

# 小川村袖地地すべり

——地質構造が地すべりのメカニズムを決定した典型例——

釜井俊孝(環境地質部)  
Toshitaka KAMAI

加藤 碩一(地質部)  
Hirokazu KATO

## 1. はじめに

小川村袖地地すべりは、ごく最近発生し(1987年7月)現在も活発に移動している地すべりの一つである。この地すべりは比較的小規模であるものの、地質構造が運動のメカニズムに関係する典型的な地すべりであり、複雑な運動の結果として地表には様々な変形が集中的に分布している。そのため、この地すべりでは地すべりの変形と運動に及ぼす地質構造の影響が、比較的分かりやすい形で表れており、それを詳しく調べる上で適したフィールドとなっている。一般に、地すべりと地質構造の関係は、背斜軸と地すべり分布に代表されるような巨視的現象としては認められている。しかし実際には、個々の地すべりのレベルにおける両者の関係は、しばしば曖昧であり、地すべりの発生から運動に至る過程が地質構造に関連して説明された例は比較的小さい。したがって、袖地地すべりにおける変形の形態や形成機構についての知見は、他の多くの地すべりにおける運動機構と地質構造の関係を類推する場合、貴重な基礎的資料を提供することになると考えられる。中でも、袖地地すべりの頭部に形成されたくさび状ブロックは、地すべり全体の運動に及ぼす影響がきわめて大きいにも関わらず、これまであまり注意が払われてこなかったタイプの変形である。ここでは、そうした点を中心に、主として地表踏査と移動量の観測結果に基づき、袖地地すべりに見られる地表変形の特徴について記載する。次に、それと地質構造との関係、及び推定される運動機構について述べる。

なお、現地調査は1987年7月と10月及び11月に行った。また今回使用した移動に関するデータは1988年2月までの記録である。それ以後の状況については山浦ほか(1988a, b)が報告している。

## 2. 地すべりの概況

### 2.1 地すべりの発生

小川村袖地地すべりは、1987年7月、長野県上水内郡小川村袖地区の白地沢上流部に発生した(第1図)。公式に確認された最初の報告は、7月4日午前8時30分過

ぎに現地から長野県に入った電話連絡であった。同日午後、移動量観測のためのテープ観測点(6箇所)が設置され、7月10日には伸縮計(2箇所)による観測が開始された。翌7月11日には小川村及び鬼無里村に災害対策本部が設置された。同日6時には地すべり末端部の伸縮計が約46mm/hの伸び速度を記録しており、3次クリープ解析の結果、崩壊の発生が11日14時50分と予想された。

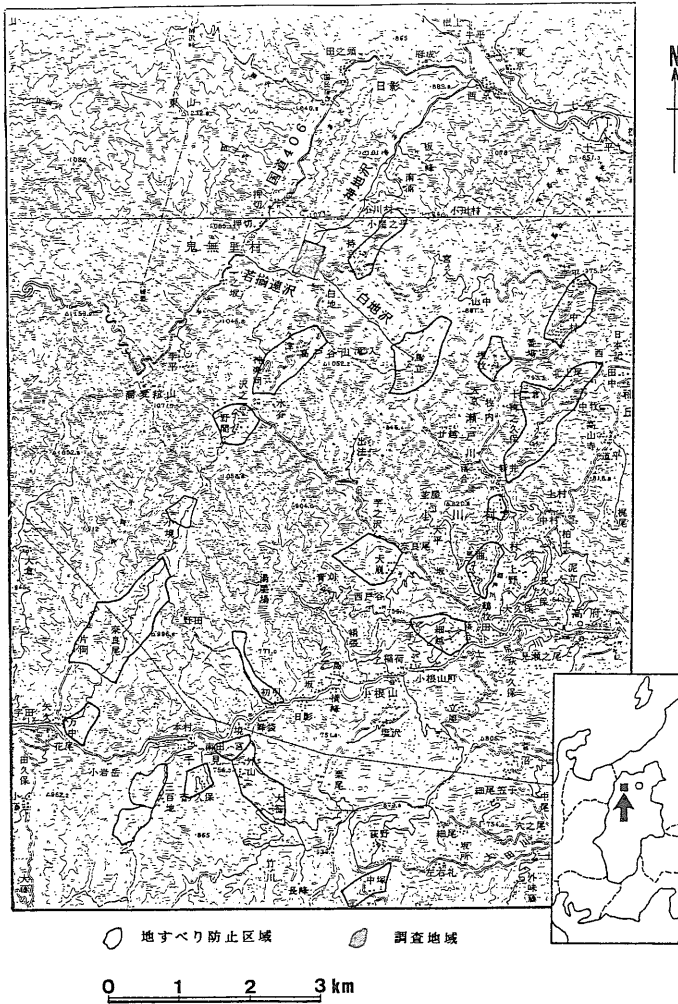
11日14時35分地すべり末端部の伸縮計が切断され、1分30秒後には地すべり末端部が幅約80m長さ約100mに渡って崩壊し、約 $10^5\text{m}^3$ の土砂が若揃連沢に流出した。

このため下流側の天神川沿う国道406号線を通行止めにするとともに、鬼無里村押切地区の8世帯21人に避難指示が出された。この避難指示は翌12日に解除された。

### 2.2 周辺の地形と地すべりの概況

袖地地すべりの周辺は、標高600~1,000mの山地で、下刻の進んだ急峻な谷と、比較的定高性を有し丸みのある山稜から構成される。山腹斜面は平均30~40°の傾斜であるが、泥岩分布域で緩く、砂岩礫岩分布域では急になる傾向があり、ホックバック状の地形が発達している。これらの山腹斜面には地すべり、斜面崩壊が数多く発生しており、それらの活動の結果、斜面の下部はしばしば緩傾斜になっている。小川村神楽岡と持京を結ぶ線路上では、持京(神楽岡)断層に沿って直線状の断層線谷が明瞭に発達する。この断層より北西側では適従河川の発達がよく、狭く細長い尾根がこの地域の地層の一般走向である北東-南西方向に続いている。袖地地すべりはこうした細長い尾根の一部で発生した。

地すべりが発生した尾根は比較的平坦(標高1,050m~1,080m)で、大きさが300×160mの南北に細長い長方形をしている。周辺は白地沢、若揃連沢、神地沢の3本の沢によって開析されているため、瘦せ尾根によって周囲とつながった台地状の地形となっている。地すべり地の北部に砂利採取のためのプラントがあり、植生の80%は砂利採取のためにはぎ取られている。プラントに通じる道路が稜線に設けられており、地すべりブロック内を通過している。地すべりブロック周囲の急崖は不安定で、現在も崩壊が頻発している(グラビア写真1)。7月11日の崩壊もこの部分で発生した。地すべり地の頭



第1図 調査地域(国土地理院発行1/5万地形図「犬町」「白馬岳」の一部を使用)

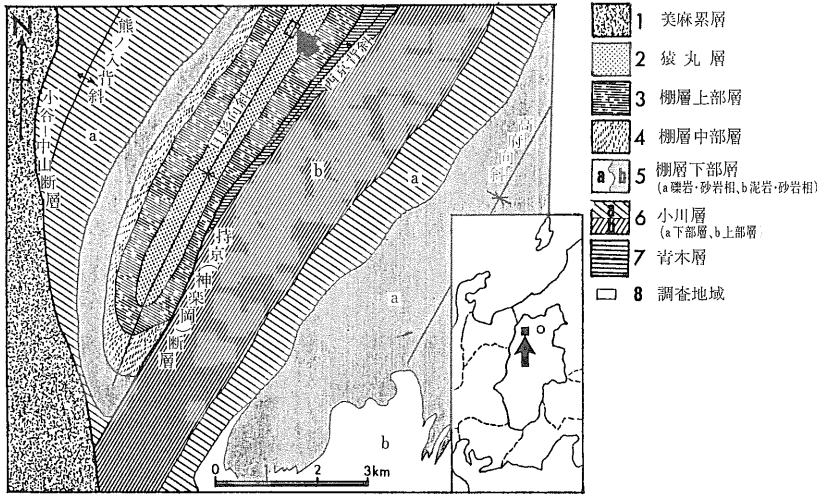
部には古い溝状の凹地が見られ、ほかにも古い陥没地や分離小丘状の地形が尾根(地すべり)上に見られる。さらに、地すべり南部の道路沿いの露頭では礫岩中の割れ目にロームが落ち込んでいる様子が観察される。これらは何れも過去の地すべりによる地形の変化と考えられる。

### 3. 地質

#### 3.1 周辺地域の地質

地すべり地周辺は、いわゆる北部フォッサマグナに位置し新第三紀の堆積岩を主とした地層から成り、複雑な断層・褶曲変形を受けている。第2図に示した本地域の最下位の地層は、主に砂質泥岩や砂岩砂質泥岩互層から成る中新世中期の青木層相当層の西京層である。本

地域は、北部フォッサマグナ地域でも比較的遅くまで沈降帯としての性格を残し、徐々に小堆積盆に分化する傾向を示している。すなわち、持京断層以東の高府堆積盆においてはこの上位に整合に重なる中新世後期の小川層相当層は、砂岩・泥岩及びその互層を主とし、さらに上位に整合に重なる鮮新世の柵層相当層は、南部では礫岩・砂岩を主とする権田層(5a)、北部では泥岩を主とする高府層(5b)からなり、両者は指交関係にある。また、以上の地層は、高府向斜及び西京背斜による褶曲変形を受けている。本地域西部を南から北へ縦走する小谷-中山断層は、美蔭村小藤から北東方向に持京(神楽岡)断層を分岐させる。両断層共垂直に近い断層面を持ち、西側が落下している。両断層に挟まれた地域は日影堆積盆と称され、やはり日影向斜と呼ばれる向斜構造を中心としたいくつかの褶曲変形を受けている。



第2図 調査地域周辺地質略図

日影堆積盆の最下位層は小川層相当層でその上位には泥岩・砂岩主体の棚層相当層が整合に重なる。さらにこの上位の向斜軸部付近には 鮮新-更新世の猿丸累層の一部を成す日影砂岩礫岩層 (千地 1955) と呼ばれる凝灰岩薄層を挟む砂岩・礫岩が分布する。後述するように 今回の地すべりはこの向斜軸付近の砂岩・礫岩層中に発生している。さらに 中山断層以西には凝灰岩泥岩 砂岩からなる鮮新世の美麻累層が分布する。

これらの断層・褶曲変形は鮮新世末期にはその活動を終了し 更新世初期には本地域全体が海水準近くまで侵食・削刻を受けながら段階的に隆起して 比較的起伏に乏しいいくつかの平坦面を形成する。これが大峰面群とよばれる高位小起伏面で 標高は800~1,000m以上に達する。すなわち 更新世以降本地域は 日本アルプスほどではないにしても 1,000m に近い隆起量を持っていることになる。そして更新世中期になるとこの上に大町テフラ層とよばれる火山灰層が西方から運ばれてきて積もり 現在断片的に分布している。

### 3.2 地すべり地の地質

地すべり周辺の地質図を第3図に地質断面図を第4図に示す。地すべり地一帯の地質は 主として日影砂岩礫岩層の礫岩からなり 砂岩 凝灰岩 凝灰質泥岩を挟んでいる。一部の地域ではこれらをローム (大町テフラ層) が覆っている。地すべりのほぼ中央部には日影向斜の軸が北東-南西方向に走っている。地層の傾斜は向斜の西翼に比べて東翼で緩く 向斜は非対称な形態を示している。軸のブランチはほぼ水平か極わずか (1~3°) に南西に傾いている 以下に代表的な岩相につ

いて述べる。

#### ① 礫岩

礫は 淘汰が良い直径数cm~10数cmのチャート 砂岩花崗岩 石英斑岩 頁岩などの亜円~円礫からなる。基質は淡灰色中粒砂岩で良く締まっているため 全体として硬質である。ただし 地すべりで移動した部分や地表面付近ではヤルーズになる。

#### ② 凝灰岩

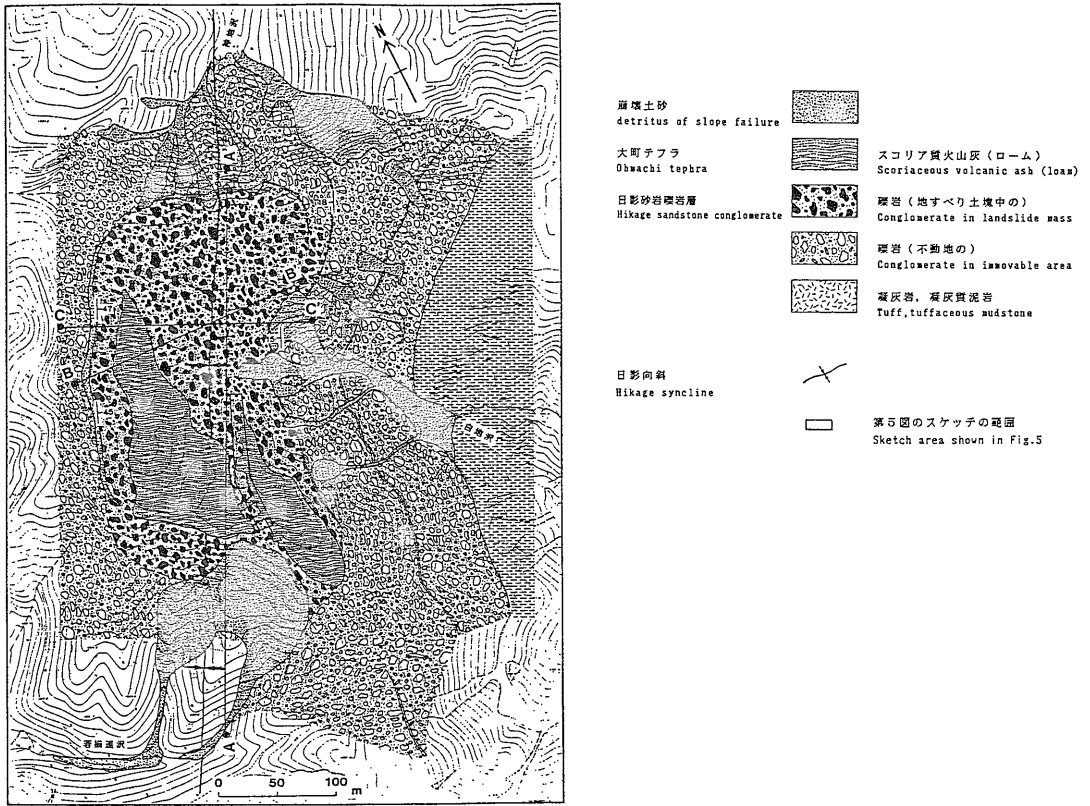
礫岩中に3枚挟んでいる。最下位のは調査地域の南部 (向斜の東翼) で確認される。白色~乳白色で厚さは約80cm 少量の黒雲母を含み軟らかい。直径2mm程の石英安山岩 流紋岩の石質片を含んでいる。これより約25m程上位に中位の凝灰岩が発達する。これは地すべりの主滑落崖上 (向斜西翼) と白地沢に面する崩壊地 (向斜東翼) で確認される。白色~ピンク色で厚さは約25cm 肉眼で有色鉱物は確認できない。直径2~5mmの石英安山岩 流紋岩の石質片と軽石を多量に含んでおり硬質である。最上位の凝灰岩は調査地北部の向斜軸付近に認められる。白色~淡緑灰色で厚さは約30cm 肉眼で有色鉱物は認められない。石質片は極少量で 軽石を多量に含む。

#### ③ 凝灰質泥岩

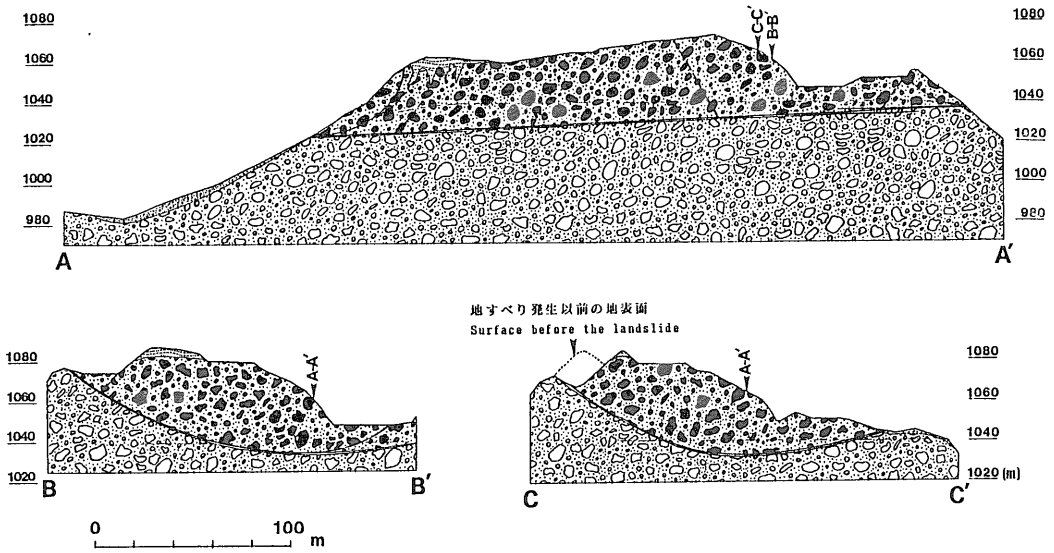
中位の凝灰岩とほぼ同層準か若干下位に発達する。赤褐色~茶灰色で硬質である。厚さ1mm以下の薄いラミナが平行に発達し 赤褐色な層と茶灰色な層が交互に繰り返している。

#### ④ 大町テフラ層

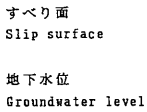
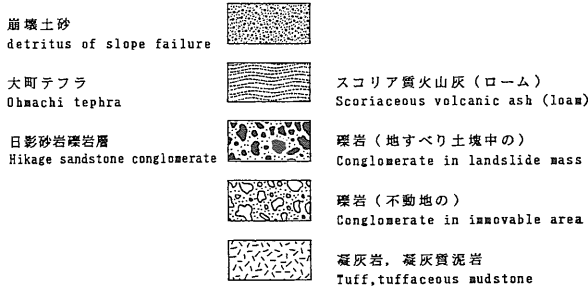
日影砂岩礫岩層を覆って更新世中-後期の 大町テフラ



第3図 地すべり周辺の地質図



第4図(a) 地質断面図



第4図(b)

層が発達する。厚さは1~2m 茶褐色で軟らかい。鍵テフラ層がないため詳細な対比はできないが、岩相からみて中・上部層と推定される。表層部には厚さ約20cmの黒色森林土壌(黒ボク)が発達する。地すべり南端の道路では、礫岩が大町テフラ層がくさび状ないし垂直に接している様子が観察される(第5図) 接触面ではロームに垂直な条線が認められ 過去の地すべりの際礫岩の割れ目にロームが落ち込んで形成されたものと解釈される。

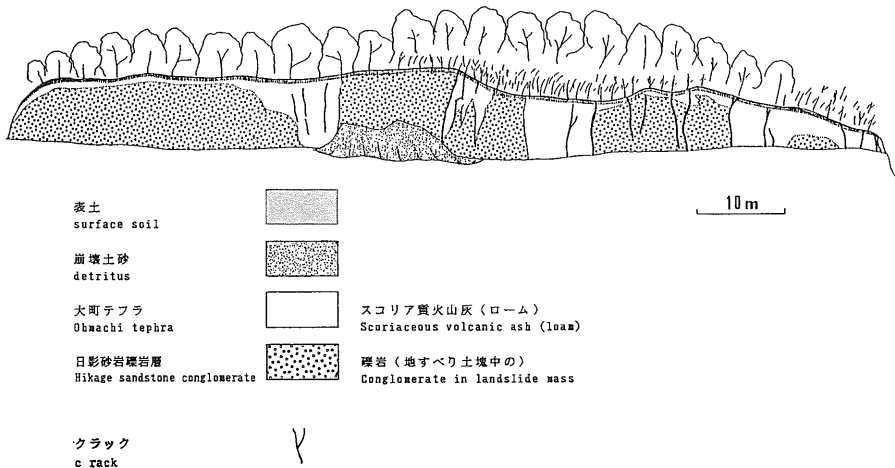
### 3.3 すべり面の発達層準

日影向斜の西翼に位置する主滑落崖には石質片に富んだ凝灰岩が一面に露出する。この凝灰岩は調査地付近に発達する3枚のうち 中位のものである。表面の粘土化した部分には地すべりによる条線が明瞭に認められ

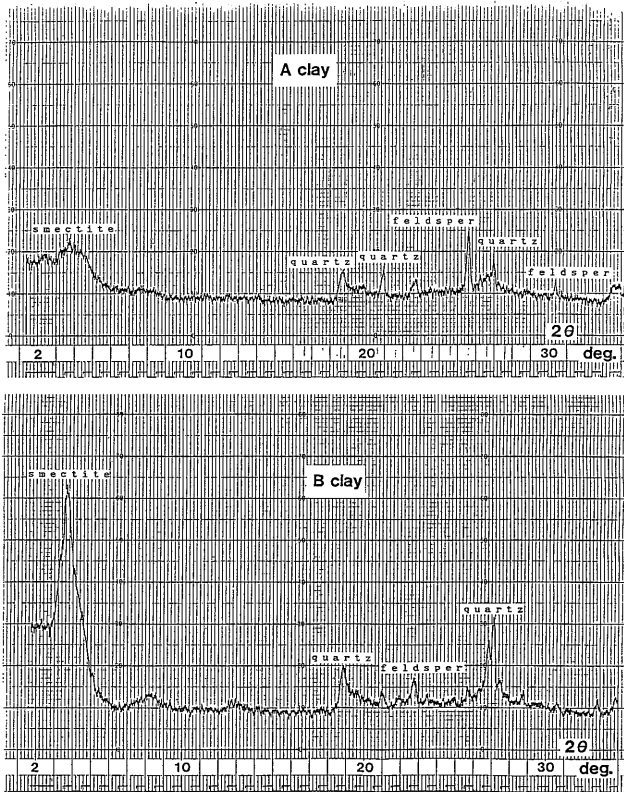
る。また 向斜の東翼では地すべりの末端部に同じ凝灰岩が露出しており 凝灰岩の上面をすべり面として地すべりが活動している状況が観察される。すなわち地すべりの中央部では調査地周辺に発達する3枚の凝灰岩のうち中位の凝灰岩の上面にすべり面が発達している。一方地すべりの北端および南端では末端崩壊の土砂に覆われるため露頭が限られ すべり面を確認することが出来ない。しかし これらの地域においても ほぼすべり面に相当すると考えられる位置に凝灰岩が存在し地下水の湧出が認められる。

### 3.4 すべり面含有粘土層

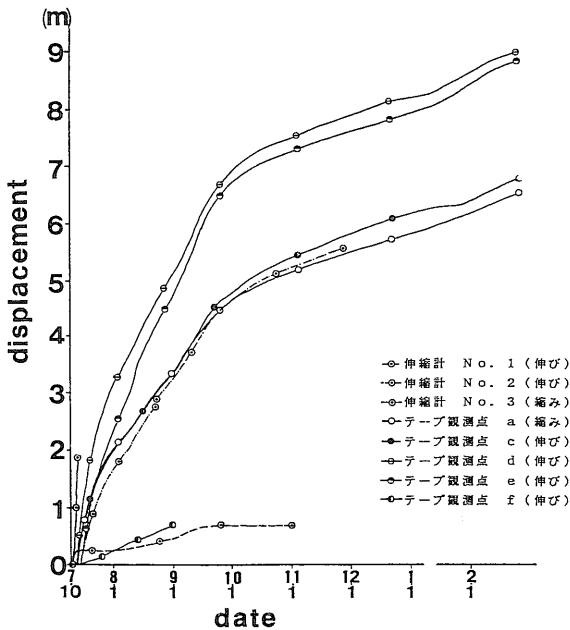
主滑落崖に露出する粘土の厚さは厚い所では20cmに及ぶが 通常は1~3cm程度であり比較的一定している。ここに分布する粘土にはA Bの二種類が認められた。A粘土は凝灰岩の表面に約2cmの厚さで発達し 地すべりによる条線が明瞭に認められ 滑落崖の表面に一面一様に分布している(表紙写真)。原岩の構造をほとんど残しておらず 含水比の低い部分では鱗片状にせん断されている。色調は 原岩の凝灰岩に比べてやや赤みがかったピンク色か淡緑色を呈する。一方 B粘土はA粘土と凝灰岩の間に発達する。原岩(凝灰岩)の構造をかなり残しており 色調も原岩と同じ白っぽいピンク色である。これらの粘土の定方位試料についてX線回折分析を行った結果を第6図に示す。A B両粘土とも構成鉱物には大差がなく 主として長石 石英 スメクタイトからなる。A粘土のスメクタイトのピークはB粘土のものに比べて低く 幅が広がっている。これはA粘土に含まれるスメクタイトの結晶度が B粘土に比べて低下していることの表れと考えられる。



第5図 地すべり末端部の露頭スケッチ



第6図 A, B粘土のX線回折チャート



第8図 地すべりの移動量観測結果

一般に第三系の泥岩 凝灰岩分布域の地すべりではすべり面は強風化層中に発達することが多く 玉田(1985)によればその中に存在する不連続な雁行状せん断破壊面(water film 面)がすべり面の起源と考えられている。この弱面を含む強風化層をすべり面含有粘土層という。玉田(1985)によればすべり面含有粘土層の厚さは数10mm すべり面粘土の厚さは数mmであることが多い。今回 頭部滑落崖で認められた粘土のうち A粘土は 分布と厚さ及びせん断面が顕著に発達するという点から地すべりに密接に関係して発達したものであり玉田(1985)のすべり面含有粘土層に相当すると考えられる。一方 B粘土は原岩の組織を残していることから含水によって凝灰岩が軟弱化することにより形成されたものと考えられる。

#### 4. 地すべりの移動量

地すべりの移動量は長野県により観測されている。第7図に示すように伸縮計が3基 テープによる観測点が6箇所設置された。第8図はそれらの時間-移動量曲線(1987.7~1988.2)である。1987年7月から1988年2月までの状況は以下の通りである。



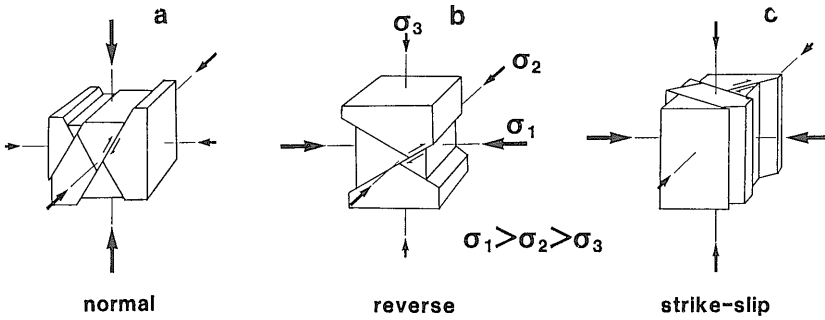
- |  |   |
|--|---|
| <ul style="list-style-type: none"> <li>主滑落崖<br/>Main scarp</li> <li>副滑落崖<br/>Minor scarp</li> <li>引張クラック<br/>Tension crack</li> <li>圧縮クラック<br/>Compression crack</li> <li>Strike-slipクラック<br/>Strike-slip crack</li> <li>末端隆起<br/>Toe upheaval area</li> <li>尾根のずれ<br/>Discrepancy of small ridge</li> </ul> | <ul style="list-style-type: none"> <li>二次崩壊<br/>Secondary slope failure</li> <li>湧水<br/>Spring</li> <li>伸縮計<br/>Extensometer</li> <li>テープ観測点<br/>measuring point with a tape</li> <li>第11図のスケッチの範囲<br/>Sketch area shown in Fig.11</li> </ul> |
|--|---|

第7図 地すべりによる地形変化

- ① 伸縮計No.1 2 および観測点 C D E F点では“伸びる変位”が記録され 伸縮計No.3と観測点Aでは“縮む変位”が記録されている。最大の変位は主滑落崖上のd点で認められ1988年2月の時点で約9mに達している。観測点B点では変位が認められなかった。
- ② 移動速度についてみると 各観測点において1987年8~10月間で2~4 mm/hの速度であったものが1987

年10月以降1 mm/h以下に低下した。主滑落崖上の移動速度は場所によって異なり 北部のED点の移動速度は南部のC点よりも著しく速いという傾向が認められる。

- ③ F点では地すべりブロック内の相対的な移動量を観測している。ここで認められる変位は 地すべりブロックそのものの移動量に比べて小さい。
- ④ 伸縮計 No.2 地点では 7月11日の崩壊以降 移動



第9図 異なる応力状態に対応したせん断面 (Jaroszewski, 1984による)

量が低下していたが1987年8月頃から再び移動が活発化した。これは 若揃連沢に面する斜面で進行している滑落崖の後退現象(末端二次崩壊の拡大)と整合的である。

### 5. 地すべりによる地盤変形

#### 5.1 概要

地すべりによって引き起こされる地表面象には様々なものがある。それらはおもに微地形の変化である。袖地すべりの場合 過去にも地すべり現象があったと推定され 現在の地形には過去の活動による変化と今回の活動による変化とが重なっている。そこでここではそれらを区別し 今回の活動によって引き起こされた地形変化についてのみ述べる。

今回の地すべりでは 滑落崖およびクラックの発達 地表の隆起 尾根のずれなどの地盤変形が生じた。そ

れらの概略を第7図に示す。

#### 5.2 滑落崖およびクラック

滑落崖とクラックは地すべりに見られる代表的な地形変化であり 地盤が破壊し変形することによって形成される。地盤の破壊は一般的には 引張りによるものとせん断によるものとに分けられ さらに せん断は第9図に示したような応力状態に対応する3種類に分けられる。一方 Varnes (1958 1978) 藤原(1970) Hansen (1984) らは 地すべりに発達する滑落崖やクラックの形態および分布の特徴からいくつかの分類を試みており一般に広く用いられている。しかし それらと成因(局所的な応力状態)との関係はあまり明確にされていない。そこでここでは 滑落崖とクラックを第10図に示したように形態と成因の両面から分類し 記載することを試みる。袖地すべりにおいては radial crack 以外の全てのタイプが認められる。

#### ① 滑落崖 (scarp)

		stress conditions		
		tension	shear	
			normal	reverse
morphometry of cracks (Brunsden 1973)	main (minor) scarp			
	longitudinal			
	transverse			
	radial			

compression crack (Fujiwara 1967)

第10図 形態と成因によるクラックの分類





写真1 引張クラック ほぼ平行に3条のクラックが認められる(1988.5). 地すべりはクラックに直交して右上隅から左下隅に向かって移動している(向斜軸に平行).



写真2 圧縮クラックとプレッシャーリッジ 道路を横断している(1987.7). 矢印は地すべりの移動方向(向斜軸に直交).

法肩や基盤の傾斜急変部などに認められる。袖地地すべりでは副滑落崖の近傍に認められ 数 cm の開口変位を伴っている(写真1)。連続性は悪く しばしば副滑落崖に取れんする。

③ 圧縮クラック (compression crack)

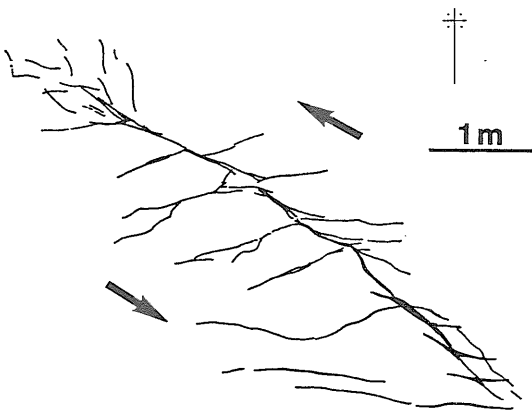
地すべり北部の砂利取りプラント入口付近に見られる。この地域は 後述するように東西方向に圧縮されている地域であり プラント入口付近の広場や道路上に圧縮クラックが発達している。連続性が悪く 移動方向に対して平行かやや斜交し しばしばプレッシャーリッジ状の高まりを形成している(写真2)。プラント入口から東に向かう道路上ではこれらを境にして西側の地域が東側に衝上している状況が観察される。

④ strike-slip クラック (strike-slip crack)

地すべりの北部に発達し 北東-南西及び北西-南東の走向をもつクラックである。これらのクラックには一部で第11図に示すようなエシェロン状のクラックが付随し 明らかに横ずれ成分をともなっている(写真3)。これらは引張クラックや圧縮クラックに比べて連続性がよく 平行して数条認められる。応力状態としては第9図cの状態が推定される。これらの一部は 地すべりの末端部において圧縮クラックに移行する。これはブロックの中心部では自重が側方の拘束力よりも大きいため第9図cの応力状態が実現されているのに対し 末端部ではすべり層厚が薄くなるため  $\sigma_2$  と  $\sigma_3$  の方向が逆転し 第9図bの応力状態に変化するためと考えられる。

5.3 地表の隆起

プラントの南側では2方向の strike-slip クラックが会交する。この付近では圧縮クラックが発達しており 第9図bに示すように鉛直方向が最小主応力 ( $\sigma_3$ ) 方向になっていると考えられる。そのため地盤はこの方向



第11図 Bブロック末端部に発達する strike-slipクラック

主滑落崖 (main scarp) と副滑落崖 (minor scarp) に分けられる。いずれも第9図aに示すように鉛直方向が最大圧縮応力 ( $\sigma_1$ ) の方向となる応力場に発達する。

地すべりの下流側が落ちる変位を持ち 移動方向に直交する方向に延びる崖である。袖地地すべりの主滑落崖は 地すべりの北縁～北西縁を隔する凝灰岩の崖である(グラビア写真2)。これより内側(地すべり側)には幅15m程の溝状の凹地が 長さ180mにわたって形成されている。崖の高さは3～7mで 凹地の深さによって変化する。崖の傾斜は約30°ではほぼ一定である。崖の表面の凝灰岩は粘土化し 地すべりによる条線が認められる(表紙写真)。

副滑落崖は 主滑落崖の内側に発達し最大で1.5m程度の落差を持っている。主滑落崖に比べて連続性が悪い。

② 引張クラック (tension crack)

引張り応力によって形成されるクラックで 一般には



写真3 strike-slip クラック リーデルシアを伴う(1987.10).  
水溜りが干上がってまもなく 柔らかい泥が切られている。地すべりの移動は写真の左上隅から右下隅に向かっており クラックのセンスは左横ずれである。

に膨張し 地表が隆起する現象が認められる。この現象は 特にプラント入口付近から東の尾根に向かう道路上で著しい。隆起量は地すべりの末端に向かうほど大きい。そのため 末端部は東上がりに傾動している(グラビア写真7)。

#### 5.4 尾根のずれ

地すべりの南東部では地すべり発生前に形成された小さな尾根を横断して地すべり面が地表に達している。そのため 地すべりの進行にともない尾根は切断され 尾根筋に数mの食い違いが生じている。食い違いは地すべり側が不動地に対して南側にずれており 移動の証拠と考えられる。

#### 5.5 末端の崩壊

地すべりの進行に伴い 末端部の神地沢 白地沢 若揃連沢に向かう斜面で崩壊が発生している。もっとも大規模なものは7月11日に発生し 若揃連沢に流出した崩壊である。これらの崩壊源は slump 型の運動様式を持っており ほかの末端崩壊に比べて深いすべり面を持っている(写真4)。これに対し 白地沢に向かう斜面では 地すべりの末端が隆起するため斜面勾配がしだいに急になり toppling~fall 型の運動様式を持つ浅い崩壊が 頻繁に発生している(写真5)。

#### 5.6 湧水

末端崩壊によって露出した斜面に湧水が認められる。いずれも凝灰岩か凝灰質泥岩を不透水層とし その上面から湧出している。流出量は 若揃連沢に面した斜面

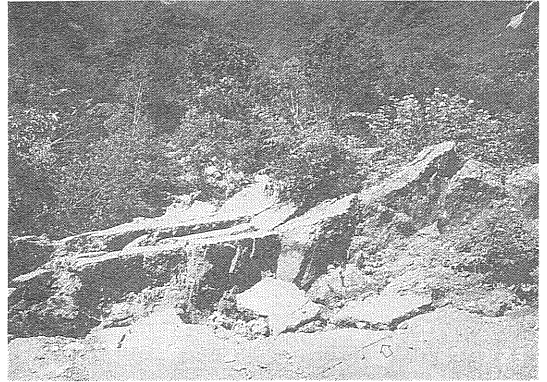


写真4 若揃連沢に向かう斜面で発生したスランプ型末端崩壊。この崩壊の発生時刻は斉藤の方法によってほぼ正確に予知された(1987.7)。矢印は地すべりの移動方向(向斜軸に平行)。

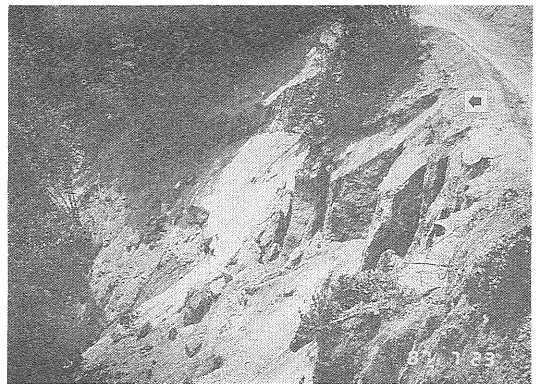


写真5 白地沢に向かう斜面での末端崩壊。斜面の中腹にすべり面が露出し 地下水の湧出によって色調が変化している(1987.7)。矢印は地すべりの移動方向(向斜軸に直交)。

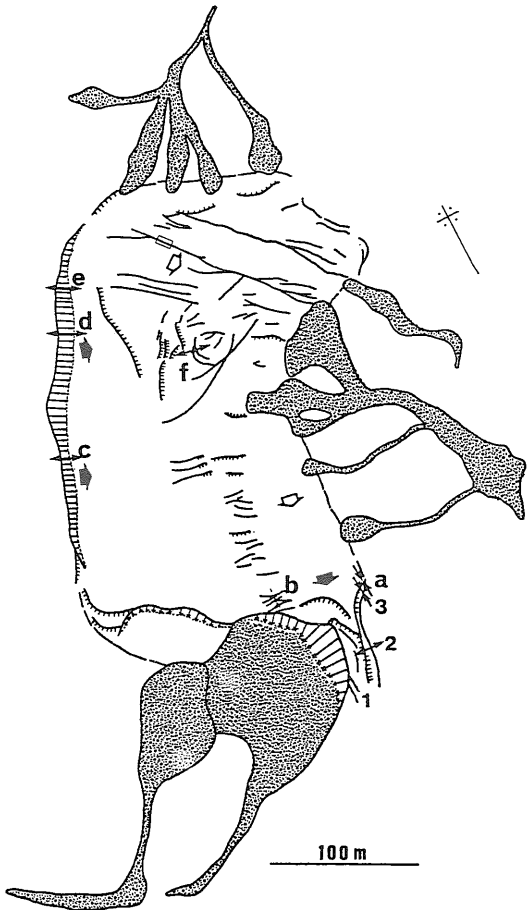
の湧水がもっとも多い。この斜面ではかつてこの湧水を利用した水田耕作が行われていた。

## 6. 運動のメカニズム

### 6.1 移動方向

地すべりの移動方向は 直接計測されていない。しかし 移動量観測の結果とクラックなど地盤変形の分布とその成因 および地質構造などのデータを総合することにより移動方向を推定することが可能である(第12図)。地すべりの移動方向には西→東と北東→南西のほぼ直交する2成分があり 地すべりの北部では向斜軸にほぼ直交しながら西から東へ 南部では向斜軸とほぼ平行に北東から南西へ移動していると推定される。

### 6.2 くさび状ブロックの形成(向斜軸に直交する方向での移動)



- ← "伸び"が記録された観測点  
Observational points (extensional record)
- "縮み"が記録された観測点  
Observational points (compressional record)
- 観測結果から推定される移動方向  
Direction of landslide movement by observation
- ◊ クラックの分布や地形の変化から推定される移動方向  
Direction of landslide movement by geomorphological changes
- 第11図のスケッチの範囲  
Sketch area shown in Fig.11

第12図 地すべりの移動方向

すべり面の位置が地表で明確に確認できるのは、主滑落崖と地すべりの東側末端部である。地すべりの中心付近には向斜軸があり、北西翼の主滑落崖付近の地層の傾斜は急(約40°)で、南東翼の末端部付近では緩い(約15°)。この向斜のプランジはほとんど水平か南西にごく僅かに傾いている(約3°)。すべり面はほぼ同じ層準に発達する凝灰岩の上面に形成されていると推定されるので、地すべりの形態は結局地質構造に規制され、大き

く南東に傾いた半円筒形が南西に1~3°傾いた形をしていると推定される(第3, 4図)。

上記のような形状の地すべりは、向斜軸に対し軸に平行な方向よりも軸に直交する方向でより不安定であると考えられる。つまり、もっとも不安定となる方向は地形によって異なるが、向斜が非対称形であることから、おもに西翼は主動域、東翼は受動域になるであろう。そこで何らかの誘因が作用すれば、向斜の西翼の一部は東翼に向かって移動を開始する。この部分が2方向のstrike-slipクラックと主滑落崖に囲まれたくさび状の領域である(グラビア写真5)。今後、この部分をBブロックと呼ぶことにし、Bブロックの南側の土塊をAブロック、北側をCブロックとする。

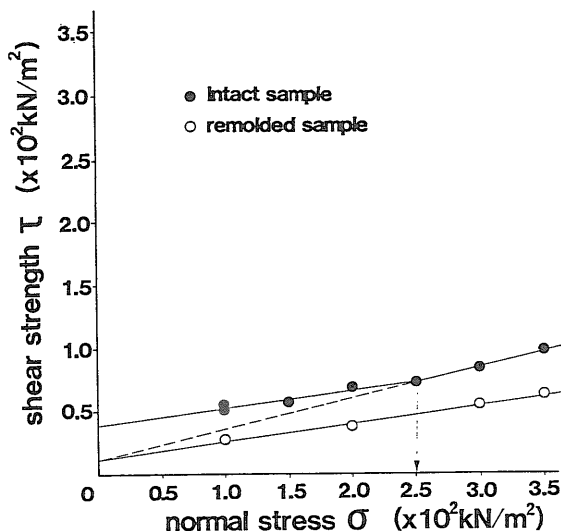
### 6.3 向斜軸に平行な方向での移動

#### 6.3.1 概要

向斜軸方向ではすべり面の傾斜はほとんど水平(約3°WS)になると推定されるため、すべり面のせん断強さが通常の範囲にあり、しかも外力の作用しない状態であれば、地すべりはこの方向では安定していなければならない。しかし、実際には、南東部(末端部)の伸縮計(No.3)やテープ観測点(A)で縮む変位が観測されたり、尾根筋に食い違いが生じているなど、向斜軸方向すなわち北西から南東に向かって移動している証拠が多く得られている。そこで、この方向にAブロックが移動するメカニズムを検討するため、すべり面のせん断強さを求めると共に外力の検討を行った。

#### 6.3.2 すべり面のせん断強さ

すべり面のせん断強さについて検討するため、主滑落崖から採取したA粘土の一面せん断試験を行った。せん断速度は0.4mm/minとし、乱さない試料と乱した試料について、圧密急速試験を行った。このせん断速度は地すべり発生時に見られた急速な移動速度にほぼ見合う値である。結果を第13図と第1表及び第2表に示す。乱さない試料のせん断定数は、正規圧密領域で $\phi_{cu}=15^\circ$ 、 $c_{cu}=0.1\text{kg/cm}^2$ 、過圧密領域で $\phi_{cu}=7^\circ$ 、 $c_{cu}=0.4\text{kg/cm}^2$ の値が得られた。また、乱した試料では $\phi_{cu}=7^\circ$ 、 $c_{cu}=0.1\text{kg/cm}^2$ の値となった。Skempton(1964)、小川・青山(1978)、Skempton(1985)らによれば、すべり面粘土の平均的なせん断強さは乱さない試料のピークせん断強さと残留強さの中間に位置し、地すべりによる変形が小さい場合には完全軟化強度付近に低下していると考えられる。完全軟化強度は強度が低下する途中に生じるので、その位置を決めるのが困難である。そこで粘土を練り返して(乱して)から正規圧密せん断したときのピーク時の強さを求め、これを完全軟化強度とすることが一般に行われている。今回の場合



第13図 A粘土(すべり面含有粘土)のせん断強さ

地形変化の観察結果から見て地すべりによる変形は開始されたばかりであり おそらく数%程度のひずみを与えられた段階であると推定される。したがって すべり面は完全軟化状態にあると考え せん断定数としては乱した試料の値を用いるのが適当と考えられる。また第13図によると 乱さない試料の正規圧密/過圧密境界は  $\sigma = 2.5 \text{ kg/cm}^2$  付近である。一般に乱さない粘土の圧密急速試験を行った場合 境界の  $\sigma$  は圧密降伏応力  $p_c$  に相当する。したがって これから過去の最大土かぶりを推定することができる。ここで地層の湿潤単位体積重量  $\gamma_t$  を  $1.7 \sim 1.8 \text{ t/m}^2$  とすれば 式(1)により過去の土かぶりは  $13 \sim 15 \text{ m}$  と推定される。

$$h = p_c \cdot r_t \quad h: \text{土かぶり (m)} \quad (1)$$

サンプリング地点付近の地形断面図(第4図)にもとずき地すべりによる移動を考慮して土塊をもとに戻すと地すべり以前の土かぶりは サンプリング地点でおおよそ  $14 \text{ m}$  となり上記の推定と一致する。このことは A粘土(すべり面含有粘土層)の形成が 地すべりの最初の発生に関与していることを意味すると考えられる。

### 6.3.3 Aブロックに作用する外力(安定解析)

Aブロックに作用する外力についての検討を安定解析の立場から行う。2次元安定解析に使用する地形断面は長野県が作成した  $1/1,000$  地形図から作成し 解析法は限界平衡法(簡便法)を用いた。地下水位は地すべり末端部の湧水の位置から推定した。すべり面のせん断定数は 地すべりの動きが複雑なことから逆算法によらず 乱した粘土の実験結果を使用した。土の単位体積重量は  $1.8 \text{ t/m}^2$  とした。解析は 第14図に示すよう

第1表 AB粘土の物理的性質

	specific gravity	water content (%)	void ratio	liquid limit (%)	plastic limit (%)	plasticity index
A clay	1.643	57.04	1.570	77.50	56.58	20.92
B clay	1.729	52.57	1.354	67.10	52.14	14.66

第4表 Aブロックに対する外力の検討

		cohesion C (kg/cm $^2$ )	internal friction angle $\phi$ (deg.)
Intact (A clay)	normally consolidated region	0.1	15
	over consolidated region	0.4	7
Remolded (A clay)		0.1	7

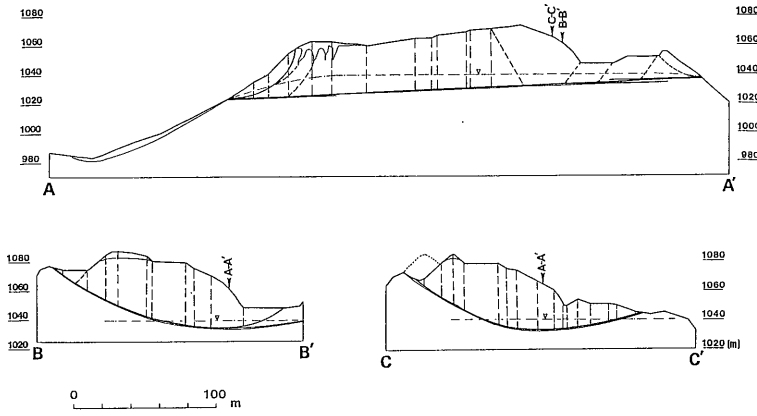
に AA' BB' の2断面についてそれぞれAブロック Bブロックの安定度を検討した。計算には式(2)を用いた。

$$F_s = \frac{\sum (N_i - U_i) \cdot \tan \phi + \sum L_i \cdot c}{\sum T_i} \quad (2)$$

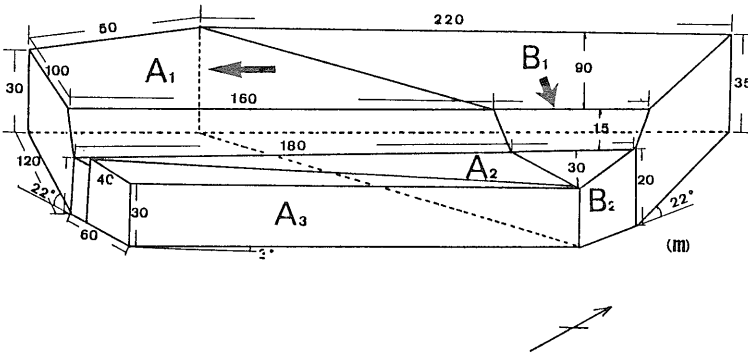
$F_s$ : 安全率,  $N_i$ :  $W \cdot \cos \theta$ ,  $T$ :  $W \cdot \sin \theta$ ,  $U_i$ : 間隙水圧,  $L_i$ : すべり面長さ,  $\theta$ : すべり面傾斜

第3表に計算の結果を示す。Bブロックの安全率はBB'断面では約0.68となり 末端における隆起など地表における急速な移動現象と整合的な結果である。一方斜軸に平行な AA' 断面におけるAブロックの安全率は約2.9となり この方向での移動は考えにくいことがわかる。したがって 現実に発生しているこの方向での移動を説明するためには何等かの外力を想定しなければならない。

Bブロック中央部の応力状態として第9図cのような状態を考えるとすれば Bブロックは  $\sigma_3$  方向すなわち向斜軸に平行な方向に膨張しており Bブロックの側面の strike-slip クラック上では A及びCブロックに対し水平力が作用しているはずである。第8図の移動量観測結果によれば Aブロック末端部の伸縮計 No.3 及び観測点 a における“縮み”は Bブロック頭部の観測点 d e で認められ“伸び”の約70%である。ブロック内変形の消費分を考慮すれば BブロックとAブロックの移動量はほぼ釣り合っていると考えられ このことは上記の推定を支持している。



第14図 安定解析断面図



第15図 簡略化した地すべりブロックの分割

第3表 2次元安定解析の結果

	resistance force	driving force	factor of safety
A block (A-A' section)	1371.09	470.31	2.915
B block (B-B' section)	1053.21	1542.51	0.683

(t/m<sup>2</sup>)

次にこれを裏づけるため概略の計算を行った。  
計算の手順は以下の通りである。

- ① 計算は3次元で行い式(3)を用いる。ただし地形を第15図に示すような5個のブロックに簡略化し地すべりの形状も単純化する。
- ② BブロックからAブロックに作用する水平力は式(4)で求める。
- ③ 式(4)は玉田(1987)が陥没帯の沈下で発生する水平力を求めるために導いた式である。ここで計算

に必要な力  $P_b$  は式(3)でBブロックの安定を検討し逆算によって求める。

- ④ クラックの内部摩擦角  $\phi_s$  は2方向の strike-slip クラックの交差する角度が  $45^\circ - 0.5\phi_s$  の関係であるとして  $\phi_s = 30^\circ$  とする。粘着力  $c_s$  は移動土塊が礫岩であることから0とする。

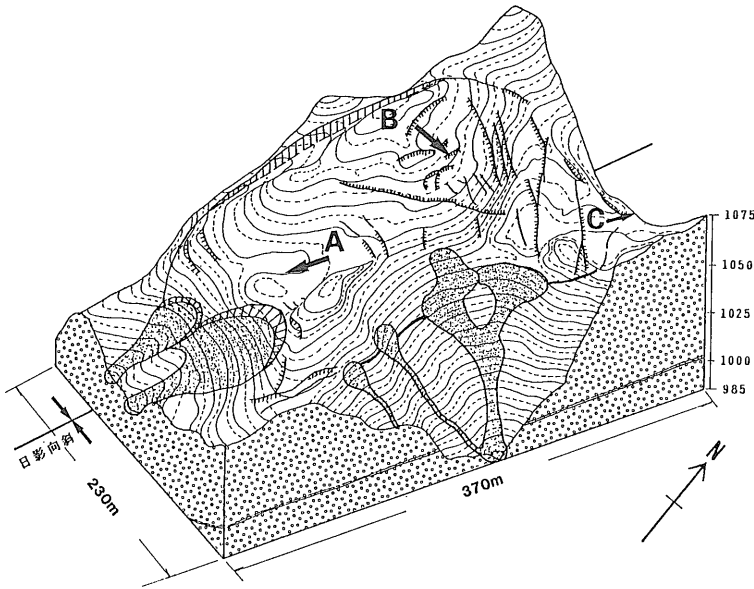
$$F_s = \frac{\{(W_{B1} \cdot \cos \theta - U_{B1}) \cdot \tan \phi + A_{B1} \cdot c + W_{B2}\}}{(W_{B1} \cdot \sin \theta)} \quad (3)$$

$F_s$ : 安全率,  $W_{B1}$ : ブロックの重さ,  $U$ : 間隙水圧,  $A$ : すべり面の面積,  $\theta$ : すべり面の傾斜,  $c$ : すべり面のせん断定数。

$$H = (P_b - C_s \cdot A) / \{2 \cdot (\sin \alpha + \cos \alpha \cdot \tan \phi_s)\} \quad (4)$$

$P_b$ : Bブロックの移動方向に発生する力,  $\alpha$ : くさび先端角の1/2,  $c_s$ ,  $\phi_s$ : strike-slip クラックのせん断定数,  $H$ : Aブロックに作用する水平力。

第4表は以上の計算結果である。外力をAブロックに加えた結果Aブロックの安全率は約0.9となり誤差を考慮すれば不安定化している現状を説明できる。



第16図 地すべりのブロックダイアグラム

第2表 A粘土の強度定数

	resistance force	driving force	horizontal force by B block	factor of safety
A block	159000	65876	—	2.4
			104993	0.9
B block	140476	350463	—	0.4

(t)

## 7. まとめ

小川村袖地すべりの地形および地表地質を調査しすべり面含有粘土について一連の室内実験を行った。その結果 地すべりは向斜軸上に位置し 礫岩中に挟在する薄い凝灰岩の上面をすべり面として活動しており地質構造に強く規制されて発生していると推定される。向斜は地層の傾斜が北西翼で急 南東翼で緩い非対称な形態であり しかも南西に緩くプランジしている。そのため 地すべりの移動方向には向斜軸に直交する方向と向斜軸に平行な方向があり クラックなど地盤変形の観察によれば主応力関係の転換を伴う運動のメカニズムが推定される。一方 地すべりの頭部では向斜軸に直交する方向の移動によって strike-slip クラックが成長し くさび状のブロックが形成されている。地盤変形の観察と室内実験結果を用いた安定解析によればくさび状ブロックの移動によって発生する水平力を考慮することにより 地すべり全体のメカニズムを説明することが

できる。すなわち 袖地すべりにおいて 発生初期の運動を規定した最大の要因は地質構造であると言えよう。

今後は すべり面の形態や地下水位のデータを収集すると共に より詳細な3次元安定解析の適用についても検討を進めることが必要である。

調査を進めるに当たり 長野県生活環境部消防防災課からは有益な助言を得た。長野県長野建設事務所の山浦直人氏および小川村役場の関係者の方々からは貴重な資料を提供して頂いた。また 北陽建設(株)地質コンサルタント部の平林照雄博士 宮沢洋介氏 藤岡毅氏には有益な討論をして頂き 現地の状況についてご教示をうけた。さらに 元自治省消防研究所の細野義純博士には一面せん断試験機を提供して頂いた。また 環境地質部黒田和男博士には原稿を読んでいただいた。ここに記して感謝の意を表する。

## 文献

- Conforth, D., H.(1964)Some experimens on the influence of strain conditions on the strength of sand. Geotechnique, vol. 14, no. 2, p.143-167.
- Hansen, M., J.(1984) Strategies for classification of landslide. In: Slope Instability (Brunsden, D & Prior, D., B., Ed.). John Wiley & Sons, p.1-25.
- 藤田至則・芽原一也・青木滋・鈴木幸治 (1981) 新潟県古志郡山古志村における虫亀地すべりの形態とその形成過程。新潟大学災害研究所年報 no. 3, p.1-22.
- ・鈴木幸治・国安 稔・長谷川良三・仁多見 朗・西山 享 (1984) 地すべり崩積土内の亀裂の発生に関する 実験と

- その意義 自然災害科学 no. 3, p.29-40.
- 藤原明敏 (1970) 地すべり調査と解析. 理工図書, 222p.
- Jaroszewski, W. (1984) Fault and Fold Tectonics. John Wiley & Sons, 565p.
- 小出 博 (1955) 日本の地すべり. 東洋経済新報社, 259p.
- 望月功一 (1971 a) 長野県北部犀川姫川沿川山地の地すべり (1) 一犀川沿川山地の地すべりの一般性一. 地すべり, vol. 7 no. 3, p. 7-14.
- (1971 b) 長野県北部犀川姫川沿川山地の地すべり (2) 一長野県七二会地区の地すべり. 地すべり vol. 8 no. 1, p. 25-31.
- (1971 c) 長野県北部犀川姫川沿川山地の地すべり (3) 一姫川沿川山地の地すべり一. 地すべり vol. 8 no. 2, p. 29-38.
- 長野県土木部長野建設事務所 (1988) 昭和 62 年度県単砂防 (地すべり調査) 委託業務 (上水内郡小川村袖地) 報告書 p. 50.
- 小川正二・青山清道 (1978) 地すべり地の土の土質試験法の問題点. 土と基礎 vol. 26 no. 6, p. 51-56.
- 千地万造 (1955) 上水内郡土尻川流域の地質. 長野県資源調査会報告 p. 59-68
- Skempton, A., W. (1964) Long-term stability of clay slopes. Geotechnique, vol. 14 no. 2, p. 75-101.
- (1985) Residual strength of clays in landslides folded strata and the laboratory. Geotechnique. vol. 35 no. 1, p. 3-18.
- 玉田文吾・工藤久樹 (1974) 長崎県平地地すべり地区における排水効果(1). 地すべり vol. 11 no. 1, p. 1-6.
- (1985) 地すべり面の種類と力学的性質との関係. 地すべり vol. 22 no. 2, p. 14-21.
- ・福田順二 (1987) 陥没帯を伴う地すべりの発生機構. 第26回地すべり学会研究発表講演集.
- Varnes, D., J. (1958) Landslide types and processes. In: Landslides and engineering practice (Eckel, E., B. Ed.), H. R. B Spec. Rep. 29 p. 20-47.
- (1978) Slope movement types and processes. In: Landslides Analysis and Control (Schuster, R., L. & Krizek, R., J. Ed.), Transportation Res. Board Nat. Ac. Sci. Washington Spec. Rep. 176 p. 11-33.
- 八木貞助・八木健三 (1985) 上水内郡地質誌. 長野県上水内郡教育会 480 p.
- 山浦直人・宮沢洋介・藤岡毅 (1988 a) 袖地地すべり (長野県小川村) の地形・地質の特徴. 第27回地すべり学会研究発表講演集 pp. 64-67.
- ・———・——— (1988 b) 袖地地すべり (長野県小川村) の移動特性について. 第 27 回地すべり学会研究発表講演集 pp. 68-71.

## 最近中国で発見された新鉱床

岸本文男 (元職員)  
Fumio KISHIMOTO

江蘇省南部地域のガラス用原料資源鉱量増 数10億 t  
江蘇省地質鉱産局は 最近3年近くの間には実施された全省のガラス用珪砂原料資源の鉱量調査で新しい試料破碎処理法を採用し 同省の南部地域に広く分布する5タイプの組成の石英砂岩の量について より正確な評価を試み その結果この地域の珪砂原料資源の賦存ポテンシャルは大きく増大した.

江蘇省地質鉱産局は省の南部地域のガラス用珪砂原料資源を試験するに当って かつては試料をジョークラッシャーにかけて粗砕し それをローラーでさらに砕いてから永久磁石で鉄を除去し 最後に瑪瑙乳鉢で磨砕して分析試料としていた. その分析の結果 鉄含有率が高ければ その珪砂はガラス原料にはなり得ないとしていた.

この3年来 江蘇省地質鉱産局は技術者を組織して同省の南部地域の珪砂原料産地に対する実地踏査を進め新たに試料を採取して分析を行った. 今回は 鉄の破

片の混入を防止するためにジョークラッシャーの使用を避け 性質と品質がガラス原料規格にごく近い珪岩製石臼と石杵を採用して試料を突き破き 分析した結果 明らかになったことは かつての試料中の鉄含有率値は高すぎるということである. それは 使用したクラッシャーの一部部品の鉄物質の混入に原因した系統誤差の現れである. そこで 彼等は同一の試料に異なる破碎工具を使用して実験し その結果から誤差を補正する係数を割出した.

このような新しい試料処理方法を採用したところ 同省の南部地域に広く分布する五通果層の石英砂岩の鉄含有率はいちじるしく低くなり ガラス原料資源の規格に到達した. その結果 同地域のガラス用珪砂の資源量は95億 t 冶金用珪砂の資源量は21億 t と推定され すでに試錐探査によって確定された3,972 t の珪砂はすべてガラス原料となり得るものである.

顧龍友 (中国地質報 1988. 8. 12)