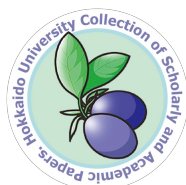




HOKKAIDO UNIVERSITY

Title	航空写真による林地崩壊に関する研究
Author(s)	藤原, 滉一郎; FUJIWARA, K?ichir?
Citation	北海道大學農學部 演習林研究報告, 27(2), 297-345
Issue Date	1970-11
Doc URL	https://hdl.handle.net/2115/20877
Type	departmental bulletin paper
File Information	27(2)_P297-345.pdf



航空写真による林地崩壊に関する研究

藤原 滉一郎*

A Study on the Landslides by Aerial Photographs

By

Kōichirō FUJIWARA

目 次

緒 言	297
I. 対象にした崩壊の形態と定義	299
II. 研究の方法	304
1. 航空写真による崩壊地の判読と測定	304
1) 航空写真上での崩壊地の判読	304
2) 航空写真上での崩壊地面積の測定	305
2. 調査地の概況	308
1) 平取地区	308
2) 浦幌地区	309
3. 調査流域と崩壊量	311
III. 崩壊の発生量	312
1. 崩壊発生の誘因	312
2. 皆伐跡地における崩壊の発生量	318
3. 林地における崩壊の発生量と地層・地形との関係	323
1) 崩壊と地層の関係	323
2) 崩壊と地形の関係	328
IV. 崩壊地の自然復旧	332
1. 自然復旧の量	332
2. 自然復旧に要する期間	336
結 言	337
要 約	338
参 考 文 献	340
Summary	344

緒 言

山崩れは、河川の氾濫や地震などにくらべると局所的な現象であるが、山地においては普遍的に発生する現象である。とくに、日本のように降水量が多く、急斜面をもつ山地に富んだところでは、山崩れは地形形成の一過程であるだけではなく、災害⁹⁸⁾の原因にもなる現象である。山崩れは、直接的に災害に結びつく場合もあるが^{67), 83)}、一般的には、河川に供給される土

* 北海道大学農学部演習林

砂石の生産源として、河川災害の一部に位置づけされている^{2),34),35),39),55),64),115)}。

したがって、山崩れについて、地形学的立場だけではなく、災害の原因を追及するという面からも研究がなされている。日本では、地質学者である横山・脇水らによって研究がはじめられた^{44),45),126),131)}。その後、自然地理学的・土木工学的あるいは砂防工学的な研究が加わり、戦後はあいついで洪水災害があったので、建設省・林野庁など官庁関係からも数多くの報告がなされている。

これらの研究は大きく二つに分けられる。一つは、土質力学的方法を主としたもので、山崩れは、土層の力学的平衡が破壊して発生するという観点に立ち、土壌中の滲透水の問題、崩壊面の力学的解析、土壌の内部摩擦角・粘着力との関係などの面から山崩れの発生条件を解明しようとする研究である^{9),10),23),51),88),99),110),111),116),119),121)}。

他の一つは、山崩れは、斜面形成あるいは流域地形発達の主要因であるという立場から、山崩れの分布、発生位置、規模などと発生因子(地質・地形・雨量など)との関係を究明し、そこから山崩れ発生の機構を考察する研究である^{1),5),14),17),38),71),74),75),89),112),124)}。

後者の研究で、調査時点の崩壊地の現存量を資料とすることが多いが、この場合、一つの問題点が含まれている。崩壊現象は瞬間的なものであり、崩壊した跡地が崩壊地として残る³³⁾。このため、一時点の調査では、特定の原因による崩壊の発生量を正しくとらえることは困難である。また、崩壊地には、再び植生で被覆され、復旧して崩壊地ではなくなるという概念が含まれている^{11),13),90)}。したがって、崩壊地の一時点の現存量は、無条件には崩壊の発生量の指標とはなり得ない。

崩壊発生の予知を追及したものに、山地災害の免疫性を指摘した小出(1955)⁵⁸⁾の研究や、崩壊した土砂石は再び山腹に戻ることはあり得ないという崩壊現象の不可逆性と、崩壊物質は基岩上の風化物質でこれが再び形成されるまでは崩壊は発生しないという観点から論じた遠藤(1966)¹⁷⁾の研究がある。筆者は崩壊発生の予知について、これらの研究の成果をさらに発展させるためには後者の研究で崩壊発生に関係する要素とされているものについて、厳密な意味での崩壊発生量にもとづいて、再検討する必要があると考えた。

また、崩壊は、山崩れの一部として、前述のように河川災害に関連づけられ、土砂石の一次的生産源として位置づけられているが、この面でも、新たに発生する崩壊と既存の崩壊地とは区分して位置づけることが必要である。崩壊が、新たに発生した場合は、数十 cm～数 m の深さの土層が一瞬の間に崩れおち、多くは豪雨のとき崩壊するので、土砂石が集中的に流水に供給されることになる。一方、既存の崩壊地では、豪雨などで部分的に拡大することもあるが、一般的には、落石や表面浸食という現象で土砂を生産する。この量については、東(1966)²⁷⁾の金網張工をした崩壊地の岩盤露出カ所で、1年間に風化した深さは40～120 mm であるという報告、石川等(1966)⁴⁰⁾の、第三紀層山地の崩壊地の浸食深は1年間1～6 cm であるという報告がある。また、多くの崩壊地では、落石・表面浸食で生じた土砂石は崖錐を形成する。この

ように、崩壊地からの土砂の生産は、崩壊の新たに発生する場合にくらべて、量的にも、質的にも著しくことなる。

したがって、崩壊の土砂石生産上の位置づけを確立するためにも、崩壊と崩壊地とを区別し、崩壊の発生量、崩壊地の時間的推移を明らかにすることが必要である。

筆者は、確実な時間を導入するため、ことなる時点で撮影された航空写真を対比することを考えた。現在、数年の間をにおいて同一地域が撮影されている。崩壊は、瞬間的に発生し、終了する現象であるから、この方法では、特定の誘因で発生した崩壊地を確認することはできないが、撮影と撮影の期間に発生したもの、復旧したものを知ることができる。

この研究では、航空写真を用いて、北海道に広く分布し、崩壊地が多くみられる第三紀層山地を対象にして、崩壊の発生量、崩壊地の自然復旧量を具体的に明らかにし、そのうえでこれらに強く関係する要素について考察した。

この研究をすすめるにあたって、終始懇切なご指導を賜った北海道大学農学部教授村井延雄博士、北海道大学農学部助教授東三郎博士、ならびに航空写真に関してご指導を賜わり、格別のご配慮をいただいた北海道大学農学部教授・演習林長谷口信一博士に深く謝意を表する。また、研究に際して有益な助言を賜った林業試験場北海道支場防災室研究長遠藤泰造博士に深く感謝する。野外における調査・資料の収集にご援助を賜った北海道林務部治山課、札幌営林局治山課の各位、さらに資料整理に献身していただいた有永宣子氏、永原三枝氏に謝意をのべる。

I. 対象にした崩壊の形態と定義

山崩れといわれている現象は、自然現象で、いくつかの条件が総合的に作用して発生するものであり、この分類や定義にまだ統一された見解はみられない。とくに、地すべりと崩壊・山崩れの関係では、同じ言葉でも、人によってことなる現象をさしていることがある。

この研究のように、時間の概念をいれて山崩れ現象をみるときは、崩壊と地すべりの間には大きな違いがある。崩壊では、崩壊した土砂は、一部は崖錐として長期間残ることもあるが、大部分は、溪床や溪岸の堆積土砂として位置づけられるようになる。地すべりの場合は、移動した土塊の大部分が斜面上に残って、この移動土塊も含めて地すべり地とすることが多い。したがって、崩壊地には、自然にあるいは人為的に植生で被覆され、復旧するという概念が使われているが、地すべり地には、復旧するという概念ではなく、移動が休止しているという言葉が妥当である。

このため、最初に対象とした崩壊の形態を明らかにし、関連する現象も含めて分類と定義を行なった。

第三紀層山地が豪雨のときに、他の地層にくらべて崩壊が発生しやすいことは、横山(1911)¹³¹⁾、脇水(1920)¹²⁶⁾等の先駆者によっても指摘されている。小出(1955)⁵⁸⁾は、第三紀層山

地には、地下水型山崩れ、顔雪型山崩れが多いとのべている。全国的な資料によって他の地層や岩石と対比したものには、建設省砂防課関係の1947年以來の水源崩壊調査をまとめた横田(1965)¹³⁰⁾の報告、治山事業調査の崩壊地資料をまとめた林野庁(1959)⁹⁵⁾の報告がある。いずれも、堆積岩の中では、古生層とならんで崩壊地が多く、1 km² 当り、前者では7カ所 0.25 ha、後者では66カ所 0.92 ha となっている。

北海道では、第三紀層山地が約200万 ha あり総面積の35%に達する。これらの第三紀層は、渡島半島部や道東の一部の地域を除けば比較的火山活動の影響が少なく、進入した火山岩あるいは凝灰岩が地層の主体を占めることはまれである。多くは、泥岩、シルト岩、砂岩などが主要構成岩となっている。しかも、分布は低山帯を占めているので、丘陵性の地形をなすところが多い。このような第三紀層山地に崩壊地が多く、とくに皆伐跡地では崩壊地面積が総面積の10%以上に達しているところもある^{1), 12), 49)}。

この崩壊地の多くは、林野庁の報告⁹⁵⁾の平均の崩壊の深さ2 m、面積1,400 m² という第三紀層の崩壊地にくらべて規模は小さく、崩壊の深さ50 cm 位、面積数百 m² のものである。崩落する物質は風化土層のみで、崩壊面は、崩壊直後は比較的平滑であるが、時間を経ると露出した基岩に風化の難易による凹凸を生ずる。写真1, 2, 3, 5に示す山腹剝落型の崩壊地である。丘陵性山地でも、水路に面して比高20~30 m、傾斜40°位の平滑な斜面が形成されていて、この斜面に多くの崩壊が発生している。この山腹剝落型崩壊地は、なだれの多い天北地域でも積雪の少ない日高・道東地域でも、ほぼ同じ形態でみられ、積雪層の移動など特定の誘因による形態ではなく⁵⁸⁾、基岩の massive な岩質と丘陵性の小規模な斜面の性格を反映した形態と考えられる。



写真1 第三紀層山地の崩壊地(問寒別・清川)

Photo 1. Scars of debris-slide at tertiary mountain (Toikanbetsu).



写真 2 第三紀層山地の崩壊地 (平取・二風谷)

Photo 2. Ditto (Biratori).

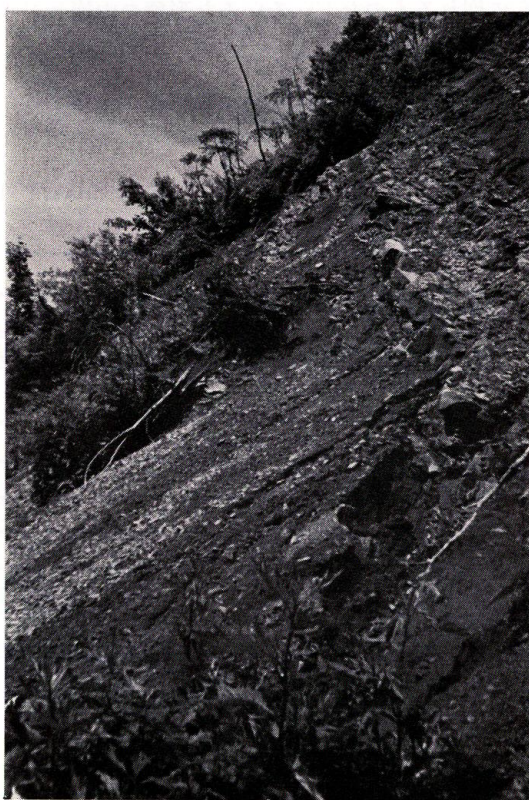


写真 3 第三紀層山地の崩壊地。崩壊後年月を経ると露出した岩盤の風化の難易で凸凹が生じる (平取・二風谷)

Photo 3. A scar of debris-slide (Biratori). In general, if a scar remains for a long years the surface of exposed rocks becomes rugged by weathering actions as in photo.



写真 4 小規模 (約 300 m²) な地すべり (平取・パンケセタナイ)

Photo 4. A small slump, in stereo pair (Biratori).

もちろん、北海道の第三紀層山地でも、谷頭部が凹地状に崩れるもの、山腹斜面や崖錐の脚部が流水の浸食を受けてその上部の風化土層が崩れるもの、また写真4のように山腹が数 m の深さで、すべったように崩れるものなどいろいろな形態の山崩れがみられる。しかし、最も数の多いものは、山腹剝落型の山崩れである。

このような山地における風化土層や岩塊の崩れを定義し分類することは、これまで多くの人によってなされている。

今日、広く引用されているものは、つぎのような C. F. S. SHARPE (1937)¹⁰⁰⁾ の分類である⁷⁾、⁸⁾, ²²⁾, ³⁶⁾, ⁹⁴⁾, ⁹⁹⁾, ¹⁰³⁾, ¹²²⁾。

MOVEMENT			EARTH or ROCK				
KIND		RAT	ICE		WATER		
			CHIEFLY ICE	EARTH OR ROCK PLUS ICE	EARTH OR ROCK, DRY OR WITH MINOR AM'TS OF ICE OR WATER	EARTH OR ROCK PLUS WATER	
WITH FREE SIDE	FLOW	GLACIAL TRANSPORTATION	ROCK - CREEP				FLUVIAL TRANSPORTATION
			TALUS - CREEP				
			SOIL - CREEP				
			SOLIFLUCTION				
			EARTHFLOW				
	SLIP (LAND SLIDE)		MUDFLOW SEMIARID, ALPINE, VOLCANIC				
			DEBRIS-AVALANCHE				
			SLUMP				
			DEBRIS-SLIDE				
			DEBRIS-FALL				
NO FREE SIDE	SLIP or FLOW		ROCKSLIDE				
			ROCKFALL				
			SUBSIDENCE				

日本では、A. HEIM (1882) の分類も早くから紹介され⁴⁴⁾、脇水 (1912)¹²⁶⁾ が山地崩壊の総括的な研究にもとづいて分類を行なっている。その後も、中村 (1934)⁷⁷⁾、渡辺 (1935)¹²⁷⁾、宮部 (1935)⁶⁶⁾、平田 (1939)³¹⁾、四手井 (1954)¹⁰¹⁾、小出 (1955)⁵⁸⁾ 等が、山崩れとこれに関連する現象についての分類を発表した。また、この分類の基準には崩れる物質の種類、運動の型・速さ・大きさ・原因・移動物質内の含水量など多くの要素が使われている。

筆者は、これまでの分類を参考にし、北海道の第三紀層山地の状態から、つぎのように定義し、分類した。

山崩れ： 主として重力の作用による浸食現象で、斜面上の比較的乾いた土石が、すべりや落下で下方に移動する現象。

とし、つぎのようなものが含まれる。

山崩れ { 落 石
崩 壊
地すべり

山崩れには、Solifluction^{8), 96)} や土石流・山津波¹²⁷⁾・層状浸食¹¹⁴⁾・雨裂浸食なども含めていることもあるが、Solifluction は、北海道では高山など特定の地域にしかみられないこと、ほかの現象は流水が大きな役割を果す現象であるから山崩れに含めないことにした。

落 石： 岩石の一部が基岩から離れて脱落する現象。土砂が斜面上を転落する現象。

崩壊地などの急な裸地斜面で、露出した岩盤の一部が風化して転落したり、滑落崖の風化土層が落ちる現象で、これが主要な役割を果して生じた崖錐は多くみられる。日本では、限られた場所・期間でのみ問題となるが、高山・高緯度・乾燥地域などの植物被覆のない急斜地では、山崩れの主要な現象である^{3), 94)}。

崩 壊： 斜面の土層・風化堆積物・岩石などが、個々にあるいは結合して急速に崩れ落ちる現象。

SHARPE の分類の Debris-slide に相当する現象である。脇水 (1912)¹²⁶⁾・小出 (1955)⁵⁸⁾ が山崩れとし、さらに細分しているが、筆者は一括して崩壊とした。写真 1, 2, 3 に示すような山腹の剝落型崩壊だけでなく、溪岸の崩壊や谷頭の崩壊も含まれている。地すべりや落石は特定の地質条件や地理的条件のところに発生するが、崩壊は、急斜地で森林におおわれている地域では、山崩れの中で最も普遍的な現象である。

地すべり： 斜面の一団の範囲が、摩擦抵抗の減少にともない、すべり (Slip) によって安定しようとする現象。

SHARPE の分類では、Slump だけでなく Creep, Earth-flow の一部も、地すべりに含まれる。

地すべりは、一般的には崩壊にくらべて移動速度が遅いことで特徴づけられているが、急激なものもあり、運動の速さだけでは区分できないので上述のように定義した。写真 4 の山崩

れも、規模は小さいが地すべりである。

II. 研究の方法

1. 航空写真による崩壊地の判読と測定

崩壊を定量的に表現するには、崩壊カ所数・崩壊面積・崩壊土量などが用いられている。崩壊を河川に供給される土砂石の生産源として論ずる場合には、崩壊土量で表わすことが最も望ましい。崩壊土量は、崩壊地の斜面積と平均の崩壊深さから求めていることが多い。しかし、崩壊地で平均の崩壊深さを測定しようとすれば、すでに測定の対象物は崩落したあとなので直接的測定は不可能である。その推定の根拠についても多くの論点があり、また、どの時点を基準として測定するかなど困難な問題がある。崩壊カ所数や崩壊地の面積についても、形が樹枝状や複雑な場合のカ所数のとり方や、崩壊地の範囲などについて明確な規準はなく、測定者による差が生ずるのは避けられないが、崩壊土量にくらべて比較的正確に測定できる。

筆者は、航空写真の性格も考慮して、崩壊地を定量的に表わす要素として、数と面積を用いることにした。

使用したのはつぎの写真である。

地 区	山 番 号	撮 影 年 月	カ メ ラ	焦点距離 (cm)	高 度 (m)
平 取	40 (日 高)	1956 年 9 月	R.M.K.	21	5000
	328 (第二日高)	1963 年 6 月	”	21	5100
浦 幌	46 (音 別)	1956 年 6 月	R C 8	21	5200
	380 (浦 幌)	1964 年 6 月	”	21	5200

1) 航空写真上での崩壊地の判読

崩壊地は、普通写真上では白く映る。崩壊地と色調の似ているのは、土石の堆積している溪床・畑・ササ生地などである。これらと崩壊地との区別は、実体視あるいは逆実体視によってほぼできる。また、ササ・オオブキなどの群生しているところ、あるいは小面積皆伐をしたばかりのところは、色調が崩壊地の復旧しかけたものあるいは湧水などで湿っている崩壊地と似ている。これらは、地形や周囲の状況、新旧写真の対比などから総合的に判断した。

一方、崩壊斜面全体に苔類が生えていたり、湧水があって全面的に湿っている崩壊地は見落しやすい。これらが陰に入っているときはとくに判読しにくい¹⁰⁶⁾。また、高木の繁っているところでは、谷頭の小崩壊やスプーン状の細長いもの、溪岸の小崩壊は、樹冠の下にかくれたり、樹の陰にかくれて見落しやすい。

日高の平取地区で 100~200 ha の小流域 8 カ所で踏査し、現地と写真を対比してみた。皆伐跡地など高木のないところでは 30 m² の大きさのものまで判読できるし、高木のあるところでも、溪岸や谷頭の小規模なもの (100 m² 以下) を除いて判読できることを確かめた。

2) 航空写真上での崩壊地面積の測定⁶⁰⁾

航空写真上の崩壊地の面積は、0.5 mm 方眼の入ったミニマスターを写真上にあてて、方眼数を 1 方眼 (0.5 mm×0.5 mm) の 1/10 まで目測し求めた。飛行高度 5000 m、カメラの焦点距離 21 cm で撮影した写真では、縮尺約 1/24000 となり、1 方眼の面積は 142 m²、最小の読みは約 15 m² となる。個々の崩壊地面積は、この方法で 10 m² 単位で算出した。

このようにして測定した写真上の面積には写真自体がもっている誤差を含んでいる。これの主なものは、

- ① 比高の変化による縮尺の変化
- ② 崩壊地が傾斜していることによる写真像の歪み
- ③ カメラの傾きによる写真像の歪み

である。

- ③ のカメラの傾きによる偏位量は

$$dr = \frac{r^2}{f} \sin \delta \cdot \sin i$$

dr : 偏位量

r : 写真上の主点から影像までの距離

f : カメラの焦点距離

δ : 最大傾斜線に直角な方向より測った影像の方向線の角度

i : カメラの傾き

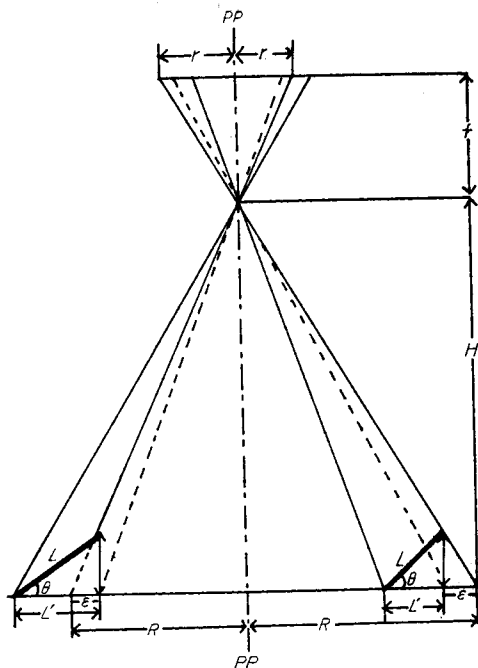
で表わされる。いま、カメラの焦点距離 21 cm、比高 4200 m (縮尺 1/20000) の写真で、像の歪みが最も大きくなる場合を想定し、カメラの傾きが 5° で、主点より 7 cm のところにある最大傾斜線上の 100 m の長さのものの歪みを求めると約 4 m である。普通カメラの傾きは 3° 以内であり、歪みは主点からの距離が小さくなるにつれて、また最大傾斜線からずれるにつれて小さくなるから、この歪みは無視することができる。

- ① および ② については、つぎのような方法で修正を行なった。

A. 比高の変化、傾斜による歪みの修正法

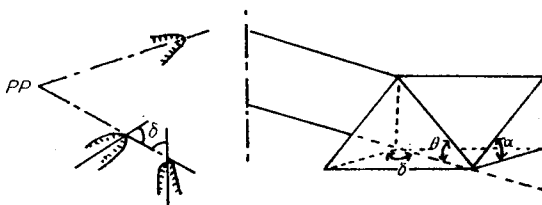
写真縮尺は、カメラの焦点距離と地表からカメラまでの距離との比であるから、地表に起伏があれば、同一写真でも場所によって縮尺がことなる。崩壊地面積は、写真上の面積に、写真縮尺の分母数の二乗を乗じて求めることになる。いま、飛行高度 5000 m、カメラの焦点距離 21 cm で撮影した写真であれば、標高 0 m の地点の縮尺は 21/500000 であるが、標高 x m の地点では 21/100 (5000- x) となる。比高が 100 m ことなれば、縮尺では 2% ことなり、面積では 4% の差となり、500 m ことなれば縮尺では 10%、面積では約 20% の差が生ずることになり、無視できない大きさである。写真上に示されている飛行高度と地形図上で 100 m 単位に読みとった地盤高との差を比高とし、100 m 括約で縮尺を求めた。

崩壊地が傾斜しているための歪みは、Fig. 1に示すように長さ L のものは、傾斜しているために、写真上には $(L' + \epsilon)$ 、または $(L' - \epsilon)$ の縮尺として映る。



f : focal length of camera
 H : lens height above ground
 pp : principal point
 L : length of the slope
 L' : horizontal length of L
 ϵ : error of L'
 r : photographic distance from the pp to the top of the slope
 R : ground distance corresponding to r
 θ : inclination of the slope

Fig. 1-1. Relief displacement on a vertical photograph.



α : inclination of the slope
 δ : angle formed radial line on the top and maximum inclined line of the slope
 θ : "apparent inclination" of the slope

Fig. 1-2. Apparent inclination degree on aerial photograph.

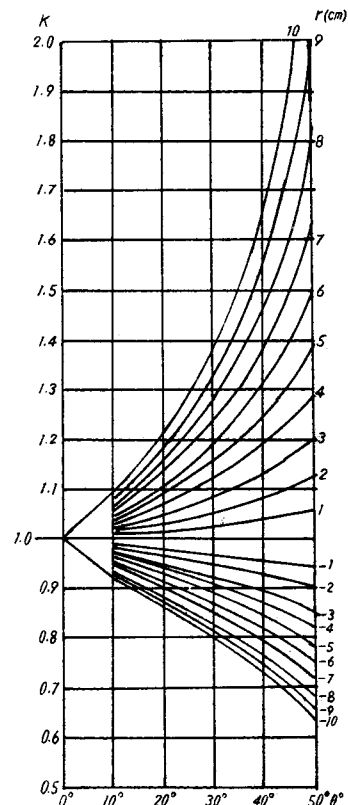
(L) と $(L' \pm \epsilon)$ との比を k とし、写真上から得た面積にこの k を乗ずれば、傾斜による面積の歪みは修正されることになる。

$$k = \frac{L'}{L' \pm \epsilon} = \frac{H}{H \pm R \tan \theta}$$

$R = \frac{H}{f} r$ であるから、これを上式に代入すれば

$$k = \frac{H}{H \pm \frac{H}{f} r \tan \theta} = \frac{1}{1 \pm \frac{r}{f} \tan \theta}$$

がえられる。



$$K = \frac{H}{H \pm \frac{H}{f} r \tan \theta}$$

Fig. 2. A intersection chart of correction value "k" as "f" is 21 cm.

f は既知であるし、 r は写真上で測定できる。

この式の θ は、崩壊地の傾斜とはことなることが多い。

崩壊地の傾斜方向と主点からの放射線が Fig. 1-2 の上のように一致すれば、崩壊地の傾斜が θ に等しくなる。しかし、一般には Fig. 1-2 の下のようにある角度 δ で交わり、崩壊斜面上の放射線の傾斜が θ となる。

この場合、崩壊地の傾斜を α とすれば

$$\tan \theta = \tan \alpha \cdot \cos \delta$$

となる。放射線と崩壊地の傾斜方向となす角 δ を写真上で求め、崩壊地の傾斜は $40^\circ \sim 45^\circ$ として θ を求めた。

f, r, θ から k は計算できるが、Fig. 2 のような計算図表をつくり、これから k を求めた。

B. 精 度

以上の方法で行なった写真上からの面積測定の結果と現地のコンパス測量の結果を比較すると、広葉樹高林地では Table 1, カラマ

Table 1. Comparison actual surveyed areas of scars (S) with those on aerial photographs (S') (at high broad leaved forest)

scar No.	S (m^2)	S' (m^2)	$\frac{S'-S}{S} \times 100$ (%)
1	1285	1188	- 8
2	713	389	-45
3	693	516	-26
4	676	337	-50
5	635	477	-25
6	510	205	-59
7	440	348	-21
8	380	293	-23
9	358	216	-16
10	164	137	-16

Table 2. Comparison actual surveyed areas of scars (S) with those surveyed on aerial photographs (S') (at clear cutting forest)

scar No.	S (m^2)	S' (m^2)	$\frac{S'-S}{S} \times 100$ (%)
1	2476	2291	- 7
2	1138	999	-12
3	596	585	- 2
4	538	586	+ 9
5	495	488	- 1
6	423	383	- 9
7	263	218	-17
8	199	202	+ 2
9	186	203	+ 9
10	182	184	+ 1
11	153	172	+10
12	145	179	+23
13	112	113	+ 1
14	95	139	+46
15	87	85	- 2
16	65	74	+14
17	54	76	+41
18	36	35	- 3

Table 3. Comparison actual surveyed areas of scars (S) with those surveyed on aerial photographs (S') (After KATSUMI)

S (m^2)	Actual surveyed inclination		Inclination 40 degree	
	S' (m^2)	$\frac{S'-S}{S} \times 100$ (%)	S' (m)	$\frac{S'-S}{S} \times 100$ (%)
23,409	23,012	1.7	23,412	0
1,228	1,347	9.7	1,264	2.9
1,282	1,146	10.6	1,146	10.6
274	273	0.4	273	0.4
261	259	0.8	259	0.8
165	136	17.5	139	15.6
149	151	1.3	151	1.3
388	503	29.6	503	29.6
75	84	12.0	84	12.0
110	116	5.5	118	7.3
180	169	6.1	169	6.1
85	101	18.8	101	18.8
31	33	6.5	34	9.7
950	866	8.8	866	8.8
average		9.1	average	8.8

ツ幼齢造林地では Table 2 のようになる。

Table 1 で差の大きい、2 番、4 番の崩壊地は二つの斜面にまたがって大きく弯曲しているので、この修正法では不十分であり、また 6 番のものは、崩壊下部から頂部まで見透すことのできないくらい樹冠に覆われた、スプーン状の細長い形状のものであるためと思われる。この 2, 4, 6 番のものをのぞけば、実測値とのちがいは -19% となる。

カラマツ幼齢造林地の場合は、150 m² 以上のものを摘出すれば -2% である。また、林業試験場北海道支場防災研究室で同じ方法で測定した結果は平均 9% であった (Table 3)⁴⁸⁾。

Table 4. Comparison of scar areas measured by four methods on aerial photograph. (After SUZUKI)

method*	①		②		③		④	
scar	A	B	A	B	A	B	A	B
mean value (ha)	0.388	0.823	0.406	0.841	0.424	0.863	0.345	0.685
mean value/actual surveyed value (%)	97	115	101	117	106	120	86	95
standard deviation (ha)	0.096	0.186	0.059	0.137	0.055	0.088	0.045	0.067

* Methods

- ① Make a skech of the scar on the map (scale 1:5000) then measure its area.
- ② Draw a shape of the scar with radial line method then measure its area.
- ③ Measure directly scar area on the photograph.
- ④ Measure as above and make correction relief displacement with author's method.

鈴木 (1966)¹⁰⁴⁾ が北海道内 5 営林局の治山研修生 23 名に対し、

- (1) 基本図等に見取りでいれる方法
- (2) 射線法で製図した後に求積する方法
- (3) 写真上で直接測る方法

(4) 写真上の測定値について筆者の方法で傾斜による歪みを修正した方法

で、航空写真上の二つの崩壊地を測定させ、コンパス測量の結果と比較した例を報告している。これによれば、四つの方法の中で最も誤差の小さいのは、(4) の写真上の測定値を、筆者の方法で修正する方法である (Table 4)。

以上のことから、写真上で測定した崩壊地面積には、数十 % の誤差を含んでいる場合もあるが、上述の方法でこの測定値を修正すれば、この誤差を 10% 位に小さくできる。個々の崩壊地面積を論ずる場合は、さらに高い精度が要請されるが、このような研究ではほぼ満足できる精度である。

2. 調査地の概況

崩壊地が多くみられ、林野庁による 2 回目の航空写真撮影の終っている地域として、沙流川中流の平取地区と浦幌林務署管内の浦幌川・音別川流域の林地を選んだ。

1) 平 取 地 区

沙流川中流の平取町管内の比高 200~300 m の丘陵性山地である。標高は 100~500 m の

間にあり、ゆるやかな円みをおびた頂と、沢に面する急で平滑な谷壁斜面からなるところが多い。植生は、大部分は天然生林を伐採したあとで、ミズナラ・サワシバ・シナノキ・イタヤ類などからなる樹高 10~15 m の広葉樹林である。尾根筋の一部にトドマツのはえているところもある。これらの天然林のところどころに、カラマツ・トドマツなどの幼齢造林地、皆伐後放置されている低木林がある。

地質は Fig. 3, Table 5 に示す。新第三紀層が大部分を占めるが、上流部の方に白堊紀・ジュラ紀の地層があり、一部に蛇紋岩も入っている。

平取の年平均気温は 6.6°C, 10 月より 5 月の期間は日最低気温は 0°C 以下になる日が多い。年雨量は 1000 mm 位で、これまでの日最大雨量は 165 mm である。

Table 5. Geology of investigated watersheds in Biratori.

Geological age	Formation	Symbol	Investigated watersheds		Main rocks
			number	area (ha)	
Neogene tertiary	Oiwake f.	Ow	3	235.6	diatomaceous siltstone, sandstone
	Wakkanai f.	Wk	10	464.5	hardshale, alternating sandstone and mudstone
	Kawabata f.	Kb	10	934.0	alternating sandstone and mudstone
	Takinoue f.	Tu	10	492.0	mudstone
Cretaceous	Yezo group	Cr	10	615.5	black mudstone, alternating sandstone and siltstone
Jurassic	Sorachi group	Sr	13	651.1	shale, sandstone, alternating shale and siltstone
	Serpentine	Sp	5	377.6	dark-green and soft serpentine

2) 浦幌地区

十勝・釧路国境の南部の東西両斜面である。浦幌川・厚内川・直別川・音別川・茶路川流域の上流部である。標高 100~700 m に位置し、この近くでは比較的起伏に富んだ山地である。

植生は、大部分が天然生林を択伐したところで、トドマツにイタヤ類・カバ類・ミズナラ・シナノキなどを交えた針広混交林である。一部にカラマツの幼齢造林地がある。

地質は Fig. 4, Table 6 に示す。脊梁部の白堊紀の川流布層を囲んで、その外側に、古第三紀浦幌層群、音別層群が帯状に分布し、その外側に新第三紀の厚内層群が広く分布している。

Table 6. Geology of investigated watersheds in Urahoro.

Geological age	Formation	Symbol	Investigated watersheds		Main rocks
			number	area (ha)	
Neogene tertiary	Kamicharo f.	Kc	6	552.0	soft mudstone
	Chokubetsu f.	Cb	10	776.0	soft shale, siltstone, sandstone
Paleogene tertiary	Nuibetsu f.	Nb	10	823.0	mudstone, sandstone, hard mudstone
	Charo f.	Ch	10	675.0	siltstone
	Urahoro group	Ur	10	786.0	conglomerate, sandstone, siltstone, mudstone
Cretaceous	Kawarupp f.	Cr	10	986.0	mudstone, sandstone

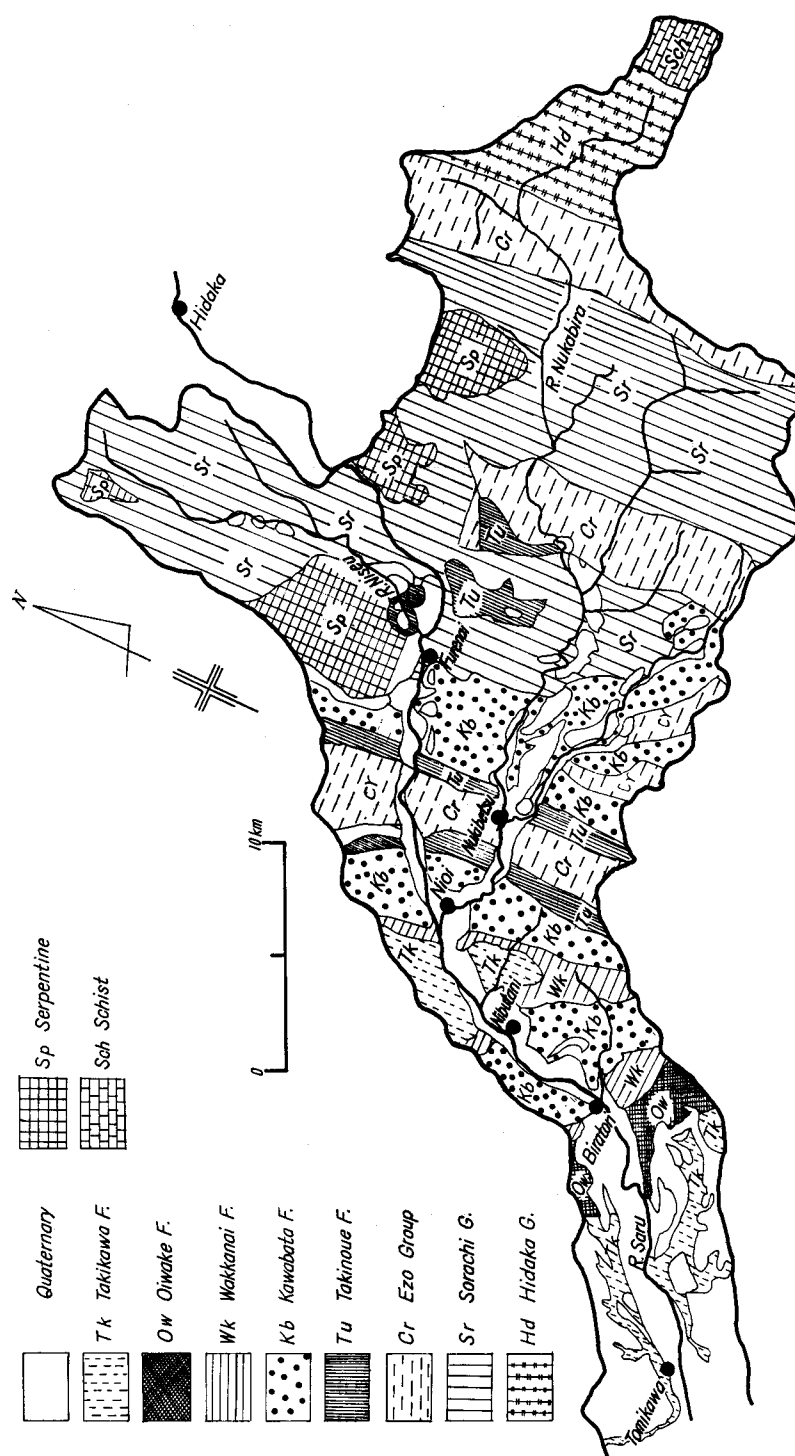


Fig. 3. Geological map of Biratori.

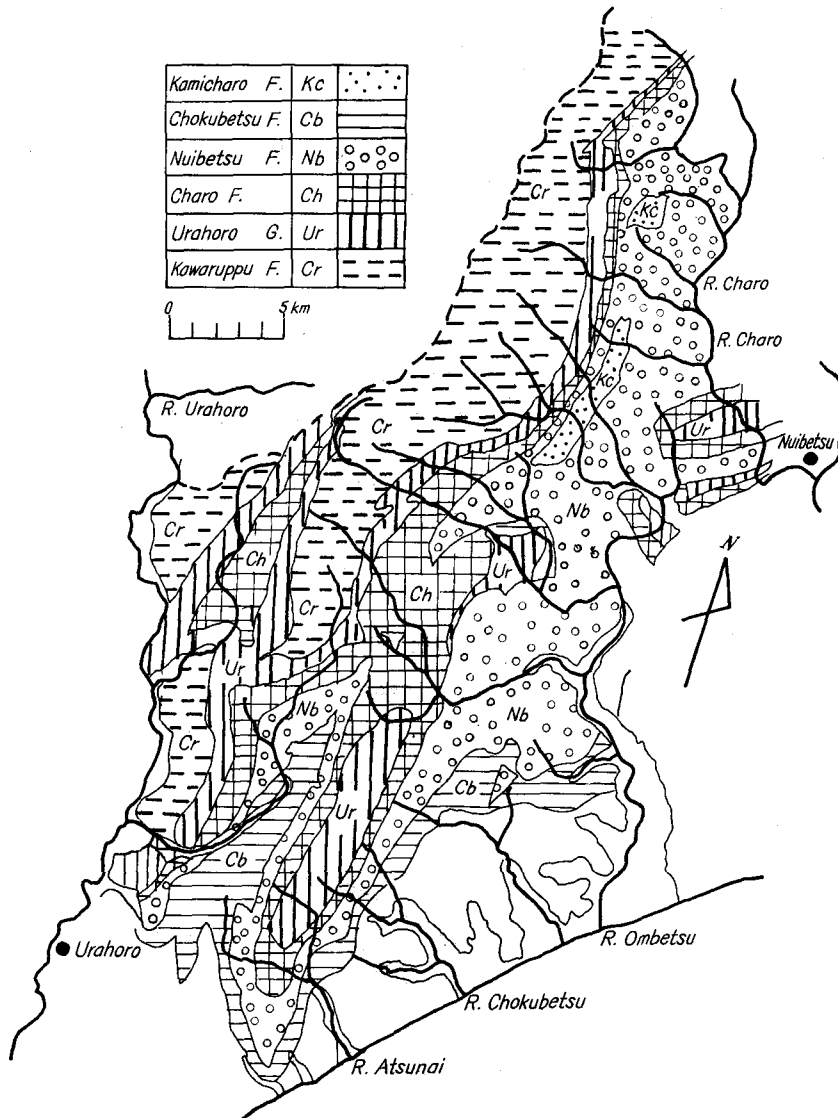


Fig. 4. Geological map of Urahoro.

この調査地に最も近い気象観測所は縫別で年平均気温 5.3°C 、10月より5月までは最低気温は 0°C 以下になることが多い。この付近は道内でも登別・広尾付近について大雨の多いところで、年雨量 1258 mm、これまでの日最大雨量は 131 mm となっている。

3. 調査流域と崩壊量

平取・浦幌両地区で地質図上で同一地層(群)が全流域をおおう小流域を選び、これを測定の対象にした。第三紀層と対比する意味で、平取地区では中生層と蛇紋岩の地区を、浦幌地区では中生代の白堊紀層の地区を調査地に含めた。蛇紋岩を除いた堆積岩のところでは、なるべく泥岩・シルト岩が主体となっているところを調査流域にするようにした (Table 5, 6)。調査

流域の面積・地形要素・崩壊量は Table 7, 8 に示した。

崩壊量は

現存量: その時点に存在する崩壊地

発生量: 平取地区では 1956 年より 1963 年の間に、浦幌地区では 1956 年より 1964 年の間に新たに発生した崩壊地

復旧量: 古い時点の現存量のうち、新しい時点で、崩壊地と認められないものとした。

地すべり地における崩壊地が、Table 8 の崩壊量の中には含まれているが、発生量、復旧量について検討するときは除いた。北海道の第三紀層山地でも、過去に地すべりをおこしたとみられる地すべり地が多い^{(20), (21), (71), (118)}。地すべり地では、模式図 (Fig. 5)⁷⁾ に示すように、滑落崖・側壁・舌端部に急斜面が形成される。このような急斜面も、地すべり運動が止まって長期間経ると樹木でおおわれるが、滑落崖が皆伐されたとき、あるいは舌端部が溪流の浸食をうけて崩壊することがある。このような崩壊は、地すべり運動の再開によっても生ずるから、写真上だけでは単なる崩壊かどうか区分できない。

浦幌地区では、Table 8 に示すように音別層 (Nb・Ch)、浦幌層 (Ur) のところに多くの地すべり地がある。この地すべり地の崩壊地が、浦幌地区全体で 1956 年に 17 カ所 0.52 ha, 1964 年に 19 カ所 0.32 ha あり、Table 8 の崩壊量に含まれている。平取地区の場合、川端層 (Kb)、滝の上層 (Tu) に地すべり地が多く、ここに上記のような崩壊がみられたが、対象流域内に含まないようにした。

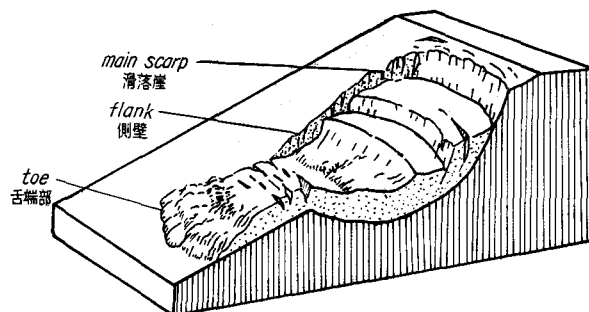


Fig. 5. A type of landslide (jisuberi). (After D. J. VARNES)

III. 崩壊の発生量

1. 崩壊発生の誘因

崩壊の発生に強く作用する外的条件を誘因とすれば、この調査地区では豪雨と地震が考えられる。

豪雨による崩壊の発生については、多くの報告がある。この中で降雨量と崩壊の関係を具体的に論じているものに石川 (1937)⁽⁴²⁾、河田 (1942)⁽⁵²⁾、武居 (1952)⁽¹⁰⁹⁾、岩塚 (1954)⁽⁴³⁾、市川

(1960)³⁷⁾, 西畑 (1963)⁸⁴⁾, 河田・片岡等 (1967)⁵³⁾, 村野 (1965, 1967)⁷⁵⁾ などの研究がある。これらは、連続雨量が数百 mm 以上になったとき多くの崩壊が発生し、総降雨量の大きいところに崩壊も多く発生すると要約できる。打萩 (1967)¹²³⁾ は、1959 年の富士川・1961 年の天竜川の資料を用いて

$$\text{天竜川} \quad y = 3.2 \times 10^{-6} (r - 300)^2$$

$$\text{富士川} \quad y = 4.0 \times 10^{-6} (r - 200)^2$$

y : 崩壊面積率 r : 連続雨量

で表わすことができると報告している。また中村 (1955)⁷⁹⁾ は、豪雨の程度に関しては大体の目安しかないが、すでに多少の降雨が継続したのち、2~3 回にわたって総計 100 mm 程度の雨がふれば、40° 内外の山腹に多数の山崩れが発生すると考えられるとのべている。

上記の崩壊と雨量との関係は、斜面の時間的条件を無視すれば成り立つかもしれないが、一降雨による崩壊の発生量は斜面の過去の履歴や、数十年前からの降雨の経過が影響する¹⁷⁾。したがって、崩壊の発生量を降雨量の大きさに一義的に決めることはできないと考える。しかし、崩壊は豪雨のさいに発生することは多くの報告にみられるとおりである。

北海道の山地では、どの位の降雨量で崩壊が発生するかをのべた具体的資料はまだ少ない。岩塚 (1954)⁴³⁾ は、鉄道沿線の崩壊の研究から、北海道では 50 mm 以上の降雨のあとに崩壊が多いと報告している。石川・鈴木 (1966)⁴⁰⁾ は、日高の厚賀地区で Table 9 に示すような降雨で崩壊が発生したことを報告している。

筆者が、1964 年 6 月に平取地区で調査をしているとき

	6 月 3 日	6 月 4 日
平 取	95 mm	40 mm
貫 気 別	88 mm	36 mm

の降雨があり、平取と貫気別の間にある二風谷の近くで数カ所の崩壊が発生しているのを観察した (写真 5)。また、平取地区で 1963 年 6 月の航空写真撮影後、1964 年の 6 月まで皆伐跡地では航空写真よりも崩壊地がふえている。この間の最大日雨量は 1963 年 8 月 15 日の日高 57 mm、貫気別 37 mm、平取 26 mm である。

このようなことから、崩壊が発生する降雨量の目安として日雨量 50 mm 以上をとった。航空写真撮影期間内の日 50 mm 以上の記録を Table 10 に示した。平取地区では 22 回、年平均 3 回あり、浦幌地区では 46 回、年平均 6 回の日 50 mm 以上の降雨があり、崩壊を起すチャンスがあったと考えられる。

地震が誘因となった山崩れについて、小出 (1955)⁵⁸⁾, 近嵐 (1961)⁶⁾, 尾張・駒村 (1965)⁹²⁾ などの報告がある^{85), 54), 68)}。尾張・駒村 (1965)⁹²⁾ は地震による山地崩壊は、地震波のエネルギーがほぼ 10^{21} エルグ以上になると発生し、エネルギーに比例して発生数が増加するものと思われると報告している。気象台では山崩れが発生するような地震は震度 VI 以上と決めている⁷⁹⁾。

Table 7. Debris-slide scars and geomorphological factors at a investigated watershed in Biratori.

Water-shed No.	Site	Area of water-shed (ha)	Clear cutting area (ha)	Jisuberi (slump)	Number of 1st order tributaries per km ²	Drain-age density (m/ha)	Scars in 1956		Scars in 1963		Recovered scars		Slided scars	
							Num-ber	Area (ha)	Num-ber	Area (ha)	Num-ber	Area (ha)	Num-ber	Area (ha)
Ow	Pankebiratori	90.7			26	74	68	2.519	62	1.665	28	0.322	22	0.318
	"	42.4			9	54	2	0.016	2	0.025	2	0.016	2	0.025
	"	102.6			24	75	27	1.624	56	3.127	2	0.018	31	0.789
Wk	Abetsu	24.1			25	70	22	0.238	15	0.338	14	0.094	7	0.153
	"	32.3			25	65	14	0.161	9	0.286	9	0.071	4	0.151
	"	13.0			54	106	5	0.079	7	0.171	0	0	2	0.026
	"	24.7	9.7		36	106	6	0.079	8	0.146	3	0.024	5	0.070
	Nibutani	62.4	52.3		43	96	15	0.564	122	2.258	4	0.068	111	1.928
	Abetsu	101.9	29.7		35	76	22	0.673	39	0.858	6	0.167	23	0.542
	Nibutani	54.2	17.7		20	66	23	0.495	19	0.446	18	0.237	14	0.236
	"	50.1			76	126	35	0.485	20	0.434	19	0.155	4	0.085
	"	24.1			62	109	0	0	1	0.109	—	—	1	0.109
	"	77.7			42	98	20	0.755	27	1.440	10	0.302	17	0.767
Kb	Ipepannai	93.4	50.4	○	36	77	10	0.200	42	0.488	4	0.048	36	0.381
	Pankesetanai	80.9	35.7	○	37	80	7	0.110	5	0.129	4	0.094	2	0.049
	"	60.0	24.3	○	27	75	7	0.129	108	1.481	4	0.069	105	1.365
	"	258.7			33	73	35	0.456	36	0.825	25	0.293	27	0.612
	Tayuushunai	80.1			34	78	10	0.192	13	0.297	4	0.090	7	0.140
	Osatsunai	44.7	44.7		31	86	7	0.097	78	0.937	4	0.046	75	0.902
	"	44.1	16.4		34	87	4	0.062	40	0.407	1	0.014	37	0.346
	Shibunnotsunai	142.5	115.0		37	80	0	0	13	0.203	—	—	13	0.203
	"	72.4	27.7		40	77	12	0.541	35	1.188	2	0.040	25	0.786
	"	57.2	57.2		40	81	10	0.483	65	1.311	2	0.127	57	0.861
Tu	Abetsu	20.6			39	100	13	0.266	10	0.230	5	0.039	2	0.009
	Koobira	25.9	23.0		59	92	6	0.083	47	0.389	2	0.008	43	0.293
	Abetsu	55.5			58	99	4	0.091	3	0.059	2	0.025	1	0.017
	Kankanzawa	22.6	6.6		53	109	2	0.014	2	0.045	2	0.014	2	0.045
	Nitatsunai	126.8	20.9	○	47	89	8	0.146	12	0.223	7	0.138	11	0.159
	"	95.7		○	31	84	0	0	1	0.015	—	—	1	0.015
	"	13.6		○	29	83	0	0	0	0	—	—	0	0
	"	30.6	2.8	○	33	87	0	0	2	0.023	—	—	2	0.023
	"	49.8	22.6	○	30	84	0	0	4	0.032	—	—	4	0.032
	"	50.9		○	39	94	2	0.045	6	0.092	2	0.045	6	0.092
Cr	Nioisawa	37.4			43	79	1	0.006	0	0	1	0.006	0	0
	Koobira	35.1	35.1	○	57	118	2	0.042	10	0.040	2	0.042	10	0.040
	Toonaizawa	82.1			32	71	2	0.042	11	0.108	1	0.013	10	0.088
	"	110.4	2.8		12	60	19	0.805	45	1.204	0	0	26	0.390
	Toyonuka	43.8			21	57	0	0	2	0.037	—	—	2	0.037
	"	78.8		○	24	66	6	0.141	5	0.101	3	0.030	2	0.038
	"	100.5		○	20	62	2	0.027	2	0.192	2	0.027	2	0.192
	"	37.6	11.0	○	32	74	0	0	4	0.105	—	—	4	0.105
	"	34.9	1.6		23	64	2	0.065	4	0.131	0	0	2	0.029
	Pirachiminainosawa	54.9			27	78	0	0	2	0.049	—	—	2	0.049
Sr	Kaminukibetsu	41.9	23.2		38	92	3	0.037	2	0.043	3	0.037	2	0.043
	"	64.5	60.1		33	83	5	0.020	27	0.177	4	0.011	26	0.175
	"	31.7	27.2		32	73	1	0.017	34	0.389	1	0.017	34	0.389
	"	79.8	45.7		34	83	28	0.419	73	0.660	11	0.160	56	0.411
	Horomatsuzawa	82.6	34.0		25	70	27	0.377	42	0.562	20	0.246	35	0.448
	"	57.7	2.8	○	31	88	4	0.033	7	0.148	3	0.028	6	0.116
	"	57.2	18.1		45	100	4	0.058	12	0.155	2	0.035	10	0.115
	Ikeurinosawa	9.8	9.8		41	93	19	0.290	37	0.742	4	0.046	27	0.380
	"	37.9			29	79	0	0	2	0.023	—	—	2	0.023
	"	23.2	11.3	○	34	82	11	0.073	28	1.153	4	0.028	22	0.871
	"	34.0	9.6	○	26	66	0	0	23	0.632	—	—	23	0.632
	"	55.1		○	11	51	3	0.020	0	0	3	0.020	0	0
	Funikau	95.7	12.6	○	23	71	13	0.285	29	0.372	2	0.053	18	0.232
Sp	Furenai	67.6	16.8	○	12	45	0	0	0	0	—	—	0	0
	"	70.9	12.3	○	16	45	0	0	0	0	—	—	0	0
	"	97.1	37.2	○	10	40	0	0	0	0	—	—	0	0
	"	91.9		○	13	48	1	0.019	0	0	1	0.019	0	0
	"	50.1	24.3	○	12	62	11	0.526	15	0.731	2	0.015	6	0.093

Table 8. Debris-slide scars and geomorphological factors at a investigated watershed in Urahoro.

Watershed No.	Site	Area of watershed (ha)	Clear-cutting area (ha)	Number of Jisu-ber	Number of 1st order tributaries per km ²	Drainage density (m/ha)	*Mean slope inclination	*Maximum slope inclination	Scars in 1956		Scars in 1964		Recovered scars		Slided scars	
									Number	Area (ha)	Number	Area (ha)	Number	Area (ha)	Number	Area (ha)
Kc 1	Yamuwakkazawa	50.5			35	59	2.9		5	0.083	8	0.239	3	0.083	8	0.239
	Hayatonosawa	38.6			16	48	2.8		5	0.166	1	0.016	7	0.166	1	0.016
	Ikedanosawa	110.8			24	65	2.7		5	0.200	6	0.086	13	0.200	6	0.086
	Sekinosawa	134.0		7	16	54	3.4		7	0.273	5	0.104	7	0.221	3	0.049
	Yunosawa	104.3		7	19	64	2.6		6	0.018	1	0.009	1	0.018	1	0.009
	Tarainosawa	113.7		2	11	48	2.0		5	0.020	6	0.123	1	0.020	6	0.123
Cb 1	Otoshibezawa	79.3			35	90	4.3		9	0.120	2	0.036	3	0.059	0	0
	Harusarube	75.8			56	56	3.8		6	0.289	0	0	10	0.289	0	0
	"	88.5	39	1	42	95	4.0		7	0.287	4	0.093	13	0.196	1	0.043
	Atsunai	59.2		4	15	58	3.5		6	0.053	0	0	2	0.053	0	0
	Shiatsunai	82.1			26	89	3.5		7	0.135	7	0.150	2	0.037	3	0.035
	Atsunai	86.0			24	74	4.6		8	0.183	7	0.231	4	0.074	4	0.131
	Tokomuro	85.7	24	6	22	62	4.4		8	0.612	25	0.553	18	0.282	11	0.140
	Penke-rubeshube	96.5		5	20	69	4.1		7	0.243	3	0.058	9	0.189	1	0.014
	Rubeshube	54.3			20	64	5.3		9	0.107	9	0.151	3	0.055	6	0.107
	Konchinai	69.0			26	68	4.4		8	0.281	6	0.264	6	0.094	2	0.077
Nb 1	Numanosawa	76.8	18	5	9	37	3.0		7	0.018	1	0.013	1	0.018	1	0.013
	Shiitakenosawa	89.8		8	11	42	3.0		6	0.037	0	0	1	0.037	0	0
	Mizunashinosawa	83.4		7	19	44	3.4		6	0.038	1	0.007	2	0.038	1	0.007
	Yamadorinosawa	92.9		7	18	55	3.5		7	0.014	4	0.088	1	0.014	4	0.088
	Iyananosawa	65.9		6	15	45	3.5		7	0.260	8	0.182	2	0.049	5	0.095
	Tannenai	81.5		11	22	65	3.5		7	0.090	3	0.082	1	0.013	0	0
	Inunosawa	131.2		10	18	61	3.8		7	0.042	0	0	2	0.042	0	0
	Iragenosawa	77.7		4	21	57	3.9		7	0.142	1	0.019	5	0.142	1	0.019
	Damenosawa	56.0		2	23	67	3.8		7	0.077	2	0.088	2	0.043	1	0.050
	Tokomuro	66.3	58	1	24	72	4.8		6	0.151	25	1.013	1	0.008	19	0.770
Ch 1	Kazuonosawa	47.9		2	15	51	3.9		6	0.034	0	0	1	0.034	0	0
	Manpukunosawa	56.6		1	14	49	4.6		7	0.086	5	0.261	2	0.034	3	0.183
	Bannosawa	74.5	10	7	15	55	3.1		6	0.164	5	0.155	4	0.106	3	0.097
	Kitsunenosawa	104.0		3	20	58	3.4		6	0.117	3	0.056	4	0.117	3	0.056
	Iwananosawa	50.6		4	18	49	3.7		6	0.128	2	0.017	4	0.128	2	0.017
	Sattokomuro	73.4		4	20	56	4.4		7	0.077	4	0.125	3	0.057	4	0.074
	Kerushunbe	74.9		7	13	62	3.1		7	0	3	0.056	—	—	3	0.056
	Pon-otakoboshi	50.2		2	50	66	4.4		7	0	0	0	—	—	0	0
	Kimigayonosawa	61.9		3	37	77	4.6		8	0	2	0.023	—	—	2	0.023
	Tankonosawa	81.1	33	3	11	34	3.4		6	0.209	36	0.606	2	0.035	28	0.478
Ur 1	Soounnai	101.9		5	27	76	3.5		8	0	0	0	—	—	0	0
	Pon-muri	74.0		3	14	45	4.2		7	0.036	2	0.046	1	0.016	1	0.033
	Tankoonosawa	136.6		3	11	49	3.6		7	0	1	0.010	—	—	1	0.010
	Gankenosawa	46.9			13	42	4.0		7	0	0	0	—	—	0	0
	Booringzawa	55.3			20	58	3.9		7	0	1	0.024	—	—	1	0.024
	Unbefu	73.8		2	52	100	4.0		7	0.159	2	0.072	2	0.053	1	0.050
	Chiyonosawa	34.6		1	53	96	4.5		8	0.137	2	0.032	2	0.073	0	0
	Yongoonosawa	86.5		6	22	60	3.2		7	0.048	0	0	2	0.048	0	0
	Taronnosawa	80.8		3	38	85	4.0		6	0.129	0	0	4	0.129	0	0
	Teranosawa	76.0		1	26	75	4.1		7	0.133	1	0.016	3	0.106	0	0
Cr 1	Edanosawa	125.3			18	48	4.6		8	0.010	2	0.026	1	0.010	2	0.026
	Yamabenosawa	99.3		1	11	38	4.5		9	0.019	1	0.021	0	0	0	0
	Kozurunosawa	110.0		2	8	50	4.3		7	0.525	2	0.295	1	0.030	1	0.036
	Naranosawa	88.9		1	8	38	4.7		8	0	1	0.020	—	—	1	0.020
	Biraunnai	102.0			16	51	3.8		9	0.040	1	0.011	2	0.040	1	0.011
	Yatsunaminosawa	109.9			15	53	4.5		8	0.087	7	0.160	1	0.027	5	0.126
	Tsuanbefu	90.9			47	88	5.0		9	0.033	3	0.069	1	0.033	3	0.069
	Otakoboshi	60.5			45	105	4.6		7	0.021	1	0.017	1	0.021	1	0.017
	Osatsufu	84.5	45		14	47	5.0		9	0.078	13	0.436	3	0.058	12	0.425
	Nijinosawa	85.0	59		24	65	4.2		7	0.062	8	0.166	2	0.025	7	0.147

* Number of contour lines in a square of 5 mm side on the topographic map (scale 1:10000, contour interval 10 m).



写真 5 1964年6月3, 4日の降雨 (135 mm) で発生した崩壊地 (平取・二風谷)

Photo 5. A slid scar caused heavy rain (135 mm) on June 3~4, 1964, in stereo pair (Biratori).

Table 9. Heavy rains which caused landslides in Hakutsuno-sawa.
(After ISHIKAWA and SUZUKI)

Rain of September 16~18 in 1957.

Date	Meguro	Erimo	Horo-izumi	Horo-man	Utabue	Misono	Shizunai	Nuki-betsu	Biratori	Tomi-kawa	Ura-kawa
16	24	4	4	17	×	18	15	16	12	28	4
17	60	25	34	54	84	56	113	67	72	73	54
18	36	9	10	48	28	28	29	35	19	20	19
19	4	6	20	22	16	16	16	4	2	19	8
Total	124	44	68	141	×	118	173	122	105	140	85

Rain of August 18~20 in 1958.

Date	Atsuga	Meguro	Erimo	Horo-izumi	Horo-man	Utabue	Misono	Shizunai	Nuki-betsu	Biratori	Tomi-kawa	Ura-kawa
18	84	109	54	69	103	184	154	138	60	69	35	91
19	75	148	51	66	175	98	105	80	82	78	53	100
20	10	1	—	—	0	—	2	0	2	—	0	0
Total	169	258	105	135	278	282	261	218	144	147	88	191

Table 10-1. Precipitations above 50 mm for a day for the interval from 1956 to 1963 in Biratori.

Date	Tomi-kawa	Biratori	Nuki-betsu	Hidaka	Date	Tomi-kawa	Biratori	Nuki-betsu	Hidaka
1956 6. 12	31	56	54	41	1960 6. 27	11	54	59	46
8. 17	68	39	36	X	6. 29	31	28	29	62
1957 8. 13	49	69	82	61	1961 7. 24	46	64	68	61
8. 23	46	68	54	35	7. 25	34	74	73	94
9. 7	39	45	63	50	1962 7. 11	63	52	44	28
9. 17	73	72	67	68	7. 20	36	33	53	47
1958 7. 23	23	95	X	76	7. 30	10	25	28	50
7. 31	43	80	37	61	8. 2	33	28	31	61
8. 18	35	69	60	X	8. 17	66	57	55	29
8. 19	53	78	82	X	8. 23	24	39	72	23
10. 2	32	22	36	86	1963 5. 31	62	50	40	55
1959 6. 1	58	45	69	70	6. 23	17	29	17	55

X: missing observations

Table 10-2. Precipitations above 50 mm for a day for the interval from 1956 to 1964 in Urahoro.

Date	Nui-betsu	Shira-nuka	Hon-betsu	Urahoro	Date	Nui-betsu	Shira-nuka	Hon-betsu	Urahoro
1956 10. 9	50	90	32		1960 3. 12	100	78	50	
1957 4. 25	51	43	28		3. 13	9	12	4	69
5. 20	21	72	23		4. 20	76	34	40	58
7. 14	52	60	24		5. 16	52	X	42	52
8. 5	33	59	38		6. 4	65	34	11	1
8. 6	50	80	6		6. 27	51	55	30	34
8. 28	30	52	48		7. 10	55	X	19	31
9. 6	46	53	31		9. 9	70	66	X	17
9. 17	131	104	116		9. 19	40	53	X	X
1958 7. 2	67	50	22		1961 2. 7	39	44	30	53
7. 23	64	83	41		10. 6	115	98	27	95
9. 18	96	79	56		1962 4. 10	57	43	15	16
9. 27	119	86	82		4. 28	48	49	38	67
1959 4. 5	61	35	10		7. 11	62	44	24	24
4. 23	61	34	X		8. 3	79	90	85	89
8. 27	95	95	X		11. 4	61	X	18	24
9. 1	37	53	X		1963 2. 24	62	69	54	73
9. 26	50	51	X		4. 24	58	53	17	27
10. 12	82	42	X		5. 31	26	23	41	65
10. 13	86	56	X		8. 15	66	62	55	38
11. 7	72	48	X		10. 1	12	49	44	52
12. 3	50	33	X		11. 25	52	32	18	40
					1964 6. 3	57	38	32	70
					6. 4	135	59	48	118

Table 11. Records of felt earthquakes at the meteorological observatories near the study area.

Meteorological observatory	Observed period	Number of felt earthquakes	Number of them per a year
Tomakomai	1942—1960	249	13.1
Urakawa	1927—1960	1243	36.5
Obihiro	1900—1960	806	13.2
Kushiro	1910—1960	2191	43.0

この研究の対象とした地区は、北海道でも地震の多いところであり、最も近い測候所の記録を Table 11 に示したが、これによれば年間 10 回以上の有感地震のあるところである。また測定に用いた航空写真の撮影期間内に災害をおこした地震として記録されているものは 3 回ある。

1958. 11. 7 釧路 震度 V

1959. 1. 31 (弟子屈地震) 弟子屈 震度 V

1962. 4. 23 帯広・釧路 震度 V

震度 VI 以上の地震はなかったが、豪雨と崩壊との関係と同じように、地震の強さと崩壊の発生量との関係は単純ではないと考えられるし、小出 (1955)⁵⁸⁾ のいうように、そのとき崩壊しなくとも亀裂を発生させるなど、崩壊を発生させるように作用するので、豪雨だけではなく地震による崩壊を考慮にいれなければならない。

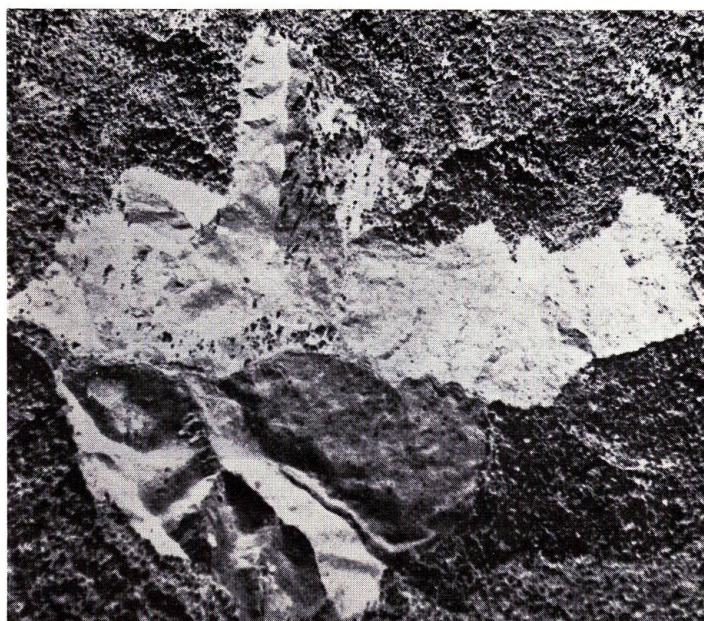
豪雨による崩壊と地震による崩壊は、形態や発生位置などがことなるという報告もあるが^{54), 58), 92)}、崩壊地をみて豪雨による崩壊か、地震による崩壊かを判定することはできないので測定に用いた航空写真の撮影期間内に発生した崩壊には、豪雨によるものも、地震によるものも含まれているとして考えた。

2. 皆伐跡地における崩壊の発生量

ここで、皆伐跡地とは、皆伐直後のところだけでなく、皆伐後十数年放置され、萌芽などで幼齢林となっているところ、あるいは植栽後十数年経た造林木の生えている幼齢造林地も含み、皆伐されていない林地と区分する意味で用いる。択伐跡地や小面積 (1 ha 以下) の皆伐跡地は含んでいない。

このような皆伐跡地に崩壊地が多いことはこれまで多くの報告がある^{12), 49), 71)}。この研究でも、崩壊の発生量について、皆伐跡地と皆伐していない林地とを比較すると、皆伐跡地に著しく多く発生しているので (写真 6, 7)、別項にして検討することにした。

II. でのべた対象流域の中で、平取地区では 1963 年、浦幌地区では 1964 年に撮影された航空写真で、皆伐跡地となっているところの発生量を地層毎にまとめたものが Table 12 である。比較した林地は、同一流域内の皆伐していない林地 (以下林地 A という) を同じように地層毎にまとめたものである。平取地区での皆伐跡地の崩壊の発生量は 1 km² 当り 80 カ所、1.11 ha



6—1 1956年10月6日撮影 (山40 C 13-21)

6—1 Photographed on October 6, 1956.

この時には崩壊地は下方の小支流の左岸に十数個しかない。

There are a small number of scars at a small watershed situated in the middle lower part.



6—2 1963年5月30日撮影 (山328 C 17-12)

6—2 Photographed on May 30, 1963.

上方の皆伐跡地に多くの崩壊が発生している。また下方の皆伐跡地では古い崩壊地の約半分は自然復旧しているが右岸に多くの崩壊が発生している。

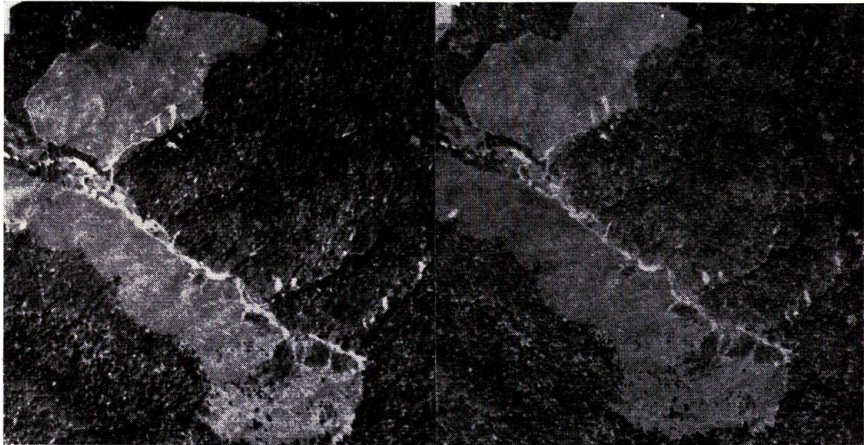
A large number of scars is recognized in the upper part of clear cutting area. A half of scars recognized on the above was recovered with native vegetation.

写真 6 皆伐跡地の崩壊の発生 (1)

平取町イケウリの沢上流 (Sr-8. 10. 11 附近) 1951~54年伐採, 1954~56年 カラマツ植栽

Photo 6. Slided scars at clear cutting forest. (1)

Ikeurino-sawa in Biratori. Cut clearly from 1951 to 1954, aforested Karamatsu in 1954~1956.



7—1 1956年6月4日撮影 (山46 C 14-5.6)
 上方皆伐地の集材路に沿って2つの崩壊地がある。また、
 中央の皆伐していないところに数カ所の崩壊地がある。

7—1 Photographed on June 4, 1956.
 There are 2 scars by a skidding road of upper clear cutting
 area, and are some scars in the middle part of forest area.



7—2 1964年6月25日撮影 (山380 C-13-6.7)
 下方の皆伐地でも、溪岸に多くの崩壊が発生している。また、皆伐して
 いないところにあった崩壊地は縮小し、あるものは自然復旧している。

7—2 Photographed on June 25, 1964.
 A lot of debris-slides occurred on valley side-slope. Some of the
 old scars at forest area were recovered or changed to small.

写真 7 皆伐跡地の崩壊の発生 (2)
 浦幌町, 常室川下流左岸 (Cb-7, 流域附近) 1953年伐採, 1955年カラマツ植栽

Photo 7. Slided scars at clear cutting forest. (2)
 Tokomuro-gawa in Urahoro. Cut clearly in 1953 and aforested Karamatsu in 1955.

に達する。林地 A の 9 カ所 0.16 ha にくらべると、崩壊数では 9 倍、崩壊面積では 7 倍になる。
 浦幌地区では、皆伐跡地が 1 km² 当り 25 カ所、0.67 ha に対し、林地 A は 3 カ所 0.06 ha で、

Table 12. Slided scars at clear cutting forest for the interval.
(per square km)

District	Formation	Number of watersheds	① Clear cutting forest			② Forest (A)*			Ratio of ①:②	
			Area (ha)	Number of scars	Area of scars (ha)	Area (ha)	Number of scars	Area of scars (ha)	Number of scars	Area of scars
Biratori	Wk	4	109.4	123	2.36	133.8	10	0.10	12.3	23.6
	Kb	8	372.6	83	1.08	222.8	18	0.39	4.6	2.8
	Tu	5	75.9	71	0.52	179.8	6	0.09	11.8	5.8
	Cr	4	50.5	47	0.60	167.5	11	0.15	4.3	4.0
	Sr	11	255.2	88	1.28	322.9	10	0.17	8.8	7.5
	Sp	4	90.6	6	0.07	195.1	1	0.01	6.0	7.0
	total	36	954.2	80	1.11	1,221.9	9	0.16	8.9	6.9
Urahoro	Cb	2	63	19	0.30	111.2	0	0	—	—
	Nb	2	76	26	1.03	68.9	0	0	—	—
	Ch	2	43	56	1.01	112.6	6	0.13	9.3	7.8
	Cr	2	104	15	0.49	65.5	5	0.11	3.0	4.4
	total	8	286	25	0.67	385.2	3	0.06	8.3	11.2

* Forest (A): Forest area on the watershed include clear cutting forest area.

崩壊数で8倍、崩壊面積で11倍となる。皆伐跡地の含まれていない流域をまとめた値は、平取地区が1 km² 当り 10 カ所、0.23 ha (皆伐跡地の含まれていない追分層を除くと7 カ所 0.19 ha)、浦幌地区が2 カ所 0.05 ha で林地 A とほぼ同じ値である。

比較した場所は、地層の同じ小流域内であるから、地質条件と大きな地形的条件は等しい。また誘因である降雨量・地震はほぼ同じように作用すると考えてよい。流域内の下流側の方が皆伐されることが多く、また谷壁斜面の急な斜面を伐採せずに残すことが多いので、林地 A にくらべて、皆伐跡地は緩傾斜面が多く、斜面の凹凸も少なく、地形的には崩壊しにくいとみられる。したがって、皆伐跡地に林地の約10倍の崩壊が発生していることは、皆伐とそれにとまなう作業の影響とみてよい。地層毎にみた場合も、地層毎に差はあるが、どの地層でも林地 A より皆伐跡地の方が発生量が多い。

森林の崩壊に対する影響については、郷原 (1958)²³⁾、四手井・樫山 (1954)¹⁰¹⁾、高橋 (1966)¹⁰⁷⁾ などの研究がある。これらは、森林は崩壊に対して、ある限界内で抑制する力を持っていて、それは、樹根に Net-work と杭作用があって土層を強化させているからであると要約できる。近野 (1938)⁵⁹⁾ は、竹山の崩壊を観察し、竹林が大面積に開花して、根より枯れはじめ、開花後2~3年より10年にかけて、崩壊が発生すると報告している。このような考えが、この調査地でも成り立つならば、伐根が腐朽し、土層の崩壊に対する Net-work と杭作用が弱くなったとき、斜面のある部分では土層の釣り合いがくずれて不安定な状態になり、これに外部から豪雨・地震などの作用が働いて崩壊が発生すると考えられる。このように考えると、伐根がどの位の年数で腐朽し、その Net-work や杭作用を著しく弱めるかが問題になる。

これを知るために、平取地区で、1963年の時点での皆伐後の経過年数と崩壊発生面積率と

の関係を調べた。これまでの研究で伐根の腐朽のしかたは、樹種やそれに寄生する腐朽菌の作用のしかたでとなり、自然状態では場所によってもことなるとされているが^{56), 82)}、おおよその傾向は知ることができると考えて、対象流域毎に、皆伐後の経過年数と崩壊発生面積率をFig. 7に示した。皆伐が小面積ずつ数年の間に行なわれたところは除いた。

これによれば、早いところでは皆伐後3年目に林地との差が明らかになって、1 km² 当り崩壊面積が1 ha 以上となり、皆伐後5年以降には、多くのところで崩壊面積が1 ha/km² 以上になることが知られる。また、皆伐後7, 8年以上になると、皆伐後の時間経過は崩壊の発生量に大きく影響しないが、皆伐後5年位までは、皆伐後の年数によって崩壊の発生量は大きな差がある。したがって、崩壊の発生を問題にする場合、皆伐後の経過年数を考慮する必要がある(写真6, 7)。

Table 12 では、地層毎に発生量に差があるようにもみられるが、この値には皆伐後の経過年数の差も含まれているので、はたして地層の差によるちがいであるか、この表だけでは判定できない。Fig. 6 では、滝の上層 (Tu) だけが他とことなって著しく少ないので、ここでは、皆伐による影響は小さいとして除くと、どの地層でも、皆伐後5年を経ると、崩壊面積は林地にくらべて著しく大きくなるといえる。

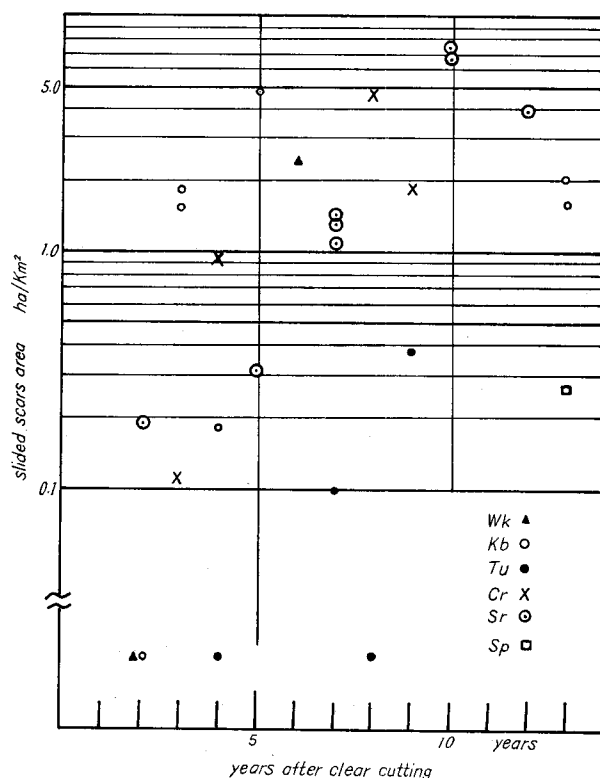


Fig. 6. Relation of slide ratio to elapsed years after clear cutting in Biratori.

3. 林地における崩壊発生量と地層・地形との関係

林地とは、皆伐跡地との対比の意味で、十数年経た樹木のはえているところであり、択伐跡地や1haにみたない無立木地も含まれている。航空写真の撮影期間内に択伐作業の行なわれたところもあるが、崩壊の発生についてみるときは、皆伐作業のように著しい影響はみられず、航空写真の撮影期間だけでなく、それ以前も人為の加えられていない林地と同一視できると判断した。

前述のように、対象流域のうち、同一流域内に皆伐跡地のある流域の林地は、林地Aとして区分し、ここでは、流域内に皆伐跡地を含まない流域のみを、林地として発生量を求めた。したがって、この林地の崩壊発生量は、その場所のもっている自然条件に大きく支配されていると考えることができる。そして、同一地域では、崩壊発生の誘因となる豪雨や地震は、ほぼ同じように作用したと仮定し、これまで崩壊の内的条件とされている地質・地形の二、三の要素について、この林地の崩壊発生量にもとづき検討する。

1) 崩壊と地層との関係

地質は崩壊発生の遠因¹²⁶⁾、根本的原因¹²⁷⁾、素質的原因⁷⁷⁾・素因⁵⁸⁾などの表現の差はあるが、崩壊に深く関係するものとして、地層の種類、岩石の種類、割目、節理の規模と配列、地質構

Table 13. Textures of mudstones of Biratori.

Formations	No.	Site	Colour	Water content in air dried (%)	Absorption ratio* ¹ (%)	Density at air dry (g/cm ³)	Specific gravity	Expansion* ² (μ)	Hardness* ³
Wakkanai f.	Wk-1	Nibutani	grey	12.7	15.6	2.0	2.3	70	11
	2	"	"	11.8	15.2	1.8	2.0	90	11
	3	"	grey yellow	9.7	20.0	1.9	2.1	90	11
	4	Abetsu	light grey	9.6	37.9	1.3	—	30	11
	5	"	grey	10.4	17.2	1.6	1.7	260	10
	Mean			10.8	21.2	1.7	2.0	—	11
Kawabata f.	Kb-1	Shutta	light yellow	8.5	29.6	1.6	1.7	90	11
	2	"	"	8.9	—	1.7	1.8	30	11
	3	"	yellow brown	7.7	—	1.6	1.7	45	11
	4	"	yellow grey	8.8	17.7	1.6	1.7	65	10
	5	Abetsu	light grey	4.0	11.8	2.3	2.4	35	10
	6	"	blackish grey	3.4	11.8	2.3	2.4	45	10
	Mean			6.9	17.7	1.9	1.9	—	10
Niseu f.	Sr-1	Ikeuri	grey brown	1.6	3.1	3.3	3.4	—	14
	2	"	blackish grey	1.2	2.9	2.1	2.1	5	16
	Mean			1.4	3.0	2.7	2.8	—	15

*1 Absorption ratio: $\frac{\text{weight of water absorbed to the saturation state}}{\text{weight of rock of corresponding volume dried at } 105^{\circ}\text{C}}$

*2 Expansion: Measured with a strain gauge at 5 minutes after adding 2 drops of water at a length of 1 cm from the gauge.

*3 Hardness: Measured by using a tester for charcoal.

造などの観点から崩壊との関連が追及されている^{1), 5), 91), 95), 108), 130)}。

筆者は、第三紀層内の地層間に差があるかどうか、また隣接して存在する中生層との間に差があるかどうかをみようとして、II. でのべたように同一地層が流域をおおうところを調査地として選んだ。

平取地区で、このような地層によって岩石がどのようにことなるかをみるため、一部の崩壊地の地山からなるべく風化の進んでいない人頭大の岩塊をとり、岩塊の硬度、含水率などを測り、一部を野外において風化の過程を観察した (Table 13, 14, 写真 8)。稚内層 (Wk) と川端

Table 14. Breaking process of the mudstones exposed to the weather.

Mudstone			Date											
			VI 22	VI 23	VI 24	VI 29	VII 3	VII 8	VII 20	VIII 1	VIII 10	VIII 29	IX 28	IX 16
Formation	Site	No.	Days after exposure											
			1	2	3	8	12	17	29	41	50	69	99	148
Wakkanai f.	Yurappe	1	○			○	1	1	2	2	3		3	A
		2	○			○	1	1	2	3				3
		3	○			○	1				1	3		3
		4	○		○	3	A	B			B	C		
	Nibutani	1	○					○	3	3	A			A
		2	○											○
		3	○		1	1	2	2	3					3
		4	○	1		1	2	2	3					3
		5	○			○	1	1	2					2
		6	○			○	1	1	2					2
Kawabata f.	Shutta	1	○			1	A	B	B	C				
		2	○			○	1							1
		3	○	3		3	A	B	C					
		4	○	3		3	A	B	C					
		5	○	A		A	B	C						
		6	○	A		A	B	C						
		7	○		○	2	3	3	A					A
	Abetsu	1	○		○	2	3	A	B	C				
		2	○		○	2	3	3	A	B				B
		3	○	3			3	A	B	C				
		4	○	3			3	A						A
		5	○					○	3	3	A			A
Niseu f.	Ikeuri	1	○											○
		2	○											○
		3	○											○
		4	○											○

○ no crack

A break

1 crack at a part

B break in many blocks

2 crack at the greater part

C crumble

3 large crack

層(Kb)では、ほとんどちがいがみられないが、これらとジュラ紀といわれるニセウ層(Sr)とくらべた場合、飽和含水率、風乾含水率、硬度、膨潤のしかたについて著しくことなる。中生代のニセウ層(Sr)泥岩は硬く、含水率も膨潤のしかたも小さい。風化過程の観察でも、降雪前までの150日の間にニセウ層(Sr)泥岩は、肉眼観察では変化をみとめられなかったのに対して、稚内層(Wk)・川端層(Kb)の大部分のものは破碎して、小岩塊や泥状になった。第三紀層の泥岩の性質は東等(1963)²⁴⁾、石川等(1966)⁴¹⁾によっても研究されているが、ほぼ同じように吸水によって膨潤し破碎されることが報告されている。

平取・浦幌地区の林地における崩壊の発生量を地層毎にまとめて Table 15 に示す。平取地区では、新しい地層ほど崩壊の発生量が多い。しかし、流域を単位としてみた場合、同じ地層でも大きな差があり、地層によって区分することはできない。浦幌地区でも、平取地区と同じような傾向はみられるが、崩壊発生量が少なく、地層間の差を問題にすることはできない。尾張・駒村(1964)⁹¹⁾は、新潟県出雲崎地方の新第三紀層山地で、1963年8月の豪雨で発生した崩壊を調べ、5種の地層間で崩壊数に対する差は認められないと報告している。この調査地でも、第三紀層を細分した地層と、崩壊の発生とは直接的関係はないといえる。地層区分を大きくして浦幌地区で新第三紀層、古第三紀層と白堊紀層をくらべた場合、1km²当りの崩壊数と崩壊面積は、それぞれ4カ所0.08ha、2カ所0.04ha、2カ所0.04haとなる。また平取地区の場合は、新第三紀層が1km²当り13カ所0.32haに対し、中生層が4カ所0.09haで差が大きい。崩壊発生に対する条件として第三紀層と中生層とをくらべた場合、岩石の性質・風化のしかたの相違から推定しても差があることが考えられ、第三紀層は中生層よりも崩壊が発生し易

Table 15. Slided scars at forest area for the interval. (per square km)

District	Formation	Investigated watershed		Slided scars		Max. and Min. value among the formation	
		Number	Area (ha)	Number	Area (ha)	Number	Area (ha)
Biratori	Ow	3	235.6	23	0.48	5~30	0.06~0.77
	Wk	6	221.3	16	0.58	4~29	0.45~0.99
	Kb	2	338.8	10	0.22	9~10	0.17~0.24
	Tu	5	236.3	4	0.06	0~12	0~0.18
	Cr	6	397.5	5	0.10	0~12	0~0.19
	Sr	2	73.0	3	0.03	0~5	0~0.06
	Sp	1	91.9	0	0		
	total	25	1,594.4	10	0.23		
Urahoro	Kc	6	551.9	5	0.10	1~16	0.01~0.47
	Cb	8	602.2	3	0.06	0~11	0~0.20
	Nb	8	678.4	2	0.04	0~8	0~0.14
	Ch	8	519.5	3	0.08	0~5	0~0.32
	Ur	10	786.4	1	0.02	0~2	0~0.07
	Cr	8	786.8	2	0.04	0~5	0~0.12
	total	48	3,925.2	2	0.05		



3日目 3rd day after exposure



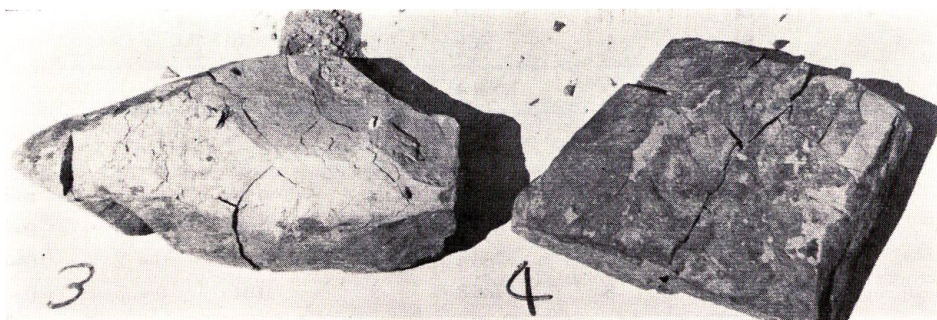
99日目 99th day

8—1 平取地区泥岩の風化状態 (ニセウ層泥岩)

8—1 Breaking process of mudstones of Niseu formation.



3日目 3rd day after exposure



29日目 29th day



148 日目 148th day

8—2 平取地区泥岩の風化状態 (稚内層泥岩)

8—2 Breaking process of mudstones of Wakkanai formation.



3 日目 3rd day after exposure



8 日目 8th day



50 日目 50th day



79日目 79th day

8—3 平取地区泥岩の風化状態(川端層泥岩)

8—3 Breaking process of mudstones of Kawabata formation.

写真 8 平取地区泥岩の風化状態

Photo 8. Examples of breaking process of mudstones exposed to the weather.

いといえる。また、蛇紋岩地帯においては、これらの堆積岩の地帯よりも崩壊の発生は少ない。

2) 崩壊と地形との関係

地形も地質と同じように崩壊発生の素質的原因として研究されてきた。傾斜・斜面方位・斜面における発生位置・斜面形などに関するものがとくに多い^{5),14),58),113),124)}。また、起伏量・高度をとりあげた研究もある⁸⁹⁾。これらは、地形要素を崩壊発生の一つの条件として考察しているものが大部分であるが、崩壊は地形発達の一過程であるとして、地形発達の階梯を示す要素として、谷密度、平均起伏量と平均高度(地貌係数・地形指数)、ヒプソメトリック・インテグラルなどと崩壊の関係を論じた研究もある^{37),46),74),89),128)}。

筆者は、崩壊と傾斜の関係、崩壊の発生量と谷密度・1次水路数との関係を調べた。

A. 傾 斜

崩壊と斜面傾斜について、これまで数多くの報告がある。しかし、市川(1959)³⁶⁾等が指摘しているように、単に崩壊地の傾斜を測っただけで、その地域全体の斜面の傾斜別分布を明らかにしなければ、その地域の斜面の傾斜別分布を反映しているかさえもわからず、崩壊と斜面傾斜の関係は知ることができない¹²³⁾。

崩壊と斜面傾斜の関係を知るためには、傾斜を測る斜面の単位長さは、既存の崩壊地の規模を考慮して決めなければならない。この研究の対象にした地域は丘陵性山地で、しかも水系の発達がよいので、斜面の規模は小さく、崩壊発生量のうち、平取地区では80%、浦幌地区では50%が300 m²以下である。斜面積300 m²の崩壊地の幅を10 mとすれば、斜面長は30 mであり、このようなところでは、傾斜を測定する単位長さは20~30 mの大きさであることが望ましい。このためには、縮尺1/2000~1/3000等高線間隔2 m位の大縮尺の地形図が必要である。

山地の大縮尺の地形図は入手できないので縮尺 1/10000, 等高線間隔 10 m の地形図の揃っている浦幌地区で, この地形図に 5 mm の方眼をかけて, 方眼内の等高線数の数をもって, 斜面の傾斜を求めた。

等高線数と傾斜の関係は区劃が方形なのでつぎのようになる。

等高線数	1	2	3	4	5	6	7	8	9
傾 斜	8°~12°	16°~22°	23°~31°	30°~39°	35°~45°	40°~50°	45°~54°	49°~58°	52°~61°

崩壊と傾斜の関係は, これまでは, 崩壊したあとの斜面の傾斜が測定され, 論じられてい

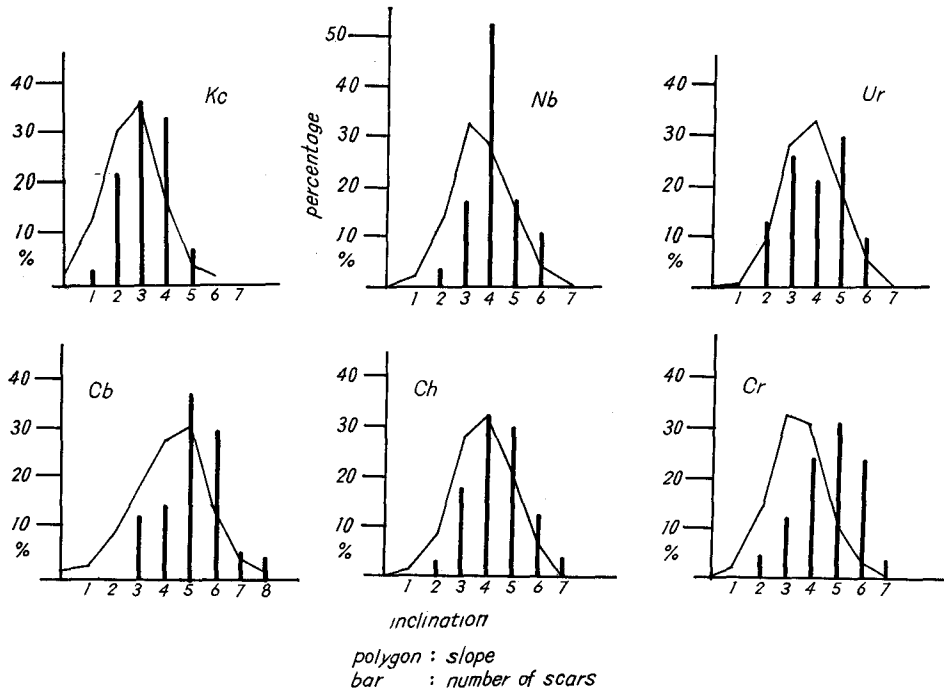


Fig. 7-1. Relative frequency distribution of slope inclination in each formations and number of scars on them in Urahoro.

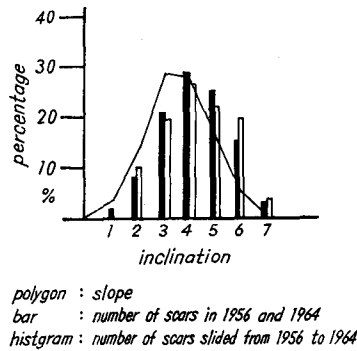


Fig. 7-2. Relative frequency distribution of slope inclination and number of scars on them in Urahoro.

る。このような崩壊面の傾斜は、崩壊の性質からして安息角 ($35^{\circ} \sim 40^{\circ}$) 以上になる。崩壊と傾斜との関係を見るには、崩壊面の傾斜ではなく、崩壊以前の斜面の傾斜を知ることが必要であると考え、後者の傾斜をつぎのようにして求めた。流域の傾斜分布図の上に、航空写真で判読した崩壊地を移写し、崩壊地の含まれる方眼の傾斜を崩壊地の傾斜とした。二つ以上の方眼にかかったときは、最も傾斜の大きいものをとった。この方法では、崩壊地より著しく大きい50 m 区劃の斜面の平均傾斜で崩壊地の傾斜を表わすことになるので、土層の安息角以下の等高線数2~4のところにも崩壊地があることになる。

斜面の傾斜別分布と崩壊地(数)の傾斜別分布を示したのが Fig. 7 である。地層毎の図 (Fig. 7-1) は、1956 年にあった崩壊地と1964 年までに発生した崩壊地を合わせたものである。どの地層でも、斜面の傾斜別分布と崩壊地(数)の分布とは一致していない。崩壊地の方が、傾斜の急な方にかたよって分布している。そして、等高線数5・6の崩壊数は、斜面の分布よりも大きな割合を占める。このことは $35^{\circ} \sim 50^{\circ}$ の斜面が最も崩れやすいカ所であることを示している。面積では Table 16 のようになり等高線数が6 (約 45°) の斜面が最も崩れ易いということになる。

Table 16. Slided scars at inclined slopes for 8 years from 1956 to 1964 in Urahoro.

* Number of contour lines	① Total area of slopes (ha)	② Slide scars		Ratio of ②/① (%)
		Number	Area (ha)	
0	10	0		
1	140	0		
2	490	8	0.19	0.04
3	1040	18	0.39	0.04
4	1010	24	0.40	0.04
5	630	16	0.34	0.05
6	190	18	0.56	0.24
7	35	3	0.06	0.18
8	6	0		
9	1	0		

* Index of inclination: Number of contour lines in a square of 5 mm side on the topographic map (scale 1: 10000, contour interval 10 m).

B. 谷密度・1次水路数

山地において、谷あるいは1次水路をどのように決めるかについて多くの説がある。Horton (1945)³²⁾ は、流水による谷や水路発達の仕事は、多くは出水中に営まれるので、中断するかあるいは一時的な水路も出水を運ぶから、これらも水路に含めるべきだとしている。Strahler (1957)¹⁰²⁾ は、明らかに河谷として限られた中に位置する間歇的な、あるいは定常的な流

流域の平均傾斜とその流域の崩壊発生量(面積)は、Fig. 8 のようになり、関係はみられない。

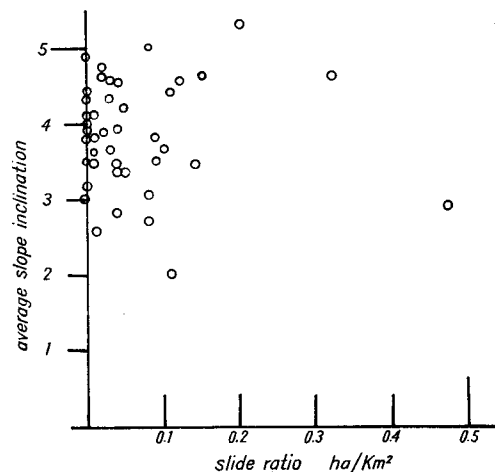


Fig. 8. Relation between slide ratio and average slope inclination for small watersheds.

れをすべて含むとしている。日本では「地形図上で谷の幅が湾入の長さよりも小なるものをすべて谷とする」谷津 (1950)¹²⁹⁾ の説, 「地形図上で等高線の状態から判断して最大限と考えられる水系とする」田中 (1957)¹¹⁷⁾ の説などがある。筆者は, 谷頭の形態などの調査から^{70), 72)}, 常時流水がなくとも, 豪雨時に流水のあるところは谷に含まれるべきであると考えて, 航空写真上で, 水系として, order の大きな水系に結ぶ凹地は谷として判読し, 地形図上に記入してこれを計測した。

谷密度は, Neumann の方法⁸⁶⁾ をとり, 流域内の総水路延長を流域面積で割った値をとった。また, Belgrand 比に近いものとして⁸⁶⁾, 流域内の 1 次水路の数を 1 km^2 当りに換算した値を 1 次水路数として, 谷密度とともに流域地形の指標とした。それぞれの流域の地形の初期状態や地質条件などがことなるから, 谷密度や 1 次水路数をその流域の浸食の階梯を示す数値と単純にいうことはできないが, STRAHLER (1957)¹⁰²⁾・村野 (1963)⁷⁴⁾ 等ののべているように, 流域の浸食の強さと関係する要素と考えることができる。

調査地のうち, 林地に含まれる流域の崩壊発生量 (1 km^2 当り) と, その流域の谷密度・1

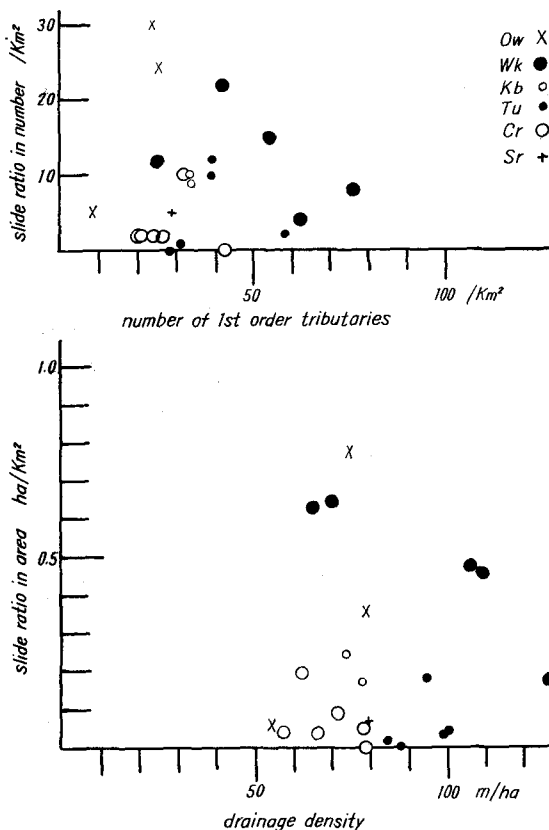


Fig. 9-1. Relation of slide ratio to drainage density and number of 1st order tributaries (Birotori).

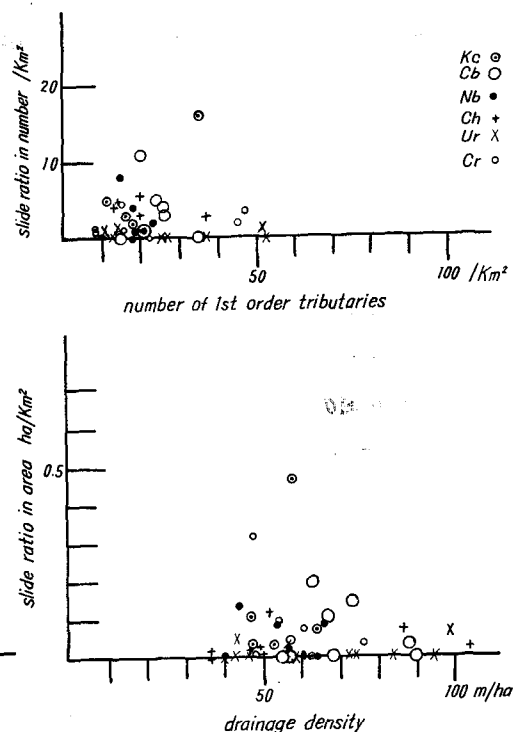


Fig. 9-2. Relation of slide ratio to drainage density and number of 1st order tributaries (Urahoro).

次水路数の関係を Fig. 9 に示した。

全体として規則性はみとめられないが、同一地層をとった場合、平取の稚内層 (Wk)、浦幌の直別層 (Cb) に、谷密度の小さい方、1 次水路数の少ない方に、崩壊量の多い傾向をみることができる。

これまで、崩壊と谷密度との間には、関係がない (大石 1956⁶⁹⁾、遠藤・鶴田 1965¹⁵⁾、谷密度の多いところに崩壊が多い (市川 1954⁴⁶⁾、1956³⁷⁾、谷密度の少ないところに崩壊が多い (村野 1963⁷⁴⁾、村井・藤原 1964⁷¹⁾) などあって定説がない。

Fig. 9 に示されたことは、ほぼ似たような地質・地形条件のところでは、同じような水路の発達が行なわれるとすれば、現在水路の発達の悪いところは浸食が盛んであり、崩壊も多く発生すると考えることができる。

IV. 崩壊地の自然復旧

前述のように、崩壊地という概念には、崩壊地が自然にあるいは人為的に植生で覆われ、崩壊地でなくなるという前提を含んでいる。

崩壊地がどの程度まで植生におおわれたとき復旧したというかについては、はっきりした規準はみられない。土砂の生産源として崩壊地をみるときは、裸地がなくなるとが、落石や表面浸食が少なくなり、裸地としての性格が消えることなどがその規準になりうるであろう。

筆者は

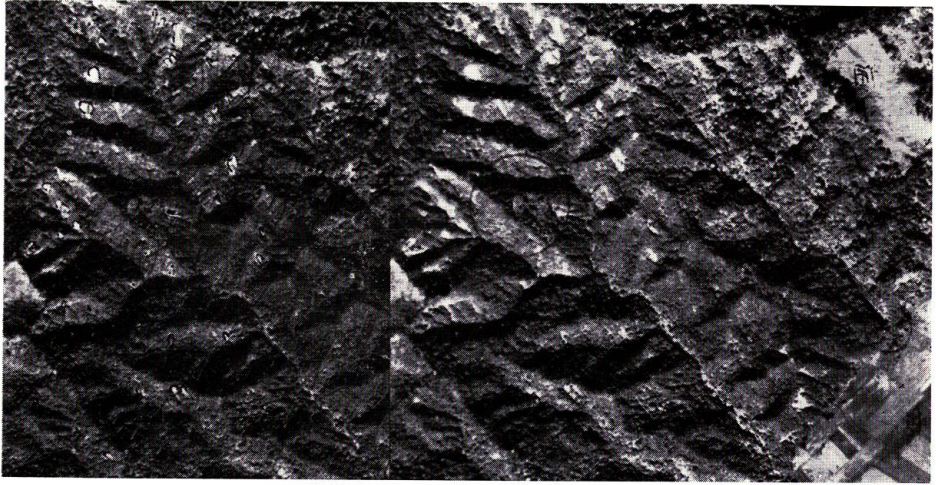
- ① 植生は表土移動のないところに侵入する²⁷⁾
- ② 多くの崩壊地では、木本類も草本類と同時に侵入する^{25), 28), 70)}

ことと、平取地区で崩壊地の侵入植生について植被率、種類密度 (単位面積内の種類数)、隣接地との共通性 (Jaccard の共通係数) を検討した結果、植被率が 80% 以上のものは、自然復旧したときめた¹⁹⁾。このような崩壊地を航空写真と対比し、裸地の有無と色調でほぼ判読できることを確めた (写真 9)。

1. 自然復旧の量

1956 年の写真にある崩壊地のうち、そのあとの写真で、ほぼ全面が植生でおおわれ、色調も大型草本だけとはみられない崩壊地を、この間に自然復旧した崩壊地とし、数・面積とも 1956 年当時のもので示すことにする。この中には、崩壊地が部分的に縮小したものは含まれていない。

平取地区では 560 カ所の崩壊地のうち、7 年間で 253 カ所 (45%) が自然復旧している。自然復旧した崩壊地の面積は 3.42 ha で約 25% になる。浦幌地区では、1956 年に 239 カ所あった崩壊地のうち、8 年間で 166 カ所 (69%)、面積では 3.64 ha (58%) 復旧している。このような崩壊地の自然復旧に影響を与える因子は多いと考えられるが、崩壊地の規模、斜面方位および周囲の林相との関係について検討を加えた。



9—1 1956年9月29日撮影 (山40 C 15-12)

9—1 Photographed on September 29, 1956.



9—2 1963年6月17日撮影 (山328 C 20-3)

9—2 Photographed on June 17, 1963.

写真 9 崩壊地の自然復旧 平取町二風谷川向い (Wk 8 附近)

Photo 9. An example of recovered scars at Nibutani in Biratori.

崩壊地への植生侵入は表面の土砂移動の少ない崩土からはじまり、滑落面や滑落崖が最後に残るが^{(26), (105)}、このような植生侵入の過程をみると、面積の小さいものほど、移動土砂量が少なく復旧しやすいと考えられる。平取地区で規模(面積)別の自然復旧の割合を示したのが Fig. 10-1 である。この図でみると皆伐跡地でも林地でも、面積の小さいものが復旧の割合が多く、7年間に自然復旧したものの89%が200 m²以下のものである。この復旧した崩壊地の中には、当初は200 m²以上の大きさであったのに、1956年の撮影時には縮小して200 m²以下に

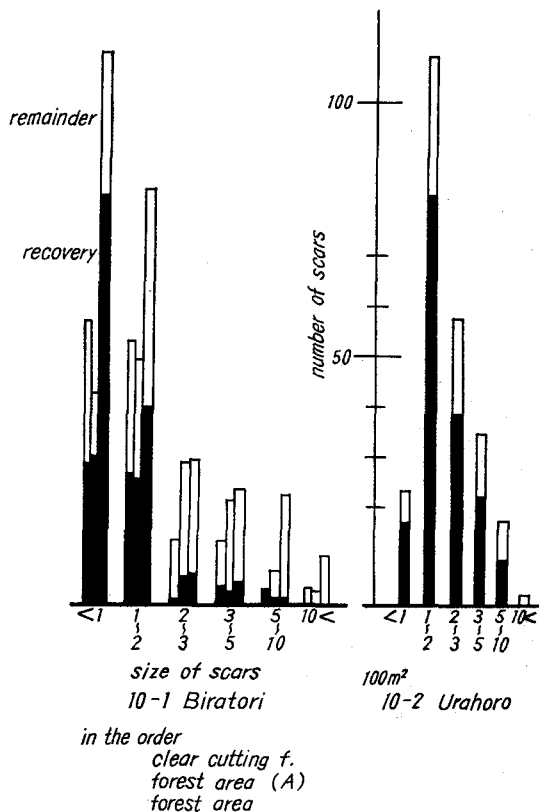


Fig. 10. Relation of recovery ratio to size of scar area.

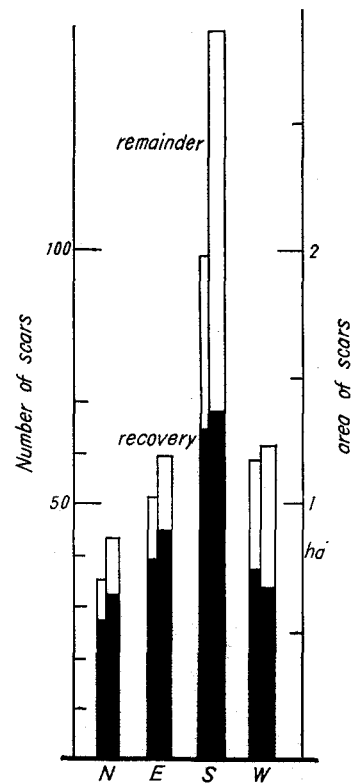


Fig. 11. Relation of recovery ratio to slope aspect in Urahoro.

なっていたものも多く含まれていると考えられる。浦幌地区では、平取地区にくらべて、全体として自然復旧した割合が大きい、Fig. 10-2 でみるように小規模なもののほど復旧した割合が大きい。自然復旧した崩壊地で、最も規模の大きなものは、平取地区では川端層 (Kb) の皆伐跡地にあった 1000 m^2 、浦幌地区では上茶路層 (Kc) の林地内にあった 1000 m^2 のものである。

浦幌地区で、1956 年の撮影時にあった崩壊地を斜面方位別にわけて自然復旧の割合をみたのが Fig. 12 である。これによれば、北および東向き斜面では復旧率がよく、南向き斜面では悪い。第三紀層の泥岩は、III.-2.-1) でのべたように、非常にもろいことが多い。このような泥岩は凍結融解のくり返し、夏期の乾燥時の降雨などによる急激な膨潤で容易に破碎される^{24), 41)}。このような現象は、北向き斜面よりも南向き斜面に強く生ずる。村井 (1958)⁶⁹⁾・石川・鈴木 (1966)⁴¹⁾ の斜面浸食の研究をみても、北向き斜面よりも南向き斜面の浸食量が大きい。以上のことから第三紀層の泥岩が露出している崩壊地では、南向き斜面が最も表土の移動が激しく行なわれ、したがって植生の自然侵入も少なく、復旧率も悪くなるといえる。

崩壊地の周囲が皆伐跡地と林地とで、自然復旧に差があるかどうかをみるため、皆伐跡地、林地毎に自然復旧の数をまとめた (Table 17)。浦幌地区 (Table 17-2) では、皆伐跡地内の崩壊

Table 17-1. Recovery ratios of scars in Biratori.

Site	Formation	Scars at 1956		Recovered scars until 1963		Recovery ratio	
		Number	Area (ha)	Number	Area (ha)	Number (%)	Area (%)
Clear cutting area	Wk	33	1.02	10	0.25	30	25
	Kb	28	0.79	10	0.28	36	35
	Tu	10	0.11	5	0.03	50	27
	Cr	4	0.11	2	0.04	50	36
	Sr	61	0.70	26	0.26	43	37
	Sp	4	0.06	1	0.01	25	17
	(Sum Mean)	140	2.79	54	0.87	39	31
Forest area (A)*	Wk	33	0.79	20	0.25	61	32
	Kb	29	0.33	11	0.16	38	48
	Tu	6	0.13	6	0.13	100	100
	Cr	19	0.81	0	0	0	0
	Sr	54	0.91	28	0.41	52	45
	Sp	7	0.46	1	0.01	14	2
	(Sum Mean)	148	3.43	66	0.96	45	28
Forest area	Ow	97	4.19	32	0.36	33	9
	Wk	96	1.72	52	0.62	54	30
	Kb	45	0.65	29	0.38	64	58
	Tu	19	0.40	9	0.11	47	28
	Cr	11	0.22	7	0.08	64	36
	Sr	3	0.02	3	0.02	100	100
	Sp	1	0.02	1	0.02	100	100
	(Sum Mean)	272	7.19	133	1.59	49	22
Total (Mean)		560	13.41	253	3.42	45	25

* Forest (A): Forest area on the watershed include clear cutting area.

Table 17-2. Recovery ratios of scars in Urahoro.

Site	Formation	Scars at 1954		Recovered scars until 1964		Recovery ratio	
		Number	Area (ha)	Number	Area (ha)	Number (%)	Area (%)
Clear cutting area	Cb	10	0.21	4	0.06	40	29
	Nb	6	0.14	1	0.01	17	7
	Ch	10	0.21	2	0.04	20	19
	Cr	5	0.10	4	0.06	80	60
	(Sum Mean)	31	0.66	11	0.17	35	26
Forest area (A)*	Cb	38	0.69	27	0.42	71	61
	Nb	2	0.03	1	0.02	50	67
	Ch	6	0.16	4	0.11	67	69
	Cr	2	0.04	1	0.02	50	50
	(Sum Mean)	48	0.92	33	0.57	69	62
Forest area	Kc	34	0.76	32	0.71	94	93
	Cb	57	1.41	39	0.85	68	60
	Nb	23	0.70	16	0.38	70	54
	Ch	16	0.42	14	0.37	87	88
	Ur	19	0.64	14	0.43	74	67
	Cr	11	0.74	7	0.16	64	22
	(Sum mean)	160	4.67	122	2.90	76	62
Total (Mean)		239	6.25	166	3.64	69	58

* Forest (A): Forest area on the watershed include clear cutting area.

地の復旧は林地の半数である。皆伐跡地と林地の1956年の現存量の規模・方位の分布をくらべてみてもほとんど差はなく、規模・方位が著しく影響しているとは考えられず、Table 17-2に示されている差は、林地と皆伐跡地の差とみてよい。平取地区 (Table 17-1) でも自然復旧した面積では、皆伐跡地が多いが、自然復旧した崩壊地数は林地の方が多 (Fig. 10-1)。勝見 (1966)⁴⁹⁾ は、厚賀地区で同じような方法で崩壊地の推移を調べ、造林地よりも天然広葉樹林の方が復旧しやすいと報告している。崩壊地への侵入植生の種類を隣接地の林相別にみると、草本類は、隣接地の林相に関係なくどの崩壊地にも共通した種類が侵入し、木本類は隣接地に母樹があるかどうかで影響される種類が多い¹⁹⁾。このようなことが、皆伐跡地と林地の復旧量の差の原因と考えられる。

2. 自然復旧に要する期間

崩壊地の土砂石の生産源としての位置づけを確立するには、崩壊が発生してからどの位の期間で、自然に植生によって被覆され、復旧したといえる状態になるかを明らかにしなければならない。しかし、これに関する資料はまだ少なく、とくに山地での崩壊は、崩壊が何時発生したか、確かな記録のない場合が多いので、発生時点を知るためには、崩壊にともなう生ずる他の現象から推定する方法をとらなければならない。

遠藤等 (1966)¹⁶⁾ は、日高・厚賀地区で、1922年の豪雨で発生した崩壊地および崩壊斜面に自生している樹木を利用して発生年代を推定し、表面浸食をうけないまでに植生が回復するに

Table 18. Annual growth rings of living trees at scars which were recovered with vegetations for the most part.

Site	Formations	Species	Age (years)	Height (m)	Diameter breast high (cm)
Shutta	Kb	<i>Salix Bakko</i> KIMURA	8	3.0	5.0
		<i>Styrax Obassia</i> SIEB. et ZUCC.	12	4.0	6.5
		<i>Alnus hirsuta</i> TURCZ.	5	3.0	2.5
Abetsu	Tu	<i>Larix leptolepis</i> GORDON	8	4.0	5.0
		<i>Salix Bakko</i> KIMURA	8	2.0	2.2
Yurappe	Wk	<i>Alnus hirsuta</i> TURCZ.	10	3.0	6.8
		<i>Prunus verecunda</i> KOEHNE	8	2.0	1.5
Ikeuri	Sr	<i>Aralia elata</i> SEEMAN	9	2.0	5.0
		<i>Hydrangea paniculata</i> SIEBOL	9	2.0	2.4
		<i>Salix Sachalinensis</i> Fr. SCHM.	8	3.0	7.5
Abetsu	Tu	<i>Lespedeza bicolor</i> TURCZ.	16	3.0	4.0
		<i>Alnus hirsuta</i> TURCZ.	16	6.0	10.0
Ikeuri	Sr	<i>Tilia japonica</i> SIMONKAI	10	4.0	3.5
		<i>Salix Bakko</i> KIMURA	9	4.0	5.0
Nukibetsu	Kb	<i>Alnus hirsuta</i> TURCZ.	6	5.0	4.0
		"	8	5.0	6.0

は10~30年を要すると報告している。筆者の観察でも、崩壊地に自然に植生が侵入し、ほぼ全面が植生で覆われるまでの期間は、個々の崩壊地で著しくことなる。例えば、崖錐の下部には、26年生の樹木が生えているにもかかわらず、崖錐上部はオオイタドリ、エゾヨモギなどの大型草本のみで、滑落面は裸地で岩盤が露出し、落石の続いている崩壊地があった。また、ほぼ復旧した状態になってから崖錐部の一部に雨裂が生じて、再び土砂移動が活発になっている崩壊地もみられた。

このように、崩壊地が自然復旧するのに要する期間には大きな幅があると考えられるが、筆者は、平取地区でつぎのような方法で崩壊地が、最も早く自然復旧した期間を調べた。崩壊地面積の80%以上が植生で覆われ、自然復旧したと判断できるところで、その中に生えている木本類の大きなものを数本ずつ伐ってその年輪を調べた。その一部をTable 18に示す。崩壊が発生してから自然復旧するまでの年数は、この樹齢に崩壊発生後から木本類の侵入までの年数を加えたものである。

新しく生じた裸地面に、木本類が何年位で侵入するかを知るために、施工年度の明らかな付近の林道法面に侵入している木本類の樹齢を調べた。これによれば、早いものは、施工後2~3年で侵入している。

上記のことと、Table 18より、崩壊地がその面積の80%以上を植生で覆われ、自然復旧したといえる状態になるまでは、早い場合で崩壊後10~15年を要する。

結 言

山地の崩壊は、砂防工学では、河川計画につらなる土砂石の一次的生産源として位置づけられている。この点から、山地崩壊をみるときは、新たに発生する崩壊と崩壊した跡地である崩壊地とは厳密に区分し、また、両者とも時間経過を含めて考察する必要がある。北海道の平取および浦幌地区の林地で、7年および8年の期間をおいて撮影された航空写真を対比することによって、時間を導入し、崩壊の発生量、崩壊地の自然復旧について明らかにした。

林地の崩壊発生量には、豪雨や地震などの誘因が等しく作用するとすれば、皆伐作業の影響が最も大きい。平取地区でも浦幌地区でも、皆伐後早いものは3年、多くは7~8年で、崩壊面積が1 ha/km²以上となり、皆伐していない林地の約10倍の発生量となる。皆伐していない林地の崩壊発生量は、1 km² 当り、平取地区では10カ所0.23 ha、浦幌地区では2カ所0.05 haである。この崩壊発生量をもとにして、地層・傾斜・谷密度について検討した。この中で最も関係の顕著なものは、斜面の傾斜で、40°~50°の斜面が、他の傾斜面にくらべて数倍の崩壊発生のあることが知られた。

これらの、崩壊の発生に作用する要素については、これまで一時点の崩壊地現存量にもとづいて研究された結果とはほぼ同じ傾向が認められた。

既存の崩壊地の推移についてみると、平取地区では7年間に、数では45%、面積では25%、

浦幌地区では8年間にそれぞれ70%, 55%の崩壊地が自然復旧している。この期間内には、崩壊を発生させるような豪雨や地震が幾度か記録されているが、自然復旧の割合は、上記のように大きな値を示す。さらに、崩壊地面積の小さいものほど復旧率が大いこと、また、南向き斜面の崩壊地は、北・東向き斜面の崩壊地に比べて自然復旧率が小さいこと、平取地区では崩壊後、早い場合は10~15年で、崩壊地の80%以上が植生で被覆され、ほぼ復旧したという状態になることが知られた。

この方法によって、それぞれの地域の数年間の崩壊発生量を想定し、また、既存の崩壊地の時間的推移を明らかにして、土砂生産源として正しく位置づけすれば、これらに対する有効な治山計画や砂防計画をつくることが可能になる。

要 約

山崩れの一部である崩壊は、砂防工学では土砂石の一次的生産源として位置づけられている。崩壊を、この観点からみるならば、崩壊現象そのものと、崩壊した跡地である崩壊地とを区別し、それぞれについて、その性状を明らかにすることが必要である。しかし、これまでは一時点の崩壊地の現存量を資料として、崩壊を論じたものが多く、崩壊の発生や、崩壊地の時間的推移については、ほとんど研究がなされていない。

それぞれの地域の崩壊の発生や、崩壊地の推移についての具体的条件が明らかになれば、治山計画や砂防計画の作成に大きく貢献できる。また、防災対策に有効な崩壊発生の予知方法を確立するにも、崩壊に関する土質力学的研究成果とともに、多くの要素が総合的に作用する自然条件のもとでの地域的な研究成果が蓄積されて、はじめて可能になる。

この論文は、北海道の平取および浦幌地区の林地で、ことなる時点で撮影された航空写真を対比する方法により、崩壊の発生量・崩壊地の自然復旧の実態を明らかにし、これらに関する諸条件について考察したものである。

研究の方法と結果はつぎのとおりである。

1. 崩壊地には、それが再び植生で被覆され復旧するという前提があるので、落石・地すべりとは区別し、崩壊は、斜面の土層・風化堆積物・岩石などが個々にあるいは結合して急速に崩れ落ちる現象と定義した。

2. 平取地区・浦幌地区の林地で2次~4次の小流域を選び、調査地とした。この小流域は、地質条件がことなることによる崩壊に対する影響を小さくするため、地質図上で、第三紀および中生代の同一地層が全流域を占める流域とした (Table 7, 8)。

3. 平取地区では1956年と1963年、浦幌地区では1956年と1964年に撮影した航空写真を対比し、この撮影期間内に新たに発生した崩壊地の量を発生量とし、古い時点の崩壊地で新しい時点で植生によってほぼ全面が被覆されていると認められるものの量を復旧量とした。

4. 発生量・復旧量は、崩壊カ所数と崩壊地面積で表わし、これを航空写真上で判読・測

定した。写真上の崩壊地面積にあらわれる崩壊斜面の傾斜による影像の歪みは、射線法の原理を応用した新しい修正法で是正した (Fig. 1, 2)。

5. 崩壊発生の誘因となる、1日 50 mm 以上の降雨は、平取地区では 1956~1963 年の 7 年間に 22 回、浦幌地区では 1956~1964 年の 8 年間に 46 回記録されている。また、大きな地震は 3 回あった。これらの誘因は、同一地区では、同じように作用したと仮定した (Table 10, 11)。

6. 崩壊の発生量に最も大きな影響を与えるものは、皆伐とそれとともなう作業の影響である。皆伐後、早いものでは 3 年、多くのところでは 7~8 年で、発生した崩壊地は、1 km² 当り 1 ha 以上となり、皆伐していない林地の約 10 倍の発生量である。これは、樹根の杭作用、Net-work などといわれている崩壊抑止効果の存在を示すものとみられる (Table 12, Fig. 6)。

7. 皆伐していない林地の 1 km² 当りの崩壊発生量は、平取地区では 1956~1963 年の 7 年間に 10 カ所 0.23 ha、浦幌地区では 1956~1964 年の 8 年間に 2 カ所 0.05 ha で、この発生量と地層・谷密度・傾斜との関係をしらべた。

第三紀層と中生層をくらべると、風化破碎しやすい第三紀層に発生量が多い (Table 15)。

平取地区の稚内層 (Wk)、浦幌地区の直別層 (Cb) の流域では、水路発達の良い流域に発生量が多いという傾向がみられる。

浦幌地区の傾斜別崩壊地数は、斜面の傾斜別分布とはことなり、35°~50°の斜面に崩壊地数が多い (Fig. 8)。また、40°~50°の斜面の崩壊発生面積は 0.24% で、他の傾斜面の約 5 倍である (Table 16)。

8. 平取地区では、1956 年にあった 560 カ所 13.41 ha の崩壊地のうち、7 年間に崩壊地数で 45% (面積では 25%) が、また浦幌地区では 1956 年の 239 カ所 6.25 ha の崩壊地のうち、8 年間に 70% (55%) が、ほぼ全面を植生で被覆され、自然復旧している (Table 17)。そして小規模な崩壊地ほど自然復旧しやすい (Fig. 11)。また、浦幌地区の自然復旧した崩壊地を斜面方位別にみると、北・東向き斜面の復旧率 75% に対し、表土の移動の激しいとみられる南向き斜面は 45% で復旧率が小さい。

9. 平取地区で、崩壊地がその 80% 以上を自然に植生で被覆されて、ほぼ復旧した状態になるまでの期間を、侵入している木本類の樹齢から推定すると、最も早い場合で、崩壊後 10~15 年であった。

10. この方法によって、複雑な自然条件のもとでの数年間の崩壊の発生量を推定する資料が得られるし、また既存の崩壊地の推移も明らかになるから、これらの土砂石生産源に対する有効な対策を立てることが可能になる。

参 考 文 献

- 1) 秋谷孝一 (1960): 札幌営林局管内における崩壊地と地質の関連について. 第70回日林講, 374-375.
- 2) 荒巻 孚・沢野亮一 (1957): 荒廃山地が河床堆積物および運搬物質に与える影響. 地評, 30, 548-563.
- 3) BOURCART J. (照田宥子訳) (1957): 侵蝕論 (L'Erosion des Continents). 駿台出版社, 71-84.
- 4) 千葉徳爾 (1956): はげ山の研究. 農林協会.
- 5) 近嵐弘栄 (1959): 日高山脈の地形地質と崩壊. 第69回日林講, 427-430.
- 6) 近嵐弘栄 (1961): 昭和34年1月弟子屈地震で発生した崩壊地について. 第71回日林講, 316-317.
- 7) Committee on Landslide Investigation (1958): Landslides and Engineering Practice. Highway Reserch Board, S. Report 129, 20-68.
- 8) COMMON, R. (1966): Slope failure and morphogenetic regions. Essays in Geomorphology. New York, 53-81.
- 9) 遠藤隆一・武居有恒・大手桂二・中島 力・橋本 明 (1961): 山くずれの実験的研究 (第1報). 京大演報, 33, 241-254.
- 10) 遠藤隆一・武居有恒・大手桂二・大井英臣・松下忠洋 (1963): 山くずれの 実験的研究 (第2報). 新砂防, 48, 4-10.
- 11) 遠藤泰造 (1961): 樺戸山系南部における崩かい地の植生について. 日林北支講, 10, 149-152.
- 12) 遠藤泰造・鶴田武雄・宮下進治 (1963): 皆伐林地の山くずれの発生状況. 北方林業, 174, 22-25.
- 13) 遠藤泰造 (1964): 山くずれ危険地帯の予知について. 治山と保全, 4, 5-12.
- 14) 遠藤泰造・鶴田武雄 (1964): 火山噴出物をデーターとした過去350余年間の山崩に関する量的研究. 林試北支年報, 1963, 261-282.
- 15) 遠藤泰造・鶴田武雄 (1965): 丘陵山地における谷地形の発達と侵食について. 林試北支年報, 1964, 202-217.
- 16) 遠藤泰造・鶴田武雄 (1966): 植生および侵食からみた崩壊斜面の推移とその緑化に関する研究 (II)—環境要因からみた崩壊斜面の特徴とその分類について—. 林試北支年報, 1965, 197-209.
- 17) 遠藤泰造 (1966): シミュレーション・モデルによる雨量と山くずれの面積との関係についての一考察. 日林北支講, 15, 40-42.
- 18) 藤原晃一郎・倉持寿夫 (1965): 沙流川流域における第三紀層山地の崩壊について. 新砂防, 58, 9-16.
- 19) 藤原晃一郎・加賀雄一 (1965): 平取周辺崩壊地の侵入植生. 日林北支講, 14, 89-92.
- 20) 藤原晃一郎・新谷 融 (1965): 地すべり地の地形的特徴と空中写真判読の指標. 日林北支講, 14, 104-107.
- 21) 藤原晃一郎 (1966): 航空写真による音別川流域の地すべりの分布. 第77回日林講, 573-575.
- 22) GILLULY, J., WATERS A. C. and WOODFORD A. O. (1958): Principles of Geology. Tokyo, 170-187.
- 23) 郷原有恒 (1958): 山崩れの力学的研究 II, III (II. 滑り面の形, III. 森林の崩壊防止機能). 新砂防, 29, 1-10.
- 24) 東 三郎・藤原晃一郎・村井延雄 (1963): 夏期における頁岩の機械的風化. 新砂防, 49, 8-14.
- 25) 東 三郎 (1964): 砂防植生工におけるヤナギ類導入に関する研究. 北大演報, 23, 2, 151-228.
- 26) 東 三郎 (1964): 北海道の第三紀層崩壊地における植生導入について. 日林北支講, 13, 27-29.
- 27) 東 三郎 (1966): 北海道の第三紀層崩壊地における植生侵入と植生導入に関する考察. 第77回日林講, 566-567.
- 28) 東 三郎 (1967): 地表変動と指標植物. 水利科学, 56, 55-68.
- 29) 平野昌繁 (1966): 斜面発達とくに断層崖発達に関する数学的モデル. 地評, 39, 5, 324-336.
- 30) 平野昌繁 (1967): 数学的モデルからみた山麓緩斜面あるいは組織地形. 地評, 40, 10, 564-573.
- 31) 平田徳太郎 (1939): 本邦に於ける山地の荒廃に就て. 林試彙報, 47, 67-85.
- 32) HORTON R. E. (1945): Erosional development of streams and their drainage basins, hydro-physical approach to quantitative morphology. Bull. Geol. Soc. Amer., 56, 3, 273-370.
- 33) 本間不二男 (1930): 山崩れ及び地沁りの特性と其の重要性. 地球, 14, 4, 283-289.

- 34) 市川正己 (1952): 渡良瀬川上流地域の山地崩壊とその諸因子・並びに河川に与える影響. 地評, 25, 12, 495-504.
- 35) 市川正己 (1956): 渡良瀬川上流の荒廃地と斜面供給物質に関する研究. 地評, 29, 1, 38-52.
- 36) 市川正己 (1959): 山地崩壊一とくに山崩について. 自然地理学研究法, 朝倉書店, 73-90.
- 37) 市川正己 (1960): 狩野川上流地域における山地崩壊と水害. 地評, 33, 3, 112-121.
- 38) 市瀬由自 (1960): 狩野川流域における山地崩壊の分布とその機構. 地評, 33, 3, 122-129.
- 39) 井口正男 (1964): 天竜川における流砂とその問題点. 水利科学, 40, 73-88.
- 40) 石川政幸・鈴木孝雄 (1966): 北海道の凍結地帯における崩壊斜面の侵食過程. 林試北支年報, 1965, 145-157.
- 41) 石川政幸・鈴木孝雄 (1966): 頁岩の機械的風化に関する実験と観察. 林試北支年報, 1965, 159-173.
- 42) 石川利治 (1937): 急激なる降雨の作用に依る林地崩壊の一例. 日林誌, 19, 6, 400-412.
- 43) 岩塚守公 (1954): 全国の国鉄沿線に発生した斜面崩壊の自然地理学的研究. 東大地理学研究, 3, 97-114.
- 44) 神保小虎 (1902): 羽前国大石田地方の山崩れ. 地質雑, 9, 355-361.
- 45) 神保小虎 (1904): 岩代国半田銀山変動ノ沿革及ビ, 山崩レノ総説. 震災予防調査会報告, 49, 29-40.
- 46) 香川 県 (1954): 土器川流域砂防調査報告書, 34-61.
- 47) 片岡 順 (1965): 山地荒廃推移の測定 (航空写真の利用による方法). 第76回日林講, 410-412.
- 48) 勝見精一 (1965): 沙流川上流の山崩れについて. 第76回日林講, 408-410.
- 49) 勝見精一 (1966): 空中写真からみた崩壊地の推移について —北海道における第三紀層地帯の造林地崩壊の研究 (3)一. 林試北支年報, 1965, 178-186.
- 50) 川口武雄 (1944): 禿嶺地の土砂崩落. 森林治水試験彙報, 20, 29-38.
- 51) 川口武雄 (1952): 山崩の力学的要素及び数式解法について. 新砂防, 9, 8-14.
- 52) 河田五郎 (1942): 岡山県下の水害崩壊地に就ての二三の統計. 砂防, 83, 170-172.
- 53) 河田五郎・片岡 順・竹田泰雄・山田正治 (1967): 根尾川流域における崩壊地調査. 新砂防, 66, 1-4.
- 54) 木村耕三 (1965): 群発地震と崩壊. 水利科学, 46, 73-86.
- 55) 吉良八郎 (1963): 貯水池の滞砂に関する水理学的研究. 香川大農紀, 12, 16-41.
- 56) 北村嘉一・難波宣士 (1966): 樹根の抵抗力に関する現地試験. 第77回日林講, 568-570.
- 57) 小出 博 (1952): 応用地質, 岩石の風化と森林の立地. 古今書院, 70-175.
- 58) 小出 博 (1955): 山崩れ. 古今書院.
- 59) 近野英吉 (1938): 竹山の崩壊と其対策. 砂防, 57, 371-376.
- 60) 倉持寿夫・藤原晃一郎 (1964): 航空写真からの崩壊地測量について. 日林北支講, 13, 23-26.
- 61) KRYNINE D. P. and JUDD W. R. (1957): Principles of Engineering Geology and Geotechnics. Tokyo., 636-661.
- 62) LEOPOLD L. B., WOLMAN M. G. and MILLER J. P. (1964): Fluvial Processes in Geomorphology. London, 333-386, 486-504.
- 63) 丸安隆和 (1965): 写真判読による地すべり, 崩壊の統計的研究. 土木学会論文集, 116, 37-55.
- 64) MARUYASU T. and REES D. G. T. (1966): Movements of bed-sediment in mountain rivers. 東大生産研報告, 16, 3, 1-95.
- 65) 皆川 真 (1958): 神流川流域船子川地質崩壊調査. 新砂防, 30, 22-29.
- 66) MIYABE N. (1935): A study of landslides. 東大震研彙報, 13, 1, 85-113.
- 67) 桃井治三郎 (1924): 大正13年6月碓氷峠附近の山津波. 森林治水気象彙報, 5, 118-137.
- 68) 諸戸北郎 (1929): 地震と山地の崩壊とに就いて. 震災予防調査会報告, 100, 79.
- 69) 村井延雄 (1958): 北海道の水源地域における斜面浸食に関する基礎的研究. 北大演報, 19, 3, 1-98.
- 70) 村井延雄・東 三郎・藤原晃一郎 (1962): プナ林水源地帯における流域保全に関する研究 —北海道天の川支流アッシナイ—. 北大演業務資料, 3, 1-53.
- 71) 村井延雄・藤原晃一郎 (1964, 1966): 第三紀層山地の崩壊について (I, II). 第75, 77回日林講, 451-453, 558-560.
- 72) 村井延雄・東 三郎・藤原晃一郎 (1965): 間寒別川流域の森林経営と保全に関する基礎的研究 —流域保全の実態調査報告書—. 北大演業務資料, 11, 1-22.
- 73) 村上一幸 (1965): 赤城火山の山崩と地形との関係. 地評, 29, 4, 209-217.

- 74) 村野義郎 (1963): 山地における砂石の生産に関する研究. 土木研究所報告, 114, 1-46.
- 75) 村野義郎 (1965, 1967): 豪雨型山くずれの研究, 天竜川上流流域について. (I, II). 新砂防, 56・1-8, 64・1-6.
- 76) 永瀬裕一・飯塚 肇 (1965): 森林の伐採および林道の開設が土砂流出におよぼす影響について. 新砂防, 58, 17-27.
- 77) 中村慶三郎 (1934): 山崩. 岩波書店.
- 78) 中村慶三郎 (1937): 山崩と土地割替制度との関係に就いて (1), (2). 地評, 13, 7・587-606, 8・706-724.
- 79) 中村慶三郎 (1955): 本邦の地送りおよび山崩. 地学雑誌, 64, 1-6.
- 80) 中村三郎 (1959): 森林立地の一問題点 山地崩壊と森林土壌について. 開発に関する地理学的諸問題, 73-80.
- 81) 中村保雄 (1965): 崩壊危険地域調査とこれに対する航空写真の利用—安倍川上流地域の調査例—. 第四回治山研究発表会論文集, 63-77.
- 82) 浪瀬信義・山崎不二夫・八幡敏雄・中田昌卯・青島清雄・石川武雄 (1959): 腐朽板根に関する研究. その野外実験に関する報告, 岩手大農報, 4, 2, 192-223.
- 83) 難波宣士 (1966): 治山の立場からみた昭和40年9月の真名川流域の山地荒廃について. 水利科学, 48, 24-37.
- 84) 西畑勇夫 (1963): 山地の崩壊と地質, 地形および雨量との関係について. 土木学会論文集, 100, 9-14.
- 85) 新沢直治 (1952): 今市地震による崩壊について. 新砂防, 8, 7-10.
- 86) 野満隆治 (1943): 河川学. 地人書館, 1-314.
- 87) 野満隆治・他 (1942, 1944): 山崩に就いて (第1, 2, 3, 4報). 地球物理, 6, 2, 135, 8, 1, 1-18, 19-38, 39-101.
- 88) 奥西一夫 (1965, 1966): 斜面崩壊に関する実験的研究 (序報 I). 京大防災研年報, 8・543-553, 9・375-384.
- 89) 大石道夫・皆川 真 (1956, 1961): 砂防調査における地形解析について (第1, 2, 3報). 新砂防, 23・19-23, 42・13-21, 22-33.
- 90) 大石道夫・皆川 真 (1962): 崩壊調査のあり方について. 新砂防, 43, 11-30.
- 91) 尾張安治・駒村富士弥 (1964): 山地崩壊と地形, 地質との関係について. 第75回日林講, 453-456.
- 92) 尾張安治・駒村富士弥 (1965): 新潟地震による岩船地方の山地崩壊について. 新研防, 58, 28-34.
- 93) PENCK W. (1924): Die Morphologische Analyse. Stuttgart, 219-244.
- 94) RAPP A. (1960): Literature on slope denudation in Finland, Iceland, Norway, Spitsbergen and Sweden. Zeitschrift für Geomorphologie, 1, 33-48.
- 95) 林野庁治山課 (1959): 崩壊地の基礎的特性について (治山事業調査報告-II). 1-54.
- 96) RUDBERG, S. (1958): Some observations concerning mass movement on slopes in Sweden. Geol. Feren. I. Stock. Förrk, 80, 1, 114-125.
- 97) 阪口 豊 (1953): 日高山地周辺の地形に関する二, 三の資料 —第4紀の編年を中心として—. 地評, 26, 12, 563-570.
- 98) 佐藤武夫・奥田 稔・高橋 裕 (1964): 災害論. 勁草書房, 43-65・217.
- 99) SCHEIDEGGER A. E. (1961): Theoretical Geomorphology. Berlin, 53-117.
- 100) SHARPE C. F. S. (1937): Landslides and Related Phenomena, A study of mass-movements of soil and rock. New Jersey,
- 101) 四手井綱英・樫山徳治 (1954): 森林の豪雨性山崩への影響. 林試研報, 74, 41-55.
- 102) STRAHLER A. N. (1957): Quantitative analysis of watershed geomorphology. Trans. Amer. Geophys. Union., 38, 913-920.
- 103) STRAHLER A. N. (1960): Physical Geography. New York, 311-325.
- 104) 鈴木四郎 (1966): 空中写真による治山調査の一例. 森林航測, 57, 5-8.
- 105) 高橋啓二 (1955): 稚内幌加内営林署管内崩壊地植物調査報告. 旭川営林局, 1-20.
- 106) 高橋宏治 (1967): 治山調査における航空写真の判読利用について. 森林航測, 63, 6-10.
- 107) 高橋敏男 (1966): 山崩れ防止からみた森林の材積. 日林北支講, 15, 53-57.
- 108) 武田進平・上飯坂実 (1958): 山地崩壊と地質との関係 (第1報). 新砂防, 27, 1-7.
- 109) 武居有恒 (1952): 亀岡近郊に於ける山崩れに就いて. 新砂防, 8, 15-20.

- 110) 武居有恒 (1961): 山くずれの力学的研究. 京大演報, 32, 43-97.
- 111) 武居有恒 (1964): 山くずれの平衡条件に対する地下水流の影響について. 新砂防, 55, 1-15.
- 112) 竹下敬司 (1955): 昭和 28 年 6 月の豪雨により福岡県下に生じた山地崩壊に関する調査報告. 福岡林試時報, 8, 9.
- 113) 竹下敬司 (1961): 地形的災害と斜面の微地形に関する森林立地学的研究. 福岡県下における崩壊と森林土壌調査を中心として, 福岡林試時報, 13, 1-116.
- 114) 竹下敬司 (1963): 実験にもとづく斜面生成機構の理論的解析とその考察. 福岡林試時報, 16, 115-136.
- 115) 田中治雄 (1957): 我国における貯水池築造に関する応用地学的研究. 電力中央研究所, 技術研究所報告 (土木, 57011), 245-251.
- 116) 田中 茂 (1956): 豪雨による砂質斜面の崩壊機構. 新砂防, 22, 3-9.
- 117) 田中真吾 (1957): 瀬戸内海沿岸地域における谷密度と岩石 (花崗岩および古生層) との関係. 地評, 30, 7, 564-578.
- 118) 谷口秀男 (1963): 頁岩破砕帯における地すべりについて. 新砂防, 51, 18-23.
- 119) 寺田寅彦・宮部直己 (1929): 砂層の崩壊に関する実験 (第一, 二, 三報), Experimental investigations of the deformation of sand mass by lateral pressure. 東大震研彙報, 4・33-56, 6・109-126, 7・65-93.
- 120) 寺田寅彦・宮部直己 (1932): 秦野に於ける山崩. 東大震研彙報, 10, 192-199.
- 121) TERZAGHI K. and PECK R. B. (1960): Soil Mechanics in Engineering Practice. Modern Asia Edition, 181-192.
- 122) TREWARTHA, G. T. ROBINSON, A. H. and HAMMOND E. H. (1961): Fundamentals of Physical Geography. New York, 51-64.
- 123) 荻萩珠男 (1967): 崩壊調査の方法及びそのまとめ方に対する疑問と提案. 新砂防, 65, 16-20.
- 124) 上田一人 (1954): 門司市大山崩における崩壊源の性格 一防災都市計画の基礎として一. 地評, 27, 9, 355-365.
- 125) 牛島信義・竹内慶彦 (1954): 山形県における地形侵食量の研究. 地学雑, 63, 25-32.
- 126) 脇水鉄五郎 (1912): 山地の崩壊に就て. 地学雑, 24, 379-390, 460-472, 541-554.
- 127) 渡辺 貫 (1935): 地質工学. 古今書院, 250-272.
- 128) 矢野勝正・土屋義人・奥村武信 (1966): 蒲田川流域の地形学的特性に関する研究 (I). 京大防災研究所年報, 9, 433-444.
- 129) 谷津栄寿 (1950): 秋父山地の起伏量について. 田中啓爾先生記念大塚地理学会論文集, 323-331.
- 130) 横田知昭 (1965): 崩壊調査資料の地質別集計に基づく一考察. 新砂防, 57, 15-31.
- 131) 横山又次郎 (1911): 静岡県志太郡の山崩調査報告. 地質雑, 18, 239-254.
- 132) 横山又次郎 (1912): 長野県下南小谷村山崩視察報告. 地学雑, 24, 608-620.

調査地の地質・気象については下記のものを参考にした。

地 質

- 北海道土木部 (1954): 20 万分の 1 北海道地質図 No. 4 (中央南部), 北海道地下資源調査所.
- 根本忠寛・他 (1937): 10 万分の 1 登川図幅ならびに説明書. 北海道工業試験場.
- 今井 功・他 (1957): 5 万分の 1 富川図幅ならびに説明書. 北海道開発庁.
- 吉田 尚・他 (1959): 5 万分の 1 比字図幅ならびに説明書. 北海道開発庁.
- 北川芳男・他 (1960): 十勝東部・西部経営計画区の地質. 帯広営林局.
- 松井 愈・他 (1965): 釧路・根室経営計画区の地質. 帯広営林局.
- 棚井敏雄 (1957): 5 万分の 1 音別地質図幅ならびに説明書. 北海道開発庁.
- 三谷勝利・他 (1959): 5 万分の 1 本別地質図幅ならびに説明書. 北海道開発庁.
- 織田精徳・他 (1959): 5 万分の 1 常室地質図幅ならびに説明書. 北海道開発庁.
- 佐藤 茂・他 (1961): 5 万分の 1 上茶路地質図幅ならびに説明書. 北海道開発庁.
- 棚井敏雄 (1961): 5 万分の 1 厚内地質図幅ならびに説明書. 北海道開発庁.

気 象

- 気象協会北海道地方本部 (1964): 新版北海道の気候.
- 気象協会北海道地方本部: 北海道の気象. 1-8.

Summary

The term "landslide" was defined for use in this study as "debris-slide" which include all cases of rapid downward movement of predominantly unconsolidated and incoherent soil and debris. Debris-slides occur most frequency on steep slopes or other detrial slopes in mountain area covered with forest vegetation. Therefore, landslide has become a theme of research related to denudational processes of slope and sediment yields in channels. Many of the previos reserches considered data of slided scars at one stage. The important point, however is that landslide scars are continually changing and may be recover with native vegetation. In order to correct the defect, the author recognized the ratio of landslide and the ratio of recovery of slided scars by comparison of aerial photographs taken several years apart. Data were collected at hilly wood land in Biratori and Urahoru of Hokkaido, the geology of which consist of tertiary sediment rocks.

A summary of the methode and results is given bellow.

1. 2 sets of aerial photographs covering the study area were used. In Biratori those were photographed in 1956 and 1963, in Urahoru those were taken in 1956 and 1964. The photographs were on a scale of 1:25000.

2. Number and area of slided scars were measured on aerial photographs. The error due to the relief displacement which deforms shape of scar were corrected using a equation derived from the princeple of the radial line methode.

3. The data measured on aerial photographs were compared with the actual surveyed data. The accuracy was satisfactory.

4. The unit area to calculate slide-ratio and recovery-ratio was a small watershed covered with the same geologic formation. 3~13 watersheds were chosen at every formation from the geologic maps. In the aggregate, 61 small watersheds were investigated in Biratori, 56 ones in Urahoru.

5. In this study, made the assumption that external causes of landslide exert similar influences in the same area. For the interval after old aerial photographs were taken to recent ones taken, heavy precipitations (above 50 mm for a day) recorded 22 times in Biratori and 46 times in Urahoru. Great earthquakes occured 3 times.

6. Within the limits of this investigation, the landslide ratio was affected remarkably by the acts of clear cutting. The ratios of landslide at clear cutting forest area increased slightly from 3rd year after the cutting and were approximately 10 times than those at forest area for 5~8 years after the cutting. It can be considered that there are the stabilizing effects of forest roots to soil layers.

7. At forest area in Biratori, the average ratio of landslide was 10 spots $\cdot$ 0.23 ha per square km for 7 years from 1956 to 1963, in Urahoru it was 2 spots $\cdot$ 0.05 ha for 8 years from 1956 to 1964. From the data, the followings became clear after the investigation on some factors of the internal causes of landslide.

It was difficult to distinguish the difference of landslide ratios among the formations belong to tertiary.

It was recognized on watershed covered with a few formation that, if the drainage density becomes larger, landslide ratio becomes more small.

On the steep slopes inclined 40~50 degree in Urahoru, landslide ratio was 0.25 ha

per square km for 8 years and it was 5 times than it on other inclined slopes.

8. In Biratori, 45% of the total number and 25% of the total area which existed as slided scars in 1956 were recovered with native vegetation in 1963. In Urahoro, 70% in number and 55% in area of those were recovered in 1964. Recovery ratios of small scars were greater than that of larger scars.

In Urahoro, recovery ratio of scars on the north and east slope was 75% in area. On the south slope, at where the repetition of dry-wetting or freeze-thawing affecting the erosive process is greater than that on the north slope, it was 45%.

It was estimated by the tree-ring dating that 10~15 years is necessary at least until slided scar is recovered with native vegetation.