

地すべり学会中部支部  
平成15年度(2003年)講演会  
場所：長野市サンバルテ山王

# 地すべりと岩運動

平成15年 5月16日 (金)

渡 正 亮

## 渡正亮先生の略歴

- 1953年 3月 東京大学農学部林学科卒業  
1955年 4月 建設省入省 関東地方建設局工務部, 利根川水系砂防工事事務所  
1956年 12月 建設省土木研究所 砂防研究室  
1964年 4月 建設省土木研究所 地すべり研究室  
1970年 4月 建設省土木研究所 急傾斜地崩壊研究室  
1975年 4月 建設省土木研究所 砂防部長  
1977年 8月 建設省土木研究所 地質官  
1979年 6月 日本工営株式会社 砂防部長, 福岡支店長  
1983年 6月 日本工営株式会社 取締役技師長  
1990年 6月 日本工営株式会社 常務取締役  
1992年 6月 株式会社アイエステー 代表取締役社長  
2000年 11月 株式会社アイエステー 取締役会長(現)

### 所属学会等

- 地すべり会長(1983~1986),副会長(1978~1983),顧問(1998~現在)  
財団法人 砂防・地すべり技術センター理事(1983~1992)  
社団法人 地すべり対策技術協会理事(1979~2002)  
京都大学防災研究所講師(非常勤)(1979~1981)  
東京農工大学講師 (非常勤)(1970~1978)  
建設大臣業績表彰 (1974)  
全国治水砂防協会「赤木賞」授与 (1975)  
技術士(建設部門)取得 (1979)  
農学博士学位取得(東京大学) (1985年6月)  
(斜面災害の機構と対策)  
叙勲(勲4等瑞宝章) (1998年11月)

### 主な著者

- 1971年 10月 地すべり・斜面崩壊の機構と対策;山海堂  
1986年 7月 斜面災害の機構と対策(学位論文)  
1987年 4月 地すべり・斜面崩壊の予知と対策;山海堂  
1992年 4月 岩盤地すべりに関する考察;「地すべり」Vol.129 No.1;地すべり学会

# 岩盤地すべりとすべり面



写真1 ある四万十層群の岩石崩壊危険斜面（南面より撮影）ロックシェッド手前が危険斜面

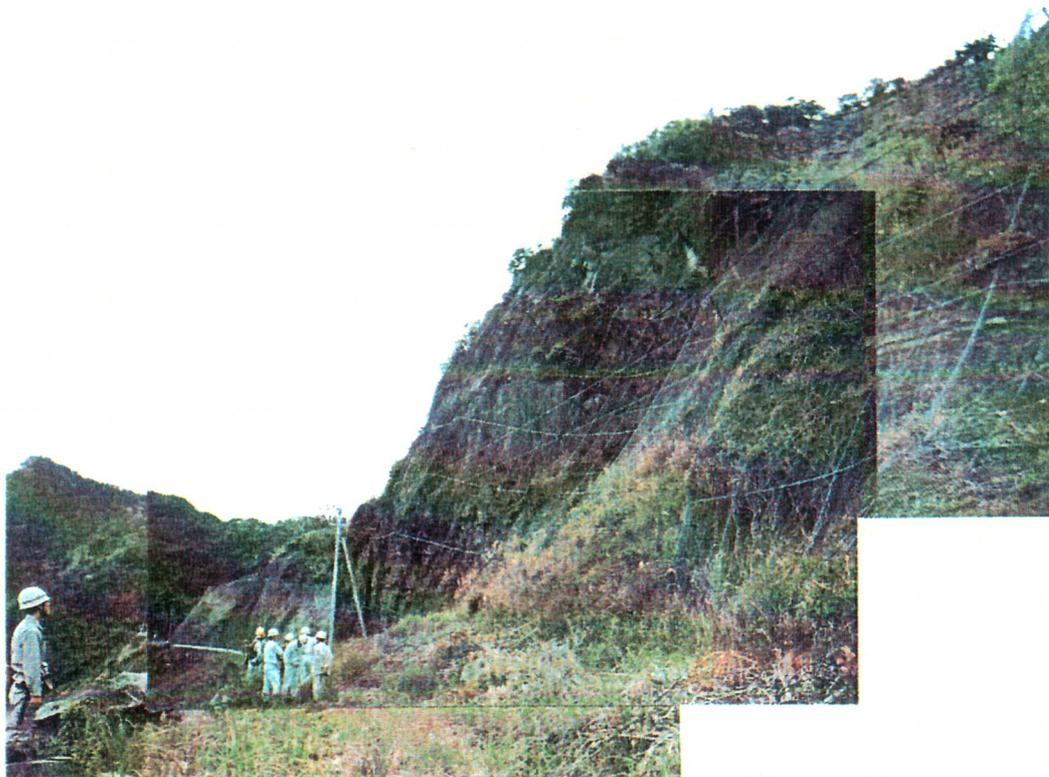


写真2 同 上（北側ロックシェッド上より撮影）



写真3 ノルウェーのフィヨルドの階段状氷食崖



写真4 ノルウェーの氷食湖沿岸の重力変形した斜面



写真5 岩石崩落と段差地形



写真6 岩石崩落の前兆。崖面のふくれ出しとその上部の段差

# 1. 地すべりとすべり面

## 1.1 地すべりと崖くずれ

斜面の崩壊が比較的深い位置で発生して、しかもその発生前にさまざまな変形現象（徴候）が認められて、それらが次第に増大進行して最終的には滑落したり、一定の滑動の後、安定化するものを「地すべり」と呼んでいる。

これに対して斜面の地表付近で表土層や風化帯、変質帯の中で破壊したり、岩盤中のキレツの存在によって発生するものを「崖くずれ」と呼んでおり、この崩壊は、事前にその運動の徴候がごく微小で不明瞭であって、突如、瞬時に崩壊や倒壊に至るものである。

これらの相違をまとめると表1-1(1)、(2)の通りになる。

表1-1(1) 地すべりと崖くずれの相違点(1971.10 渡 正亮による)

	地すべり	崖くずれ
地質	特定の地質または地質構造の所に多く発生する。	地質との関連は少ない。
土質	主として粘性土をすべり面として滑動する。	砂質土（マサ、シラス等）の中でも多く起こる。
地形	5°～25°の緩斜面上に発生し、特に上部に台地状の地形を持つ場合が多い。	30°以上の急斜面上に多く発生する。
活動状況	継続性、再発性	突発性
移動速度	0.01mm/day～10mm/dayのものが多く一般に速度は小さいが、次第に加速して崩落する。	落下時の速度はきわめて大きい。
土塊	土塊の乱れは少なく、原形を保ちつつ動く場合が多い。	土塊はかく乱される。
誘因	地下水による影響が大きい。	降雨時に降雨強度に影響される。
規模	1～100haで規模が大きい。	厚さが薄く規模が小さい。
徴候	発生前にキレツの発生、陥没、隆起、地下水の変動等が生ずる。	徴候の発生が少なく、突発的に崩落してしまう。

表1-1(2) 地すべりと崖くずれの相違点

	地すべり	崖くずれ
地質	特定の地質または地質構造をもつ地帯や火山変質の著しい地帯に集中する傾向をもつ。	段丘や崖錐或いはシラス、マサ、ローム等の分布する急斜面や山腹に分布する不安定な表土層や転石の存在、或いは亀裂に富んだ岩盤の急崖など。
地形	5°～25°の緩斜面の中に発生し、特に頭部に台地状の地形をもつ「地すべり地形」の山腹に発生しやすい。	河岸、海岸などの高い浸食崖や45°以上の山腹急斜面で多発する。亀裂に富んだ岩盤の場合は100m近い急崖のこともある。
運動特性	斜面内に亀裂、陥没、隆起等による変形が続き滑落に至る。運動は断続的な場合が多い。斜面内にクリープとせん断が発生している。(継続性・断続性)	崩壊前の徴候が認め難く、突発的に崩落する。クリープ運動が不明瞭なうちにせん断破壊が発生する(突発性なので崩壊の予測が困難)。
土質	薄い粘土層をすべり面として滑動する。運動する土塊は崩積土、風化岩、岩盤等よりなる。	砂質土の中でも多く発生し、従ってクリープが少なくせん断破壊に至る。また亀裂に沿った岩盤の倒壊や斜面中の不安定岩石の落下等もある。
規模	厚さ5m以上で100mを超えるものもある。通常10m～30m、面積1～100ha、土塊体積1万m <sup>3</sup> 以上数100万m <sup>3</sup> に達する大規模なものもある。	厚さ2～3m、土塊の体積数10～数1000m <sup>3</sup> で比較的小規模、崖高5～30mにおいて多く災害発生している。崩れると土砂が崖高の1～2倍の位置まで達することがある。
誘因	降水、融雪による地下水の増加の影響が大きい。大規模地震によって山体の大崩壊を発生しやすい。斜面内での土工や排水不良、斜面の一部水没等によっても発生しやすい。	豪雨時特に降雨強度に影響される。地震によって集中的に多発しやすい。斜面下部での切土や斜面上部での排水不良による斜面内の表流水増加も誘因となりやすい。
災害の様相	斜面の変形運動によって斜面上の人家や各種構造物に変状が発生して滑落のおそれが増大する。滑落した場合は規模が大きいので集落や河川や道路、鉄道等の交通通信施設、その他の構造物が埋没して、河川では土石流を発生しやすい。	崩落、倒壊によって崖下の人家や構造物等が埋没破壊され、場合によっては泥流を発生して更に被害が拡大する。

これらの現象を更に物理的にまとめれば、崖くずれは地表付近の拘束圧の小さい、そして形態的にも不安定な急斜面の中で発生する一面せん断現象であって、せん断面は延性に乏しく、比較的小面積（数100～数1000m<sup>2</sup>）のぜい性破壊であるか、或いは、岩盤内の数mないし10数mの深さのキレツに沿って起こる倒壊現象とみられるのに対して、地すべりのせん断面は地下深部の高拘束圧の下にあるために、その運動の結果、続成作用が速やかに働いて延性（塑性）が大きくなって粘土を生成し易く、更にその性質に支配されてクリープ破壊現象となっている。更にこの一面せん断の最大クリープ変位量は、主としてその粘土の分布面積にも支配されると考えることができる。

一般に一定の厚さをもった地すべりのせん断破壊までの移動量は、時には数mないし数100mに及ぶものもある。これが前述のような一面せん断運動（すべり）によるものとするとかかなり連続性のよい広大な粘土層の分布と共にその厚さに比してかなりの広がりをもった緩斜面を必要とすることになる。

地すべりの形態を統計的にみると表1-2にみるように、平均して勾配

表1-2. 地すべり規模の平均値

地すべり規模の平均値								
新 第 三 紀 層	W(m)	L(m)	$\theta(^{\circ})$	d(m)	A(ha)	$\alpha(^{\circ})$		
平 均 値	202	334	14	18.3	9.3	13		
最 大 値 から 20% の 値	262	433	19.8	28.5	10.0	21.4		
最 小 値 から 20% の 値	87	124	8.2	10.4	1.5	7.6		
相 対 累 積 度 数 50% 値	90	190	11	12.5	2.5	12		
中 古 生 層	W(m)	L(m)	$\theta(^{\circ})$	d(m)	A(ha)	$\alpha(^{\circ})$		
平 均 値	182	357	19	18.6	7.4	19		
最 大 値 から 20% の 値	239	545	25.4	26.0	17.7	28.3		
最 小 値 から 20% の 値	91	150	13.4	13.1	1.2	12.2		
相 対 累 積 度 数 50% 値	120	230	17	16	2.3	17.5		

( $\theta$ ) は $<20^{\circ}$ の緩い斜面であって、しかもすべりのせん断面の勾配( $\alpha$ )は、ほぼ地表勾配( $\theta$ )に等しいこと即ち地表地形にほぼ平行であることが明らかになっている。そしてすべりの厚さ(d)は統計的には崖くずれ( $d=2m$ )に比して約10倍に近く、従ってすべりの発生する位置は大きな拘束圧の下にあったことがわかる。

そこで地すべりの運動にはこれらの条件に適合するようなクリープ性の大きな粘土層の分布と地形が必要となるのである。

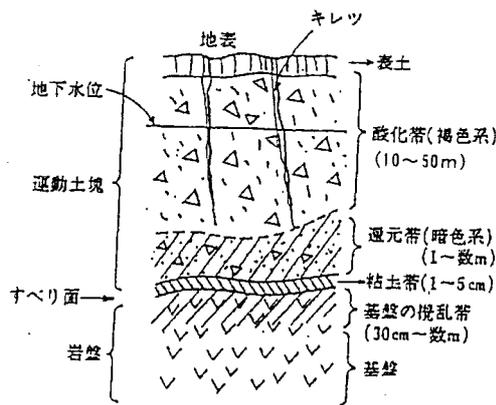
事実、地すべり地には「地すべり地形」と云う緩斜面地形が分布し、その地下深部には「すべり面」と称する薄い可塑性の高い過圧密粘土層が丁度地域全体の運動層の下面に布を敷きつめたように分布していることがわかっている。そしてこの「地すべり地形」と「すべり面の分布」が地すべりとその運動を特徴づける主要な要素となっているのである。

そして、この地形の形成とすべり面粘土の生成については、延性に富んだ、主として粘性岩より成る山腹の長年月に亘る「重力変形運動」の結果緩斜面化が形成され、それに伴って促進された続成作用の結果として生成された過圧密すべり面粘土層の影響で、断続的な「すべり運動」の繰り返しとなって「地すべり地形」が形成されて、その運動の拡大によって更に明瞭な「すべり面」が形成されたものと考えて、以下これについて説明するものである。

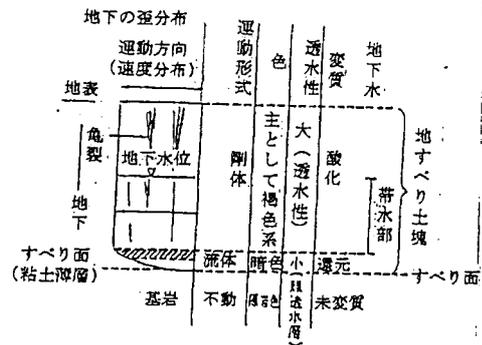
## 1.2 すべり面の実態

地すべり地層の垂直的な運動分布については、現在までに実施された調査の結果（大口径井掘削面の観察、クリープウェルによる観測、ボーリング孔を利用した孔内傾斜計の観測値）から、地層が剛体的な挙動をする一面せん断運動に近いこと、そしてすべり面は厚さ数cmないし数10cmの薄い擦過痕をともなった過圧密粘土層より成り、その直上部に礫混りの粘土層（すべり土塊の攪乱された礫混り粘性土層）が図1-1(2)に示すように1～数mの厚さで分布していた。この薄い粘土層は「すべり面粘土」と呼ばれ、地すべり地の地下では必ず見出され、丁度地下に広い布を敷きつめたように分布し、その層を中心として継続的なせん断運動が発生していることがわかっている。

この「すべり面」の厚さは部位によって若干異なり、また波打って分布しており、この面を境界として上盤である上部運動層と下部の安定層との間に明瞭な風化や地下水の面で相違があり、上層が降水や滲過水の影響を蒙った酸化帯を伴った強風化帯であるのに対して、すべり面の下層は若干の風化帯を伴う原岩色を伴った新鮮な基岩より成っており、このすべり面粘土層が広い連続性をもった「難透水層」を形成して、このすべり面の上面に大きな地下水包蔵帯（地下水タンク）を形成していること、そしてその水位変化による水圧変化が、すべり面の抵抗力変化に、即ち地すべり運動に深く関与していることがわかってきた。



(1) 地すべり地層模式図



(2) 地すべり運動の模式縦断速度分布図

図1-1 すべり面の作用

そしてこの「すべり面」の存在こそ地すべり運動を発生せしめる重要な素因として他の崩壊現象と全く異なる現象を発生していることがわかってきた。

### 1.3 地すべり面の一般性

これまで多くの調査や研究の成果を総括すると、すべり面については以下に述べる一般性が認められる。

- ① 地すべりのすべり面が形成される弱層は厚さ数cm～十数cmの粘性土層より成っていて、その平均傾斜角は緩く、新第三紀層で $7^{\circ} \sim 20^{\circ}$ 、中生代層でも $12^{\circ} \sim 30^{\circ}$ とされている。
- ② このように地すべり土層中に分布するすべり面を形成する非常に薄い弱層が、広大な地すべりの全域にくまなく分布し、その厚さには若干の差はあるものの連続性は非常に良いのが通常である。
- ③ すべり面は原則として粘性土または粘性岩の中に分布するが、地質構造的にみて同一地層面の中にのみ存在する、いわゆる「流れ盤」のすべりは全数の60～75%を占めるのに対して、一部には明瞭な「受け盤」のすべりも認められ、その生成が必ずしも地質構成にのみ支配されているとは言い難い。一方藤田壽雄らによる徳島県西部地域での統計<sup>1)</sup>によると流れ盤すべりが全数の70%を超えていて地層面の影響が強いことは立証されて来たが、その内で地すべりの運動方向と層理面傾斜方向が、ほぼ完全に一致するもののみではなく、斜交するものも半数近く見いだされている。これらについては、その

地域内に分布する地質構造、例えば断層、破碎帯、褶曲、貫入等の影響を受け、方向が規制されている可能性が考えられる。

- ④ 地すべりの運動体の底部を占めるすべり面はおおむね平盤状を呈している。ただ細かく観察すると若干波打っている部分もあり、明瞭な曲面を呈する場合は少なく、滑落崖下や隆起部のせん断部への遷移部付近のみの場合が多い。
- ⑤ 一つの地すべりブロックの頭部付近では、すべり面は急傾斜の引張り亀裂に連続し、末端部では、圧縮せん断によって生ずるため、水平に近いかあるいは隆起運動のための破壊面を形成していることがある。
- ⑥ 地すべりの運動中においては、すべり面は原則として一枚であるが、頭部と末端では、落差、陥没、隆起等のため、せん断面が複数となる場合がある。また切土や急速な浸食等の外的要因により末端部に新たに小規模なすべり面が形成されることもある。
- ⑦ すべり面の構造については多くの知見が得られているが、すべり面付近には「水レンズ」<sup>9)</sup>または「ウォーターフィルム面」<sup>3)</sup>と呼ばれる微細な間隙水の分布が認められ、この存在がすべり面の生成や運動の促進に深く関与するらしいことが知られている。
- ⑧ 地すべり統計の結果<sup>7), 10)</sup>によると、多くの地すべりでは地すべり運動体の主要部における斜面の平均勾配とすべり面の平均勾配がほぼ等しいことがわかり、すべり面分布は斜面の微地形の形成に深い関連性を持つことが明らかになった。
- ⑨ 地すべり地末端のすべり面の位置と溪谷や河川との関係を見ると、新第三紀層ではすべり面は概して河床付近に分布することが多いのに対して、中古生層の粘板岩や頁岩、変成岩の中に生ずるすべり面は河床よりかなり高い位置に分布していることが多い。

これは、新第三紀層のような比較的新しい地層やミカブ緑色岩類、蛇紋岩等の非常に顕著な破碎帯に関連する地層は粘性に富み軟弱なため、浸食による谷の下刻に直ちに反応して連動してクリープを生じ、地すべりを発生するのに対して、中古生層のような比較的堅硬な岩石は反応が鈍く、溪谷の下刻がかなり進んだ後でないと斜面内部にゆるみが発生せず、したがって地すべりの発生も谷の下刻速度によりかなり遅れてくるものと推察できる。

- ⑩ すべり面末端が、河床よりかなり高い山腹に分布する場合に、そのすべり面と河床標高との間、すなわちすべり面下の深部に“潜在

すべり面”と思われる“弱層”が数枚、ボーリング調査のときに見いだされることが多い。しかも、これは現河床面以下で見いだされることはまれである（対岸隆起の場合は別として）。そしてそれらの分布はほぼ現地すべり面と平行であり、現在の地すべりの滑落後には除荷によって急激にゆるみが進行し、すべり面として活性化する場合がある。事実、この付近での切土などにより、すべり面が下位の弱層に転移した実例も数例みられているほどである。このようにして、すべり面は河川の浸食と地すべりの滑落と相まって新たに生成されているようである（図1-2(A)）。

- ⑪ 現在のすべり面の他にこのような“潜在すべり面（弱層）”が複数存在している証拠として、新第三紀層でしばしば見いだされる階段状すべり面が挙げられる。これは主として流れ盤の地層に生ずる地すべりで、末端の地すべりブロックが滑落すると、滑落後の斜面は除荷によりゆるんで、その下位の弱面にすべり面が転移し、同時に上部斜面では今までのすべり面の延長に当たる背後斜面内の弱面が活性化して拡大し、図1-2(B)のごとく階段状のすべり面が形成される。その後次第にこの現象が進むと数段の階段状すべりとなって斜面上部に向かって活動域が拡大する。これによっても同一地層内に何枚もの潜在すべり面（弱層）が形成されていることが明らかであり、これについてはTer-Stepanian<sup>4)</sup>が1969年に研究結果を発表している。

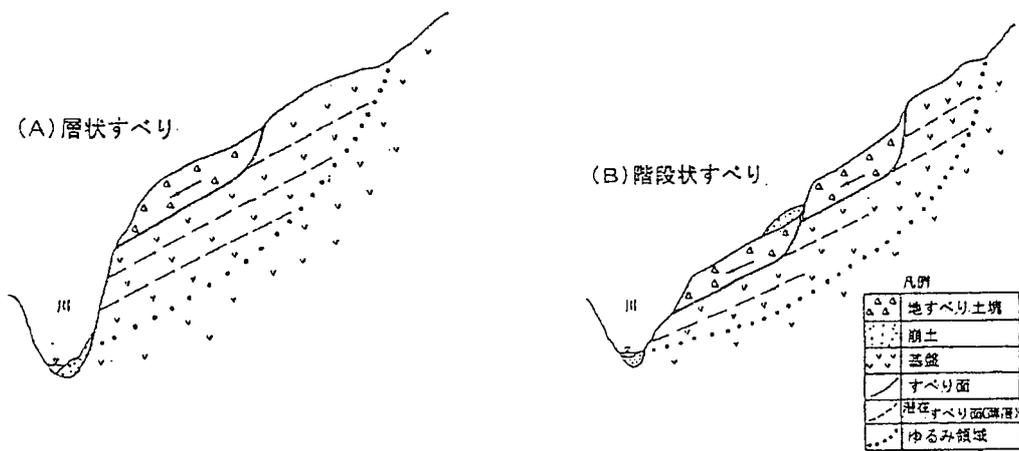


図1-2 ゆるみによる潜在すべり面（弱層）の形成

#### 1.4 地形の変化とすべり面の分布

以上の事実の中で、地すべり面の性格を地質と地形上の見地から総括してみると、地質的にはすべり面は山腹のゆるみによる長期にわたる地形変化にともなった急速な続成作用の結果、粘性岩等の可塑性の高い岩盤や構造運動で劣化した面などに生ずるものであるが、構造的には必ずしも地層面のみで規制されて生成されるものとは限らず、受け盤地すべりや地層面と斜交するすべりなどからみて、断層、破碎、褶曲等の構造運動にも同時に規制されていることがわかっている。

一方、地形については斜面の微地形の形成とかなり密接な関連を持ち、さらに溪谷の下刻浸食作用による地山の「ゆるみ」と弱層の形成がすべり面生成に関わっていることが推察され、地すべりはこれによって次第に構造的に多層化し、第一次すべりの滑落や第二次すべりを発生させるという多層状の弱面の生成とそれらの段階的活性化の過程が推察された<sup>4)</sup>。

また、地すべり地の初生年代を推定する方法の一つとして土塊中に含まれた埋れ木のC<sub>14</sub>法による年代測定によると、最も古いもので約4万年前、その2/3以上は0.5～1.5万年前で、これは丁度最近の氷河期から現世の後氷河期にかけての激しい気候変化と海進、海退による地形変遷の著しい時代に当たり<sup>5), 6)</sup>、激しい浸食と氷河の後退等によって大規模地すべりの初生発現が密接な関連を持っているという興味ある事実がわかって来た。

## 2. 地すべりの型の分類

### 2.1 地すべりの分類について

地すべりの分類については過去に非常に多くの提案が各学問分野の研究者からされているが、これを大きく分類すると、1)地質および地質構造によるもの、2)運動形態によるもの、3)地すべり土塊の質によるものに分類されよう。1)に属するものとして最も著名なものは小出 博によるもので、これは運動機構に非常に明確な差異のある三つの形式を、地質と地質構造によって特徴づけた点に特長を持ち、この点甚だ明快な割り切り方をしている。この外にも中村慶三郎や藤原明敏のものもこの範囲に属する。

2)と3)については、これらを総合したものが多く、谷口敏雄、高野秀夫、中村慶三郎、小出 博、渡辺 寛らのものがこれに属している。この分類の中で特徴的な点を述べると小出、および中村等が地すべりが崩壊なり山崩れから漸移したものであると考えた点である。

崩壊→地すべり性崩壊→一次的地すべり→二次的地すべり

(小出 博による)

山崩→崩壊性地すべり→普通地すべり→匍行性地すべり

(中村慶三郎による)

これは「地すべり地形の発達」に関連して考えられたもので、地形の発達と地すべり運動の相関性を示唆したものといえよう。

3)に属するものは主として古典的なものが多く、テルツアギ、ベック、シャープ、ハイム等の分類である。

そしてこれらを総合して形態と運動を組み合わせ、<sup>バーンス</sup>土砂の運動を分類したのが米国地質調査所のVarnesである。この分類は斜面における土砂移動をその材料に応じて崩落 (Fall)、倒壊 (Topple)、滑動 (Slide)、伸展 (Lateral Spread)、流動 (Flow) とそれらの複合に分類したが、それらが地すべり対策の実用上、どの様な位置を占めていてどのような使われ方をするのが明らかではなかった。

そこで、われわれはなぜ地すべりを分類する必要があるのかという点を少し考えてみた。

分類にはそれぞれ目的があるはずである。ある目的を達成するために便利なように分類を行なって、それぞれの分類に応じたように目的達成の手段が決められるものである。しからば地すべりの分類は何のために

行われるかということ、実用上からするとそれはその予知と対策のためである。ここでいう予知とは、地すべりの発生前に、ここに地すべりが存在することを明らかにすることと、さらにその危険度、滑落時期等を予告することであるから、上述の2項目をさらに具体的な作業で分けると次のとおりである。

1) 地すべり分布の調査（危険度も含めて）

2) 地すべりの予防・防止対策（発生前の地すべりも含めて）

すなわち、ある地域に地すべりがどのように分布するかという調査を行うときは、どのような地質、地形のところにはどんな地すべりが多いかという分類がまず頭の中にあって初めて可能である。このための分類、すなわち地すべりの地質地形分類が行われる。

次にその地すべりを発生しないように抑制したり、運動中のものを抑止する場合には、その調査、対策の主眼は、地すべりの運動形態の見分け方に移って来る。すなわち、どのようなすべり面の分布、土塊の形、運動状態、地下水分布のときには、どのように抑制するかを運動形態別に分類して、対策計画が立てられるはずである。

このように地すべりの分類と対策という二つの目的のためには二つの分類が必要なわけで、これが前項の1)（地質、地形）と2)（運動形態）になるのであろう。

1)の分類については前述のとおり、諸先輩の分類に若干の地形的要素を加味すれば達せられると思われるが、筆者は後者の運動形態について少々考えてみたいと思う。

## 2.2 地すべり運動形態と型分類

地すべりにもいろいろな地質、地質構造に応じた地すべり分布やそれぞれの地すべりのもつ地形、運動形態、地下水分布があって、その一つ一つをとり上げて、全く同一のものではなく、似ていてもどこかが違っていたり、似ても似つかないものもあつたり、それはちょうど人間の顔や体質が個人個人で相異なっているのと同じようだと云われている。筆者もいままでに、調査をしたり、対策の指導に当たった地すべりの数は数1000にもものぼると思うが、どれをとっても全く同一ということはない。しかし似たものはあって、そういうものにゆき当たると、その以前に診た類似の地すべりを思い出して、あのかきはどのようにして運動し、また安定をはかったかと思い起こして、それを参考にして対策を決めることはよくある。これが実は運動形態による分類（対策のための分類）の重要な因子になるわけである。

いわば、われわれは医師のようなものであって、患者に出会った場合は、まず、病歴、徴候、年令、体格、触診等（文献調査と踏査）から始まって、その患者の病気の根源を類推し、それに適合した検査（調査）を行う。病気の根源が不明瞭な場合は、ちょうど人間ドックに入れるように概括的な検査（概査）を行って、病源を確かめ、細かい検査（精査）を行って治療法（対策工法）を決める。この決め方も患者の体質、年令、その他を勘案して決定するのが普通である。（ ）は地すべり対策の場合の用語を当てはめてみた。

地すべりを病気に例えると、その地すべりすなわち病気の進行状態や、回復のし方も患者の体質によって大いに異なっていることも当然の事実である。一般に若い人は病気の進行が著しく早く、知らないうちに重大事態になったり、治療が成功すると早急に回復して社会に復帰できる。小児の場合は特にこれが明瞭である。ところが老年になると病気の進行が遅くて回復も遅く、再発したり、小康を保つたりの繰返して、若い人にとって即効的な薬も老人には遅効的であつたり、或いは明瞭な効果を表さないことが多い。中年過ぎると人間誰しもこの傾向はあるようである。地すべりの場合もそれとよく似た傾向が見受けられる。たとえば、長野県茶臼山の地すべりは、すでに100年以上もの間運動を続けており、とって滑落してしまうわけでもなく、対策工もすでに数十年にわたって続けられ、最近になってようやく安定化に成功した。これに対して富山県の胡桃地すべりは、明確な運動は早期に発生して、その運動は急速であり、この主たる運動の終結も非常に早かった。イタリーのバイオン

トダムの地すべりなどは、滑動の徴候がみえてから終結（滑落）まで1年足らずであった。このような運動状態の相違は何から起こるかという  
と、これは地すべり土塊の性質によるところが大きい。

茶臼山地すべりは末端部の流動地帯を見ると、ほとんど粘土より成っているのに対して、バイオントダムや胡桃は、新鮮な岩盤より成っていた。いわゆる地すべり地形も茶臼山は誰がみてもわかるように明瞭であるのに対して、バイオントダムの場合は岩盤より成っていたため事前に地形や地質によってこれを予知することは非常に困難であった。これはちょうど小児の病気の予知が困難だが回復が早いと同様に老人の病気が、病状が明瞭であるが長期の治療によっても仲々完治しがたいのとよく似ている。すなわち地すべりにおいても人体と同様にその運動の経歴によって老人型、成人型、青年型、小児型に分類すれば、それが、それぞれの地すべりの土塊の性質、地形、すべり面、予知の方法、主要な対策工法等を代表するものになるのではないかと考え、筆者は、地すべりを以下の四つの型に分けてみた。

- a) 岩盤型（主として新鮮な岩盤より成る地すべり）
  - －初生又はそれに近い地すべり－幼児型
- b) 風化岩型（主としてキレツに飛んだ風化岩盤より成る）
  - －それに続く再活動型地すべり－青年型
- c) 崩積土型（主として強風化岩や地層の組織を残した、巨レキ混りの土砂を主体とする）
  - －継続的滑動を繰返した地すべり－壮年型
- d) 粘性土型（レキ混りの粘性土より成る）
  - －長期にわたる運動の結果、緩斜面化して終末に近づきつつある地すべり－老年型

これら四つの型は前述の小出 博や中村慶三郎の分類の基本概念と同様に、運動の継続的繰返しによって同一斜面が時系列的に変貌して、岩盤→風化岩→崩積土→粘性土の順をたどって変貌して終末の自然安定化をたどるものを考えた結果生まれたものである。しかし現実においてはそれらの中間型、複合型があり、また、その中途の段階で滑落して消滅又は安定化したり、何等かの自然的或いは人為的要因によって安定化して終末期を迎える地すべりが多く見られることも事実である。また火山活動や地震動、大降雨によって生成された火山碎屑物や一部の崖錐性堆

積物のように崩積土型を初生とするものも認められている（図2-1, 表2-1）。

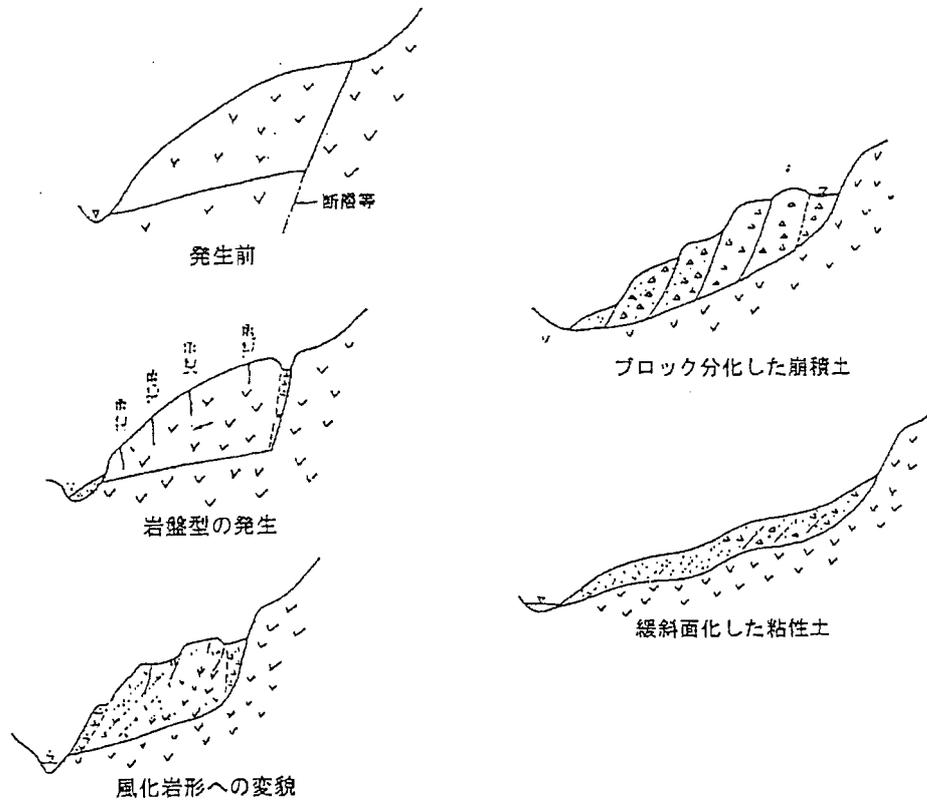
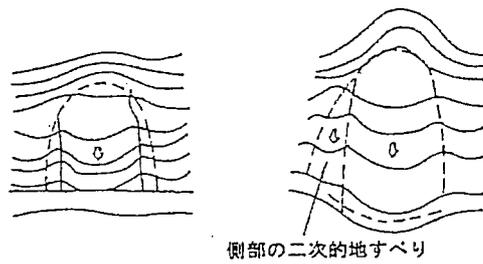
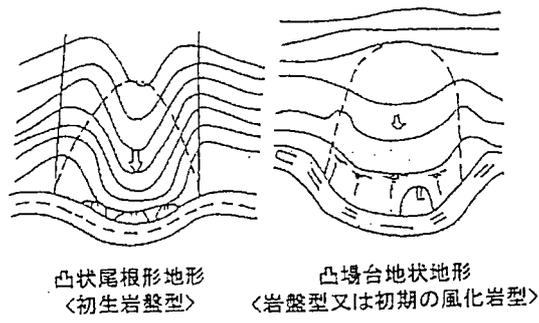
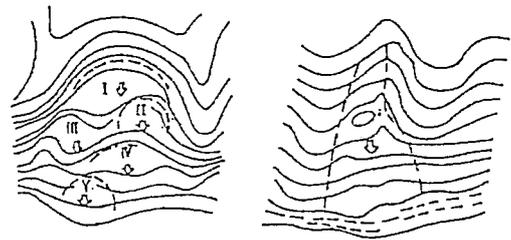


図2-1 地すべり地形の時系列的変化



単丘形凹状台地状地形  
 <風化岩型(一部崩積土型の場合あり)>



多丘形凹状台地状地形  
 <崩積土型>

凹状緩斜面地形  
 <粘性土型又は崩積土型>

図2-2 地すべり地形と運動型

表2-1 地すべりの型分類

分類 特徴	岩盤地すべり	風化岩地すべり	崩積土地すべり	粘質土地すべり
平面形	馬蹄形、角形	馬蹄形、角形	馬蹄形、角形、沢形、 ボトルネック形	沢形、ボトルネック 形
微地形	凸状尾根地形 凸状台地形	凸状台地形 単丘状凹状台地形	多丘状凹状台地形 単丘状凹状台地形	凹状緩傾斜地形 多丘状凹状台地形
すべり面形	椅子形、舟底形	椅子形、舟底形	階段状、層状	階段状、層状
進化分類型	幼年型	青年型	壮年型	老年型
おもな土塊の性質 (頭部)	岩盤または弱風化 岩	風化岩 (亀裂が多い)	巨礫または礫混り土砂	巨礫または礫混り土 砂
おもな土塊の性質 (末端部)	風化岩	巨礫混り土砂又は強 風化岩	礫混り土砂・一部粘土 化	礫混り土砂または粘 土
運動速度 (活動時の平均)	2 cm/日以上	1.0 ~ 2.0 cm/日程 度	0.5 ~ 1.0 cm/日	0.5 cm/以下
運動の継続性	短時間突発性	ある程度断続的 (数 十~数百年に一度)	断続的 (5~20年に1 回程度)	断続的 (1~5年に 1回程度) 又は継続 的
すべり面の形状	平面すべり (椅子 形)	平面すべり (頭部と 末端がやや曲面状)	曲面状と平面状、末端 が流動化	頭部が曲面状だが大 部分は流動状(沢状)
ブロック化	たいてい単一ブロ ック	末端・側面に2次的 地すべり発生。	頭部がいくつかに分 割され2~3ブロックに なる。	全体が多くのブロ ックに分かれ、相互に 関連し合って運動す る。
予知の難易	前兆が不明瞭な為 非常に困難、綿密 な踏査と精査を必 要とする。	1/3000~1/5000地形 図で予知できるし、 空中写真の利用も可 能。	1/5000~1/10,000地形 図でも確認できる。地 元での聞き取りも有用。	地元での聞き取りによ って予知できるし、 非常に容易に確認で きる。
一般的な斜面形	一般に台地部があ るが不明瞭であ る。凸形斜面に多 く、鞍部から発生 する。	明瞭な段落ち、帯状 の陥没地と台地を有 す。広く見れば凹 形だが、主要部は凸 形。	滑落崖を形成し、その 下に沼、湿地等の凹部 があり、頭部にいくつ かの残丘があり、凹形 斜面に多い。	頭部に不明瞭な台地 を残し大部分は一様 な緩斜面、沢状の斜 面である。
休眠時の平均的 な安全率	たいていの場合 $F_s > 1.10$ 、一時 的にある程度の切 土・盛土も可能。	$F_s = 1.05 \sim 1.10$ 、 一時的に5%程度 の安全率を低下させ ることは可能。	$F_s = 1.03 \sim 1.05$ 、一 時的には3%程度 の安全率を悪化させ ても安定している。	切土・盛土は不可能、 少量の土工でも運動 を再発する。
主要な対策工	深層地下水排除・ 抑止工・切盛土工 ・地表水排除	深層地下水排除・切 盛土工・地表水排 除・抑止工	頭部での深層地下水排 除・地表水排除・溪流 工・抑止工	頭部での集水井工・ 末端での浅層地下水 ・地表水排除・溪流 工
対策工の効果	即効的で完全安定 化可能。	即効的であるが、異 常天然現象時に、再 発のおそれがある。	対策工施工後1~3年 を要す。末端部の安定 化は困難。	遅効性で対策工施工 後数年を要し、完全 な安定化は困難。
おもな誘因	大規模な土工・斜 面の一部の水没・ 地震・大強雨	集中豪雨、異常な融 雪や河岸決壊・中規 模の土工・斜面水没 など	多量長期的な霖雨・融 雪・河岸決壊・集中豪 雨・土工など	霖雨・融雪・河岸欠 潰・浸食・積雪・小 規模な土工など
おもな地質と 構造	断層・破碎帯等の 地質構造の影響を 受けるものが多い。	中生層・新第三紀 層に広く分布する。 断層、破碎帯の影響 あり。	中生層・新第三紀層 に広く分布。	新第三紀層に最も多 く、火山砕屑岩や緑 色岩類の中にも見う けられる。

また同一の地すべり地でも斜面末端より地すべりが発生して順次上部に波及する場合には、頭部では岩盤型や風化岩型が分布し、中部では崩積土型、末端部では粘性土型を呈する場合が認められる（茶臼山地すべり）。

### 2.3 運動型分類の利点（対策計画への適用）

この型分類を地すべり対策即ち地すべり防止計画と予防の両面から眺めると次の事がいえる。

- ① 防止計画の面からみると、岩盤型は防止工の効果が即効的であって、運動の徴候が鮮烈で明瞭であって安定化し易いのに対し、崩積土型、粘性土型は運動形態が複雑で対策工の効果が遅効的で、場合によっては安定化するのに長い時間がかかり多種の工法を組合せて適用する必要がある。
- ② 予防の面からみると、崩積土型、粘性土型は明瞭な地すべり地形を呈している場合が多く、事前にその分布を比較的容易に見出し得るが、岩盤型は初生型に近いもの程、地すべり地形が不明瞭であって、切土等によって地すべり滑動を発生することが多く、その予知が困難なものが多い。

そして防止対策について、岩盤型ではほとんどすべての防止工法の適用が可能なことも特徴の1つといえる。一般的には地表水・地下水排除工、切土工、押え盛土工（擁壁工を含む）等の抑止工によって概ね安定化をはかり、その後完全安定化の為に杭工、アンカー工、シャフト工等の抑止工が実施される。

ところが崩積土型、粘性土型となると地下水排除工も即効性が失われ、地すべり全域にわたる広汎な地下水排除工の実施や集水能力の高い大口径の地下水排除工等を適用しても仲々完全な排除効果が得られず、また小ブロック等の対策も必要となる。また、粘性土型になる程、抑止工の適用が困難となり、切土工も失敗例がかなり多く、充分綿密な調査と検討を必要とする。これに対して押え盛土工はその施工ヤードさえ確保できれば、いずれの型にも有用である。

地すべりの分布の予知と予防についてはその運動の結果形成される「地すべり地形」が過去の滑動した期間、回数に伴って次第に明瞭となるので、初生期に近づく程、その特徴の発現が不明瞭となるのでその分

布の予知が困難であり、この問題については初生地すべりの発生機構そのものについての研究が必要となる。所謂若い地すべりのその地形・地質による予知は困難な場合が多く、この問題の解決にはは初生地すべりの発生機構とも深く関連するので後段に説明を譲りたい。

## 2.4 各分類型の特長

### a. 岩盤型

過去に地すべりを発生したことの無い、したがって地形的にも地すべり地形を呈しない斜面に発生するもので、多くは新鮮な岩盤より成り、発生すると運動速度が大きく、突発的である。地すべり土塊は一体となって運動し、すべり面が山腹に露出している場合は、比較的早期に滑落して終結することがある（病気ならば死亡？）。末端に隆起部を伴うときは運動も比較的小さく（2cm/day以上）、仲々滑落しないことがあるのが岩盤型である。

頭部に明瞭な滑落崖または帯状の陥没を生じ、そこに地下水は集中する。運動中に次第に頭部が明瞭になって来るが、発生前には頭部が不明瞭である。地形的には凸形斜面に多く発生し、すべり面は平盤状で、頭部ではほとんど $70^{\circ} \sim 90^{\circ}$ に直立し、ちょうど椅子のような形の地すべり面になる。すべり面粘土も厚さ2cm程度が見られる程度である。運動した距離に比例して土塊を形成する岩盤にキレツが発生し、側面部、末端部および陥没部では礫状化が進み側面部では二次的に浅い地すべりを発生することもある。一般にすべり土塊の厚さが大きく20m~40mで、まれには100m以上のもの（例 バイオントダムのトック山）もみられる。わが国では以前は年間数例が自然的に発生する程度で、特に豪雨や地震との関連が大きかったが、近年は大規模土工やダム湛水の影響で増加している。

土工によって発生する場合は、小規模土工で発生した例は少なく、たいていは大規模土工（数万 $m^3$ 以上の）によるもので、発生前の安全率を1.00と仮定すると、0.7~0.8にこれを下げたときに起こっている。すなわち、逆にいえば、元の安全率が1.3~1.2にあったものが、土工によってバランスを崩したことになる。

対策工としては、頭部キレツの部分に地下水が集中しているので、応急対策として、長い横ボーリングによって、キレツ下のすべり面付近で、地下水を排除すると滑動を急速に緩和することができる。恒久対策としてはトンネル排水工や、頭部土塊の排除工が有効であり、末

端部での杭挿入工も、運動が緩和した後の再発防止には非常に有効である。

地形的に地すべり地形を呈さないために、あらかじめ、そこが地すべり危険地であるということを知ることが非常に困難で、頭部に若干の沈下や陥没と中腹から末端にかけて山腹に若干のふくれ出しを認めるのみであるから熟達した専門家による踏査とボーリング等による精査によって予知ができる。

#### b. 風化岩型

多くは一度滑動した岩盤型が再発したものである。岩盤型が安定化すると、その土塊は周囲の岩盤に較べて、どうしてもキレツが多くなっているため、降雨の滲透が促進されて風化が急速に進行する。このために強風化岩に変貌する。特に末端部や側面部、陥没帯では甚だしく、巨礫混じりの土砂の形態をとる場所もある。地形的には岩盤型のときにできた頭部（台地状部）と滑落崖（たいていは馬蹄形）が明瞭に残るので1/3,000～1/5,000の地形図で予知することができる。運動速度は1.0～2.0cm/dayのものが多く、降雨期や融雪期に激しく、乾期には安定しているものがあり、ある程度断続的である。運動にともなって頭部は次第に2～3個に分裂して、地すべりのブロック化の徴候が見られるし、冠頂部に新たに岩盤型のすべりを発生して、地すべり地が後退してゆく場合もある。すべり面は末端部では平盤状であるが頭部付近では弧状に変化し、円弧と直線の複合した形になっている。末端部と側面部には二次的な崩積土型や粘性土型の地すべりを伴うことがある。岩盤型が発生してから風化岩型が再発するまでの期間は、埋木のカーボン法による年代測定によると10,000～20,000年のものも見られ、岩盤型が第四氷河期に発生しているものが見出されている。地震、集中豪雨、異常融雪等の異常気象や中規模の土工が原因となり易い。

地すべり土塊は強風化岩であるからだいたい表面が褐色系に変色しており、ボーリングを行うと、すべり面附近を境にして明瞭に色が変わるので、これによっても、すべり面の分布を確認することができる。土塊の厚さは20～50mがほとんどである。

地下水は頭部（残丘とも呼ばれ二～三分かれていることが多い）の背後の滑落崖や陥没部直下に集中していることが多いので、その排除が非常に有効であるが、滞水部の透水性が岩盤型よりも悪いので、

長い横ボーリングだと本数が多くなるので集水井工法が最も有効かつ経済的である。また地すべり地周辺からのトンネル排水も地すべりのブロック化が十分進んでいない段階では有効である。頭部の土塊排除、末端付近での杭挿入工も有効である。対策工の効果は即効的である。

この型の地すべりは結晶片岩地帯（小出 博の破碎帯地すべり）に最も多く見出されるが、新第三紀層でも頻発する。また大規模なものとしては大阪府亀ノ瀬がこの型に属する。四国の三波川帯や秩父帯、北陸の山地等の新第三紀層中に見つけることができる。斜面の安定度は岩盤型より悪く、1.05～1.15であり、中規模の切土でも発生し易い。

### c. 崩積土型

最も一般的な地すべりで土塊は主として破壊された大小の角礫混りの土砂によって構成されている。風化岩がさらに漸移したものもあるが、火砕流や崖錐状の堆積物の場合等は、この型から始まる。頭部は風化岩型よりさらに分かれて、地すべり地全体が、いくつかの階段状斜面ブロックに分かれる。頭部では巨礫混り土砂で風化岩盤に似た形態をとるが、末端に至るほど、細粒化して礫混り土砂や粘性土状を呈する。運動は繰返しの多い断続的になり、自然条件下では5～20年に1回ぐらいの割で発生する。その運動も、各ブロックによって異なり、各運動ブロックは相互に関連性を持つ。地形は典型的な地すべり地形となり、すべり面は弧状を呈す。すべり土塊の厚さは10～30mが多い。地表の乱れが甚だしく、池や沼、湿地、凹地等が各所に見られるようになるので1/5,000～1/10,000の地形図からも容易に判読できる。霖雨や融雪等で発生し易く、末端部は粘性土型の流動状を呈する場合もある。斜面の安定度はさらに悪く1.03～1.05であり、切土によって3%程度安全率を低下させてもすべる可能性がある。多くの運動ブロックに分かれるため、地下水も広範囲に分散しがちであるが、各ブロック斜面内の台地部の上端付近に集まる傾向を持つので、短い横ボーリング（30～50m）や多数の集水井によって安定化を促進することが可能である。頭部が多数あるため頭部の排土工は、他の運動ブロックの活発化を促進する可能性があるため適用の場合は十分注意を要する。杭挿入工も、風化岩型に近いものほど有用で、粘性土型に近づくと適用できないことがある。地表水排除工や暗渠工も有効な工法である。この型の地すべりの代表的なものは長野、新潟両県等の新第三紀層中に広く分布するし、蛇紋岩の地帯でも良く見受けられることができる。

#### d. 粘性土型

粘性岩地帯で土塊がさらに細粒化すると、地すべり土塊の大部を礫混りの粘土で形成されるようになる。そうになると、ブロック化はますます進行して、無数の小さい運動ブロックに分割され、複雑な運動を起こし、この運動も継続的になる。地表地形はほとんど一様な緩勾配の斜面となり、すべり面は地表勾配とほぼ等しい緩斜面となり、すべり土塊の厚さも5m~20m程度になる。速度も小さくなって0.5cm/day以下になり、異常気象の場合でも、全土塊が滑落することがなく、その一部の欠潰を伴う程度になる。

斜面の安定度は非常に悪く、少量の土工によっても運動が活発化するので切盛土工は厳禁である。地形的には凹形斜面に発生し、運動によって毎年地表の形状が変化するので、地元の聞込みによっても容易にその分布を探ることができる。岩盤型等が滑落した後の斜面に発生することもある。斜面上部には明瞭な台地部を残すこともあり、この場合は、この台地はたいてい礫混り土砂より形成される。運動は一見流動状で明らかに曲流する場合が見られる。地下水はこの地域内に完全に分散し、毛細管状の小さな網状の地下水によって構成されるので、集水面の広い暗渠工等で排除する以外に方法がない。地すべり地域外からの地下水流入を遮断することや、地表水の浸透を防止することも有効な工法であるが、土塊の一部排除や、杭挿入工はほとんど適用できない。浅層地下水排除工や押さえ盛土工が有効な場合が多い。

対策の効果も遅効的で2~3年後にやっと幾分の効果が表れる程度であるから、重要な構造物等の設置は絶対に避けるべきである。この型の地すべりは、新第三紀層の中や、ミカブ帯の破碎帯中或いは温泉余土に起因した火山性地すべり地帯にも一部見られる。

### 3. 地すべりの初生と地すべりの生成

第2章で述べてきた時系列を考慮した型分類を実用する場合に最も疑問となるのは初生の岩盤地すべりはどのような機構で発生したのであろうかという地すべり起源論につき当たる。そして第1章でも述べたように地すべりと斜面崩壊との相違、即ち地すべり現象発生 of 主要な原因は「地すべり面」の生成にあることが明瞭となったことから考えると、初生地すべりの発生は斜面内における「地すべり面」や「地すべり地形」の生成機構に深く関連することが考えられる。

このような数十あるいは数百haに及ぶ山腹や斜面の深部全域にあまねく広がっている薄くて緩傾斜の布状の粘土層より成る「すべり面」やこれに平行する数条の弱面の生成は当然近い過去の大規模な浸食なり地震なり地質構造上の外力を受けた結果であろう事が想像できる。そのような過去の大規模な浸食なり地震を考える時、その最も激しいものは最近の氷期末から後氷期にかけての氷河の後退、激しい河床の縦浸食による山腹の急速な不安定化であろう。そのために河岸の山腹は谷が急速に深まって不安定化することによって徐々にゆるみ、変形を続けて来たものであり、山腹地形の変遷と共にこれが大きな山崩れや地すべりの原因となってきた事は十分考えられる。

このような最近の氷期末から後氷期にかけての山体の地形変遷について、これが岩盤のゆるみによるクリープ現象に関与しているという説が1969年Zischinsky<sup>8)</sup>によってとり上げられ、1978年Radbruck-Hall<sup>9)</sup>によって地すべりの発生論にまで発展された山体の重力変形 (Gravitationa l Creep) に関する研究がある。これは世界各国の山岳地帯でよく見かける山腹の峡谷側へのゆるみと膨れ出しと尾根部の変形、分離現象の研究から始められた。

山腹は氷河の後退、急速な谷の下刻浸食、地震、地殻構造運動に伴った隆起、沈降運動等を原因としてその山腹が峡谷側に向かってゆるんでゆるやかにクリープしていることがわかった。その結果として長年月の間の沈下運動によって尾根部から山腹にかけて横に長く連続性のよい落差や溝形地形を伴った二重山稜、多重山稜、分離丘等を生じ、山腹は“ゆるみ”とふくれ出しにより、頭部に緩斜面や台地が形成され、これが崩壊や地すべり発生の原因となっている<sup>10)</sup>。

この現象は大陸では山岳氷河が後退した高山地帯 (アジア、南北アメ

リカ、ヨーロッパ等)で特に顕著で、氷河後退による峡谷での山腹の支持の欠除により多発している。この現象はネパールでも八木<sup>12)</sup>により報告されている。

わが国では氷河よりはむしろ造山運動に伴って非常に活発化した峡谷の下刻浸食作用が誘因でこの現象が発達し、目立ったものとしては赤石山系に見られる二重山稜の形成や、中央構造線等に沿った山腹緩斜面の発達に最もその特徴が認められる。

この変位量は斜面の地表部で最も大きく、斜面深部に至るにしたがって連続的に漸減する岩盤のゆるみによるクリープ現象であって、大陸では変位速度が地表で年間数cm、深さは250~300mに達すると報告されており、このゆるみ現象を“Sackung”と呼んでいる(図3-1)。

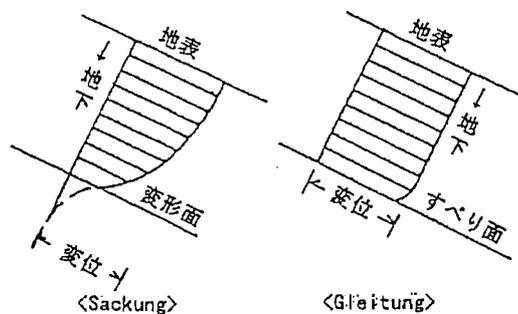


図3-1 重力性クリープの変位の分布特性

しかし、このスムーズなクリープ変形様式はほぼ一様に均質と判断できる岩体から構成されている場合であって、わが国のように複雑で不均質な地質構造をもった岩体では、その中の弱層部や塑性の大きな泥質の部分に歪みが集中するために、図4-1に見るごとく階段状の異常なクリープとなり、歪みの進行とともに、これらの歪みの集中する弱層に粘土化が進んで弱面が発達するものと考えられる。

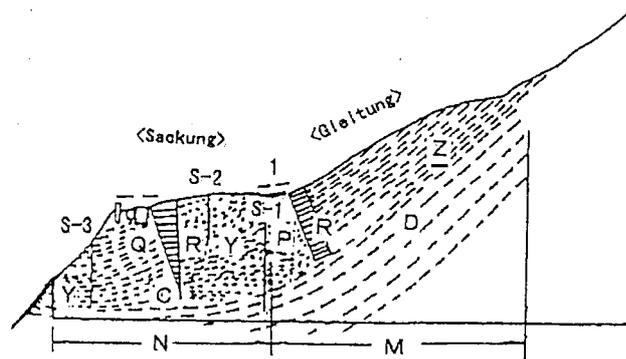
これらの弱面の変位の方向は当然、斜面方向にほぼ沿った形でせり出すように動くので、斜面にほぼ平行した弱面が形成されるはずである。

更に変形が進むと、それらの中で最も変形と劣化の著しい面に歪みが集中してせん断変位となり、最終段階では多面せん断から一面せん断に、すなわちすべての歪みが一つの弱面に集中する。これが「すべり」即ち“Gleitung”と呼ばれる現象であって(図3-1)、このような過程がすべり面の形成原理ではないかと考察される。そしてこの過程で形成された多くの弱層はすべり面下の複数の潜在すべり面として斜面内に残留し、次期の地すべりの予備軍となっているものであろう。

このGleitungが斜面全体にゆきわたれば、これが「地すべり」であって、運動は断続的あるいは継続的に滑落まで続き、滑落後には斜面内の前述の他の潜在すべり面が活性化してゆく。

初生地すべりの運動中の岩体の変遷については、岩体の破壊と風化による続成作用の急進により、土塊材料が次第に変容して岩盤→風化岩→崩積土<sup>7)</sup>と変化する。

この最終的に“Gleitung”が斜面全体にゆきわたる過程すなわち、重力変形の過程の途中では斜面内には“Sackung”の領域と“Gleitung”の領域が共存している。1964年のMüllerの報告<sup>7)</sup>によるイタリアのVajontダム左岸のToc山の岩盤すべりの初期の岩運動は図3-2の中に二つのRの速度分布に示すとおりで、頭部はGleitung領域、末端部はSackung領域であり、この変形が進むに従ってGleitung領域が拡大して、最終的には世界有数の規模を持つ巨大すべりに発展したのである(図3-2)。



図の滑動ゾーンを通る概略断面。小さな矢が速度分布を示す。  
 (Y)は岩層の輪郭。(I)はLa Pozza。(M)は支配的な駆動力ゾーン。(N)は  
 支配的な抵抗ゾーン。(C)は逐次破壊ゾーン。(D)は推定すべり面。(P)は  
 圧縮ゾーン。(Q)は引張ゾーン。(R)は速度の分布。(Sa)は探査用ボーリ  
 ング孔。(Z)は探査トンネル(Müller, 1964年)。

図3-2 Vajont dam上流Toc山地すべり断面図

この両領域の共存については必ずしも頭部から先にGleitungが始まるのではなく、わが国のあるダムサイト掘削に伴う重力変形では、末端部に先にGleitungが生じ、頭部では地表に陥没帯が発生したにもかかわらず、すべり面が不明なSackung状態であった。また、同様な現象は受け盤の山体の場合も同様であって、この場合のSackungは地層の谷側に向かう屈曲（褶曲）現象として表れ、谷側ほど屈曲の度合いが著しくなり、地層内にひびわれ、ねじれ、はね上がり、折れ座屈等が生じ、これらの弱面が連結してGleitungとなるのでやはり末端部からこのGleitung領域が始まっている（図3-3）。

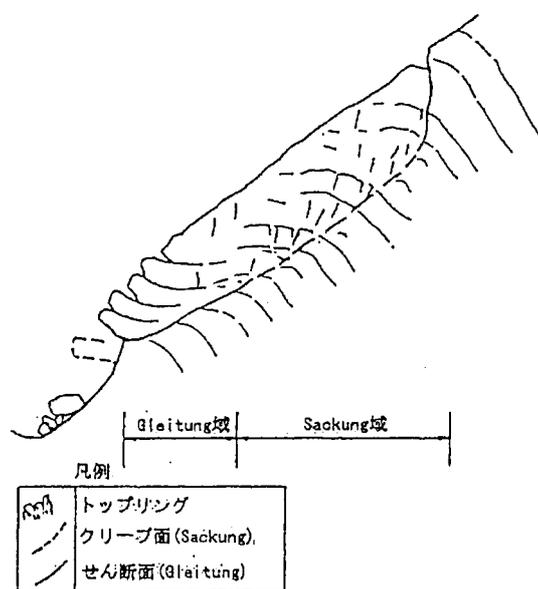


図3-3 受け盤山腹での重力変形

## 4. すべり面生成過程

そこで前述の考え方に基づいて、すべり面形成の過程を具体的に考えてみよう（図4-1）。

### 4.1 初期の岩盤のクリープ（Sackung領域の形成）

山体が若干のバランスを失いつつゆるんだ谷側に重力変形が生ずると、斜面頭部には沈下によって、連続した落差、二重山稜、分離丘等が発生し、末端はやや膨らみを生じ、時には小崩壊が発生することもある。この段階では斜面内ではSackungによるクリープが進行している。

### 4.2 弱面の形成

変位の進行と共に頭部の斜面勾配が次第に緩くなり、逆に末端では膨れ出しによる圧縮クラックや、小規模な斜面運動が認められる。斜面内部には複数枚の応力集中による弱面が形成されて、いずれかに、歪みが集中する傾向を持つ。そして変位の進行に伴って、弱面の粘土化が促進される。

### 4.3 SackungとGleitung（Gleitungの発生）

更に変位が進行すると頭部に帯状の落差や陥没帯が発生し、末端では、流れ盤の岩盤の場合はスランプが、また受け盤の場合やキャップロック等の場合はトップリング崩壊が発生する。斜面内の一部では特定箇所への歪の集中による一面せん断現象（Gleitung領域）があらわれて擦過粘土が生成されてこれがSackung領域と共存する。

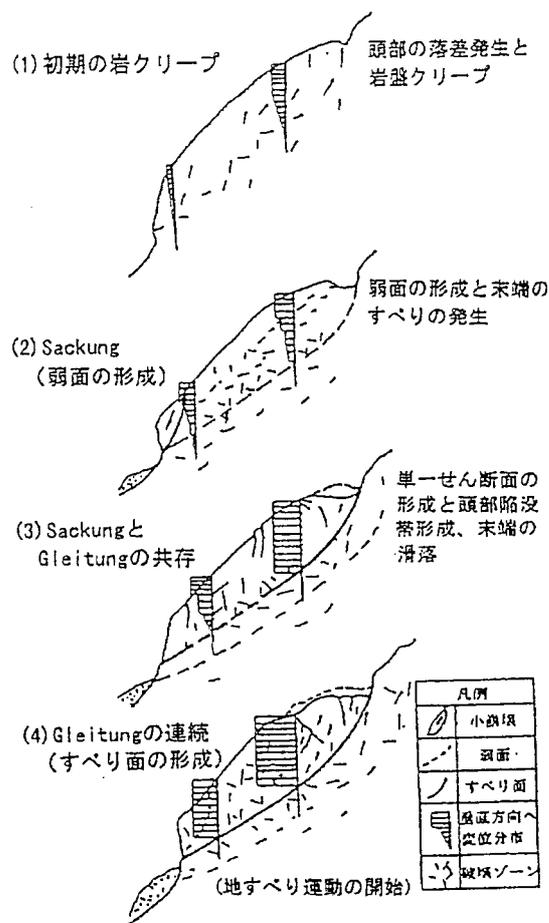


図4-1 すべり面の形成

#### 4.4 すべり面の形成

Gleitung領域は変位の進行とともに拡大して、ついには全域を覆うようになると、全域に一枚の連続した薄い粘土層をともなったすべり面が形成され、地すべり運動が始まる。

このように過去の激しい浸食活動や氷河の後退等による山腹の側面支持力の減退は岩盤斜面のバランスを徐々に崩して、山体にゆるみ現象 (Sackung) を生じ、年月の経過とともにこれが次第に顕在化して初生の岩盤すべりに移行することを説明したが、これに加えて、このような山腹に切土、トンネル等の掘削や斜面の水没等の行為が加われば、同様にこの現象の進行を更に促進することは申すまでもないことである。

#### 4.5 初生岩盤地すべりの地形的特徴

前述の如く、岩盤地すべりの発生し易い地形について記述することは大変困難であり、一般に一見して健全に見える堅硬な岩盤より成る或いは成ると思われる斜面においても発生することがある。

しかしその斜面の内部には前述したような重力クリープが前駆現象として発生している筈であり、これが少なくとも大きな地形或いは微地形の中に現われている可能性が高いので、細心にこれ等を調べる事によって予察し得るものである。特に大規模な土工や大きな湛水を行う予定の斜面に対してはこのような配慮が必要である。

即ち、岩盤すべりの地形は少なくとも風化岩型以下の地すべり地形の原型をなすものであるから、その特徴の一部なりほんの僅かな徴候なりが現われている筈である。

これについての判別はかなりの経験を必要とすると思われるが、ここに敢えて着眼点を記載してみよう。

##### ①鞍部や分丘を有する凸型尾根状斜面

尾根の末端部や支尾根に鞍部を持っていたり、分丘を形成していてそれに連なる斜面が上部の尾根と比較して山腹に若干の膨らみのある場合には、これ等の鞍部が重力クリープによる古い引張り亀裂だったり、断層であったりして、これを境にして前方の斜面や分丘が、不安定化する事がある。この地形は流れ盤、受け盤いずれの場合もあり、特に受け盤の場合は局部褶曲等に注意を要する。

##### ②凸状台地形（図4-2）

山腹斜面の頂部や中腹に緩斜面の台地状斜面を有し、その部分で斜面形の連続性が断たれ、急に斜面形が波打ったり、異常に膨らんだりしている場合は、この斜面の台地状部がクリープによって形成された可能性があり、台地の一部を含む斜面が不安定化し易い。この地形では特に両側に小沢を持ちこれ等の両

方又は片方の谷頭が当該斜面をとり囲むように分布することによって山体から分離した場合が多い。

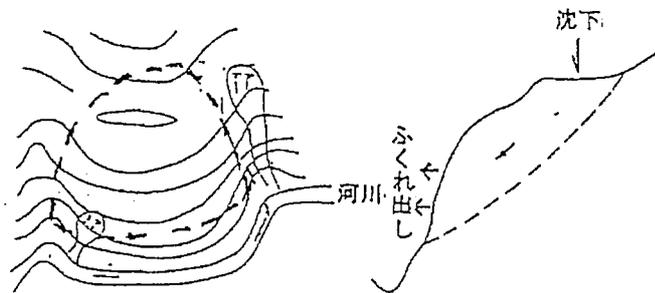


図4-2 凸状台地形

③尾根先が異常に膨らんだり、分岐した尾根の間に緩斜面が分布する場合（図4-3）。

Y字形に分岐した尾根の2つの支尾根の中間部に膨らんだような緩斜面が分布していたり、或いは小さな尾根状緩斜面が認められる場合にこの部分が不安定化した例が比較的多い。これは元来尾根先がクリープして球根状に膨らんだり、更にその中央部が重力クリープする事によって両側に尾根が残って分岐した尾根が形成されたのが上述の地形であろう。従ってこのような尾根先や両支尾根に挟まれた間の斜面が最も不安定になるのである。

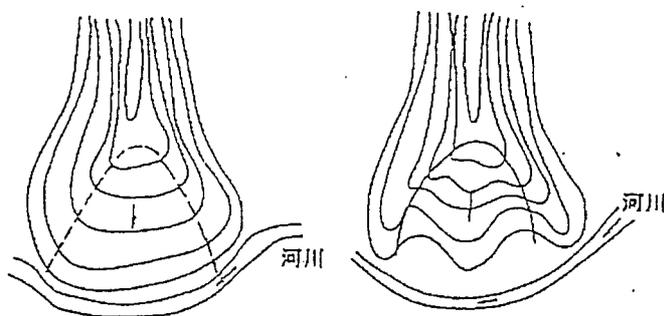


図4-3 球根状尾根状地形とY字型尾根状地形

#### ④頭部に陥没地形を有する斜面

斜面の頂部や中途に帯状の凹状陥没地や断続的な円形或いは楕円形の陥没地群がある場合は、「Gleitung」の或程度進行した状態であり、岩盤すべり又は風化岩すべりの可能性が高い。またこれが大規模な場合は二重山稜や帯状凹地となり、代表的な「Sackung」の地形とも解釈することができる。

#### ⑤キャップロック（図4-4）

新第三紀層のように比較的塑性の高い地層の上に割れ目の多い溶岩、火山碎屑物や厚い段丘等の透水性のよい地層がテーブル状又は台地状に山頂部を覆っている状態がキャップロック地形であって、上載物の荷重によって下部層に変形を生じ、しかもその結果発生した多数のキレットよりの滲透水によってキャップロック中や下部層内が地下水の包蔵体となり易いので地すべり発生し易い。一般に下部層が流れ盤の場合は典型的な平行型平面すべりとなり、受け盤の場合キャップロックの為にトップヘビーとなってトップリングを伴う急勾配の突発的岩すべりや崖くずれになり易い。

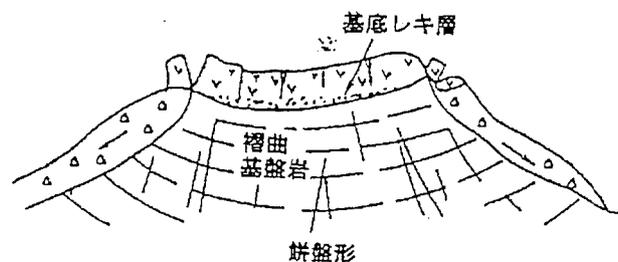


図4-4 キャップロック

#### ⑥頭部に広大な平坦地を有する斜面

頭部の平坦地では、前述のキャップロックの場合と同様で地表水が地下に滞溜し易い為、斜面はクリープし易い。特に受け盤斜面の場合は変形したまま長い間斜面が維持され易いので地すべりになり易く、斜面下部で大規模な切土等を実施しようとする時は十分な注意を必要とする。

- ⑦ 斜面内に斜面方向に椅子型の褶曲があったり、顕著な凸型の褶曲のある場合や斜面方向に平行な明瞭な断層が分布する場合。

斜面近傍を中心に顕著な地質の構造上の変化のある場合は岩すべりを発生し易い。前述のVajontダムToc山がその顕著な例である。

- ⑧ 1～2の小沢によって山腹の一部がとり囲まれたり、山腹途中で小沢が突如消滅したり、異常に屈曲している場合。

これは山腹が異常に変形した結果が沢の分布に現われた場合が想定される。勿論斜面中途から地質が変化している場合や河川争奪による場合にもこの現象は見られる等例外もあるが、一応注意の対象として挙げて置いた。

- ⑨ 山腹又は河岸に横一線の同一標高に崩壊跡地形が連続している場合（図4-5）。

河岸侵食によらないこのような断続的な崩壊跡地の分布は山腹全体がクリープした結果とも見る事が出来る。

現実の崩壊地が連続していれば、この山腹は初生の地すべりとは言えない活動性の地すべり地の疑いが強くなる。

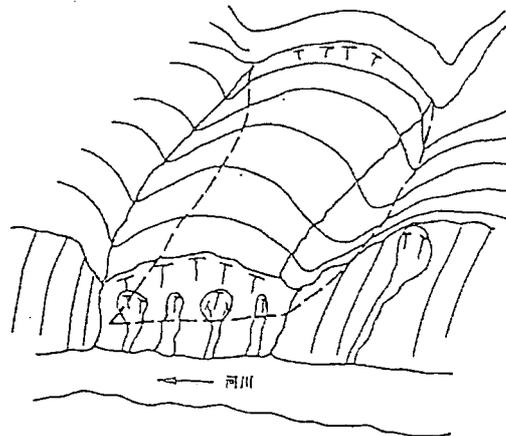


図4-5 河岸崩壊とすべり面露頭

以上の9項目は互いに重複があったり、実際には健全な斜面でも見受けられる地形もありかなりの例外もあるが、今後大規模土工や湛水の対象となる斜面で、岩盤地すべりの予知を行う為にはこの程度の注意とそれに基づく調査は必要であろう。

## 5. 重力変形と岩石崩壊

最近問題となっている岩石斜面の崩壊においても岩盤のゆるみ、ひいては岩盤斜面の重力変形が関与していると考えられる場合が多い。この場合の変形は前述のような山体全体まで及ぶような大規模な変形とは異なって、小規模な重力変形の場合であるが、急崖をなす岩石斜面の中腹や末端にゆるみやふくれ出しを生じ、崖頭部において落差や傾動の認められる例が見られる。この現象は激しい海岸浸食を受けている海食崖、著しい浸食下刻を行っている溪谷や氷河後退後に露われた氷食崖において著しい。

特にそれらの中で硬質の岩盤中に塑性の大きい粘性岩を挟んだり、構造運動の影響で割れ目の発達した岩盤や急激な褶曲運動を受けた崖（特に地層が受け盤の場合に多い）、溶岩や火砕流の流理に変化が著しかったり、これらを載せた斜面では変形が著しく、Sackung状態からGleitung状態に大部分が移行していれば、最も危険と言える。

このような変形運動の著しさを判断する着眼点として崖頭部（遷急点）付近での沈下変形現象があげられる。変形が進行すると崖頭部に段差を生じたり、階段状の連続した落差を持ち、岩盤斜面には多くの割れ目が進行する。そして崖頭部の奥が周辺の頭部と比べて若干の沈下が認めたり、幾分逆傾斜の緩斜面を形成する場合もある。このような斜面ではすべり崩壊やトリッピング崩壊の可能性が非常に高く、このような急斜面での切土などの掘削行為は特に危険が大きい（図5-1）。

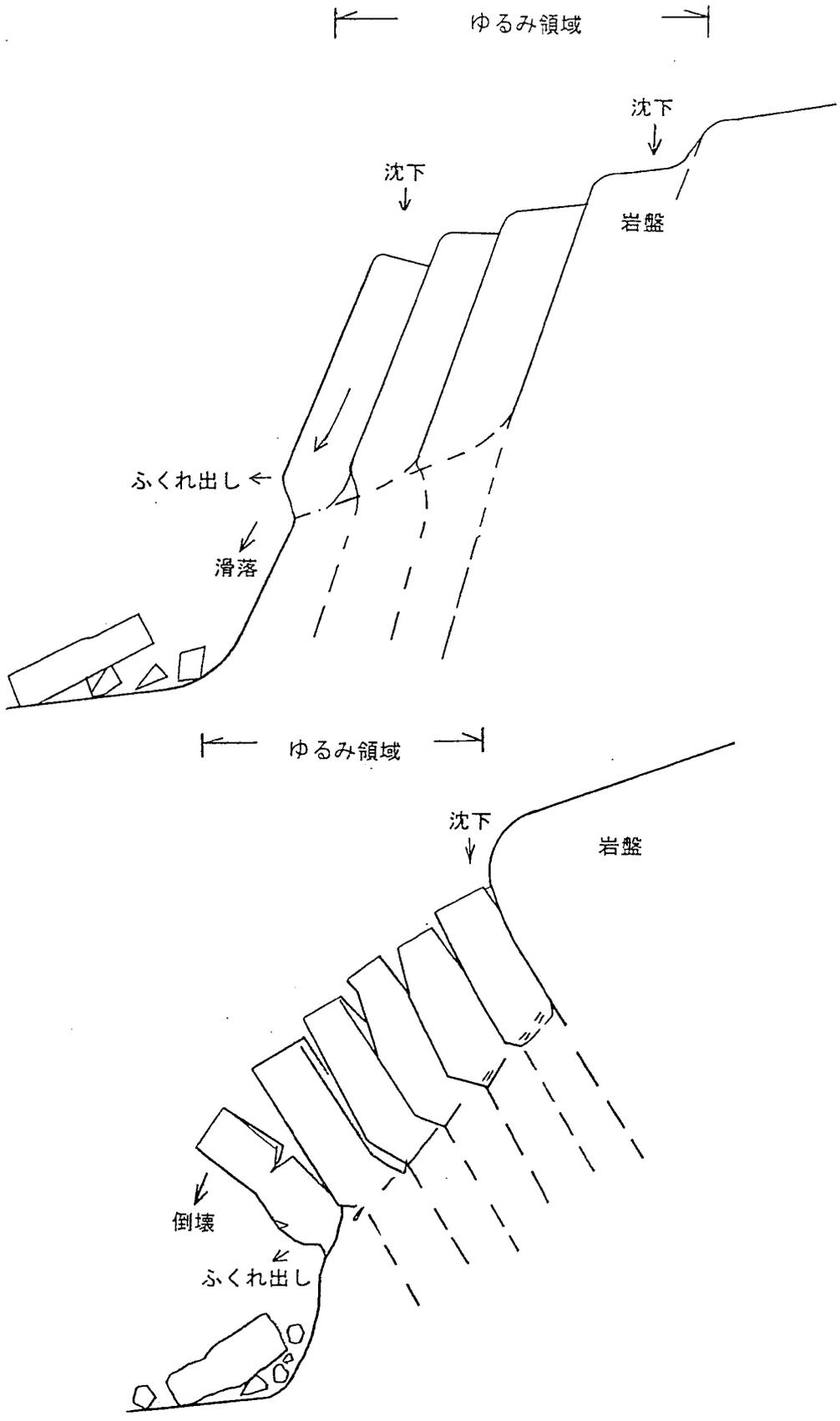


図5-1 岩石崩落と斜面のゆるみ

## 参考文献

- 1) 藤田・外：徳島県川井近傍の地いべりの地質構造規制，地すべり，  
Vol. 15-1 (1976)  
藤田・片野：マス・ムーブメントの地質構造規制，地質学論集，28  
(1986)
- 2) 中村浩之：すべり面における水レンズの役割，第19回地すべり学会  
研究発表会論文集 (1980)  
中村浩之：地すべりの断続運動と水レンズの役割，第21回地すべり  
学会研究発表会論文集 (1982)
- 3) 玉田文吾：長崎県北松地区における地すべり発生機構の特性 (1)，  
地すべり，Vol. 6-1 (1969)  
玉田文吾：北松大規模地すべり発生機構，北松地すべりに関するシ  
ンポジウム論文集 (1969)
- 4) Ter-Stepanian, G: Multi-Storied Landslide and Strength of  
Soft Clay, Proc. 7th International Conf. of Soil Mecha-  
-nics and Foundation Engineering (1969)
- 5) 寺川俊浩・外：グリーンタフ地域におけるMass Movementの多発期  
について，北村信教授記念地質論文集 (1986)
- 6) 中村三郎・檜垣大助：地すべりの地塊の形成と変動の反復特性，地  
すべり学会シンポジウム論文集 (1990)
- 7) 渡正亮：岩盤地すべりに関する考察，地すべり，Vol. 29-1 (1992)  
渡正亮・小橋澄治：地すべり・斜面崩壊予知と対策，山海堂，  
(1987)  
渡正亮：地すべりの型と対策，地すべり，Vol. 8-1 (1971)  
渡正亮・中村浩之・板垣治：地すべり実態統計 (その1)，建設省  
土木研究所資料，No. 987 (1975)  
渡正亮：研修ガイダンスの為の地すべり概論，地すべり防止技術研  
修テキスト平成7年版，地すべり対策技術協会 (1995)  
渡正亮：地すべりのすべり面について，第17回地すべり対策技術講  
演集 (1991)

- (8) Zischinsky, U: Uber Sackungen, RockMech., 1-30-52 (1969)  
Zischinsky, U: On the Deformation of high slopes,  
Proc. 1st Conference of Rock Mechanics., Li  
sbon (1966)
- (9) Radbruch Hall, D.: Gravitational Creep of Rock-mass on slo  
pe, Rockslide and Avalanches, Elsevier (1978)
- (10) 藤田寿雄・板垣治: 地すべり実態形態 (その3), 土木研究所資  
料, 1204 (1977)
- (11) 清水文建: 地形から見た大規模地すべり (その3), 地すべり技  
術, Vol. 23- (1) (1996)
- (12) 八木浩司: 地すべりの前兆現象としての二重山稜, 多重山稜・小  
崖地形と変動様式, 地すべり研究の発展と未来, 中村  
三郎編, 大明堂 (1996)

以 上

(2002. 4. 22)