

# 大井川上流のある斜面における 崩壊の変遷とその地盤状況

真板 秀二

## I はじめに

山地斜面のどの部分が、いつ、どのような原因で崩れ、またそれがどのように植生に被覆され復旧していくか、この斜面の歴史とも言うべき過程の記録は、その斜面の崩壊の特性を理解する上で最も基本的な事柄の一つである。さらに各斜面についてのこれら記録の集積は、崩壊現象一般の解明にも役立つものと考えられる。

このような観点で筑波大学農林技術センター井川演習林内の一つの斜面について崩壊の変遷を追ってみたので、資料の意味で報告しておきたい。

斜面を崩壊発生場としてとらえる場合、竹下の言う単位斜面<sup>1)</sup>を単位とするのが適当と考えられる。ここでも一つの単位斜面を区画して、これについて調べている。また、この斜面が崩壊発生場としてどのような条件にあるか、最も基本的要因の一つである地盤状況についても調べている。

現地調査にあたっては、砂板元幸氏はじめ井川演習林の職員の方々に大変お世話になった。あらためてお礼申し上げる。

## II 調査地の概要

大井川上流東河内流域にある井川演習林内に調査地を設定した(図-1)。調査地は一般傾斜が40度前後の西向きの単位斜面で、面積は13haである。また標高は1,100~1,450mの範囲にある。地質は四万十層群の頁岩、砂岩の互層からなる。岩質は、糸魚川-静岡線等の構造運動の影響を受け破碎され、キレツに富んでいる。井川演習林内(三ノ沢観測点)の気温は、年平均気温9.8℃、年平均最高気温15.7℃、年平均最低気温6.1℃である(1970年から1981年の平均)。また降水量は、4月から12月の合計が2,470mmで(1974年から1980年の間の5年間平均)、年最大連続雨量と年最大時間雨量の経年変化は図-2のとおりである。

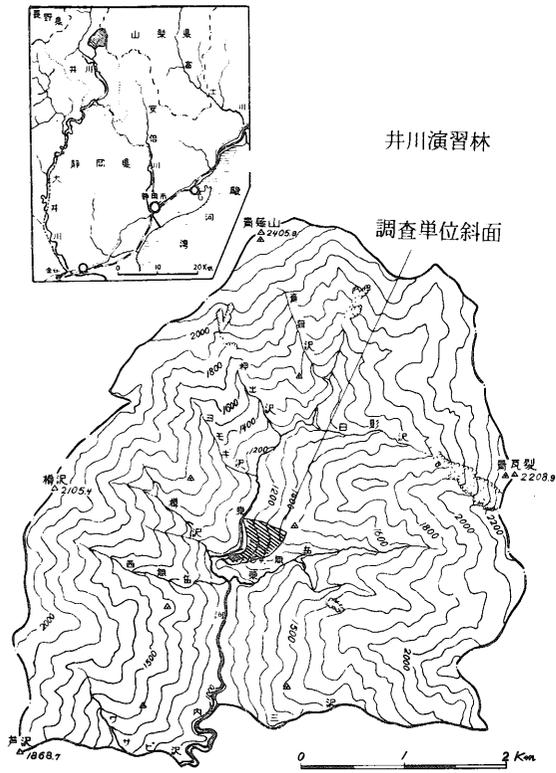


図-1 筑波大学農林技術センター井川演習林内の調査単位斜面

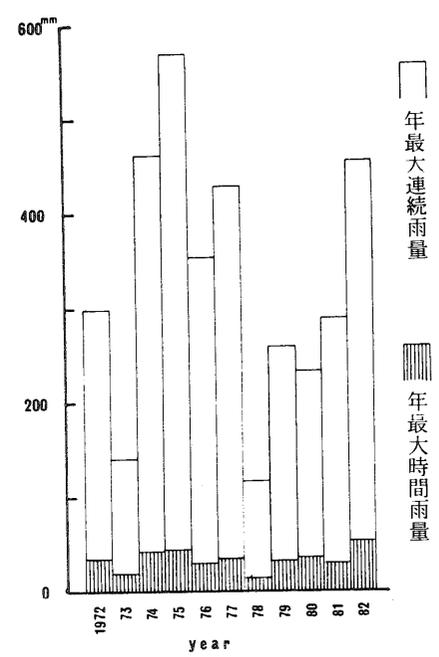


図-2 年最大連続雨量と年最大時間雨量の経年変化

### III 調査斜面の崩壊の変遷

#### 1. 調査方法

1973年以前は空中写真の判読によって調べた。これ以後は、この単位斜面について現地調査および観察を行っており、この結果と空中写真判読結果を併用して調べた。

空中写真の判読結果は、Baush & Lomb社製のステレオズームトランスファーを使い、1/10,000の地形図上に移写した。(図-3)

使用した空中写真はつぎのとおりである。

- ① 1948年 9月 米軍撮影
- ② 1964年 5月 林野庁撮影 山-352
- ③ 1970年 6月 林野庁撮影 山-588
- ④ 1975年 9月 林野庁撮影 山-731
- ⑤ 1980年 10月 林野庁撮影 山-926

⑥ 1982年10月 日本林業技術協会撮影 災-57 大井川

## 2. 結 果

1948年の空中写真は、写真の撮影状態が悪く、確認できるのはA, B崩壊地の存在とD崩壊はまだ発生していないということだけである。B崩壊地は源頭部が斜面の最上端付近にまで達している(図-3-1)。

1964年の空中写真には、斜面脚部に溪流の側方洗掘によると考えられる崩壊地がみられる。この崩壊地は、植生の侵入が著しく、復旧しつつある。C, D崩壊地はまだみられない。またB崩壊地は、その上部がこの18年間に木本侵入によって復旧し、源頭部は斜面中復に位置するまでになった(図-3-2)。

1970年の空中写真には、新たにD崩壊地がみられる。D崩壊地はガリー状のもので、先端は斜面中復にとどまっている。堆積部は極めて貧弱である。前期にみられた斜面脚部の崩壊地は植生復旧し、E, Fのガリー状の崩壊地を残すのみとなった。A, B崩壊地にさして大きな変化はみられないが、前期の空中写真でもいくらかみられたB崩壊堆積部の木本の侵入は明瞭になっている(図-3-3)。

1975年の空中写真で前期と大きく異なるのはつぎの3点である。①この単位斜面の広葉樹林が崩壊地周辺を除き全面伐採され、植林が行われたこと、②新たにC崩壊地がみられること、③Dのガリー状の崩壊地は、ガリー先端がさらにのび、堆積部も生長したことである。なお前期にみられたE, Fのガリー状の崩壊地は、この写真では陰になっていて判読できない(図-3-4)。

この間、1973年からA, B崩壊地を主とする現地調査を開始している。以下現地観察の結果を補足してみる。単位斜面内の全面伐採は1972年の秋に行われ、翌年の春にヒノキを主とし、スギ、アカマツの植林が行われた。

1973年の時点で、B崩壊堆積部は植生侵入が著しく、草本ではススキ、クサボタン等、木本ではバッコヤナギ、ヤマハンノキ、サワシバ等がみられた。これに対してA崩壊地は堆積部の一部にフジアザミの侵入がいくらかみられる程度で、B崩壊地に比べ植生侵入に極めて大きな差があった(写真1,2)。

C崩壊は1974年8月の台風14号の豪雨で発生した。大きさは幅が25~40m、深さが1~2m、斜面長が120m程度であった。このときの雨は20年確率程度のもので、連続雨量は463.5mm、最大時間雨量は39.5mmであった(図-2)。C崩壊の原因は、溪流による脚部の側方洗掘によるものではなかった。またこの豪雨はA崩壊地にガリーを発生させた(写真3)。

翌1975年8月にもこれ以上の豪雨があった。これは台風6号によるもので連続雨量は569mm、最大時間雨量は45.5mmに達した(図-2)。この豪雨によって前年できたA崩壊地内のガリーはさらに拡大したが、単位斜面内に新たな崩壊は発生しなかった。D崩壊地のガリー状の先端が伸びたのは、以上述べた1974年の豪雨か、1975年の豪雨のいずれかあるいは両方による

ものであろうが、現地確認をしていないので確定はできない。D崩壊地の堆積部の存在が目につきはじめたのもこれら二つの豪雨以後のことである。

1980年の空中写真では、D崩壊地の先端がさらに伸長し、斜面最上端付近まで達しているのが目立つ。また前期に比べてA、B崩壊地の植生被覆が増大しているのを明瞭に判読できる。即ち、B崩壊堆積部の木本侵入部は空中写真上では周囲の森林とほとんど区別がつかないほどである。またA崩壊堆積部では草本の侵入が目立ってきている。前期は陰のため判読できなかったガリー状のE崩壊地は、さらに先端を伸長させている(図-3-5)。

この間、1979年に現地観察を行っている。これによれば、B崩壊地は堆積部で、木本、草本の被覆をさらに増し、植生復旧したと判定して良い状態であった。また流送部では草本の被覆が増すとともに木本の侵入がはじまっているようであった。AおよびC崩壊地では、堆積部で草本の侵入が著しくなった(写真4)。1974年に発生し、1975年に拡大したA崩壊地内のガリーは、この時点では消滅していた。D崩壊地は、幅が拡大し、堆積部が著しく増大して、この間の岩屑の移動が活発であったことを示している(写真5)。

1982年の空中写真では、斜面の脚部に新たな崩壊がみられる。この新たな崩壊の位置は1964年の空中写真にみられた斜面脚部の崩壊の位置とほぼ一致する。この脚部の崩壊の上部に新たなガリー状のG崩壊がみられ、先端はほぼ尾根に達している。またE、F両崩壊地とも先端はほぼ尾根に達している(図-3-6)。

この間、1980年、81年、82年と現地観察を行ったが、1982年8月の台風10号に襲来されるまで、単位斜面およびこの斜面内の崩壊地に特に著しい変化はなかった。1982年の台風10号は、連続雨量が457mm、最大時間雨量が54mmの豪雨をもたらした(図-2)。この豪雨によってA、Cの崩壊堆積部およびB崩壊堆積部の一部は、溪流による側方洗掘のため再崩壊した。また斜面脚部も同様に崩壊した。しかしD崩壊堆積部は側方洗掘を受けなかった(写真6,7)。

以上の結果を整理して、各崩壊地別にその変遷の経過を追ってみよう。

A崩壊地：1948年時点ですでに存在した。植生復旧は極めておそく、1973年時点でごく一部に草本の侵入がみられる程度であった。1980年時点でようやく堆積部に草本の被覆は増大してきたが、1982年の台風10号の豪雨で、堆積部は溪流の洗掘を受け裸地化した。

B崩壊地：1948年時点ですでに存在した。植生回復は順調で、18年後の1964年時点ですでに崩壊地上部は復旧している。しかし堆積部はいくらか植生侵入がみられるという程度である。上部と堆積部のこの植生回復状況の差は、堆積部が溪流による側方洗掘を受けるためと考えられる。このあと1970年時点では、堆積部に草本の侵入はもちろん木本の侵入もはっきり認められ、この6年間に順調に植生侵入が行なわれた。その後の植生回復も順調で、1979年時点では堆積部の木本侵入部は完全に復旧したと判定して良い状態になった。また流送部でも草本の被覆が増し、木本の侵入もみられはじめた。このあともこの傾向のまま推移したが、1982年の台風10号の豪雨で、堆積部の一部は溪流による洗掘を受け、植生の破壊がおこった。

C崩壊地：1974年の台風14号の豪雨で発生した。崩壊原因は溪流の側方洗掘によるものではなかった。崩壊により植生は破壊されほとんど裸地化したが、植生侵入は順調で、5年後の1979時点で堆積部はかなり草本に被覆された。その後もこの傾向のまま推移したが、1982年の台風10号による豪雨で、堆積部は溪流による洗掘を受け裸地化した。

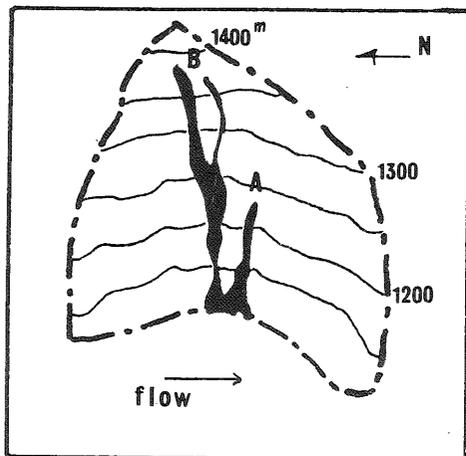
D崩壊地：1964年から1970年の間に発生した。ガリー状の先端部は除々に伸長し、1980年時点では先端部は斜面最上端付近まで達した。これにともない幅もひろがり、堆積部も生長していった。1982年の台風10号の豪雨によっても、堆積部は溪流による洗掘を受けなかった。単位斜面でこの10年間に最も活発に拡大してきた崩壊と言える。

E, F崩壊地：すでに1964年時点で斜面脚部の崩壊地として存在していた。この斜面脚部の崩壊地の植生回復はめざましく1970年時点では、EおよびFの崩壊地をガリー状にのこすのみとなった。その後、E崩壊地はガリー状の先端が除々に伸長し、1980年時点では尾根近くまで達した。F崩壊地については空中写真で陰になっていることが多く、良く判読できないが、おそらくE崩壊地と同じ推移をたどっているであろう。1982年の台風10号による豪雨では、ガリー状のE, F崩壊地下部の斜面が、溪流による側方洗掘を受け一面に崩壊した。この時、F崩壊地は上部まで滑落し、もはやガリー状の形態は示していない。

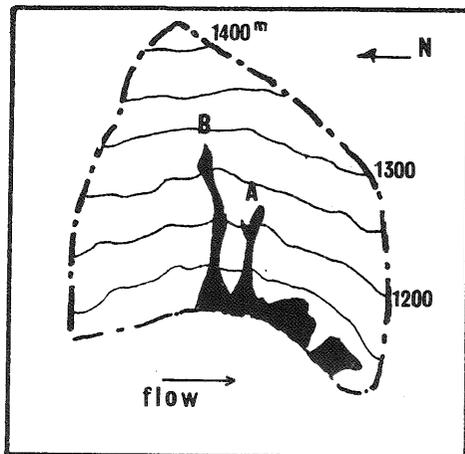
G崩壊地：1982年の台風10号による豪雨で発生した。下部は斜面脚部が溪流による洗掘を受け崩壊したものであるが、上部はガリー状の形態を示し、尾根近くまで達している。

斜面脚部の崩壊地：E, F, G崩壊地の項で述べたように、斜面脚部の一面の崩壊は、1982年の台風10号の豪雨で発生した。崩壊原因は溪流による斜面脚部の洗掘である。これにより植生は破壊され裸地化した。1964年の空中写真にも植生復旧しつつある斜面脚部の一面の崩壊地がみられる。これから推定すると数十年に一度程度の頻度で、斜面脚部を大規模に洗掘するような大出水が発生するものと考えられる。

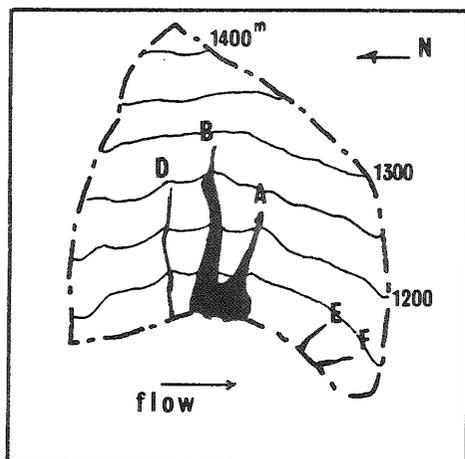
最後に崩壊に対する人為的影響の一つの典型として土修羅について記しておきたい。調査斜面下の溪流はいわゆるポケット部を形成し、その出口の部分には鉄砲堰の痕跡がみられる。従ってある時期、管流しによる運材が行われていたものと考えられる。当然、山腹斜面に木材を滑走させる土修羅による集材も行われていたであろう。実際、この斜面で土修羅による集材が行われたという伝聞もある。これら作業がいつまで行われたか不明だが、1957年には井川ダムが完成しており、少なくともこれ以後は行われていないだろう。このようにみえると、1948年にすでに存在していたA, B崩壊地は土修羅による集材の影響を何らかの形で受けてきたと考えることができる。



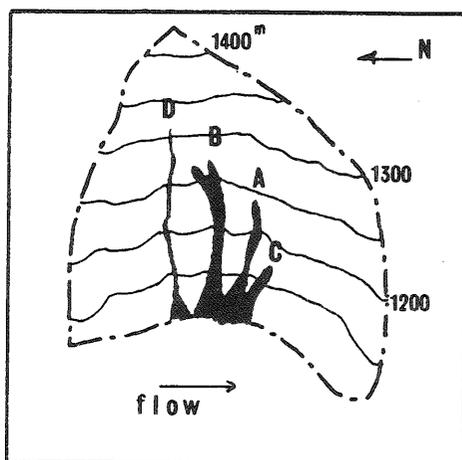
3-1. 1948年



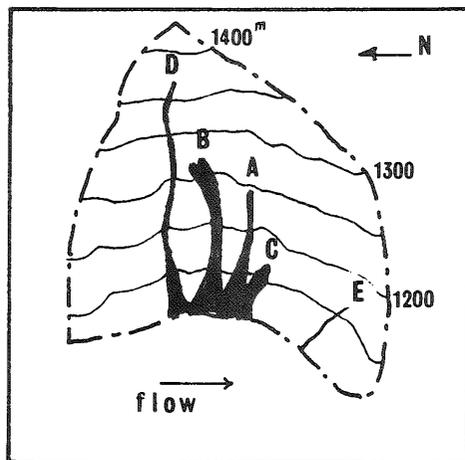
3-2. 1964年



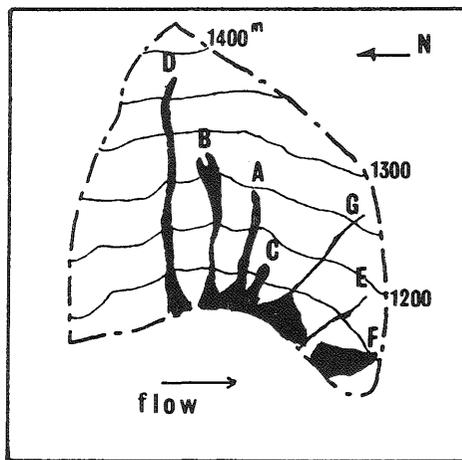
3-3. 1970年



3-4. 1975年



3-5. 1980年



3-6. 1982年

図-3 空中写真の判読による崩壊の変遷  
(図の縮尺は1/10,000)

## IV 調査斜面の地盤状況

前述のように崩壊が拡大しつつあるもの、逆に植生に被覆され復旧しつつあるもの、または新たに崩壊したものと、同一単位斜面内でも崩壊の推移は多様である。ここではこれら崩壊およびその推移を規定する大きな要因の一つである単位斜面の地盤状況を電気探査によってさぐってみる。

### 1. 調査方法

単位斜面内の各地点（図-4）について、横河電機製 L-10 型大地比抵抗測定器を使用し Wenner 法によって垂直探査を行った。解析は Sandberg の標準曲線法で行った<sup>2)</sup>。調査時期は 1973 年 8 月、1974 年 9 月、10 月であった。

### 2. 結果とその解釈

解析された電気的界面を示したのが表-1 である。この探査結果は、調査地点が崩壊斜面等の粗粒な岩屑地であったため電極の接地が良好でないこと、また山腹斜面上に測定線をはるため微起状の影響を受けること等、必ずしも精度の高いものとは言えない。しかし単位斜面の岩盤までの深さの変化を把握するという意味では十分と考える。

以下、表-1 の探査結果の地質的解釈について述べてみる。崩壊地では、ルーズで間隙の多い岩屑堆積層と基盤岩層との間にはっきりした電気的界面が形成されると考えられる。実際、崩壊地内の各測点の値をみると、第 1 層は比抵抗値が  $3,000 \sim 13,000 \Omega\text{-m}$  と第 2 層の  $1,000 \sim 3,000 \Omega\text{-m}$  に比べて大きく、その差は明瞭である。従ってこれら第 1 層が岩屑堆積層、第 2 層が基盤岩層と解釈される。また m, m' ではさらに  $6,000 \Omega\text{-m}$  程度の第 3 層が区分され、基盤岩層がさらに 2 分される。この単位斜面が頁岩・砂岩互層からなっている<sup>3)</sup>ことから考えて比抵抗値が  $1,000 \sim 3,000 \Omega\text{-m}$  の層は頁岩 rich な層、 $6,000 \Omega\text{-m}$  程度の層は砂岩 rich な層と解釈される。

非崩壊地であっても土壌層と基盤岩層の間には物理的に明瞭な境があり、電気的界面もはっきりあらわれると考えられる。そこで非崩壊地の各測点についてみる。土壌層といっても、ここでは多量の岩屑を含んでいること、また前述の崩壊地各層の比抵抗値を参考にする、a, c, d, k では第 1 層が土壌層、第 2 層が頁岩 rich な基盤岩層と解釈される。同様に h, i では第 1 層が土壌層、第 2 層以下が基盤岩層と解釈される。この基盤岩層は、比抵抗値から考えて第 2 層が砂岩 rich な層第 3 層が頁岩 rich な層ということになろう。1 では土壌層が解析されていない。土壌層が薄いためであろうか。

以上から単位斜面の基盤岩層とその上にある土壌層、岩屑堆積層の関係を示すと図-5 のようである。前述のような測定条件のため、当然この図の境界深にはかなり誤差が含まれることも考えられる。このことを前提に、基盤岩層と各被覆層の関係をみるとつぎのようである。土

壤厚はせいぜい1～2 m程度で、3 mを越すものはまれだと考えられる。崩壊地の岩屑堆積厚は下部で5～6 m程度、中部で1～2 m程度と推定される。

表 - 1 電気探査の解析結果

電氣的 界面	e		e'		f		g		g'		m		m'		
	深さ	比抵抗	深さ	比抵抗	深さ	比抵抗	深さ	比抵抗	深さ	比抵抗	深さ	比抵抗	深さ	比抵抗	
崩壊地	第1層	m	$\Omega\text{-m}$ 3,300	m	$\Omega\text{-m}$ 10,000	m	$\Omega\text{-m}$ 5,200	m	$\Omega\text{-m}$ 9,200	m	$\Omega\text{-m}$ 11,000	m	$\Omega\text{-m}$ 7,600	m	$\Omega\text{-m}$ 13,000
	第2層	2.7	1,650	2.1	1,000	5.4	2,080	6.0	1,314	3.4	2,750	1.4	2,533	1.1	1,857
	第3層											16.5	5,400	10.6	6,000
非崩壊地	a		c		d		k		h		l		i		
	第1層	1.1	2,900	3.1	4,500	1.3	1,900	0.8	1,950	1.9	2,300	8.4	8,200	2.2	4,700
	第2層		1,933	8.8	2,550		1,267		1,300	8.2	6,900		547	8.3	9,400
第3層				6,875						1,175				1,440	

1973年8月, 1974年9月, 10月の測定

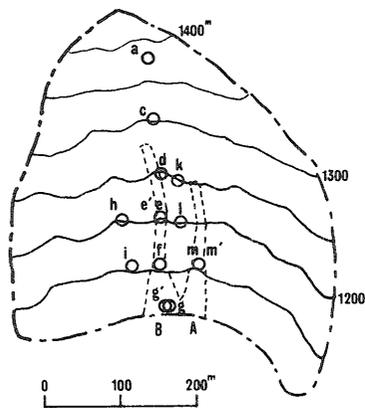
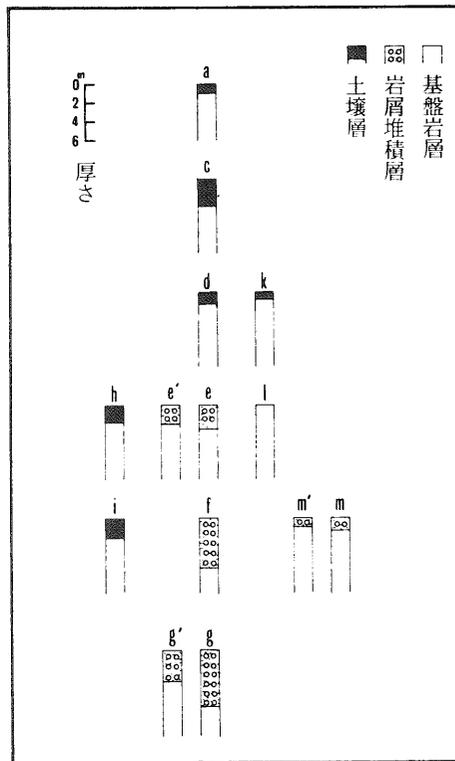


図-4 電気探査の測点



1974年時点

図-5 電気探査によって推定された基盤岩層と基盤岩被覆層

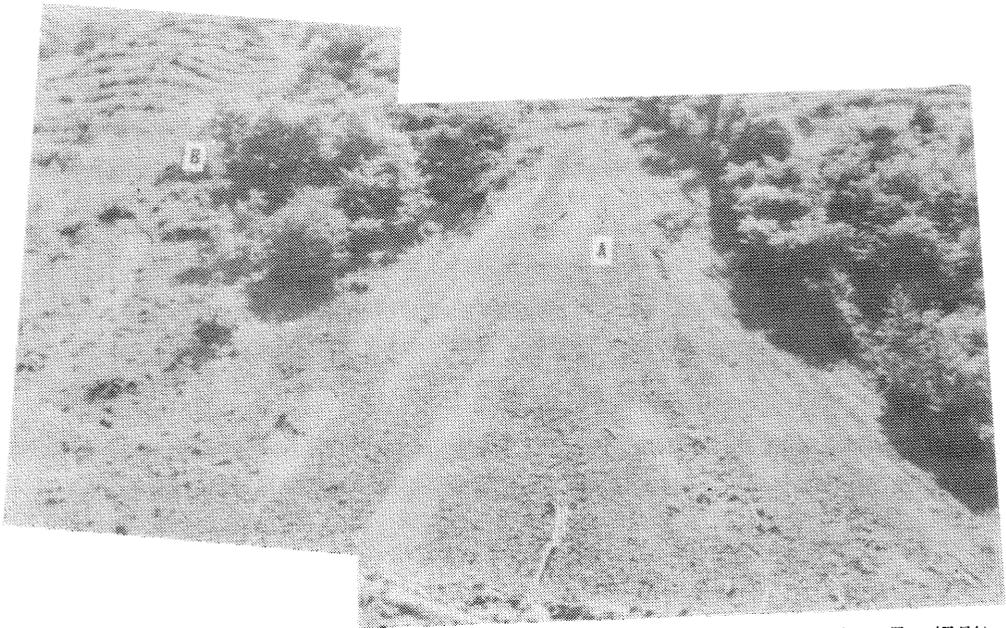
## V ま と め

これまでの調査結果を検討すると、つぎの点を指摘できよう。

- 1). 調査単位斜面では、連続雨量 400~500 mm 以上、最大時間雨量 40~50 mm 以上の降雨があると、崩壊発生頻度が高くなる。
- 2). 崩壊地の植生復旧は極めて多様で、例えば B 崩壊地のように植生復旧が順調に進行する場合、逆に A 崩壊地のようになかなか進行しない場合等がある。これらの差の原因について、崩壊発生時にまでさかのぼって検討する必要がある。
- 3). 森林伐採と崩壊の関係は、この調査では判然としなかった。しかし 1974 年に発生した C 崩壊については、1972 年の伐採が何らかの影響を与えている可能性を否定できない。森林の伐採が最も影響するのは、後述の(a)タイプの崩壊であろうとは推察できる。この意味では、最近 10 年間に D 崩壊地の拡大が活発になっていることは、1972 年の伐採と無関係ではないと考えられる。
- 4). 調査単位斜面の崩壊で、つぎの二つのタイプが特徴的である。(a) D 崩壊地に代表されるもので、ガリー状の形態を示し、徐々に先端部を伸長させるもの、(b) 斜面脚部の崩壊で、豪雨時の溪流による側方洗掘が原因となるものである。(a)は斜面での雨水の集中によっておこるもので、山ひだ等の斜面の微細地形さらに基盤岩の微細地形に大きく規制される。現地での観察によれば横断的にみた山ひだの凸部では基盤岩上の被覆層は極めて薄く、基盤岩が露出しているところもある。従って地表面より基盤岩表面で一層山ひだ地形が強くあらわれることになる。なお A, B 崩壊地については、(a), (b)いずれのタイプの崩壊が進行したものか、あるいは全く別の原因によるものか判断できない。
- 5). 斜面下部の崩壊堆積部での基盤岩被覆厚が 5~6 m 程度と推定されたのに対して、斜面中、上部での基盤岩被覆厚がせいぜい 1~2 m 程度と推定されたこと、および前述の崩壊のタイプを考えあわせると、つぎのようなマクロにみた斜面物質の移動プロセスが推定される。  
 主として(a)のタイプの崩壊およびその生長が、斜面物質を脚部に集積させる。集積された物質は(b)のタイプの崩壊によって溪流へ放出される。この単位斜面では、(b)タイプ崩壊の大規模な発生は数十年に一度程度である。これから考えると、集積物質の溪流への放出サイクルは数十年程度ということになる。
- 6). 1982 年の台風 10 号の豪雨によって、大規模な(b)のタイプの崩壊が発生し、多くの裸地が生じた。これは今後の植生侵入を観察する上で初期の条件が準備されたと考えることができる。また、斜面物質の下方集積・溪流放出プロセスについても、今新たなサイクルの出発点にあるといえ、この研究のための条件も準備されたと考えることができる。

## 引用文献

- 1) 竹下敬司：地形的災害と斜面の微地形に関する森林立地学的研究，福岡県林試時報 13 号，1～116，1961
- 2) 志村 馨：電気探査法，昭晃堂，東京，1966
- 3) 赤岩興一：井川演習林の地質について，東京教育大学卒業論文，1968



(1973年5月の撮影)

写真1 1973年時点のA崩壊堆積部の植生侵入状況

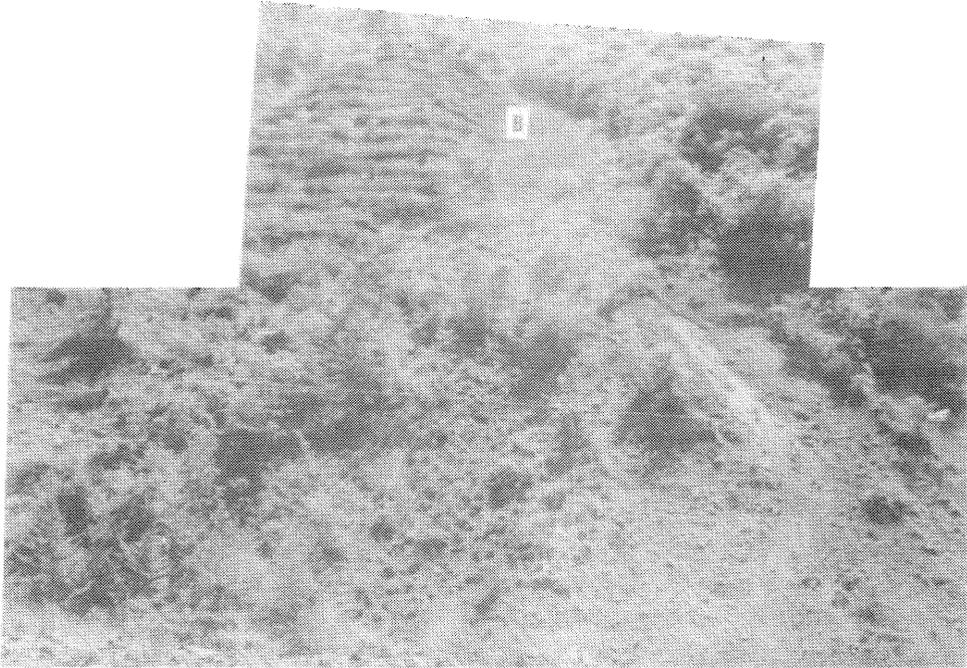


写真2 1973年時点のB崩壊堆積部の植生侵入状況

(1973年5月の撮影)

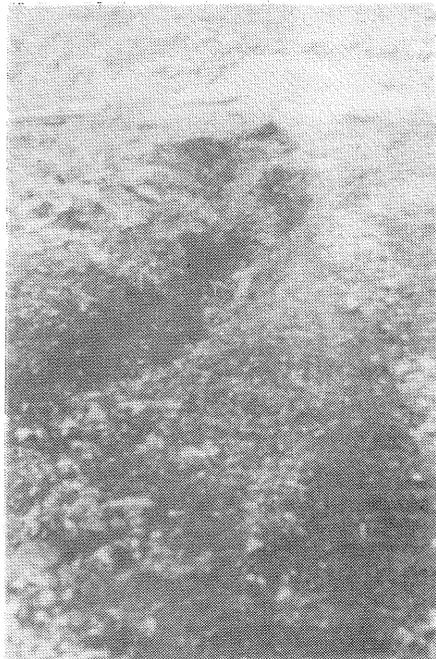
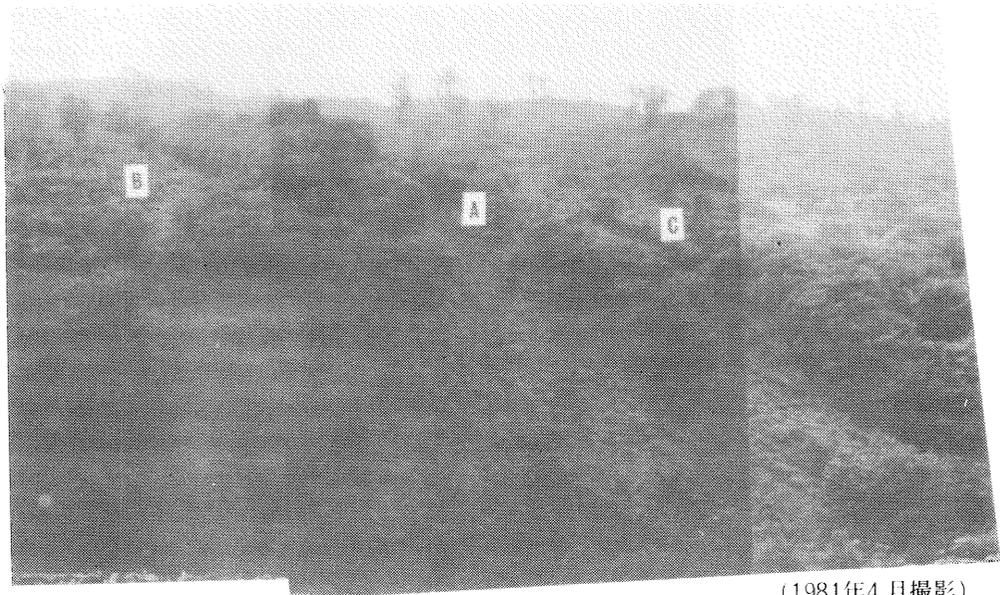
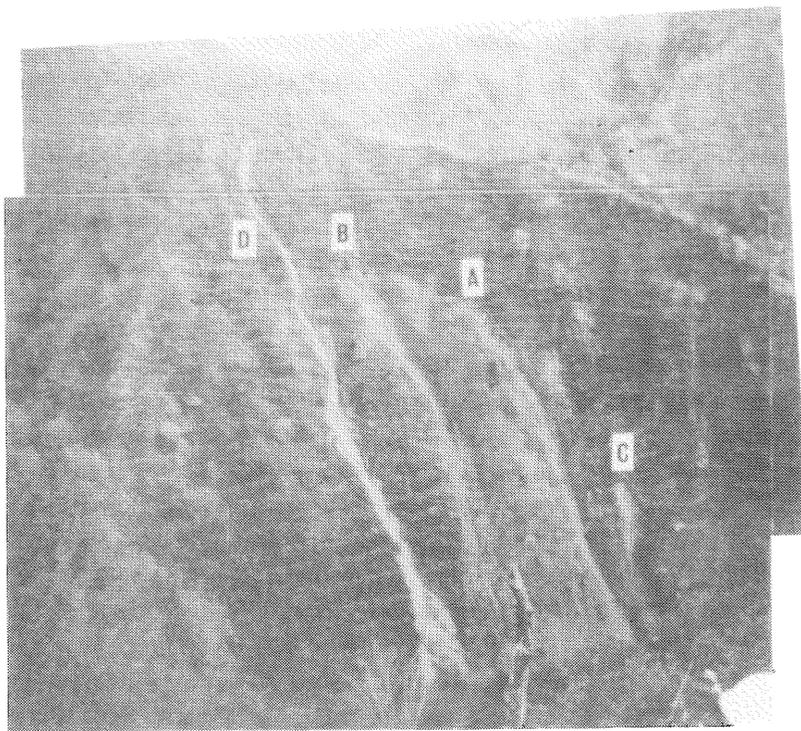


写真3 1974年8月の台風14号の豪雨によって  
できたA崩壊内のガリー  
(1974年9月の撮影, 溪床に向かってとる)



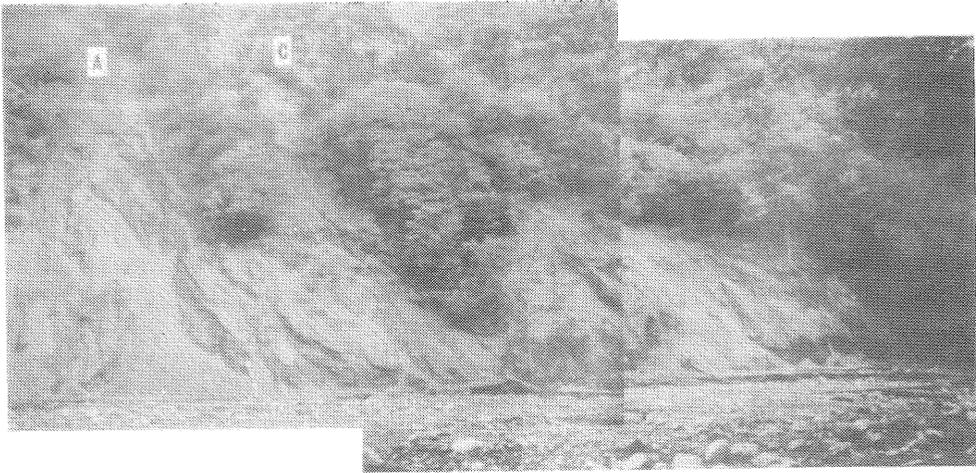
(1981年4月撮影)

写真4 1981年時点のA, B, C各崩壊地の植生侵入状況



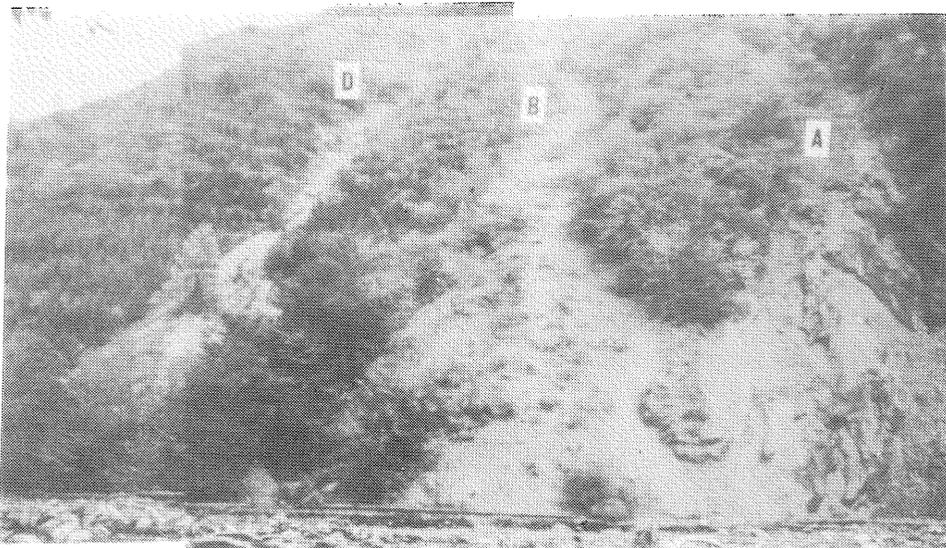
(1981年11月撮影)

写真5 1981年時点の単位斜面内の各崩壊地の状況



(1982年10月撮影)

写真6 1982年8月の台風10号の豪雨による斜面脚部の崩壊状況



(1982年10月撮影)

写真7 1982年8月の台風10号の豪雨による斜面脚部の崩壊状況