝって新期御岳火山の噴出物である小坂田・波田ローム層が斜面・台地面に広く分布する。		

地震諸元	地震名称	長野県西部地震		発生日	1985. 9. 14
	地震規模	6.8			
	震源の位置	緯度	経度	深さ km	
		35° 49.3′ N	137° 33.6′ E	2.0	

地震動	崩壊地までの距離 km	崩壊地からの震央の方向	崩壊地における 推定震度 I	水平最大加速度 gal	垂直最大加速度 gal
	2.5	S 35°E	11.4	418.6	137.1

地形特性

ゆるやかに傾斜する溶岩台地の一角で，東に小股沢右支川の作る浅い谷がみられる。この沢ぞいの斜面に道路が開かれており，崩壊は，尾根直下から道路にかけて発生した。

地形モデルの概要

崩壊地は，小股沢と大又川にはさまれた緩やかな尾根の東面に発生しており，この尾根をモデル頂軸としてとることができる。頂点は，御岳スキー場付近（1,400m）に向って小股沢右支谷と，大又川左支谷がのびており，その谷筋の延長（交点）にとる。基部は，大又川・小股沢の出合いと一致する。

250m切断面図では，前記頂点の位置がより上方へ移動する（側稜にとった沢が比較的浅いため，消去されることによる）が，基本的な形状は変らない。

主要参考文献及び資料

1）長岡正利　他　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
UJNR 耐風耐震構造専門部会第17回合同部会資料　PP 1～16　1985

2）多賀有恒　他　長野県西部地震による被害と地形・地質の関係　土と基礎　VoL 33 №11
PP25～31　土質工学会　1985

3）科学技術庁国土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　科学技術庁　1985

他の参考資料	省略			

関係地形図等	縮尺	1/200000	1/50,000	1/25,000
	図中名	飯田	木曽福島 上松	御岳高原 王滝

表－3.14 崩壊地調査表　No.14　Huascaran（ワスカラン）

崩壊地諸元	所在	ペルー		
	位置	緯度 9° 10′ 21″	経度 77° 37′ 15″ W	
	山系名	アンデス山脈（ワスカラン北峰）		
	発生年月日	1970. 5. 31（同一地区で1962年にも崩壊を生じている）		
	崩壊規模	最大巾 m	2,000	斜面長 m　1,100（崩落崖部）
		鉛直高さ m	900	最大深さ m　不明
		崩壊斜面の傾斜	63°	崩壊到達距離 m　14.5Km
		崩壊土量	5～10 ×10⁷m³	
	崩壊した地質の種類	花崗岩（氷雪を混入する）		

崩壊の概要

Hvascaran 北峰，頂上直下の両面に発生したもので，多量の岩屑及び氷片が，直下の氷河上を流下し，氷雪をまきこみながら山麓の Ranrahirca, Yungay の町を埋めた。同じ個所で1962年にも大崩壊を起しており，その際の土石流は，Ranrahirca を中心に拡がっている。

		基盤地質	被覆土層
地質	地質時代		
	地層(岩石)名	花崗岩類	
	推定物性値 密度 ρ	2.6 ～ 2.7	
	推定物性値 Vp m/s	5,000	
	推定物性値 Vs m/s	2,000	

基岩は主として花崗岩類から構成され，時に堆積岩類が含まれる。
山麓には，地辷り，岩屑流等による崩積土や氷堆石（モレーン）が各所に分布する。

地震諸元	地震名称	1970年 ペルー地震	発生日	1970. 5. 31
	地震規模	7.75（Richter Magnitude）		
	震源の位置	緯度	経度	深さ km
		9.2° S	78.8° W	40（25マイル）

地震動	崩壊地までの距離 km	崩壊地からの震央の方向	崩壊地における 推定震度 I	水平最大加速度 gal	垂直最大加速度 gal
	130	S86°W	5.24	96.4	33.0

地震被害の概略

本地震では，死者70,000人：家屋損壊200,000にのぼる被害が記録されている。
そのうちHuascaran土石流による死者はYungay, Ranrahirca及び周辺の村落で25,000～30,000人に達するとされている。

地形特性

ワスカラン山はペルーアンデスの最高峰である南峰と，崩壊を生じた北峰からなる双耳峰であり，高さは6,600mを超す。北峰は，西，北東に鋭い稜線を持ち，南々東に南峰との間の稜部がある。崩壊を生じたのは，頂上直下から西稜南西にかけての急斜面で，崩落崖部の傾斜は60°を超す。

地形モデルの概要

南～南西の斜面は，大きな平面状の壁となっており，ここに頂稜をとることは困難である。崩壊地の全部を三角錐モデル中に収容することは困難であるが，頂稜は，崩壊地北側に東西にのびる北峰西稜にとる以外ない。

崩壊地は，谷頭部の大岩壁であり，基部から下部では，Shaesha川の支流の谷となっている。このため，底面の2稜は，Schaesha川本流と，崩壊地より流れ出る左支谷の谷にそって設けた。また，上部の側稜の1つは崩壊崖のほゞ中央に，もう1方は頂上北西部の小ピークより北西にのびる谷にそって設定する。なお，頂点は，頂上部が凸出したこぶを作るため，やゝ山体内部にくりこんでいる。

山容が大きく，250m切峯面図も，1/25,000地形図と大勢に変化はない。

主要参考文献及び資料

1) Lloyd S Cluff　Peru Earthauake of May 31, 1970 Engineering Geology Observations, BSSA Vol 61 №3　PP511～533　1971

2) George Plafker, George E. Ericksen : J. Fernandel Concha: Geological Aspects of May 31, 1970, Peru Earthquake BSSA VoL 61 №3 PP543～578 1971

関連地形図	縮尺	1/200,000	1/50,000	1/25,000	
	図巾名				

表－3.15 崩壊地調査表　No.15 Madison Slide

崩壊地諸元

所在	Madison County, Montana, USA			
位置	緯度	44° 49′ N	経度	111° 52′W
山系名	ロッキー山脈			
発生年月日	1959. 8. 18 (GCT)			
崩壊規模	最大巾 m	700	斜面長 m	600
	鉛直高さ m	200(崩落崖の高さ)	最大深さ m	100m強
	崩壊斜面の傾斜	45°(川に面した旧斜面)	崩土到達距離 m	頂部より約800m
	崩壊土量	3.8 × $10^7 m^3$		
崩壊した地質の種類	片麻岩，片岩，ドロマイト			

崩壊の概要　ヘブゲン湖下流のマディソン川左岸に発生した岩土りで，比高400m強（約1,400ft）の尾根部を含め，巾約700mにわたり崩落マディソン川を埋め，深さ200feetのダムを作っている。河岸で擁壁状をなしていたドロマイト層が，洗掘などで支持力を弱めていた所へ地震の衝撃により背部の片岩等をささえ切れなくなって崩壊したものと考えられる。

地質

		基盤地質	被覆土層
地質時代		先カンブリア紀	
地層(岩石)名		ドロマイト：片麻岩：片岩等	
推定物性値	密度 ρ	2.6 ～ 2.7	
	Vp m/s	5,000	
	Vs m/s	2,000	

河岸には，川筋とほゞ平行に，比較的堅硬なドロマイトが分布し，その背面（南側）には片岩，片麻岩が分布する。後者は割れ目に富み，部分的に破砕されており，深部まで風化する所がある。地層は北に50°前後で傾斜する。

地震諸元

地震名称	ヘブゲン湖地震	発生日	1959. 8. 18
地震規模	7.1 (Richter magnitude)		
震源の位置	緯度	経度	深さ km
	44° 50′ N	111° 05′ W	

地震動

崩壊地までの距離 km	崩壊地からの震央の方向	崩壊地における 推定震度 I	水平最大加速度 gal	垂直最大加速度 gal
27	N 87°E	7.3	245.2	81.2

地震被害状況

マディソン川左岸の崩壊により，河岸のキャンプサイトにおいて少なくとも26人のキャンパーを埋めた。

地形特性

マディソン川は，ヘブゲンダム湖から比高1,000m前後の山地(Madison Range)を峡谷を作って西流し，ミズウリ盆地(Misouri Flat)の一角に出る。この山地は，北西－南東にのびる断層崖で，ミズウリ盆地にのぞんでいる。崩壊地は，上記山地の平原にのぞむ西端に位置し，マディソン川右岸に一見舌状先状にのびた尾根を構成している。

地形モデルの概要

崩壊地背部に西北西－東南東にのびる尾根があり，これを頂稜に選ぶ以外ない。底辺の二側稜は，北のマディソン川の谷と，南西の平原に面した崖下の線にほゞ限定される。頂点は，やゝ選択に苦しむが，崩壊地東端の僅かな凹地形に側稜をとる案(CASE I)と，やゝ奥まで頂稜をのばし，南から入る沢にそって側稜を決める案(CASE II)が考えられる。後者の場合，尾根が東に向きを変えて来ることから頂点がやゝ宙に浮く形となる。

250m切断面図も形状は殆ど変化しない。

尚1/62,500地形図を1/25,000に拡大した地形図を用いてモデル化を行った。

主要参考文献及び資料

1) KarL V. Steibrugge：W.K Cloud：Epicentral Intensities and Damage in the Hebgen Lake, Montana Earthquake of August 17. 1959. BSSA Vol52 №2 PP181～234 1962

2) 芥川真知 他：地震災害と地形・地質－山地における事例を中心にして－ 土と基礎 Vol 28. №6 PP95～102 土質工学会 1980

関係地形図等

縮尺	1/250000	1/62,500	1/25,000	
図中名	Ashton	Hebgen Dam Tepee Creek		

表－3.16 崩壊地調査表　No.16 Rinihue Lake slide

崩壊地諸元

所在	ヴァルディヴィア東方 (Chile)			
位置	緯度	39° 45′ S	経度	72° 30′ W
山系名	アンデス山脈			
発生年月日	1960. 5. 22			
崩壊規模	最大巾 m	1,500	斜面長 m	
	鉛直高さ m	45 ～ 60	最大深さ m	100
	崩壊斜面の傾斜		崩土到達距離 m	
	崩壊土量	$3 \times 10^7 m^3$		

崩壊した地質の種類　湖成層，及び氷河堆積層（テイル）

崩壊の概要

レニウエ湖下流のサンペドロ川北岸に発生した辷りで，河川浸食により生じた一種の河岸段丘崖の辷りである。河岸の古い地辷り堆積土が一次辷りを起し崩壊し，背部の２次辷りを誘発している。

地質

		基盤地質	被覆土層
地質時代		古生代	更新世～完新世
地層(岩石)名		片岩，片麻岩，千枚岩	氷河堆積者（テイル）及び湖成層
推定物性値	密度 ρ	2.6 ～ 2.7	
	Vp m/s	5,000	
	Vs m/s	2,000	

基盤は，古生層と目される結晶片岩，片麻岩等でこれを氷河起源の堆積物（Till）や，湖成層がおゝっている。湖成層は厚さ60m以上に達し，未固結のシルト，砂，砂礫よりなる。また，河岸には古い地辷りによると考えられる崩積土の堆積がみられる。

地震諸元

地震名称	チリ地震	発生日	1960. 5. 22
地震規模	8.5		

震源の位置	緯度	経度	深さ km
	38° S	73.5° W	50

地震動

崩壊地までの距離 km	崩壊地からの震央の方向	崩壊地における 推定震度 l	水平最大加速度 gal	垂直最大加速度 gal
210	N24° W	5.65	85.4	31.9

地震被害その他

北の震源に近いコンセプションを中心として，山地崩壊，地辷り，津波等による大きな被害を与えた。レニウエ湖下流では，本地辷りの他，近傍で２ケ所の円弧辷り崩壊を生じたことが記録されている。

地形特性

Rinihue湖から西流するSan Pedro川の中流で，氷河堆積層，および未固結の湖成層からなる比較的平担な台地状を呈する地域である。San Pedro川は，この台地を切り込んで流れている。

地形モデルの概要

主要参考文献及び資料

1) 芥川真知 他 ： 地震災害と地形・地質 － 山地における事例を中心として － 土と基礎 VoL26 №6 PP95～102 土質工学会 1980

2) Stanley N Davis ： Juan Karzulovic K. Landslides at Rinihue Chile BSSA, VoL 53, №6 PP1,403～1,414 1963

関連地形図等

縮尺	1/200,000	1/50,000	1/25,000	
図巾名				

表－4 崩壊地調査表　No.10　御岳伝上川

崩壊地概況	所在	長野県木曽郡王滝村			
	位置	緯度	35° 52′ 15″ N	経度	137° 29′ 20″ E
	山系名	飛騨山脈（御岳山）			
	発生年月日	1984. 9. 14			
	崩壊規模	最大巾 m	500	斜面長 m	1,800
		鉛直高さ m	750	最大深さ m	160 ～ 170
		崩壊斜面の傾斜	25°	崩土到達距離 m	約13Km（氷ケ瀬まで）
		崩壊土量	3.4 × 10^7 m^3		
	崩壊した地質の種類	伝上川溶岩及び集塊岩			

崩壊の概要　伝上川にのぞむ末端部で約400万m^3の一次崩壊を生じ，殆ど連続して上部（主体部）の滑落が続発したと考えられる。上部の崩壊は木曽谷層（古期御岳火山噴出物）を浸食した旧地表面にそって生じたもので，旧地表に分布する高含水比の千本松軽石層の堆積面にそって，上部の新期火山砕屑岩類（伝上川溶岩および集塊岩）が，シート状のブロックとなって滑落したものである。崩壊土砂は岩屑流となって伝上川・濁川を流下し，その末端は王滝川に流入し，氷ケ瀬に達した。

		基盤地質	被覆土層
地質	地質時代	第四紀（更新世）	第四紀（更新世～完新世）
	地層（岩石）名	木曽谷層（古期御岳火山噴出物を主とする安山岩溶岩，砂礫など）	千本松軽石層　伝上川溶岩・集塊岩
	物性値 密度 ρ	2.0 ～ 2.5（溶岩）	2.5（溶岩）
	物性値 Vp m/s	2,000 ～ 3,000	2,500～4,000
	物性値 Vs m/s	1,000	1,200

基盤は木曽谷層と呼ばれる古期御岳火山の噴出物と湖成層から構成され，これを浸食した地表面に，新期御岳火山初期の噴出物である軽石層（千本松軽石層）が分布する。更に御岳南麓には伝上川溶岩と呼ばれる安山岩溶岩，集塊岩がおゝっており，伝上川崩壊は，その境界部に生じたものである。

地震諸元	地震名称	長野県西部地震	発生日	1984. 9. 14
	地震規模	6.8		
	震源の位置	緯度	経度	深さ km
		35° 49.3′ N	137° 33.6′ E	2

地震動 崩壊地までの距離 km	崩壊地からの震央の方向	崩壊地における 推定震度 I	水平最大加速度 gal	垂直最大加速度 gal
9	S 48° E	8.9	335.3	108.6

地震時被害の概況

山地斜面崩壊に伴う被害が主で，王滝村に集中している。主な被害は次の通り

死者，行方不明29.　負傷37.

住家，全壊流失 14，半壊73，一部損壊 518

被害額　425億（長野県による）

地形特性

御岳火山の南斜面で，伝上川の谷頭部に位置する。崩壊前は，西側に小さな沢を有する小尾根状の高まりとなっていたが，崩壊によりえぐられ，スプーン状の谷地形を呈するように変化した。

地形モデルの概要

地形モデルの検討は，崩壊前地形に復元した状態で実施した。

現地形図によるモデルは，崩壊地が尾根状の高まりを見せていることから，これを頂稜の軸線に選定する。尾根の傾斜は，上方の王滝頂上近くまで大差がないため，頂点は側稜として選んだ。伝上川最上流部の沢筋との交点に設定する。なお，西側の側稜がほゞ直線状に崩壊地末端まで延びており，標高が，頂軸下端より低くなっている。なお，底面の2稜は，何れも伝上川の谷にそって設けた。

250m切峯面図では，伝上川源流部の谷，尾根が浅いため，顕著でない。このため，御岳の頂上を頂点として，地獄谷～赤川にのびる谷と，伝上川を境する尾根を1つの頂稜とし，前記左右の谷を側稜とする三角錐をCASEⅠとした，下端部は，伝上川と，赤川の合流点付近に当る。

またCASEⅡとして，同様御岳頂上付近を頂点とし，田の原－三笠山にのびる尾根を頂軸とする三角錐を設定した。側稜部に適当な顕著な谷筋に欠けるが，西側稜をほゞ伝上川右支川の谷ぞいに，また，東側稜は南俣川上流の谷にとった。伝上川，南俣川は水系を異にし，直接合流しないため，底面を谷ぞいに設定できないが，2,000mの等高線が傾斜変換点にそってほゞ三角形にのびるため，ほゞこの線にそって底面の2稜を設定した。

主要参考文献及び資料

1）長岡正利　他：　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　UJNR・耐風・耐震構造専門部会第17回合同部会資料 PP 1～16　1985

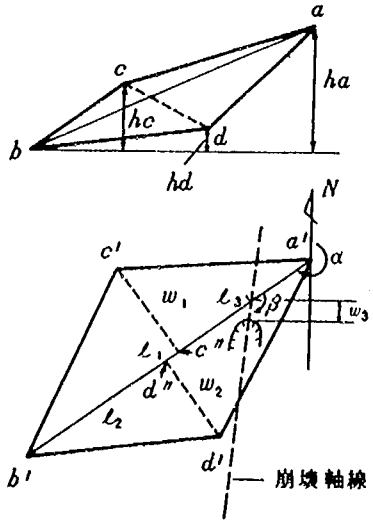
2）酒井潤一　：　昭和59年長野県西部地震による斜面崩壊，自然災害特別研究・突発災害研究成果報告（代表者　飯田汲事）　PP 165～178　文部省　1985

3）科学技術庁・国立防災科学技術センター　：　主要災害調査第25号　昭和59年長野県西部地震災害調査報告　科学技術庁　1985

等高線地形図	縮尺	1/200000	1/50,000	1/25,000
	図中名	飯田	御岳山 水曽福島 加子母 上松	御岳山 滝越 御岳高原 王滝

表－5　地形モデル諸元と崩壊地の関係　No.10

御岳伝上川			現地形図によるモデル			250m 切断面図によるモデル		
			Ⅰ	Ⅱ		Ⅰ	Ⅱ	
地形近似三角錐の諸元	地形軸線の方位		151°			193°	137°	
	軸線長	ℓm	1850			5150	4050	
		$\ell_1 m$	−80			2600	1930	
		$w_1 m$	400			970	1900	
		$\ell_2 m$	460			3500	1100	
		$w_2 m$	400			1850	950	
		$ha\ m$	820			1670	1050	
	軸稜の傾斜		23.9°			17.97°	14.53°	
		$hc\ m$	−50			450	0	
		$hd\ m$	100			690	0	
	△ACD（上部斜面）	走向	N45.2°E			N88.5°W	N63.2°E	
		傾斜	26.46°			27.88°	20.31°	
	△BCD（下部斜面）	走向	N81.8°W			N72.8°W	—	
		傾斜	9.32°			10.12°	0	
崩壊地との関係	崩壊軸線の方位	α	165°					
		ℓ_3 m	1350			165°	208°	
		w_3 m	0			5150	4300	
	崩壊軸と地形軸の交角	β	23°			1550	1600	
崩壊斜面の傾斜			約 25°		崩壊土量	3.4 × 10^7 m^3		
崩壊地頂部からの震源方向			S 48°E		距離	9 km	地震規模(M)	6.8



ha ＝ 三角錐頂点の比高（a，b 間の比高）

hc，hd ＝ c，d 点と b 点間の比高

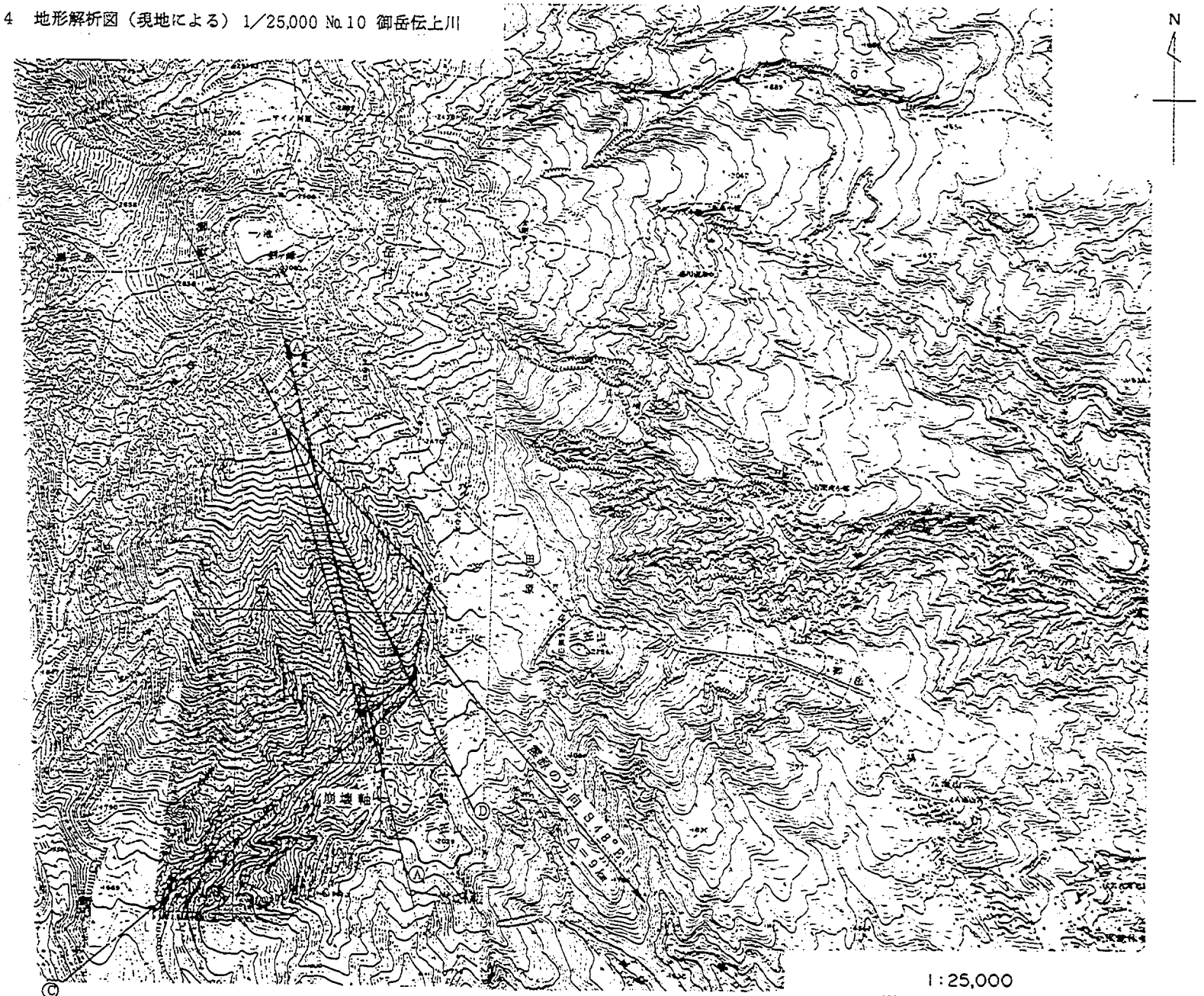
$\ell = \overline{a'b}$　　$\ell_1 = \overline{bc''}$　　$\ell_2 = \overline{bd''}$

ℓ_3 ＝ 崩壊軸の地形軸線の交点のB点からの距離

w_3＝ 崩壊地頂部と地形軸線との距離（崩壊線上）

方位・崩壊軸との交角はNを基準とし，時計まわり360°表示で示す。なお，地形軸線は何れも頂部（A）より見た方向とする。

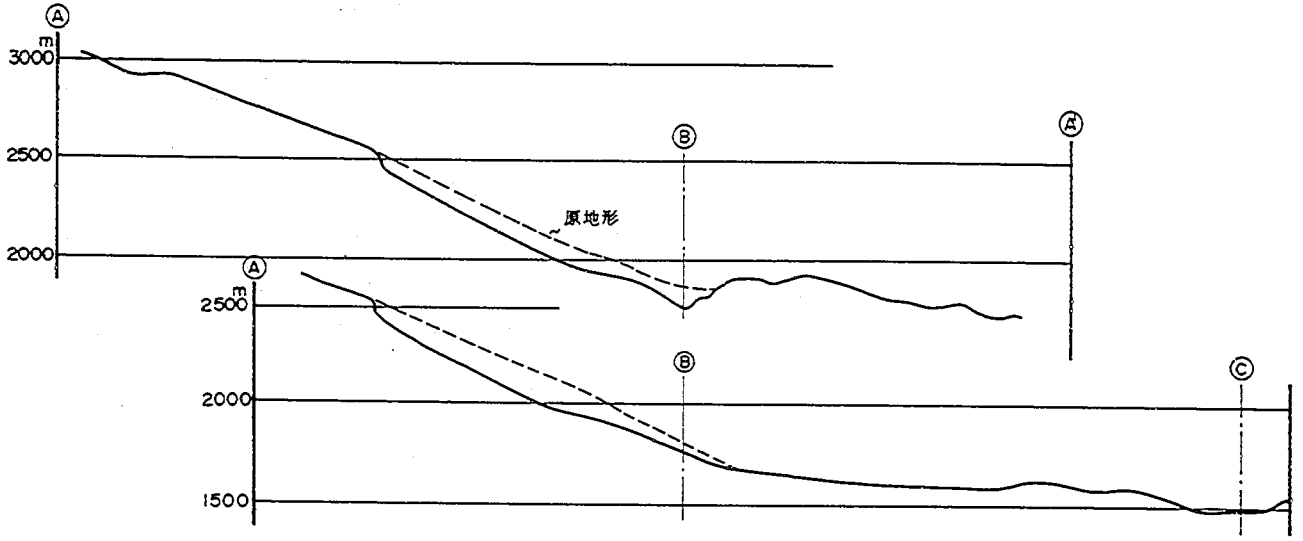
図－4　地形解析図（現地による）1/25,000 No.10 御岳伝上川



Ⓒ崩壊前地形に復元したもの（1/5,000地形図により修正）

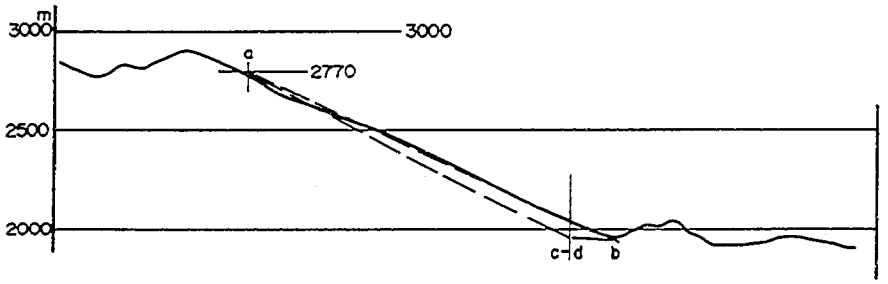
図－5　地形断面図　No.10 御岳伝上川（その1）現地形図（1/25,000）による断面図

崩壊地縦断面図

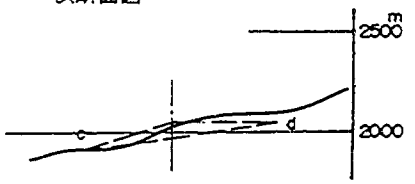


現地形図による三角錐モデル断面

稜線縦断面図　　1/25000

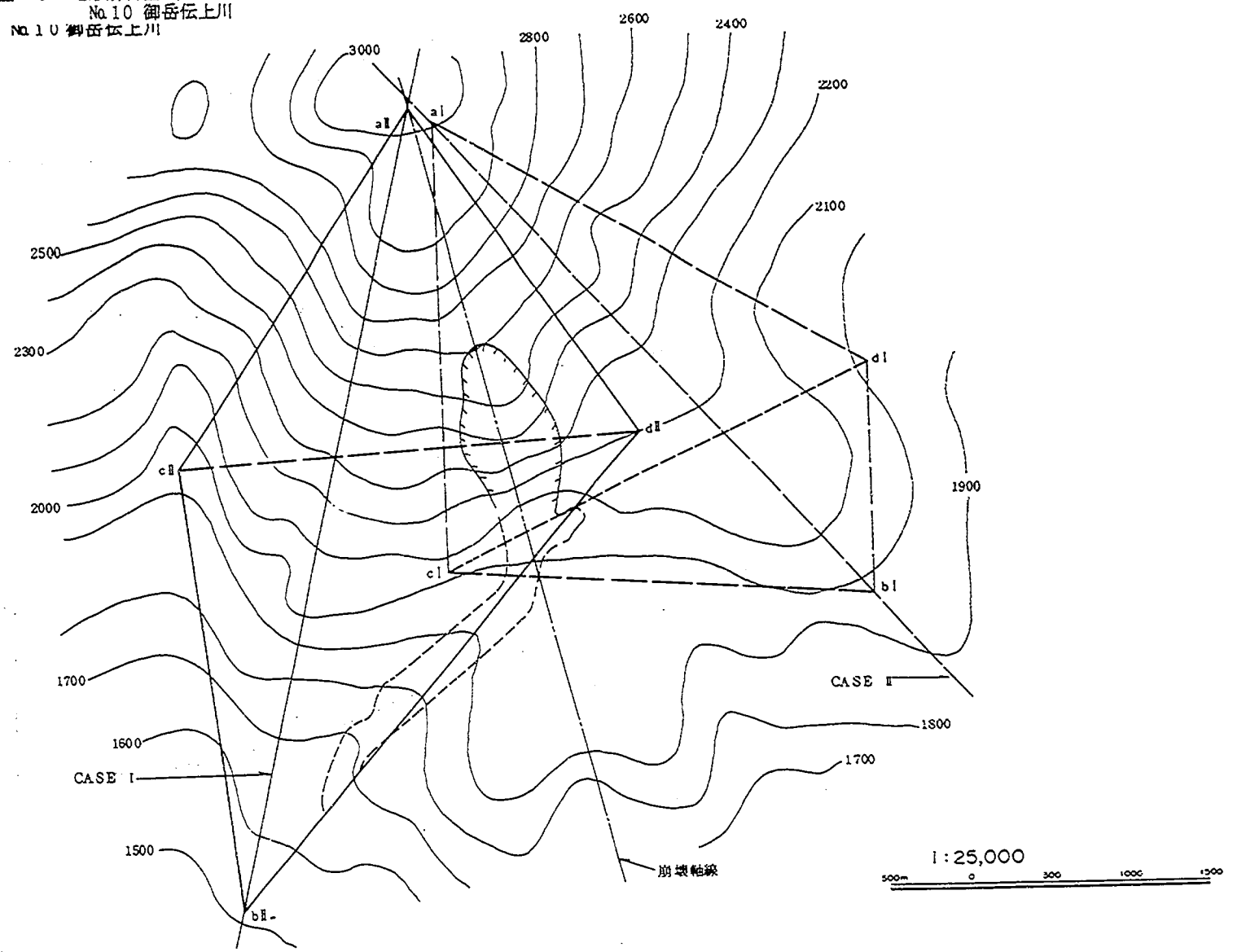


横断面図

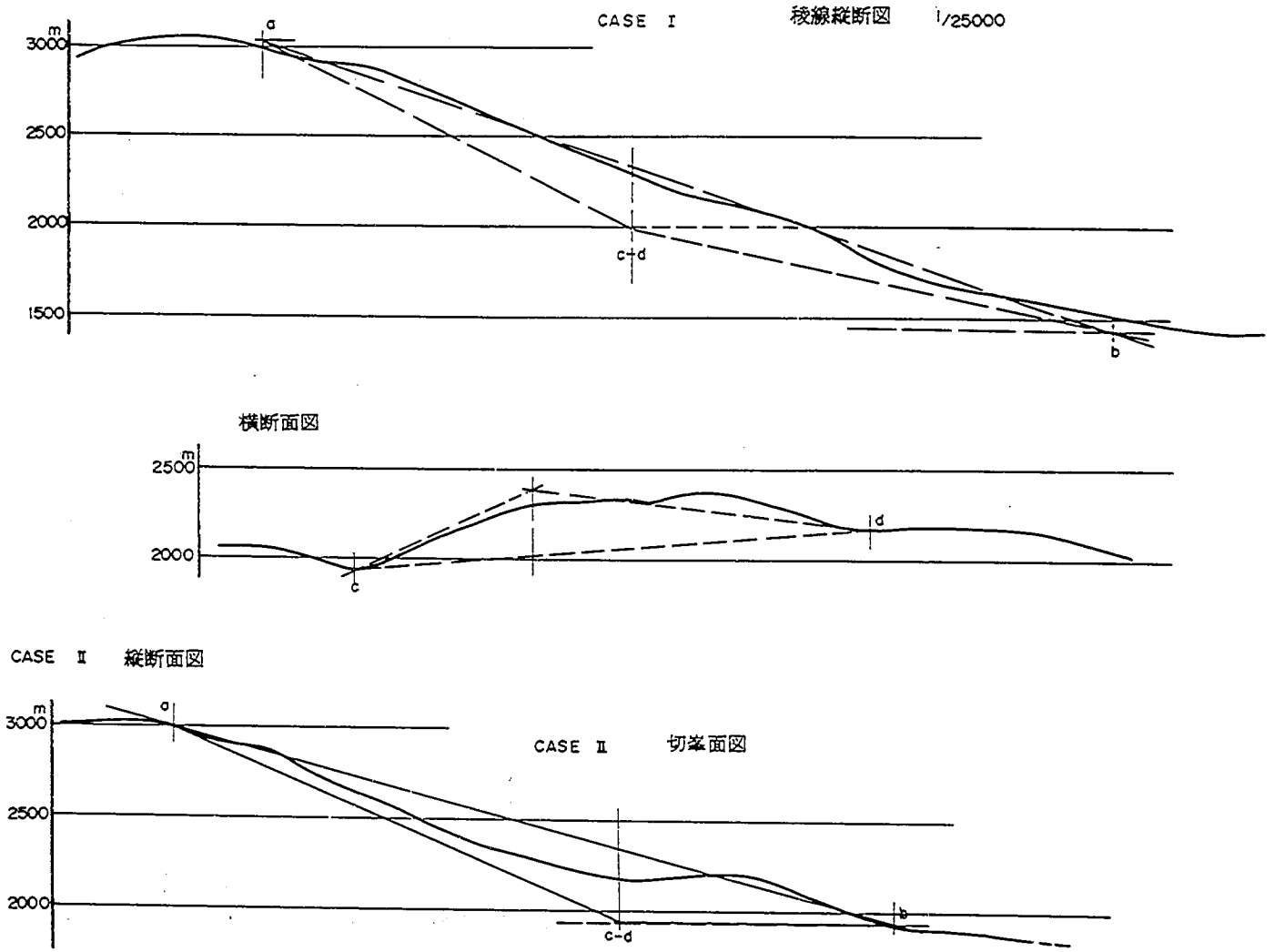


図－6　地形解析図（250mグリッド切峯面図による）1/25,000
No.10 御岳伝上川

No.10 御岳伝上川



図－7　地形断面図　No.10 御岳伝上川(II)（その2）250,m切峯面図による断面図　1/25,000



2．急傾斜地崩壊研究室（12事例）

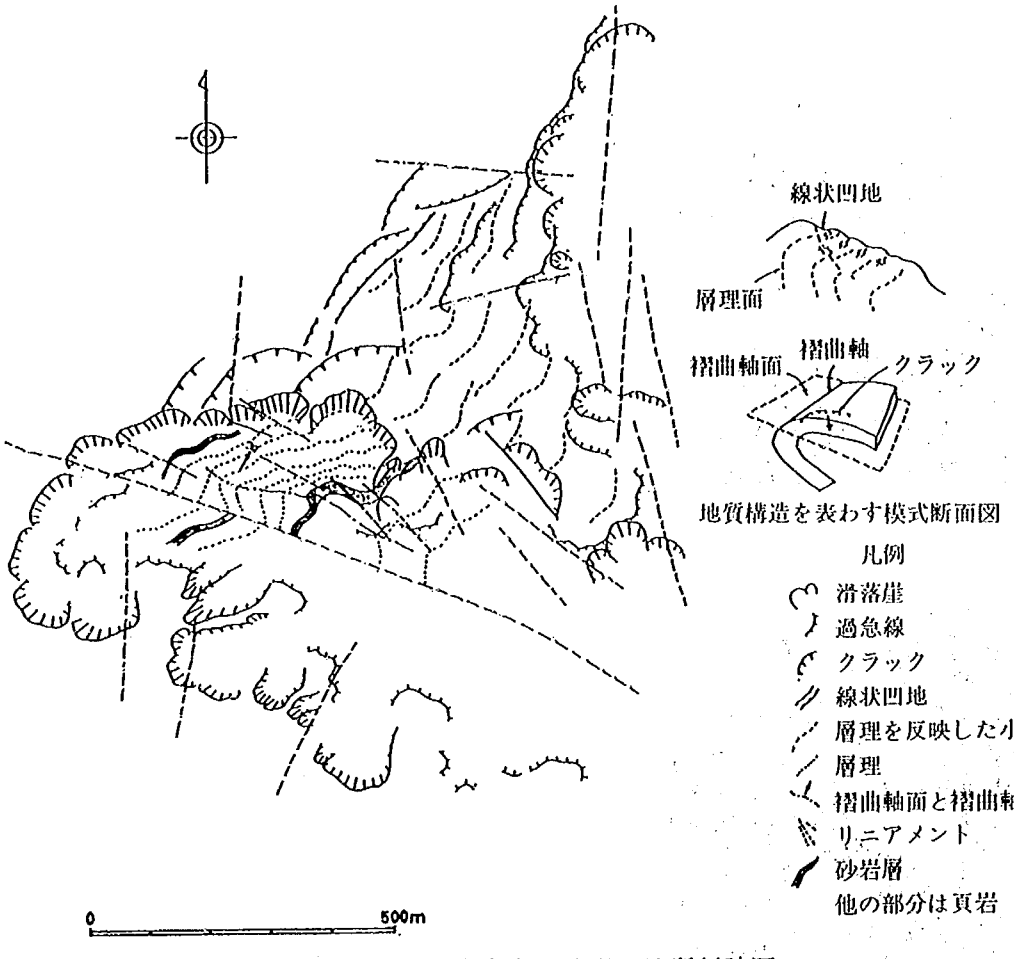
本文第3章　地形的特徴

1．空中写真及び現地調査による地形・地質判読結果

（1）加奈木崩れ

加奈木崩れは四国の東南部，室戸岬に近い佐喜浜川の源頭部に位置する。この崩壊地についての従来の報告として，町田（1984）は巨大崩壊の一例として総括的な記載を行なった。それによると，崩壊の発生は1746年と記され，崩壊土量は3×10　m³と見積られている。

加奈木崩れの地形，地質判読図を図－1に示す。この地域で最も特徴的な点は，大崩壊を起こした斜

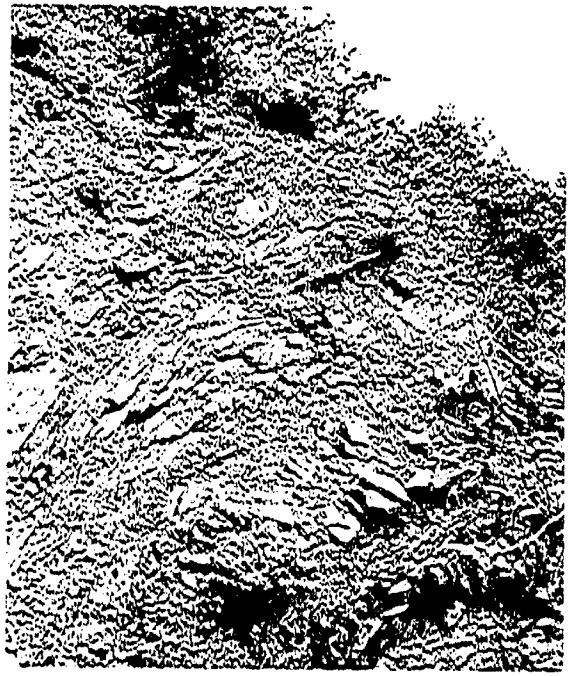


図－1 加奈木崩れ地形・地質判読図

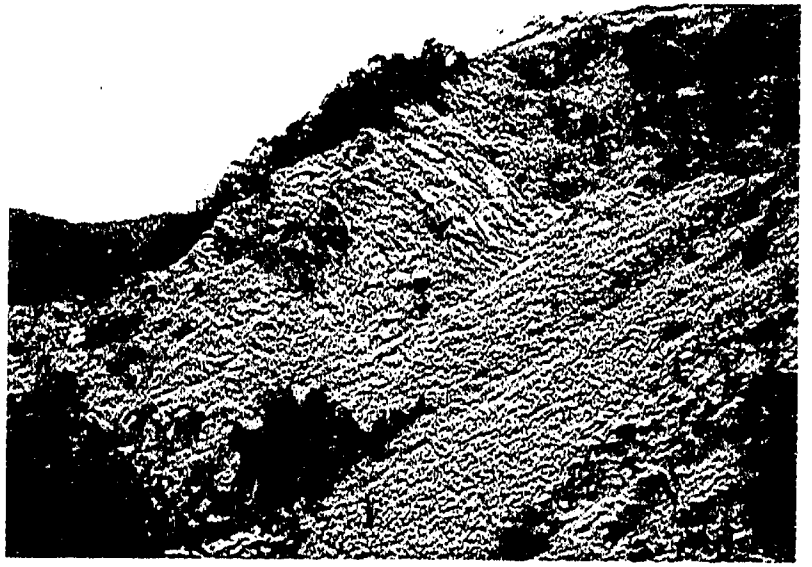
面の上方に連なる稜線付近に広がった小起伏面（山頂平坦面）とそこに分布する不規則な凹地，段差等の微地形である。こうした微地形は従来より大規模崩壊の前兆地形として注目されており，本調査ではこれを地質構造ひいては崩壊のメカニズムとの関連で説明するために現地踏調査を行なって，崩壊地内の地質状況についての情報を収集した。

本地域の地質は四万十帯に属する白亜紀の頁岩優勢の砂岩，頁岩互層で，露岩状況は崩壊地の北側斜面でよく，南側斜面で悪い。このうち，北側斜面の標高830～750m付近には南東方向に傾斜した褶曲軸面が観察され（**写真－1**），これより上部で砂岩，頁岩互層は過褶曲を起こしている。すなわち，崩壊頭部は東翼部の褶曲軸頂部にあたり，崩壊斜面は基本的に受け盤斜面をなす。また，過褶曲先端部の地表頂面に近い部分ではトップリング現象も観察される（**写真－2**）。

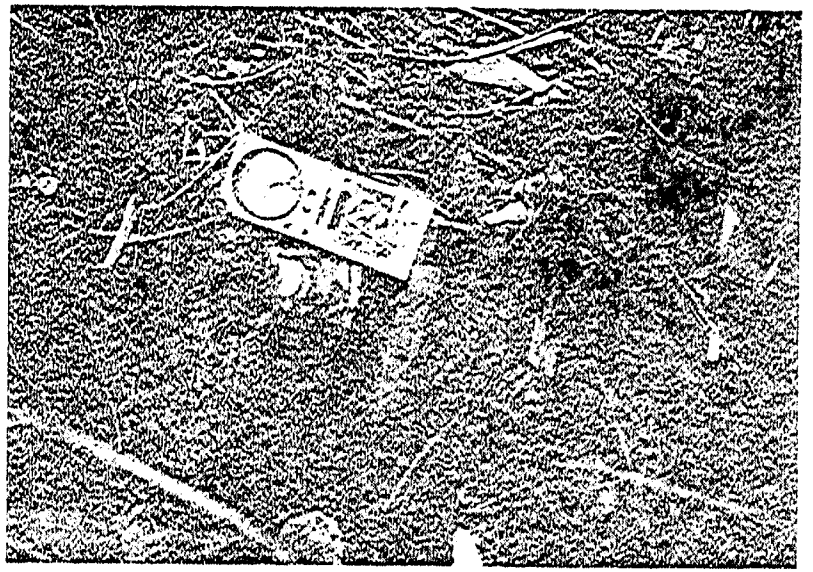
写真－1 褶 曲 軸



写真－2 表層トップリング

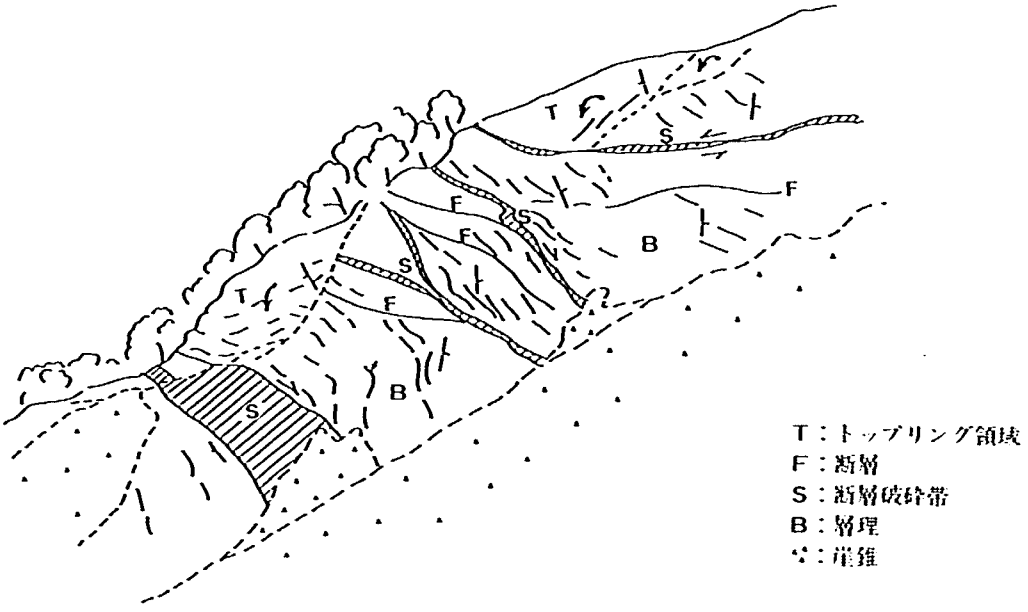


写真－3



写真－4

ところで，小起伏面（山頂平坦面）上にみられる変形地形のうち，小さな突起をなすリッジ状の微地形は，過褶曲の東翼部にあたる頁岩層に発達した層理面が地表と接触し，その層理面に沿ったクリープ状変形の進行（**写真－3および写真－4**）によって地表にあらわれた一種の段差地形と判断される。これを模式的にあらわすと**図－2**の様である。



図－2 クリープ状変形のスケッチ

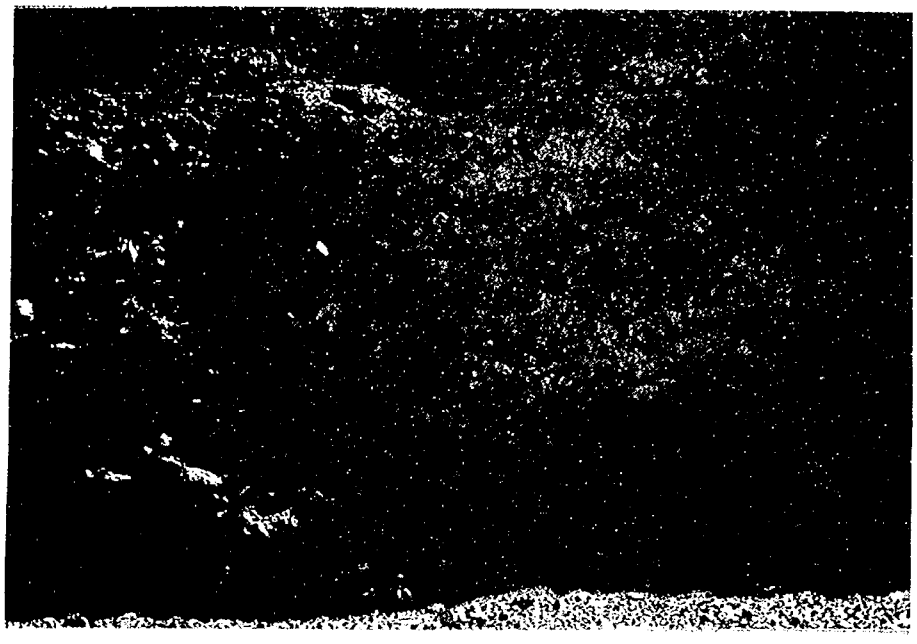
また，これより主稜線に近い部分に発達する線状凹地やクラックは，上記のような層理面に沿うクリープの進行の結果生じた，より深層のせん断面が地表にあらわれた一種の溝地であって，このような地形がまさに従来より大規模崩壊の前兆地形として注意されてきたものにあたる。その発生メカニズムとして，ここでは前述の層理面に沿うクリープとの関係を考慮し，**図－1**中の模式断面図のように推定した。すなわち，当地域では過褶曲によって地表付近に達した板状構造を有する頁岩の層理面がクリープをおこし，その進行によって軸面に近い部分に不連続的なせん断面を形成した。その結果，このせん断面上にあった過褶曲部分がその自重と重力によって大規模に下方に倒れかかり，そこに何らかの誘因（おそらく地震動）が加わったことによってクリープから破断へと化したものと推定することができる。

なお，写真判読において崩壊中央部を走る明瞭なリニアメントが抽出されているが，現地踏査においてその構造の特徴（断層面の有無等）を把握することはできなかった。

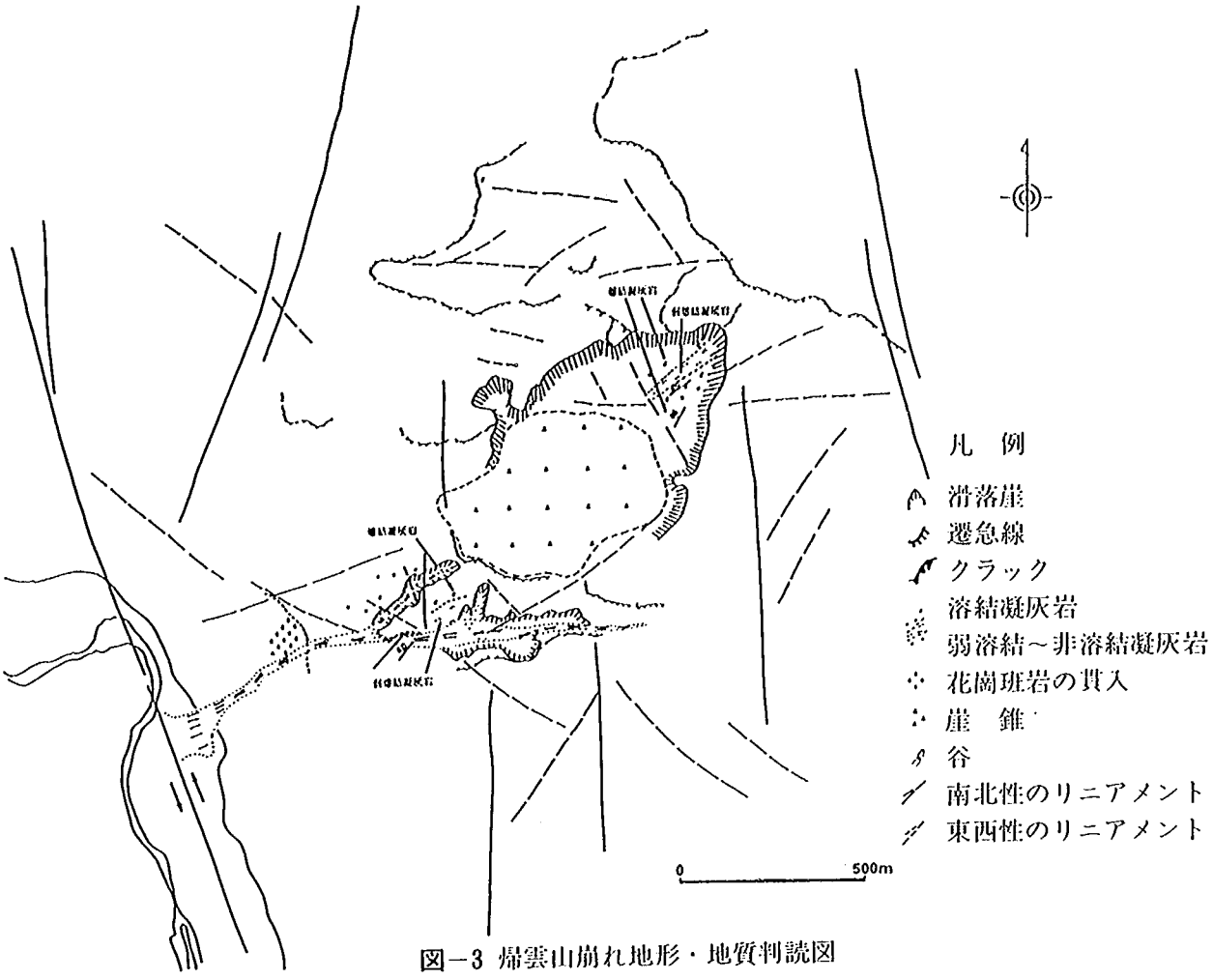
（2）帰雲山崩れ

帰雲山崩れの地形，地質判読図を**図－3**に示す。崩壊地は白川村保木脇の東北方約1km，帰雲山の西斜面に位置し，海抜約1,000mから約1,450m，幅約500mにわたる大規模なものである。崩壊の滑落崖は前輪廻の小起伏面の外縁すなわち侵食前線にあたっており，稜線から山脚に延びる支尾根の部分にあたる。空中写真判読によると，崩壊地の北側，小起伏面上にはクラック状の凹地地形がみられる。これは現地で直接観察することはできなかったが，ほぼ基岩の走向と平行しており，崩壊に伴う引張による

写真－5 成層した熔結凝灰岩



写真－6 崩壊地内を横断する断層面



図－3 帰雲山崩れ地形・地質判読図

オープンクラックと判断される。また，判読により抽出したリニアメントから崩壊斜面周辺の地質構造を推定すると大局的には南北性の御衣母断層とこれに並行した断裂系が分布し，共役する東西系，北西－南東系の断裂系がみられる。この様な断裂の配置パターンは，南北性の構造が左横ズレであることを反映したものである。崩壊地はこのうち東西，北西－南東方向の共役系の断裂が交差する位置にあたり，崩壊の発生位置が斜面の向きとこうした断裂系との重ね合せの上に決定されていることをあらわしている。崩壊地に露出する岩石はほとんど，いわゆる濃飛流紋岩のみである。当地の濃飛流紋岩は一般に暗灰色で1㎜大の斜長石を比較的多く含む石英安山岩質～硫紋石英安山岩質な熔結凝灰岩である。本質物の“レンズ”の伸びの方向から求めた構造は，走向N25～60° E，傾斜45～65° NWである。この熔結凝灰岩中には，凝灰岩の構造と調和的に凝灰岩質な泥岩や細粒の砂岩が伴われるが，いずれも層厚数m程度の小規模なものである。また，溶結凝灰岩自体もところによって岩相が変化する。たとえば，標高800～850m付近では径数cm大の火山礫を比較的多く伴う。また，崩壊地の最上部標高1,350～1,400mでは，より酸性な，すなわち流紋岩質な岩石となる（具体的には非熔結な岩相，ただし1，350m以上は危険なので転石で判断した）。

一方，当地域を南北方向に流れる庄川沿いには，白亜紀～古第三紀のいわゆる白川花崗岩類が分布しており，保木脇付近を境に北に鳩ヶ谷岩体，南に平瀬岩体が分布する。そして，両岩体は地下でつながっているとみられる。いずれにせよ，この花崗岩はいわゆる濃飛流紋岩に接触変成作用を与えており，当

崩壊地に分布するすべての岩石に多かれ少かれ熱変成作用が認められる。崩壊地の直下，標高700m付近には小規模な花崗斑岩様の岩石が露出するが流紋岩質な熔岩の可能性もある。いずれにせよ熱変成をうけており，当地域に広範に分布する熔結凝灰岩と同一のマグマより形成されたものと思われる。

この上位，標高750～800m付近の凝灰岩は小規模な鉱化作用を受けており，黄鉄鉱を主とする硫化鉱物が若干認められる。

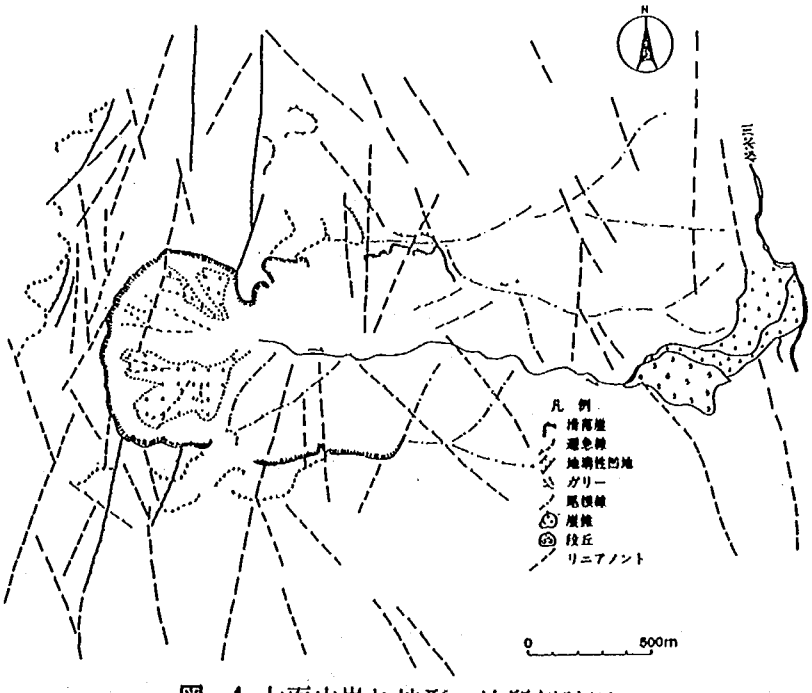
当崩壊地の標高1,250～1,300m付近と約900mのところには，それぞれ幅約30mおよび約10mの破砕帯を伴い，北西－南東方向に伸びる断層が走っている。直接断層面が見られなかったので正確な走向はわからない。傾斜はほぼ直立と見なし得る。破砕帯は全く未固結で，その周辺では絶えずパラパラと小石の落下が続いている。当崩壊地の熔結凝灰岩にみられる節理系には特筆すべき方向の規則性はみられない。

標高950～1,180mの範囲，及び幅約500mにわたり，崩壊により生じた極めて大規模な崖錐が分布する。植生に覆われた部分と，いわゆる“ガレ場”を形成している部分があり，“ガレ場”には土石流の跡もみられる。崖錐を構成する礫は小豆大から径3mにおよぶ巨大礫までさまざまであるが，一般に20～30cm程度のものが多い。

以上の観察結果を崩壊のメカニズムとの関連で検討してみると，標高1,300m以上の急斜面で，熔結凝灰岩と非～弱熔結凝灰岩が成層しており，（写真5）崩壊地の東側が流れ盤で平滑な斜面をつくり，西側が受け盤をなして凹凸に富んだ斜面になっている。すなわち，帰雲山大崩壊は御母衣断層に沿う断裂系の組み合わせによってその位置が決定され，非～弱熔結凝灰岩の部分が崩壊地東側の流れ盤に沿って層すべりを起こした結果と解することができよう。

（3）七面山崩れ

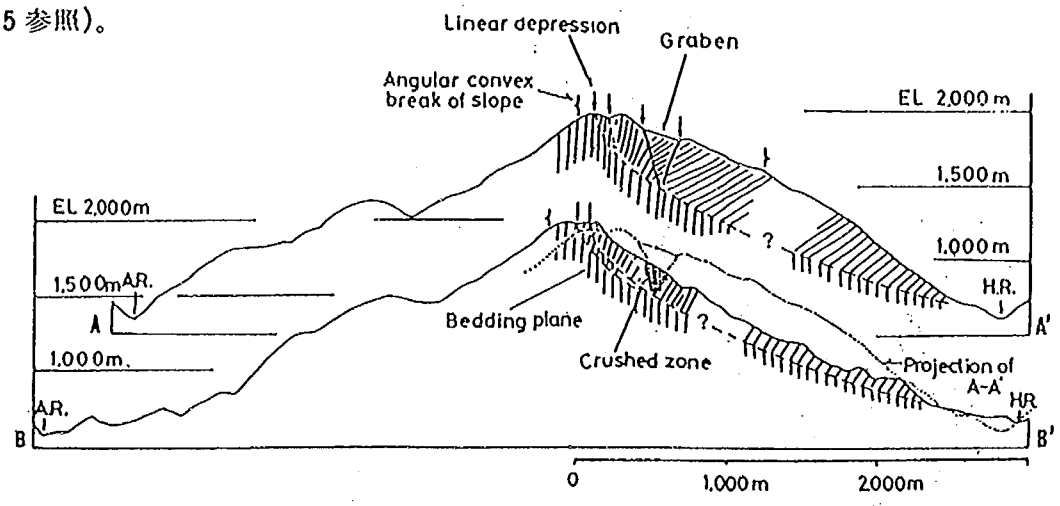
七面山崩れの地形，地質判読図を図－4に示す。この地域で最も特徴的な点は，大崩壊を起こした斜



図－4 七面山崩れ地形・地質判読図

面の上方に連なる稜線付近に広がった小起伏面（山頂平坦面）とそこを南北に走る地構帯の存在である。このような地形が七面山に存在することは，すでに江川他（1976）の一連の空中写真判読によって指摘されている。七面山は東の春木川より比高1,200mを持つ山体であり，主に粘板岩と砂岩とからなり，局部的に凝灰岩，石灰岩，チャートをうすく薄む。

判読されるリニアメントの大半は春木川に沿う糸魚川－静岡構造線に並走した南北性の断裂系で，これと共役するものの規模は小さい。山頂平坦面に分布する断裂系は極めて明瞭なものであり，連続性もよい。このことは，基本的に糸魚川－静岡構造線に沿って初生的に形成された断裂系が，前述した当地域に卓越するクリープによる引っ張り応力が山頂に作用した結果と解される。七面山の崩壊メカニズムもこうした断裂系と千木良が指摘した大規模岩盤クリープの組み合せから説明することができる。（図－5参照）。



H.R.：春木川，A.R.：雨畑川

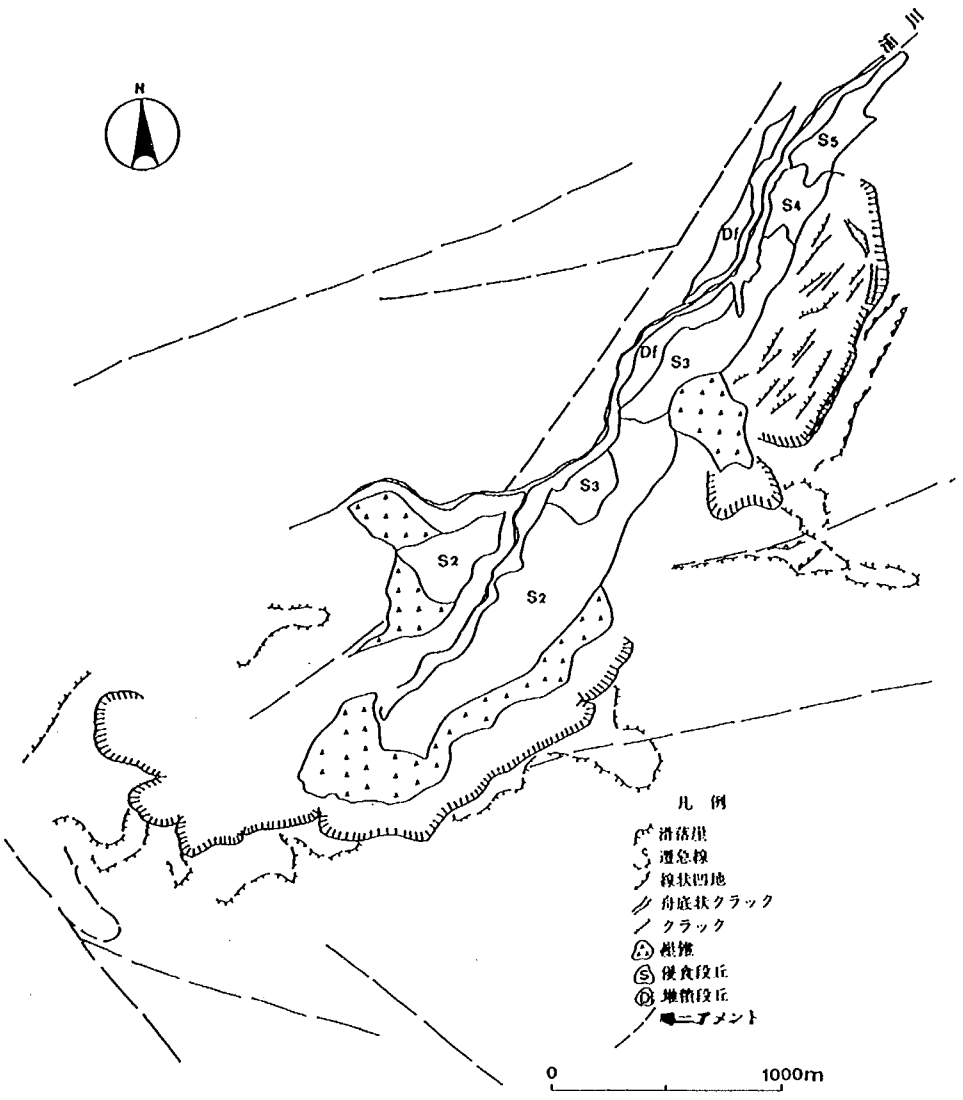
図－5 七面山大崩壊の地質構造図

（4）稗田山崩れ

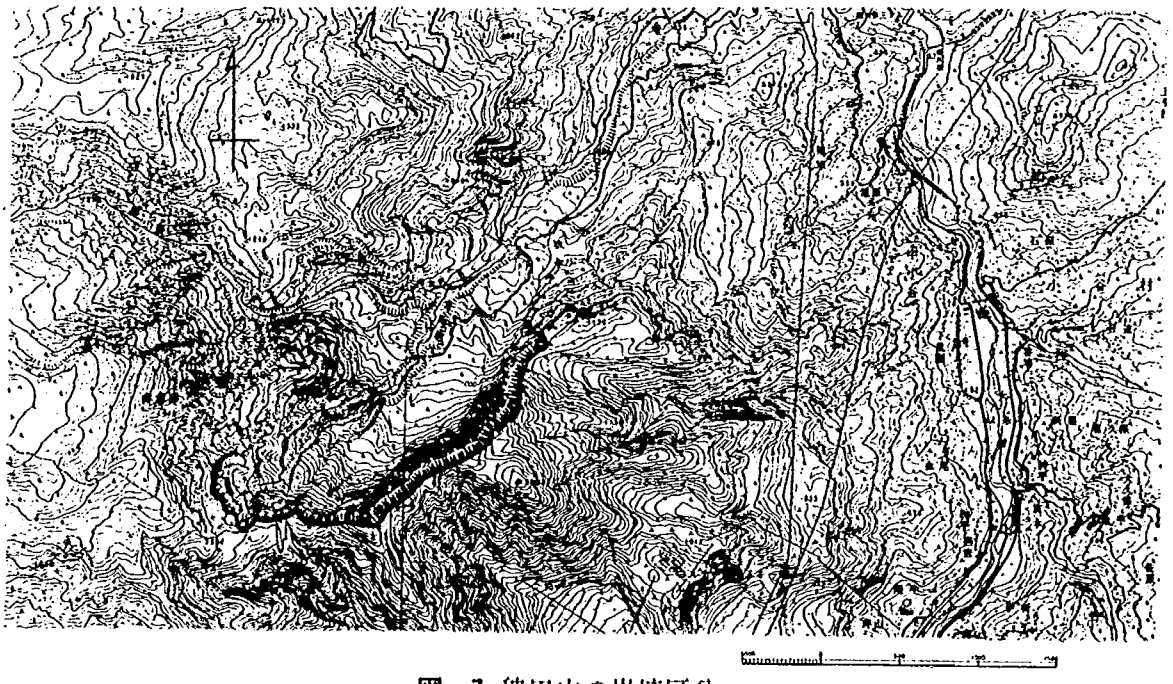
稗田山崩れの地形，地質判読図を図－6に示す。崩壊は3回にわたって起こっている（明治44年8月，同45年4月及び5月）。

稗田山崩れの滑落崖の南東部に接して北東側には小起伏状面が分布し，東北東－西南西方向に明瞭なリニアメントがみられるが，崩壊地の露岩部でどの様に連続するかは，今回用いた空中写真上では崩壊地内部（滑落崖部分）が影となって判読できなかった。しかしながら，リニアメントの西側延長部分の崩壊斜面がその北東側に比べて平滑であることから観て，おそらくさらに西方へと連結し，崩壊地頭部を規定しているものと考えることができる。一方西側の崩壊部分は少なくとも4つの滑落ブロックに分けられ，各崩壊地内部には小規模な凹凸地形がみられることから，基本的に東側の崩壊部分とは異なった元地形あるいはメカニズムで崩壊が発生したものと考えられる。

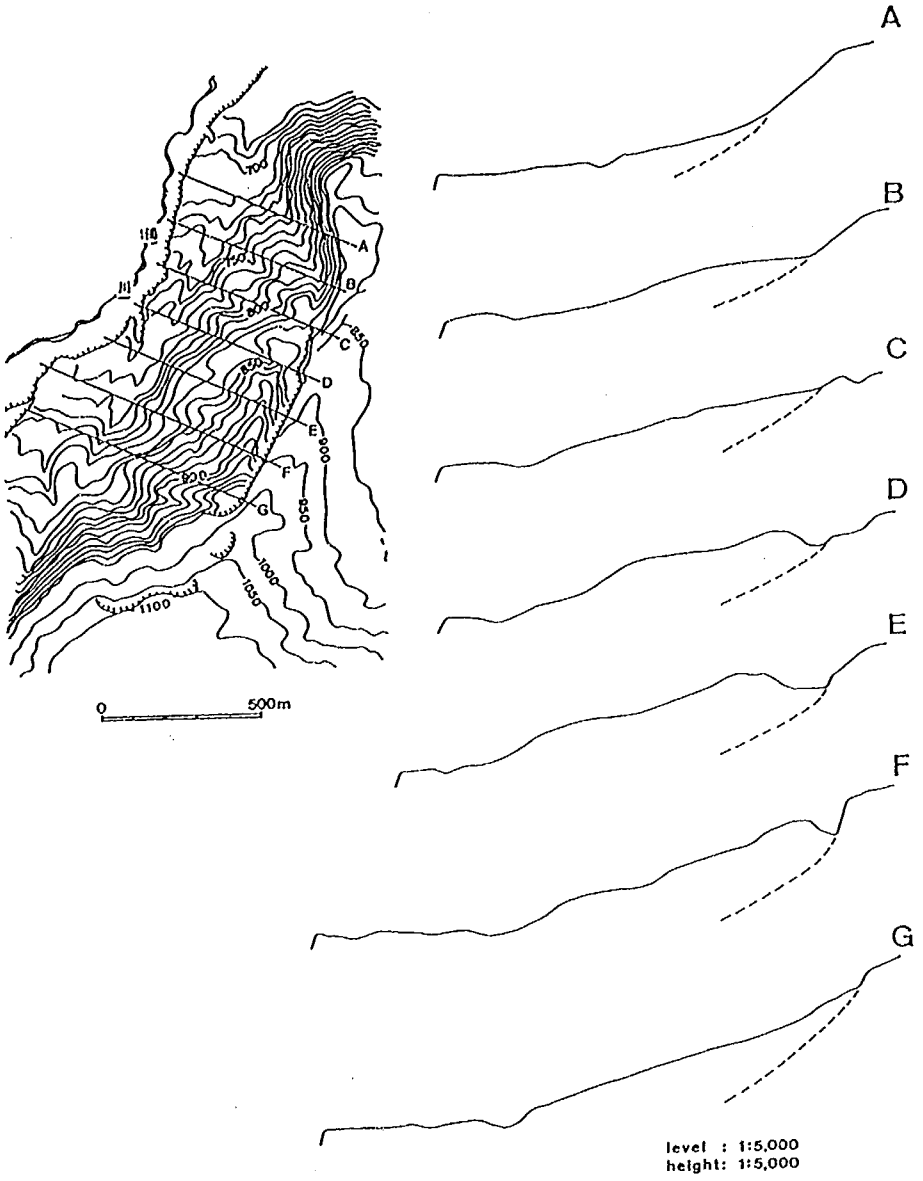
ところで，この稗田山大崩壊地より北東へ約2km，浦川（板倉沢）右岸斜面には規模の大きい弧状の分布形態を示す地溝状の古期地すべり地形（図－8参照）がみられる。この地溝状の大きい古い地すべ



図－6 稗田山崩れ地形・地質判読図



図－7 稗田山の崩壊区分



図－8 板倉沢地すべりの地形断面図

り内にはきわめて多くの古い地すべり亀裂が残した段差や小さい地溝状の凹地が分布している。最も滑落崖に近い部分に位置する最大の地溝内には，おそらく100年は経ていると思える巨木が判読され，かなり古い時代の地すべり亀裂と推定される。図－8 の地形断面図からも明らかなように，古い地すべり亀裂は山地側では山体に働く重力による引っ張りで形成されたクリープ性の亀裂であり，それはやがて断層型亀裂に変っていったとみられる。こうした一連の亀裂部に滲透した地下水の間隙圧の高まりなどが誘因となって，古い時代に何回かの地すべりが生じ，今日の古期地すべり地形が生じたと考えられる。

ここで注目されるのは，稗田山前面の第１回目の崩壊滑落崖（東側部分）と上述の板倉沢の古期地す

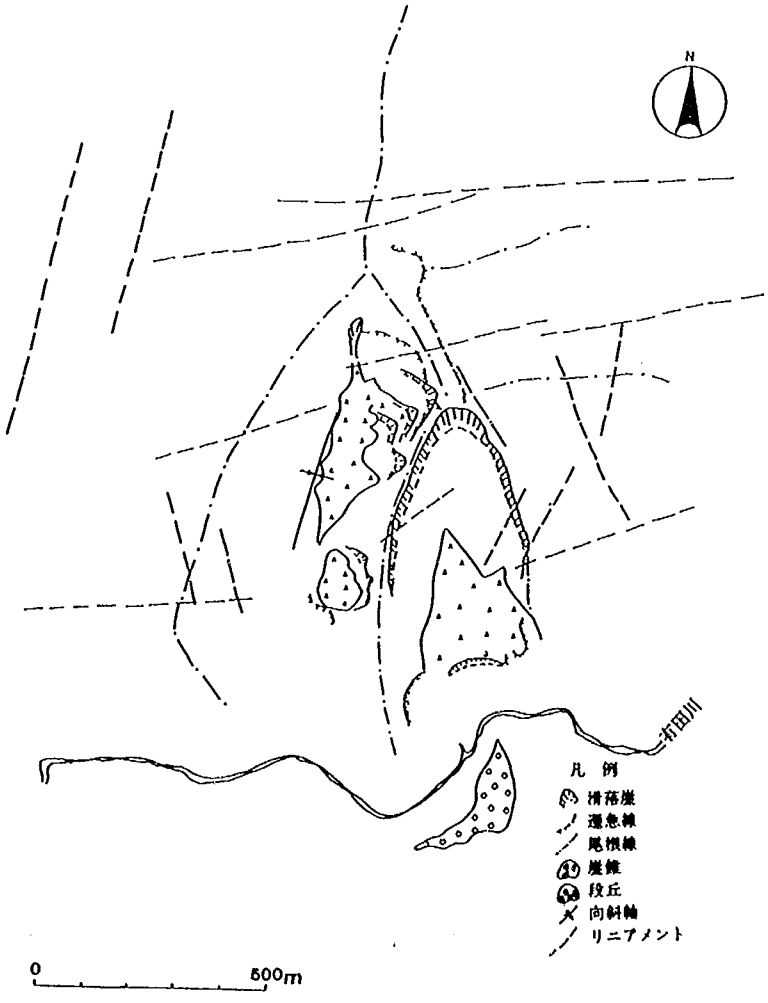
べり滑落崖の形状が極めてよく類似している点である。この点については藤田他（1986）も指摘しているが，当時の松本測候所の大久保という技手の主張を次のようにかいつまんで紹介している。

大久保技手の主張は“断層地すべり説”とよばれるもので，大久保は，「崩壊箇所は数十年前，二回崩落して，その都度浦川を堰き止めた」「而かもその当時より」「上部下降して，所謂椽平，板平等の小峯を形成し，これが年々其下降の度を増やし，一昨年に於いては一間，昨年は二間，今春は三間，本日崩落前に於いては実に五六間に及べりといふ」とのべており，さらにその誘因としては前月に多かった雨量にそれを求めたい，とのべているとのことである。

いずれにせよ，この大久保説は，稗田山の前面，つまり今日の金山沢右岸の平坦地形部にはかってふるい地すべりブロックをなした山体が存在していたという見方を指示しているようである。なお，この大久保説を，新津も，竹下・平野他（1984）もその論説の中で高く評価していることを付け加えておく。

（5）金剛寺崩れ

金剛寺崩れの地形，地質判読図を図－9 に示す。大崩壊を起こした斜面で最も特徴的な点は，斜面上

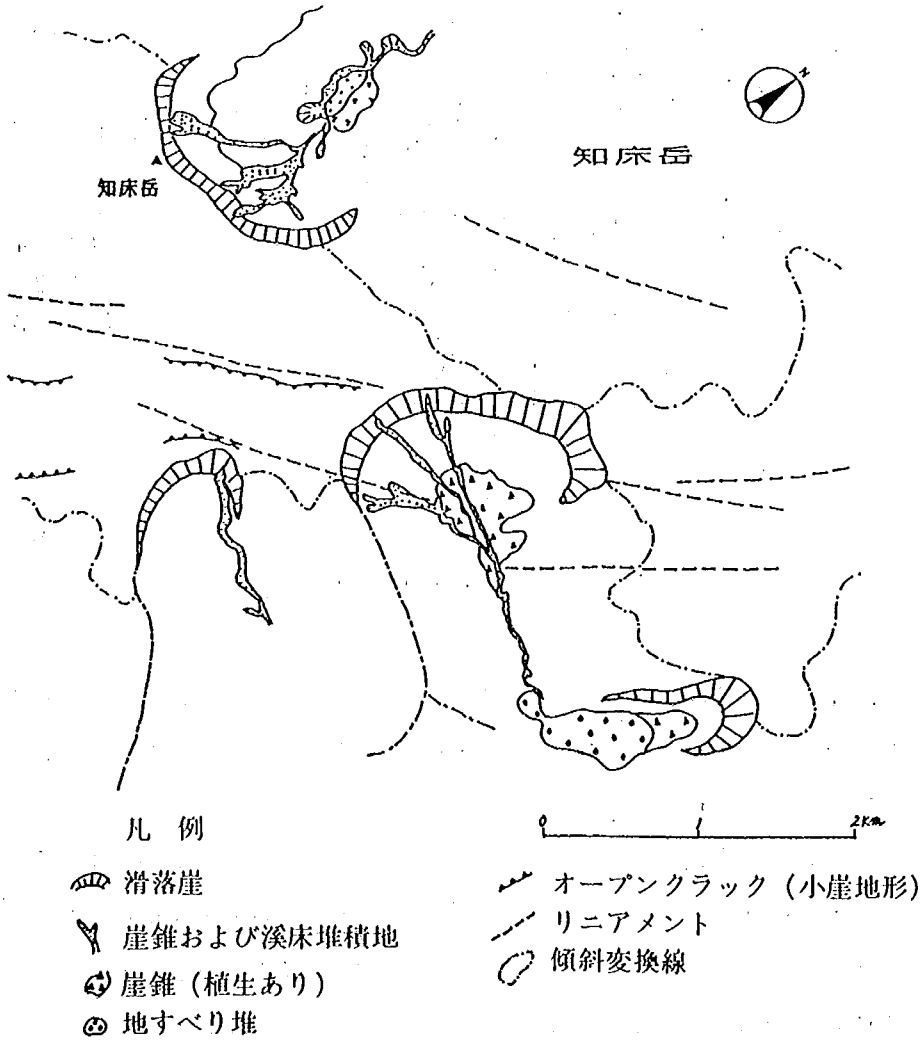


図－9 金剛寺崩れ地形・地質判読図

にはっきりとした遷急線がみとめられ，それから上の斜面は長大かつやや緩斜面で，崩壊はそれにまたがっていることである。このような斜面の上部が相対的に緩，下部が急であるという地形的特徴は，最近の地質時代（後氷期）における河川の下刻作用の進行の結果，生じたものである。同様の下刻作用の結果，有田川沿いには環流丘陵や貫通丘陵がみられるし，断片的ながら河床より約80m付近の高さに段丘の発達が認められる。また，流路蛇行に伴う攻撃斜面と滑走斜面が認められ，大崩壊地基部は攻撃斜面にあたっており，これも崩壊の原因のひとつになっている可能性がある。金剛寺大崩壊の西に隣接するのも同時に崩れたものであるが，移動距離は小さい。

空中写真判読では，当地域にみられるリニアメントのうち比較的連続性のよいものは東－西方向をなし，大局的な地質構造の配列がこの方向にあることを示している。崩壊地の西側には小規模（局所的）な向斜軸が判読されるが，大規模な向斜軸は有田川に沿ってあるものと推定される。故に，金剛寺大崩壊地の発生した斜面は基本的に流れ盤をなすものと考えられる。このことは，崩壊以前の斜面が従順長大な斜面で，このような長大斜面が通常流れ盤の部分に形成される一種のケスタ地形であるという従来の見解とも矛盾しない。

（6）知床岳の崩壊（図－10参照）

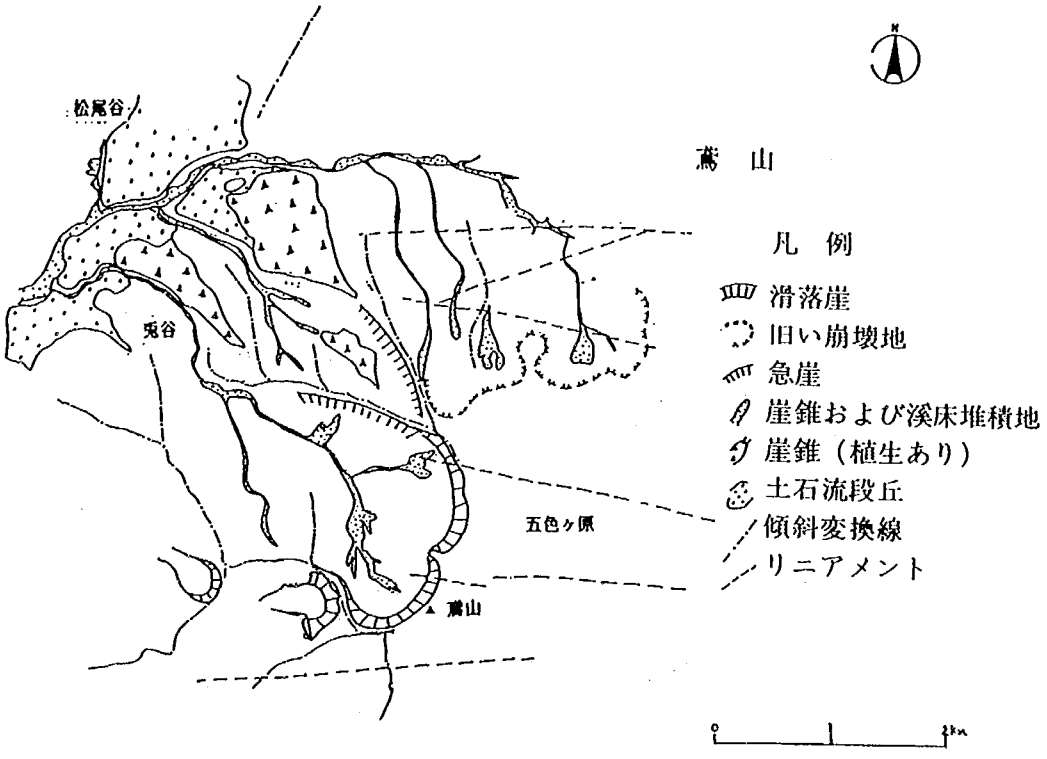


図－10 知床岳の崩壊地形・地質判読図

知床半島には，北東－南西方向に知床火山から遠音別火山までの火山群が発達している。その稜線部には標高1,000m付近に広く平坦面が分布する。この平坦面を挟んで東西から四個所で（ラッパ状の）明瞭な滑落崖を有する崩壊跡地が認められる。このうち，最も東側にみられるものは，その下部に地すべり堆と思われる堆積地形が発達しているので崩壊ではなく地すべり地形である。崩壊地直下には崖錐が残されているが，これ以外に大規模崩壊の流下域を特徴づける明瞭な堆積地形はみられない。

リニアメントは，稜線に平行するように北東－南西方向に２～３例にわたって判読されるが，これらは知床半島の中央部を約10kmにわたって縦断する正断層の一部である。また，これに沿って裂目火口帯や幅 500m以下深さ20～30mの小地溝が認められる。これらの凹地はクラックとして，あるものは拡大し崩壊につながったあるいはつながる可能性が大きいと考えられる。

（７）蔦山の崩壊（図－11参照）



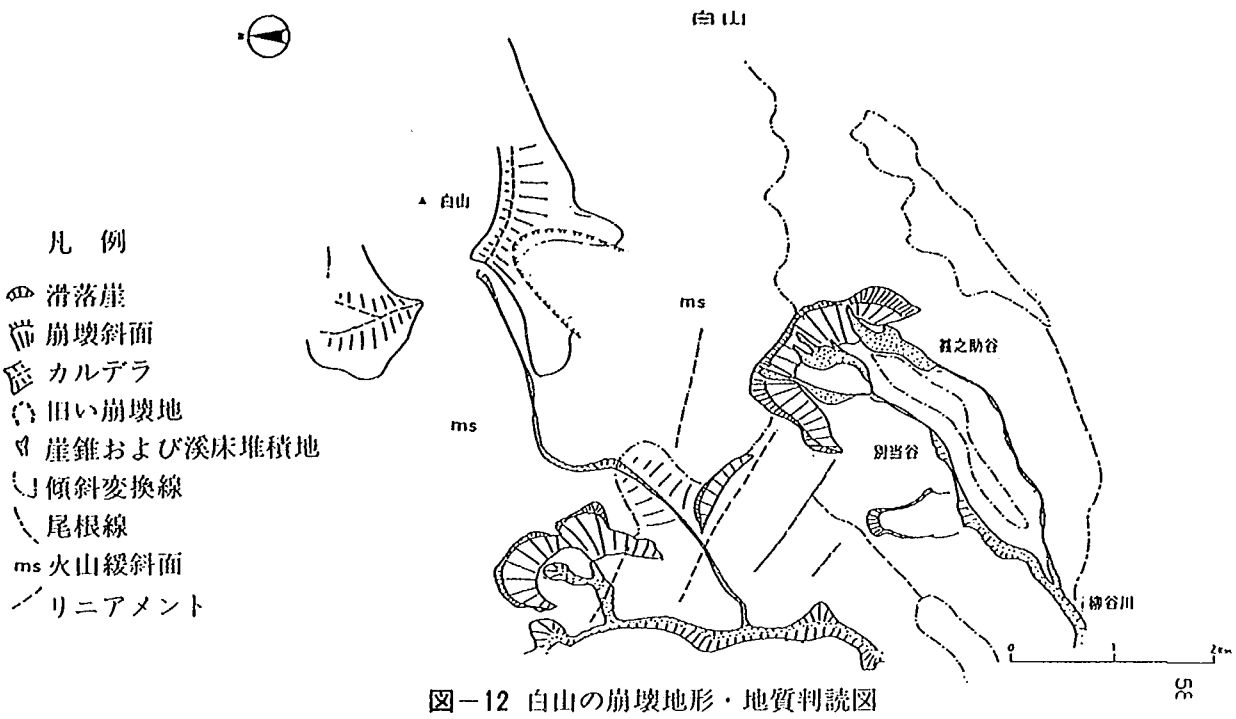
図－11 蔦山の崩壊地形・地質判読図

大蔦崩は1858年安政大地震（M＝6.9）に原因しており，この地震は立山カルデラを横切る跡津川断層（左横ずれ成分の卓越するＡ級活断層）の活動によるものらしい。また，崩土はカルデラ底に押し出して，湯川を堰止めたと記録されている。

現在の崩壊地は非常に複雑な形状を示しており，旧地形の復元は難しい。本地域では安政の大崩壊の後にも中小の規模の崩壊が多発しているようであり，その様相は斜面下部のかなり規模の大きい（時代も新しい）崖錐地形からもうかがうことができる。崩壊地の形状が複雑であると云うことは，滑落崖の分布をみても明らかであり，少なくとも３つ以上のブロックに分かれた地すべり性崩壊が複合しているものと考えられる。

抽出されたリニアメントはいずれも跡津川断層の延長線上にほぼ平行あるいは低角度で斜交する方向に多くみられ，これらに挟まれた山体はいくつかの地塊にブロック化していることが予想される。また，これだけ大規模な崩壊にもかかわらず，滑落崖頂部付近にはロックスライドに伴うクラックや小崖地形など検出されなかった。

（8）白山甚之助谷の崩壊（図－12参照）



図－12 白山の崩壊地形・地質判読図

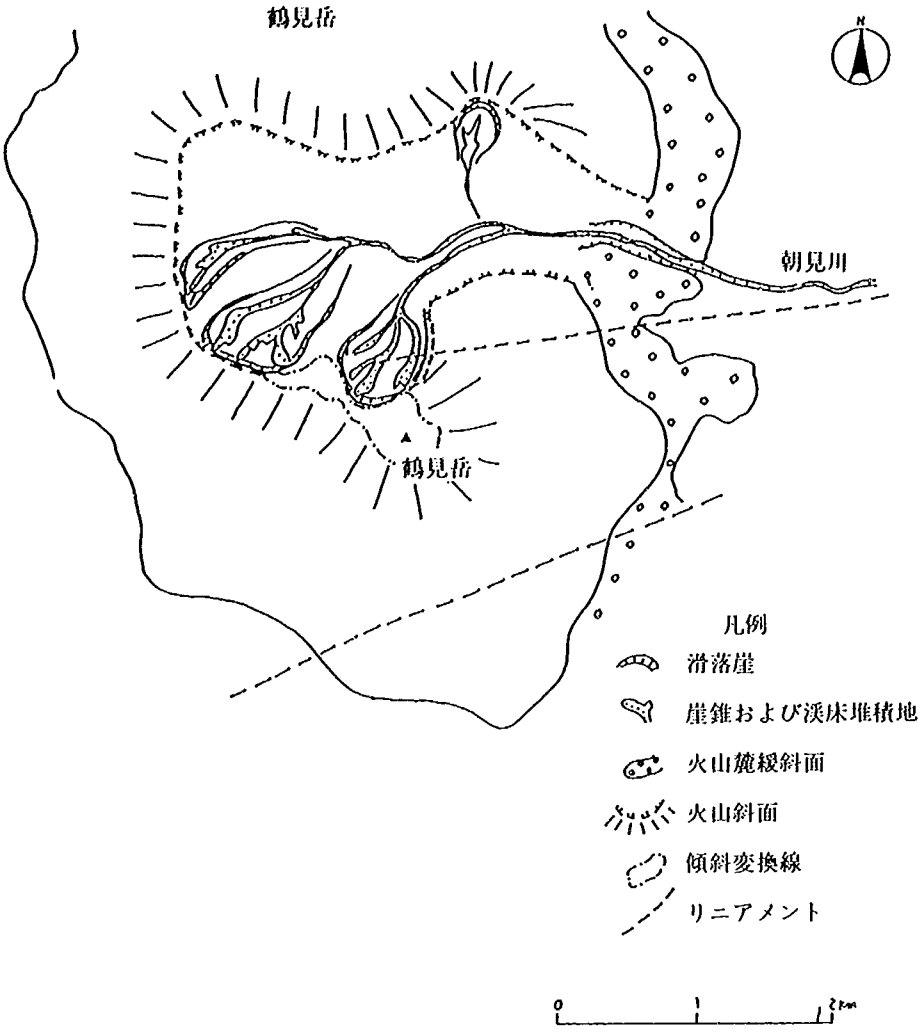
本地域はカルデラ外壁の緩斜面と河谷による谷頭侵食の最前線との勾配変遷点で崩壊が発生した典型的な事例としてあげられる。地表勾配は，前者が約15°，後者は35°以上の急斜面となっており，そこには白山火山をつくる脆弱な火山砕屑物が広く露出していることが予想される。崩壊は1852年の北飛騨地震で発生したものであるが，その前後においても中小の崩壊は発生していたものと思われる。

火山斜面の最大傾斜方向をほぼ直行するように数列のリニアメントがみられるが，その成因は不明である。

（9）鶴見岳の崩壊（図－13参照）

同じく火山斜面で発生した（爆発ではない）崩壊事例として，別府市西部に位置する鶴見岳の事例があげられる。この崩壊は1597年の地震（M＝6.4）で発生したことが記録上明らかにされている。崩壊は鶴見岳を大きく刻み込んだ朝見川の源頭部で発生しており，このほかにも火山を刻む（河）谷壁斜面には多くの崩壊地形がみられる。これに対し，火山の一次斜面（成層斜面）には崩壊地形はみられない。前者の勾配は35°を越える斜面であるのに対し，後者では20°を越えることはなく，白山の事例も合わせて火山地域では2次斜面（谷壁斜面）部で中規模（10^5m³程度）の崩壊発生の危険性が指摘される。

また，本地域の場合，現崩壊地のうえを明瞭なリニアメント（活断層と考えてよい）が横切っており，地震断層と崩壊との関係についても論究が可能であろう。



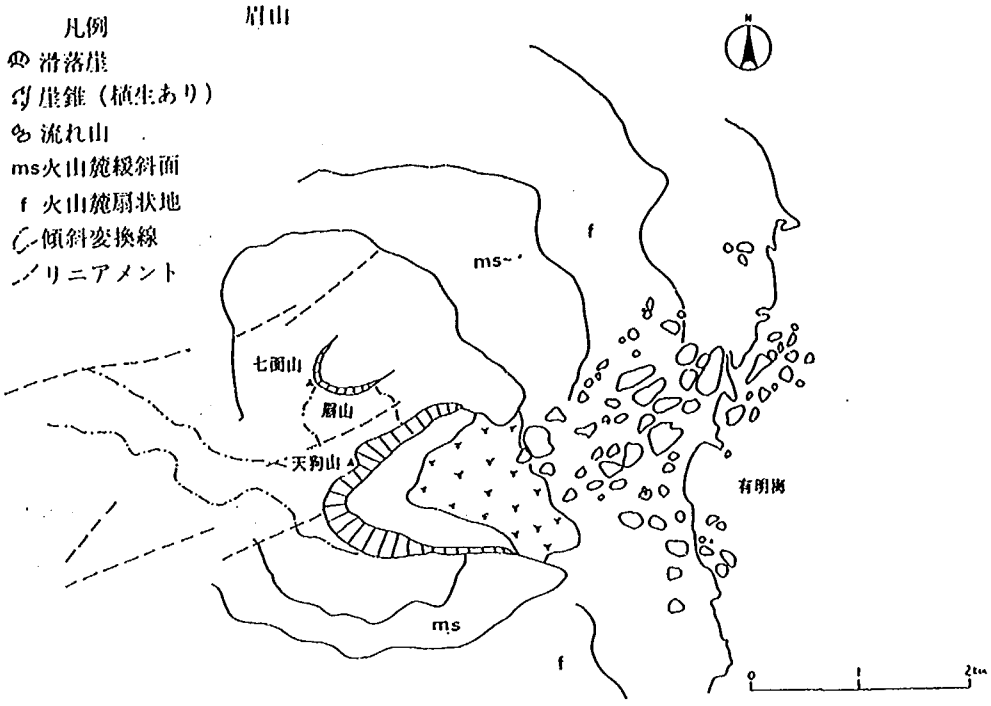
図－13 鶴見岳の崩壊地形・地質判読図

(10) 眉山の崩壊（図－14参照）

もうひとつの火山崩壊のタイプとして，火山性の直下型地震や爆発によって山体頂部付近の大半が崩壊し大規模な馬蹄形を残すものがあげられる。例えば，大雪山，鳥海山，月山，磐梯山，大山などの大四紀火山での事例があげられるが，ここではより小規模な熔岩円頂丘の崩壊である眉山をこのタイプの代表例としてしげた。

眉山大崩壊は1792年の地震（M＝6.4）を引きがねとして発生し，現在は東方に向けて馬蹄形の大規模な急崖地形を残している。この急崖地形の前面には広く崖錐状の扇状地が発達しており，その前方には無数の流山が分布している。現在，崩壊地は広く植生に覆われているが，ところどころにガリー状の新たな崩壊が発生し，かつての崩土による扇状地のうえに新たな小規模な土石流による扇状地を発達させている。

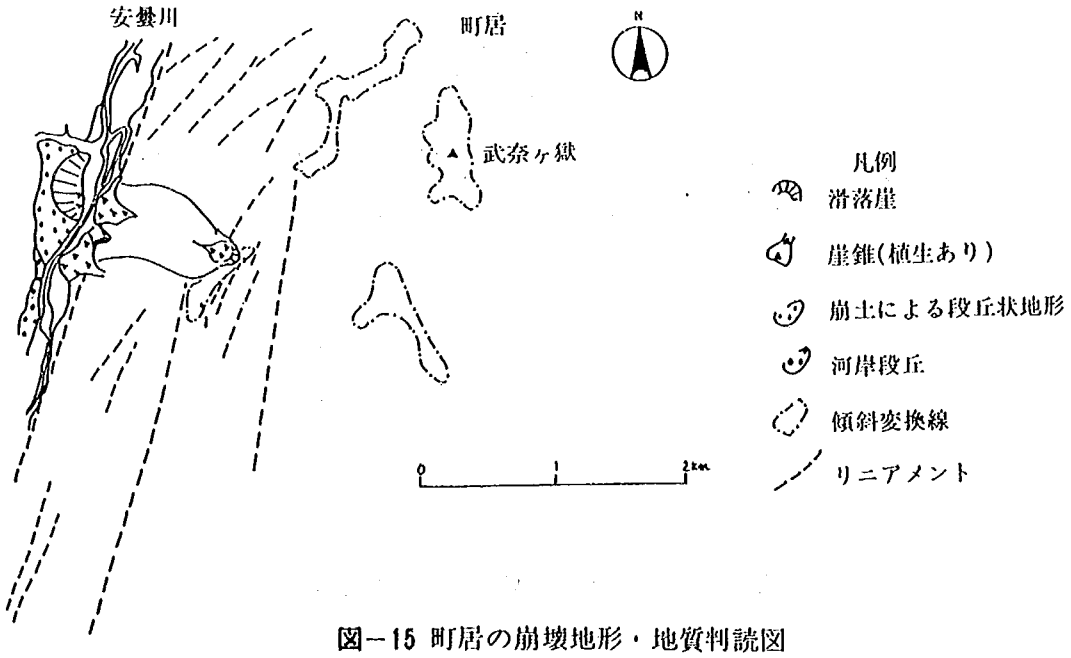
島原半島の地質構造の特色は，地形的にも明瞭な断層構造の存在である。主要な断層はいずれも東西方向の走向を有しており，それらによっていわゆる雲仙地溝帯が形成されている。本地域で判読されたリニアメントもこれと一致する方向が卓越する。このような第四紀系を切る活断層の存在と相まって島原半島では古くから地震活動が知られている。



図－14 眉山の崩壊地形・地質判読図

(11) 町居の崩壊（図－15参照）

この崩壊は記録によれば1662年の地震（M＝7.8）によって引き起こされたもので，比良山系の武奈ヶ嶽南西 1.5kmの西向き斜面に崩壊源をもつ。滑落崖の頂部には標高1,000m付近に小起伏面があってここでも崩壊の大きさを規定している。なお，この崩壊の頭部は現在もガリー侵食などで上方への拡大が小規模ながら進行しており，その直下に大規模崩壊御の崖錐をつくっている。



図－15 町居の崩壊地形・地質判読図

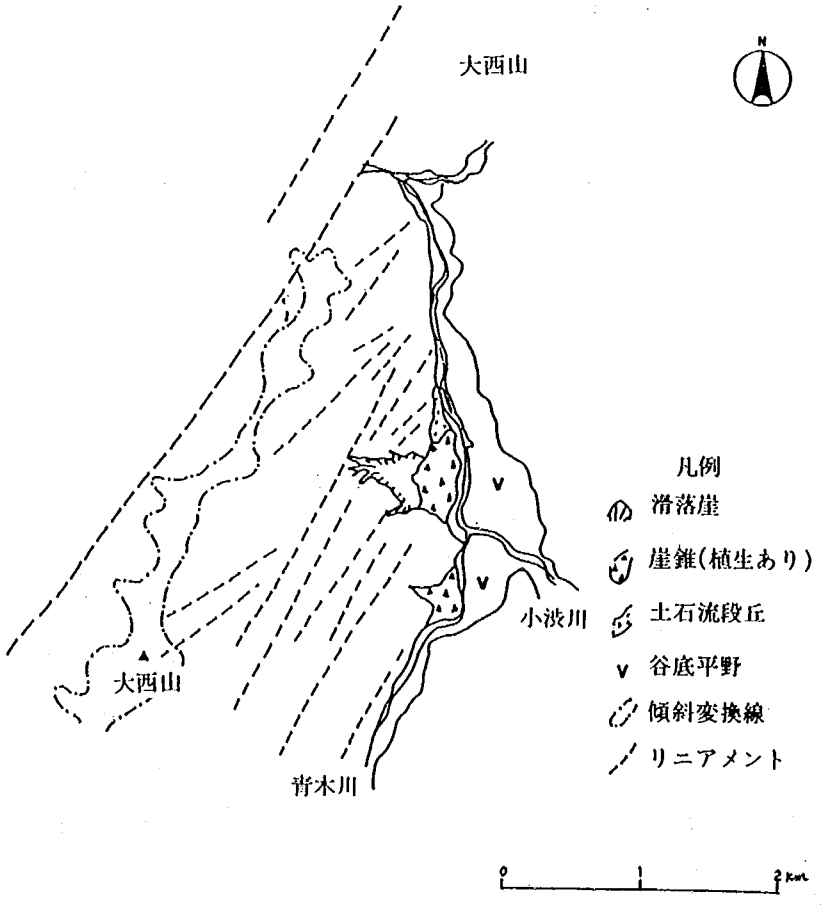
大規模崩壊脚部には安蘇川に平行してA級活断層である花折断層が走っており，これに平行するリニアメントが多く認められる。このうち，特に明瞭なもの（断層の可能性大）は崩壊地の頂部付近（小起伏面と遷急線あたり）を横切っており，当斜面では破砕が深部に進行していたことは確実であろう。

なお，この崩壊地対岸には，安蘇川の現河床より約100mの比高を有する河岸段丘状の表面が平坦な地形（流れ山はみられない）がみられる。これは崩土による堆積地形と思われるが，その場合当時つくられたであろう堰止による天然ダムはかなり大規模なものであったことが想定される。

（12）大西山の崩壊（図－16参照）

この崩壊は1961年6月の集中豪雨によって脚部を小渋川によって削り取られて発生したと云われている。崩壊は約800mを有する一連続斜面の中程で発生しており，現在でも50m以上の比高を有する滑落崖を残す。

崩壊地の地質は領家帯に属する花崗岩が強い圧砕作用を受けながら変成を受けた緻密な岩石から成る。それ故に，割れ目系の発達は著しいとされるが，崩壊斜面にもそれら（節理系）が地表面にあらわれた北東－南西方向のリニアメントが密に分布している。

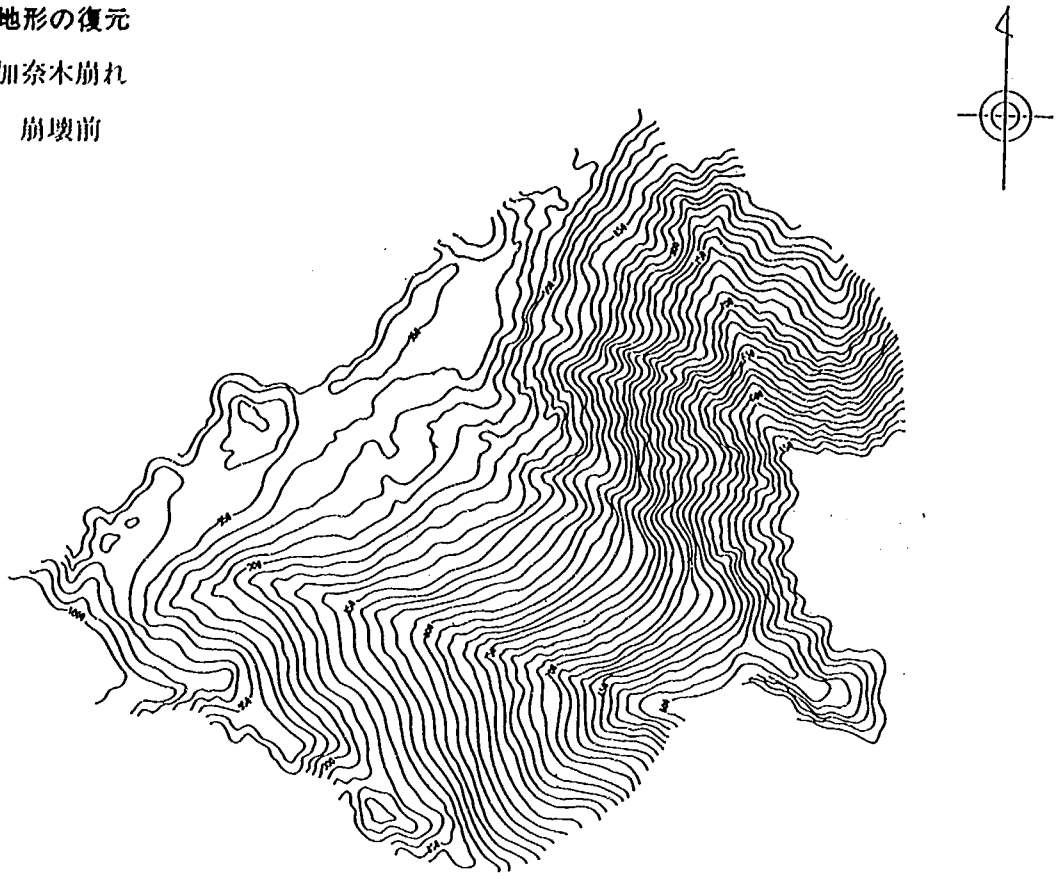


図－16 大西山の崩壊地形・地質判読図

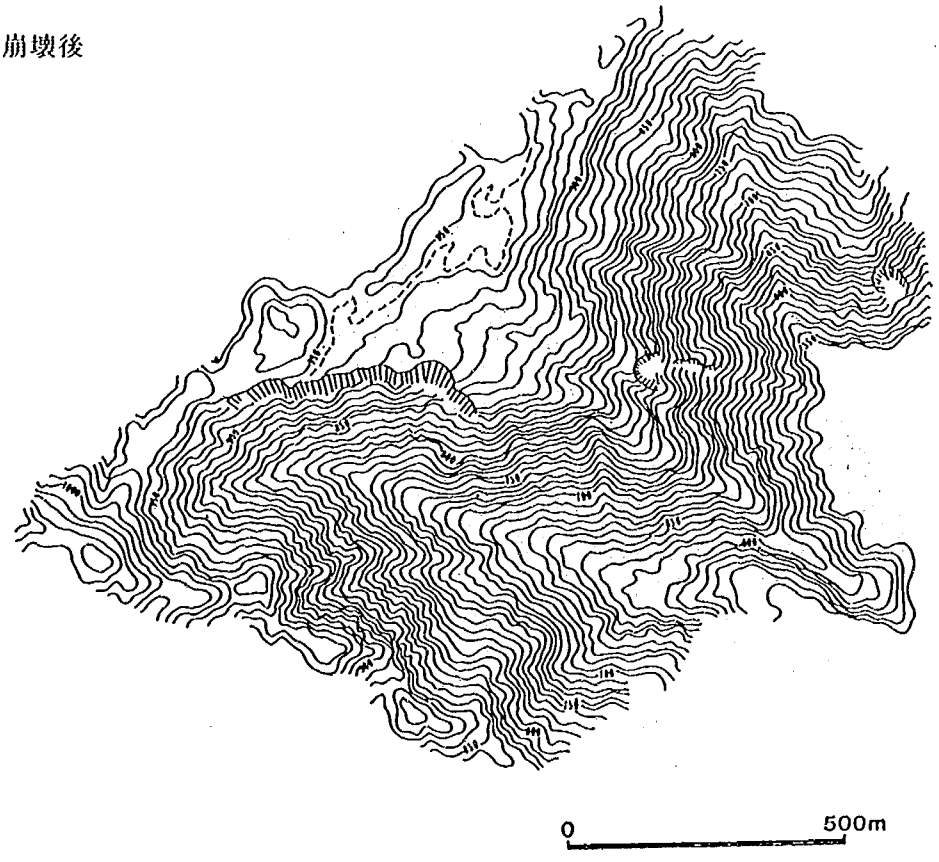
2．元地形の復元

（1）加奈木崩れ

崩壊前

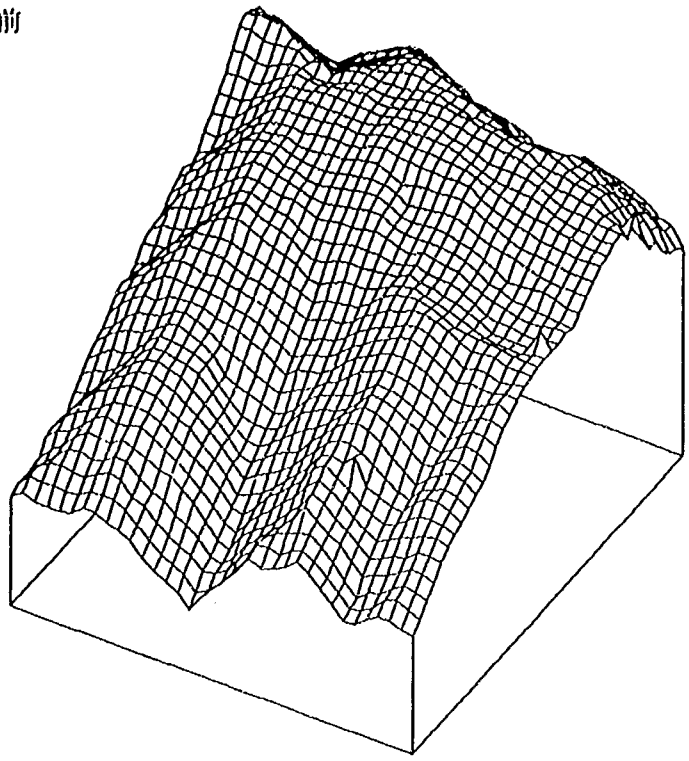


崩壊後

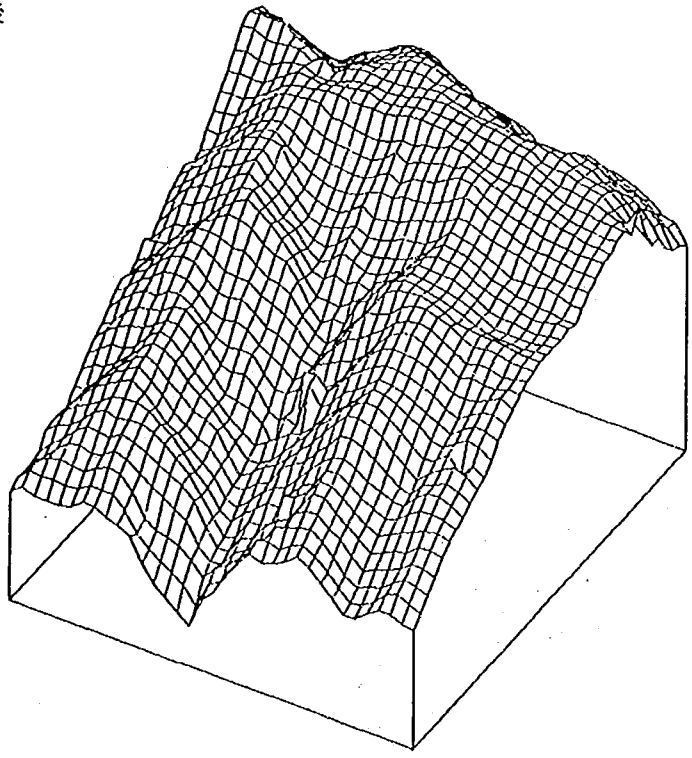


図－17 加奈木崩れの地形復元図

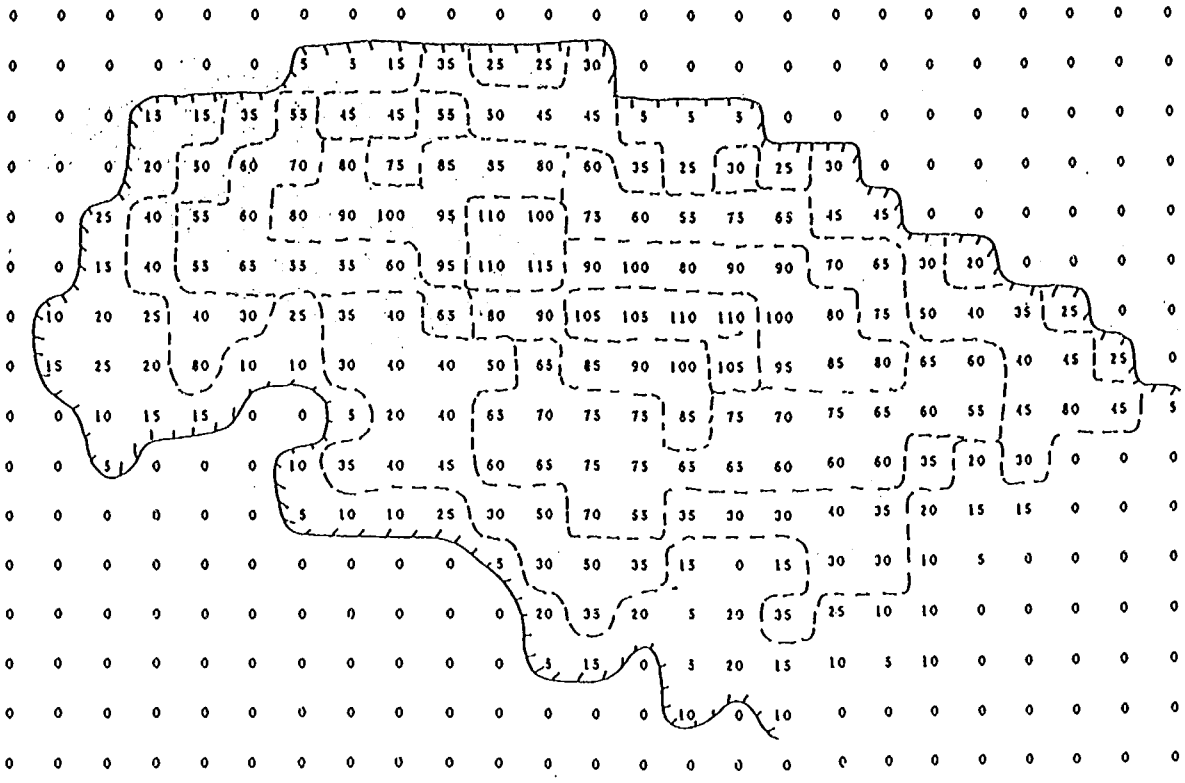
崩壊前



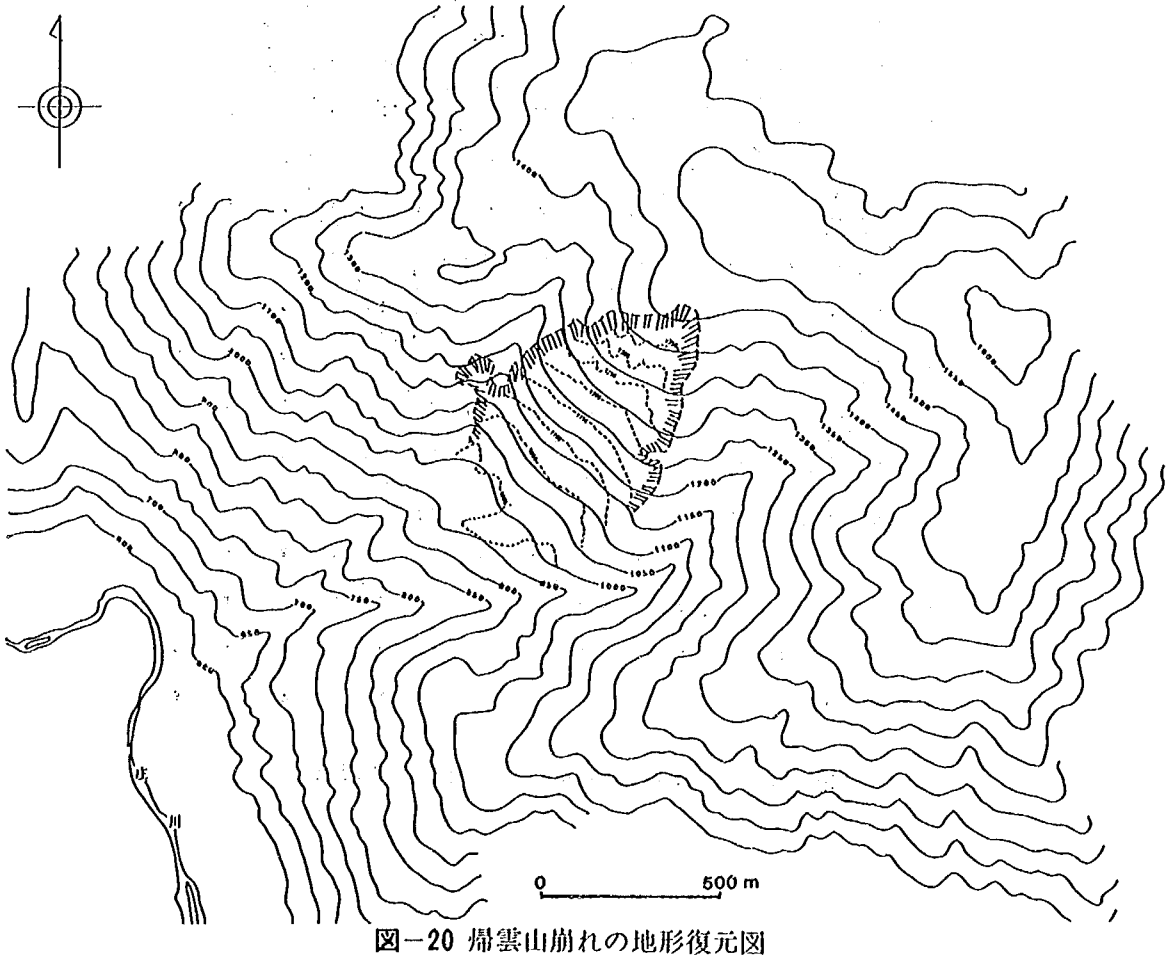
崩壊後



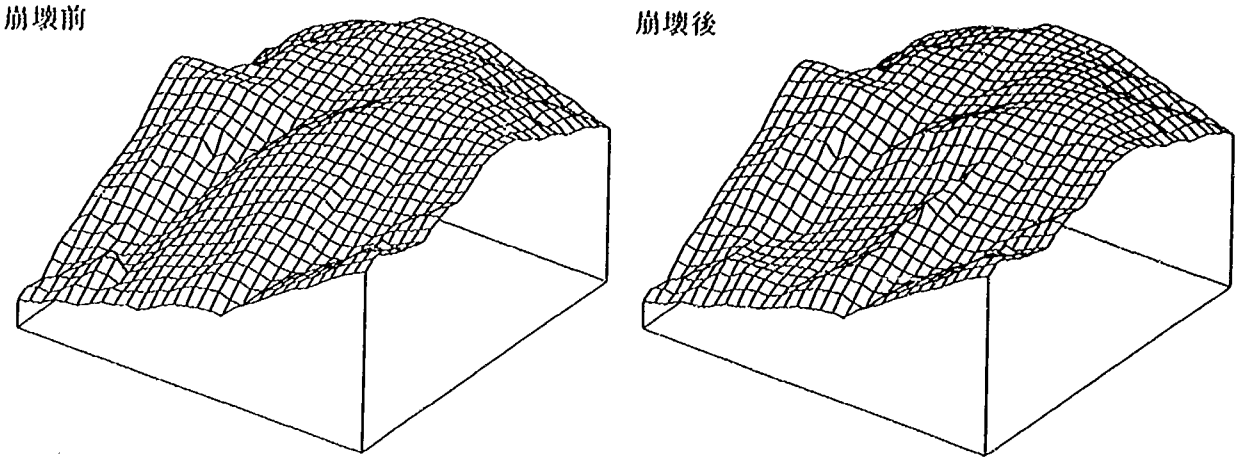
図－18 崩壊前後の鳥瞰図　加奈木崩れ



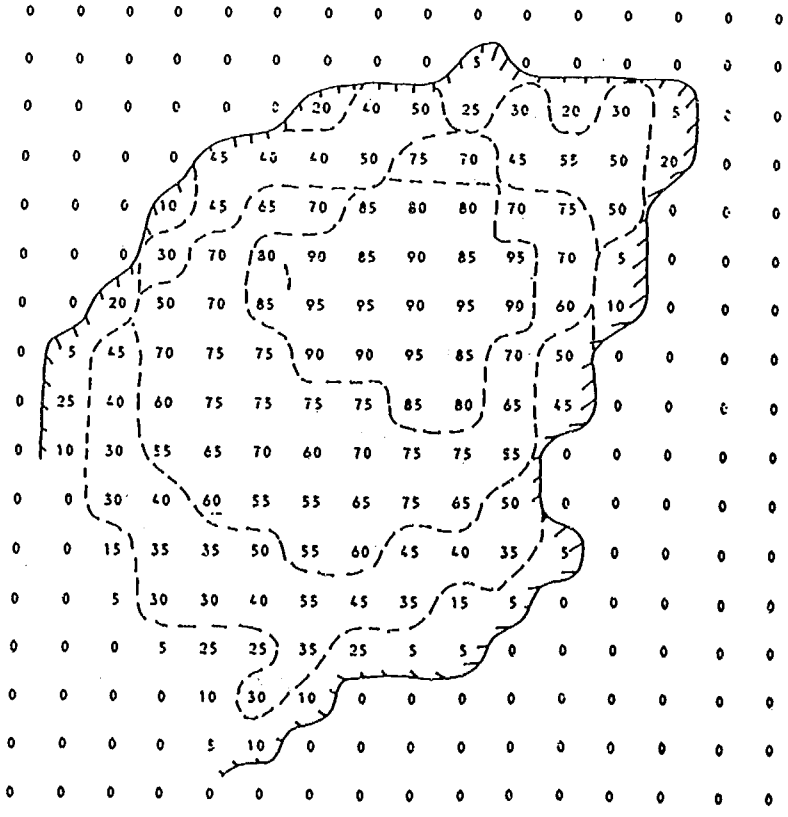
図－19 崩壊厚の分布(m) 加奈木崩れの場合



図－20 帰雲山崩れの地形復元図



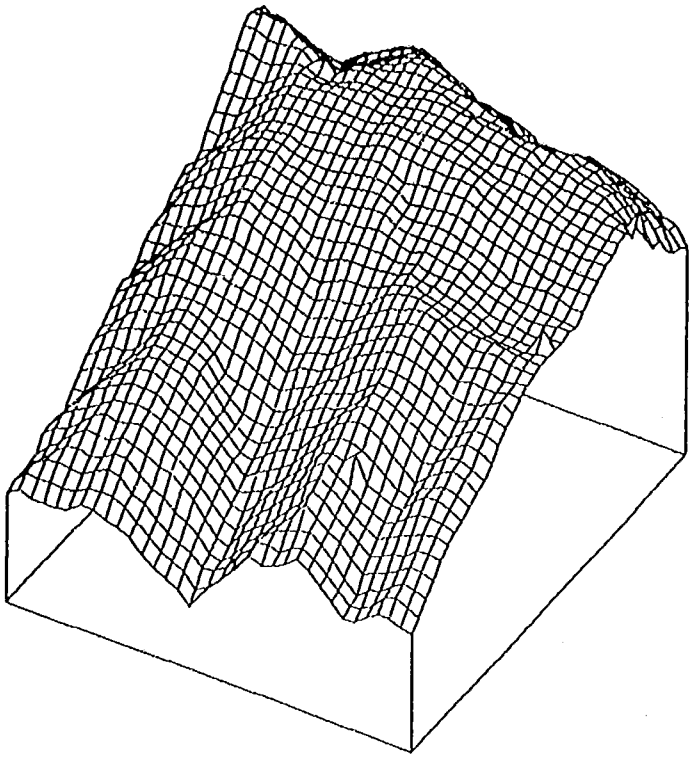
図－21 崩壊前後の鳥瞰図　帰雲山崩れ



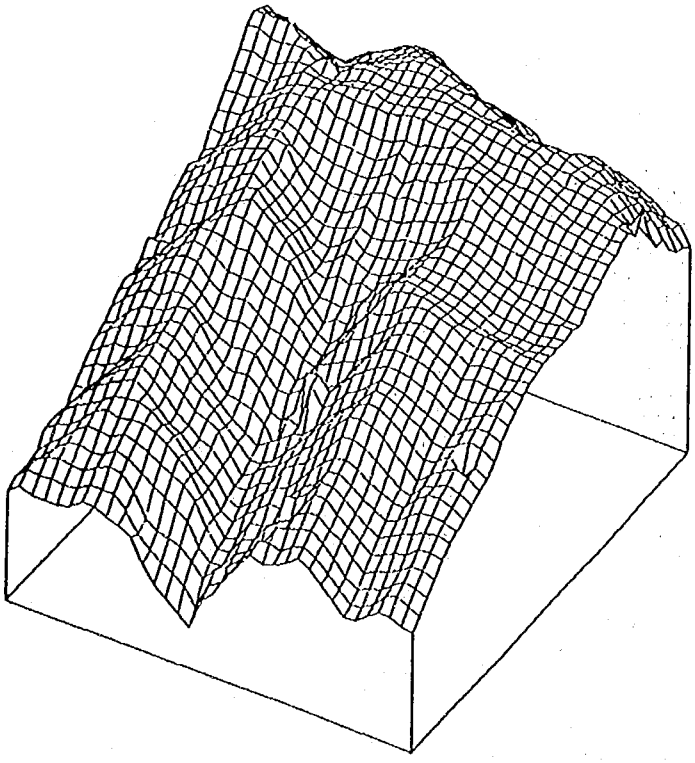
図－22 崩壊厚の分布(m) 帰雲山崩れの場合

図－23 七面山崩れの地形復元図

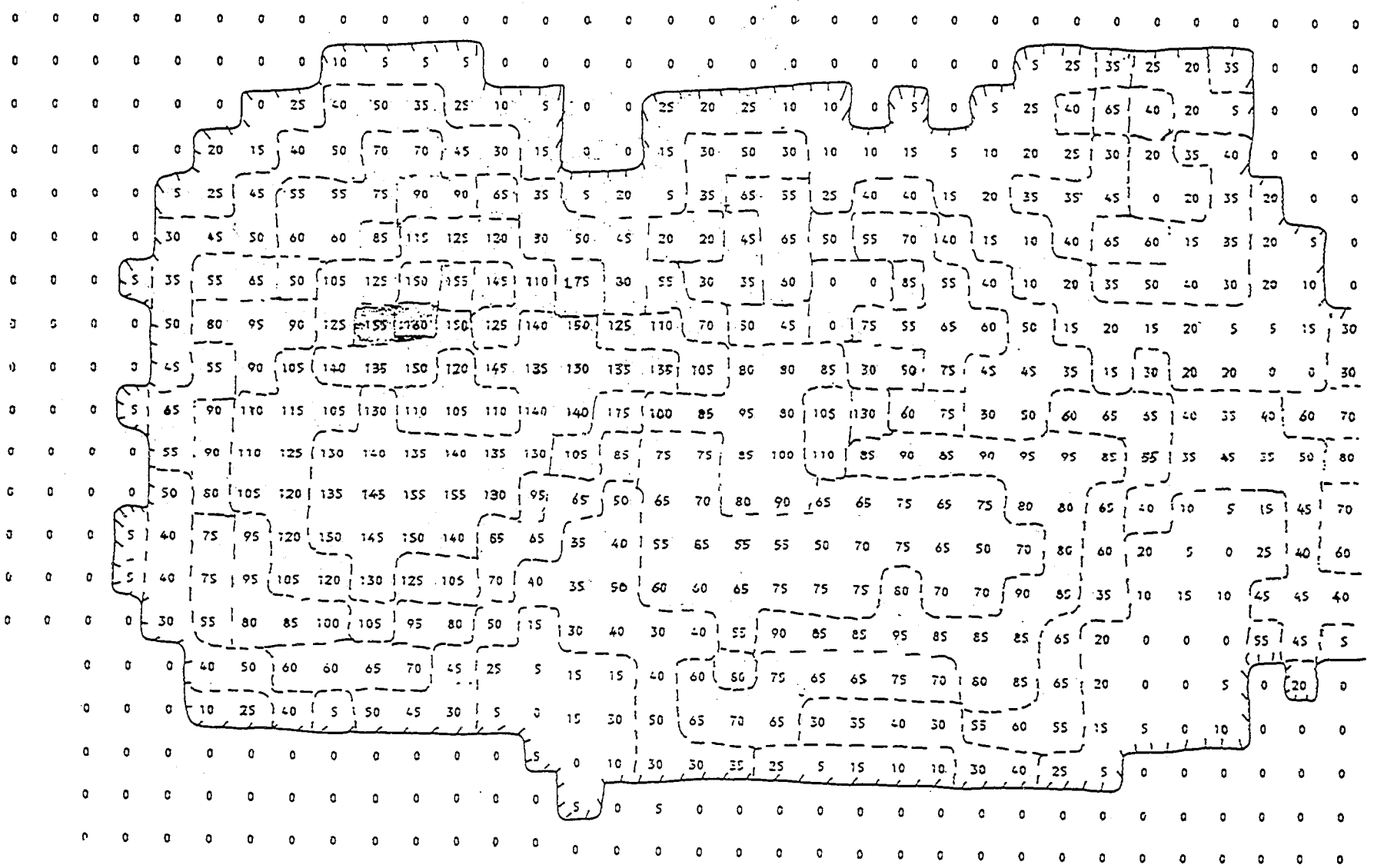
崩壊前



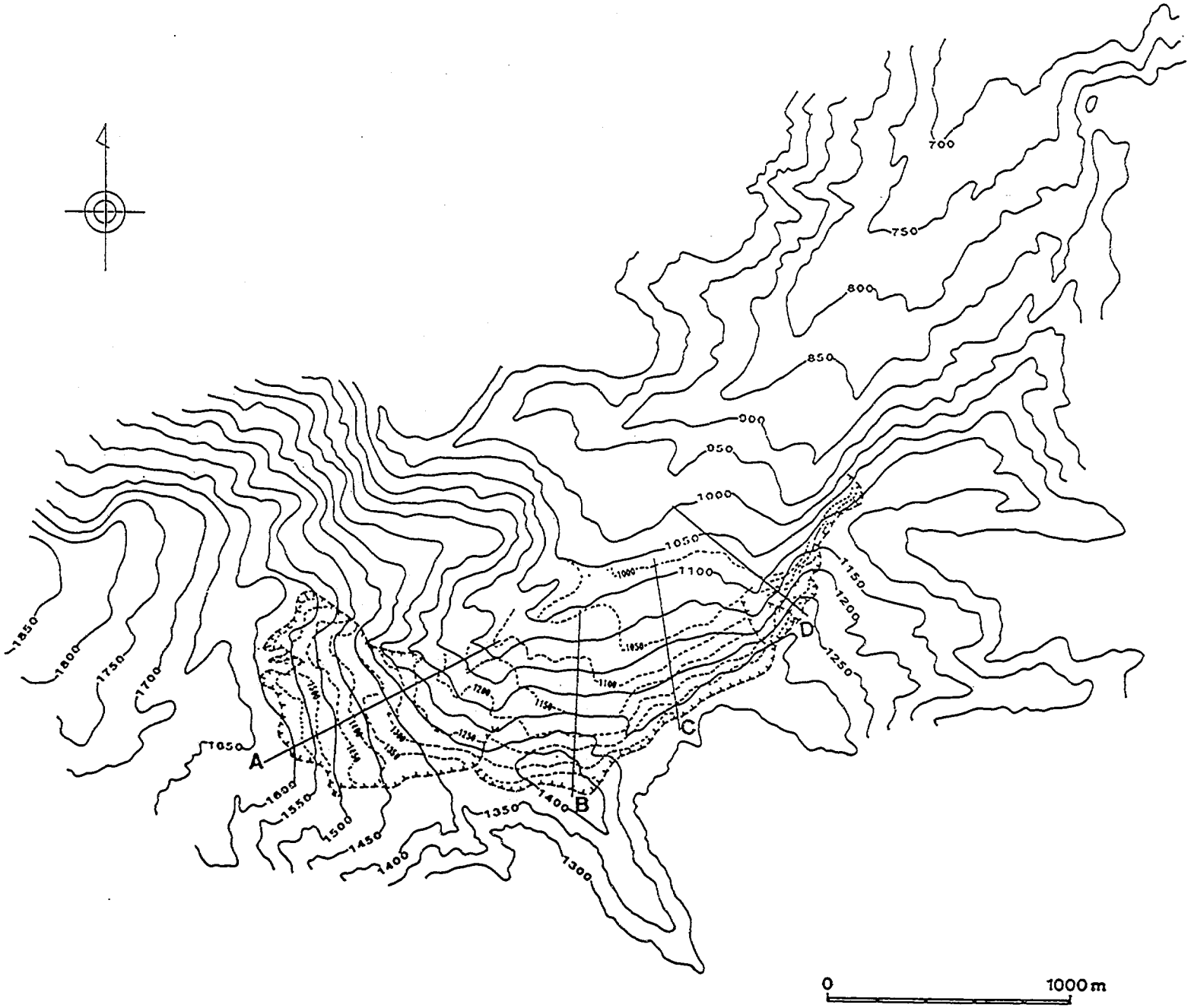
崩壊後



図—24 崩壊前後の鳥瞰図　七面山崩れ

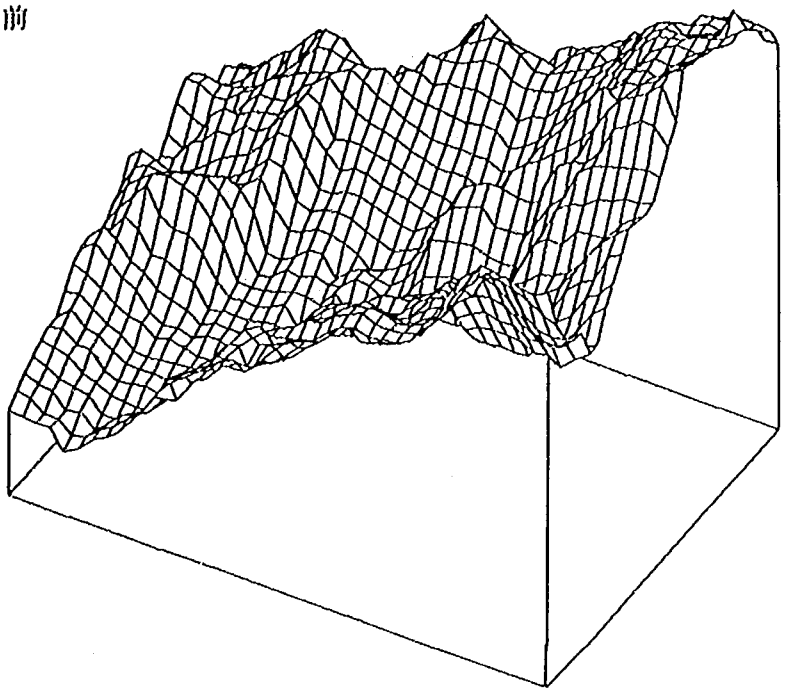


図−25 崩壊厚の分布(m) 七面山崩れの場合

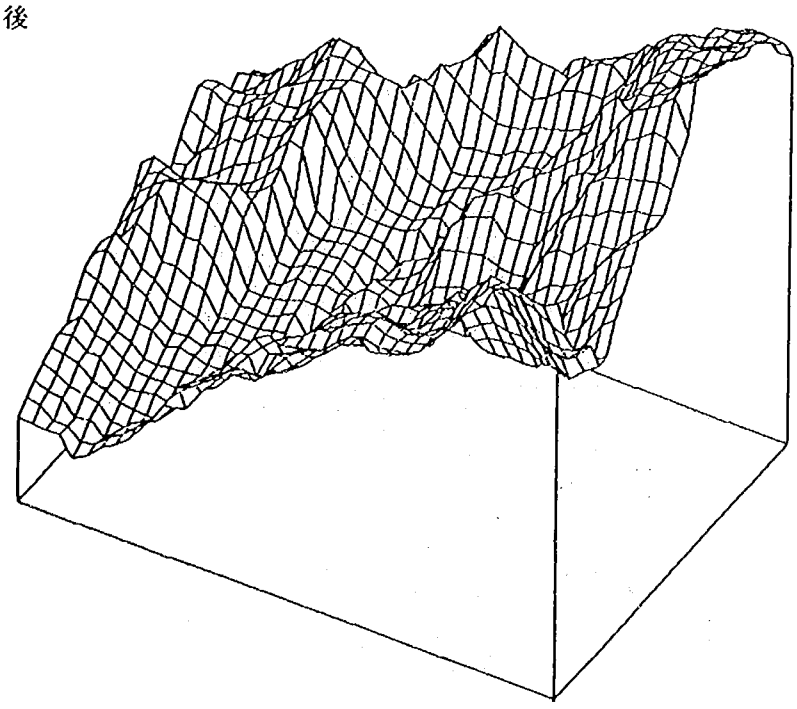


図−26 稗田山崩れの地形復元図

崩壊前

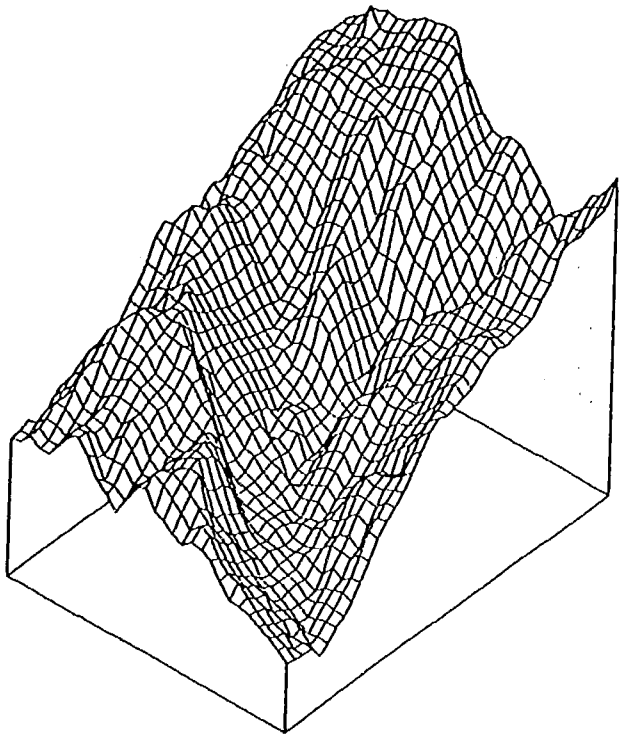


崩壊後

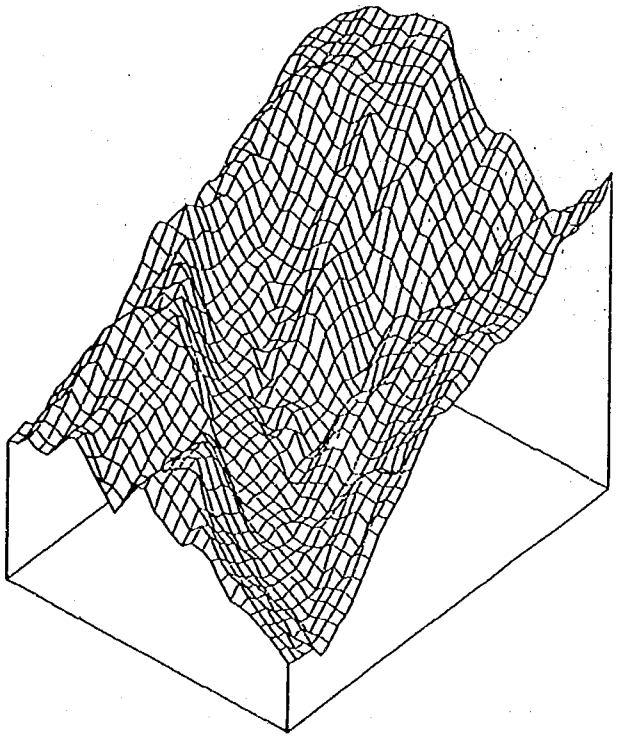


図－27 崩壊前後の鳥瞰図　稗田山崩れ(1)

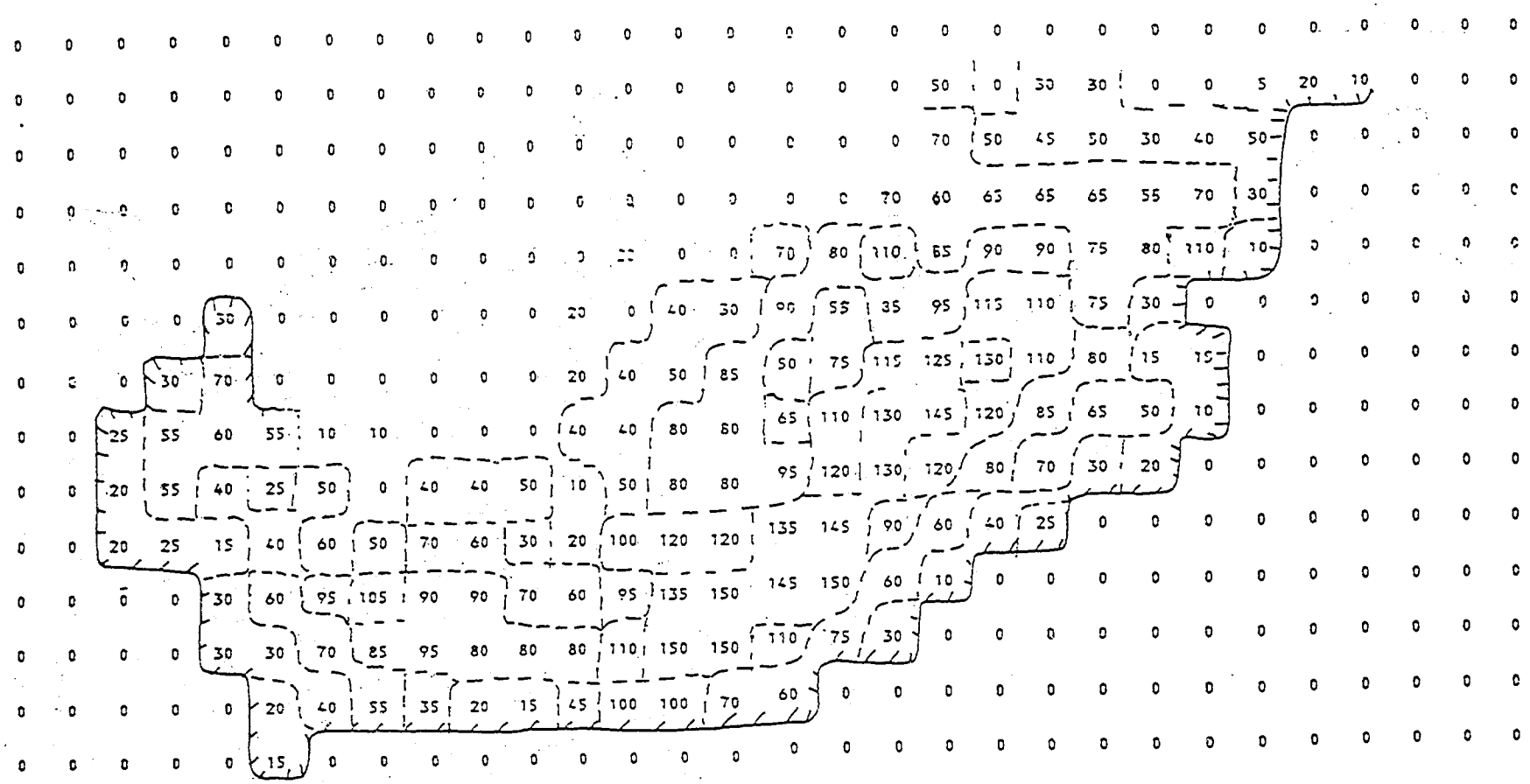
崩壊前



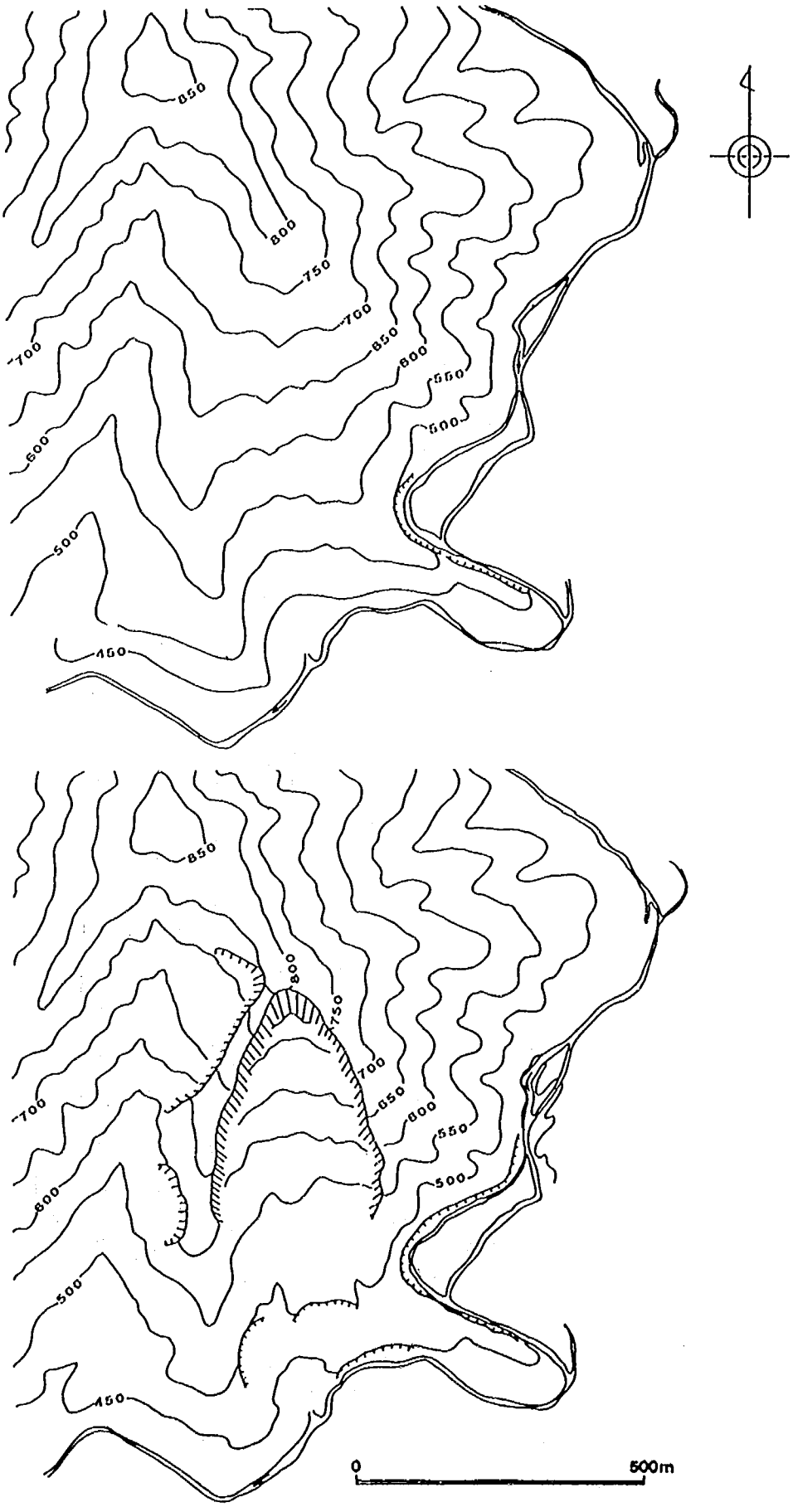
崩壊後



図－28 崩壊前後の鳥瞰図　稗田山崩れ(2)

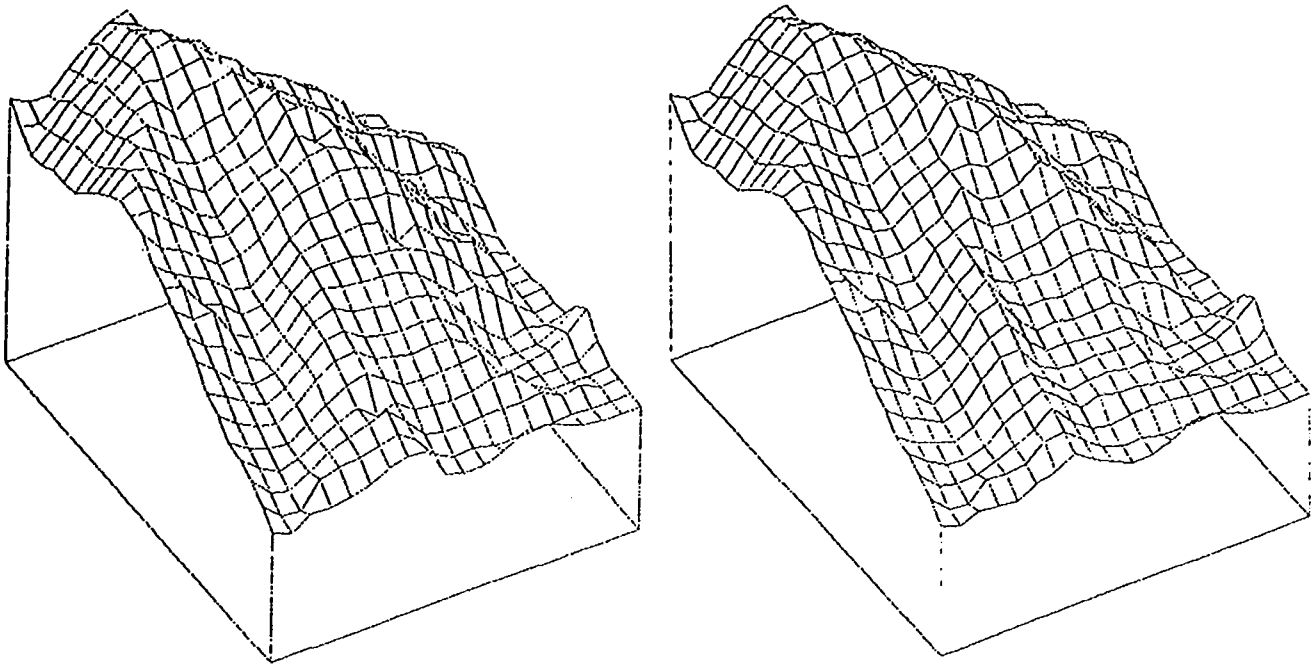


図－29 崩壊厚の分布　稗田山崩れの場合

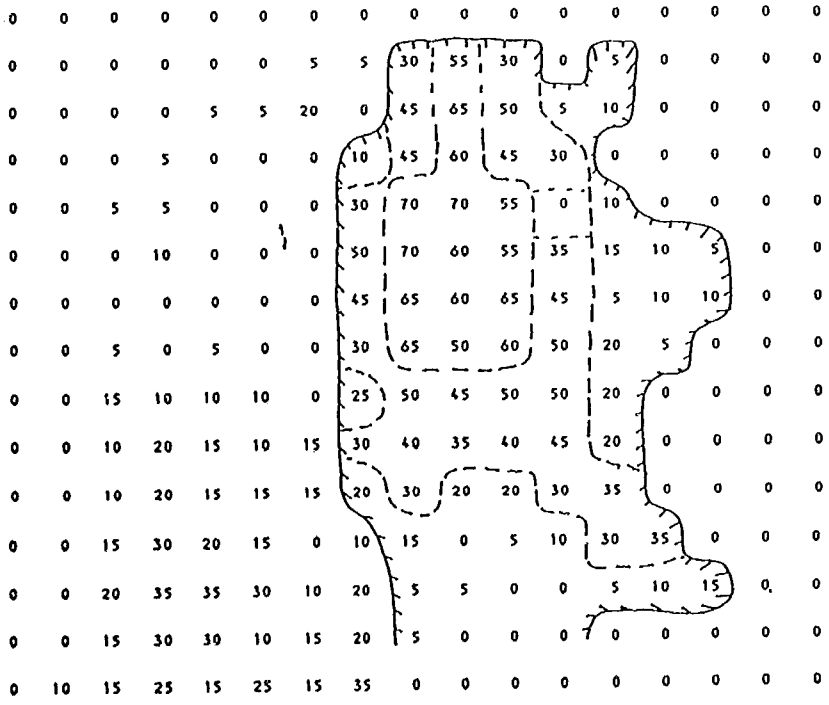


図－30 金剛寺崩れの地形復元図

崩壊前　　崩壊後



図－31 崩壊前後の鳥瞰図　金剛寺崩れ



図－32 崩壊厚の分布(m) 金剛寺崩れの場合

3. 地　質　研　究　室　(100事例)

本文第4章　地質的特徴

1．大規模斜面崩壊判読図

2.5万分の1地形図を用いて抽出した，概ね幅400m以上の地すべりを含めた比較的新しい斜面崩壊について地形図及び空中写真判読を行ない，その結果を判読図で示し，その代表的なものを付図としてとりまとめたものである。

凡例

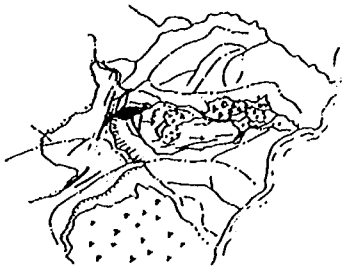
谷線	
尾根線	
山頂平坦、山腹緩斜古地形面又は火山体原形斜面	
線状凹地	
遷急線	
滑落崖	
窪地、池	
プレッシャリッジ	
崖錐、崩積土	
段丘	
カルデラ壁及び火口壁	

大規模斜面崩壊判読図

2.5万分の1地形図名 知床岳　地名 知床岳

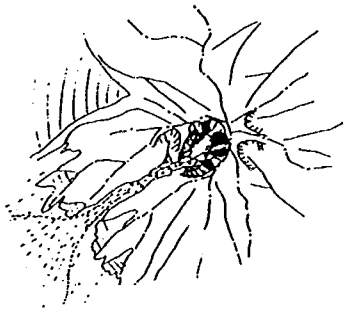
崩壊番号 1, 2, 3, 4　1 km

2.5万分の1地形図名 知床岳　地名 知床岳



崩壊番号 5　1 km

2.5万分の1地形図名 鶯泊　地名 利尻山

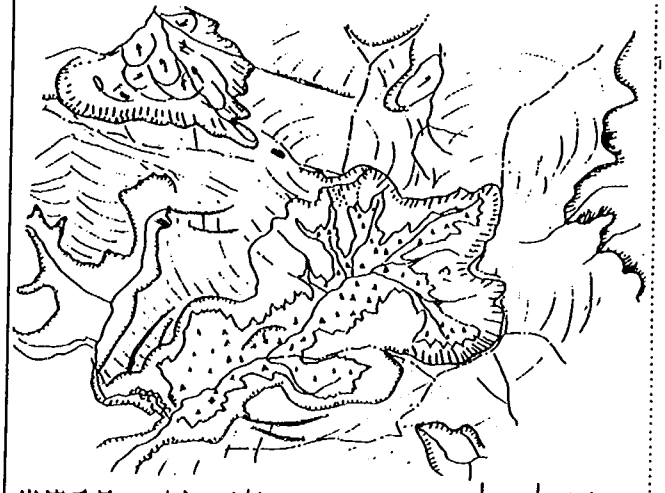


崩壊番号 9　1 km

2.5万分の1地形図名 登山渓温泉　地名 比布岳

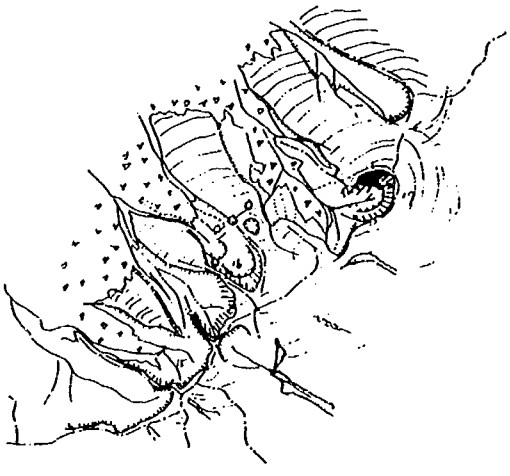
崩壊番号 11, 12　1 km

2.5万分の1地形図名 トムラウシ山　地名 忠別岳



崩壊番号 13, 14　1 km

2.5万分の1地形図名 白金温泉　地名 十勝岳



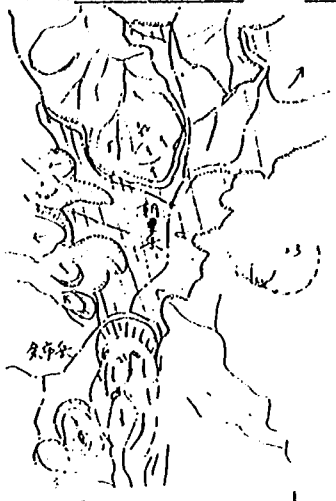
崩壊番号 15, 16, 17　1 km

大規模斜面崩壊判読図

2.5万分の1地形図名 [illegible] 地名 [illegible]

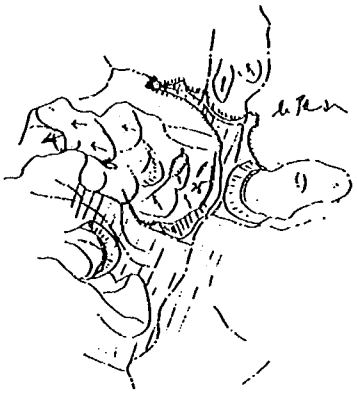
崩壊番号 18　　1 km

2.5万分の1地形図名 [illegible] 地名 [illegible]



崩壊番号 21, 22, 23　　1 km

2.5万分の1地形図名 [illegible] 地名 [illegible]

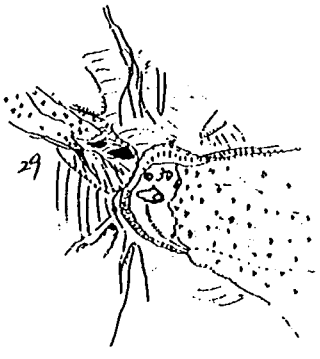


崩壊番号 25　　1 km

2.5万分の1地形図名 [illegible] 地名 [illegible]

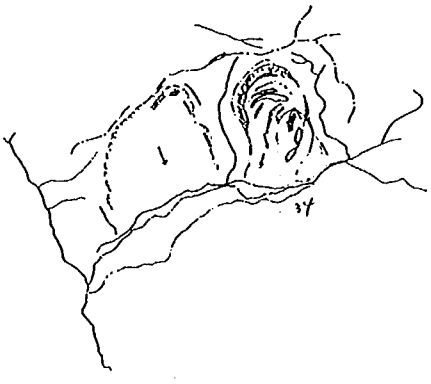
崩壊番号 27　　1 km

2.5万分の1地形図名 [illegible] 地名 [illegible]



崩壊番号 29, 30　　1 km

2.5万分の1地形図名 [illegible] 地名 [illegible]



崩壊番号 34　　1 km

大規模斜面崩壊判読図

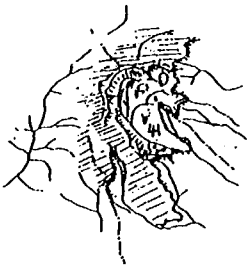
2.5万分の1地形図名 七ツ岳　地名 七ツ岳

崩壊番号 36　1 km

2.5万分の1地形図名 赤石　地名 神威山

崩壊番号 40　1 km

2.5万分の1地形図名 大川平　地名 鳴川岳



崩壊番号 41　1 km

2.5万分の1地形図名 長慶平　地名 青荷山

崩壊番号 44　1 km

2.5万分の1地形図名 真知子　地名 駒ヶ岳

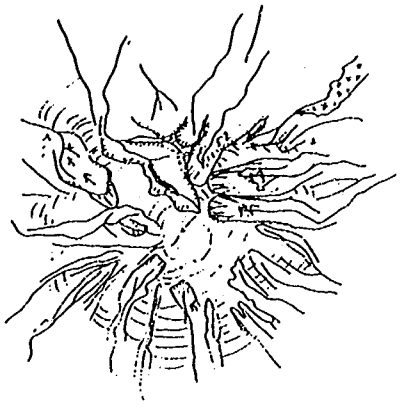
崩壊番号 47　1 km

2.5万分の1地形図名 田代岳　地名 田代岳

崩壊番号 50　1 km

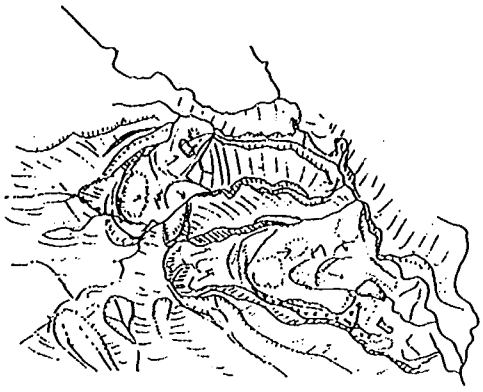
大規模斜面崩壊判読図

2.5万分の1地形図名 岩不山　地名 岩不山



崩壊番号 52,53,54,55　1 km

2.5万分の1地形図名 八甲田山　地名 赤倉山

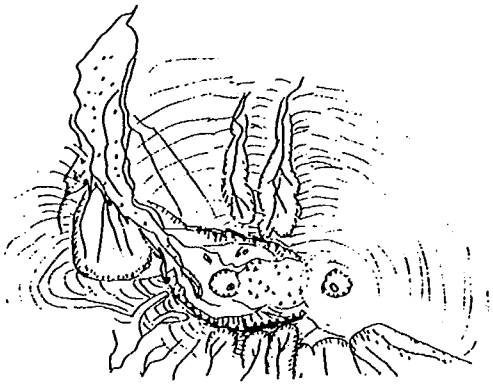


崩壊番号 57,58　1 km

2.5万分の1地形図名 十二湖　地名 十二湖

崩壊番号 59　1 km

2.5万分の1地形図名 松川温泉　地名 岩手山



崩壊番号 60　1 km

2.5万分の1地形図名 八幡平　地名 八幡平

崩壊番号 61　1 km

2.5万分の1地形図名 秋田駒ケ岳　地名 駒ケ岳

崩壊番号 62,63　1 km

大規模斜面崩壊判読図

2.5万分の1地形図名 石淵ダム 地名 鍋割山

崩壊番号 69　　1 km

2.5万分の1地形図名 栗駒山 地名 鳴子温泉

崩壊番号 70, 71　　1 km

2.5万分の1地形図名 桂沢 地名 田代沢

崩壊番号 75　　1 km

2.5万分の1地形図名 鳥海山 地名 鳥海山

崩壊番号 77, 78　　1 km

大規模斜面崩壊判読図

2.5万分の1地形図名 清川　地名 清川

崩壊番号 88, 87　1 km

2.5万分の1地形図名 竹沢　地名 大倉山

崩壊番号 101, 102, 103, 104, 105　1 km

2.5万分の1地形図名 笹谷峠　地名 面蔵王

崩壊番号 112　1 km

2.5万分の1地形図名 蔵王山　地名 蔵王山

崩壊番号 116, 117　1 km

2.5万分の1地形図名 月山　地名 月山

崩壊番号 118, 119　1 km

2.5万分の1地形図名 中岳峠　地名 滝野

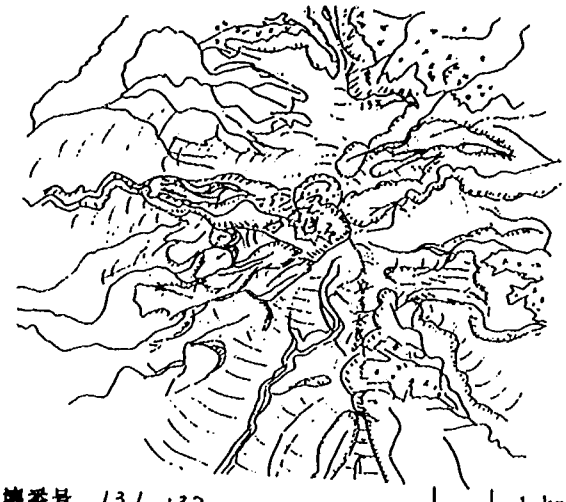
崩壊番号 126, 127　1 km

大規模斜面崩壊判読図

2.5万分の1地形図名 土湯温泉　地名 吾妻小富士

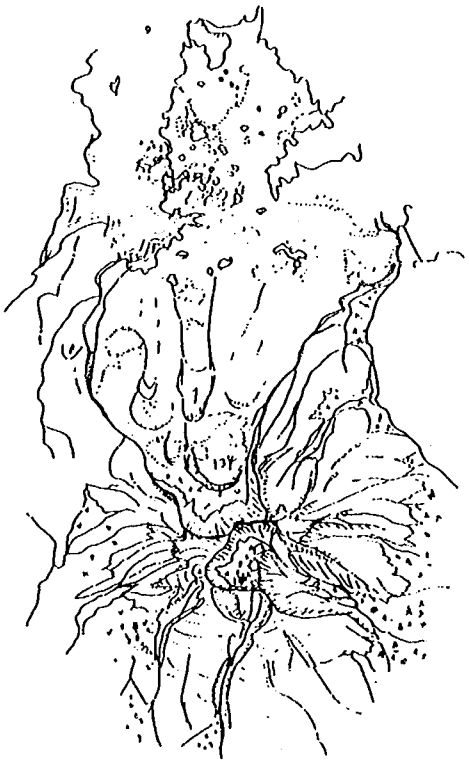
崩壊番号 129, 130　　1 km

2.5万分の1地形図名 安達太良山　地名 安達太良山



崩壊番号 131, 132　　1 km

2.5万分の1地形図名 磐梯山　地名 磐梯山



崩壊番号 133, 134　　1 km

2.5万分の1地形図名 木島　地名 木島

崩壊番号 140, 141, 142　　1 km

2.5万分の1地形図名 津川　地名 白髭山

崩壊番号 164　　1 km

大規模斜面崩壊判読図

2.5万分の1地形図名 光明山　地名 [illegible]

崩壊番号 172, 173　1 km

2.5万分の1地形図名 湯野山　地名 小野岳

崩壊番号 175　1 km

2.5万分の1地形図名 川治　地名 五十里

崩壊番号 176　1 km

2.5万分の1地形図名 中禅寺湖　地名 赤倉山

崩壊番号 177　1 km

2.5万分の1地形図名 至仏山　地名 至仏山

崩壊番号 181　1 km

2.5万分の1地形図名 大日町　地名 居城山

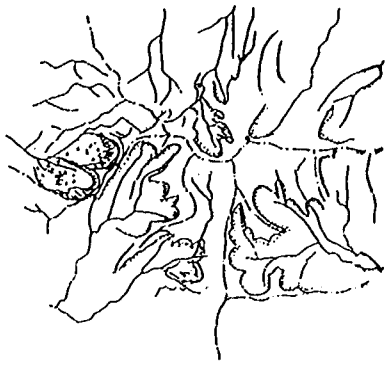
崩壊番号 194, 195　1 km

大規模斜面崩壊判読図

2.5万分の1地形図名 茂倉山 地名 一倉岳

崩壊番号 196,197 202,203 1 km

2.5万分の1地形図名 [illegible]山 地名 [illegible]山



崩壊番号 198 1 km

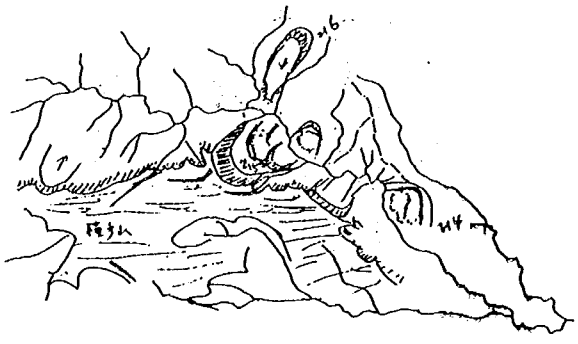
2.5万分の1地形図名 苗場山 地名 日蔭山

崩壊番号 207,208,209 1 km

2.5万分の1地形図名 左武流山 地名 エラクボ平

崩壊番号 212 1 km

2.5万分の1地形図名 岩菅山 地名 横手山



崩壊番号 215 1 km

大規模斜面崩壊判読図

2.5万分の1地形図名 名立大町　地名 能生

崩壊番号 227, 228　1 km

2.5万分の1地形図名 妙高山　地名 妙高山

崩壊番号 234～238　1 km

2.5万分の1地形図名 湯川内　地名 居開山

崩壊番号 239, 240　1 km

2.5万分の1地形図名 田阿山　地名 田阿山

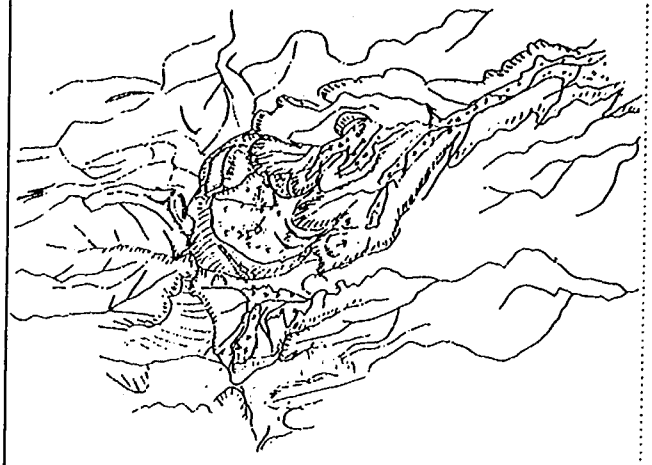
崩壊番号 245　1 km

2.5万分の1地形図名 重坂峠　地名 浅間山

崩壊番号 246, 247, 248　1 km

大規模斜面崩壊判読図

2.5万分の1地形図名 [illegible] 地名 小海野



崩壊番号 250　　1 km

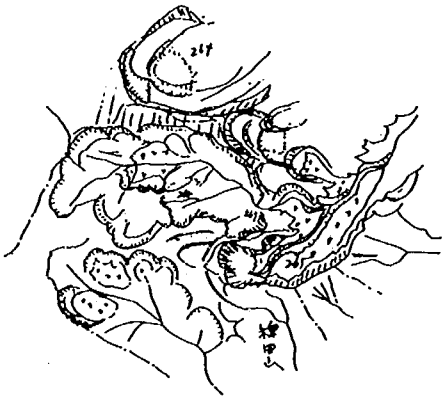
2.5万分の1地形図名 麻績　地名 三峰山

崩壊番号 252　　1 km

2.5万分の1地形図名 曽々木　地名 真浦町

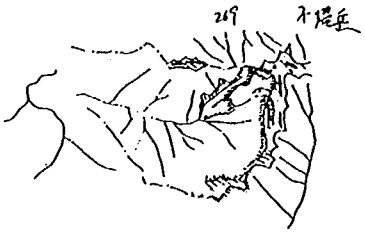
崩壊番号 255　　1 km

2.5万分の1地形図名 白馬岳　地名 稗田山



崩壊番号 264～268　　1 km

2.5万分の1地形図名 [illegible]平　地名 不帰岳



崩壊番号 269　　1 km

2.5万分の1地形図名 神城　地名 爺ヶ岳

崩壊番号 276, 277, 278　　1 km

大規模斜面崩壊判読図

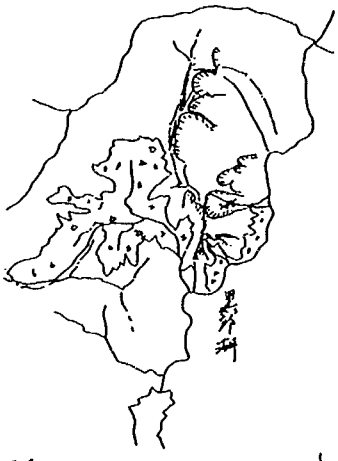
2.5万分の1地形図名 信濃池田　地名 相川

崩壊番号 281　　1 km

2.5万分の1地形図名 立山　地名 剱岳

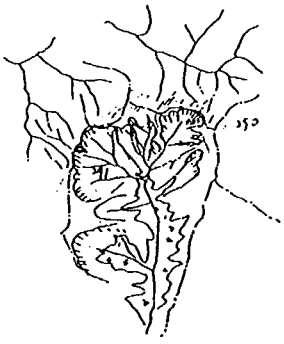
崩壊番号 284, 285, 286　　1 km

2.5万分の1地形図名 十字峡　地名 南峰



崩壊番号 288　　1 km

2.5万分の1地形図名 黒部湖　地名 船窪岳



崩壊番号 290, 291　　1 km

2.5万分の1地形図名 三保蓮華山　地名 樅沢岳

崩壊番号 295, 296, 299　　1 km

2.5万分の1地形図名 笠ヶ岳　地名 中尾

崩壊番号 301　　1 km

大規模斜面崩壊判読図

2.5万分の1地形図名 煙岳　地名 アカンダケ山

崩壊番号 302　1 km

2.5万分の1地形図名 栗駒岳　地名 栗駒子岳

崩壊番号 305, 306　1 km

2.5万分の1地形図名 八尾　地名 滝沢

崩壊番号 312, 313　1 km

2.5万分の1地形図名 平瀬　地名 帝釈山

崩壊番号 322　1 km

2.5万分の1地形図名 新岩間温泉　地名 三方前山

崩壊番号 325, 326　1 km

2.5万分の1地形図名 白山　地名 白山

崩壊番号 329　1 km

大規模斜面崩壊判読図

2.5万分の1地形図名 白峰　地名 大嵐山

崩壊番号 332　1 km

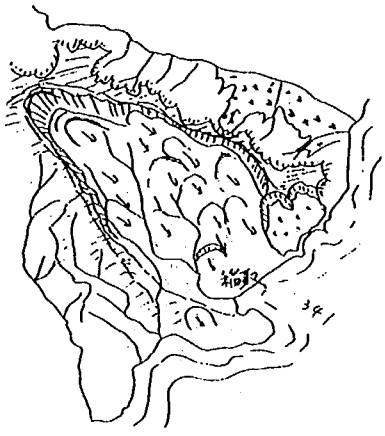
2.5万分の1地形図名 箱根　地名 神山

崩壊番号 335, 336　1 km

2.5万分の1地形図名 箱根　地名 桃谷川

崩壊番号 338, 339, 340　1 km

2.5万分の1地形図名 稲取　地名 稲取



崩壊番号 341　1 km

2.5万分の1地形図名 鳳凰山　地名 青木鉱泉

崩壊番号 348　1 km

2.5万分の1地形図名 七面山　地名 七面山

崩壊番号 350　1 km

大規模斜面崩壊判読図

2.5万分の1地形図名 七面山　地名 [illegible]

崩壊番号 351, 352　1 km

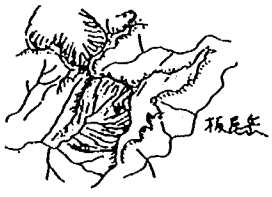
2.5万分の1地形図名 信濃大河原　地名 大面山

崩壊番号 356, 359　1 km

2.5万分の1地形図名 塩見岳　地名 面保

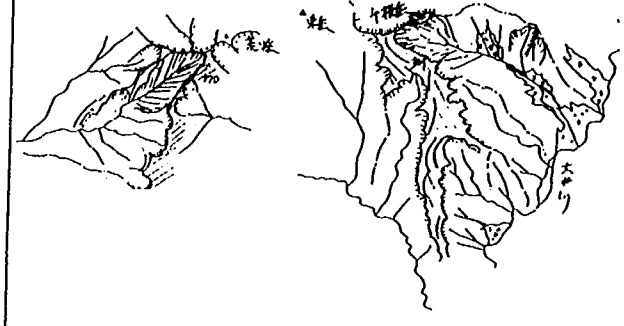
崩壊番号 362, 363　1 km

2.5万分の1地形図名 塩見岳　地名 板尾岳



崩壊番号 366　1 km

2.5万分の1地形図名 赤石岳　地名 [illegible]



崩壊番号 369, 370　1 km

2.5万分の1地形図名 上河内岳　地名 赤薙

崩壊番号 371～374　1 km

大規模斜面崩壊判読図

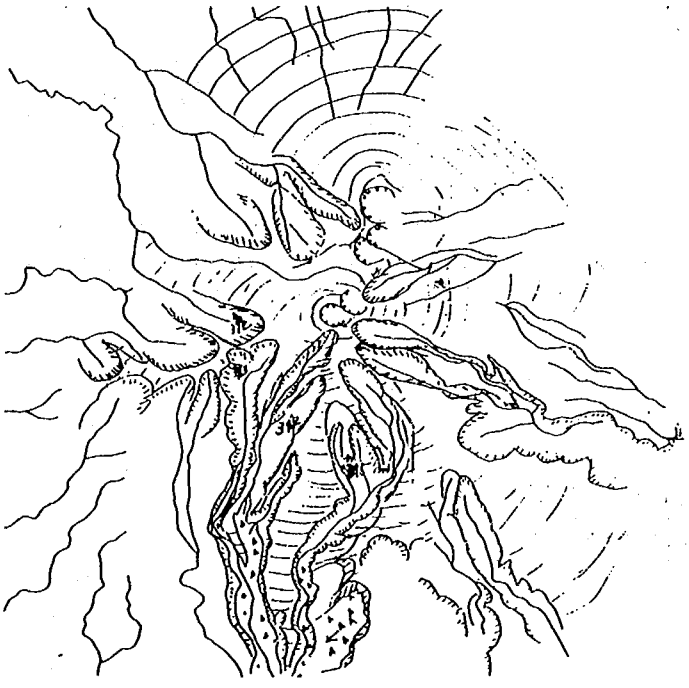
2.5万分の1地形図名 大沢岳 地名 前茶臼山

崩壊番号 375　　1 km

2.5万分の1地形図名 梅ケ島 地名 大谷崩

崩壊番号 377　　1 km

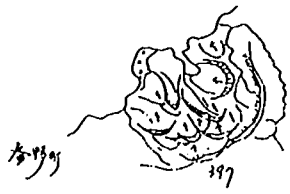
2.5万分の1地形図名 御岳山 地名 御岳山



崩壊番号 392～395　　1 km

大規模斜面崩壊判読図

2.5万分の1地形図名 犬居 地名 高塚山



崩壊番号 397 1 km

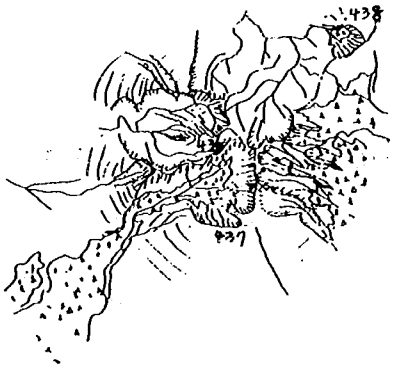
2.5万分の1地形図名 隠岐北方 地名 犬峯山

崩壊番号 420 1 km

2.5万分の1地形図名 都万 地名 都万

崩壊番号 424 1 km

2.5万分の1地形図名 伯耆大山 地名 大山



崩壊番号 436～438 1 km

2.5万分の1地形図名 入木 地名 野根山

崩壊番号 439.440 1 km

2.5万分の1地形図名 別府西部 地名 鶴見岳

崩壊番号 448 1 km

大規模斜面崩壊判読図

2.5万分の1地形図名 [illegible] 地名 [illegible]山

崩壊番号 457　　1 km

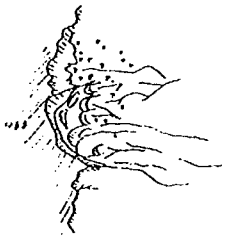
2.5万分の1地形図名 [illegible] 地名 [illegible]山

崩壊番号 458, 459　　1 km

2.5万分の1地形図名 [illegible] 地名 [illegible]

崩壊番号 463　　1 km

2.5万分の1地形図名 [illegible] 地名 八天岳

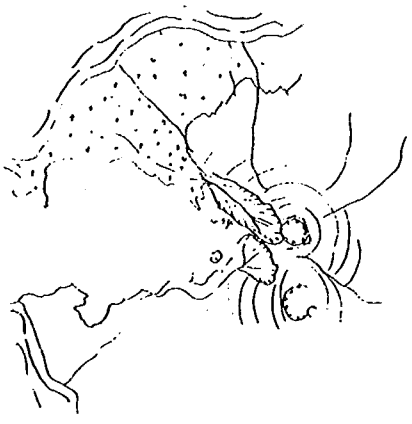


崩壊番号 468　　1 km

2.5万分の1地形図名 佐世保北部 地名 吉井町

崩壊番号 469, 470, 471　　1 km

2.5万分の1地形図名 [illegible]北部 地名 北岳



崩壊番号 474　　1 km

4．地すべり研究室（10事例）

本文第５章　土質工学的特徴

以下に資料集として地震による大規模崩壊地の事例の地形復元結果について述べる。地形復元結果は，10箇所の大規模崩壊地ごとに順に記載することとし，その順序は，表－1の調査箇所No.の順とした。また，調査箇所の位置を図－1に示した。

表－1 調査箇所一覧表

No.	箇所名	所在地	起因する地震* 年月日（西暦）	規模（M）	震源の位置（北緯，東経）	面積（メッシュ間隔）〔km²〕（m）	1／2.5万地形図幅名
1	日光男体山大薙崩れ	栃木県日光市	1683. 6.17	6.4	36.8° 139.7°	0.24(50)	日光北部・南部，男体山，中禅寺湖
2	葛老山の崩壊	栃木県栗山村	1683.10.20	6.8	36.8 139.7	5.4 (100)	川治，五十里
3	名立崩れ	新潟県名立町	1751. 5.20	6.6	37.1 138.1	0.5 (50)	名立大町
4	立山鳶崩れ	富山県立山町	1858. 4. 9	6.8	36.5 137.2	1.4 (50)	立山
5	七面山	山梨県早川町	1854.12.23	8.4	34.0 137.8	0.8 (50)	七面山，身延
6	虚空蔵山	長野県長野市	1847. 5. 8	7.4	36.7 138.2	1.5 (50)	稲荷山，信濃中条
7	庄川帰雲山崩れ	岐阜県白川村	1586. 1.18	7.9	36.0 136.8	0.84(50)	平瀬
8	町居の崩壊	滋賀県大津市	1662. 6.16	7.6	35.3 136.0	2.5(100)	北小松，比良山，久多，花背
9	つえ谷	高知県大川町	1888？			0.7 (50)	土佐小松
10	眉山	長崎県島原市	1792. 5.21	6.4	32.8 130.3	2.0 (50)	島原，雲仙

＊宇佐美，1975より引用

各崩壊地についての記載内容は，

○崩壊状況の概要……崩壊日時，位置，規模，主な被害状況，既存の調査資料，地質など

○地形復元に際しての主な留意点……崩壊範囲，復元斜面の形状等について

○推定崩壊土量……①簡便法および，②角錐台近似法による

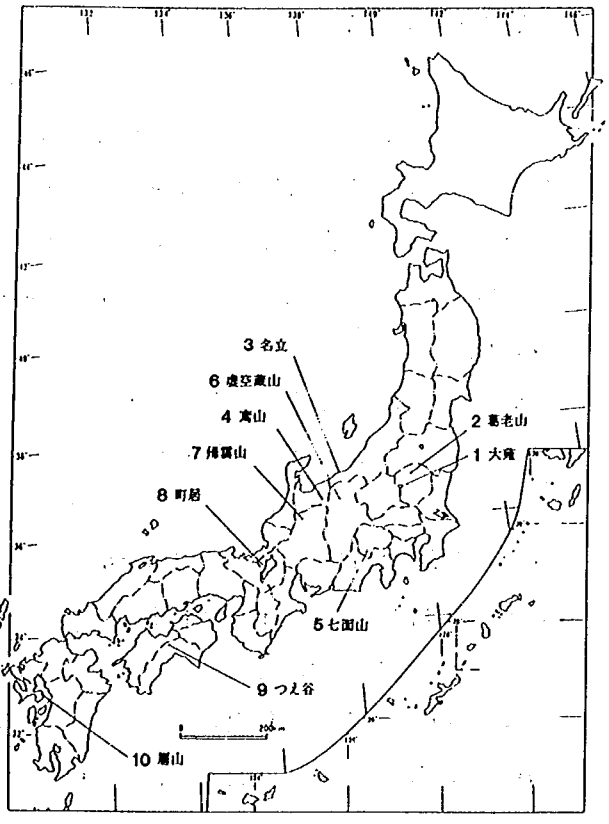
①は各格子点の地形変化量（復元地形－現地形）に単位メッシュの面積をかけ，復元範囲全域で総和したもの

②は各メッシュの4隅の格子点における地形変化量（同上）と，4点を通る底面，頂面で形成される角錐台の容積でそのメッシュ内の崩壊土量を近似し，復元範囲全域で総和したもの

等である。また参考図表として，

○崩壊位置図（1/2.5万地形図にメッシュを記入したもの）

○復元地形等高線図（現地形と比較できるよう配列したもの）



図－1 調査箇所位置図

○地形鳥瞰図（現地形および復元地形についてメッシュ・データから再現したもの）

○中央測線縦断面図等をとりまとめた。

表－2 調査結果一覧表

No	箇所名	所在地	調査範囲	復元範囲		中央測線		推定崩壊土量 [m³]	
			面積(メッシュ間隔) [km²] (m)	面積 (横×縦) [km²] (km×km)	メッシュ数 (横×縦)	左 (X, Y)	右 (X, Y)	簡便法	角錐台近似法
1	日光男体山大薙崩れ	栃木県日光市	0.24 (50)	0.525 (1.5 ×0.35)	248(31× 8)	1, 5	31, 5	7.9×10^6	7.6×10^6
2	葛老山の崩壊	栃木県栗山村	5.4 (100)	4.0 (2.0 ×2.0)	441(21×21)	1, 11	21, 11	2.18×10^7	2.14×10^7
3	名立崩れ	新潟県名立町	0.5 (50)	0.66 (0.55×1.2)	300(12×25)	1, 14	12, 14	9.0×10^8	9.0×10^6
4	立山蔦崩れ	富山県立山町	1.4 (50)	1.4 (1.4 ×1.0)	609(29×21)	15, 11	29, 21	6.3×10^6	6.2×10^6
5	七面山	山梨県早川町	0.8 (50)	1.4 (1.4 ×1.0)	609(29×21)	1, 10	29, 10	5.83×10^7	5.74×10^7
6	虚空蔵山	長野県長野市	1.5 (50)	1.8375(1.75×1.05)	770(35×22)	1, 13	36, 13	1.69×10^7	1.67×10^7
7	庄川帰雲山崩れ	岐阜県白川村	0.84 (50)	1.05 (1.4 ×0.75)	464(29×16)	1, 9	29, 9	1.28×10^7	1.27×10^7
8	町居の崩壊	滋賀県大津市	2.5 (100)	1.8 (1.8 ×1.0)	209(19×11)	1, 6	19, 6	2.79×10^7	2.67×10^7
9	つえ谷	高知県大川村	0.7 (50)	1.26 (1.4 ×0.9)	551(29×19)	3, 14	29, 9	1.43×10^7	1.42×10^7
10	眉山	長崎県島原市	2.0 (50)	2.8 (2.0 ×1.4)	1189(41×29)	1, 16	41, 16	3.60×10^8	3.58×10^8

表－2に，調査結果を一覧表として示す。

なお，「復元範囲」は，調査範囲内で特に崩壊地形に関連し，復元に対して有意義であると考えられる範囲とした。

1．日光男体山大薙崩れ

1683年6月7日（天和3年5月23日），4月から群発地震が続いていた日光地方でM6.4の強い地震が発生し，余震は196回を数えた。この地震で日光地方の寺院，防舎，民家，石垣等に大きな被害が出たのをはじめ，男体山南東斜面で大規模な崩壊が発生した。

この大薙崩れは，図－2に示すように，男体山南東斜面に位置し，幅300～400m，比高14,000m，勾配20～45°の崩壊で，藤田（1984）によると崩壊土砂量は約$7.0 \times 10^6 m^3$，現在もなお崩壊地が拡大しつつある。

航空写真を用いた観察によると，男体山の山体斜面は，男体山溶岩層と角礫凝灰岩～火山砂礫質岩層との互層からなり，山頂から放射状に分布する主谷は，溶岩層を侵食してその下位の砂礫層に達し，深くえぐれたV字谷を形成している。大薙はこうした谷型斜面のひとつで，崩壊斜面には火山灰や砂礫層が露出し不安定な状態にある。斜面上部及び中腹部には断崖が形成され，断崖の最上部に厚さ数mの溶岩層が斜面に従順的に分布し，崩壊に対する一種のささえとなっている。

地形復元に際しては，

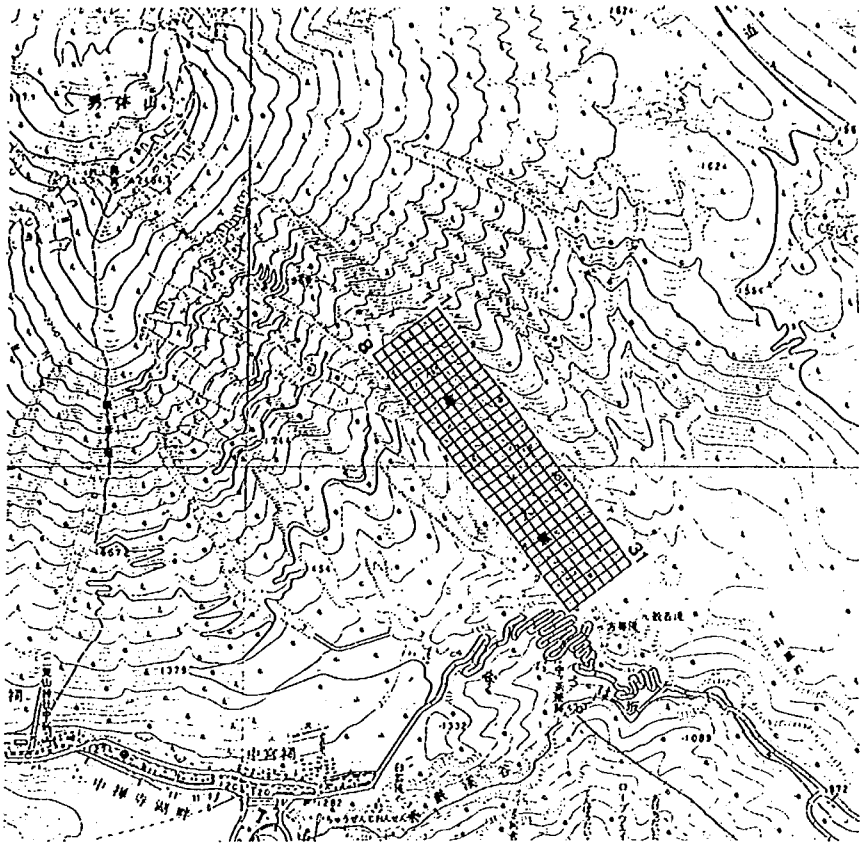
①周辺の地形を見ると，斜面および渓床ともに15～20°のほぼ一様な勾配を有する。

②同様の標高に位置し，谷斜面に著しい崩壊のみられない隣接する谷型斜面は，100～150mの幅，40～50mの深さを有する。

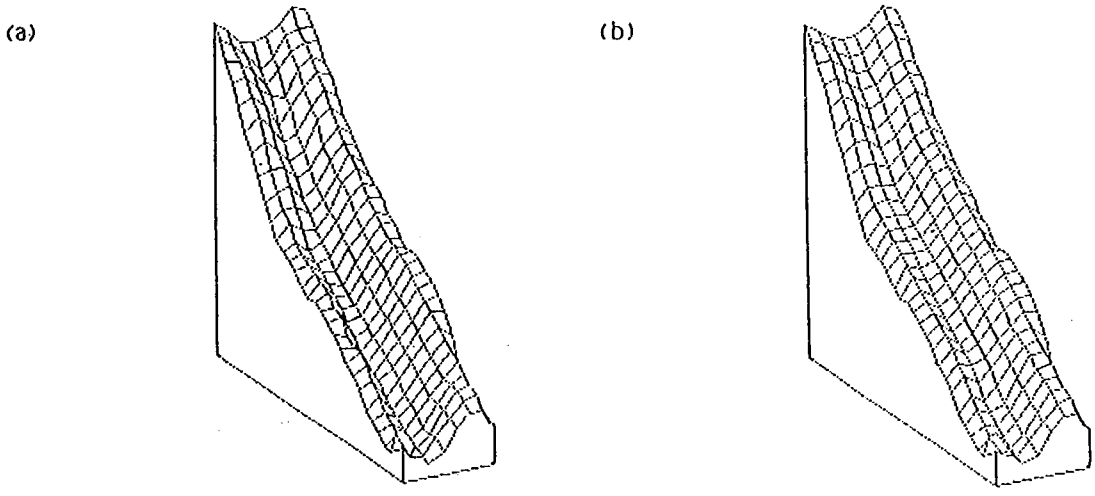
③大薙の両側の屋根には，現在の地表を覆うように薄い溶岩層が分布しており，崩壊前はこの溶岩層が斜面全体を覆い緩い谷地形をなしていたか，あるいは侵食がさらに進行し，下位の砂礫層がわずかにのぞくような状況であったと推定される。

などの点を考慮し，現在の周辺地形とほぼ同様の勾配をもつ幅約80m，深さ約50mの緩い谷型斜面を復元した。現地形の比高は全体に約50mである。

推定崩壊土量は，簡便法で7.9×10^6m³，角錐台近似法で7.6×10^6m³，となる。



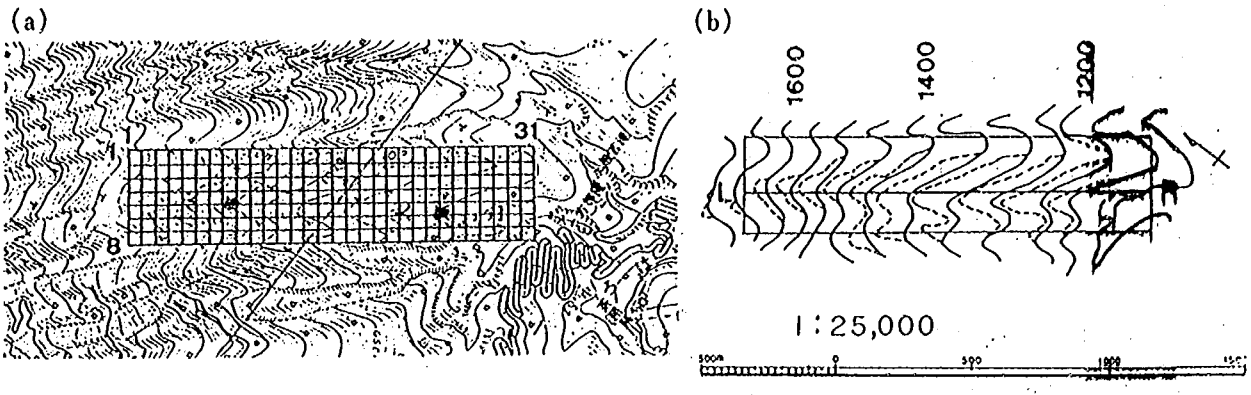
図－2 大薙崩れ 1/2.5万地形図



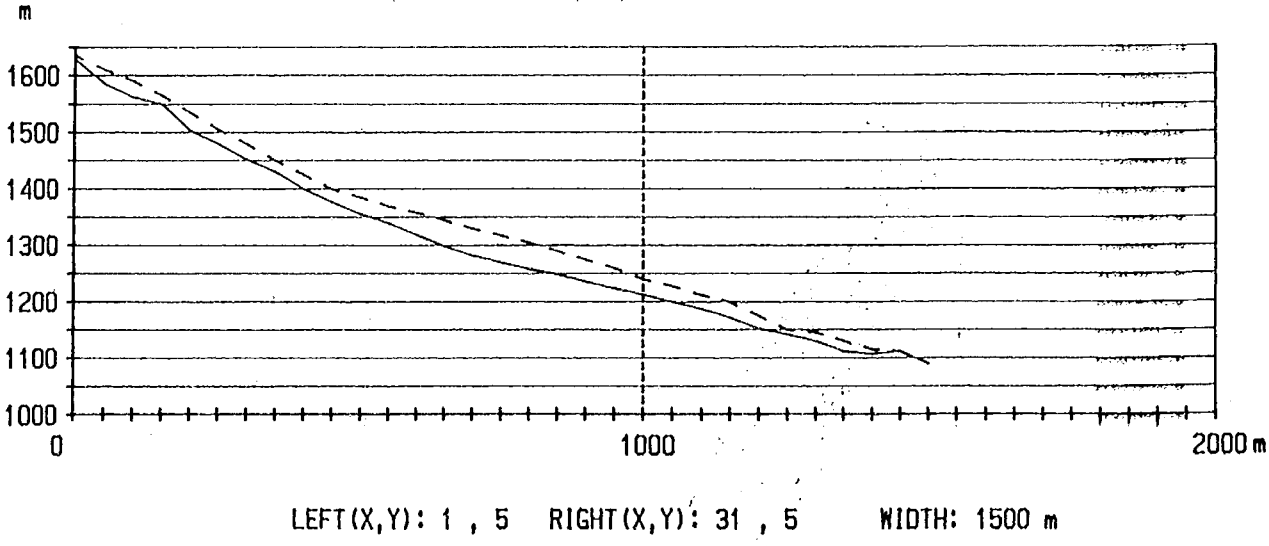
図－3 大薙崩れ　地形鳥瞰図

(a) 現地形　(b) 復元地形
AL：方位角，GM：伏角，BS：基底面標高(m)
SC：図面スケール(1メッシュが50m四方)
VE：高さの強調率(水平距離との比)

AL＝−6.50E＋01°　GM＝2.00E＋01°　BS＝1.050E＋03　EL＝0.000E＋00　SC＝1.20
VE＝2.00



図−4 (a)大薙崩れ　地形データ・メッシュ位置図　数字はメッシュ番号。
横がX方向，縦がY方向。
(b)復元地形等高線図（単位：m）
：復元地形　　：現地形　L-R：中央測線位置



図−5 大薙崩れ　中央測線縦断図
LEFT(X, Y)：左端のメッシュ番号 ……：復元地形
RIGHT(X, Y)：右端のメッシュ番号————：現地形

2．　葛老山の崩壊

1683年10月20日（天和3年9月1日），大薙崩れの約4ヶ月後，日光地方でマグニチュード6.8の強い地震が発生，21日までに延べ760回の余震を記録した。この地震で鬼怒川流域男鹿川と湯西川の合流

点付近，葛老山南東尾根斜面で大規模崩壊が発生した。崩土が男鹿川を堰き止め，153日間越流せず，長さ6km，幅最大900m，水深約45mの"古五十里湖"を形成した。約40年後の1723年（享保8年）8月の大雨で天然ダムが決壊，川治村はじめ下流遠く宇都宮まで約70村が被害を受け，約10,000人の死者を出した。

崩壊地周辺の斜面は35°前後のほぼ一様な勾配をもつ比較的なめらかな斜面である。地質は，本地域全般にわたって第三紀の福渡層群に属する川治流動凝灰角礫岩が分布する。「流動」とは，基盤岩（古生層）が特に擾乱破砕された部分に沿って逆入して生じたものという意味である（岩生ら1955）。粘板岩やチャート，花崗岩類の岩片に富むいわゆるグリーンタフ（緑色凝灰岩）の一員で，一般には非常に堅硬で風化に堪えるが，節理に富み崩壊し易い（岩生ら1955）。

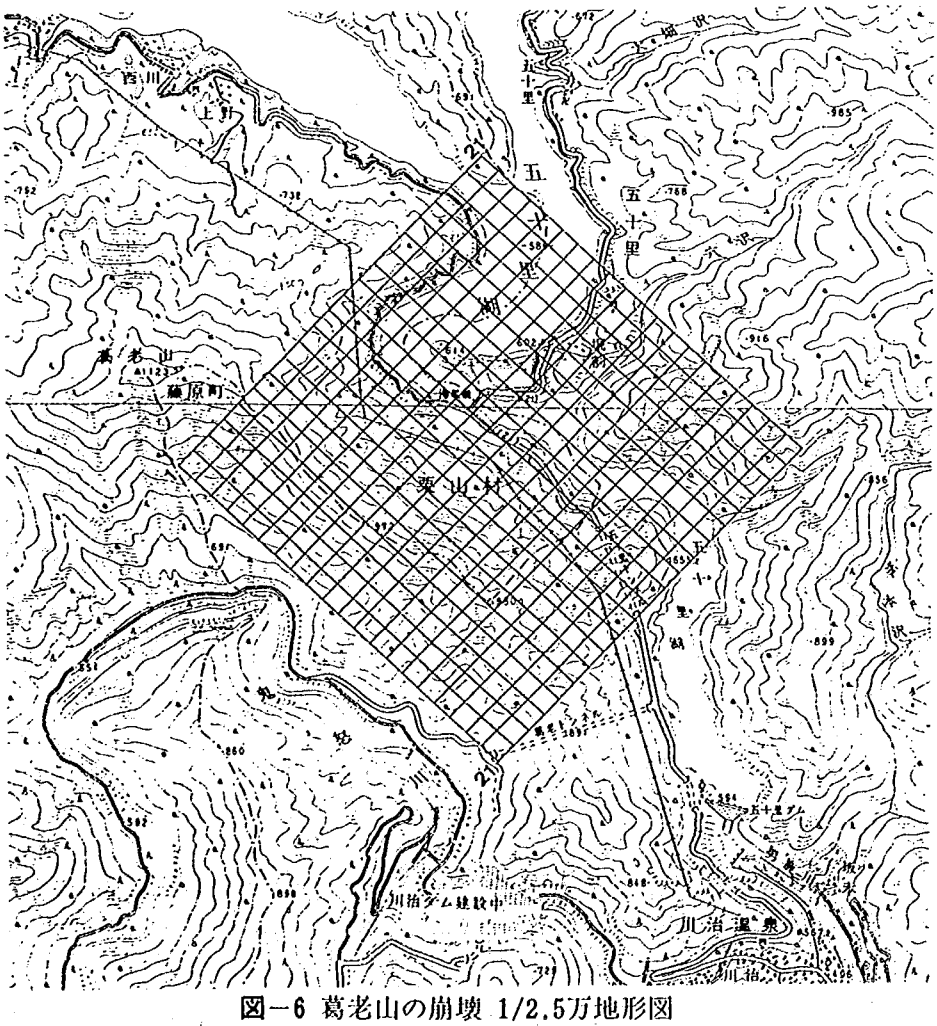
地形復元に際しては，

①対象斜面は，現在，標高750m前後に遷緩線がみられる。これより上部を崩壊部，これより下部を崩壊土砂堆とする。

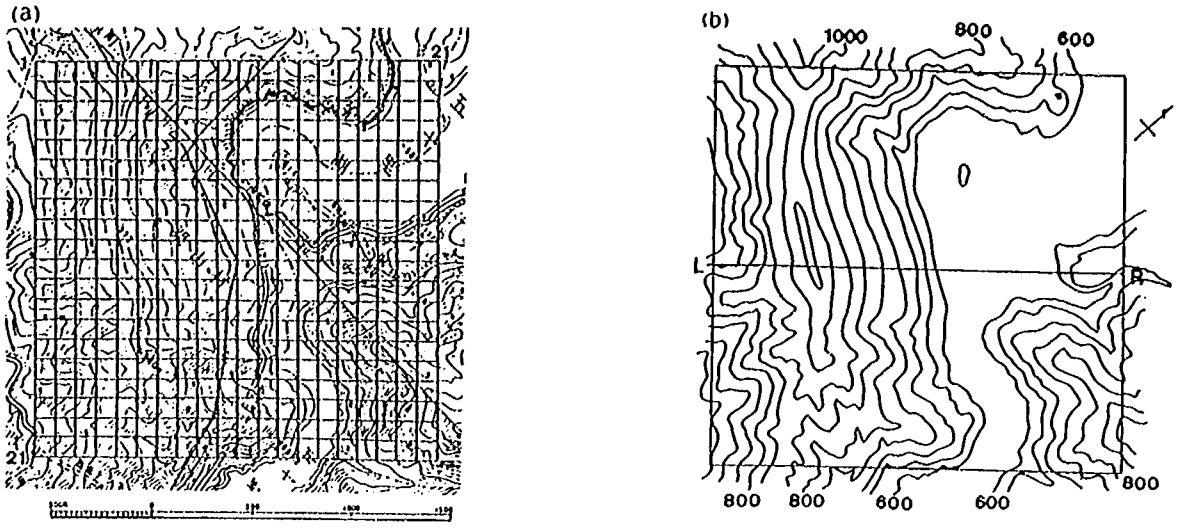
②五十里ダム建設前の地形図を参照すると，崩壊地より上流部の男鹿川の河床には広く堆積物が分布している。崩壊前の河床状況を推定することは困難であり，本報告では，その地形図の河床面（標高約570m）より上部の地形を復元する。

③周辺の斜面は35°前後のほぼ一様な勾配を有するなめらかな斜面であり，崩壊地内も崩壊前はそれに類似した斜面形状であったことが推定される。などの点に留意し，幅約500m，高さ約300m，深さ約80mの斉一斜面を復元した。

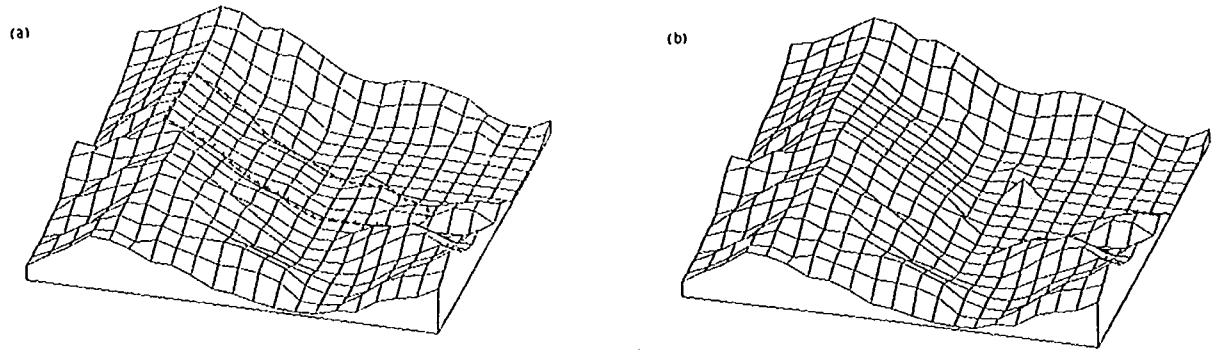
推定崩壊土量は，簡便法で$2.18\times10^7m^3$，角錐台近似法で$2.14\times10^7m^3$，となる。



図－6 葛老山の崩壊 1/2.5万地形図

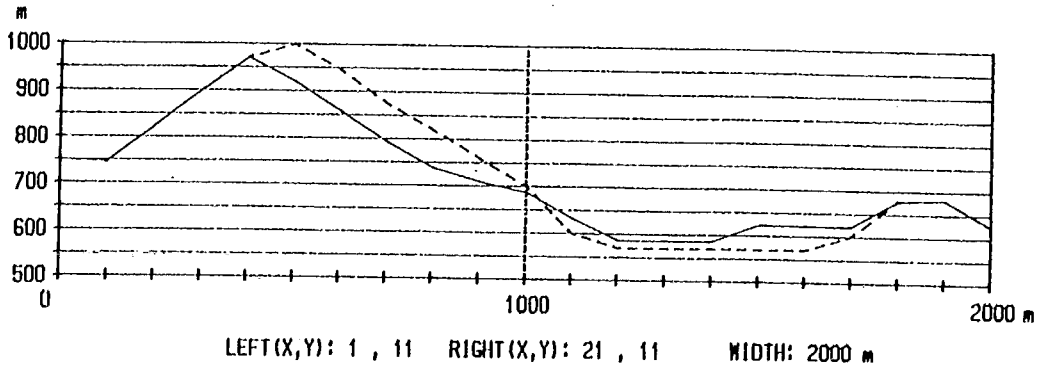


図－7 (a)葛老山の崩壊　地形データ・メッシュ位置図　数字はメッシュ番号。
横がX方向，縦がY方向。
(b)復元地形等高線図（単位：m）
L-R：中央測線位置



ＡＬ＝－1.50Ｅ＋01°　ＧＭ＝3.00Ｅ＋01°　ＢＳ＝5.700Ｅ＋02　ＥＬ＝0.000Ｅ＋00　ＳＣ＝2.00
ＶＥ＝１

図－8 葛老山の崩壊　地形鳥瞰図
(a) 現地形　図中の破線は崩壊範囲を示す。
(b) 復元地形
AL：方位角，GM：伏角，BS：基底面標高(m)
SC：図面スケール(１メッシュが100ｍ四方)
VE：高さの強調率(水平距離との比)



図－9 葛老山の崩壊　中央測線縦断図
LEFT(X, Y)：左端のメッシュ番号 ……：復元地形
RIGHT(X, Y)：右端のメッシュ番号————：現地形

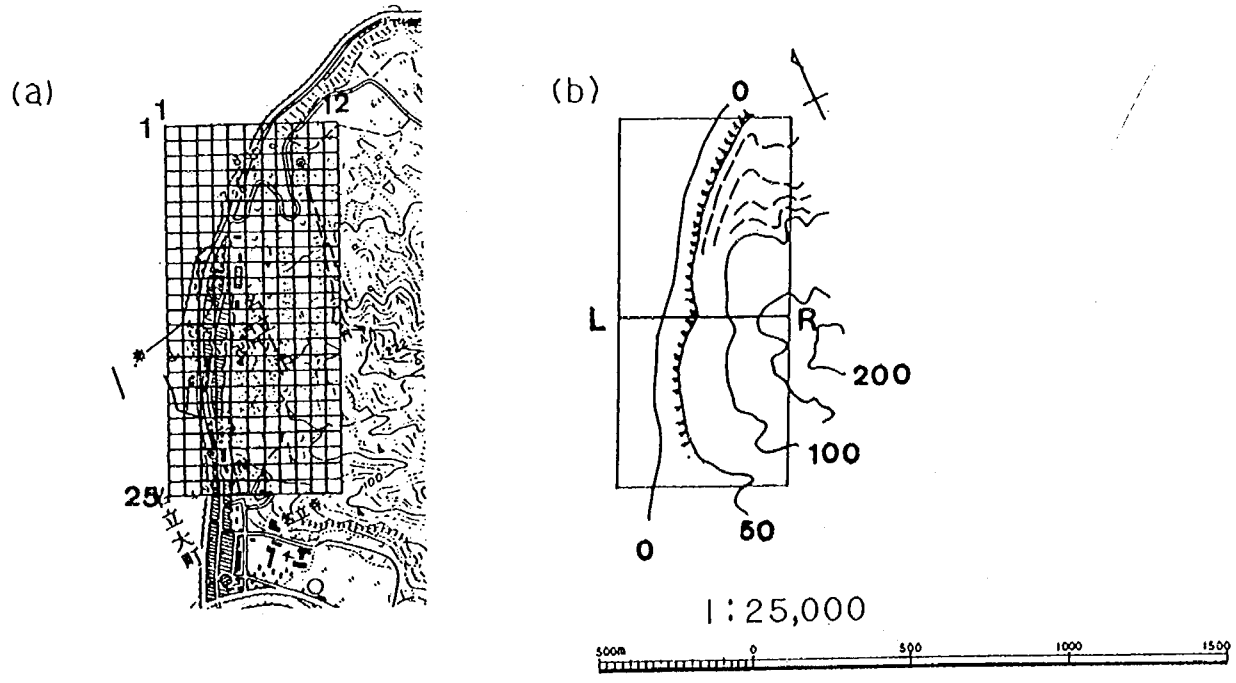
3．名立崩れ

新潟県名立町の地震（M6.6）による大規模崩壊については，中村（1964）に詳しいが，（1）崩壊前には山が海に迫っていた　（2）崩壊の延長は約1km，断崖地形は崩落した山体の一部が残されたもの（3）周辺には海岸に面して比高50～70mの断崖地形が連続する――などの点から幅約1km，奥行き約300m，高さ約150mの崩壊地形を復元した。

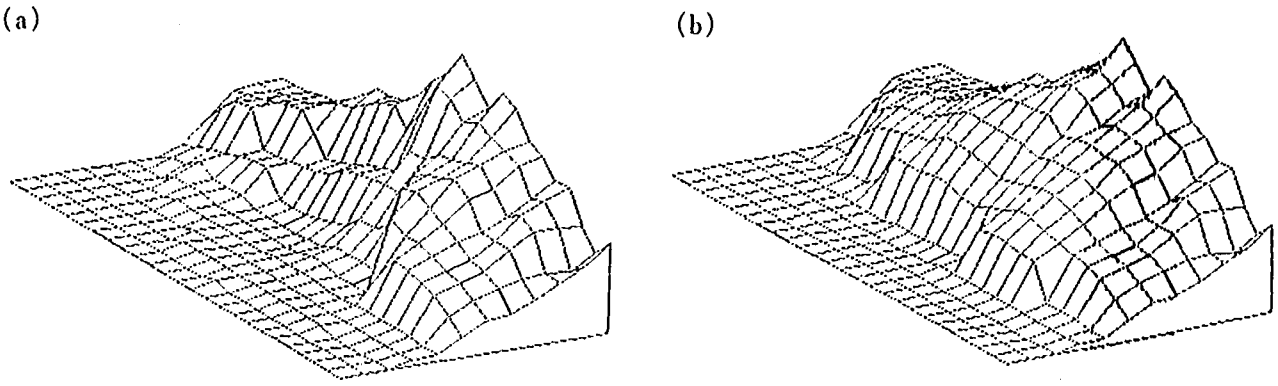
崩壊前の海岸線の位置については明確な根拠がないため，現在とほぼ同位置とした。崩壊土量は，簡便法で $9.0\times10^6m^3$，角錐台近似法でも $9.0\times10^6m^3$ と算出された。

表－3　名立における崩壊に関する諸論一覧表

著　者	崩壊に関する記述	主な論拠
1．中　村 (1964)	• 1751年5月21日（寛延4年、宝暦元年4月26日）2時頃、越後西部で大地震があり、高田西方約16kmの名立小泊村で大崩壊が発生。 • 崩壊区域の延長は1kmに近く、断差の最高点は、海面から約160mに達し、その前方には高さ約80mの棚(タナ)があって、山側へ多少傾斜している。この棚は崩壊した山体の一部が取り残されたものである。 • 崩壊前には山が直ちに海に迫っていたらしく、その山スソを通る街道に沿って細長い街村型の名立部落があったようだ。 • 崩壊直後の海岸線は現在よりも「30町（与3270m）」ほど突出していたとされる。ただし、30町はだいぶ大げさ。 • 第三紀の灰爪層から成り、頁岩・砂岩および硬岩の互層からなる。地層の走向はほぼ東一西、傾斜は北方へごくわずか。 • 名立での死者428人。	圧密降伏応力 庄屋から ← 代官への注進書（寛延4年4月27日付）
2．藤　田 (198)	• 注進書の記述によれば、崩壊規模は1635～(長さ)×210m(高)×545m(奥行き)で約1.8×108m² となるが、ややオーバーに過ぎる。崩壊区域は巾約800m高さ80～160m、奥行約400mであり、崩壊土量は $4\times10^7m^3$ 程度とみられる。 • 現在、日本海に面した名立小泊の後背山地に2段の大きな滑落地形が残存している。	

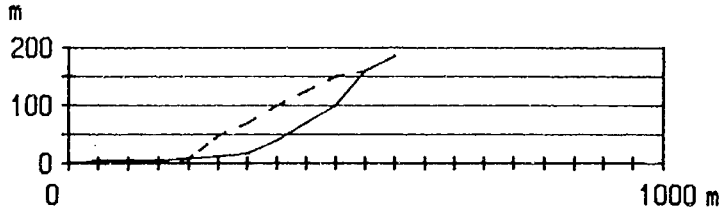


図－10 (a)名立崩れ　地形データ・メッシュ位置図　数字はメッシュ番号。
横がX方向，縦がY方向。
(b)復元地形等高線図（単位：m）
L-R：中央測線位置，等高線間隔：50m（……：10m）



AL＝3.00E＋01°　GM＝2.00E＋01°　BS＝ 0.000E＋00　EL＝ 0.000E＋00　SC＝2.00
VE＝2.00

図－11 名立崩れ　地形鳥瞰図
(a) 現地形　(b) 復元地形
AL：方位角，GM：伏角，BS：基底面標高(m)
SC：図面スケール(1メッシュが50m四方)
VE：高さの強調率(水平距離との比)

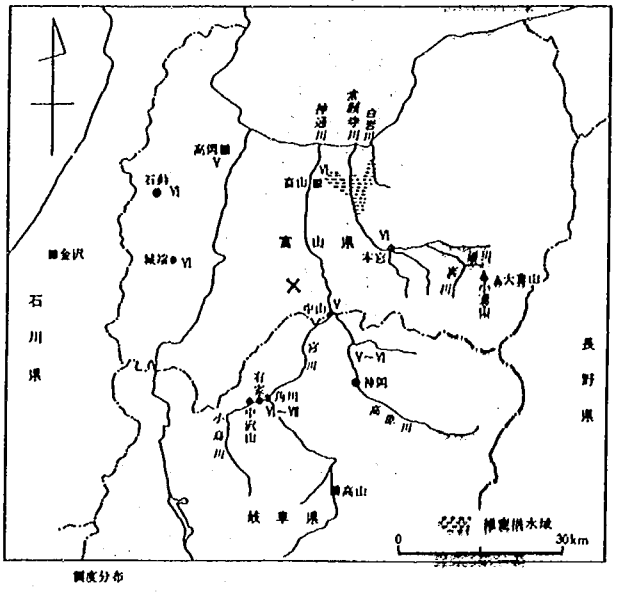


LEFT(X,Y): 1 , 14　RIGHT(X,Y): 12 , 14　WIDTH: 550 m
図－12 名立崩れ　中央測線縦断図
LEFT(X, Y)：左端のメッシュ番号 ……：復元地形
RIGHT(X, Y)：右端のメッシュ番号 ――：現地形

4．立山鳶崩れ

1858年4月9日（安政5年2月26日），跡津川断層沿いを震源とするマグニチュード 6.8の地震が発生，常願寺川最上流部の大鳶山で大崩壊が引き起こされた。土砂は立山カルデラの緑地と渓谷を埋め尽くし，湯川谷，真川谷を堰止め，大きな自然湖を形成した。約半月後の旧暦3月10日，湯川谷の天然ダムが決壊し，下流域で洪水となった。また4月26日には再び泥水が流下し，土砂は神通川流域に及んだ。

正確な地震時の崩壊範囲が把握されているわけではないので，今回は，図－16（a）に破線で示

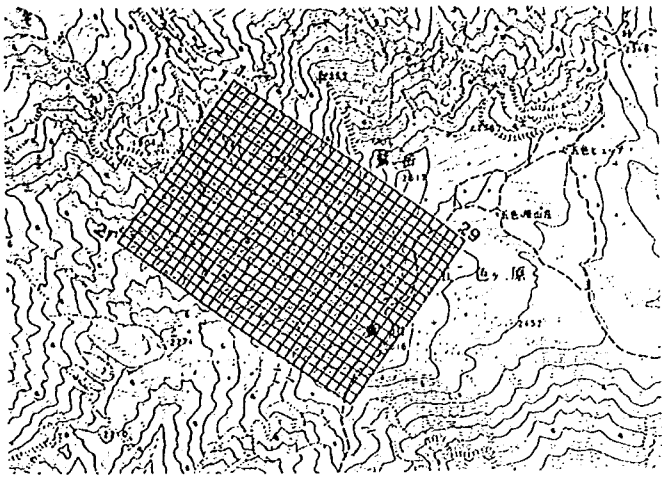


図－13 1858年4月9日の地震状況図
（宇佐美，1975より）

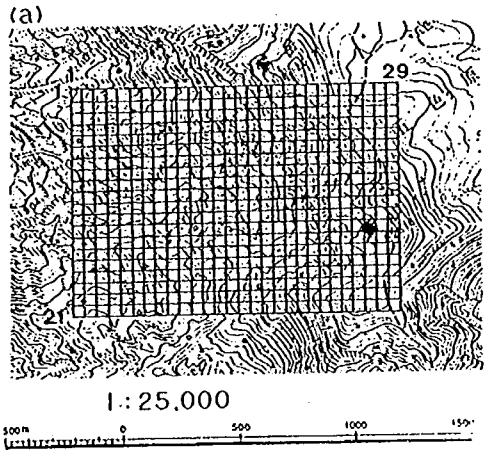
したように，鳶山北西側の谷型斜面について崩壊地形の復元を試みた。この範囲は立山カルデラの南縁の一部にあたり，“古立山”を形成した溶岩流や火砕流が成層をなしてわずかに南東斜面で露出している。これらの露岩は著しく風化し柱状の割れ目が発達し，今後も崩壊しやすい状況となっている。

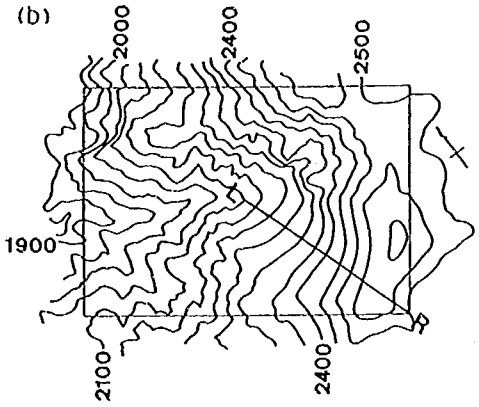
地形復元に際して主な留意点は

①立山カルデラの縁辺部には，幅300～400m，奥行き150～200mの馬蹄形をなす比較的

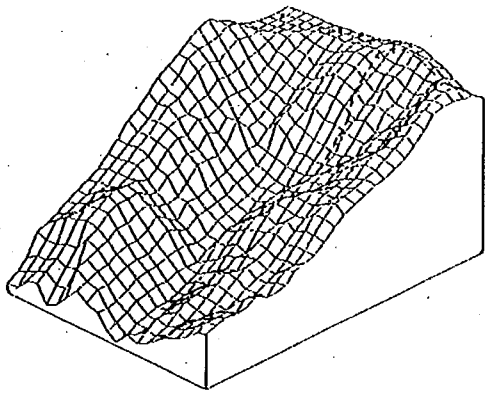


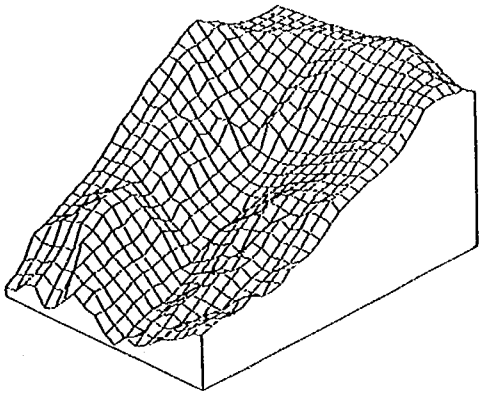
図－14 立山鳶崩れ





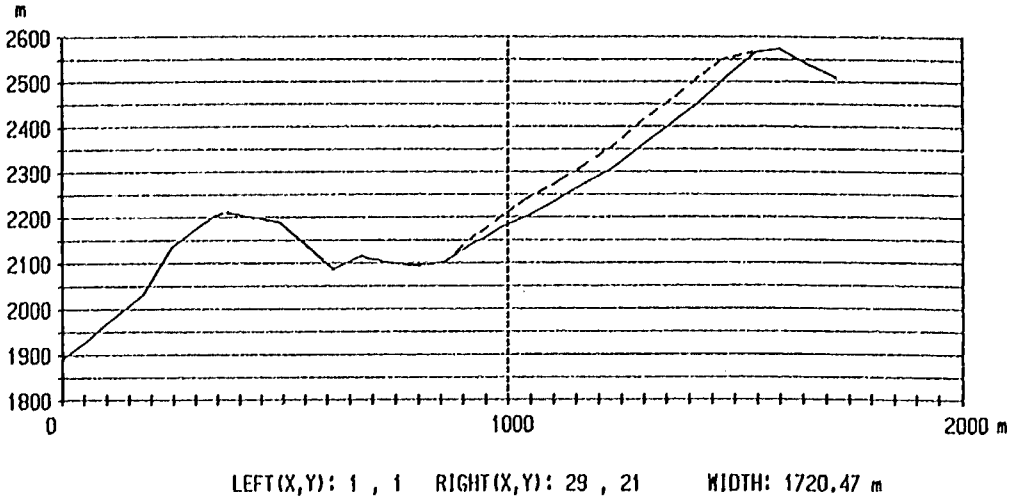
図－15 (a)立山鳶崩れ　地形データ・メッシュ位置図　数字はメッシュ番号。
横がX方向，縦がY方向。
(b)復元地形等高線図（単位：m）
L-R：中央測線位置，等高線間隔：50m





AL＝4.50E＋01°　GM＝3.00E＋01°　BS＝1.850E＋03　EL＝0.000E＋00　SC＝1.50
VE＝2.00

図－16 立山鳶崩れ　地形鳥瞰図
(a) 現地形　(b) 復元地形
AL：方位角，GM：伏角，BS：基底面標高(m)
SC：図面スケール(1メッシュが50m四方)
VE：高さの強調率(水平距離との比)



図－17 立山蒿崩れ　中央測線縦断図
LEFT(X, Y)：左端のメッシュ番号 ……: 復元地形
RIGHT(X, Y)：右端のメッシュ番号————: 現地形

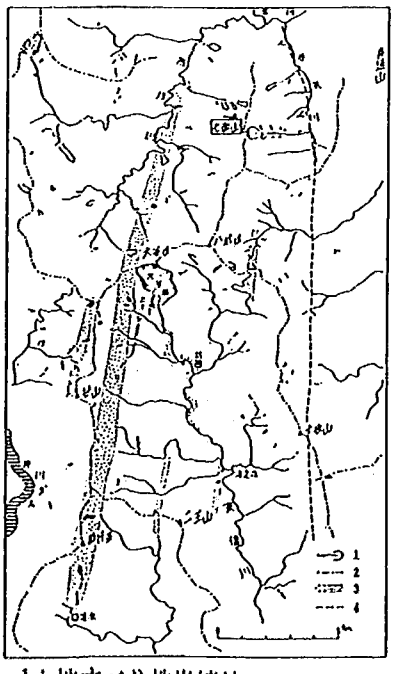
新しい崩壊地形が多数分布する。これらに隣接して幅300～400m，奥行き50～100mの緩い馬蹄形をなす斜面が分布する。このような斜面が，豪雨・地震等の要因により，谷型にえぐられるように崩壊するのが，本地域の崩壊様式と考えられ，今回の復元範囲もそのような斜面であったと推定される。

②立山カルデラ縁辺部の急崖斜面は概して35～40°の勾配をなし，溶岩層が露出する部分で比高50～100mの絶壁をなす，――などの点である。

これらの点を加味した上で，幅約300m，高さ450m，現地形からの平均比高60m前後，勾配は現地形とほぼ同じ35～40°，奥行き約100mの緩い馬蹄形地形を復元した。推定崩壊土量は，簡便法で，6.3×10^6m³，角錐台近似法で6.2×10^6m³である。

5．七面山

1854年12月23日(安政元年11月4日)の安政東海地震(M8.4)によって山梨県南西部，赤石山脈南部の前山である七面山(標高1892m)の頂部付近で大規模な崩壊が発生した。崩壊は内部中央部の東西に延びる尾根によって南北に大きく2分されるほか，小規模な崩壊が多数分布する。古第三紀の瀬戸川層群に属する粘板・砂岩およびその互層が分布する（図－21)。岩盤クリープ性の転倒構造（トップリング）に起因するすべり面が潜在的に存在していたと考えられる（図－21)。標高1600m以上の稜線部には500～1000mの緩斜面が分布し，南北に延びるGraben(溝状凹地）とそれに並行する伸張性の断裂線がみられる（図－21)。崩壊地東方約2.5kmの春木川沿いにはフォッサマグナが走っており，その構造的影響も受けているものとみられる（森山，1986)。



1：地すべり性崩壊地，
2：分水界，3：主な岩石の破砕帯，
4：糸魚川・静岡構造線
安倍川・雨畑川周辺山地の地すべり性崩壊分布図

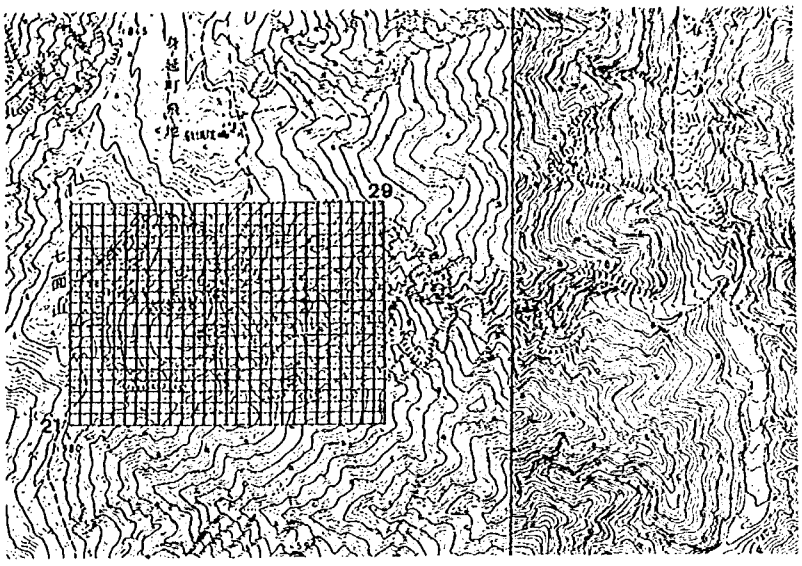
図－18 七面山大崩れ位置図（森山，1986)

地形復元に際しては，

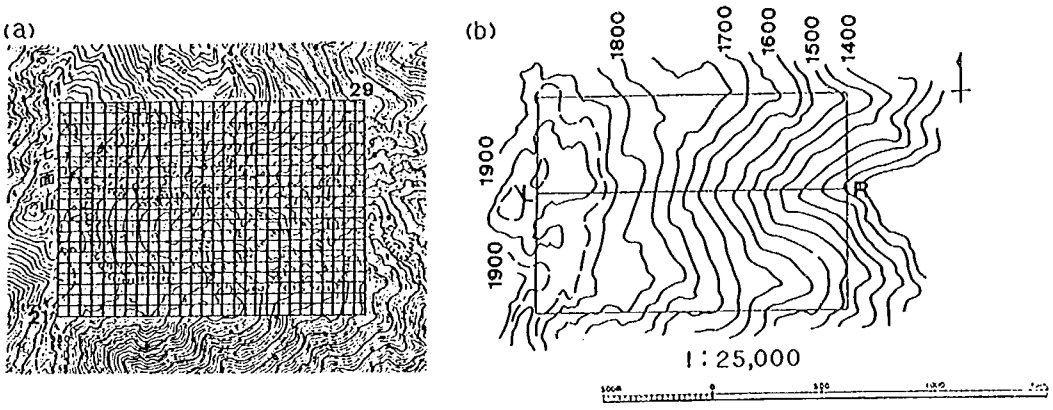
①上述したように，標高1600m～1700mに遷急線をもつ平坦面が稜線部分に分布しており，崩壊地内にもかつてその延長部が分布していたと考えられる。

②崩壊地内中央部の東西に延びる尾根は原地形のなごりとみられるが，斜面下方に向かって若干変位しているとみられる。

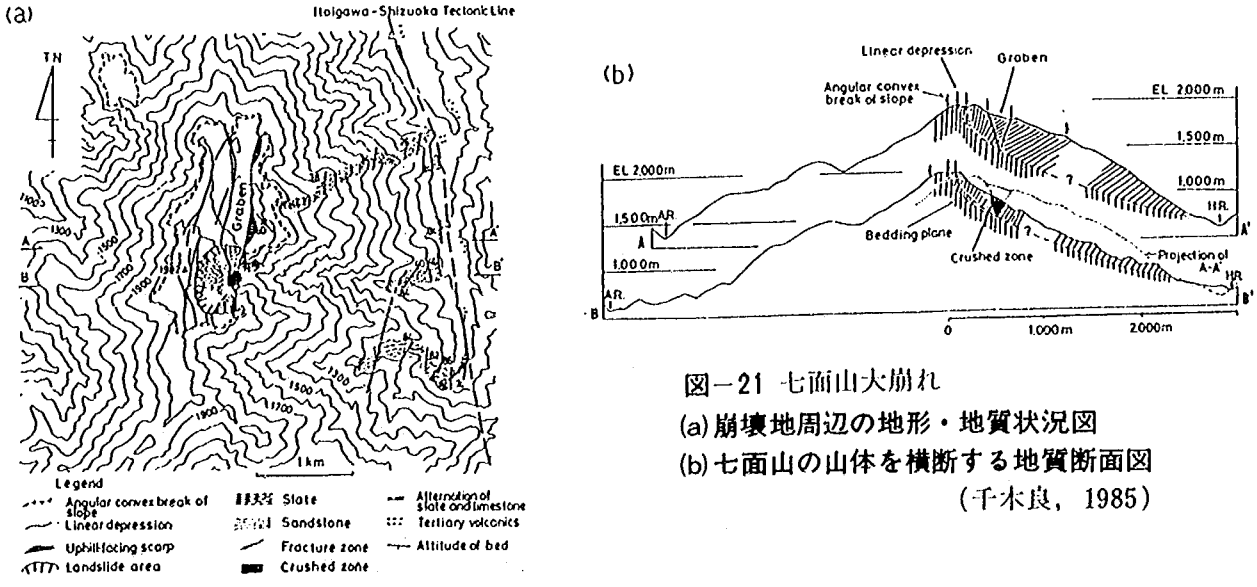
③周辺には幅：奥行き＝２：１程度の谷型斜面が連続している。



図－19 七面山大崩れ 1/2.5万地形図



図－20 (a)七面山大崩れ　地形データ・メッシュ位置図　数字はメッシュ番号。
横がX方向，縦がY方向。
(b)復元地形等高線図（単位：m）
L-R：中央測線位置

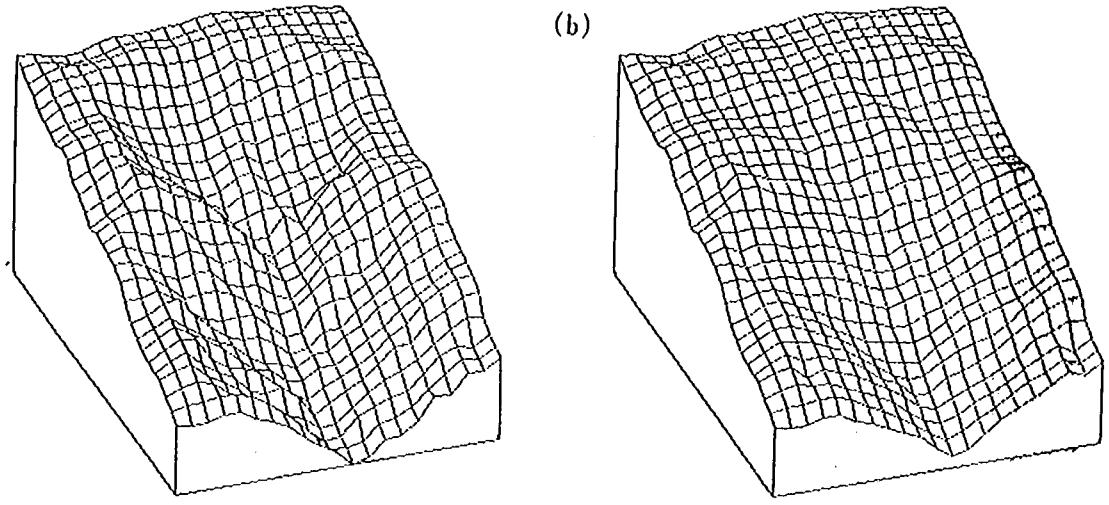


図－21 七面山大崩れ
(a)崩壊地周辺の地形・地質状況図
(b)七面山の山体を横断する地質断面図
（千木良，1985）

本崩壊地両側の尾根は崩壊の範囲外にあるとみられ，その間隔は約 900mである。したがって，復元地形は2つの尾根にはさまれた奥行き約 500mの谷型斜面とした。

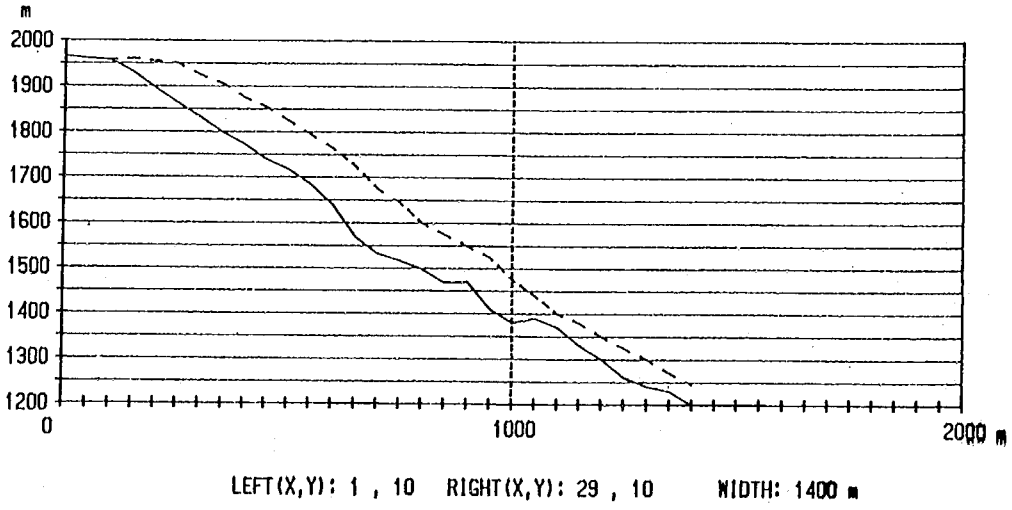
④主要な崩壊域は山頂より約1000m東側の渓床部までと考えられるが，渓床勾配の連続性や，谷底の状況から，これより下流側の渓床も崩落土砂により削剥を受けているとみられる———などの点に留意し，図－22のような地形復元を行なった。

推定崩壊土量は既存の数値がないが，今回の復元では，簡便法で5.83×10^7m³，角錐台近似法で5.74×10^7m³ となった。



AL＝7.00E＋01°　GM＝3.00E＋01°　BS＝1.200E＋03　EL＝0.000E＋00　SC＝1,50
VE＝1.00

図－22 七面山大崩れ　地形鳥瞰図
(a) 現地形　(b) 復元地形
AL：方位角，GM：伏角，BS：基底面標高(m)
SC：図面スケール(1メッシュが50m四方)
VE：高さの強調率(水平距離との比)

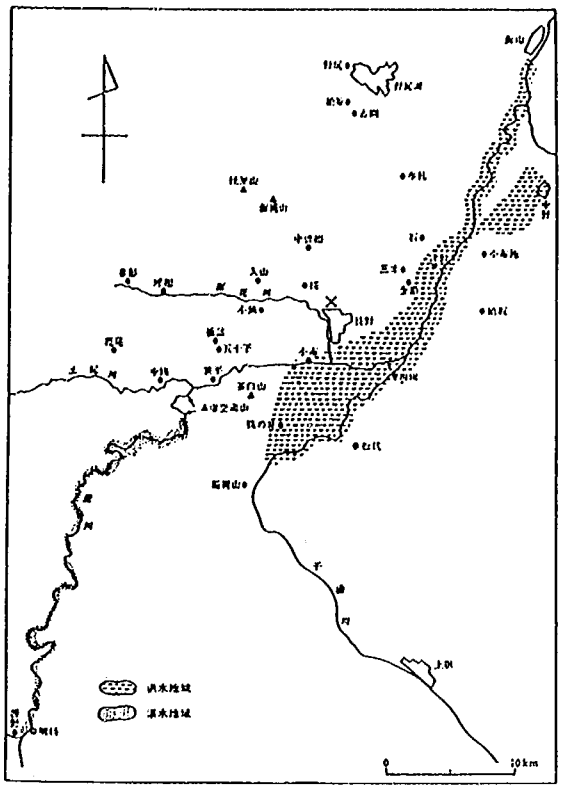


図－23 七面山大崩れ　中央測線縦断図
LEFT(X, Y)：左端のメッシュ番号……：復元地形
RIGHT(X, Y)：右端のメッシュ番号————：現地形

6．虚空蔵山

1847年5月8日（弘化4年3月24日）の善光寺地震（震央36.7° N，138.2° E，M＝7.4）によって，長野市南西約12km，犀川右岸の虚空蔵山（岩倉山）で大規模な地すべり性崩壊が発生した。崩壊は山頂を中心に西，北，南の3方向で起こった（古谷ら，1984，表－14）。今回復元を試みたのは，このうち西方の岩倉を襲った崩壊で，崩落土砂が幅380mの犀川を堰き止めた。その土量は高橋（1973）によると800万m³，古谷ら（1984）によると400万m³以上であった。崩壊そのものの土量は10^7 オーダーを越えているとみてよい（藤田，1984）。土砂は対岸の花倉にまで及び，17.5 km²の湛水湖を形成した。19日後，自然ダムが決壊，広範囲にわたる洪水被害を引き起こした。

周辺の地質は新第三紀の砂岩・礫岩層で，走向，傾斜はN60° E，60° NWである（古谷ら，1984）。本地域周辺は地すべり地形の集中地帯となっている。



図－24 善光寺地震　湛水・洪水状況図
（宇佐美，1975）

表－4　虚空蔵山における崩壊に関する諸論一覧表

著　者	崩壊に関する記述	主な論拠
1．高　橋	○ 1847年5月8日(弘化4年3月24日)21時頃善光寺地震発生。 虫倉山で震度7、善光寺で6を記録。 ○ 虚空蔵山(通称岩倉山)の崩壊により、現在の湧池部落が大地すべりを起こし、犀川対岸水内郡花倉部落に突き上げ、犀川をせき止め19日頃、そのダムが決壊、川中島平に一気に氾濫、洪水となった。 ・ 虚空蔵山は現在標高764mあるが、善光寺地震ではかつての虚空蔵山の頂上で東西の線に沿って真っ二つに割れて、西下方に向かって地すべりを起こし、それが犀川まで押し出し対岸の花倉部落の北方へ突き上げた。このため、虚空蔵山の山頂は標高で10～20m低くなったと想像される。 ・ 犀川を堰止めた土石量は800万m³と計算される。 ・ 岩倉部落にあった柿の木が、対岸花倉部落にそのまま突き上げて、最近まで花倉の北の山脈に残っていたが、近時伐られて株だけが残っている。 ・ 頂上の断層面は現在でもはっきりと見えている。大方は雑木に覆われているが、断層面の一部はよく判別できる。	←「虫倉日記」
	・ 地質：第三紀層中小川層の砂岩	←「中部日本の地質誌」(本間)
	・ ダム高は河床からの高さ65m（標高約470m）底厚1000m、上部厚20m、天部幅650m。 ・ 5月27日(旧4月18日)16時頃、河床から高さ60mの岩塊間から細流が流れ始め、一気に決壊に至った。 ・ 湛水湖は岩倉から下生坂まで延長32km、面積17.5km²(諏訪湖の1.2倍)に達した。 ・ 潰、焼失、流失、埋没為家屋は18,740戸、死者7,127人。	

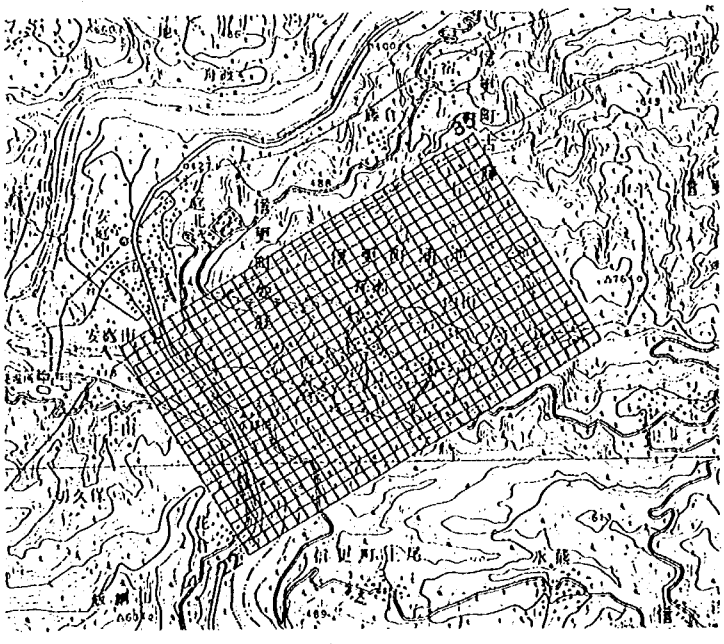
地形復元に際しては，

①崩壊前から中腹部の池（涌池）は存在しており（古谷ら，1984），周辺地形から考えて，標高700～750m付近に滑落崖をもつ地すべり地形があったと考えられる。

②両側の尾根の標高550m前後には緩斜面が分布し，崩壊地内にも連続していたとみられる。

③崩壊機構としては，涌池付近で若干凹地を拡大するような後方回転を伴う土塊移動があったと推定される（古谷ら1984）――などの

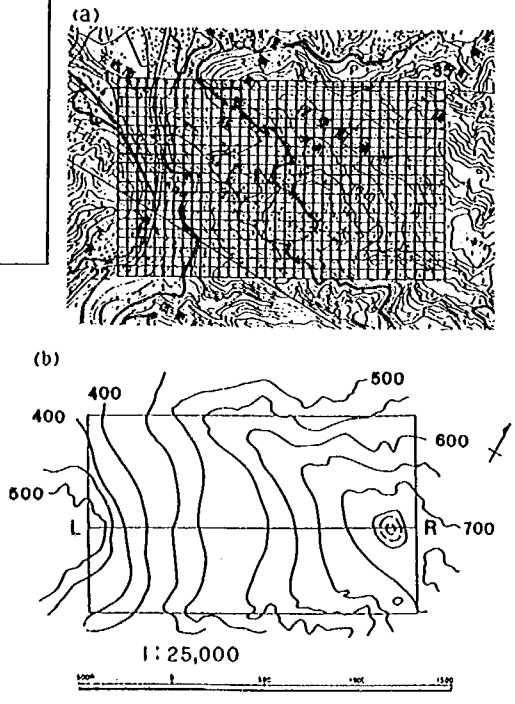
著　者	崩壊に関する記述	主な論拠
2．長野県防災会議 (1979)	・急激な地すべり性崩壊とみられる。湧池、(内山～西岩倉)の総傾斜面はその後し地すべりを返している。いわゆる地すべり地へと転化した。 ・中山山地の新第三系(小川層)におっこった地すべり性崩壊。	
3．北村高明	・湧池は善光寺大地震によりできた震成湖である。 ・岩倉山崩壊以前に湧水による小さい池はあったようだが池というより水たまり程度のもので、湧池という名称もなかった。 ・夏の渇水期になると池の中に埋った柿の木が頭を出した。 ・周辺は新第三紀水内層群構累層の荒倉山凝灰角礫岩層上部砂岩、礫岩で、N60°E,60°NE	←　地元民の話 ←　富沢恒雄 (1969)
4．古谷他 (1984)	・山頂付近から三方に山崩れが発生。 ・天然ダムの圧力でささえるのに必要な提体の規模は最少限度約400万m³、全体の崩壊土量はこれをはるかに上回る。 ・周辺の地質は第三系の高萩砂岩礫岩層。 一般走向はN60～70°E、、傾斜は30～50°NW ・虚空蔵山崩壊地の位置はちょうど犀川の攻撃斜面にあたる。 ・虚空蔵山崩壊の復原にあたっては、善光寺地震前の虚空蔵山の西斜面の地形が問題になるが、これに関する資料は皆無といってよく現地での聴き取りと、絵図をたよりに推定するほかに手だてはない。 ・虚空蔵山崩壊地と、上流側の桜井の抜けとの間に鳥居があり、神社がある。現在も尾根筋に存在。 ……水を守る龍神を祭る湧井神社 → 水の存在を示唆。 ・池があったかどうかについては不明だが、虚空蔵山西斜面に現存する大規模な地すべり地形の存在を考えると、何らかの形ですでに湧池があったものと思われる。 ・崩壊機構を推定すると、おおむね地層の走向方向に規制され、湧池付近で若干凹地を拡大するような運動(後方回転？)を伴い、犀川へ押し出したと考えられる。 ・見かけ上の摩擦係数　$\tan\theta=6°$	←　高橋 (1973) ←　永井善左衛門の絵図



図－25 虚空蔵山崩壊

点から，現在の滑落崖付近に頂部を有し，勾配20°前後の斜面が，頂部付近から西岩倉にかけて崩落したものと推定した。

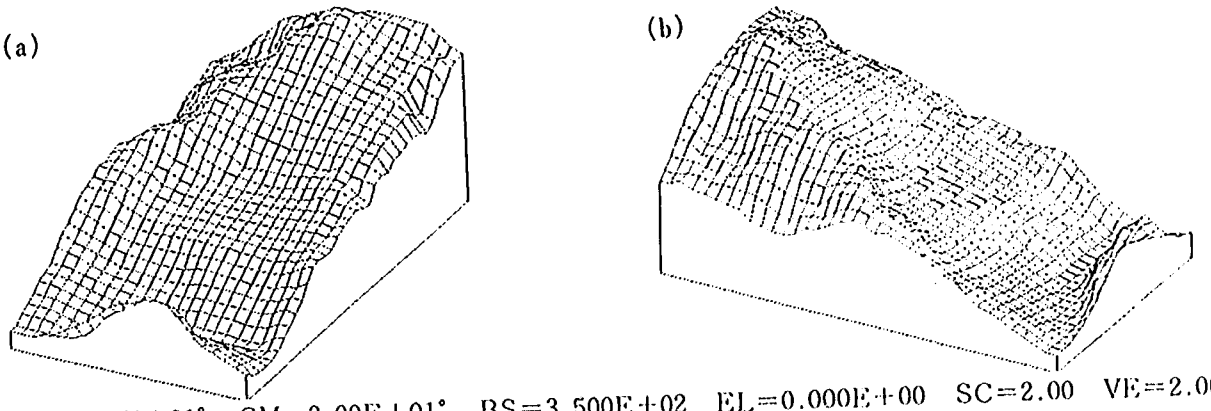
推定崩壊土砂は1.67～1.69×10⁷m³，と算出された。



図－26 虚空蔵山崩壊

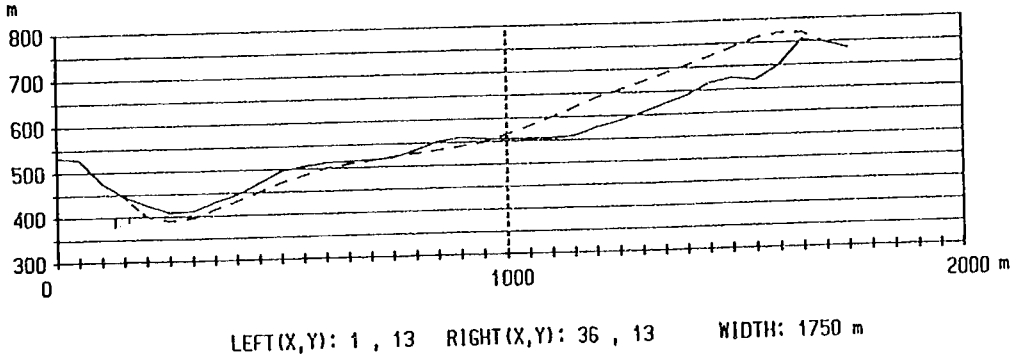
(a) 地形データ・メッシュ位置図
数字はメッシュ番号。
横がX方向，縦がY方向。

(b) 復元地形等高線図（単位：m）
L-R：中央測線位置



(a) AL=3.00E+01° GM=3.00E+01° BS=3.500E+02 EL=0.000E+00 SC=2.00 VE=2.00
(b) AL=1.50E+02° GM=3.00E+01° BS=3.500E+02 EL=0.000E+00 SC=2.00 VE=2.00

図－27 虚空蔵山崩壊　地形鳥瞰図
(a) 現地形　(b) 復元地形
AL：方位角，GM：伏角，BS：基底面標高(m)
SC：図面スケール(1メッシュが50m四方)
VE：高さの強調率(水平距離との比)



図－28 虚空蔵山崩壊　中央測線縦断図
LEFT(X, Y)：左端のメッシュ番号 ……：復元地形
RIGHT(X, Y)：右端のメッシュ番号————：現地形

7．庄川帰雲山崩れ

1586年1月18日（天正13年11月29日）の天正大地震（白山大地震）＝M7.9により，岐阜県白川村の庄川に沿った保木脇北東2km，帰雲山（1,622m）の西1kmの山腹斜面で大規模な崩壊が発生した。崩土は庄川を堰止め，天然ダムを形成し，さらに対岸の保木脇に広がっていた帰雲城を中心とする城下町をのみこんだといれる（古谷ら，1984）。

崩壊地を含む帰雲城西側斜面は，その大部分がほぼ一様な性質をもつ濃飛流紋岩と呼ばれる溶結凝灰岩層からなり，角礫状岩塊と岩片の集合体（集塊岩）が分布している（井嶋ら，1984）。大規模崩壊の素因については，御母衣湖以北の白川谷から富山県小天部川上流域にかけて分布するＮＮＷ－ＳＳＥ方向の「白川断層系」に伴う破砕帯の存在，あるいは花崗岩の貫入等による変質や熱水変質などの可能性が考えられる（井嶋ら，1984）。また本崩壊地は単一の大崩壊によって形成されたものではなく，時期を異にして発生した数次の地震やその二次的崩壊による複合地形とする説もある（八木ら，1984）。

崩壊地は，山地地形発達上，大起伏山地の前輪廻の地形の外縁（侵食前線）に位置し，稜線から山脚に延びる支尾根の部分に，ちょうど鼻を削るような形で存在する（古谷ら，1984，図－31参照）

崩壊源の標高1200mから1460mの間は基岩が露出し（走向，傾斜：N35°，W50°N），下位の標高1200m～1000m間には崩積土堆が広がる（古谷ら，1984）。

地形復元に際しては，

①標高1460mから1100mまでに分布する急斜面を崩壊源とし，両側の尾根に連続するように凸型斜面を復元する。

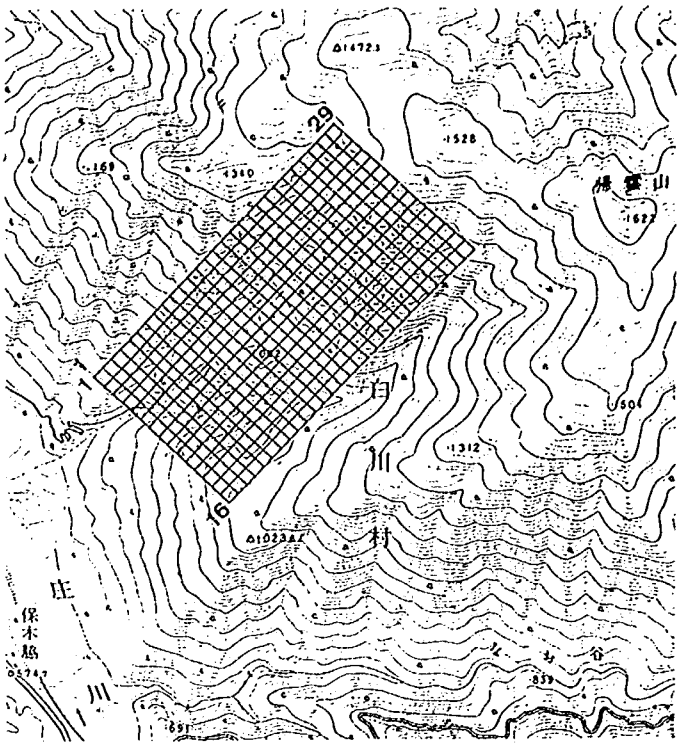
②周辺斜面には標高1300～1350mにかけて遷急線がみられ，崩壊地内にも連続していたと考えられる。遷急線下位斜面は，周辺地形からほとんど斉一の斜面だったとみられる。

③標高1100～ 750m間の緩斜面は崩積土砂堆域と考えられる。

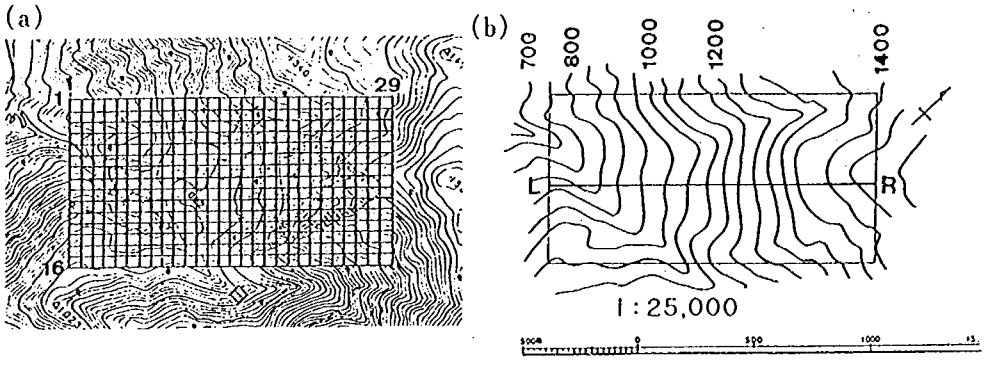
④崩壊地両側にみられる谷の侵食地形は崩壊前にもみられたと考えられる。

などの点に留意した。

崩壊土量については，井嶋ら(1984)が 2.5×10^7m³，と見積も



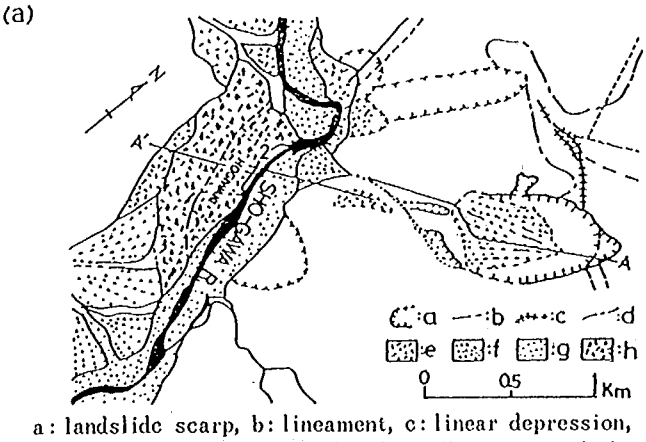
図－29 庄川帰雲山崩れ 1/2.5万地形図



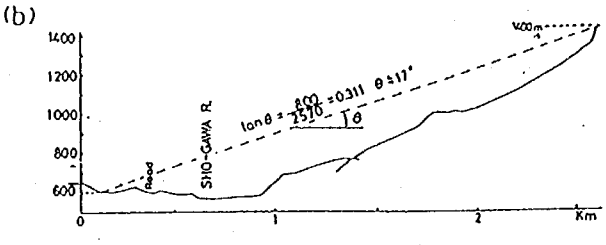
図－30 庄川帰雲山崩れ

(a)地形データ・メッシュ位置図　数字はメッシュ番号。
横がX方向，縦がY方向。

(b)復元地形等高線図(単位：m)
L-R：中央測線位置



a: landslide scarp, b: lineament, c: linear depression, d: front erosion, e: talus, f: debris flow g: riverbed, h: landslide deposits).

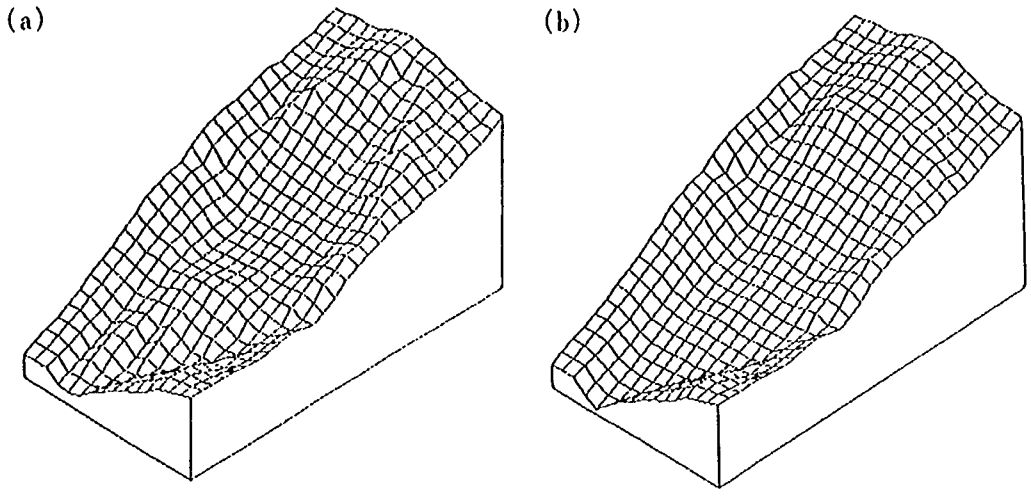


図－31 庄川帰雲山崩れ　平面図

(a)地形状況図

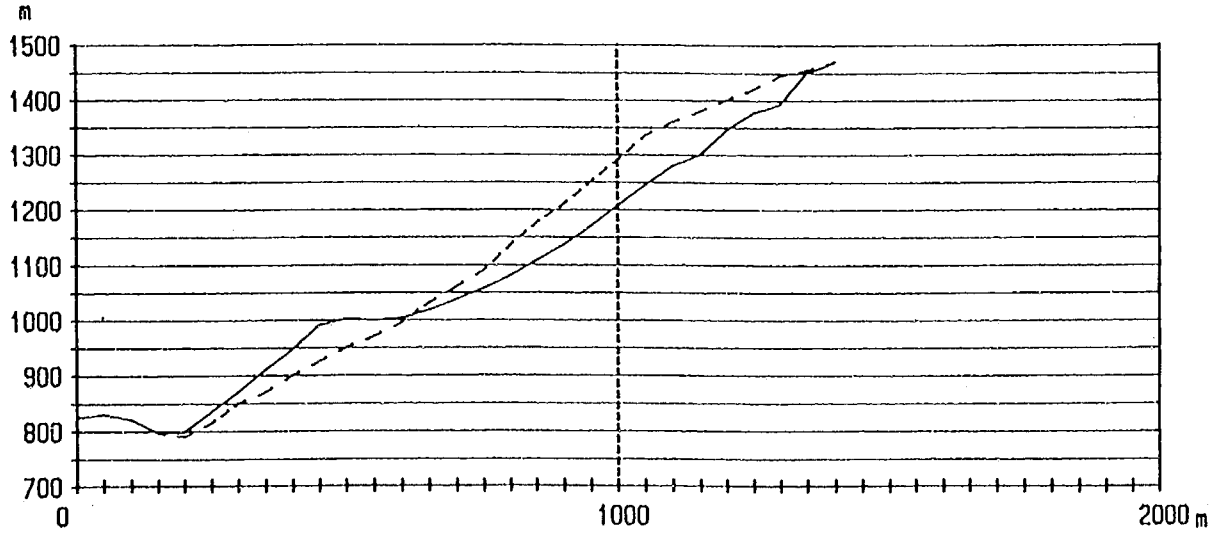
(b)縦断面図　（古谷ら，1984）

っている。今回の地形復元からは簡便法で1.28×10^7m³，角錐台近似法で1.27×10^7m³，と推定される。



AL＝4.50E＋01°　GM＝4.00E＋01°　BS＝6.500E＋02　EL＝0.000E＋00　SC＝1.50
VE＝1.00

図－32 庄川帰雲山崩れ　地形鳥瞰図
(a) 現地形　(b) 復元地形
AL：方位角，GM：伏角，BS：基底面標高(m)
SC：図面スケール(1メッシュが50m四方)
VE：高さの強調率(水平距離との比)



LEFT(X,Y): 1 , 9　RIGHT(X,Y): 29 , 9　WIDTH: 1400 m

図－33 庄川帰雲山崩れ　中央測線縦断面
LEFT(X, Y)：左端のメッシュ番号 ……: 復元地形
RIGHT(X, Y)：右端のメッシュ番号————: 現地形

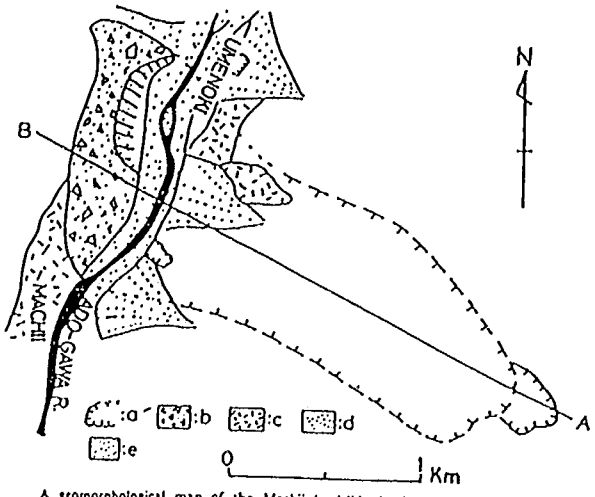
8．町居の崩壊

1662年6月16日（寛文2年5月1日），近畿地方一帯を襲った地震により，滋賀県大津市葛川町町居の安曇川上流右岸斜面で大規模な崩壊が発生した。約50軒の人家と約 260人の人々が地中に埋没したほか，土砂が安曇川を一時堰止め，その後の天然ダムの決壊によって下流一帯に被害をもたらしたらしい

（古谷ら，1984）。

崩壊地は，武奈ヶ嶽西か1.5 kmの尾根直下に位置するイオウハゲと呼ばれる小崩壊地から下方の谷型斜面である。対岸にみられる比高 100 m，幅約 200 mの段丘状平坦面は，崩落土砂堆と考えられる。勾配30°前後の斉一斜面で，下部にその後の侵食によるとみられる小規模な崖錐堆が分布する。

周辺の地質は，西南日本内帯丹波帯の古生層の砂岩・頁岩などから形成される。走向・傾斜はN50°W40°Sで，本崩壊地を含む斜面は流れ盤的性格を有する（古谷ら，1984）。安曇川沿いに花折断層が通過し，航空写真の観察ではこれに並行する南北性のリニアメントがみられる。



A geomorphological map of the Machii landslide (a: landslide scarp, b: landslide deposits, c: talus, d: debris flow deposits, e: river bed)

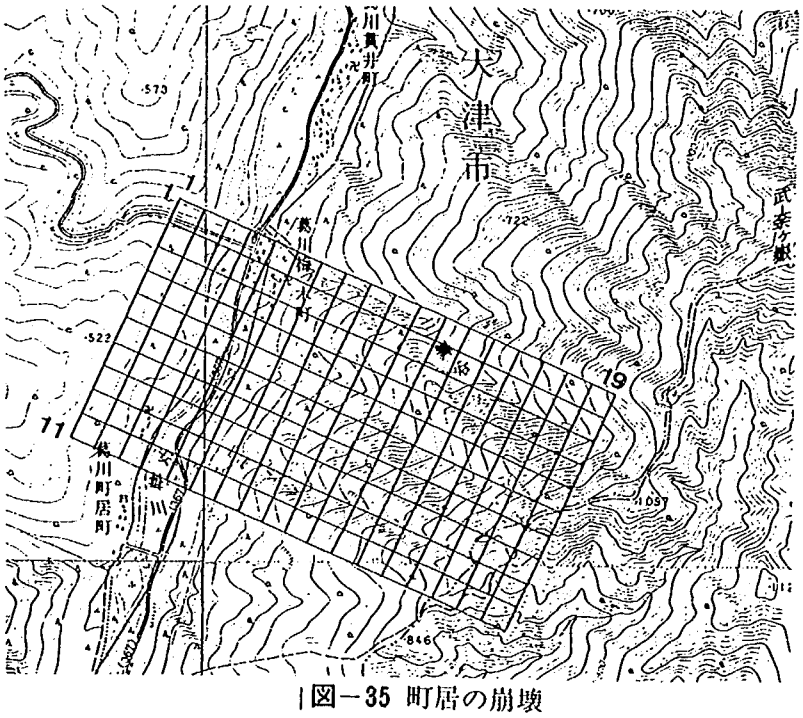
図－34 町居の崩壊　地形状況図（古谷ら，1984）

地形復元に際して主な留意点は

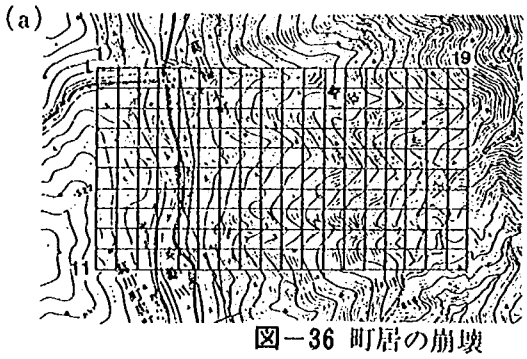
①安曇川右岸の河道に面した斜面は，花折断層の影響を受けて，幅 700～800 mの三角末端面状の比較的平滑な斜面をなしており，梅ノ木町から町居町対岸にかけての本崩壊地を含む斜面も，崩壊前は同様の状況であったと推定される。

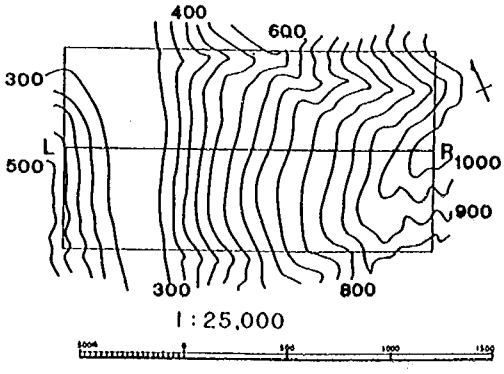
②周辺斜面は30°前後のほぼ一様な勾配を有するが，標高400～500 mより下位の斜面は安曇川の側方侵食より35°前後とやや急傾斜をなす。

③武奈ヶ嶽から西方へ延びる尾根は，700～800 mの間隔で並行しており，本崩壊地は，その位置からみて，全体が尾根



図－35 町居の崩壊





図－36 町居の崩壊

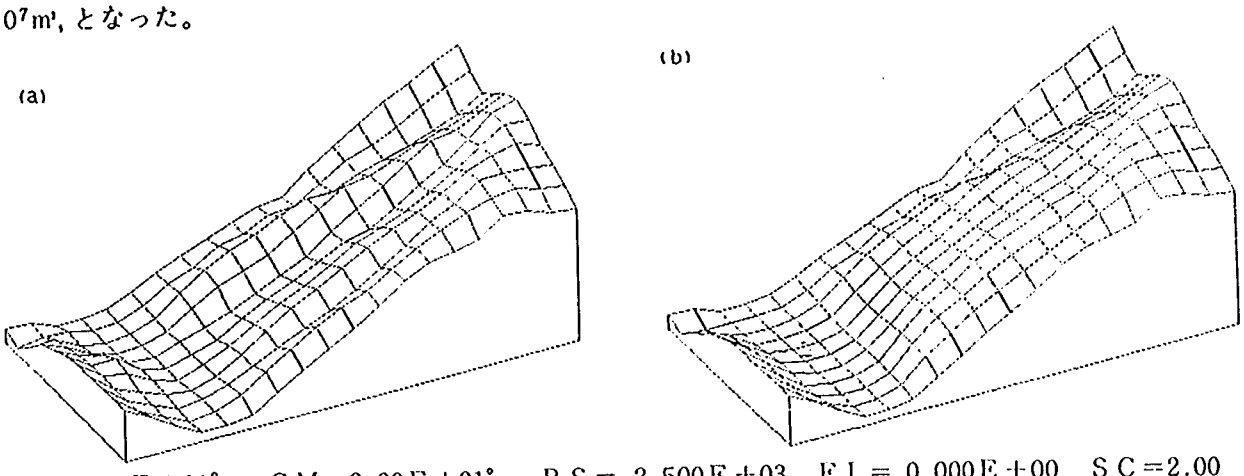
(a) 地形データ・メッシュ位置図　数字はメッシュ番号。横がX方向，縦がY方向。

(b) 復元地形等高線図（単位：m）

L-R：中央測線位置

型の斜面であったと考えられる――などの点である。

崩壊土量は既存の計算値がないため比較できないが，簡便法で$2.79\times10^7m^3$，角錐台近似法で$2.67\times10^7m^3$，となった。



A L＝2.50E＋01°　G M＝3.00E＋01°　B S＝ 2.500E＋03　E L＝ 0.000E＋00　S C＝2.00

V E＝1.00

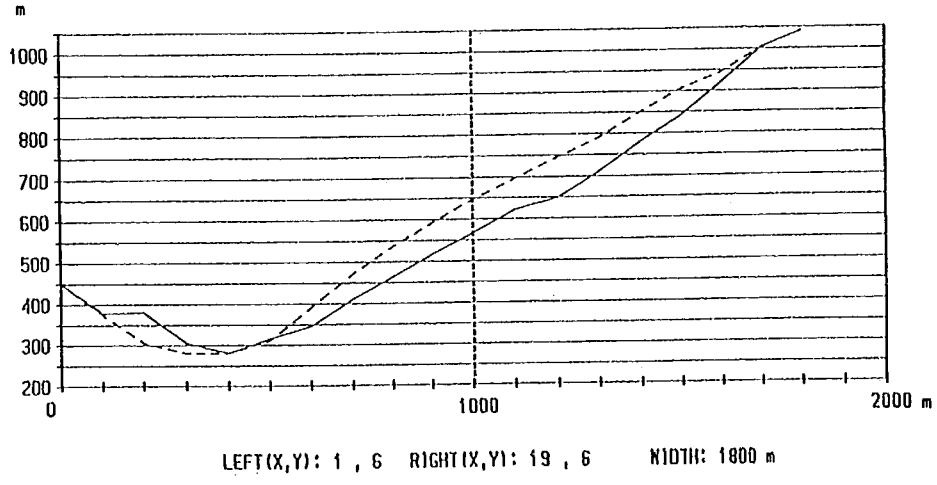
図－37 町居の崩壊　地形鳥瞰図

(a) 現地形　(b) 復元地形

AL：方位角，GM：伏角，BS：基底面標高(m)

SC：図面スケール(1メッシュが100m四方)

VE：高さの強調率(水平距離との比)



図－38 町居の崩壊　中央測線縦断図

LEFT(X, Y)：左端のメッシュ番号 ……：復元地形

RIGHT(X, Y)：右端のメッシュ番号――――：現地形

9．つえ谷

つえ谷は四国山地中央部，高知県北部の土佐郡大川村に位置し，吉野川上流左岸側に谷の出口を有する。1946年の南海道地震，1976年の台風17号に伴う豪雨により崩壊を起こしたとされるが，それ以前の崩壊履歴については詳細不明である。

つえ谷は吉野川に面する南向きの谷型斜面で，東側斜面が急傾斜，西側斜面が比較的緩斜面である。全体に馬蹄形の急斜面が尾根直下まで発達し，下部の緩斜面を囲むような形状をなしている。西側の稜

線部には140×100mのほぼ円形の凹地が認められる（図－39参照）。

周辺の地質は，西南日本外帯の三波川帯に属し，黒色片岩が広く分布する他，一部緑色片岩，石英片岩をはさむ(高橋ら，1985)。これらの結晶片岩類はＷＮＷ－ＮＷからＥＳＥ－ＳＥ方向の走向で，Ｎ20～45°の傾斜を有する（高橋ら，1985)。従ってつえ谷周辺野吉野川左岸斜面は受け盤をなしている。本崩壊は，岩盤クリープを伴う地すべり地形と考えられる。

地形復元の際の主な留意点は，

①周辺の地形的特徴として，約１km間隔に吉野川に左岸側から合流する谷が分布し，本崩壊地が吉野川の攻撃斜面にあたることと考え合わせると，本崩壊地が崩壊前も緩い谷型斜面をなしていたと考えられる。

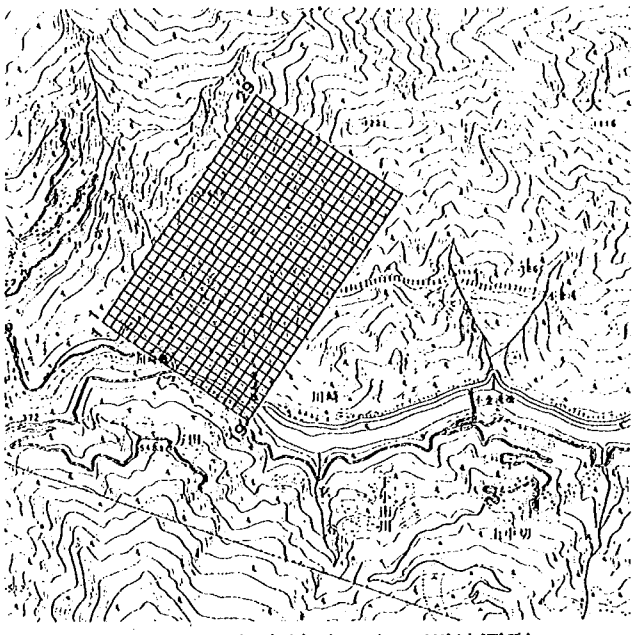
②本崩壊地内およびその周辺地域の標高700～750mに，比高30～50mの急崖が帯状に連続する。岩相に規制された地形と考えられ，崩壊前にも同標高地点に連続して分布していたと考えられる。

③中央部の神社のある標高600～650mにみられる緩斜面は，両隣の尾根部にもみられ，段丘状の平坦地として，連続的に分布していたと考えられる

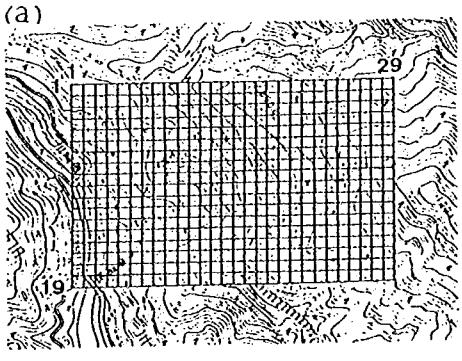
――などである。

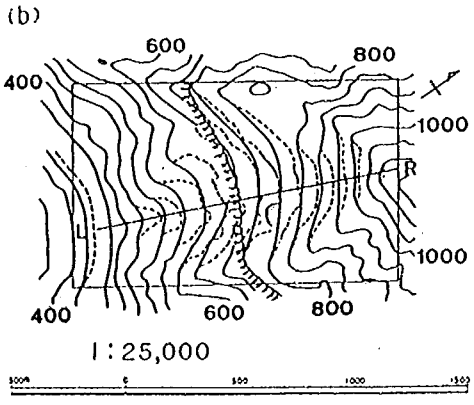
崩壊土量は既存の計算値はないが，今回の地形復元では簡便法で1.43×10^7m³，角錐台近似法で1.42×10^7m³，と推定される。

図－39 つえ谷崩壊地位置図
（高橋ら，1985）

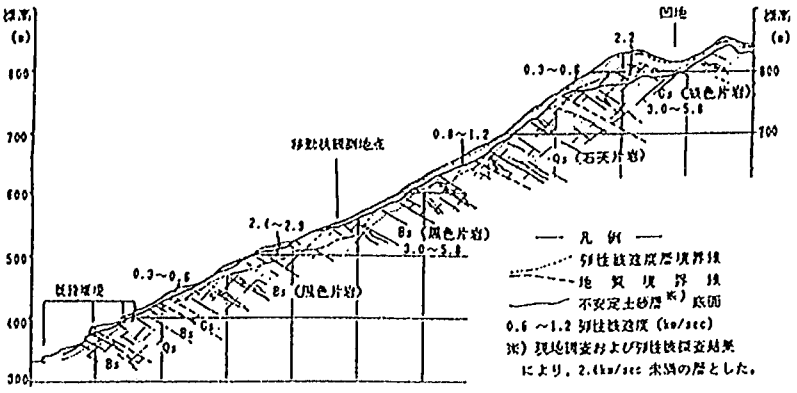


図－40 つえ谷崩壊地 1/2.5万地図形

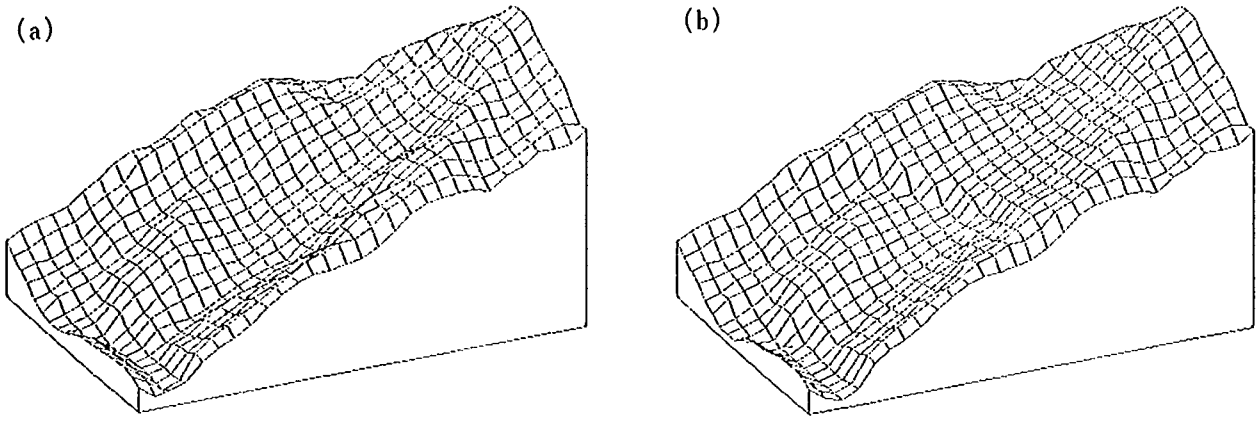




図－41 (a)つえ谷崩壊　地形データ・メッシュ位置図　数字はメッシュ番号。
横がＸ方向，縦がＹ方向。
(b)復元地形等高線図(単位：m)
……：復元地形，――：現地形　L-R：中央測線位置

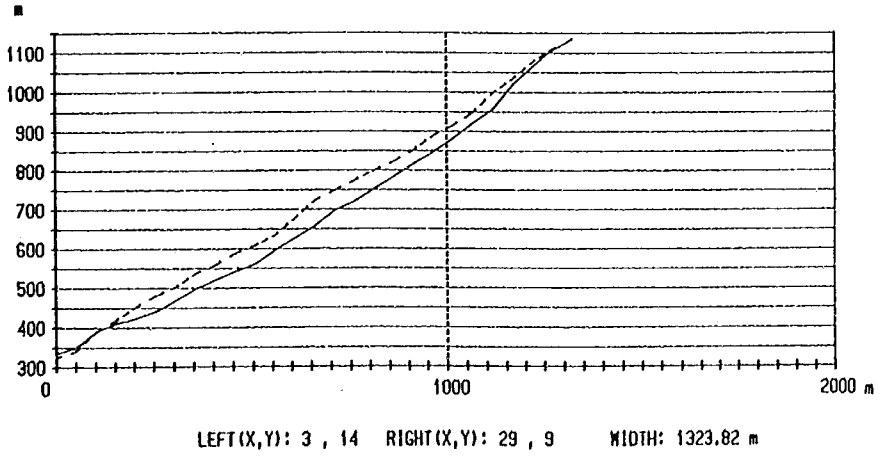


図－42 つえ谷崩壊　弾性波探査結果地質断面図
（高橋ら，1985）



AL＝2.50E＋01°　GM＝2.50E＋01°　BS＝3.000E＋02　EL＝0.000E＋00　SC＝1.80
VE＝1.00

図－43 つえ谷崩壊　地形鳥瞰図
(a) 現地形　(b) 復元地形
AL：方位角，GM：伏角，BS：基底面標高(m)
SC：図面スケール(1メッシュが50m四方)
VE：高さの強調率(水平距離との比)

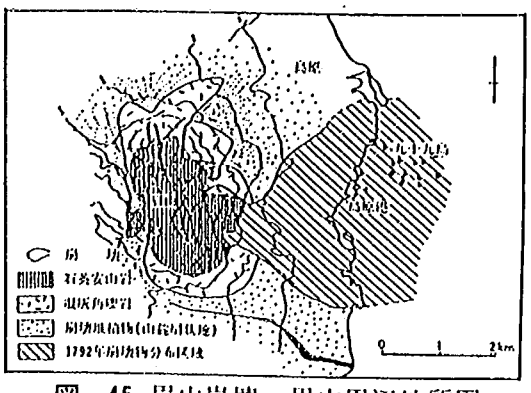


図－44 つえ谷崩壊　中央測線縦断図
LEFT(X, Y)：左端のメッシュ番号　……：復元地形，
RIGHT(X, Y)：右端のメッシュ番号　――――：現地形

10. 眉山

1792年5月21日（寛政4年4月1日）20時過ぎ，M 6.4の地震によって島原半島眉山の南峰天狗山東斜面で大規模な崩壊が発生した。主な研究に基づく詳しい状況は表－5にまとめたが，崩壊は東部山麓から当時の山頂背面に達するもので，容積にして約 3.4×10^8m³，山体の 1/6に及ぶ大規模なものであったとみられる。崩落土砂は大量の海水によって末端で土石流化し，有明海に流入して対岸の熊本県側に津波による被害をもたらした。島原港周辺には無数の流れ山が現在も残留している。

眉山は第四紀の溶岩円頂丘で，石英安山岩からなるつり鐘型の岩体とそれを取り巻く凝灰角礫岩から成る（図--45)。



図－45 眉山崩壊　眉山周辺地質図（太田，1969より）

地形復元に際しての主な留意点は次の通り。

①天狗山の標高は崩壊により 150m低くなった（太田，1969)。現在，天狗山の標高は約700mであることから，崩壊前には，現在の稜線の東側に標高 850m前後の山頂があったと考えられる（図－48)。航空写真の観測でも，崩壊源頭部をとりまく稜線は，東側に西側と本来ほぼ同様の勾配で続いていた斜面が切り崩されたように見受けられる。

②眉山の北東側斜面には標高150～200mより下位に崖錐堆が分布する。同標高にみられる遷緩線は北西－南東方向に

表－5　眉山における崩壊に関する諸論一覧表

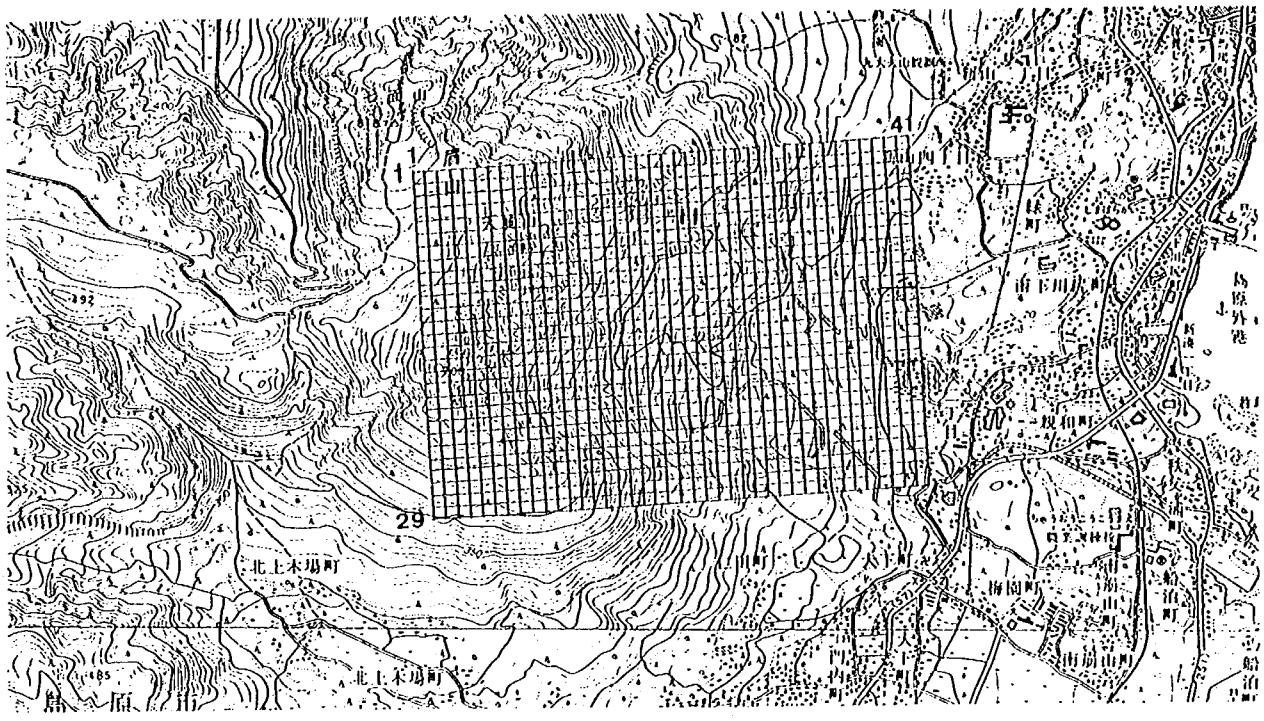
著　者	崩壊に関する記述	主な論拠
1．太　田 (1969)	① 1792年5月21日夕刻より数回にわたる強震20時頃、天地鳴動し、激震とともに百雷の響を発し、一挙にして眉山南峰天狗山東半に大崩壊を来した。（M：6.4．島原での震度V） ② 崩壊面は東部山麓から山頂背面に達するもの。 ③ 崩壊量は容積にして約0.34km³、山体の⅙に及んでいる。 ④ 記録や原形に復したときの推定によると、天狗山の標高は約150m低くなった。 ⑤ 当時の島原港は埋没し、海岸線は最大 700～800mの前進をみた。当時の島原港は島原市立第二小学校付近に位置し、弁天山は港外に浮ぶ小島で松島と呼ばれていた。 ⑥ 鑑丘公園一帯の小丘は猛島神社付近を頸部とし、南に延びた半島の岬にあたる天の島であり、その近傍に浮かぶ中の島であった。 ⑦ 現在の"九十九島"の殆んどが、大地変によって生じた崩壊堆積物。 ⑧ 崩壊機構：地震動により下位すべり面で流動化現象を来して発生した円弧すべり、上載土塊は地下水の添加により、下層部で土石流化、一挙に流下、流れ山は山体の一部がこの土石流によりベルトコンベア式に搬送されたもの。 ⑨ 火山形態：第四紀洪積世の溶岩円頂丘、石英安山岩からなる 鐘状岩体と、これをとり巻く凝灰角礫岩から成る。全体に亀裂の発達が著しく、直径20～30cmに粉砕される。 ⑩ 成因に火山爆裂説、地震崩壊説あり。	← 古文書・記録・伝承 ・深溝(ふかみぞ)世紀 ・各種島原大変記 ・島原地変記（金井俊行） ← 渡辺隆（1965） 流動化しやすい砂の粒度範囲
2．古　谷 (1974)	⑨ 石英安山岩は破砕されていて崩壊しやすい地質状況を呈している。この馬蹄形の大規模な急崖地形の基底近くには基岩かなる高まりが存在する。 ⑧ 太田(1969)の流動化の根拠とした砂の粒度の範囲は0.001mmから100mm程度までと広く、特に流動化しやすいとされる0.08mmから9mmの範囲よりかなりはずれ、むしろ液状化しにくい状態と考えられる。	← 太田（1969）
3．片　山 (1974)	⑪ 上の原部落の裏山で採種番をしていた人は山の上の立木も番小屋もそのままに、約3時間半かかって、海辺まですべり下っている。 ⑫ 津海は3波あり、うち第2波が一番高く、波高約10mに達した。被害は島原城下と熊本で大。	← 古文書、記録・伝承

直線状に延びており，断層等の構造に規制された地形のように見え，本崩壊地の少なくとも北半分の脚部も同様の地形を呈していたと推定される。

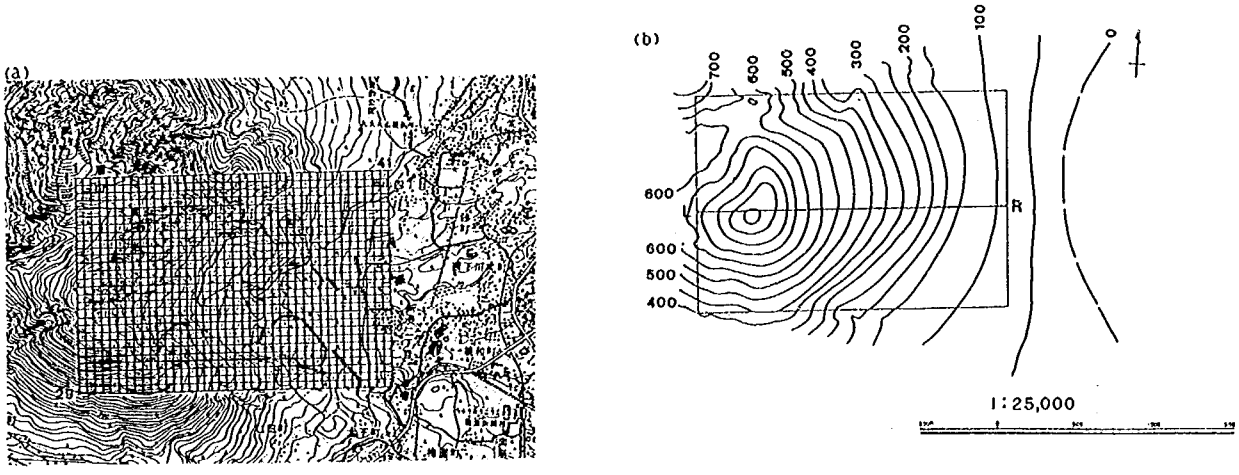
③崩壊地周辺の斜面の標高400～450mに不明瞭ながら遷緩線が連続するが，これは上述した火山本体とそれを取り巻く凝灰角礫岩との岩相の違いを反映したものとみられる。

④眉山全体をみると，北西－南東方向に細長い幅約2km，長さ約4kmの長円形の複合山体をなし，本崩壊地はその南東隅の凸型斜面をなしていたと考えられる。

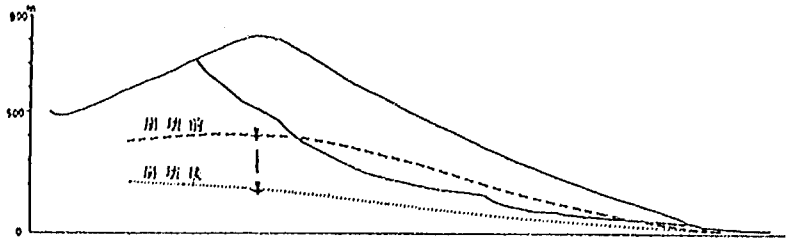
以上の点を考慮し，図－47のように地形を復元した。推定崩壊土量は簡便法で$3.60\times10^8m^3$，角錐台近似法で$3.58\times10^8m^3$，となった。



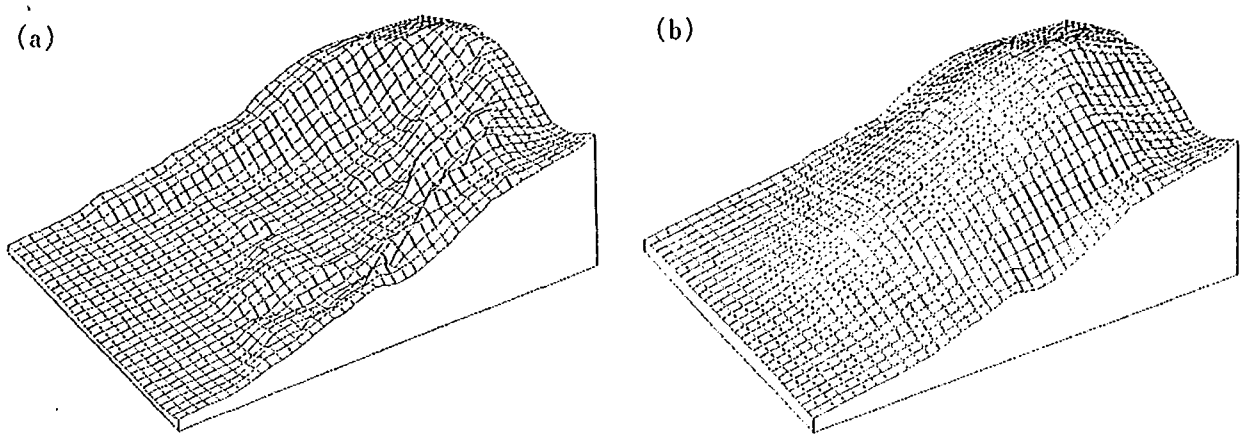
図－46 眉山崩壊 1/2.5万地形図



図－47 (a)眉山崩壊　地形データ・メッシュ位置図　数字はメッシュ番号。
横がX方向，縦がY方向。
(b)復元地形等高線図(単位：m)
L-R：中央測線位置

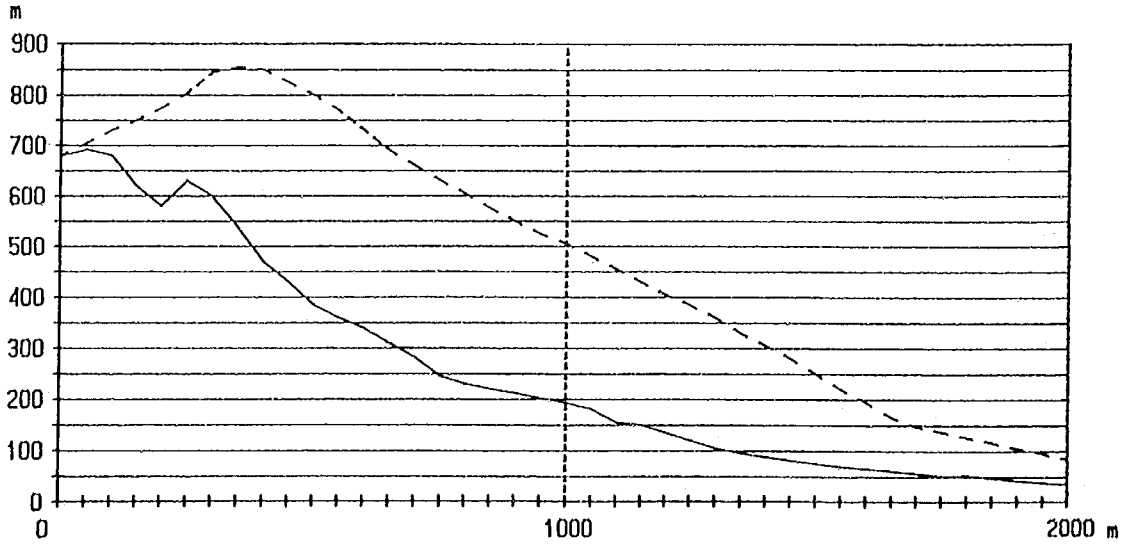


図－48 眉山崩壊　崩壊前地形の復元および推定地下水位の変動
（太田，1969）



AL＝2.10E＋02°　GM＝4.00E＋01°　BS＝0.000E＋00　EL＝0.000E＋00　SC＝2.00
VE＝1.00

図－49 眉山崩壊　地形鳥瞰図
(a) 現地形　(b) 復元地形
AL：方位角，GM：伏角，BS：基底面標高(m)
SC：図面スケール(1メッシュが50m四方)
VE：高さの強調率(水平距離との比)



LEFT(X,Y): 1 , 16　RIGHT(X,Y): 41 , 16　WIDTH: 2000 m

図－50 眉山崩壊　中央測線縦断図
LEFT(X, Y)：左端のメッシュ番号 ……：復元地形
RIGHT(X, Y)：右端のメッシュ番号 ————：現地形

引用文献

・千木良雅弘（1985）：日本応用地質学会　昭和60年度研究発表会予稿集，p24－27

・藤田　壽雄（1984）：突発的な地すべり・崩壊の発生をめぐる話題．

・深井　三郎（1974）：立山の地形，地質および気候，立山ルート緑化研究報告書，第1報．

・古谷　尊彦（1984）：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，No.17，B，p259－264

・古谷尊彦・奥西一夫・石井孝行・藤田崇・奥田節夫（1984）：地震に伴う歴史的大崩壊の地形解析，京大防災研究所年報，No.27，B－1，p387－396

・井嶋伸治・溝口秀勝・かせ野義夫（1984）：岐阜県白川谷の断層と保木脇の崩壊堆積物，石川県白山自然保護センター研究報告，第11集，p1－17

・岩生周一・今井功（1955）：7万5千分の1地質図『塩原』及び同図幅説明書，地質調査所．

・片山信夫（1974）：島原大変肥後迷惑，科学，Vol.44，p566－570

・町田洋（1984）：巨大崩壊，岩屑流と河床変動，地形，Vol.5，No.3，p155－178

・森山裕二（1986）：七面山大崩れ，新砂防，Vol.38，No.5，p12－15

・長野県防災会議（1979）：長野県地震対策基礎調査報告書－地学的基礎条件に関する調査，長野県．

・中村慶三郎（1964）：名立崩れ－崩災と国土，風間書房．

・太田一也（1969）：眉山崩壊の研究．1．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，No.5，p6－35

・太田一也（1984）：雲仙火山－地形・地質と火山現象，長崎県．

・高橋尚城・綱木亮介・白川勝（1985）：大規模崩壊地つえ谷の調査と対策，新砂防，Vol.38，No.4，p28－32

・高橋和太郎（1973）：弘化4年善光寺地震の岩倉山崩れについて，長野，No.49，p13－28，長野史郷土研究会．

・宇佐美龍夫（1975）：資料　日本被害地震総覧，東大出版会．

・八木伸二郎・伊東英文・上田さち子（1984）：天正地震－特に濃尾・近江・越中の被害について，大阪府立大学歴史研究，Vol.23，p1－53

5．砂防研究室（26事例）

本文第6章　崩壊土砂の流下機構

資料解析の資料として国内の事例12，国外14例を使用した。発生や土砂流の様相の要点について記載し，縦断図を示す。なお，記載項目は，次の様な事項である。

（A）発生日時とひきがね作用（前兆現象を含む）

（B）崩壊地形と地質，地質構造の特徴

（C）流下，堆積域の地形の特徴

日本の事例

1）磐梯山

（A）1888年7月15日7時45分，水蒸気爆発，地震（中～強），7日前から山鳴りがあった。　（B）馬蹄形カルデラ　第四紀安山岩質火山（成層火山）　（C）流下域にavalanche valleyを形成するとともに，堆積域には無数の流れ山を残す。流速80km／h

2）御岳山

（A）1984年9月14日8時48分，地震（M＝6.9）　（B）馬蹄形崩壊跡；第四紀安山岩質火山（成層火山）　（C）箱状谷を埋積，流れ山形成，流速80km／h

3）北八ヶ岳（大月川）

（A）888年6月20日（推定），不明，水蒸気爆発（？）　（B）中山・天狗岳東面が崩壊し，最大比高350mの崩壊壁，安山岩質火山　（C）大月川から千曲川を流下し，千曲川を堰止，堆積域中部に多数の流れ山形成

4）鳶山

（A）1858年2月26日，地震（M＝6.8）　（B）カルデラ壁，立山カルデラ溶岩，火砕物と基部の変質した花崗岩　（C）カルデラ底から湯川，常願寺川合流点まで。また，湯川本流に堰止湖をつくり，3月10日にそれが決壊，土石流は富山平野まで達した。

5）稗田山

（A）1911年8月9日，不明，崩壊4日前に台風による降雨があった。　（B）白馬大池火山の一峰，十数枚の溶岩と小量の火砕物，温泉変質を受けた部分がある。最大比高350mの崩壊壁　（C）姫川，唐松沢を堰止，後に決壊，土石流，土砂流は姫川河口まで達した。

6）虚空蔵山

（A）1847年5月8日，地震（M＝7.4）　（B）地すべり性崩壊，犀川の攻撃斜面，第三系高萩砂岩礫岩層走向N60°～70°E，傾斜30°～50°NW　（C）犀川を堰止，その後決壊，下流域は大洪水にみまわれる。

7）帰雲山

（A）1586年1月18日，地震（M＝8.1　震央距離25km）　（B）馬蹄形崩壊跡（地すべり性崩壊），濃飛流紋岩　（C）庄川堰止，その後決壊し，洪水氾濫をもたらしたらしい。対岩には流れ山を数多く残している。

8）大谷崩

（A）1702年，不明，地震（元禄地震）とその後の豪雨に関係あるらしい。　（B）複雑な平面形をも

つ比高 550mの崩壊地，古第三紀の砂岩，粘板岩　（C）箱状谷を埋積，安部川上流部の支谷をすべて堰止し，比較的平滑な土石流堆積地形

9）町居

（A）1662年6月16日　地震（M＝7.8）　（B）現在では崩壊地形の認定は難しい。古生層の砂岩，頁岩からなり，走向はN50°W，傾斜40°S　（C）安倉川を堰止，対岸に平坦な段丘（崩土による）地形を残すが流れ山はみられない。

10）金剛寺

（A）昭和27年7月17～18日　豪雨　（B）有田川攻撃斜面，中生界の砂岩，泥岩（尾根斜面）

11）加奈木崩

（A）1746年（？）　不明　（B）比高 600mの樹枝状の平面形図をもつ崩壊地，古第三紀の破砕された砂岩，粘板岩　（C）箱状谷を埋積，かなり平滑な土石流堆積地

12）眉山

（A）1792年5月21日18時，地震（強度が2回記録されている）また，火山活動もあったらしい。

（B）雲仙火山群の溶岩円頂丘東斜面，馬蹄形崩壊壁　（C）火山山麓に多数の流れ山，さらに海底に流れ込み津波発生

諸外国の事例

1）Sherman (U.S.A)

（A）1964年3月28日　地震（M＝8.4）　（B）崩壊はShattered Peakで発生，第三系下部の著しく破砕された堆積岩類（砂岩，頁岩）で，所々に花崗岩の貫入を受けている。　（C）崩落物質は最大速度67m／sec.で氷河斜面を約 6.5km流下，流れの両岸には lateral ridge をつくる他物質上にも縦，横方向に様々な微地形をつくる。堆積物はlobate状をなし，小さな流れ山も形成。

2）Hope(CANADA)

（A）1965年1月9日　不明，地震（M＝3.2と3.1）があった。　（B）地すべり性崩壊（地態はスプーン状），地表面（約30°）に平行のジョイント面を有する輝緑岩と閃長岩の層状貫入岩体　（C）層すべり状で，河谷を埋積，堰止

3）Madison Canyon(U.S.A)

（A）1959年8月17日23時37分，地震（M＝7.1　震央距離25km）　（B）Madison 渓谷の急斜面，プレカンブリアンの強く風化を受けた片岩，片麻岩，ドロマイトなどで，崩壊斜面は花崗岩片麻岩からなる。なお，片理面は緩やかに谷方向へ傾く。　（C）崩落物質の大半は，30～50mmの角ばったブロックで細粒物質は少ない。Madison 河を3週間堰止，水深60mの天然ダムを造る。対岩斜面を 150mのし上がった。

4）Little Tahoma (U.S.A)

（A）1963年12月14日，不明（小規模な水蒸気爆発）　（B）Rainier 火山の一峰，Little Tahoma Peakが崩壊，安山岩質熔岩と火山砕屑物の互層　（C）氷河斜面をいくつかに分かれて流下，河床

(White River)に流下してからはわずか1km程しか流れていない。

5) Gros Ventre (U.S.A)

(A) 1925年6月23日，豪雨と融雪，また地震（M<3.5）の複合　(B) Gros Ventre 河谷斜面（最大比高 650m），谷方向に18～21°で傾く層理を持つ（崩壊はこの層理に沿って発生）古生界の砂岩，石灰岩，泥岩，地すべり性崩壊　(C) slide massはボルダーから人家ぐらいの大きさまで，河谷を堰止，60～70mの高さの天然ダムをつくる。

6) Flank (CANADA)

(A) 1903年4月29日4時10分　不明，炭坑の掘さくが関係したらしい。　(B) 地すべり性崩壊，単斜構造を有する古生界の石灰岩と頁岩，崩壊のすべり面は層理面に規成されて発生。　(C) 河谷を堰止

7) Elm (SWISS)

(A) 1881年9月11日，降雨，または斜面基部でのスレートの掘さくが素因となったらしい。　(B) スイスアルプスPlattenberg 山腹斜面，粘板岩　(C) 対岸の斜面にのり上げる一方，平坦地へも流れた。

8) Nevados Huascara'n(PERU)

(A) 1970年5月31日15時23分　不明，1962　16世紀にも発生　(B) 三角末端面状の急な崩壊斜面，70°前後の傾斜を持つ花崗せん緑岩で，氷河(約30m)に覆われる。　(C) YungayからRio Santaの河口まで土石流流下，泥を伴った疾風（平均流速 280～400 km／h）

9) Mayunmarca(PERU)

(A) 1974年4月25日20時58分，不明，層理面中の地下水圧の上昇か？　1970年から先駆的な地すべり運動があった。　(B) ペルーアンデスMantaro 河支谷の最大比高1100mの斜面，砂岩一部に頁岩を夾在。　(C) 対岸の斜面にのり上げ，流れ山を残した。堆積面には氷河表面と似たクラックや流理が生じた。

10) Blackhawk (U.S.A)

(A) 18,000年B.P.　(B) 大理石，片麻岩，砂岩からなる比高 1,200mの山地斜面　(C) 堆積層は総じて成層し，ジグソーパズル的岩塊や砂泥の岩脈も多い。表面にはハンモック状の地形や流理模様が顕著である。

11) Chunger (PERU)

(A) 1971年3月18日，斜面脚部の海食作用　(B) 湖面からの比高約 400mのジョイントの密な石灰岩（白亜紀）　(C) 湖に土砂が流下し，対岸に30mの津波発生

12) Mt. Cayley(CANADA)

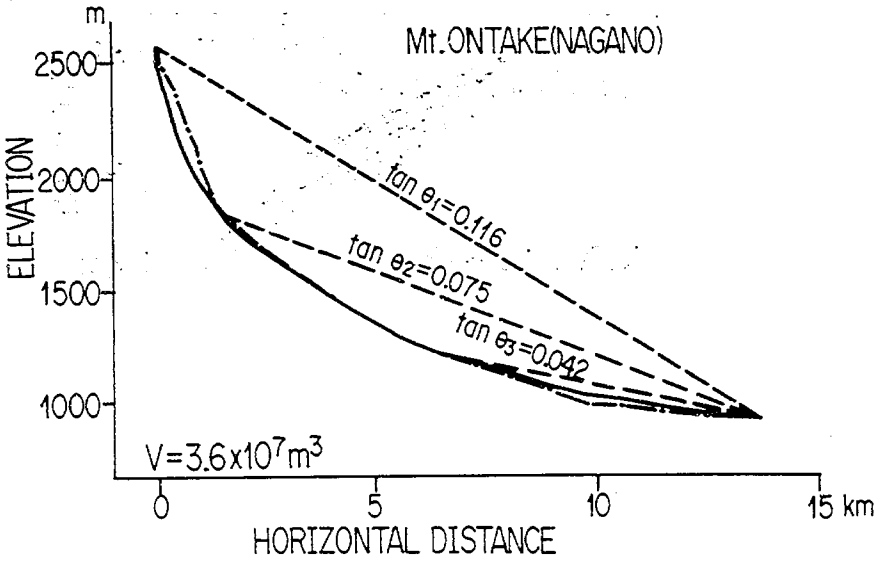
(A) 1963年7月　不明，同年，地震や豪雨があったがその際には崩壊は生じなかった。　(B)Dusty creek 河上流の火山斜面，凝灰角レキ岩とジョイントの密な石英，安山岩。　(C) 流下土砂は上流河谷からSqnamish河谷に扇状に堆積，平均流速15～20m／s.

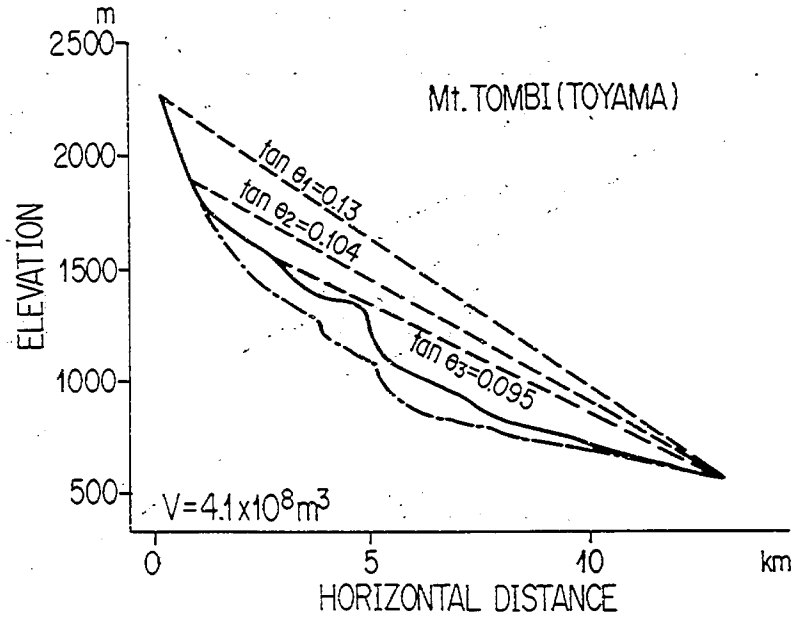
13) Mt. st. Helens(U.S.A)

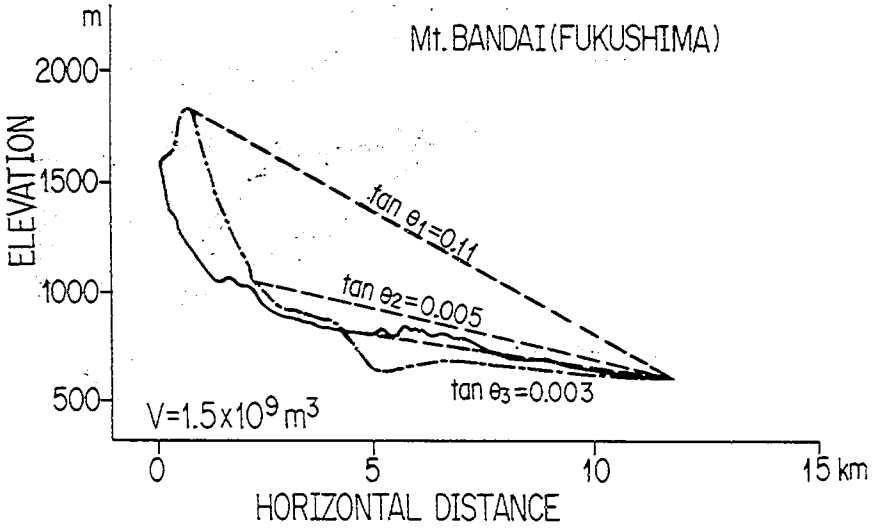
（A）1980年5月18日8時32分　火山性地震（M＝5.1），同年3月下旬～5月中旬まで先駆的水蒸気爆発と地震がつづき，崩壊した北斜面と山頂部を横切る正断層が発達していた。　（B）馬蹄形カルデラ，第四紀成層火山　（C）3波の岩屑流がToutle川を流下，流れ山，depositinal rampをつくる。

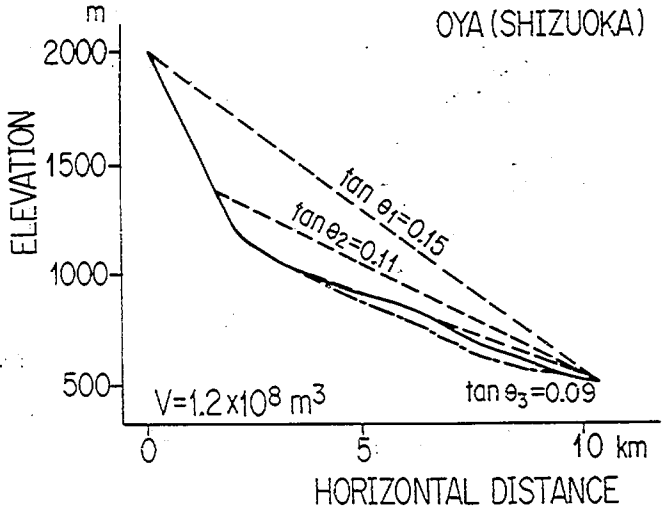
14）Mt. Sale(CHINA)

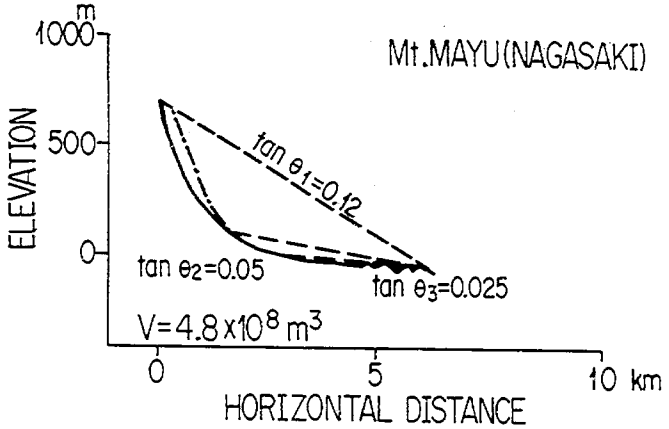
（A）1983年3月7日，不明　（B）最大比高 300mを有する山腹斜面，第四紀のレスで覆われた第三系の泥岩，ジョイントの発達良好　（C）堆積物はdebrisとrock powder の混合物からなり，平滑な堆積地形をつくる。

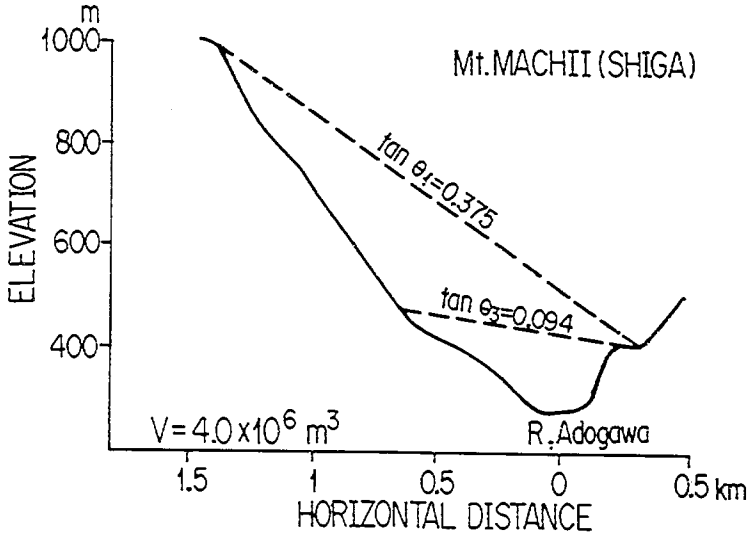

Mt.ONTAKE(NAGANO)
m
2500
2000
1500
1000
ELEVATION
tan θ1=0.116
tan θ2=0.075
tan θ3=0.042
V=3.6x10^7 m^3
0
5
10
15 km
HORIZONTAL DISTANCE

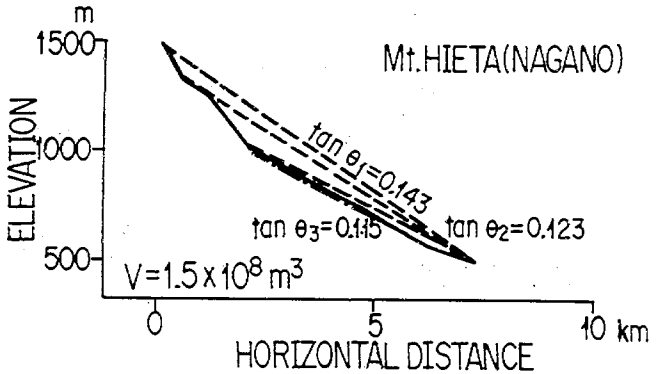

Mt.TOMBI(TOYAMA)
m
2500
2000
1500
1000
500
ELEVATION
tan θ1=0.13
tan θ2=0.104
tan θ3=0.095
V=4.1x10^8 m^3
0
5
10
km
HORIZONTAL DISTANCE

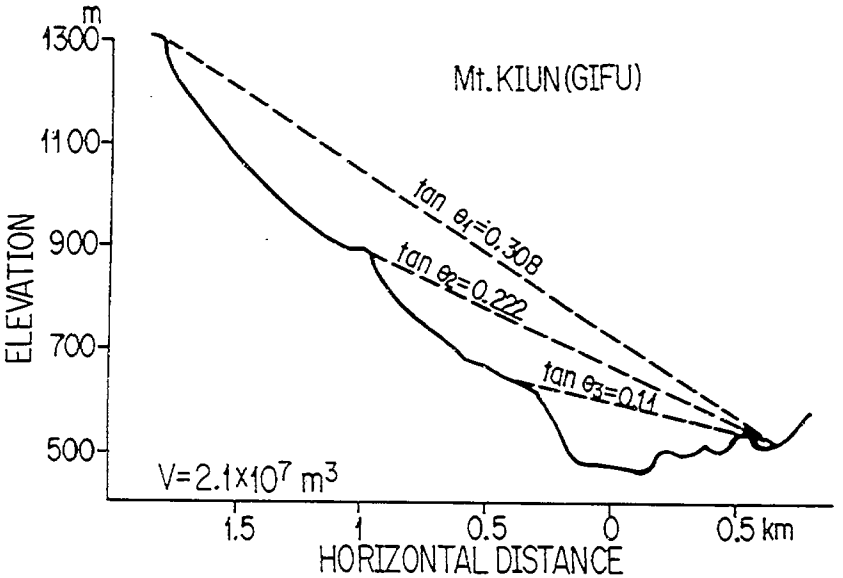

Mt.BANDAI(FUKUSHIMA)
m
2000
1500
1000
500
ELEVATION
tan θ1=0.11
tan θ2=0.005
tan θ3=0.003
V=1.5x10^9 m^3
0
5
10
15 km
HORIZONTAL DISTANCE

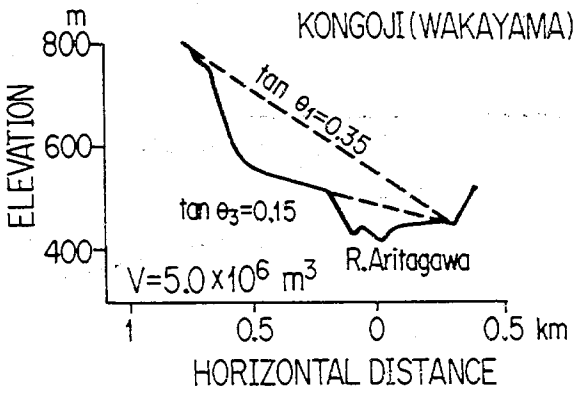

OYA(SHIZUOKA)
m
2000
1500
1000
500
ELEVATION
tan θ1=0.15
tan θ2=0.11
tan θ3=0.09
V=1.2x10^8 m^3
0
5
10 km
HORIZONTAL DISTANCE

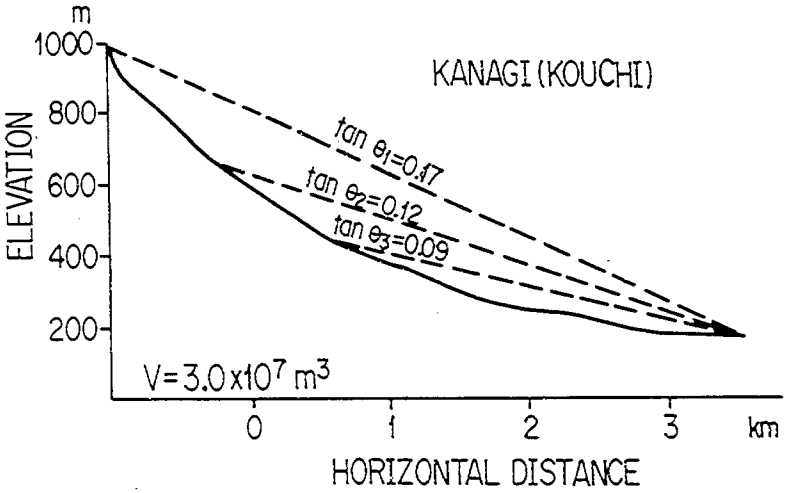

Mt.MAYU(NAGASAKI)
ELEVATION
m
1000
500
0
tan θ1=0.12
tan θ2=0.05
tan θ3=0.025
V=4.8x10^8 m^3
0
5
10 km
HORIZONTAL DISTANCE

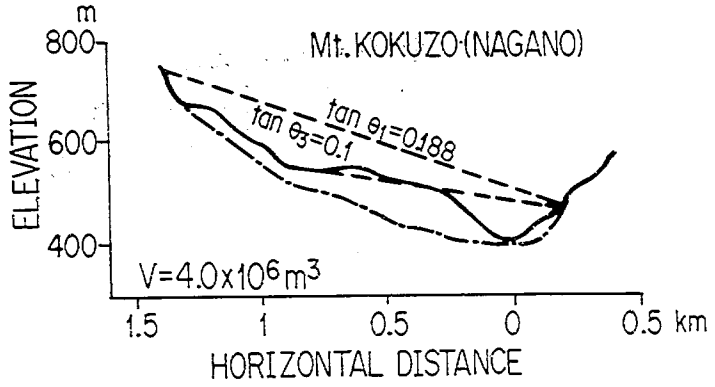

Mt.MACHII (SHIGA)
ELEVATION
m
1000
800
600
400
tan θ1=0.375
tan θ3=0.094
V=4.0x10^6 m^3
R.Adogawa
1.5
1
0.5
0
0.5 km
HORIZONTAL DISTANCE

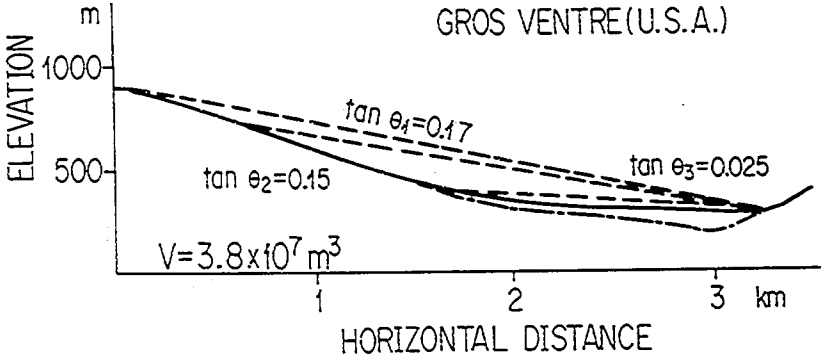

Mt.HIETA(NAGANO)
ELEVATION
m
1500
1000
500
tan θ1=0.143
tan θ3=0.115
tan θ2=0.123
V=1.5x10^8 m^3
0
5
10 km
HORIZONTAL DISTANCE

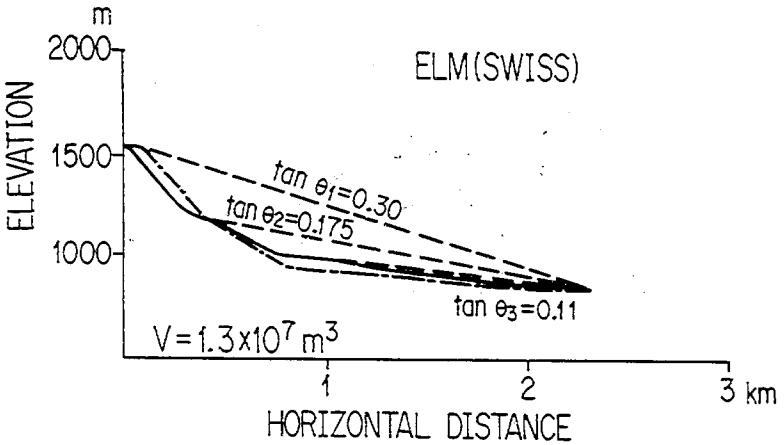

Mt.KIUN(GIFU)
ELEVATION
m
1300
1100
900
700
500
tan θ1=0.308
tan θ2=0.222
tan θ3=0.11
V=2.1x10^7 m^3
1.5
1
0.5
0
0.5 km
HORIZONTAL DISTANCE

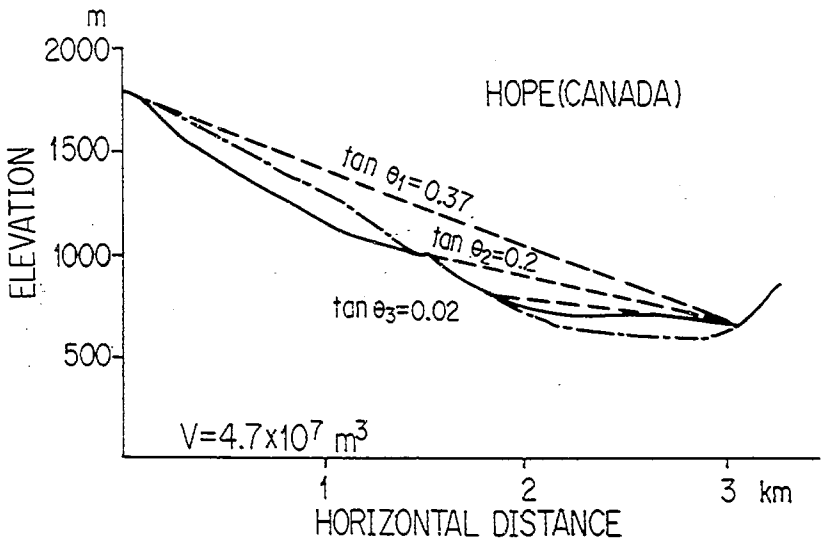

KONGOJI (WAKAYAMA)
m
800
600
400
ELEVATION
tan θ1=0.35
tan θ3=0.15
R.Aritagawa
V=5.0x10^6 m^3
1
0.5
0
0.5 km
HORIZONTAL DISTANCE

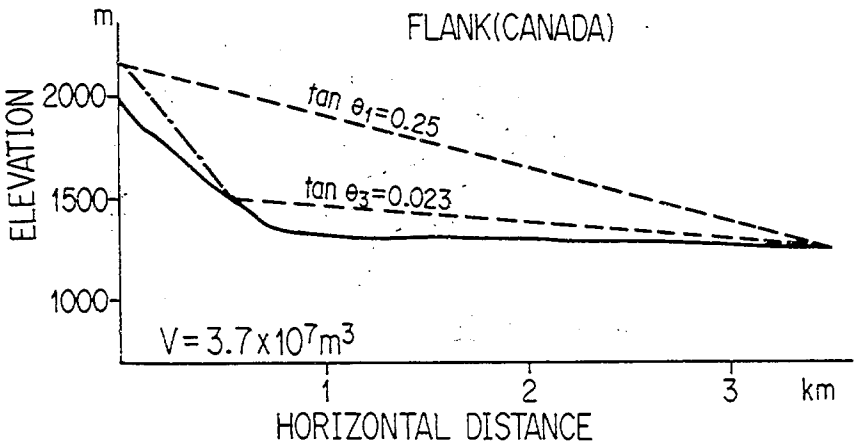

KANAGI (KOUCHI)
m
1000
800
600
400
200
ELEVATION
tan θ1=0.17
tan θ2=0.12
tan θ3=0.09
V=3.0x10^7 m^3
0
1
2
3
km
HORIZONTAL DISTANCE

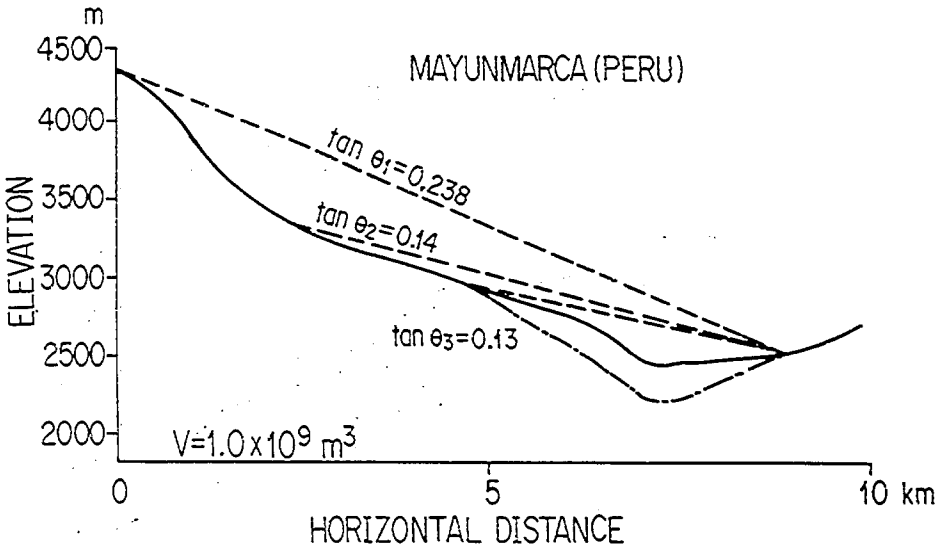

Mt. KOKUZO (NAGANO)
m
800
600
400
ELEVATION
tan θ1=0.188
tan θ3=0.1
V=4.0x10^6 m^3
1.5
1
0.5
0
0.5 km
HORIZONTAL DISTANCE

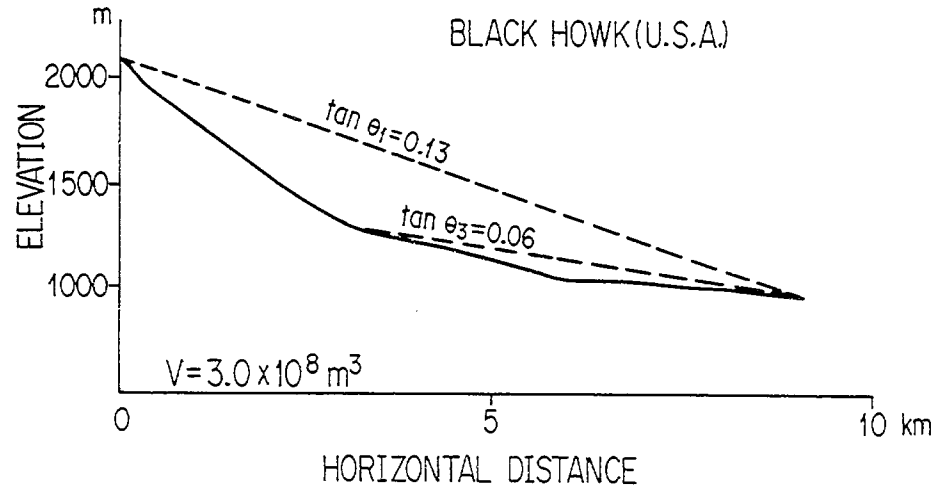

GROS VENTRE (U.S.A.)
m
1000
500
ELEVATION
tan θ1=0.17
tan θ2=0.15
tan θ3=0.025
V=3.8x10^7 m^3
1
2
3
km
HORIZONTAL DISTANCE

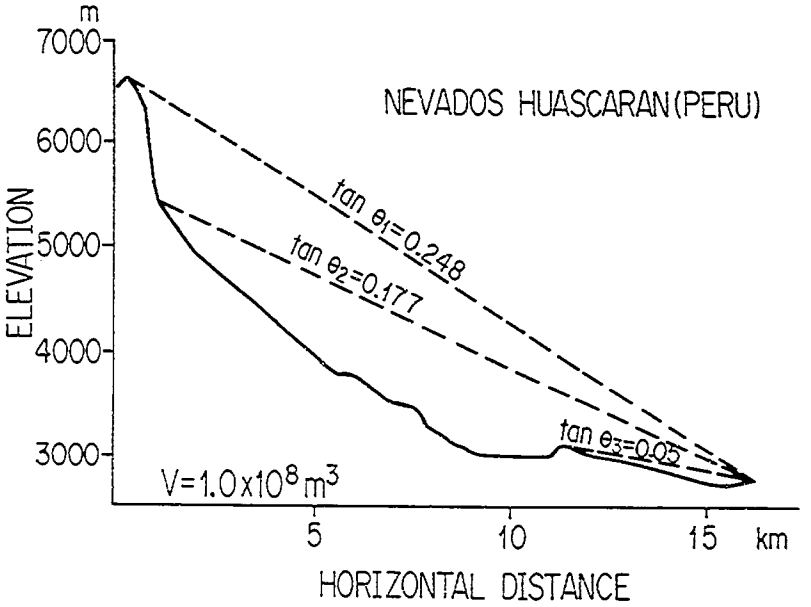

ELM(SWISS)
m
2000
1500
1000
ELEVATION
tan θ1=0.30
tan θ2=0.175
tan θ3=0.11
V=1.3x10^7 m^3
1
2
3 km
HORIZONTAL DISTANCE

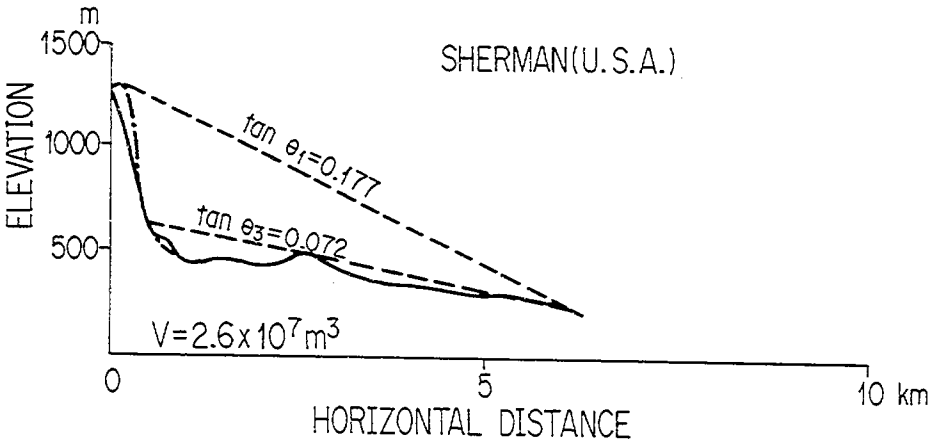

HOPE(CANADA)
m
2000
1500
1000
500
ELEVATION
tan θ1=0.37
tan θ2=0.2
tan θ3=0.02
V=4.7x10^7 m^3
1
2
3 km
HORIZONTAL DISTANCE

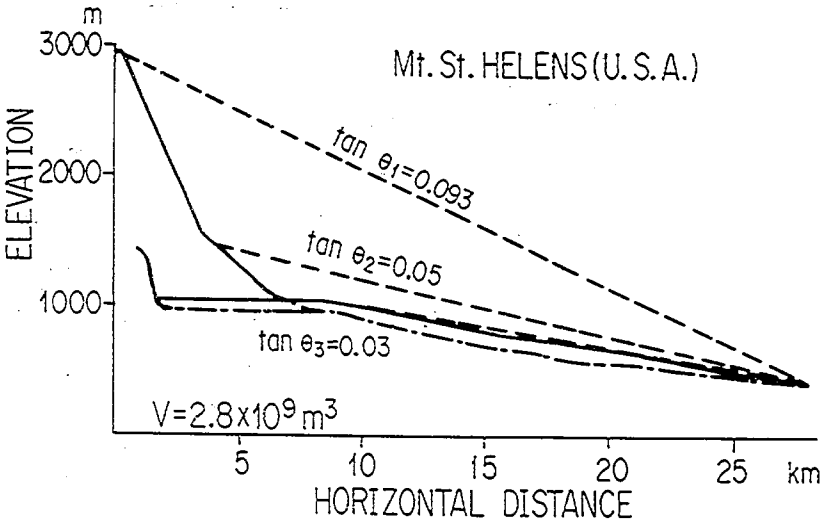

FLANK(CANADA)
m
2000
1500
1000
ELEVATION
tan θ1=0.25
tan θ3=0.023
V=3.7x10^7m^3
1
2
3
km
HORIZONTAL DISTANCE

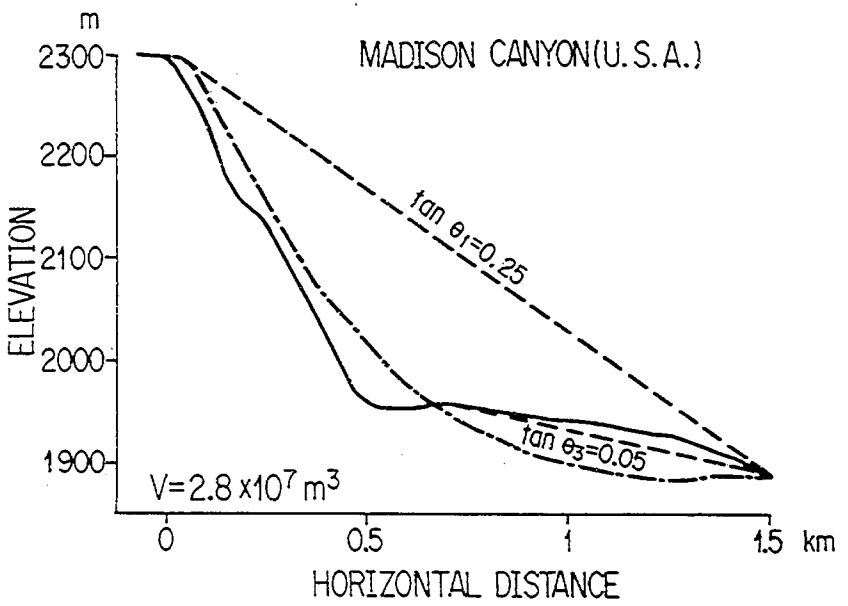

MAYUNMARCA (PERU)
m
4500
4000
3500
3000
2500
2000
ELEVATION
tan θ1=0.238
tan θ2=0.14
tan θ3=0.13
V=1.0x10^9 m^3
0
5
10 km
HORIZONTAL DISTANCE


BLACK HOWK(U.S.A.)
m
2000
1500
1000
ELEVATION
tan θ1=0.13
tan θ3=0.06
V=3.0x10^8 m^3
0
5
10 km
HORIZONTAL DISTANCE


NEVADOS HUASCARAN(PERU)
m
7000
6000
5000
4000
3000
ELEVATION
tan θ1=0.248
tan θ2=0.177
tan θ3=0.05
V=1.0x10^8 m^3
5
10
15 km
HORIZONTAL DISTANCE


SHERMAN(U.S.A.)
m
1500
1000
500
ELEVATION
tan θ1=0.177
tan θ3=0.072
V=2.6x10^7 m^3
0
5
10 km
HORIZONTAL DISTANCE


Mt. St. HELENS(U.S.A.)
m
3000
2000
1000
ELEVATION
tan θ1=0.093
tan θ2=0.05
tan θ3=0.03
V=2.8x10^9 m^3
5
10
15
20
25 km
HORIZONTAL DISTANCE


MADISON CANYON(U.S.A.)
m
2300
2200
2100
2000
1900
ELEVATION
tan θ1=0.25
tan θ3=0.05
V=2.8 x10^7 m^3
0
0.5
1
1.5 km
HORIZONTAL DISTANCE

文献リスト

1．中村洋一，青木謙二郎（1980）：磐梯山，月刊地球２，p.430～434

丸田英明（1968）：裏磐梯泥流に関する若干の考察，地理学評論41－7　p.463～469

2．長岡正利他（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，火山体の解体及びそれに伴う土砂移動，シンポジウム資料，日本地形学連合編　p.63～77

建設省土木研究所（1985）：御岳崩れに起因する土砂動態調査，報告書

3．河内晋平（1983）：八が岳大月川岩屑流，地質学雑誌89　p.173～182

4．町田洋（1962）：荒廃河川における侵食過程―常願寺川の場合―　地理学評論35　p.157～174

5．町田洋（1964）：姫川流域の一渓流の荒廃とその下流部に与える影響，地理学評論37　p.477～487

6．伊藤和明（1983）：善光寺地震―山崩れと洪水の恐怖―　地理４　p.45～54

7．平野昌繁（1981）：空中写真でみる地形災害―歴史的大災害（その１）―　京大防災研年報24　B－1　p.1～12

8．町田洋（1959）：安倍川上流部の堆積段丘―荒廃山地にみられる急速な地形の変化の一例―　地理学評論32　p.520～531

9．古谷尊彦他（1984）：地震に伴う歴史的大崩壊の地形解析　京大防災研年報27　B－1　p.1～10

10．鈴木隆介（1982）：現場技術者のための地形図読図入門29，集団移動地形（その５　崩落地形）　測量　p.45～54

11．７と同じ

12．古谷尊彦（1983）：雲仙，眉山崩れ，地理４　p.36～44

21．McSaveney.M.T.(1978) :Sherman Glacier rock avalanche. Alaska, U.S.A In:Voight. B(ed.) Rockslide and Avalanches 1, p.197258

22. Mathews W.H. and McTaggart T.C. (1978):Hope rockslides, British Columbia, Canada In:Voight. B(ed.) Rockslide and Avalanches 1, p.259275

23. Hadley J.B. (1978) :Madison canyon rockslide. Montana, U.S.A. In:Voight. B(ed.) Rockslide and Avalanches 1, p.167180

24. Fahnestock R.K(1978) :Little tahoma peak rockfalls and avalanches, Mt.Rainier. Washington, U.S.A. In:Voight. B(ed.) Rockslide and Avalanches 1, p.181196

25. Voight B. (1978) :Lower Gros Ventre slide. Wyoming, U.S.A. In:Voight. B(ed.) Rockslide and Avalanches, 1, p.113166

26. Cruden D.M. and krahn J.(1978):Flank rockslide , Alberta, Canada. In:Voight. B(ed.) Rockslide, and Avalanches 1, p.97112

27. Hsu K.J (1978) :Alber Heim:Observation on landslides and relevance to modern interpret ation. In:Voight. B(ed.) rockslide and Avalanches 1, p. 7193

Hsu K.J (1975) :Catastrophic Debris Streams Generated by Rockfalls Geological Society of America Bulletin 86 p.129140

28. Plafker G. and Ericksen G.E.(1978):Nevados Huascara'n avalanches. Peru. In Voight. B(ed.) rockslide and Avalanches 1, p.277314

29. Kojan E. and Hutchinson J.N (1978):Mayunmarca Rockslide and debris flow. Peru. In voight. B(ed.) rockslide and Avalanches 1 p.315361

30. Johnson B.(1978) :Blackhawk landslide, California, U.S.A. In Voight. B(ed.) rockslide and Avalanches 1 p.481504

31. Plafker G and Eyzaguirre V.R. (1978):Rock avalanche and wave at chunger, Peru. In voight. B.(ed.) rockslide and Avalanches 2, p.269278

32. Clague J.J and Souther J.G. (1982):The dusty creek landslide on Mt.Cayley. British Columbia, Can.J. Earth Sci.19 p.324 339

33. U.S.Army Corps of Engineers (1984):Mt.St.Helens cowlitz and tontle Rivers Sedimentation Study1984 UPDATE p.167

Voight B. et al (1983) :Nature and Mechanics of the Mt.St Helens rockslideavalanche of 18 May 1980. Geotechnique 33. p.258 273

34. Wang S et al(1985) :On the Characteristics and Dynamics of the Catastrophic Mount sale Landslide Kansu. China. Proc. Ⅳth International on landslide. p.429432

その他の参考文献

Tadahide UI (1983) :Volcanic dry avalanche depositsIdentification and comparison with nonvolcanic debris stream deposits. Journal of Volcanology and Geothermal Research, 18 p.135150

Lee Siebert (1984) :Large volcanic debris avalanches : Charactenstics of source areas, depsits, and associated eruptions Journal of Volcanology and Geothermal Reseach. 22 p.163197

David K. Keefer (1984) :Rock Avalanches caused by Earthquakes : Source Characteristics Science 223 p.1288～1290

町田洋（1984） ：巨大崩壊，岩屑流と河床変動，地形５－３ p.155～178

奥西一夫（1984） ：大規模崩壊のメカニズム 地形５－３ p.179～193

奥田節夫（1984） ：歴史的記録からみた大崩壊の土石堆積，状態の特性 京大防災研年報27 B－1 p.353～367

古谷尊彦他（1984） ：地震に伴う歴史的大崩壊の地形解析，京大防災研年報27 B－1 p.387～396

地震に伴う大規模斜面崩壊に関する研究—崩壊の発生と崩壊土砂の流下機構の解明—

ISSN 0386-5878
土研資料第2544号
昭和63年2月（1988）

振動研究室・砂防研究室・地すべり研究室
急傾斜地崩壊研究室・地質研究室

要　旨

本資料は，土木研究所が昭和60年度及び昭和61年度の2ケ年をもって実施した重点基礎研究の成果をとりまとめたものである。その内容は，大規模斜面に作用する地震動，崩壊斜面の地形的特徴，地質的特徴，土質工学的特徴ならびに崩壊土砂の流下機構に関するものである。さらに，巻末には，大規模斜面崩壊事例集を付している。

キーワード：大規模斜面崩壊，地震，地震動，地形，地質，地すべり，土石流，地震災害，土砂災害。