

20 URBAN KUBOTA

アーバンクボタ・MARCH 1982 株式会社クボタ

●特集＝地すべり



表紙カラー写真 ～

谷地地すべり

この写真は谷地地すべりを斜め上方から撮影したものである。最上部に小沼・大柳沼の2つの湖沼があり、これらより本地すべりの主誘因である地下水が涵養されている。この直下にほぼ北東から南西に走る断層にそって生じた1,000mにおよぶ滑落崖は、地肌をむきだしにしているのが判る。

滑落崖から末端部成瀬川までの約1,300mは、かなり規則正しい配列をなす数多くの陥没・隆起部が地すべりによって形成されている。末端部は成瀬川と比高30mの急崖で接し、一部は川越え地すべりとなって右岸側に小さく隆起し、成瀬川は著しく蛇行し荒廃している景観が判読できる。(寺川)

(写真提供:秋田県砂防課)

清水山地すべり

この地すべり地は長野県の北西部にあり、糸魚川 静岡構造線に沿って北流する姫川の右支川中谷川の右岸山脈に発生している。

標高810mの峠から中谷川河床(標高550m)の間がすべる長大なものである。中谷川は写真の右下から左下へ流れており、この写真は中谷川左岸の立山の山腹から撮ったものである。弓なりになった左端のブロックがブロックであり、これに右上方から、、、、ブロックが合流している形態がわかる。

ブロックは見えない。山腹の森林になっている所は大体不動地区であり、耕地や草地となっている所が滑動している所である。滑動地区周辺のわずかな平地や尾根筋に集落ができているが地すべりにより被害を受ける家が後を絶たない。1960年61年の大滑動以後中屋敷部落(ブロックの中間部の右にある部落)、清水山部落(ブロックの右にある部落)で8戸の民家が被害を受け取り壊されている。(望月)

カラー写真は、裏表紙カラー写真と連続するもので、解説は裏表紙裏面に収載。

亀の瀬地すべり

この写真は亀の瀬地すべり地西南部上空から撮影したもので、中央部の2条の道路が走る緩斜面が地すべり地である。この地は大和川(写真右側)が生駒～金剛山系を横断する所であり、峡谷をなしている。写真の左側方向(北側)に信貴山、生駒山がづらなり、南側は明神山、二上山へとつながる。なお、大和川の右側(南)にほぼ平行して国道25号線とトンネルをくぐりぬける国鉄関西線が通っており、右上部の市街地は奈良県王寺町である。

地すべり地は、大きく2つのブロックに分かれる。その一つは清水谷地区であり、写真の左側(下側)の道路の走る帯状の帯で、緑地の少ない凹状地の部分である。昭和42～43年に大きな変動があり、写真左側のトメシヨ山の南側斜面に滑落崖が生じたが、その後排土工が施工された。写真の白い横線の見える斜面がそれである。この地区は現在も防止工を施工中であるため、裸地が多い。

昭和6～7年に大きな滑動をしたのが峠地区で、清水谷地区の東側(写真では上側になる)に位置する。数万年前からくり返された地すべり変動により、変動部である厚さ30～70mのドロコロ溶岩体が大和川に向かって押し出し、このため大和川は南側(右側)に流路を曲げる破目となり、峡谷を形成した。地すべり地末端部の一部は大和川をこえている。ちょうど国鉄関西線のトンネルの大和川の河岸部がそれにあたり、昭和42～43年の地すべりで国道25号線は延長150mにわたって約1.5mの隆起があった。なお、ドロコロ溶岩の上面には峠部落があり、その北側で深礎工が施工されている。(藤田)

(写真提供:近畿地建大和工事事務所)

茶臼山地すべり

長野市中心部の南西約10kmにある茶臼山地すべり地は善光寺平に望んで細長く、異様な姿を見せている。地すべり地の北(写真の向って右)に標高730mの茶臼山北峰があるが昔はこの南に標高720mの南峰があった。この南峰の山体の東側が地すべりこより崩れ去ったものである。山麓には戸数285戸の岡田部落があり、早くから対策が問題になってきた。近年ようやく安定化をとり戻し、植物園としての整備が進められている。

地すべり地の境界は明瞭であり、上部の右岸側は垂直状の滑落崖によって境されている。地すべり地の北側(写真の向って右側)の山地は流紋岩質凝灰岩から成り、けわしい壮年期の地形を呈するが、南側は砂岩泥岩層から成り、古い地すべりの跡地で、耕地として利用されている。右下に見える部落は山新田および三軒家部落で、これらは古い地すべり崩土の上に乗っている。

写真の上方に見える山地は犀川沿川の第三紀層から成る山々で、地すべりの集中的な発生地帯であるが山地内の集落がよく発達し、耕地も多い。なおこの写真は1976年10月撮影したものであり、地すべり地内には工事用の道路が幾筋も見られる。植物園はまだできていない。(望月)

扉カラー写真 A～C

A 鷲尾岳地すべりのすべり面

写真は、長崎県で掘削した鷲尾排水隧道に露われたC37c炭層と、この中に発達したすべり面を斜め下から見上げたものである。画面中央部を左右に延びる暗褐色の部分のがすべり面上盤側で、その上盤の凝灰質泥岩は手前にせりだしている。すべり面には、地すべりの移動方向と一致するNNW方向の条線が明瞭に認められた。黒灰色部は破碎した炭層、淡褐色部は凝灰岩起源の粘土層である。写真上で最下位の炭層とその下位のシルト岩との境界にも不明瞭ながらすべり面が発達している。(大八木)

B 亀の瀬地すべりのすべり面

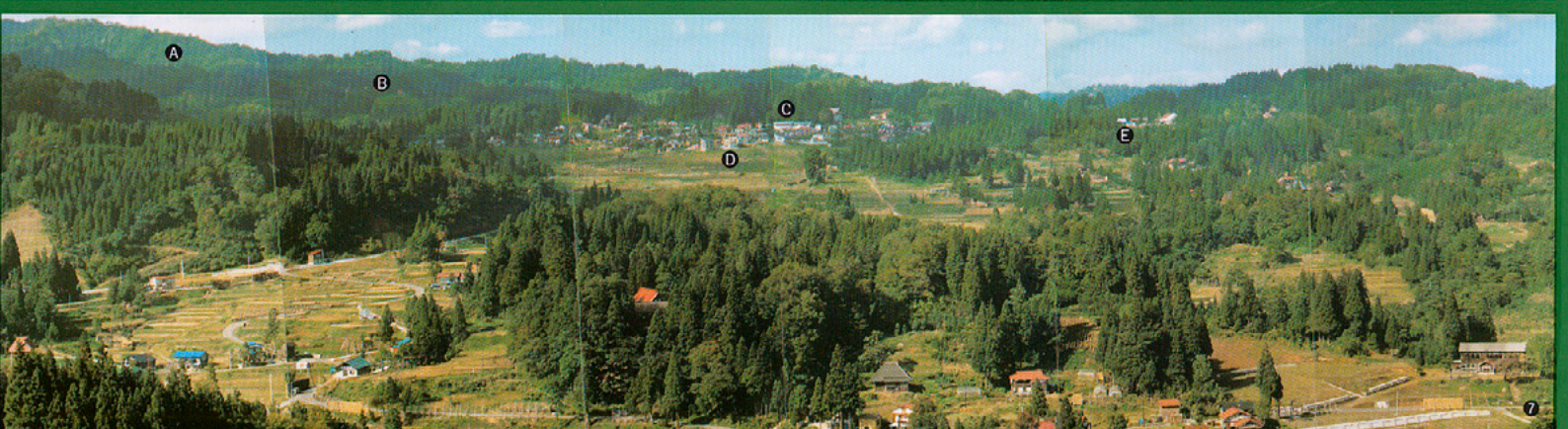
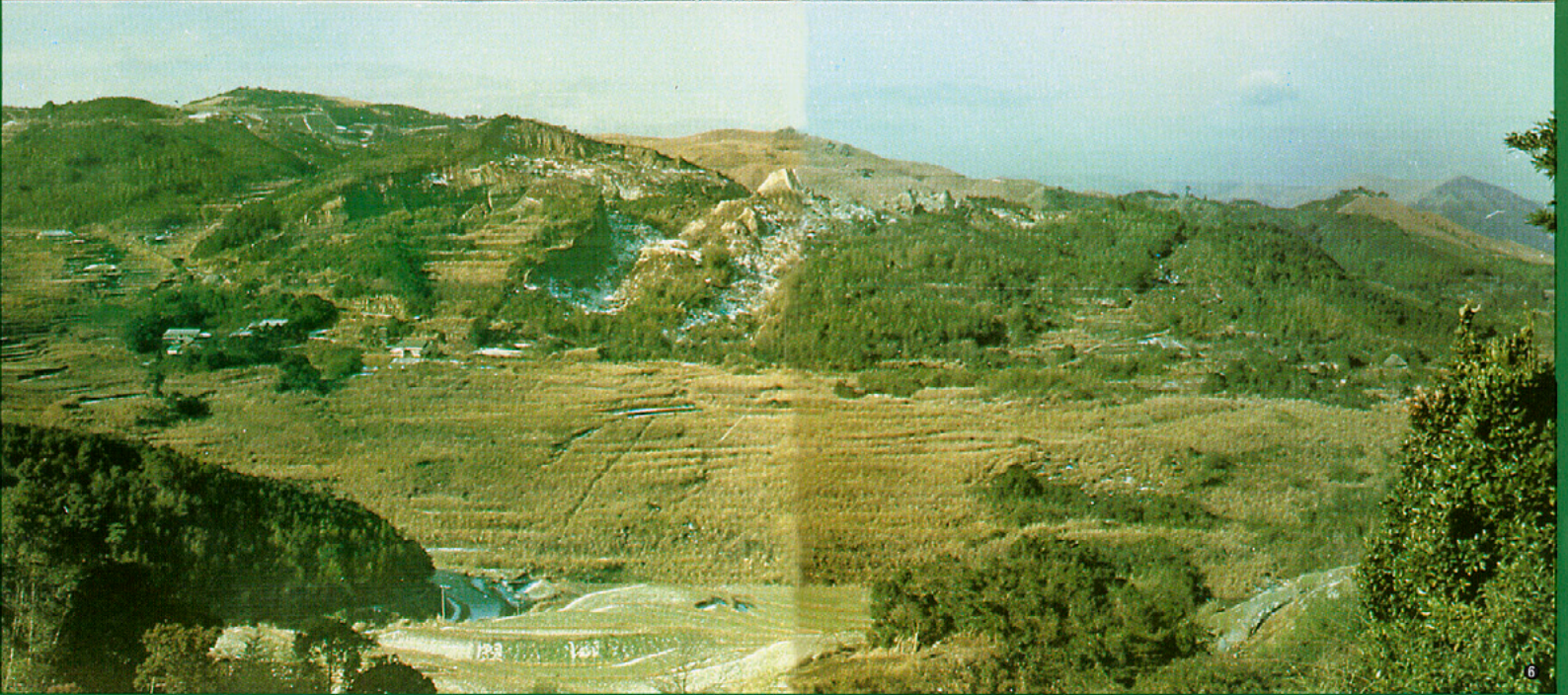
<峠地区深礎工15-12号、地表面下約27m

写真上半部の左から右方向に傾いている黒色の部分がドロコロ溶岩で、これが滑動している。下半部の黄褐色の部分が含まれ凝灰質砂岩で、ここにいくつかのすべり面がみられる。両者の境界部にも厚さ2～10cmの褐色の粘土層があり、モンモリロナイトを多量に含む。とくに境界面付近は、高含水比の粘土があつてすべり面となっており、大和川の方向(南側)に30°～40°の勾配で傾いている。(藤田)

C 亀の瀬地すべりのすべり面の鏡肌

<峠地区深礎工15-12号、地表面下約27m

写真中央部の暗褐色の部分が、含礫凝灰質砂岩中に形成された厚さ数cmの粘土層にみられる主すべり面で、みごとな鏡肌をなしている。この面も大和川に向かって約20°の勾配で傾斜しており、その方向に条線がみられる。このすべり面はドロコロ溶岩の下位約1～1.5mのところ形成されたものである。



表紙カラー写真 ～

平山地すべりの移動初期の状態（1961年長崎県撮影）

写真中央上部には丸みを帯びた愛宕山のスカイラインが明瞭である。しかし、すでに山頂付近を通り、左下へ続く初期的な亀裂が望見される。写真中央を左右に広がる集落がみられ、民家もなんとか持ちこたえている。中央のやや急斜面の千枚田群には集落左端から右下りに横切る線が伸びており、脚部線ぞいのせり出しが認められる。右端の道路から左側に末端隆起が始まっており、これに対応して右側の8枚の水田は左側へ傾動している。（大八木）

平山地すべり水平方向約100m移動後の状態（1966年同上）

と同一場所からの写真。愛宕山は崩れてスカイラインが消え失せ、左側に大きな滑落崖が、中央には巾広い亀裂・陥没帯が現われている。民家は地盤の著しい変形のため移転避難した。水田は耕作不能に陥いったが、とくに急斜面の畦段が消滅し、地すべり脚部線に沿って押出しが著しいことがわかる。右側の水田はドーム状に盛り上がり、末端は崩れている。（大八木）

脛之山地すべり（連続写真）

この地すべりは、大松山山腹の滑落崖から下方の越道川に向かう平均傾斜5°の緩やかな斜面上に発生したものである。長さ3,600m、巾平均2,400mに及び、松之山町の中心部ではとくに大きな被害をうけた。

地すべり頭部分の兔口では、地すべり境界線に沿った地溝状構造の帯状窪地を生じ、中部分の松之山では、亀裂・断層などの断裂が無数に生じ一部では25mも水平移動した。地すべり末端の松口では、地すべり粘土の圧搾による局部隆起がおり、河床が5m余ももちあげられ、堰堤が破壊された。

A 大松山 B 兔口 C 松之山 D 千枚田 E 光間 F 松口

（漢元）

URBAN KUBOTA

アーバンクボタ NO.20 MARCH 1982 株式会社クボタ

目次

特集 = 地すべり

1 日本の代表的な地すべり	
谷地 寺川俊浩	2
松之山 湊元光春	4
茶臼山 望月巧一	6
胡桃・五十谷 紺野義夫	8
大涌谷・早雲山 黒田和男	10
亀の瀬 藤田崇	12
森遠 藤田崇	14
鷲尾岳・平山 大八木規夫	16
2 地震と地すべり	
牧内 望月巧一	20
見高入谷 大八木規夫	21
3 その他の特徴的な地すべり	
奈良尾 斎藤豊	22
清水山 望月巧一	24
長者 藤田崇・竹内篤雄	26
福知 藤田崇	27
4 開発と地すべり	
北一の沢 黒田和男	28
鳴子ダム 大八木規夫	29
小泊 西田彰一	30
岩殿山 奥園誠之	31
阿部倉 山口眞一	32
雄琴串林 竹内篤雄	33
5 地すべりをめぐって	34
外国の地すべりと日本の地すべり 西田彰一	
日本の地すべりと地質構造 黒田和男	
地すべりの構造 大八木規夫	
計測にもとづく地すべりの予知 山口眞一	
6 地すべりの理学	
地すべりをどう観るか	52
URBAN KUBOTA NEWS	
地すべり抑止用遠心力鋼管抗・Gパイル	56

発行所 = 株式会社クボタ

大阪市浪速区敷津東1丁目2番47号

発行日 = 1982年3月

第5刷 = 2000年2月

編集製作 = 秋本・原田 + 国東照幸

印刷 = 大日本印刷株式会社大阪工場

主要図版作製 = スタジオ・ツノ



発生 の 歴史 および 規模

谷地地すべりは、秋田県南東部の横手盆地の南東縁を画する奥羽山脈近くに位置し、岩手県境と接する雄勝郡東成瀬川地内にある。この地域は、脊梁山脈の一つの山岳地帯をなす真昼山地の西縁で、標高500~700mの山稜が連なり、おおむね壮年期の地形を呈す。本地域のほぼ中央部には、成瀬川が南から北へ一直線に流下している。本地すべりは、成瀬川の左岸側に発生しており、延長約10 kmにおよぶ大地すべり地帯のおおむね中央部にあたる。

本地すべりの活動の歴史は古いが、明治以前の記録は定かでない。近年では、大正12年融雪水害によって地すべり末端の土塊が削り取られ、河川の流路が大きく変化した。本地すべりの動きはこの頃から活発化し、Cブロック冠頭部が沈下を始め、Bブロック冠頭部では数多くの亀裂が発生した(図1)。その後毎年融雪期になると末端部で陥没や隆起が生じた。昭和12年頃より成瀬川の右岸の水田が隆起し、川越え地すべりの様相を呈し始め、昭和30年頃までに約1.2 mも隆起した。昭和22年のキャスリン台風・アイオン台風や梅雨前線などによる集中豪雨が引き金となって急速な運動を起し、成瀬川を埋塞させたり大量の土砂を供給して被害を与えた。昭和32年5月の融雪期には、本地すべり地域より上流の草の台において、幅300m・長さ400m・崩壊土量18万m³におよぶ大崩壊が発生し、河道を埋塞し天然ダムを形成した。現在でも毎年融雪期には、各地で地すべりが発生し、対岸・下流などに被害をもたらしている。

現在、活発に滑動している規模は、西東の延長約1,300m・南北の幅950mで、地すべり防止区域面積は174.12ha、移動土塊はおおよそ3,500万m³と膨大である。地すべり区域は、その運動形態や移動方向・被害状況などから、北側よりA、B、C、Dの4ブロックに大区分され、これらはさらに幾つかのブロックに細分される。本地すべり区域内は荒廃した原野で、一部植林や放牧が行なわれている。また、C・D両ブロックの末端部は川越え地すべりをしている。

地形・地質および地すべりの構造

本地すべりの冠頭部は、地肌をむき出しにした1,000mにおよぶ3つの大滑落崖によって形成され、その最大落差は50mと大規模である。この滑落崖から末端部の成瀬川までの約1,300m間は、かなり規則正しい配列をなす数多くの

沈降・隆起などの小起伏地形が発達する。この地域の平均傾斜は10°~15°をなし、末端部で比高20~30mの急崖を形成して成瀬川と接する。川越え地すべりによって隆起した右岸側の小丘の背後には、河川が閉塞された時期に形成された河床が三日月湖として残している。

本地すべり地の背後地は、ほぼ南北に伸びる大川目山の稜線を分水界とし、その直下に古い滑落崖が形成されており、初期地すべりが大規模であったことがうかがわれる。この滑落崖から現滑落崖までの延長は2,000m程あり、この間は小起伏状の森林地帯と古い地すべりによって造られた上沼と大柳沼の2つの湖沼があり、本地すべり誘発の地下水涵養の役割をなしている。本地域周辺の地質は、新第三紀に属する西小沢層・山内層と、これらを被覆する新期火山岩類および第四紀堆積物から構成されている。地質構造は奥羽脊梁山脈をつくる大きな背斜構造を反映し、その西翼部に発達する南北性の断層や短軸の褶曲構造が本地域に卓越している。成瀬川の直線的な流路はこの構造線に一致し、右岸側の急峻な地形は火山砕屑岩とこれに介在する流紋岩・安山岩などの間における差別侵食によって形成されたものである(図3)。

本地すべりの分布する左岸側は、複向斜構造によって特徴づけられ山内層を基岩としている。本層は、新第三紀中新世の女川層に対比され硬質頁岩を主体としこれに凝灰岩類を介在する。この硬質頁岩は、いわゆるハードシェールとよばれる非常に堅硬なもので、30~100cmの規則正しい互層からなり、板状に割れ易い。これらの岩石が互層する部分の境界面には、褶曲時に形成された層面すべりが観察され、非常に軟らかい粘土が挟まれている。凝灰岩類は、厚さ2.5~7m程度の数枚の酸性凝灰岩・緑色凝灰岩および凝灰角礫岩の3種類である。これらのうち、酸性凝灰岩は細粒で淡白色~淡緑色を呈し、含水すると非常に粘性を増し、いわゆるソープストーン(石けん石)状になり、地すべりの滑剤となっている(図2)。

地すべり崩積土層は、その運動規模や時期により構成物が異なっている。すなわち、岩盤地すべりであったと考えられる一次すべりは、岩塊・岩片・粘土からなる。新しい活動ブロックは、大きな岩塊がそのまま移動した形態をとり、ブロック状の大岩塊からなる。本地すべりでは前者の地層が末端脚部で厚く、後者は冠頭部の滑

落崖下や3.5 km上流の土ヨ口橋付近の河岸で典型的な岩盤地すべりとして観察される。

地すべり面はボーリングコアの観察や歪計による計測結果などから把握されている。これによると、dip slope(注1)を形成しているDブロック上部の地すべり面は地下数mと浅いが、断層帯と一致するA・Bブロックの上部や末端脚部ではその深度が最大50~60mにも達する。

地すべり発生機構

本地区では、昭和45年以来地質調査ボーリング・歪計や傾斜計などの地盤変動観測・地下水位測定・岩石の室内試験などが続けられ、地すべり機構の解明がされている。

本地すべりの素因は、岩質と地質構造にある。硬質頁岩とこれに薄く挟圧される凝灰岩との多層系成層岩体において、硬質頁岩は脆性が高く粘土化されにくい物性を有する一方、凝灰岩は地下水の作用によって著しく粘土化しやすく、地すべり面を形成することが多い。これに加えて、本地域の地層の傾斜は、地すべり面形態とほぼ一致し、いわゆる流れ盤構造(注2)をなしている。この地方は秋田県でも有数の豪雪地帯にあり、4~5月に一挙にもたらされる大量の融雪水が地すべりを引き起こす誘因の役割をなしている。本地すべり上部にある大柳沼は融雪が始まると10mもの水位上昇を示し、6~8月にかけて8,000m³/日の割合で減水していく。このうち約5,000m³/日分が地すべり地内へ浸透しているものと判断され、間隙水圧を上昇させ本地すべりの「引き金」となっている。

地すべり防止対策

防止対策工事は、昭和31年に谷地橋上流に高さ14mの砂防堰堤が施工されたことに始まる。その後地すべり機構調査が進み、集水井・集水トンネルを主体とする工事が、昭和47年頃から開始された。この工事は、大柳沼の水位を調整して地すべり区域内へ流入する地下水を遮断する。地すべり区域内に賦存している地下水を排除すること、などを主眼としている。排水トンネルは昭和48年に着工され、昭和56年現在延長757mまでが完成し、その中から施工された排水ボーリングとともにその効果を発揮している。これは、集水施設付近の地下水位の低下、地すべり地内に多数分布していた湧水の枯渇、地すべり斜面土塊の移動量の減少、水質が浅層地下水型から深層地下水型へと変化してきたこと、などから確認されている。

注1 : dip slope = 互層状の堆積岩の地層傾斜とほぼ一致した斜面で、構造的な侵食作用によって形成されやすい。
 注2 : 流れ盤 = 地層の傾斜が地表に対してほぼ平行であること(その逆を受け盤という)。地すべりなどをおこしやすい。

図1 - 谷地地すべり微地形分類図

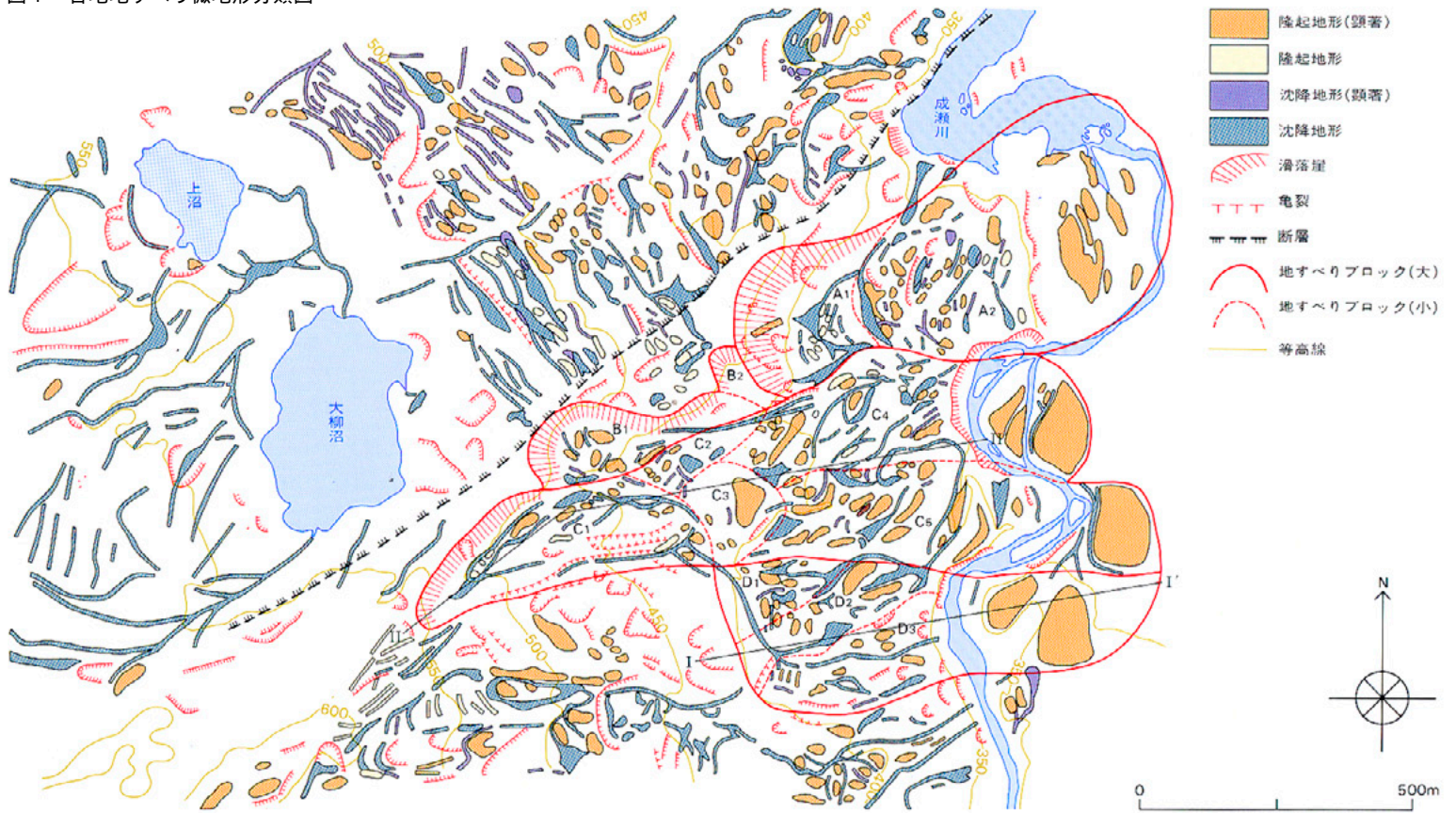


図3 - 谷地地すべり地付近の地質図

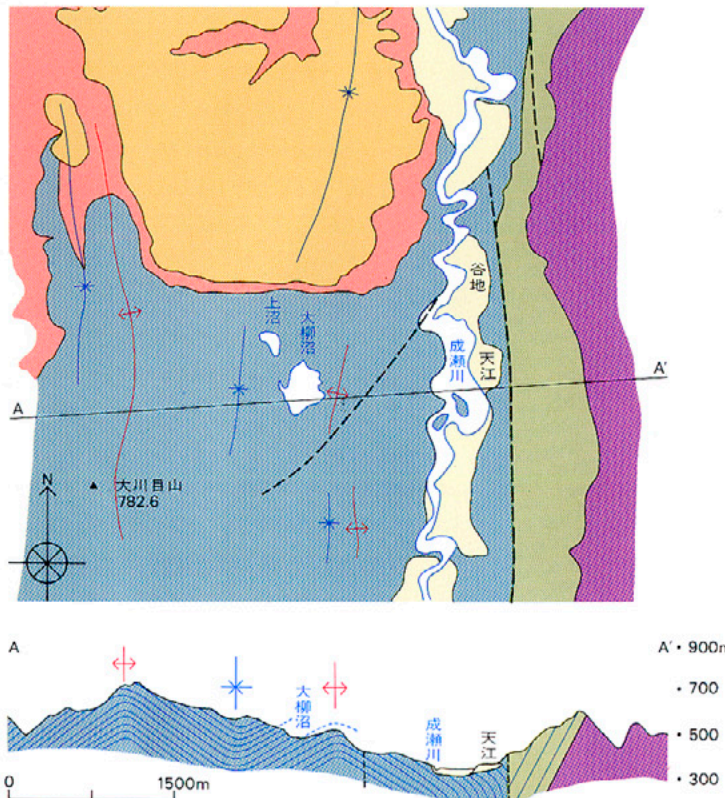


図2 - 地すべり地内地質断面図

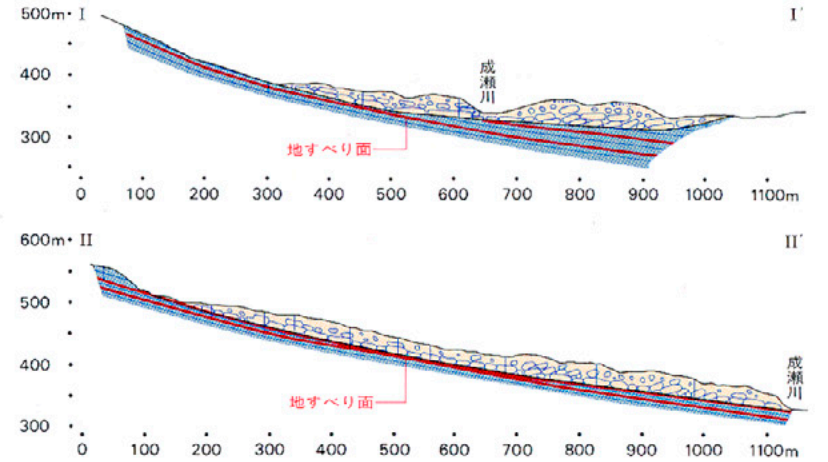


図3の凡例

- 段丘
- 砂岩(五里台砂岩層)
- 凝灰質砂岩(五里台砂岩層)
- 頁岩(山内層)
- 砂質頁岩(西小沢層)
- 流紋岩・同質凝灰岩(西小沢層)
- 断層

図2の凡例

- 崩積土
- 凝灰岩
- 頁岩(山内層)

松之山

湊元光春 = 防災研究協会

地すべりの発生状況

松之山町（新潟県東頸城郡）一帯の地域は、標高700m内外の丘陵からなる山間地域である。

冬期は降雪量が多く、積雪深3mにもなる豪雪地帯である。ここには、松之山温泉があって山間ではかなり開けた地域である。

この地域は、地すべりの多発地域で、大松山（736m）を中心として、大小多数の地すべり地が放射状に分布している。これらのあるものは、毎年、雨期や融雪期に緩慢な移動を起している。松之山地すべりは、これら地すべりと同様に、かつては小規模の地すべりで部分的に緩慢な移動をしていたものであるが、今回の地すべりによって、これらが一つになり異常に大規模の地すべりに発展したものである（図5）。

1962年4月、地すべり地頭部の^{うさぎくち}兎口部落に大きな亀裂が生じ、地すべり発生の徴候が現われた。秋の霖雨期に入り、変動がさらに活発となって下部地域にも波及し、全域にわたって亀裂・裂か・断層等の断裂を生ずるにいたった。変動は1964年4月頃停止した。

地質

地すべり地の基盤岩は、松之山凝灰岩層といわれる粗粒安山岩質凝灰岩、砂岩、泥岩、軽石質凝灰岩の互層である（図3）。この松之山凝灰岩層をコアボーリングと比較してさらに分帯すると、以下ようになる（図3）。

上部層：粗粒安山岩質凝灰岩（ときに粘土岩・砂岩層をはさみ、またこれらの角礫を捕かくする）

中部層：砂岩・粘土岩及び凝灰岩（粘土岩帯ではしばしば劈開破碎をうけている）

下部層：軽石質凝灰岩

地すべりは、中部層に浅におきていて、下部層にはすべり面と見られる顕著な変位は見られない（図3）。下部層は、松之山地すべり地の最下部の基盤岩を成すが、これは、千枚田一帯にかけて分布する。この千枚田では、その基盤岩に載る中部層が、4m～25mの厚さにわたって粘土化するか、あるいは軟質粘土岩になっていて、その露出地帯では、雨期や融雪期に緩慢な移動が常に繰返し起きている（図1）。

上部層には、ペントナイト化した部分がしばしば見受けられ、この層の粘土ないし軟質粘土岩は非常に膨潤する。

松之山地帯の地質構造は、西急東緩の褶曲帯にあって、ほぼその中央部でドーム状背斜構造を

形成する。ドームは、前述の松之山凝灰岩層で構成されていて、地すべりは、このドームの北翼よりの地帯に発生したものである。ドームの北辺では、この凝灰岩層が、寺泊・椎谷累層と逆断層をもって接している、この断層線は、松口から中沢川に沿って西上し、新山を過ぎる附近から北西に偏して水梨地すべり地に突込む。この断層線は、地すべりの北側の境界線をなし、この線上に沿って地すべり地塊は裂傷破碎し、また水平ずり断層を生じている（図1）。

地すべりの規模と地すべり概況

図5に示すように地すべり変動地域は、総延長3,600m、幅平均900mである（但し水梨地すべりは含めない）。この地すべりは、二つの部分からなる。一つは西側の水梨地すべりで、これは、雨期・融雪期ごとに緩慢な移動を繰返している従来からの活動中の地すべりである。他の一つは、東側の今回発生した松之山地すべりである。

松之山地すべりの移動方向は、大松山山腹から越道川に向かう北東方向である。地すべり地末端から地すべり頭部までの高低差は、約433mであり、平均傾斜角は1：8（7°）である。

地すべりは、不動地をはさんで山腹上の地すべり頭部から順に、次のように分けられる。兎口地すべり、坂の下地すべり、松之山地すべり、^{ひかるま}光間地すべり、千枚田地すべり、及び末端の松口地すべりである（図1）。

兎口地すべりは、地表面が非常に荒れて複雑に起伏している。この地すべりの南限の地すべり境界線上には、大きな地廊下状の窪地（地溝構造窪地）が形成されている。この地溝構造窪地は、その上部地帯で顕著な沈降を示し、次いで階段状の断層や水平ずり断層を伴いながら、坂の下地すべりの頭部滑落崖につながる。

坂の下地すべりは、地下水が豊富で、地すべり土塊は非常に擾乱されている。

松之山地すべりは、人家の密集している地帯で最も被害をうけたところである。この地すべりは、粗粒安山岩質凝灰岩とその下位の粘土岩層の境目附近からはじまる。地すべり頭部では孤状に断裂が生じ、地すべり地塊区分をよく現している。この地帯では、2m余の不等沈下を起し、また粘土岩が浅く介在している地帯では、流動型の地すべりが発生し、10cm/日の速さで移動し、県道が25m余も屈曲した。

千枚田地すべりは、松之山地すべりと一体のも

ので、むしろその中・下部地帯に当る地帯である。しかし、従来から千枚田地すべりと呼ばれ、独立した扱いをしていたのでここでも区分した。千枚田地すべりは、粘土、軟質粘土岩、またペントナイト化した凝灰岩が地表の浅い部分にあって、これが雨期・融雪期にクリープ型の緩慢な移動をするものである。

光間地すべりは、凝灰岩層が比較的厚く分布する地帯にあり、この凝灰岩が、下位の粘土あるいは軟質粘土岩層をクッションとして塊状の変動を起しているものである。この地帯にある中学校ではこの変動に伴って多くの断裂を生じた。松口地すべりの地域には、粘土ないし軟質粘土岩が地表から数10mの深さにわたって堆積している。しかし、地すべりの変動域は比較的狭く、越道川沿いの斜面部分と、先に述べた松之山断層の通る地すべり境界附近に限られている。この地すべりの特徴は、川床（中沢川）が5m余にわたって隆起したことであり、これは、粘土あるいは軟質粘土岩の圧搾による局部的隆起運動である。

地すべり面の深さと移動速度

地すべりのすべり面の深さは、30mに及ぶ深い処もあるが、顕著な変位を見せるところは地表より3mから15m内外の深さのところであった。これらすべり面の判定は、試錐による岩心の肉眼観察とパイプひずみ計によるものである。なおパイプひずみ計は、新潟県が開発し、この地すべりで実用化したのが始まりである。地すべりの移動速度は、兎口地すべりで1cm/日、松之山、光間地すべりで5cm/日内外で、前述のように一部では10cm/日の非常に早いところもあった。

被害

この地すべりによってうけた被害は、水田349.9ha、団地78,0.0ha、人家371戸、学校4棟、公共建物15棟、その他98棟、県道5,400m、町道14,800mである。

防止対策

工法は、杭工と放射集水井工を代表的なものとして、速効の杭工を先行し、地すべりを先ず緩和し、被害の拡大を防止する。次いで集水井工などの地下排水を適任・適所に施工し、先工工事の補強と効果を高め、地すべり地全体の恒久的防止を計る、という観点で行なわれた。

図1 - 松之山地すべり断裂および概括図



図5 - 松之山町の地すべり分布図



図2 - 地質断面図

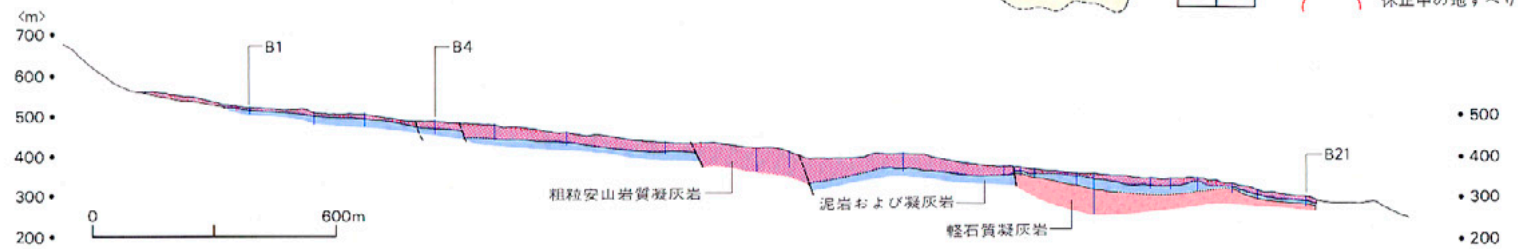


図3 - 試錐地質柱状と地中内部ひずみの比較

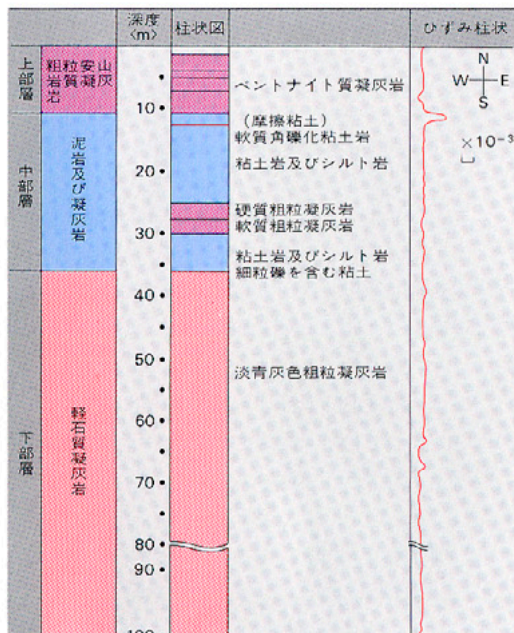
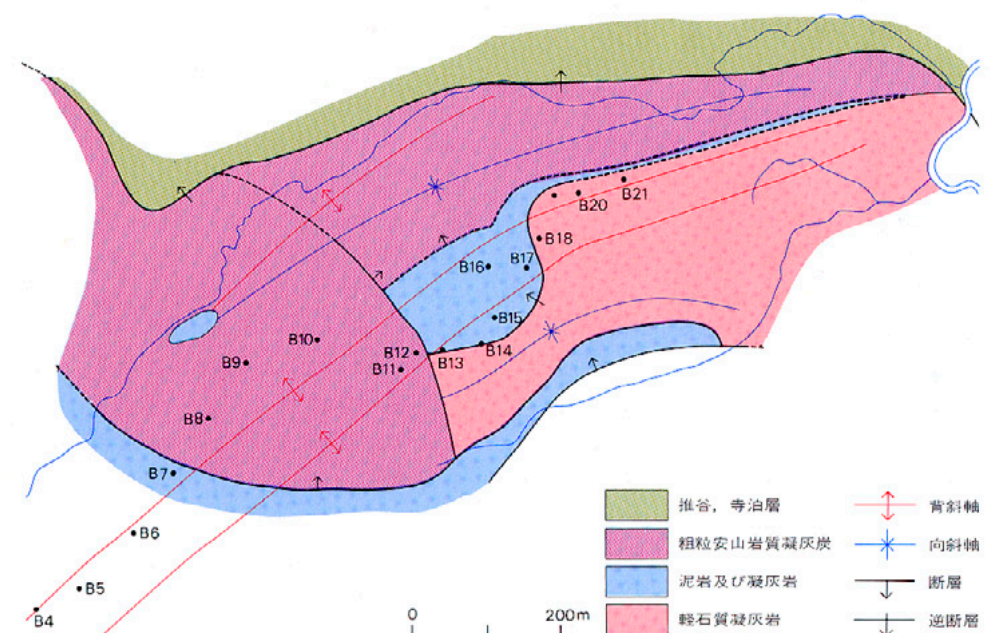


図4 - 地質図 (浅層部はぎとり地質図)



茶臼山

望月巧一 = 長野県土木部



所在地・規模・発生の歴史

茶臼山地すべり地は、長野市中心部から南西約10kmの長野市篠の井地区にあり、犀川と善光寺平の間にはさまれた山塊の一部がすべっているものである。形態は図1に示すとおりで、延長2,000m、幅130～430m、面積は約46ha、滑動層の深さは平均20m、土塊量は約900万m³とみられている。地すべりは、はじめ上方部800mの間で発生し、その土塊が山麓にあった滝沢川の流路沿いに滑動して現在の形になった。従って上方部800m間を地すべり発生地帯、下方部1,200m間を二次的すべり地帯とよんでいる。地すべり地下方には篠の井地区岡田部落（戸数285戸）があり、地すべりがつづくとその大半に被害がおよぶ状態である。

地すべり地の北方には現在標高730mの茶臼山北峰がある。昔はこの南に並んで標高720mの南峰があったが、その山体の東側が岩盤もるとともに滑動し、山体の半分が失われてしまったのがこの地すべりである。その滑動は、1884年に南峰の頂上付近に亀裂が入ったことから始まっているが、誘因になったものはさらにさかのぼった1847年発生の信濃越後地震（注1）ではないかとみられている。諸文献や古老の記憶から地すべりの発達状況をまとめると、次のとおりである。

第1期 = 1847年～1883年：準備期

第2期 = 1884年～1929年：主として地すべり発生地帯の山体に変状がおこる。

第3期 = 1930年～1943年：地すべり発生地帯から下流へ著しい押し出しがある。

第4期 = 1944年～1964年：第2回目の下流への押し出しがある。

第5期 = 1965年～現在：はじめ滑動がやや活発化したが、その後急激に安定化する。

以上の地すべりにより山腹にあった山林13ha、水田7ha、畑23haが荒地となったほか、山麓の山新田部落と三軒家部落にあった人家4戸が移転しなければならなくなった。

地質・地形および地すべりの構造

地すべり地の地質は、第三紀中新統の堆積岩からなっている。地すべり発生地帯の北東側の山地は、中新世に海底噴出を行なった流紋岩質凝灰岩（裾花凝灰岩層）から成り、この上に整合に浅海あるいは湖沼の堆積物とみられる砂岩・泥岩層（信里砂岩層）が重なっている。地すべり地とその南西側の山地はこの砂岩・泥岩層が

ら成り、これが主として滑動をおこしたものである。

二次的すべり地帯とその周辺の山腹には、安山岩礫まじりの粘土層から成る古い地すべり堆積物が分布している。これらは茶臼山地すべり地の南方の有旅部落方面から滑落したものであり、大部分は現在安定化している。

この附近の地形は、地すべり地の北と南でかなりちがっている。北方の山地は裾花凝灰岩層を基盤とし、けわしい壮年期の地形を呈し禿山が各所にある。南方は古い地すべりによって崩されてきた地形であり、山麓に扇状地状の押し出し地形が発達している。その上方は棚田状の水田や畑となっており、全体に地形が緩傾斜である。更に上方の尾根筋には第四紀に噴出した安山岩質の凝灰角礫岩がうすく被覆する平坦度の高い地形がみられる。

この地すべりは、裾花凝灰岩層の最上位にある炭質泥岩層の層理面（走向N45°W、傾斜20°～25°SW）をすべり面として、その上位層が炭質泥岩層の走向方向に滑動したものであり、地すべり発生地帯の地すべり土塊の形態を下流から見ると図3のようになる。

発生機構

信里砂岩層は、一般に固結度の低い軟質岩層であり、石英粒を含む粗粒砂岩を主体とし、泥岩層や凝灰岩層がはさまれている。泥岩層、凝灰岩層は、裾花凝灰岩層に近い下部に多く、中にモンモリロナイトを多量に含んでおり、地すべり面となり易い素質をもっている。このような岩質の山体に地震により亀裂が発生し、岩体がゆるめられたことと、地下水脈が乱され、山体の軟弱化が進んだことがこの地すべりの発生の基になったものと考えられる。地すべりは発生時から規模が大きく、上部の主亀裂は今日の位置とあまりちがわない所に生じている。また中間部の隆起現象も、南峰頂上から800m下方の山腹（不動島の上）に初期段階から認められており、今日の地すべり発生地帯と同じ規模でスタートしていることがわかる。すべり面も当初から深かったとみられ、浅い地すべりが逐次大きくなってきたというものではない。滑動は、はじめ地表の傾斜に沿った東方向への滑動と東南方向への滑動の二つがあったが、後者が次第に主方向になってきている。これは、主すべり面となった炭質泥岩層の構造に規定されたものである。

対策工事・現況

この地すべり地は山麓に岡田部落をひかえていたため早くから注目され、対策工事が行われてきた。明治末期以後昭和初期にかけて、下流の滝沢川に多くの堰堤がつけられた。また滝沢川と支川の宇土沢川が地すべり地内に流入していたため、その付け替え工事が大規模に行われた（新滝沢川、新宇土沢川を地すべり地外につくる）。しかし昭和に入ってから土塊の流下速度が大きくなり（注2）、地すべり面も深かったため、上記の堰堤は破壊されたり、地すべり土塊内に埋没し、効果的な対策工法は見出せなかった。

地すべりの機構調査も早くから行われ、ボーリング（1934年～1935年）、弾性波探査（1938年）によるすべり面推定が行われている。しかし本格的な調査は、戦後建設省土木研究所と長野県土木部によって実施されてきた。

諸調査の結果では、地すべりの規模が大きくなりすべり面の深い岩盤すべりであるため、この移動を抑制するには地下水の排除にたよる以外にないと考えられた。一方地下水は、地すべり発生地帯最上部の右岸側に多く、これが移動を刺激する最大要因になっていると見られた。しかし活発な移動をつづける地すべり土塊内で構造物をつくることは危険な作業であり、次の順序をふんだ施工になった。

第1段階：深井戸工（径50cmの有孔鉄管で井戸をつくる）による排水、ポンプ排水

第2段階：鉄筋コンクリート集水井筒工（内径3.5m、外径5.0m、深さ21.5～25.5m）による排水、ポンプ排水

第3段階：排水トンネル工（径2.0m、ライナープレート巻立て）による排水、自然排水

以上の排水工事は、1965年以後集中的に実施され、その結果地下水位は、地すべり発生地帯上方部で約20mの低下をみ、1970年以後移動速度も急激に落ちて安定化してきている。一方地すべり面の浅い地すべり発生地帯左岸側には、鋼管杭挿入工を実施して抑止をはかった。また地すべり発生地帯下部では、旧滝沢川の流路沿いに西方から地下水流入が見られたため地すべり地外に遮水壁をつくってこれをカットした。

最近の移動状況は図5のとおりであり、顕著な安定化が見られるため地すべり地内の土地利用が課題となり、長野市ではこの地すべり地の地理的条件を考慮し、これを植物園として利用することに現在整備が進められている。

注1 = 通称善光寺地震. 長野市西方の虫倉山付近を震源とする. マグニチュード 7.4. この地震で長野市西方山地におびたしい山崩れが発生した.
注2 = 昭和初期の地すべり土塊先端部の移動速度は次の

ようである.
1932年8月~1935年3月 = 平均 93m/年 (25.4 cm/日)
1935年3月~1937年1月 = 平均 60m/年 (16.4 cm/日)

写真1 = 1933年当時の地すべり地上方郡の滑動状況.
写真右下の宇土沢川へ向かって滑動している.
写真2 = 滝沢川下流部に設置した堰堤がもち上げられ, 破壊していく状況 (1936年3月撮影).

図1 - 茶臼山地すべり平面図

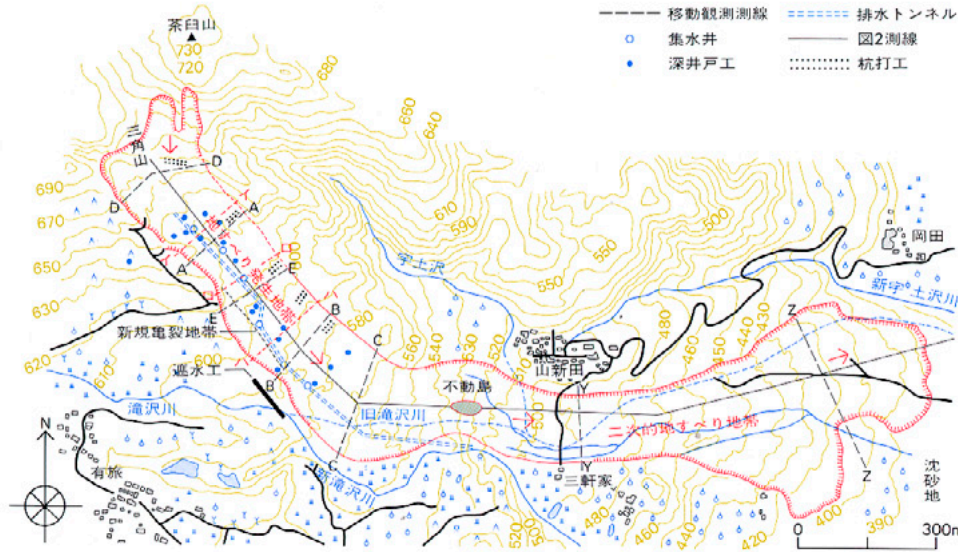


図3 - 茶臼山地すべり横断面図

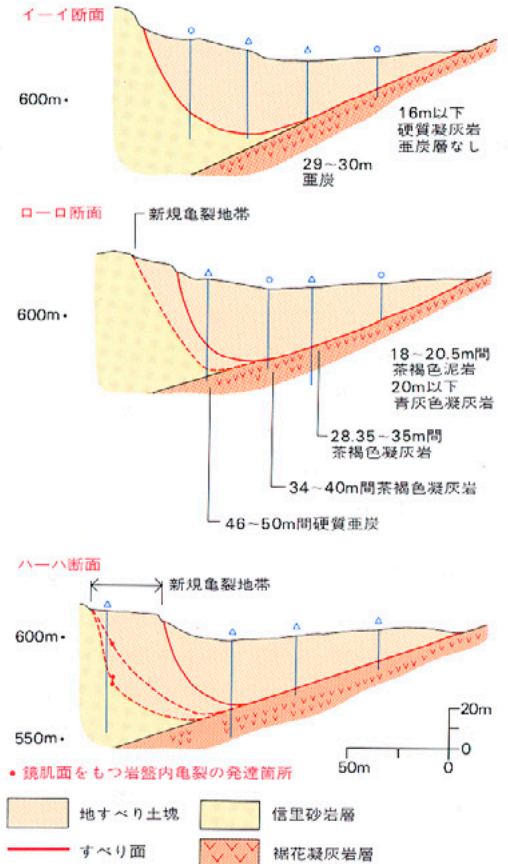


図2 - 茶臼山地すべり縦断面図

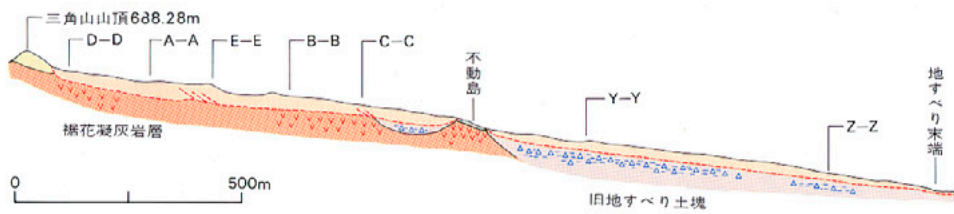


図4 - 茶臼山地すべり変遷図

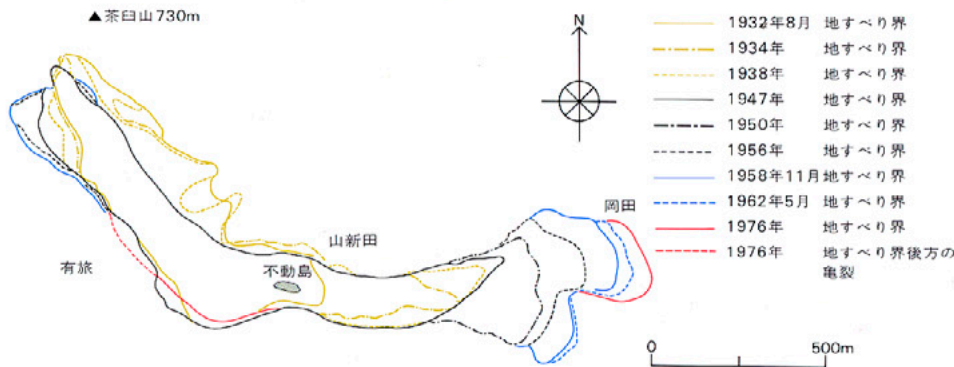


図5 - 茶臼山地すべり年間移動量変化図

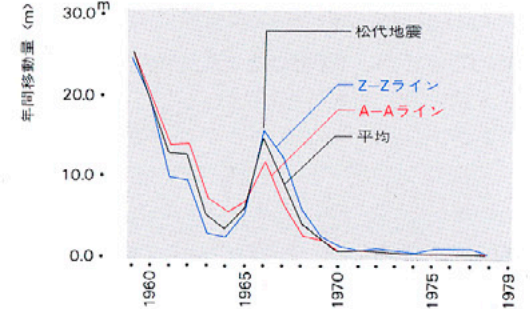


写真1



写真2

胡桃・五十谷

かぜの 紺野義夫 = 金沢大学理学部教授



能登半島には、大小100をこえる地すべり地があるが、近年の地すべりでとくに著名なものは、富山県氷見市の胡桃地区と五十谷地区で発生したものである。

半島基部の石動山(565m)の南西側及び南側には、新第三紀中新世の地層が広く分布し、富山・石川県境に沿って走る北東-南西方向の軸をもつ背斜構造(石動山背斜)をなしている。この背斜構造は、北西翼(邑知低地帯側)では急傾斜であるが、南東翼(氷見側)では一般に10°~20°の緩傾斜を示す非対称な背斜である。また、北西翼は砂礫岩層を主とするが、南東翼は凝灰岩をはさむ泥岩層(頁岩層)から成っている。この背斜構造には、背斜軸に平行・直交あるいは斜交する数多くの断層が発達し、とくに南東翼の新第三紀層は、これらの断層によって分断されている。

1964年7月16日の胡桃地すべりと、1977年3月29日の五十谷地すべりは、石動山背斜の南東翼の泥岩地帯で発生した「岩盤すべり」である点で共通した特徴をもっている。既往の地すべりによる崩土が、二次的に緩慢に移動するタイプの多くの地すべりとちがって、岩盤地すべりは、岩盤そのものが裂けて滑動し、単時間に多量の岩塊が移動流下する。したがってその被害がきわめて大きいのが特徴である。胡桃・五十谷の地すべりにおいても、岩盤中に存在した断層面(断層)に沿って直線状の大規模な滑落崖が生じ瞬時にして山容が一変している。

胡桃地すべり

1964年(昭和39年)7月16日正午頃に発生した胡桃地すべりは、わずか3時間ほどの間に、戸数87戸の胡桃集落を一挙に潰滅させた大地すべりであった。この地すべりによって、東西約500m、南北約1,500m、面積にして約70haの広大な山地斜面が崩壊・移動し、人家の大部分を破壊し、移動した土塊流は河谷を埋め道路を寸断した。幸いにして、日中であったことと、警報装置が整えられていたために、村人は難を免れ死傷者は全くなかった。

地すべり発生前の状況を示す図1と、地すべり直後の図2とを比較してみれば、短時間の間の斜面崩壊の規模と、それによる被害の概況をよみとることができる。この地すべりの発生から大崩壊に至るまでの経過を、地すべり後の状況と地元の人達の話にもとづいて推定すると図3のようになる。まず、胡桃集落北端部の亀裂に

そって崩壊がおこり、順次山側へ拡大してが移動し、ついで頭部滑落崖と東谷川ぞいの側部滑落崖が生じ、山側から押された崩壊土石流の末端は3つの舌状の押し出しとなっており、集落の大部分を呑みこんだ、という経過をたどっている。これによって東谷川と胡桃川は閉塞され、大小7カ所の湛水池がつくられた。最後に、大地すべりの翌日の7月18日に、集落東端の小学校を含む一帯に亀裂が生じた。全体としての移動方向は、SないしS20°Eであり、水平変位量は地すべりの中部付近で最大200m余に達している。

地すべり頭部の新田山中腹に生じた頭部滑落崖と、東谷川に沿って直線状に700mにわたって生じた側部滑落崖は、落差最大20m、平均勾配50°をこえるものであった。頭部滑落崖付近では、滑落した岩石塊がそのままケルン状に起立し、粘土化した白色凝灰岩の細片が地表をおおっていた。また中部地帯では、泥岩や凝灰岩の3~5mの大塊が累々と積み重なり、高さ5~10mにも及び塔状の岩塊が林立して一大奇観を呈し、「鬼ヶ城」とよばれた(注1)。

胡桃とそれに隣接する国見地区では、既往にも度々大地すべりが発生し、地すべり危険区域に指定されて種々の防止対策工事が行われてきた。緻密な泥岩(頁岩)と、軽石質の細粒・中粒凝灰岩との互層から成る岩盤が、約10°の緩傾斜で流れ盤をなし、縦横に断層線で切断されていることと、凝灰岩層の風化変質や地下水の作用とが相まって、このような岩盤すべりを発生させたわけである。

五十谷地すべり

五十谷の最近の大地すべりは、1977年(昭和52年)3月29日に発生した。この地すべりは、幅200~250m、長さ1,200m、面積34haの規模のもので、五十谷集落の住宅8戸・23棟のほか、農地10ha、山林20haなどが壊滅的な被害をうけた(図4)。地すべりの徴候を感じとって避難準備中の地元の人達と、警戒と対策協議のために集結していた関係者合せて約70名の人々の目前で、これらの人々をのせたまま大地すべりが発生したという点でも、この地すべりは特異なものであり、その実相が詳細に判明している。田中恭一氏の記述(注2)によって、日時を追ってその経過のあらましを見よう(図4参照)。

昭和51年の年末から降り続いた雪で、山地部にはかなりの積雪があったが、3月に入ってから

急速にとけた。3月18日に、北谷川の左岸、池の付近、少彦名社の東方などでクラックが発見され、3月26日になると、断層線F2沿いに長さ350mに及ぶクラックが出現した。28日には、三角点エボシ山(277.2m)の西側に深さ1~2mの長い溝ができ、このクラックは北谷川の最上流部へつらなる。29日早朝から家鳴りがはじまり、道路のアスファルトに雑が生じ、川の水が赤く濁ったので、村人は家財の搬出をはじめた。

10時45分、人家の付近に集結していた約70人が見守る目前で、人家の付近が三保川へ向って押し出し、杉や樺の大木が倒れこんだ。11時には、地すべりの先端が三保川に突き当たって隆起をはじめ、その背後に生じた凹地には次第に水が溜りはじめた。

12時、城戸側から入った警官がエボシ山の南へ登った時、目の前でエボシ山がゆっくりすべりはじめるのを目撃し、エボシ山のあった場所には、長さ250m、幅100mの大凹地ができていた。約2時間にわたって山と谷を震撼させた大地すべりは、午後1時には一応停止した。

この地すべりによる移動地塊は概算1,000万m³をこえ、移動距離は80~110mである。断層線F2に沿う直線状の側部滑落崖では、成層した頁岩と凝灰岩が高さ20mの垂直な崖をつくった(写真)。断層線F1の少彦名社の付近の状況は写真に示されている。

以上に述べた五十谷地区の地すべりは、地層の層理面に平行なすべり面をもつ流れ盤すべりであるという点で、前に述べた胡桃の場合と共通した特徴をもっている。F1、F2などの断層線には、長年にわたる水の浸透による風化のために、赤褐色の粘土脈が形成されていた。

五十谷地すべりの場合には、既往の地すべり崩土から成る五十谷集落をのせた下方ブロックが微妙な安定を破られて移動したために、下方ブロックの押えによって辛うじて安定を保っていた上方ブロックが、断層線によって分離して、一挙に大崩壊を生ずるに至ったわけである。

地形斜面と同程度の10°~15°の傾斜を有する泥岩・凝灰岩から成る地層が、地下水の浸透による風化変質によって、流れ盤すべりをおこすに至ることは、さけられない自然の理である。

同様な条件をもつ他の地域でも、今後一層の監視の強化と適切な対策の進展を図ることが課題であろう。

注1 = 富山県：胡桃地すべり災害誌，1968 年による。
 注2 = 田中恭一：地すべり，14 巻2号，1977。

写真1 = 五十谷地すべり(1977 年)の頭部滑落崖の側壁，成層した頁岩・凝灰岩を切る断層F2。(松島洋氏提供)。
 写真2 = 1977 年の五十谷地すべりの際に生じたF1 断層線の滑落崖，少彦名社が残っている。

図1 - 胡桃地区被災前の地形

<1963年9月撮影航空写真による。胡桃地すべり災害誌・1968より>

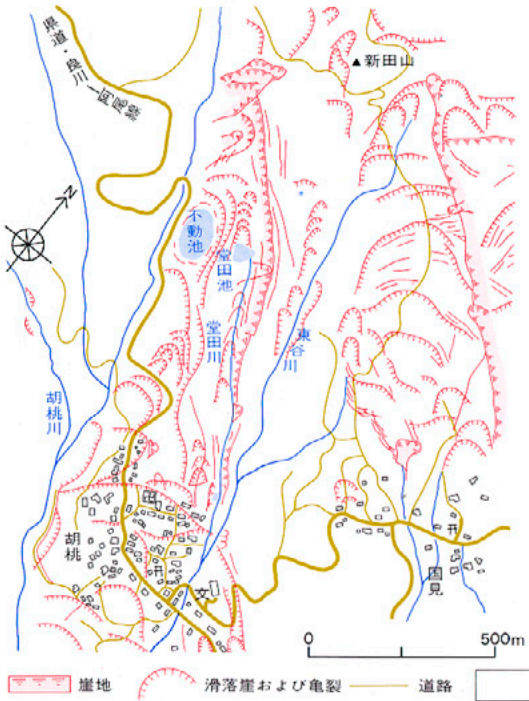


図2 - 胡桃地区被災後の地形

<1964年撮影航空写真による。胡桃地すべり災害誌・1968より>

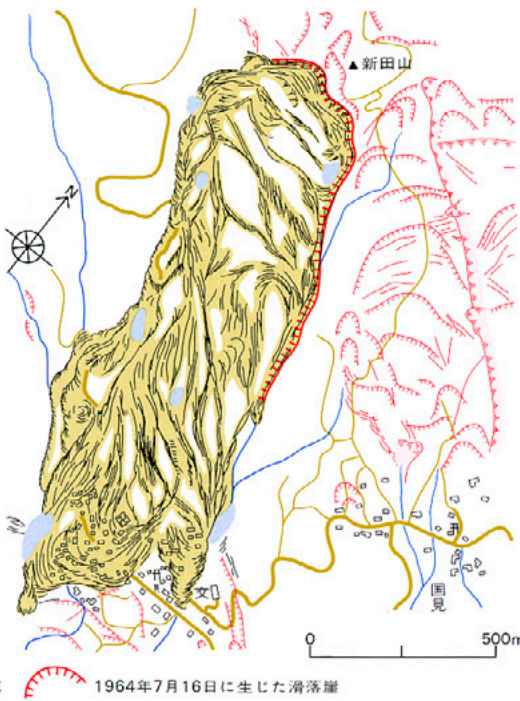


図3 - 胡桃地区地すべり(1964)の経過

<胡桃地すべり災害誌・1968より>

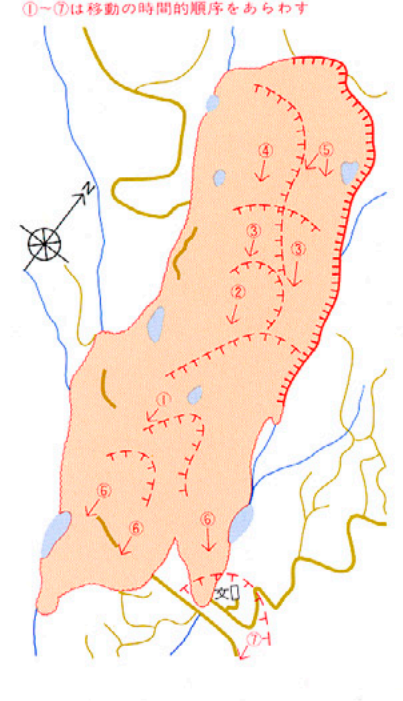


図4 - 五十谷地すべり<1977年3月29日>の状況図

<田中恭一氏・1977による>



写真1



写真2

大涌谷・早雲山

黒田和男 = 地質調査所環境地質部水資源課長



大涌谷および早雲山周辺の地形・地質

箱根火山の7つの中央火口丘の1つである神山の北側斜面に、大涌谷および早雲山の地すべり地がある。

神山は、複輝石安山岩溶岩と、同質の凝灰角礫岩から構成されているが、温泉噴気現象によって、局部的に著しい珪化・粘土化変質作用を受けている。

早川の支流である大涌沢および須沢は、神山の火山体を深く侵食して変質帯に侵入し、谷頭侵食の状態を以て山体を削っている。地すべりや崩壊現象は、この山体の侵食過程の一部として生じているものである。

大涌谷地すべりの地質と変質帯

大涌谷地すべりは、神山の北方山腹にあり、変質した溶岩と凝灰角礫岩が、大涌沢の谷頭部にある地すべりに露出している。

変質帯は、弱変質帯、弱粘化帯、強粘化帯、珪化帯および滑性化帯の5つに区分される。強粘化帯は、カオリン鉱物と明ばん石が集中的に増加するほか、モンモリロナイトを含むものが多い。珪化帯はほとんど珪酸鉱物からなる。滑性化帯は、露頭部では指頭で容易に圧潰されて液性状態となり、その際、石けんによく似た滑らかな感触を与えるという特徴をもつ。また、均質な含水状態となった時にはすでに液性化している状態で、僅かの衝撃で容易に流動化する性質をもち、地すべりの素因になりやすい。

変質帯の分布は原岩の性質に支配され、変質作用は凝灰角礫岩に沿って水平的に拡がり、そこに強粘化帯が形成され、上下の溶岩は、弱粘化帯から弱変質帯に変わっている。さらに溶岩の場合には、変質帯は母岩の割れ目を中心に、これに平行に発達している。

変質帯は、硫黄ガスが地下水に溶けて生じた硫酸酸性の熱水が、母岩である安山岩質の溶岩と凝灰角礫岩に作用して生じたものである。大涌谷では、この作用が何回か繰返されて、現在の変質帯の分布が形成されている。

大涌沢最上部にある現在の地すべり地の地質断面図をみると、スランプ状の地すべり活動の証拠をはっきりと読みとることができる。この変形を生じた地すべり活動が、いつ発生したものであるかは明確でない。

発生の規模および発生の歴史

大涌谷における地すべり活動の歴史は、次のとおりである。

1910年(明治43年)：大涌谷に地すべりがあり、多量の崩土が大涌沢を流下して早川渓谷を埋め、さらに下流の村落に被害をもたらした。その発生箇所は、山腹に馬蹄形のくぼみとなって痕跡を残しており、滑落崖の直下には崩積土が堆積し、脚部には噴気現象がみられる。

1935年(昭和10年)：現在の大涌沢源流部で崩壊が発生し、その時に生じたとされている滑落崖が残っている。発生前の1933年8月頃から大涌谷の噴気孔が閉塞し始め、1934年2月末には噴気孔がほとんど休止し、その代りに100m離れた地点に噴気が見られるようになったといわれている。しかし、この現象と崩壊との直接の因果関係はわからない。

1948年(昭和23年)：9月のアイオン台風によって、1910年の崩壊地に隣接した場所に地表の移動現象がみられた。

1950年(昭和25年)：6月12日から上記の場所に再び亀裂が発生し、6月19日から20日にかけて地表が変動して、現在認められる地形が形成された。このさい、もし早雲山のような大崩壊が発生すれば大きな被害が生じることが懸念され、各種の観測や対策工事がなされた。

1973年(昭和48年)：2月に大涌谷の谷頭部に新しい噴気現象が観察された。また、1935年、1950年の地すべり地の滑落崖上にも噴気活動が活発化し、再び早雲山のような変動が懸念された。噴気活動は、その後も継続している。

発生機構

大涌谷の現在の地すべり地域における地すべりは、移動観測等の結果からみると、地下水位とは関係がなく、直接には降雨と関連している。浸透水は、その浸透の過程において地表面下数m程度の土の含水比を大きく変化させ、その強度を急激に低下させて間隙水圧を一時的に高め、斜面を不安定に導いているものと考えられる。

対策工事

大涌谷における防災工事の歴史は古く、昭和9年に床固工3基が構築され、その後も工事が継続された。昭和29年度から排気ポーリング工が採用され、昭和33年には地すべり防止区域に指定された。

現在までの実績は以下のようなものである。

砂防ダム	9基
床固工	6基
流路工	905m
排気ポーリング	97本

早雲山地すべりの地質・地形

早雲山地すべりが発生した場所は、もともと神山の北東斜面中腹にあった爆裂火口が侵食されて形成された馬蹄形のくぼみの中である。このくぼみは、須沢の源流部に当り、温泉変質作用を受けて粘土となった凝灰角礫岩のうえに、安山岩質の溶岩がのっている。また、これらの岩石から生産された碎屑物が、火山灰・火山礫と混在してくぼみの中に堆積している。

発生の規模及び発生の歴史

昭和28年7月26日、須沢源流部の急斜面に崩壊が発生した。崩壊土石は、直下の緩斜面に起った地すべりの土石流と一緒にあって、平均速度7m/secの流れとなり、約2km下流の強羅橋に達した。土石流の量は80万m³と推定され、渓谷の左岸台地上にあった道尊別院を一瞬にして埋没し、死者10名、重軽傷者15名を出す惨事となった。土石流はさらに約7町歩の山林を埋め、従来から須沢に施工されていた既設の砂防堰堤17基を埋没・破壊し、自動車専用道路を延長140mにわたって埋没し、強羅橋は破壊、簡易水道はと絶した。

発生機構

地すべりが発生した昭和28年7月の降雨量は平年より246.3mmも多く、地すべりの前2回にわたって合計626.3mmの継続雨量があった。地すべりは、降雨が止んで晴天が2日続いた後の3日目に発生したが、連続降雨により地下水位が高まり、そのために一時的におさえられていた噴気がしだいに高圧となり、地下水位が下がったところで爆発的な衝撃が与えられ、これが地すべりの原因になったといわれている。

対策工事

工事として、次の内容で行なわれた。

応急工事	仮排水路の掘さく 左岸側に築堤を作る
下流部	堰堤4基
中流部	築堤5基 総延長574m
頸部	築堤延長120m 堰堤7基
頭部	不安定岩盤を人工爆破により安定化。 広範囲に発生している噴気ガスを集中させるポーリング 30本

現況は格別の異変もなく安定している。

図1・A - 大涌谷地すべり変質帯断面図

<藤井ほか, 1966による>

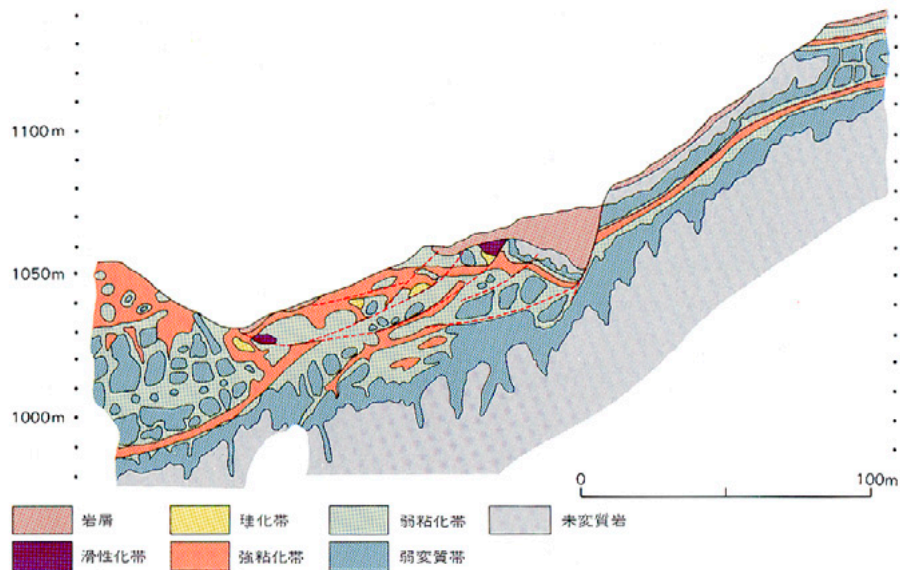


図1・B - 大涌谷地すべり・変質を原岩に復元した断面図

<藤井ほか, 1966による>

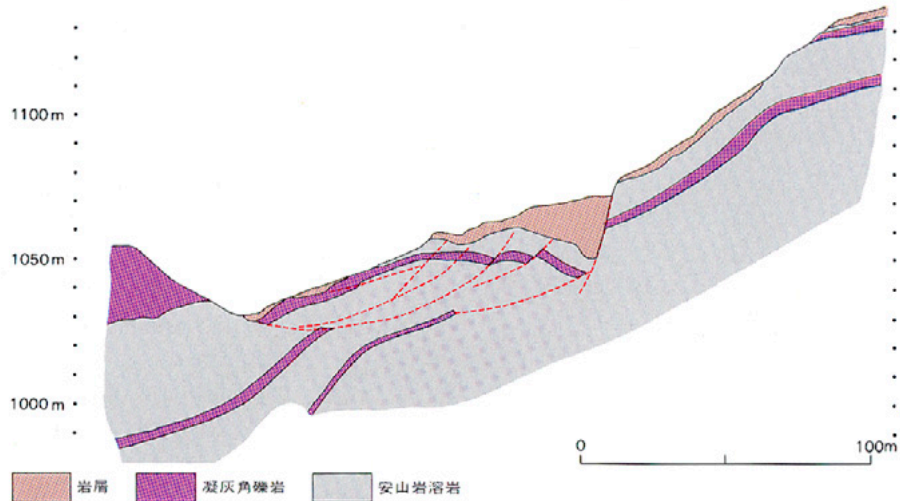
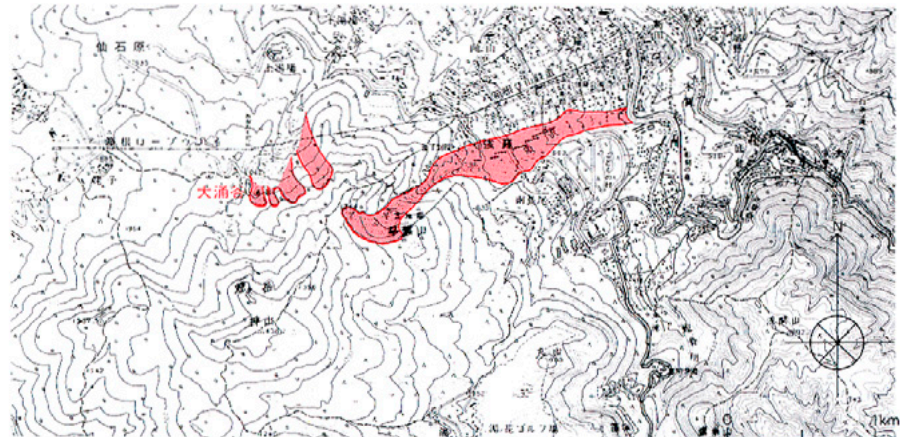


図3 - 早雲山・大涌谷地すべり変動範囲



地形図は昭和51年8月発行・国土地理院2万5千分の1地形図<箱根>による。

図2 - 早雲山地すべり発生機構図

<神奈川県土木部, 1958による>

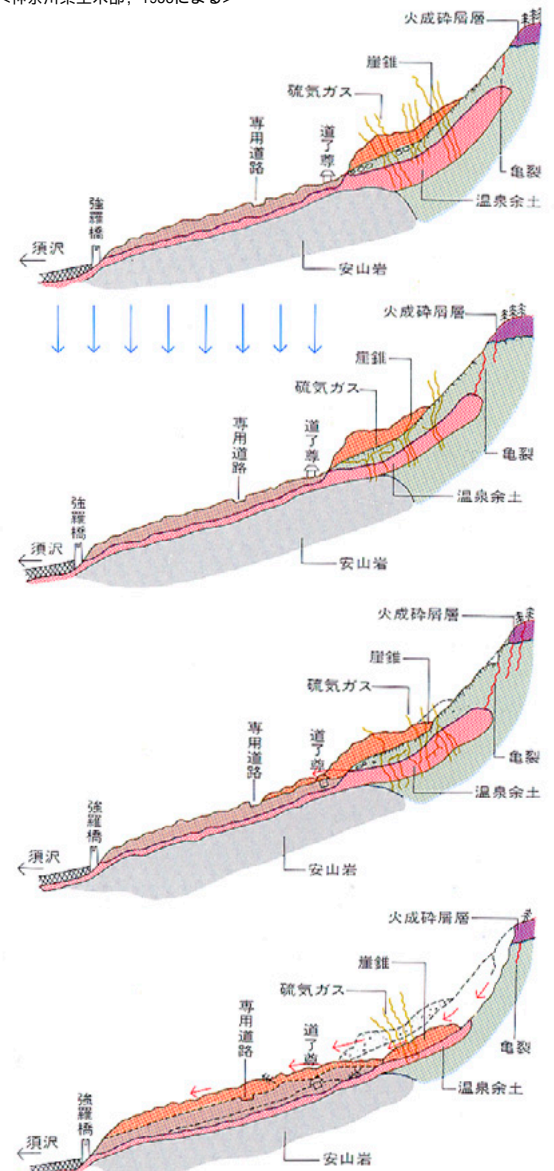
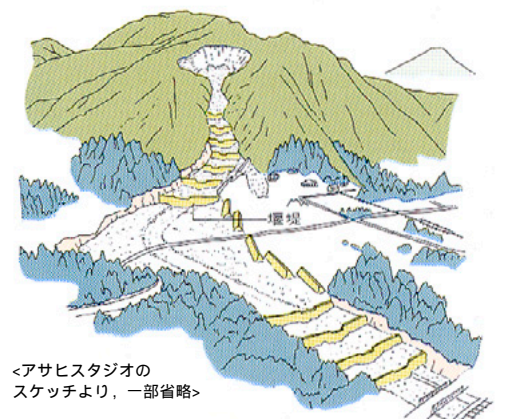


図4 - 早雲山地すべり工事遠景.<1958年4月25日>



<アサヒスタジオのスケッチより、一部省略>

亀の瀬

藤田 崇 = 大阪工業大学工学部教授

過去の活動

亀の瀬地すべりの位置は、金剛山地と生駒山地を大和川が東西に横断する峡谷部の北側の丘陵地帯、大阪府柏原市峠にある。地すべり活動は数万年前からあったが、記録が残されているのは明治以後である。明治20年に鉄道が敷設されたが、地すべりによりすぐ廃線のうきめとなり、同23年に再敷設された。同36年には大和川の河床隆起により、上流地域44.9haが浸水した。

昭和6～7年の地すべり

昭和6年9月、夫婦塚の溜池が潤濁した。そして11月21日に夫婦塚の水田に幅1.5cmの亀裂が北東-南西方向に出現した。これが有名な亀の瀬地すべりの発端で、以後の経過を表1に示す。昭和7年9月までに地すべりは峠地区約32haに及び、最大累計移動量は、水平方向に53m、沈下量13.54m、河床隆起36m、道路の隆起31.9mに達した。1日の最大水平移動量は52.3cm、同じく河床隆起は38.5cmを示した。関西本線の峠地区のトンネルは完全に崩壊し、大和川南岸に移設されて現在に至っている。当時の内務省は大和川南部を開削して河道を拡げ、河床隆起に対処した。

昭和26～28年頃の地すべり

昭和26年に清水谷地区南部の3ha余に地すべりがおこり、同34年10月地すべり防止区域に指定された。この地域の滑動抑制のため、昭和38年から42年2月にかけて仏生堂地域で48万m³の排土工を施工した。

昭和42年以後の地すべり

前述の排土工完了後の2月14日に仏生堂北方の土山中腹や清水谷上流地域に亀裂が発見され、新たな地すべりが発生した。その状況を表2に示す。主な活動期は同年7月までの約5ヵ月間で、最大累計移動量は、水平方向に26m、沈下量11m、国道25号線の隆起1.4m、河床の隆起1.4m、トメシヨ山南部の滑落崖の高さは20mに達した。地すべり地域は清水谷地区で約30ha、峠地区を含めると53haになった。

その後昭和46年に最大4cm/年の沈降と国道の隆起2cm/年が計測された他は、特に顕著な動きは認められていない。その間トメシヨ山南部の排土工をはじめ多くの対策工が実施された。

地質

本域の火山岩類は南方の二上山地域を中心とする二上層群の一部であって、その研究は次のように発展した。

昭和6～7年の地すべりのさいに、当時の二上山火山岩類の研究成果をふまえて初めて本格的に調査され、今日の基礎をきづいた。

昭和25年に二上山地域の火山層序が確立され、二上層群と命名されて中新世中期（約1500～1000万年前）の地層と確定された。これ以後の調査はこの成果にもとずいている。

昭和42年の地すべりの頃、本域の火山岩類の層序を二上層群と対比させて確立した。表3に本域の火山層序をまとめて示した。

昭和50年代になって、ボーリング、トンネル、調査坑等地すべり岩体内部の多くの地質情報を総括し、地すべり機構を地質的に解明した。図1に地質図を示す。

本域の二上層群は、領家帯の花崗岩～花崗片麻岩を基盤にして、大阪層群に不整合におおわれる。その層序は下位から次のようである。

原川累層：層厚＝30～100m

基底礫岩（5～10m）：径1mをこえる花崗岩礫を含む淘汰の悪い花崗岩質の礫岩である。

明神溶岩（20～50m）：暗灰～淡灰色の含角閃石紫蘇輝石石英安山岩で、緻密・微晶質でサヌカイトに似ている。

火砕岩類（30～70m）：明神溶岩と同質の凝灰角礫岩を主体とする。基質に黒雲母を含み、花崗岩礫を有することがある。一部凝灰質砂岩をはさみ、岩相の変化ははげしい。上部で一部熱水変質がみられる。

定ヶ城累層：層厚＝50～160m

下部礫岩（2～30m）：花崗岩、片麻岩、安山岩の亜円礫を多量に含む花崗岩質の淘汰の悪い礫岩で、砂岩を一部ではさむ。

旧期ドロコロ溶岩（25～70m）：黒～暗灰色の複輝石安山岩であるが、上部は熱水変質を受けて緑色化している他、ブロック化がみられる。

旧期ドロコロ火砕岩類（20～50m）：複輝石安山岩礫より成る凝灰角礫岩を主体とし、全般に熱水変質による緑色化が顕著である。

上部礫岩・砂岩（亀ノ瀬礫層：層厚2～15m）：花崗岩礫を有する不淘汰の礫岩及び砂岩で、基質に凝灰質部分を含む。

新期ドロコロ溶岩（5～65m）：旧期のものと同質の暗黒～暗灰色の安山岩溶岩で、板状節理に富み、変質を受けていない。

地すべり機構

清水谷地区の滑動岩体は旧期ドロコロ溶岩及び火砕岩類が主体で、岩屑化や粘土化が進んでい

る。すべり面は下位の原川累層火砕岩類の上部の熱水変質により粘土化の進んだ部分に形成されており、この粘土層の含水比が高くなって軟弱化することが滑動の主因と考えられる。すべり面深度は20～60mである。2号排水トンネル内の岩屑層から発見された木片のC¹⁴年代は37,800年をこえた。

峠地区の滑動岩体は新期ドロコロ溶岩とされ、新鮮な岩体のまま大和川に向かって滑動し、東部地域では大阪層群上に約100mにわたって衝上している。すべり面は上部礫岩・砂岩（亀の瀬礫層）に形成された高含水性の粘土帯である。

1号調査坑で確認されたこの礫岩・砂岩層の厚さは2mで、下位から次のように構成されている。赤色砂岩、花崗岩礫を含む粘土質砂岩、

黒雲母の卓越する砂質粘土、安山岩、花崗岩細礫を含む縞状の暗灰色粘土、

圧砕された花崗岩礫、粘土化した安山岩礫を含む粘土、で構成されている。粘土層面のスリッケンサイドからみて、主すべり面はととの境界部とみられ、

の粘土の含水比はやや低いが、との粘土の含水比は高い。すべり面深度は30～80mである。また、6号排水トンネル内のすべり面を有する礫層中の木片のC¹⁴年代は、26,320年±1,860年であった。

本域の地すべり機構は完全に解明されてはいないが、火砕岩変質部及び礫岩の凝灰質基質部が地下水により粘土化

とくに膨潤性に富むモンモリロナイトが生成されたこと、この脆弱な粘土質部の上位に荷重の大きい厚い溶岩がのり、

しかも大和川方向に傾斜する流れ盤型構造であることなどが地すべりの主因と考えられる。地下水は、節理に富む溶岩内を通して容易に深部に浸透したと思われる。さらに、第四紀後半における後背地の生駒-信貴山地の傾動運動、大和川断層帯の活動、

ならびに大和川の削剥作用が密接に関連している。

対策工事

本域では多くの本格的抑止工が実施された。排水工として6つの排水トンネル、26基の集水井と多数の排水ボーリングが施工され、表面排水路、暗渠排水路が整備された。地すべり土塊の滑動を抑制するため、約300本の鋼管杭打工と峠地区を中心に69基もの深礎工を施工しつつある。清水谷地区では滑落崖のあるトメシヨ山を中心

に12万m³の排土を実施し、地すべり土塊の安定化がはかられている。

図1 - 亀の瀬地域地質図

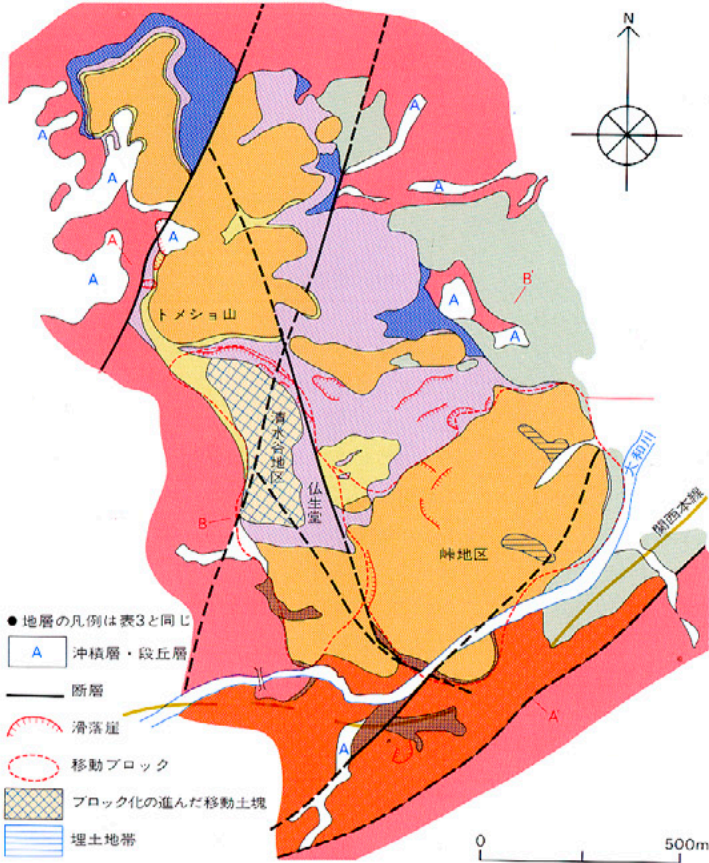


図3 - 亀の瀬地すべり平面図



図2 - 地質断面図

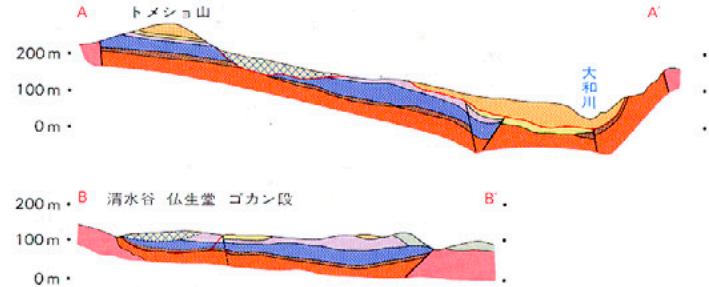


表3 - 亀の瀬地域の二上層群層序

横山・高田(1932)	松下・鈴鹿・日下部(1963) 高篠・弓削田(1967)	藤田(和)・笠岡・藤田(崇)<1973>
旧期河道堆積物 新期ドロコ溶岩 基底礫層 古期ドロコ溶岩 集塊岩 凝灰岩 明神山溶岩 圧砕花崗岩	大阪層群下部礫層 輝石安山岩(ドロコ溶岩) 火山岩 二上層群 二上層群 ドズルボー層 紫輝輝石安山岩(春日山火山岩) 領家花崗岩類	大阪層群礫層 新期ドロコ溶岩 上部礫岩-砂岩(亀の瀬層) 旧期ドロコ溶岩 下部礫層 火砕岩類 明神山岩 基底礫岩 領家花崗岩類

表1 - 昭和6~7年亀の瀬地すべりの記録

6年9月 夫婦塚の溜池漏濁	7年4月上旬 旧トンネル埋没。移動土塊分裂して3つの地塊となる。馬まわりで幅10~100m長さ200mの溝状陥没
6年11月21日 夫婦塚の田面に幅1.5m北東-南西方向に2本の亀裂発見。約26haの地すべり発生	7年4月16日 内務省による直轄施工開始。道路復旧工事。移動速度6cm/日と低下傾向。2月10日以降の大和川の河床隆起は稲葉山周辺で2.7m、丁田で6m、姥のガケで5m。
6年11月29日 旧関西線トンネル西口100mで亀裂。レール5cm隆起	7年4月10日 10日以降30日までに14日間降雨
7年1月16日 旧関西線トンネル西口より400m(ほぼ中央部)の区間で亀裂発生。井戸・溜池すべて漏濁。当時工事中の大和川左岸の旧道路が隆起	7年5月上旬 移動量加速。馬の背低地で南北方向の陥没拡大。大和川の河床再び隆起。累計隆起量16m。
7年1月22日 旧関西線は上り線のみ運転。旧トンネル東口より東方150mのレールわん曲。東口より西120mから西口トンネルまで鉄道隆起。稲葉山が東へ移動。市ヶ平と長尾で馬蹄形クラック発生。トンネル西口で1cm/日移動。姥のガケ付近で河床緩慢に隆起	7年5月29日 東西方向の大亀裂発生
7年1月31日 旧トンネル内の車輛限界10cmを残すのみ	7年6月6日 移動量、38cm/日
7年2月1日 関西線運転中止。トンネル西口付近の移動著し。地表部に亀裂。幅10~100m延長200mにわたって陥没	7年6月19日 旧トンネル西口真直。付近地ふくれ出し。旧トンネル延長上に井戸状陥没10ヶ所発生。河床隆起6m。右岸の南平は30m左岸方向へ移動。河道閉塞による上流浸水域は推定200ha。
7年2月2日 大和川の河床隆起継続	7年6月末日 旧トンネル延長上に井戸状陥没10ヶ所発生。河床隆起6m。右岸の南平は30m左岸方向へ移動。河道閉塞による上流浸水域は推定200ha。
7年2月3日 降雨。人家倒壊	7年7月1日 関西本線左岸に新線を着工
7年2月4日 旧トンネル西口直直。大崩壊。トンネル閉塞	7年7月3日 大和川の新川開削を決定
7年2月中旬 旧トンネル中央部崩壊	7年7月4日 移動量加速51cm/日。移動量の累計は南平・オ茶屋で31~33m、市ヶ平・稲葉山で13~14m。西部の移動が激しく東部の約2倍。
7年2月20日 地すべり移動速度35cm/日。河床隆起2m	7年7月末日 移動量12cm/日。以後次第に安定化に向かう
7年3月末日 河床隆起9.16m。大和川の新川開削を決定。3月31日の移動速度8cm/日	7年11月 大和川の新川開削工事完成。187万m ³ を排土
	7年12月 関西本線の新線が大和川左岸に開通

表2 - 昭和42年~54年の亀の瀬地すべり記録

42年2月14日	土山中腹。清水谷西側の田面に亀裂発生(新亀の瀬地すべりと称する)。42年の地すべり面積は52.6ha
42年3月上旬	トメショ山に亀裂発生。地すべりの全体が判明。幅200~300m。面積15ha。
42年3月下旬	峠地区で亀裂進展。馬の背ては川に向かって南下する亀裂発生。国道25号線隆起(150m区間で1.0~1.5m)。面積52.6haに拡大(うち清水谷地区が30ha)
42年4月1日	清水谷で5戸避難
42年4月下旬	累計雨量370mm。亀裂拡大24.5cm/日
42年6月8日	地すべり防止区域追加指定。大阪府73.54ha。奈良県9.05ha(実測値89.68ha)。うち耕地は52.45ha
42年6月下旬	移動量5~6cm/日に低下。大和川の河幅は250m区間にわたって約1m縮小
45年	水平垂直移動1~2mm/日。累積傾向は不明であるが定性的な伸-縮-伸-縮の傾向がある。国道は10mm/月程度の隆起沈降を示し累積傾向はない。清水谷で沈降4cm/年。国道25号線で隆起2cm/年程度
46年	
54年10月	昭和47年以降現時点まで、昭和6~7年に発生した亀裂周辺において微妙な変化が伸縮計等に表われているほかはとくに大きな動きはみられず小康状態が続いている。

●図表はすべて建設省大和工事事務所資料による(一部改変)

森遠

藤田 崇 = 大阪工業大学工学部教授

位置・規模

この地すべり地は、徳島県麻植郡木屋平村^{もりとお}森遠（徳島市の南西約40km）にあって、標高370~750m、平均勾配は24°、長さ(南北)約1,200m、幅約700m、面積80.6haを占め、四国地方の結晶片岩地域では最大規模を示す地すべりの一つである。周辺地域からみると緩傾斜地なので畑地や水田に利用され、50数軒の民家がある。

発生の歴史及び被害

現存する最古の記録は、慶応元年のものである。この時、地すべり地東部の3軒の民家が土砂で埋没している。その後、明治21年8月に地すべり地上部に数条の亀裂が生じ民家1軒が埋没、1軒が流出した。明治30年には地すべり地脚部にいわゆる末端崩壊がおこった。大正年間では、3年秋から地すべり地東部に活動がおこり、同5年には民家1軒が半埋没し、湧水を生じ、その後も活動がおとろえていない。また水田の陥没現象もみられた。

昭和13年には台風に伴う豪雨により、地すべりは活発となった。地すべり地東側一帯の他、地内のいくつかの場所で亀裂が生じ、1軒の民家は立退かざるをえなかった。地内の谷には小規模の土石流もおこり、数軒の民家が流出した。昭和28年秋にはやはり台風による豪雨により、地すべり地脚部の県道（川井 穴吹線）の沈下がおこり、昭和32年にはついに道路擁壁が崩壊した。その後も地内東側には小規模の亀裂、地盤の沈下などがおこり、家屋に被害を与えている。これらの諸現象をまとめて図1に示す。

本地すべり地全域は広大だが、地すべり活動部は、一辺が50~100m程度のブロックの滑動が主体であり、小規模な滑動は毎年のようにどこかでおこっている。このような地すべりブロックの活発な滑動地域は、地すべり地頭部及び東部であり、中央部及び西側は比較の変動が少ない。末端部は木屋平川に達しているため、溪岸侵食作用により、豪雨による木屋平川の氾濫のさいは、末端部に崩壊あるいはそれに伴う沈下現象がおこっている。県道での最大の移動量は2年間で10cmを記録した(昭和32年)。

地質

本域の主部は三波川^{さんぱがわ}結晶片岩帯に属し、南北二帯に分れるみかぶ緑色岩地域に地すべり頭部と末端部が位置している(図1)。本域の三波川結晶片岩は泥質片岩を主としており、一部薄い珪質片岩および塩基性片岩をはさんでいる。四

国東部の三波川結晶片岩帯の層序は表1のようにまとめられており、本域は^{かしだひら}榎平層に属する。走向はほぼ東西で、傾斜は南部で70°~80°、北部で200±でいずれも北へ傾斜する。みかぶ緑色岩類は、塩基性火山噴出物起源の緑色岩であり、三波川結晶片岩とは南帯のものはみかぶ構造線で接し、北帯のものは三波川結晶片岩の上位を見かけ上ゆるくおおっている。みかぶ構造線は幅数10mの破碎帯を形成し、本地すべり末端の東部を通過し、ほぼ東西に走る。

また本域には3本の断層帯が存在するとされている。下部のものが最も顕著で幅数mの破碎帯を有し、ほぼみかぶ構造線に平行に延びる。中・上部の2つの断層は東西方向の小規模のものであるが、一部で幅10mをこす破碎帯を有する。地すべり活動をなす岩屑層は、基盤の泥質片岩の礫を雑多に含む礫まじり粘土である。その厚さは基盤の形状、破碎帯などに規制されて変化に富む(図1参照)。集水井掘削中、この岩屑層より発見された木片のC¹⁴年代は、15,400±400年であった。

地すべり機構

本地すべりは構造的には受け盤型である。結晶片岩地域でも通常は流れ盤型の地すべりが多く、規模も大きい。本地すべりはその点異例であるが、地域内の東西性の3本の断層による基盤岩の破碎と大量の岩屑の生産、ならびに断層帯に沿う多量の地下水の供給が地すべり活動の主因と考えてよからう。岩屑層の滑動は断層帯付近が最も活発であり、地表面に急崖を形成する。移動速度は最近では最大1~2cm/月程度であって、かなり緩慢な滑動である。滑動状況からみて地すべり地塊はいくつかのブロックに分かれる。大きくは断層線により上・中・下部に、下部はさらに東西の2ブロックに分けられる。各ブロック内も100~200mのブロックで滑動している。

すべり面は、岩屑層が厚い場合、数m~10m、15~25m、30m以深に大別できる。は岩屑層の表層部、は主として岩屑層内、は岩屑層と基盤岩との境界部におおむね相当する。岩屑層が薄ければすべり面は1つになり、浅くなる。のような深部の滑動は降雨と直接の関係は稀薄である。

対策工事

滑動の主な誘因である地下水への対策を主とし、集水井及び排水ポーリングを実施している。地

すべり末端部の木屋平川の侵食に対して、護岸工事をなしている。

川井峠近傍地域の地すべり

森遠地すべりの東方約4kmの川井峠の周辺地域は地すべりの多発地帯である。この地域の地質図を図3に示す。地域の大部分は泥質片岩を主とする榎平層から成り、北部に珪質片岩・泥質片岩互層の野々脇層が分布する。南部は鮎食川断層を境にみかぶ緑色岩類とチャート・泥質岩体の秩父累帯剣山層群が分布している。

図3から明らかなように地すべりは泥質片岩(榎平層)に多発し、珪質片岩やチャートのような塊状硬質の岩体にはみられない。

次にこれらの地すべりの主滑動方向と結晶片岩類の面構造で最も顕著な層面片理面の傾斜方向との関係を示したのが図4である。層面片理面の傾斜方向に滑動する流れ盤型の地すべり(タイプ)が、その逆方向に滑動する受け盤型地すべりより多発するのは明らかであろう。なお層面片理面の走向方向に滑動する地すべりの大部分は、微褶曲の軸部の落ちの方向に滑動する(タイプ)。本域のみかぶ緑色岩類地域の地すべりはこの傾向が強い。

この地域の地表傾斜の頻度分布をもとめると、泥質片岩主体の榎平層では25°~40°、珪質片岩を有する野々脇層では35°~50°、みかぶ緑色岩類では25°~40°の傾斜を有する斜面が発達する。しかし、地すべり地の大部分の地表傾斜はいずれの岩体でも25°~30°を示す。

地形発達史

これらのことを総合して本域の地形発達史を図5のように考えた。隆起運動がおこって山地が、原地形 小起伏 大起伏という一連の発達過程をたどるとすれば、地表傾斜は次第に大きくなり、岩質・構造および先行谷のような外来営力によってある特定の方位をもつ斜面が発達する。それに従って風化・侵食作用によって生じた岩屑層は、榎平層やみかぶ緑色岩類のような岩体地域ではタイプ及び のような地すべり滑動によって下方移動をおこし、斜面傾斜は25°~30°に保持されて、流れ盤型地すべりが発達する。一方、野々脇層のような岩体地域では、斜面は25°~30°の傾斜帯を越えて地形はさらに急峻になり、その段階でいわゆる崩壊や落石による侵食が優勢となる(図中のRの斜面)。第四紀後半の内陸部の隆起運動は、このような地形発達を促進させた。

図1・図2の地層の凡例

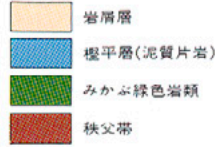


図3Aおよび図3Bの凡例



図1 - 森遠地区地すべりと地質平面図 <中川, 1969>



表1 - 徳島県東部三波川結晶片岩層の層序 <通産省, 1971>

地層名	変成様式	層厚(m)	岩相
川田層		1,100+	厚薄の塩基性片岩と泥質片岩の互層, 珪質片岩を伴う
高越緑色片岩部層	点紋帯	160~250	厚い塩基性片岩よりなり, 藍内片岩にとむ, 一般に紅糜石珪質片岩を伴う。
	下部層	500~630	主に塩基性片岩・珪質片岩・泥質片岩よりなる。
椋平層		150	泥質片岩を主とし, 珪質片岩, 塩基性片岩を多少挟む
野々隠層(焼山寺層)	無点紋帯	120~180	主に塩基性片岩よりなり, 連続性比較的良好的, 珪質片岩, 泥質片岩, 時に薄い砂質片岩を伴う
古宮層		600+	泥質片岩が卓越し, 塩基性片岩, 珪質片岩, 砂質片岩をしばしば含む。(スタイルブノメラン珪質片岩がしばしば存在する)

図3A - 川井峠付近地質図

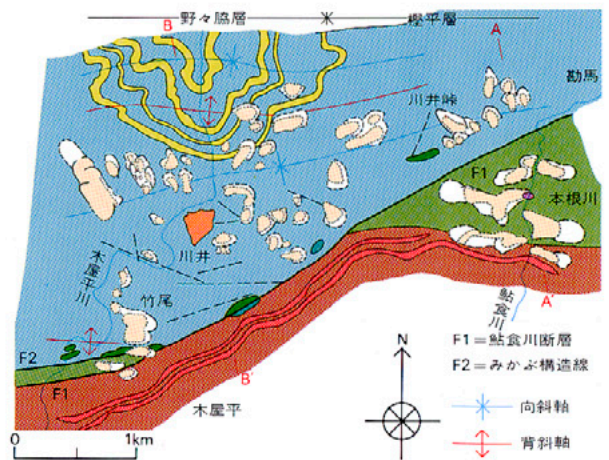


図3B - 地質断面図

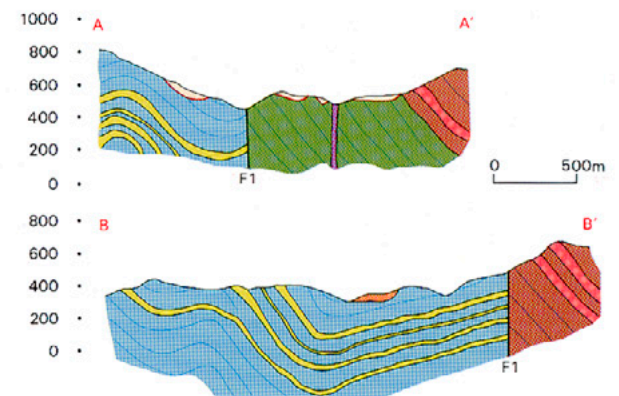


図2 - 推定地質断面図 <Y-Y'線>

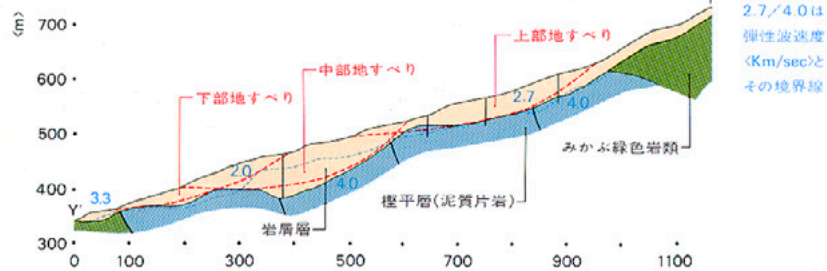


図4 - 層面片理面の傾斜方向(D・P)と地すべりの滑动方向とのなす角と、地すべり地の数との関係

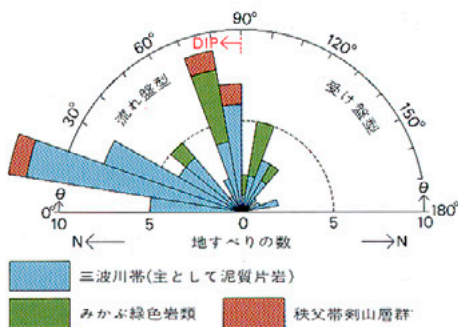
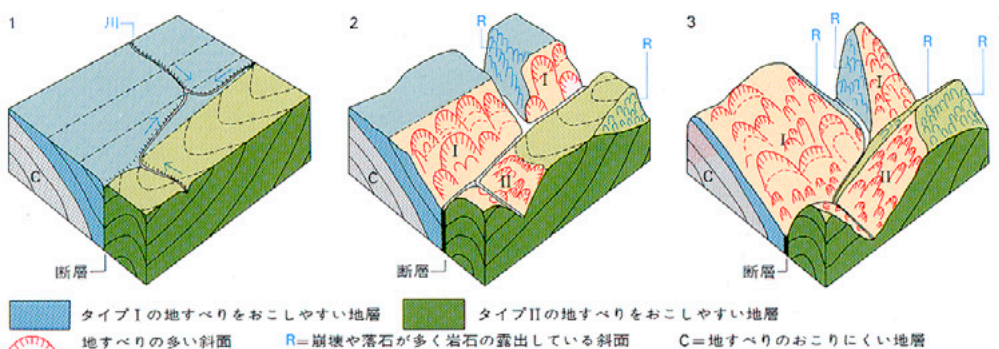


図5 - 地すべり地形の発達模式図 <1・2・3の順序で地形変化>



鷲尾岳・平山

大八木規夫 = 国立防災科学技術センター地表面変動部防災研究室長



長崎県北部から佐賀県西部にかけては、上越・北陸地方や四国山地につぐ地すべり密集地帯で、北松浦半島を全面的に覆う事から、北松地すべり地帯と呼ばれている。この地帯の地すべりは、さきの二地帯のものとはいささか趣きを異にしている。

上越・北陸地方の地すべりは、泥質岩からの崩積土、風化帯でのクリーブあるいはすべり、また半固結層でのスランプ（回転すべり）で代表され、四国地方のものは、結晶片岩・準片岩などからの岩屑層の中での小ユニットのクリーブが主である。北松地帯では、厚く広大なブロックが地層に平行な流れ盤すべり、あるいは地層傾斜に逆方向への中規模な受け盤回転すべりからなり、地形的にも周囲の不動域からは極めて鮮明な違いを示している。このような特徴は、北松地域における地質層序と地質構造を反映したものである。本地域は漸新世から中新世にいたる数十枚の輪廻層からなり、この上に不整合に八ノ久保礫層を挟んで、中新世最上部の北松玄武岩類が覆っている。一輪廻層は礫岩ないし粗粒砂岩から始まり、細砂、砂泥互層、泥岩にいたるほぼ規則的構成を持つ。その厚さは15mないし40mで、そのうち砂岩は1/2から2/3を占め、よく固結している。泥岩部分の上部には炭層が狭在している。炭層の厚さは層準によって異なり最大2mで、厚いものは稼行されていた。炭層の上下、あるいはその中に凝灰岩源の粘土層が狭在しており、これがほとんどモンモリロナイト系の粘土鉱物からなっている。しかし、炭層を挟む上下の岩層は、緑泥石とイライトからなり普通の碎屑岩と異ならない。地表近くにおいて、滲透水の供給を受け加水・膨潤した粘土層は、すべり面へ発展しやすい。ある厚さと広がり組成を有する粘土層を狭在する炭層が、すべり面層準となっている。なお玄武岩類下底部や玄武岩類中にも粘土層や古期風化帯が狭在し、それらをすべり面とする地すべりも存在する。

厚く丈夫な砂岩層と薄い粘土層、緩やかな地層傾斜、第三系への通常の侵食作用を妨げる玄武岩類の帽子岩、これらが図1(19p)にみるような多数の大規模な地すべりの発生をもたらした地質的要因であろう。玄武岩の抗侵食性は、数万年前に発生した地すべりの地形をも保存している。北松地帯でもう一つ重要な事は、ここが良質の強粘結炭を産した佐世保炭田であって、

第二次大戦中や戦後日本の復興期に貴重なエネルギー供給地の一つとして、大規模に稼行されたことである。当地帯には、無数の大小さまざまな地すべり地形が存在するが、これはおおむね数万年もの長期間に発生したものであった。現在活動中のものの多くは、昭和25年以降35年頃までに発生したもので、それとこの地域からの出炭量との関係は、一概に否定しえないものがある(図2)。

鷲尾岳地すべり

鷲尾岳地すべりは、流れ盤の基岩すべりである。これは佐世保市北北西3.5km、江迎川左岸に位置し、地すべりの末端部には国鉄松浦線を載せ、また、この地方の幹線国道204号線に迫っている。もしも地すべりが数10m動けば、交通を途絶させ、上下流に水害をもたらすであろう。

発生

1950年春、この斜面を横切る山道に亀裂が入った。同年夏には、尾根近くに横に走る亀裂が入ったが、これから滑落崖が発展する。翌1951年3月には国鉄松浦線の線路が川の方へ押し曲げられた。1953年から1957年までの間に、地すべりの輪郭をなす亀裂群がほぼ繋がって変動域の全貌が明らかになった(図3、図6)。1974年現在までの総移動量は約11mで、北松地域の中でも小さい方である。この地すべりの移動は、降雨量が2~3日で100mm以上に達したときに開始している。移動方向はN5°~10°Eで、移動量は1959年頃までは年間1m以上であったが、1960年頃から次第に減少し、1969年以降は年間10cm以下に抑えられた。移動速度は遅く、すべり面での剪断変位計による測定では、1970年7月8日に毎分4mmの値が得られている。

規模

鷲尾岳地すべりは、上部では幅が狭く200m、下部では550mと広がり、奥行980mとやや狭長な平面形をもっている。滑落崖から末端までの全比高240m、平均傾斜は14°とやや中傾斜である。地すべり移動体の体積は $12.5 \times 10^6 \text{m}^3$ に達し、そのほとんど全部が削剥域に残存している。この意味でもこの地すべりは、災害のポテンシャルの大きい地すべりである。

被害

移動速度が遅いため人的被害はない。しかし、地すべり中部東側にあった民家2戸は、地盤に亀裂が入ったり不等移動により歪んだため移転した。田畑山林や公共施設の被害予想額は1952

年の積算で1,878万円とされていた。国鉄では松浦線のこの地すべり区間約500mを除く区間とし、地すべり移動のたびに線路の補修調整を行わねばならなかった。

地質と地すべりの構造

鷲尾岳地すべりの地質は、前述の輪廻層からなる中新世柚木層上部とこれを不整合に覆う玄武岩類で構成されている(図4、図6)。すべり面は、一部をのぞき柚木層の中のC37c炭層に発達しており、地層面に平行である。すべり面の深さは上部で80m、中部で40m、下部で20~10mと次第に浅くなる。すべり面の形は北へ凹状に弯曲しながら、斜面上部で15°、下部へ8°の傾斜をもって江迎川左岸に接近し、ここでC37c炭層から分離して北へ切り上る破碎帯となり、地表へ達する(図3・図6)。主すべり面が発生しているC37c炭層は厚さ20cm程度で、この中にモンモリロナイトからなる薄い粘土層を2~3枚挟んでいる。すべり面は、これら粘土層の中か、粘土層と炭層との境界面に存在していた(図5)。

鷲尾岳地すべりの構造は、変動前の地質構造と地形とをよく反映している。巨視的には北へ凹に弯曲した曲板状の流れ盤すべりであり、不動域の岩盤と連続的な左側(西側)下部を除き明瞭な輪郭構造を持っている。下部左側での不動域との連続性は、そこに地層面にほぼ垂直な軸をもつ回転性のすべりを表わしている。

地すべりの要因

1949年頃から、当地区の地下約300mと400mの炭層が掘削された。斜面中腹の亀裂は翌年春には発見されている。1969年頃の地すべり調査坑での観察では、地表面の開口亀裂は、意外にも、すべり面より下位には連続していなかった。しかし、これは次の考えを否定するものではない。地下掘削部の上の地層に僅かでもたわみを生ずると微小な亀裂を多数発生させ、地層の渗透性が局部的に著しく増大する。降水・地下水は、容易に炭層(この場合C37cの粘土層)に達し、モンモリロナイト質粘土を湿潤・膨潤させて剪断強度を著しく低下させる。

対策工

主な対策工は、延長2,674mに達する排水隧道による移動域内外の地下水排除である。これによって、降雨直後から毎秒数10に達する排水がなされ、地すべりの移動量も1969年以降は10cm以下に減少した。

図3 - すべり面等高線と輪郭構造

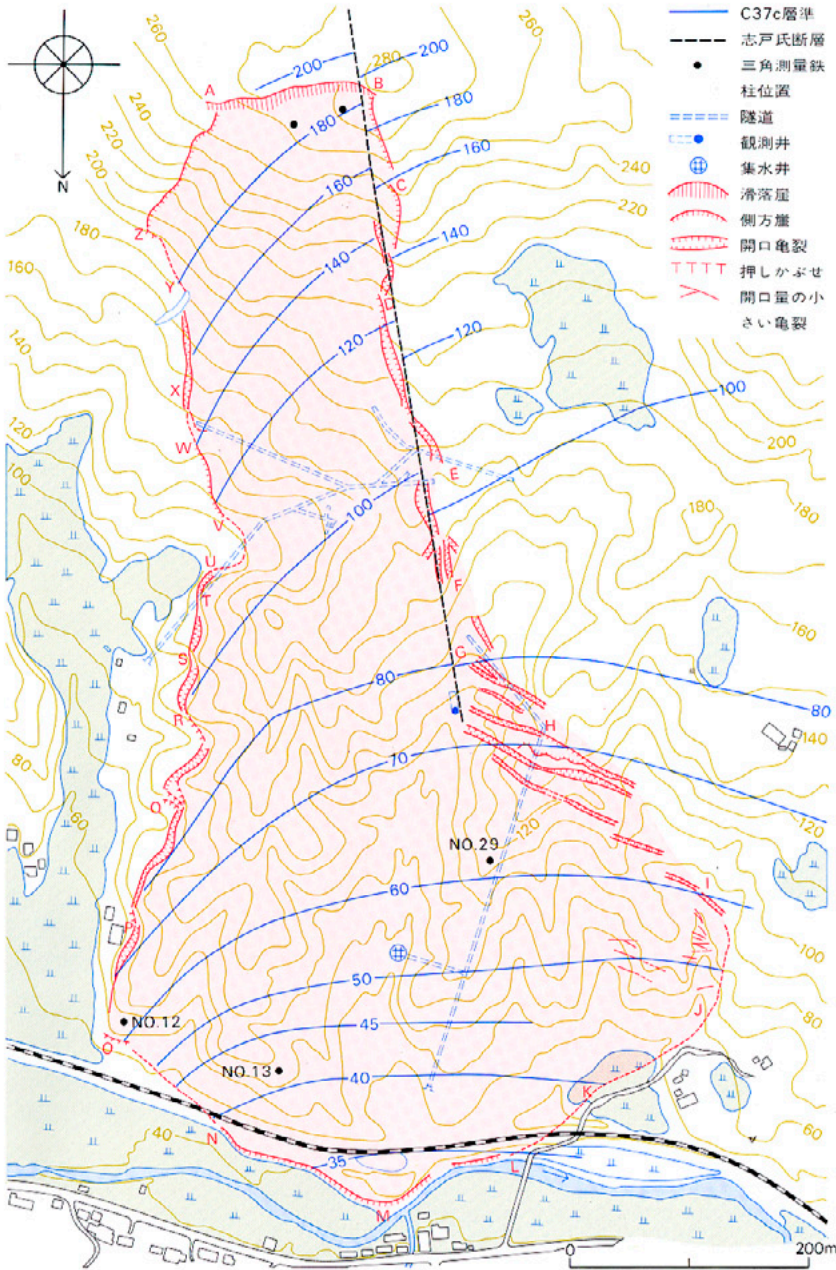


図6 - 鷲尾岳地すべりブロックダイアグラム

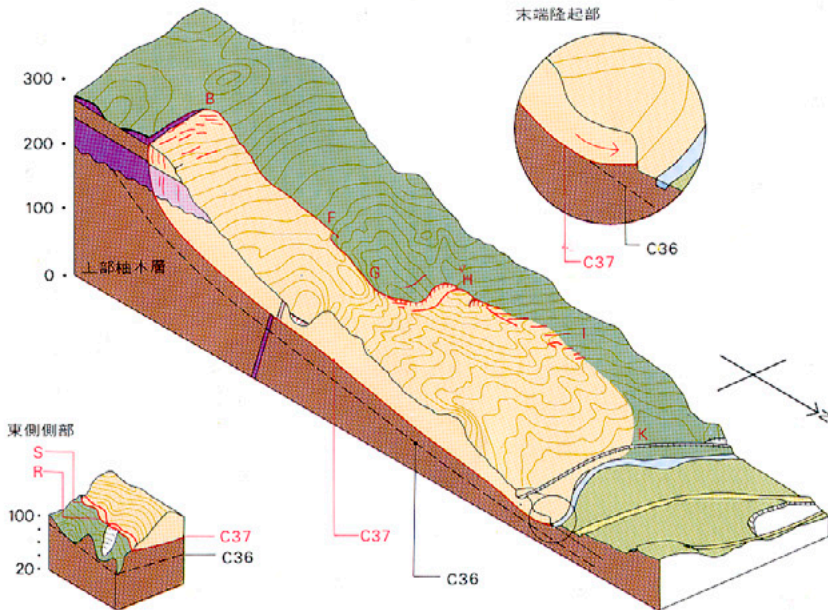


図2 A - 地すべりの年次別発生(発見)箇所数(暫定的集計値)

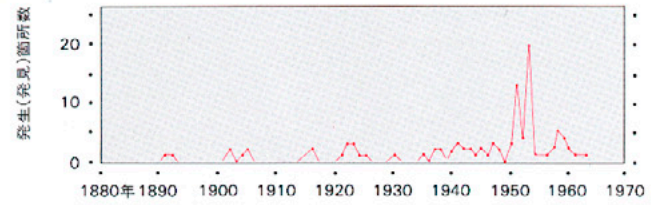


図2 B - 出炭量年次変化

〈図2A・Bとも国土地理院, 1970〉

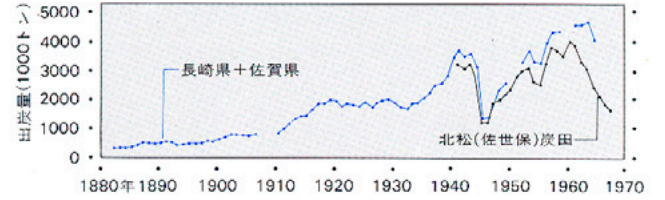


図4 - 鷲尾岳地すべり地区地質柱状図

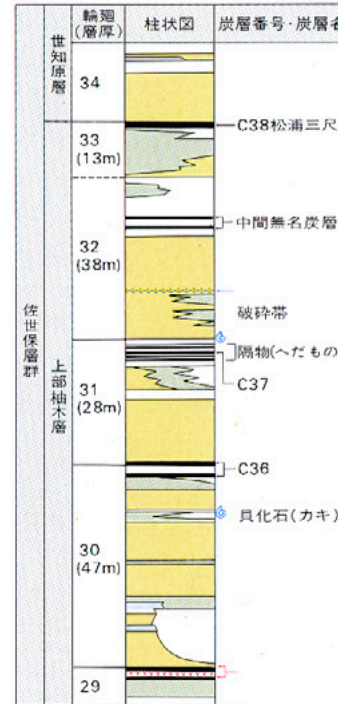


図5 - C37cの地質柱状図

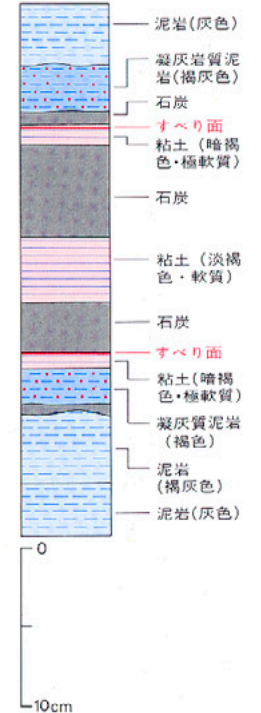
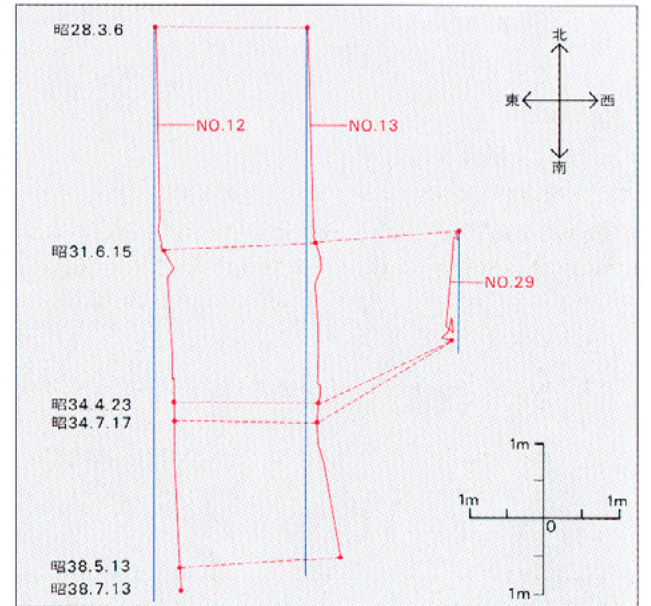


図7 - 三角測量による鉄柱の移動量



平山地すべり

平山地すべりは佐世保市北北西10km、鷲尾岳地すべり南東4kmに位置する流れ盤の基岩すべりで、移動には回転成分がなくVarnes(1978)のTranslational slideにあたる。それは表紙写真のように山が裂けた異様な地貌を呈している。

発生・規模・被害

1960年11月頃、愛宕山麓の井戸水が枯渇し、また水田に供していた湧水が減少した。1961年6月には地すべりの脚部線上に亀裂が発生し、水田の一部が隆起、決壊し始めた。1962年7・8月の集中豪雨によって、高峰川、長谷川に面した山腹(地すべりの一部)が部分的に崩れた。1963年9月、愛宕山(270m)山頂付近を北西南東に走る2筋の平行亀裂が発生、その間が地溝状に次第に陥没して、1964年3月までには見かけ上36mも沈下した。しかし、実際の地すべり移動塊の主な動きは北西、北東および東へ3ユニットに分離して伏角4°程度の水平に近い移動であった(図9)。1965年以降の空中写真には北西・南東、南北および東西の3方向に走る幅広い亀裂・地溝帯が明瞭にみられ、3ユニットに分離した状況が読みとれる。1962年8月から1967年7月の5年間に空中写真が4回撮影され、それらから地上の同一対象点について写真計測された結果、中央部が北東へ最大110m

移動したが、そのうち100mは1966年までに動いた事が明らかになった。すなわち同年まで年間平均25mも移動した。最近の移動量は30cm/年以下に減少している。地すべりの規模は最大幅960m、奥行760m、深さ最大140m、平均40m、面積56ha、体積 $19 \times 10^6 \text{m}^3$ で、これは北松地帯で戦後活動した地すべりの中では最大規模である。地すべり周辺の集落や農耕地では、家臣破壊23戸、山林17.5ha、水田29ha、畑等13.5haに被害を生じた。住民は対岸などの不動地域へ移住した。

地質

平山地すべりは鷲尾岳地すべりの層準よりも上位の世知原層(中新世)と、その下に不整合に載る八ノ久保層および北松玄武岩類からなる。世知原層はここでは3°~5°と極めて緩やかに北西ないし東へ傾斜し、愛宕山頂下付近より北方へドーム状構造をしていると考えられている。世知原層は7層の輪廻層からなり、平山地すべりのすべり面はその中央の輪廻層に狭する炭層C42(第1鱗状)に発生している。C42も石炭層は数cmと貧弱であるが、凝灰岩層の厚さは数10cmに達する(図10)。それらも粘土層というべきもので、主としてモンモリロナイトからなっている。地すべり移動体はこの層準の上で地層面にほぼ平行に移動している。図8に

おける放射状の移動方向は、前述のドーム状構造を反映したものであろう。この地すべりのすぐ北方にある佐々療養所の載る緩斜面は同じC42層準の地すべり跡地と見られ、また、東方にある五蔵岳NWの大規模地すべり地形もこの層準をすべり面とするものと考えられている。

地すべりの要因

平山地すべりのすべり面の下位80~120mに松浦三尺と呼ばれる良好な炭層があって、1960~1962年に採掘された。そしてすぐ、1960年11月に地すべりの初期的兆候が現われ、前述のような経過をたどった。地下における採掘開始から変動が現われるまで一年半以内である。井戸水の枯渇や湧水の減少は、岩盤内の亀裂の激増とこれによる地下水の下位の地層への浸透を意味しており、脚部付近の亀裂発生は、地すべり移動が始まっている事を表したものである。岩盤内の亀裂増加は、地下採掘による上位地層のたわみによるものとする。

対策工

地すべり周囲の不動域からすべり面下位の砂岩層中に排水隧道が掘削され、これから穿った斜排水孔群によって地下水排除が行われている。その他、脚部線付近で鋼管杭打工が行われた。これらの結果、移動量は年間30cm以下に低減されている。

図8 平山地すべり平面図

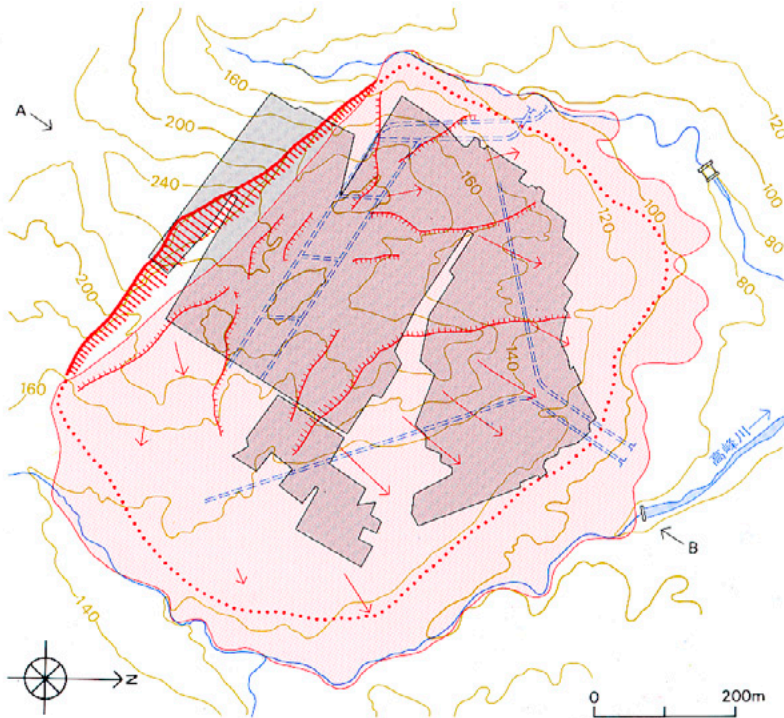
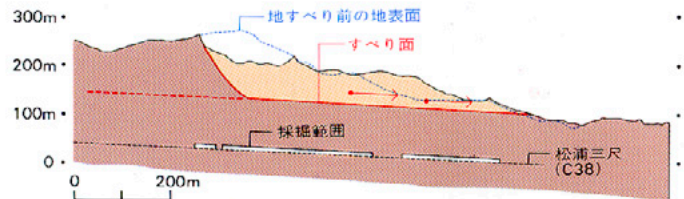


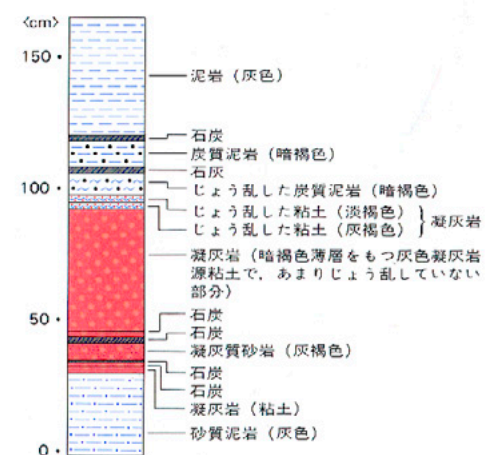
図9 平山地すべり断面図



<図8の凡例>

- 変動域輪郭線
- 1962~1967年間の変動ベクトル
- 脚部線
- 排水隧道
- 滑落帯
- 亀裂崖線
- 松浦三尺(C38)採掘範囲

図10 すべり面発生層準の地質柱状図








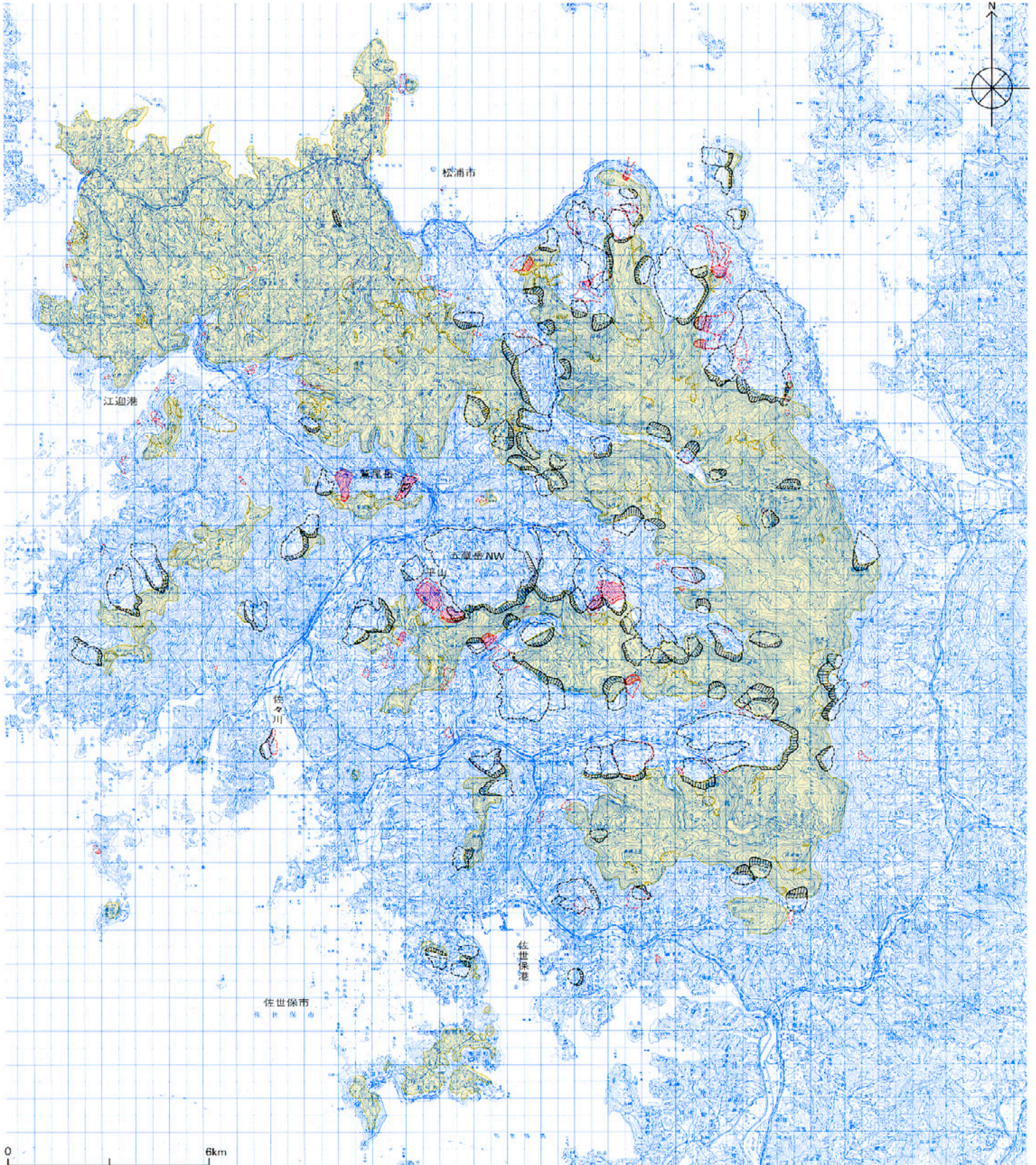
-  過去に形成された大規模地すべり地形の前斜域
-  既往の運動量が小さいと考えられるもの
-  最近の顕著な地すべり変動地
-  最近の微弱な地すべり変動地
-  玄武岩基岩分布域

図1 北松地域大規模地すべり地形分布図

<羽田野・岡部・渡辺・古川, 1973. 防災科学技術総合研究報告第32号付図を簡略化>





注1 = 皆神山：約 35 万年前に噴出したとみられる角関市安山岩から成る溶岩円頂丘。松代町の東方に独立してそびえる。標高 642.6m、底面の直径約 1.2 km。
 注2 = 第1 = 1965 年 11 月中旬、第2 = 1966 年 3 月 ~ 4 月、第3 = 1966 年 8 月 ~ 9 月、第4 = 1967 年 2 月。
 写真1 = 滑落直後の状況(1966 年 9 月 18 日撮影)。

地震にともなって地すべりや崖崩れが発生することはよく知られているが、地震の際は直接の震動だけでなく、これにともなって種々の地盤変動や地下水変動がおり、これが地すべりの引き金になることもある。ここではその種の一例として、松代群発地震にともなって発生した牧内地すべりの概要を紹介する。

松代群発地震

1965 年 8 月 3 日気象庁松代地震観測所(長野市松代町)の感度 10 万倍の国際標準地震計に微小地震がとらえられて以後、日を追って回数を増し、1968 年 3 月末までには 680,543 回というぼう大な地震が記録され、うち有感地震回数 61,761 回に達した(図1)。これが松代群発地震である。この地震は長野市松代町皆神山(注1)附近を震源とするもので、個々の地震の規模は小さく、マグニチュードの最大は 5.2 であり、震源の深さも大部分が地表から 10 km 以内にある浅いものだった。しかし、期間が長く、回数が多い点で従来あまり例のなかったものであり、地震動の累積により種々の被害が発生したことが、その特徴となっている。この地震には 4 回の特に活動の激しかった時期(注2)があり、その各々を第1 ~ 第4 活動期とよんでいる。

地盤変動および地下水異常

この地震にともなって長野市東方山地には、種

々の地盤変動が観測されたが、その結果では、皆神山を中心にしてその北の地塊が北西へ、南の地塊は南東あるいは南西へ移動しており、全体に東西方向に圧縮され、南北方向に引きのばされていることがわかった。

この地盤変動と地震動により多くの地割れが発生したが、その主なものは第2 活動期の 1966 年 4 月に発生し、第3 活動期の 8 月以後急激に拡大した。これらの地割れには表層地盤の地すべり的な動きに関連してできたものと、基礎岩盤の断層(地震断層)に沿う移動に関連してできたものの 2 種類があった。後者の主なものは、皆神山の北方に北西から南東へ雁行状に発生し、左横ずれの移動を示した(図2)。これらの地盤変動のほか附近の温泉の湧出量と温度に異常がみられ(図3)、また 1966 年 4 月以後東部の山地では、地下水の涸渇する所が各地に出てきた。一方、平地部では 5 月頃から地下水位が上昇し、新しい湧水が各所に見られ、これも 8 月以後著しくなった。これらの湧水の中には、炭酸ガスと塩素分を多量に含む特異な水質のものがあり、これは、通常の砂礫層中を流動している地下水や岩盤中の割れ目を通して移動してきた天水性のものではなく、地下深部から押し上げられたものと考えられた。この湧水量が極大に達したとき、皆神山東方の山腹に崩壊性の地すべりが

相ついで発生したのである。

牧内地すべりの概況

牧内地区は前述の雁行状亀裂が東方山腹につき当る所にあり、上信火山帯と一連の山々の西山麓にあたる。山麓の崖錐とここを流れる藤沢川の扇状地の複合した位置にあり、西と北に傾斜した斜面上に部落 40 戸が並んでいる。この附近も 8 月 28 日以後多くの地割れが発生し、同時に湧水がみられ、特に 9 月 15 日以後、地割れは部落上方で馬蹄形状になり、拡大の一途をたどった。そして 17 日 14 時 5 分、衆人監視の中で滑動をおこしたもので、2 回にわたるスランプ状の滑動により幅 150m、長さ 200m、約 40 万 m³ の土塊が写真 1 のように移動したものである。滑落崖下には多量の湧水が湧出して池になり、これが泥流状に押し出す時は被害を大きくするとみられたが、応急開削の結果、それ以上の被害はまぬがれた。しかし 11 棟の家屋倒壊をおこしている。

この地すべりは、山麓の崖錐中に発生したものであり、滑落後被圧地下水が開放されてからは周辺の地割れの拡大もなくなり、湧水量も次第に減少して安定化した。明らかに地震にともなって湧出した深部地下水の圧力によってひきおこされた特異な地すべりであるといえる。

図1 - 有感地震発生回数 <長野市松代町 1965年8月 - 1967年10月>

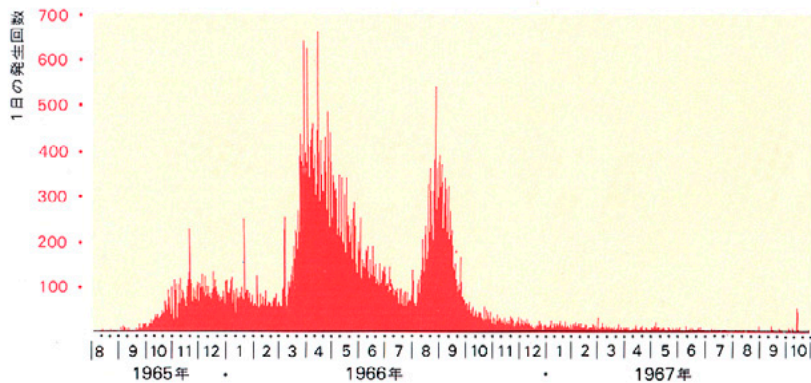


図2 - 皆神山北方の地割れ発生状況図

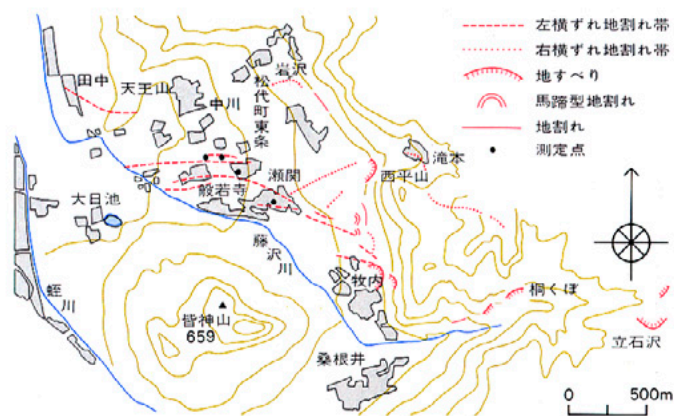


図3 - 加賀井温泉湧出量・温度変化図 <春日 功氏による>

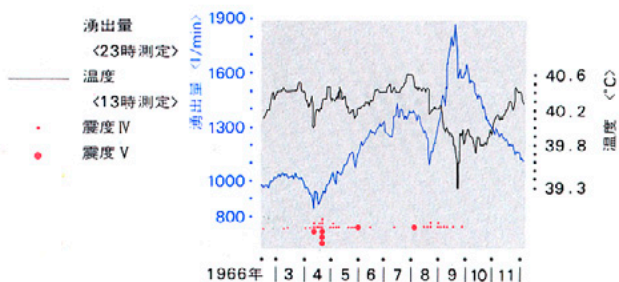


写真1

見高入谷

大八木規夫 = 国防災科学技術センター地表変動防災研究室長



1978年伊豆大島近海地震(M7.0)は、1月14日12時24分、大島西方10kmで発生した。震央から20km西に位置する東伊豆町、河津町、湯ヶ島町等に死者25名、負傷者205名の人的被害を、また家屋、道路、鉄道、水道施設等に多大の損害を与えた。東伊豆町稲取付近には、海岸から西北西へ延長4kmに達する地震断層が生じた。ところで犠牲者はすべて地震動を誘因とする崩壊によるものであった。とりわけ河津町見高入谷七廻りの崩壊は、一瞬にして7名の命を奪う激裂なものであった。その後の調査によって、この崩壊はそれまで重視されていなかったタイプのものであって、火山国でもある日本では極めて重要なものであることが明らかになった。現場は河津町田尻川上流部右岸側の東南東むき斜面で、崩壊の規模は全長335m、最大幅160m、削剥域体積約4万m³であった。現場から100m下流対岸の住民は強震動が止むと、直ちに戸外に飛び出して見たら、その時すでに対岸の斜面は滑り落ちてしまった後だった。斜面下部には住宅が4戸あり、在宅中の7名は全員犠牲になった(図3・図4)。この崩壊で注目したい事は削剥域(崩壊源)と押出堆積域との区別が比較的明瞭なことで、削剥域の傾斜が24°、また冠頂から崩土の到達した先端までの傾斜は15°とかなり緩やかなことである。それまで行政的

に危険斜面として注目されていたものは30°以上の斜面であり、ここに盲点があった。今回の地震による他の崩壊と見高入谷の場合を、傾斜と移動距離について比較すると、見高入谷とその周辺のものとは緩やかな傾斜の割には移動距離が際立って長い(図1)。この様な特徴をもたらした要因は、斜面の地質構成にあると思われる。斜面の地質構成
問題の斜面は東伊豆単成火山群の一つとみられる大池・小池の東方に位置し、地質は上から表層土(図2の①以下同様)、褐色ローム、黄褐色スコリア、暗灰色スコリア、含スコリア褐色ローム、湿潤で軟質の暗褐色ローム、褐色ローム、褐色スコリア、灰色スコリア、灰色粗粒スコリアと続き、下限はこの斜面では確認できない。すべり面は、暗褐色ロームに発生したと考えた。その理由は、災害後の調査で削剥域に今回の崩壊土の下にはほぼ全面的に暗褐色ロームの一部が地山として残存しており、その表面には土塊の主移動方向とみられる南東へ明瞭な条線が着いていたからである。移動体は厚さは3~4mで、その下位半分を構成する二種のスコリア層、からなり、西北西3kmにある鉢山砕削丘から噴出し降下堆積したものと考えられている。鉢山も玄武岩質の東伊豆単成火山群の一つである。同火

山の活動期は5千年前から5万年前の間とされている。スコリア層は、粘土による弱い半固結の状態であった。
地震動を受けた斜面の地層は、暗褐色ロームで破断し、斜面を滑落し始めた移動体は下位の層準から逐次剥ぎとられ部分的に礫状・粒状となり、上位の表土層、ローム層、や樹木を載せて流下した。地震直後にこの斜面付近から黄色の砂煙りが昇るのが目撃されており、移動層の一部は乾燥状態であったと推定される。地震発生前の降雨量は1ヵ月間ほとんど0であり、スコリア層は乾燥していたと推定される。この斜面から西北西5.5kmまでの間に、これと類似した崩壊が十数個発生している(図5)。それらの削剥域の傾斜は24°で、これ以上急な斜面には発生していない。その原因は急斜面上ではスコリアが堆積安息角を越えるか、堆積しても雨水による侵食を受けやすいためであろう。1968年十勝沖地震によって震央から200kmも離れた八戸市や五戸町で、軽石層に覆われた10°ないし20°の緩斜面で崩壊が多発した。この場合、地震前日までに200mmに達する大雨があった斜面構成層は飽和状態であったため、地震ですべった移動体は泥石流状になって住宅や田畑を襲った。若い火山砕屑物に覆われた斜面は、このように緩斜面であっても危険な場合がある。

図1 - 削剥域の傾斜と移動距離の関係

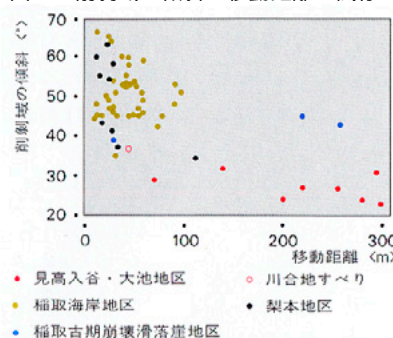


図5 - 見高入谷七廻り・大池周辺の崩壊

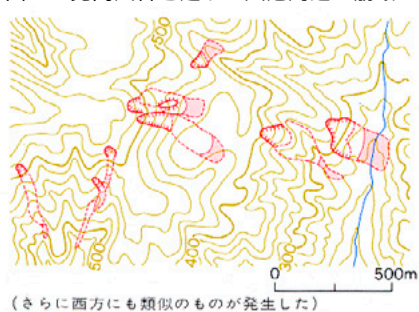


図2 - 地質柱状図

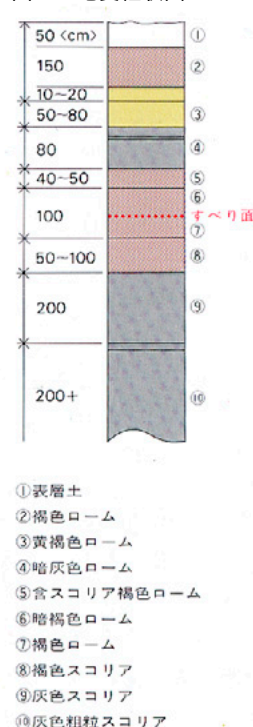
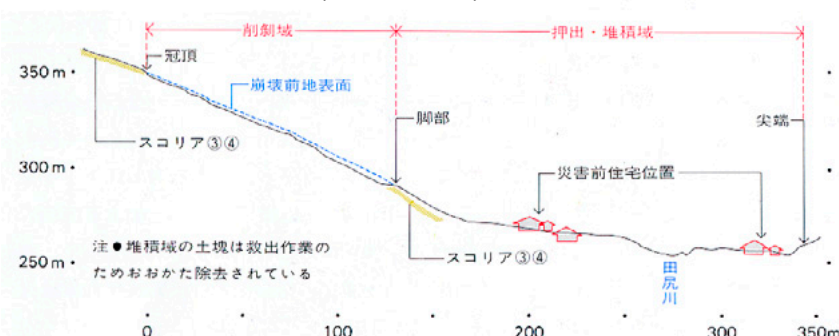


図3 - 見高入谷地区崩壊平面図



図4 - 見高入谷地区崩壊断面図(図3のA-A断面)





奈良尾

斎藤 豊 = 信州大学教育学部助教授



地すべり発生の経過と滑動状況

昭和51年10月6日、長野県上水内郡信州新町奈良尾地区に発生した地すべりは、長さ700m、幅150~200m、その移動土塊量は約300m³万に達する大地すべりである。

奈良尾地区には中奈良尾と上奈良尾の2つの集落があるが、これを結ぶ道路は古くから下林山とよばれる尾根の北斜面にあった。だが、冬期間は、急勾配のうえ、積雪が多いため、車の通行が不可能な状態であった。このようなことから、昭和47年3月に、延長670mの農道が下林山の南斜面に建設された。しかし開通直後の昭和47年7月、つづいて48年8月に、図1に示したA部分が崩壊した。さらに昭和49年7月にも、降雨により、農道はA部分を含めて80mにわたって崩落した。このため、昭和50年3月に奈良尾地区全体を地すべり防止区域に指定し、鋼管杭53本と井桁工の併用による本格的な復旧工事が開始された。ところが昭和51年4月頃から、施行した鋼管杭が主動土圧を受けて傾斜し浮いてくる状態となったので、その杭の補強工法が検討されていた矢先、今回の大地すべりが起こったのである。

奈良尾地すべりは1つの尾根全体が滑動する形で発生した。発生当初は、地区内に亀裂が無数に生じ、それが落差をともなって急激に拡大した。また地すべり頂部の滑落崖は、移動の激しい所では30cm/日の落差を示した。地すべり地内の地表面移動の観測には、長野県では初めて光波距離計が用いられた。この観測は昭和51年10月19日から開始され、10月中は毎日行なわれたが、しかし11月に入って、移動速度が大幅に減少したため、5日間隔で、昭和52年1月30日まで継続した。その結果では、地すべり地内の各所に生じた水平移動量は約100日間に4.7~6.7mに達している。図1には、光波測量による移動量と方向をベクトル的に表示してある。これによれば、地表の移動方向はほぼ東西方向を示し、地すべり末端の崩壊部では南西に向っている。光波測量は、現在、1ヵ月ピッチでおこなわれているが、最近の計測によっても、地すべりの主滑動方向はほぼ東西方向である。

この奈良尾地区に発生した地すべりにより、地区の住民15戸55名は、51年10月8日、近くの旧信級小学校に強制避難させられた。その後、家屋は倒壊あるいは修復不能な状態となったため、52年12月、過疎地域集落整備事業により、住み

なれた生地を離れ、国道19号線沿いの魔道地区に集団移転している。

地形・地質

奈良尾地すべり地の周辺には、800~850mの平坦な尾根や平頂峰で代表される侵食平坦面が発達する。この地形面は、高位段丘面より古いという意味で大峰面とよばれている。1,000mをこえる大姥山や長者山は、この大峰面上に突出した残丘である。図2は、谷幅を400mで埋めた復旧図に空中写真により判読された旧地すべりを投影したものである。この図から、旧地すべりは大峰面の縁辺部や残丘のまわりに集中して発生している状態がよくみられる。

地すべり地には、計25本の調査ボーリングが実施された。この結果、地すべり地の地質は、下から、新鮮岩盤、風化岩盤、旧地すべり土塊および新崩土に大別される(図3)。岩盤は主に灰ないし暗灰色の細粒~粗粒砂岩からなる後期中新世の権田層である。走向はN70°E、傾斜はNW25°~30°をしめし、地すべりの方向は岩盤の走向にほぼ一致する。岩盤の表層部は風化して全体に脆い軟質岩となっており、ひずみ測定の結果では、この風化岩盤中にすべり面が集中的に発生している。旧地すべり土塊は強風化して茶褐~黄灰色を呈する。厚さは地すべり頭部で薄い、下部では30~50mに達している。新崩土は未固結の礫・砂・粘土からなり、地すべり頭部、中部の地形的に窪地をなす所に厚く発達する。

各ボーリング毎に、風化岩盤面の標高を求め、これをもとに、風化岩盤面の形態を等高線で表わすと(図4)、中奈良尾に680~700mの平坦面が復元される。B-13、15では、風化岩盤面上に厚さ1.5~2.0mのベニアレキ層をのせることから、この平坦面は侵食面(高位段丘面)である。以上から、高位段丘面の形成直後に、背後の大峰面がマス・ムーブメントをおこし、大量の地すべり土塊を高位段丘面上に堆積させたものと考えられる。奈良尾地すべりは、この旧地すべり土塊が、風化岩盤中にあらたに形成されたすべり面に沿って再滑動している、一種の岩盤地すべりである。

地すべりの原因

奈良尾地すべりの主滑動方向はほぼ東西方向である(図1のA-A'方向)。しかしこの方向は、地質断面図(図3)から見られるように、地すべり末端部ですべり面はほぼ水平である。また

この上に受働土圧となる厚さ50~60mの土塊がのっている。したがって、この方向はすべり難しい方向と推測される。むしろ図1のB-B'方向が、斜面の勾配が急傾斜であり、さらにこの方向に沿って風化岩盤中に谷地形が認められることから滑動しやすいとみられる。ちなみに、安定解析した結果では、A-A'方向よりB-B'方向ですべりやすいことを示している(川上、1978)。では何故、このすべり難しい方向に地すべりが発生しているかについては現在のところ、未だ解明されていない。奈良尾地すべりをもたらした要因としては、基盤内の間隙水圧、斜面形態の変化、構造歪の作用の3つが挙げられよう。そして、これらの要因が複雑にからみ合っ

対策工事

奈良尾地区では、図5に示したような対策工事が立てられ、昭和51年度から実施中であるが、とくに地すべり対策として、地下水排除に最重点がおかれている。

地すべり地内の地下水は、その追跡調査によって、尾根沿いの主要な流路と、南側のせん断亀裂沿いの流路が確認されている(図1)。地下水位の全体的な変動は、11・12月に低下した後、融雪期に上昇し、その後徐々に低下するが、再び融雪期に上昇している。図6には、B-18の水位とトランジット観測点A-3の変動量を対比して示した。この図から、水位の変動は5m程度でそれほど大きくないが、移動量には大きな影響をおよぼしていることが考えられる。したがって、この地下水の供給を断ち、また、供給された地下水を排除するため、これまで横孔水抜ボーリング(4,400m)、集水井(17号)および1号排水トンネル(L=230m)が実施された。だが、集水井は概して湧水量が小さく半ば空井戸となっており、トンネルの集水量も当初は45/minに達したが、現在は20~30/minと低下している。また、集水井およびトンネル内から滑動土塊内に向けて行なわれた集水ボーリングは、地すべりのためすべり面で集水管(VP40)が切断され、集水能力が低下する事態ともなっている。このように、地下水排除工法は、全体的に、思ったより効果が上らず、地すべりはいまだに滑動を続け、累積移動量は現在まで21mにも達している。

図1 - 奈良尾地すべり地の平面図



図3 - 地質断面図

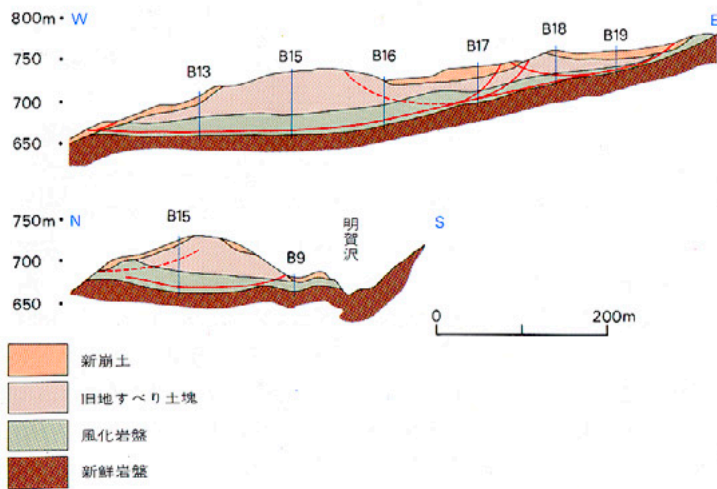


図4 - 奈良尾地すべり地の岩盤形態図

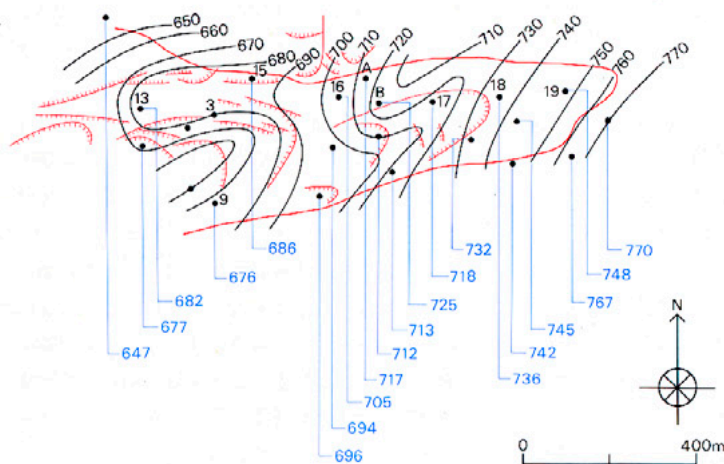


図5 - 地すべり対策工事平面図

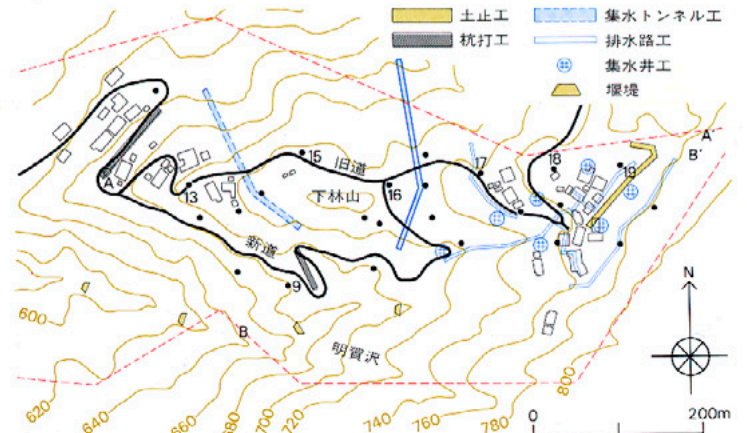
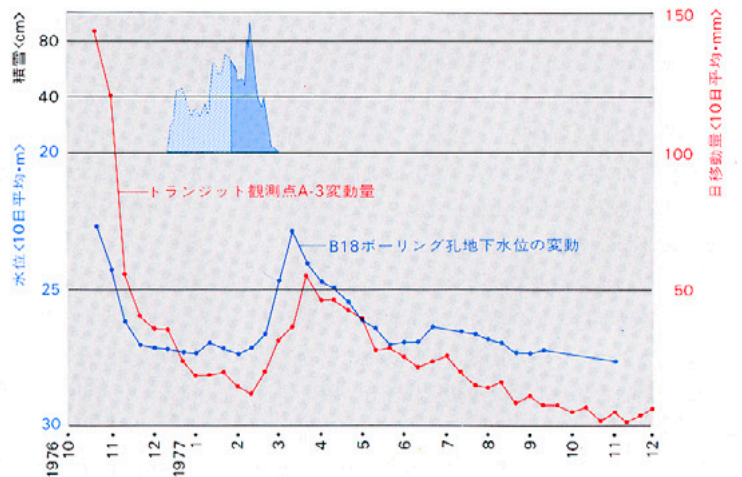


図2 - 復元図と旧地すべり



図6 - 地下水位の変形と移動量の関係



清水山

望月 巧一 = 長野県土木部



所在地・規模・発生の歴史

清水山地すべり地は、長野県の北西部、北安曇郡小谷村清水山地籍にある。日本北アルプスの高峯白馬岳に源を発する姫川は、北流して新潟県糸魚川市で日本海に沿ぐが、この川の右支川に中谷川がある。清水山地すべり地は、この中谷川の右岸一帯に広がる大規模な地すべり地で図1の形態をなしている。延長2,000m、幅400～600m、面積約100haの規模をもち、標高は中谷川河床の550mから、埋橋部落南方の峠、標高810mにおよんでいる。

この地すべりは、全域が一様な滑動をしているのではなく、いくつかのブロックが複合しており、個々のブロックがかなり独自性をもって動いている。主なブロックは、図1に示す5ブロックであるが、なかでも中の沢沿いのブロックが主体をなし、その滑動がもっとも著しい。この地すべりは特定時点から発生したのではなく、地すべりを繰り返しながら地形変形が進んで来たと思われるものであり、記録によれば養老2年(718年)にすでに地すべりによる神社移転がおきている。近年では1913年、1927年、1934年、1949年、1960年、1961年、1981年に著しい滑動をおこしている。

地質・地形および地すべりの構造

地すべり地周辺の地質は第三系中新統の堆積岩類や火成岩類から成るが、その構造はかなり複雑である。特に日本の地質構造を東西に分ける糸魚川-静岡構造線を構成している断層群(注1)の一つと見られる姫川断層がこの地域を通り、これにともなう岩盤破砕が著しいことが重要な要素をなしている(図3)。

地すべり地の西には、玄武岩、輝輝石安山岩質の凝灰角礫岩(横川層)から成る平倉山が南北に連なり、けわしい山稜をなしている。その東には細粒砂岩を主体とする堆積岩層(耳尾沢層)が分布し、両者の間に流紋岩類(白岩流紋岩)の貫入岩体が見られる。この流紋岩類および砂岩層の分布地は、凝灰角礫岩から成る山地に比較して一段低い丘陵性山地をなし、ここで地すべりが発生している。

白岩流紋岩は、地表では灰白色で、石英斑晶が多く、流理構造を示す部分もある岩体であるが、ボーリングコアから見ると岩相変化に富み、堅硬な溶岩状部分、凝灰角礫岩状部分、凝灰岩状の部分が入り混じっている。そして凝灰岩状の部分を中心に著しい粘土化がおきている。こ

のような流紋岩体は、清水山地すべり地のブロックに沿って細長く南北に分布しているのである。しかし貫入岩体のため周囲の堆積岩層との境界は不規則な形態である(図2)。

耳尾沢層の砂岩をボーリングコアで見ると、中に細かい網目状亀裂が発達し、亀裂面にチリ面状の光沢をもつ箇所が随所に見られる。また鏡肌の発達した部分も多い。これは明らかに断層による構造的な破砕を受けた部分であり、この鏡肌は白岩流紋岩の中にも各所に認められる。耳尾沢層は一般走向が北東-南西であり、中谷川沿川山地の地形の主方向もほぼこれと一致している。しかし清水山地すべり地では、これを切るようにして南北方向に谷地形が伸び、地すべりもこの方向に発生している。これは、姫川断層による構造的な破砕が南北方向に生じ、これに沿って地形が発達してきたためと考えられる。この附近の地形は全体的に急峻であるが、細部的に見ると、平倉山のような著しい侵食地形の発達、姫川やその支川によって形成された階段状の河成段丘面の発達が認められると共に、断層などの弱線部に沿ったりニアメントの発達、細長い凹状地形の発達が認められる。

この地すべりは、上記の地質条件の中で、岩盤破砕と粘土化が著しい地域を中心に発生している継続性のつよい地すべりである。ボーリングコアから見ると地すべり面の深い部分(10m以深)と浅い部分があるが、面積的には浅い地すべりが占める比率が高い。そしてこのような地すべりの繰り返しにより集落の発達する段丘面が崩されてきていると言える。しかしブロック東方には著しい垂直状の崖が南北に発達しており、これは過去の岩盤地すべりの側面滑落崖として形成されたものと見られる。この崖下には現在大規模な地すべり土塊はなく、大部分は滑動して、ブロック中間部に堆積しており、地すべりの継続の歴史の中でこのような岩盤地すべりも発生していたことがわかる。しかし過去の単一の大規模地すべりの跡地がその後継続的に滑動し、変化しているという見方ではこの地すべり地全体の構造は説明できない。

発生機構

この地すべり地の近年の著しい滑動は、1960年、1961年の融雪期(3月～4月)に、ブロック・ブロックを中心に発生している。通常は各ブロックの上部で緩慢な滑動を行っているが、融雪期には末端部を中心に泥流化して押し出す

のである。1960年、1961年には土塊は中谷川まで押し出し、これを埋没する形になった。この地方は積雪が3.0m以上になる豪雪地帯であり、3月～4月の融雪期には小地すべりが続発し、また継続的滑動を行っている地帯では速度が大きくなる。地すべりの誘因としてはこのような気象条件が大きな要素を占める。

対策工事・現況

対策工事は、長野県土木部により主として1960年の大滑動以後継続的に実施されてきたが、この地すべり地の場合、個々のブロック毎に対策をほどこす必要があり、面積的に広大なためかなり長期間を要するものとなっている。主な対策工事は次のとおりである。

()砂防ダム工

ブロック下流部で泥流状の押し出し土塊を止めるためコンクリート枠工による砂防ダムを築造してきた。1980年までに4基施工。

()鋼管杭挿入工

地すべり土塊の滑動抑止のため下記のように施工した。

ブロック上流部 1973年施工 1カ所

ブロック下流部の東側山腹、1979、1980年施工 2カ所

ブロック下流部 1975年施工 1カ所

ブロック上流部 1972年施工 1カ所

ブロック上流部 1971年施工 1カ所

()トンネルによる排水工

ブロック東北山腹から岩盤内を通る地下水の流入が明らかになったためこれを排除するトンネルを施工した。1980年までの施工延長は313mである。

()集水井工

ブロック東方山腹には湧水が多く、これがブロック方面へ流下すると見られたためここではライナープレート集水井による集排水を計画施工した。

(V)開・暗渠工、遮水壁工

浅層地下水および地表水の集排水のため全域的に開渠工、暗渠工、浅い遮水壁工を施工している。

この地区の場合過疎化現象の著しい山村避地であり、地すべりによらなくとも耕地が放棄される状態にある。このような所で基本的に滑動の素因の強い山腹にどこまで対策をほどこすべきか問題になっている所である。

注1 = 糸魚川 静岡構造線は長野県北部～新潟県の山地中で観察されるが数本の断層の複合したものと見られている。横川、姫川、沓掛断層、白馬山麓構造線などがそれであり、長野、新潟県境では横川断層がその主要なものと見られる。この横川断層は姫川断層につながると思われる。

写真1 = 清水山地すべり・ブロック上流部、ブロックおよびブロックの状況、地すべりは、写真の左上方から右下方へ向かっておこっている。中央部にみえる森と人家が中屋敷部落。この部落の西端の家が地すべりにまきこまれ破壊された(1968年5月撮影)。

図1 - 清水山地すべり地平面図

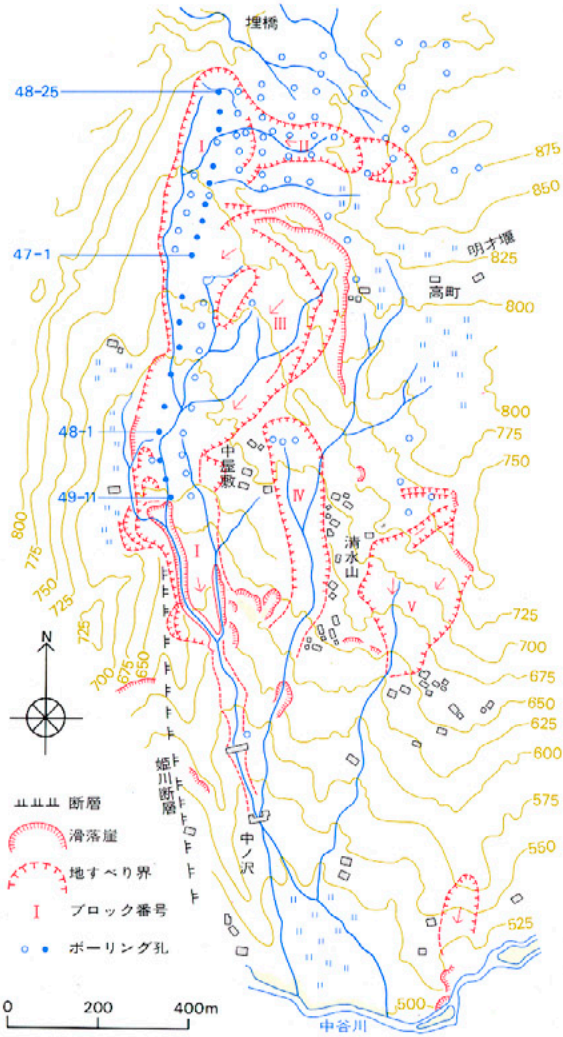


図3 - 姫川中流域の地質図<1972, 斉藤豊による>

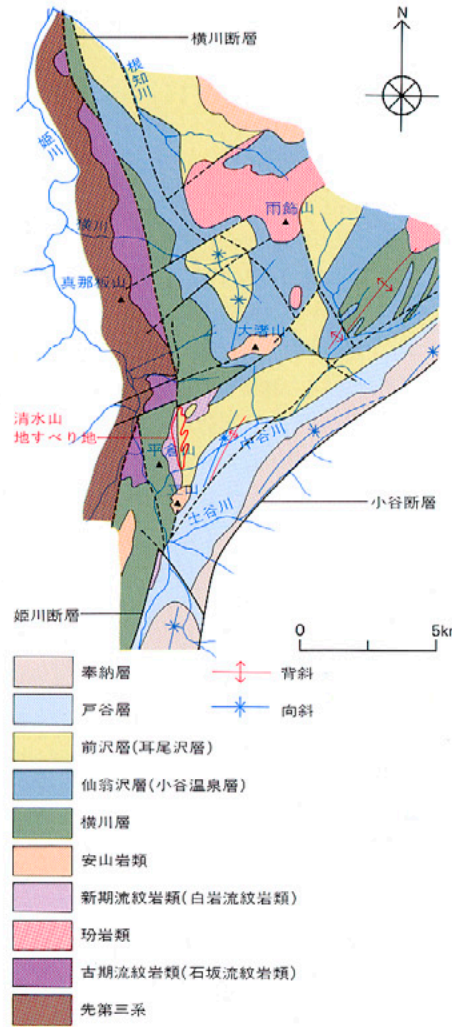


図4 - 姫川中流域地すべり地分布

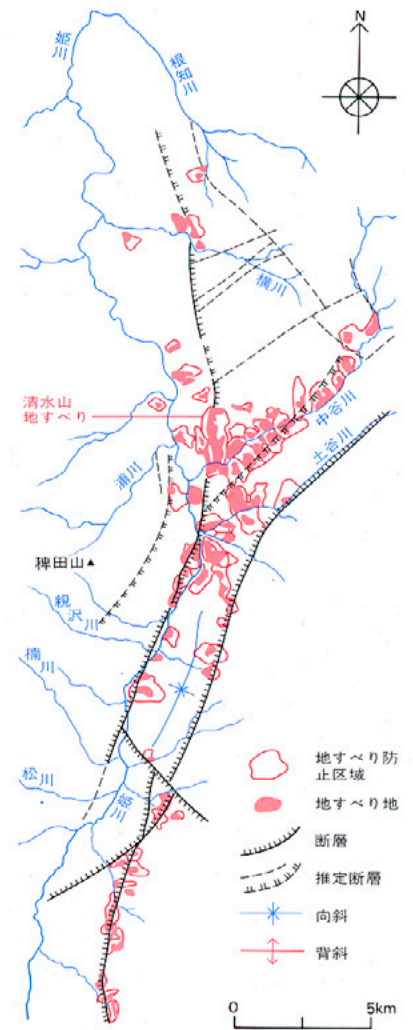


図2 ブロック上部縦断面図

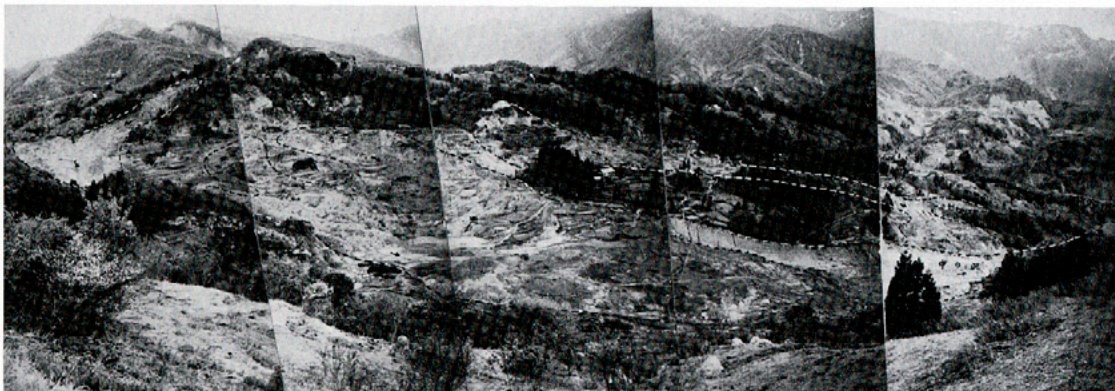
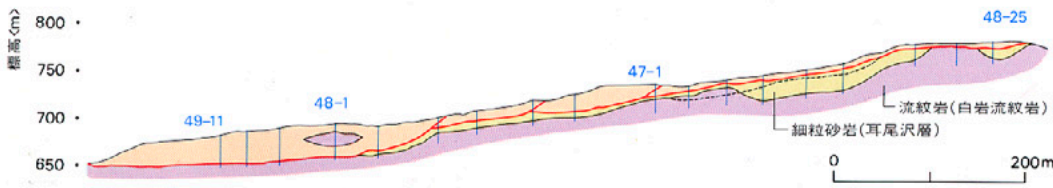


写真1

長者

藤田 崇 = 大工業大学工学部教授
竹内篤雄 = 京都大学防災研究所

地形・規模

地すべりの発生した場所は、高知県高岡郡仁淀村長老(133° 08' E, 33° 31' N)で、標高526mの大峠を頭部にして北々東～北へ滑動し、末端は標高300mの長老川を越えて、その南岸に末端隆起をおこしている。規模は長さ1,000m、幅平均200m(最大300m)、面積20haに達する。平均傾斜は約20°であるが、上部でやや急、下部では10°±のゆるい傾斜をなす。

活動の歴史

この地すべりの歴史は古い。延暦11年(792年)6月17日(陰暦)の豪雨により、現在の部落上方の山腹の一部が崩壊、一気に滑動して氾濫中の長老川に突入した。これにより川の流路が北側に移行した(図1)。当時はわずかの草屋のみでくわしい状況は明確ではない。応永年間(1328～1428年)以後、かなりの集落に発展して繁栄したようだが、応永年間に建立された寺院が約200年後には廃寺になるなど場所によっては土塊の滑動は活発だった。しかし、緩慢な滑動のため、多少の不便は感じつつも農耕にたずさわっていたと思われる。文政8年(1826年)の長老川の築堤も洪水と地すべり活動への対策と考えられる。

明治19年8月20日から9月24日にかけて4回にわたる台風は、毎回数100mm以上の降雨をともなって長老川を氾濫させ、地すべり地脚部の

土塊を崩落、流失せしめた。これに引き続き後背地は次々と滑動をおこし、ついには標高400～450m地点の土塊の滑動に発展した。地すべり地内の民家35戸は全て現在の部落へ移動した。この時、蛇行していた長老川の流路が現在のようになり直線状となった(図1)。

明治23年9月には、11日をかきりに18日、22～24日と3回の台風が襲来し、総計3,500mmもの降雨があった。長老川は未曾有の大洪水をおこし、末端部土塊はみるみるうちに流失したという。再び地すべり活動は活発となり、地内に多くの亀裂や段差が生じた。

昭和に入り、砂防えん堤を構築するなどして地すべり活動はややおさまっていたが、38年8月の9号台風は8日～10日の間に800mmをこえる降雨をもたらした。この洪水により地すべり地末端部の護岸が破壊し、地すべり活動は上部にまでおよんだ。この後本格的な地すべり調査と対策工事が実施され、小康を保っているが、完全に停止しておらず、現在も若干滑動している。従来の地すべり土塊の主部の移動速度は平均年30～50cmとみなされる。崩壊性の急激な運動を示す四国の地すべりでは、珍らしくクリープ性の運動を呈する。

地質

本域は秩父帯に属するペルム系の粘板岩、砂岩、輝緑凝灰岩、石灰岩を主体とし、一般走向はほ

ぼ東西、30°±の北傾斜の構造をなしている。これに黒瀬川構造帯のレンズ状岩体である三滝火成岩が地すべり地頭部などに分布する他、大小いくつかの蛇紋岩の貫入岩体が分布する。地すべり土塊の主体は厚さ5～30mの粘板岩質岩屑層と蛇紋岩質岩屑層である。地すべり地上部では基盤岩の崩壊による粗い岩層が多く、試錐を実施した中部から下部にかけては岩屑は細かくなり、粘土化が進む傾向がみられる。地すべり岩屑層の基盤は主として粘板岩であり、その境界部には厚さが通常1～2mの角礫化した粘板岩破碎部があって、多量の水を含む。

地すべり面は主として蛇紋岩質岩屑層中に形成されて北傾斜し、典型的な流れ盤型構造を示す。とくに地下水を含んだ粘板岩破碎部の上位を蛇紋岩質岩屑層が占めるとき、粘土化が著しく進んでクリープ性の滑動が活発となる。その深さは平均10～15m程度であるが、長者川近傍では30m以深になる。なお、長者川北岸の隆起部も蛇紋岩質の細粒岩屑が多い。粘板岩質岩屑は粘土化が進みにくく、地すべり面を形成しにくい。

対策

長老川による地すべり脚部の侵食防御のための護岸工事と河川の氾濫をおさえる堤防工事をするとともに、地すべり地内では集水井及び排水トンネルとこれらからの排水ボーリングなど水への対策が主体をなしている。



図1 - 地質図

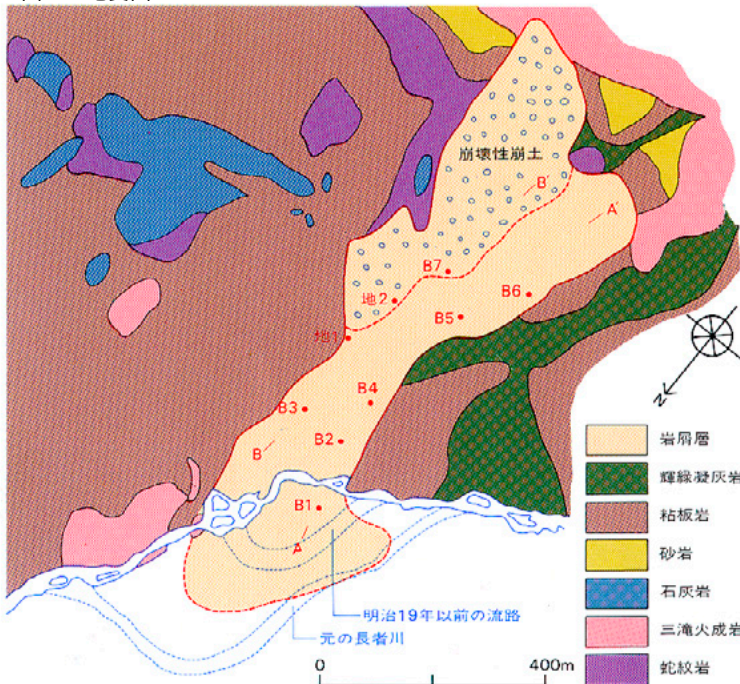
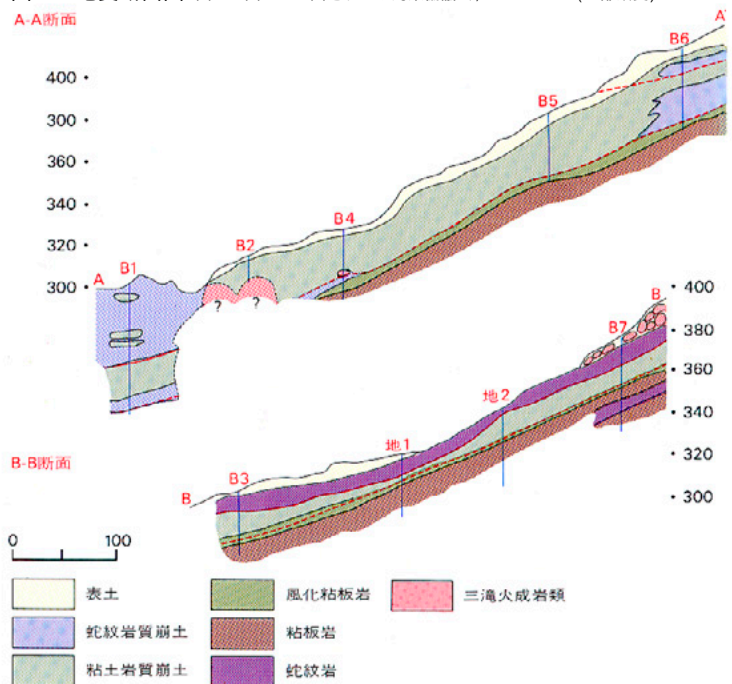


図2 - 地質断面図 図1・図2は全国地すべり対策協議会、1972による(一部改変)



福知

藤田 崇 = 大工業大学工学部教授

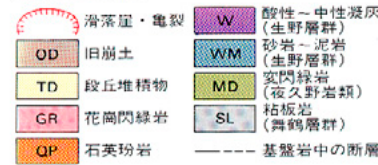
経緯

地すべりの発生した場所は、兵庫県宍粟郡一宮町福知字抜山で、山崎町の北方約20kmの揖保川上流東岸である。昭和51年9月、台風17号は九州西部より玄海灘を経て日本海に抜けたが、このため西日本は同月8日より14日まで多量の降雨に見舞われた。一宮町における8日から13日までの総雨量は717mmで、とくに10日は217mmを記録した。9月13日に発生した地すべりの経緯は次の通りである。

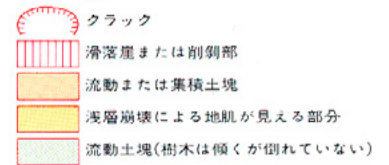
午前6時50分頃、抜山の西側山腹部で小規模のスランプ（回転すべり）が発生し、土塊は泥流状に斜面を下り、民家2軒を埋没、6人が生き埋めとなった。7時10分頃そのうち3人が救出された。8時55分頃抜山で鳴動が大きくなって亀裂が大きくなり、樹木が倒れ始める。9時20分頃から第2次の滑動が始まる。まず主スランプが山頂近くからおこり、その土塊は山腹を東方に向かって滑動し、土石流化して9時23分頃には抜山部落南側の民家を破壊し始め、9時25分には流動化した土塊は部落北部の下三方小学校に達し、結局小学校は揖保川寄りに約60m押し流された。9時35分には土塊は完全に抜山部落を破壊し、土石流先端部は揖保川に流入した。折りから増水していた揖保川は対岸側へ氾濫し、多大の被害を与えた。一応10時頃には滑動はやんだが、揖保川の氾濫は14時頃まで続いた。



＜図1・図2の凡例＞



＜図3の凡例＞



滑動土塊は間接的に何回か部落をおそったが、山腹の急斜面では速度が6.0～9.7m/secと大きく、山麓では4～5m/sec程度と小さくなり、末端部では1m/secのオーダーと考えられている。また、最初よりあとの滑動の速度が大きかった。滑動領域は長さ600m、幅600m、滑落崖の高さ約70mを示し、山麓部には幅600mのゆるやかな円錐状の堆積地形が形成された。

被害は行方不明3名、負傷者3名、家屋157棟、耕地5ha、山林約10ha、道路1,400mと橋梁1つであった。第2次の大規模滑動のさいは住民はみな避難しおえて、人的被害はなかった。本域の地すべりの履歴の記録はないが、江戸時代に大きな地すべりがあったと伝えられ、周辺地域にもいくつかの地すべり地形がみられる。

地質

本域はよく発達するNE-SW系と地すべり地中央部を縦断するNW-SE系の断層により次の4つの岩体が接している(図1)。(1)舞鶴層群(ベルム系)の粘板岩で、黒色堅硬、節理に富み細片化する。(2)夜久野岩類の変閃緑岩は露頭ではあまりみられないが、黒灰色堅硬で圧碎構造を有している。(3)生野層群(白亜系)の火山岩類は北西部の尾根を形成し、流紋岩質火砕岩類、安山岩質溶岩および火砕岩類を主として凝灰質砂岩・泥岩を挟在する。(4)中生代末に貫入した花崗閃緑岩は、地すべり地東南部に分布

し、前記(1)～(3)の岩体に変成を与えており、熱水変質を受けている。

地すべり機構

2方向に発達する断層群により、基盤岩類が交錯し破碎が進み、断層に沿う地下水により変質作用を受けて深部まで粘土化が進んだことが主因と考えられる。直接の誘因は断層あるいは節理系により地すべり地深部に浸透した地下水の作用と考えられる。それは地すべりの開始が1日最大雨量を示した10日の3日後、降雨がやんだ10時間後であったこと、地すべり開始前に部落付近の小川の異常なにごり、沢水の減少、噴水状の湧水があったこと、地すべり後滑落崖下に湧水がみられたことなどから推定される。その後の調査により主な地下水経路はNE-SW系の断層に沿うものと考えられている。

対策工事

滑落崖の保護および後背地の安定を計るため、斜面勾配をゆるくする法切工、擁壁工、土留工等をし、地すべり土塊の安定化を計るため鋼材埋設、土留工、庄固工等をしている。地下水及び地表水対策にはトンネル1本、集水井3基、及びこれらから集水ボーリングをする他、排水路と暗渠等の整備をなし、揖保川岸には護岸工事をした。その他、農地及び農業用施設、学校の復旧工事も行ない、昭和55年9月に竣工した。総工費は約440万円である。

図1 - 福知周辺地質図<兵庫県砂防課, 1981, 一部改変

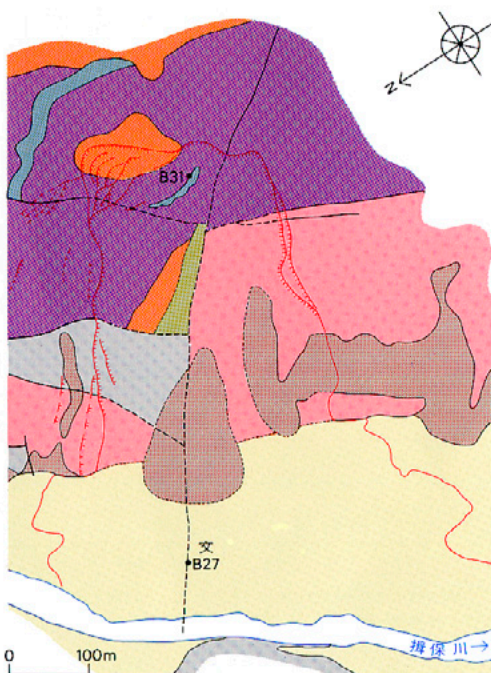


図2 - 地質断面図

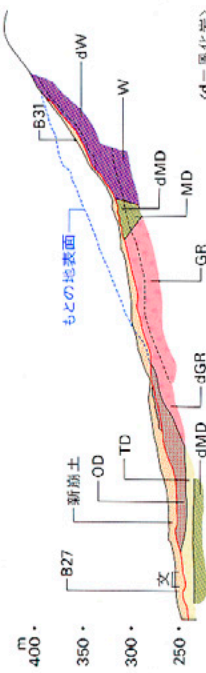
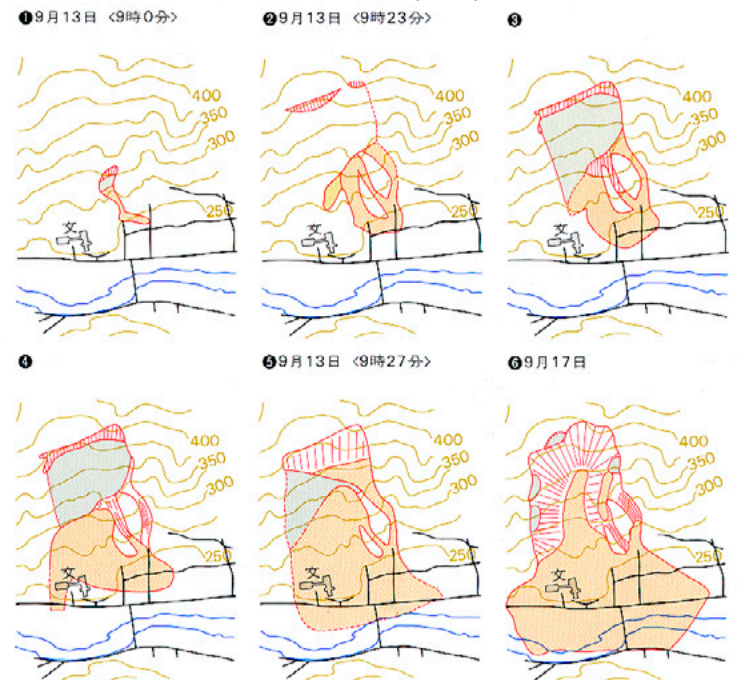


図3 - 連続写真による崩壊経過の解析図(一部) <奥西ほか, 1977>





北一の沢

黒田和男 = 地質調査所環境地質部水資源課長



地質・地形および地すべりの構造

本地すべりは、北海道のほぼ中央部に当る美唄市東美唄町常盤台地区にあり、ここは古くから空知炭田の一部として知られ、地質構造もよく調査されてきた地域である。

この地域一帯に分布している地層は、古第三系石狩層群に属する砂岩・泥岩・シルト岩、ときに礫岩を含み、また石炭をはさむ一連の地層で、比較的上部のものである。地層は褶曲と断層をくりかえしている。

美唄川は、このような岩質と地質構造を呈する地層から構成されている山地を深く下刻している。主要道路は現河床に沿っているが、現河床より60m~100mの高さに河岸段丘状の平坦な台地が発達し、ここに炭鉱住宅街がのっている（現在は無住となっている）。平坦な台地の背後には、過去の地すべり活動の際に形成されたと思われる岩盤の露出した急斜面があり、その前面の台地には、崩積堆積物に特有の地形をなしている。

地層は、砂岩層が堅硬で節理が少なく、急斜面を形成しており、泥質岩はもろくて砕けやすく、緩斜面を形成するという特徴がみられる。

発生の規模及び発生の歴史

美唄川に沿うこの地域一帯には、清水台などの地すべり指定区域があり、北一の沢に隣接した美唄川本流左岸側では、昭和36年4月5日にも

地すべりが発生して、公共施設・住宅などが倒壊するという歴史がある。

本地すべりは、昭和44年4月に発生した。まず現場中央部にある住宅の前庭付近で、折から警戒に当たっていた岩見沢林務署の職員によって亀裂が発見され、移動観測が続けられていた。4月16日になって、数回にわたる大滑動があり、4月17日の朝までに、合計して200万m³の土石が移動したものである。

被害は、住宅6戸が破損、11世帯が他の場所に避難したほか、道路や河川が埋没した。また地すべり地の背後には、2基のボタ山があったが、北側のボタ山の脚部がたまたま地すべり変動地にかかって、その一部が崩落・流出した。

発生機構

地すべりが発生した位置は、石狩層群が向斜構造を呈しているその軸部上にあたる。この地層を構成している厚い砂岩の部分は、比較的亀裂も少なく、侵食に対する抵抗性が大きいですが、石炭を挟む砂岩・泥岩・シルト岩の細互層の部分は、風化すると細かく砕け、水を含みやすい。

したがって、地下水は互層部分に集中する。

地下水調査の結果、ほとんどの地下水は深層から供給されるものとみられ、その供給源は滑落崖東方の台地、ボタ山によって埋められている沢、ボタ山直下の断層破砕帯の3つが考えられている。

今回の地すべりは、上記のような地形・地質・地下水条件から向斜軸部に位置している台地上という条件で、融雪時の異常高温によって浸透水が多量に供給され、それらが向斜軸部に被圧状態となって集中した結果、古い地すべり生成物を含めた地盤を、層すべり的に滑落させたものと思われる。

対策工事と現況

以上のような発生のメカニズムから、もっぱら地下水排除のための工事が行なわれ、現状は安定している。

図4 北一の沢地すべり関係地質図

<5万分の1地質図幅 岩見沢を簡略化>

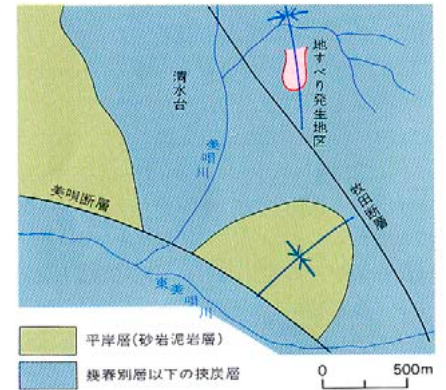


図1 - 昭和34年1月発行地形図



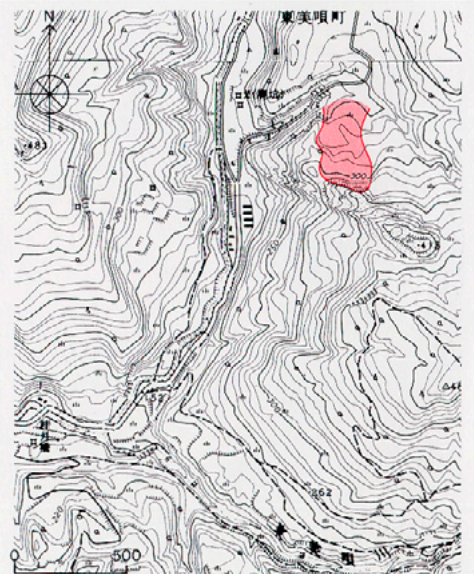
昭和29年測量・昭和34年1月発行・国土地理院2万5千分の1地形図<幾春別> 昭和29年測量・昭和34年4月発行・国土地理院2万5千分の1地形図<茶志内>

図2 - 昭和43年11月発行地形図



昭和41年修正測量・昭和43年11月発行・国土地理院2万5千分の1地形図<幾春別> 昭和42年修正測量・昭和44年6月発行・国土地理院2万5千分の1地形図<茶志内> 地名・住宅の配置等に変化があり、ボタ山が形成されている

図3 - 昭和53年10月発行地形図



昭和51年改測・昭和53年10月発行・国土地理院2万5千分の1地形図<幾春別> 昭和54年改測・昭和56年1月発行・国土地理院2万5千分の1地形図<茶志内> 鉄道は築堤だけ残り、清水台の住宅はなく鉱山は廃坑となっている。等高線は空中写真測量により描かれている。

鳴子ダム

大八木規夫 = 国立防災科学技術センター地表面変動防災研究室長



1963年10月9日イタリアのバイオントダム貯水池にすべり込んだ地すべりは、<大波>を引き起し、その波はダム天端を乗り越えて下流のロンガローネ村などを襲い1190名の死者を出した。地すべり地や下流域を総計すると死者2125名、ダム災害として未曾有の大災害となった。この事件は、世界中の水資源開発関係者や土木技術者への警鐘となった。ところで、鳴子ダム貯水池での地すべり問題は、バイオント事件の6年も前に発生していたのである。

鳴子ダムは、鬼首カルデラの水を集めた荒雄川が、鳴子温泉の足元を洗う2 km上流に建設されたアーチ式ダムである。湛水は1957年4月5日に開始、地すべりは水位上昇中の同年4月10日から4月末まで4ヵ所が発生した。その後2ヵ所がすべり、また湛水前から移動中の1ヵ所を加え、7ヵ所が問題になっている(図1)。

《水位上昇時》半俵山地すべりは、4月9日に湛水面に接する斜面端部が小規模に崩壊し、その後4月19日から22日までの降雨(57.4mm)によって移動が促進され、4月27日遂に大きく滑落した。その日、午後8時15分頃当地区を横断していた高圧送電線が火花を散らして切断され、同時に巾約150mの土塊が大音響を発してダム貯水池にすべり込んだ。国道108号線は一部が水没し、送電鉄塔三基倒壊し、電話線も切断さ

れた。水無橋、本山、取水口等の地すべりも水位上昇時に発生した。本山地すべりは、巾200m奥行200mの規模から、次第に斜面後・側方へ拡大し巾400m奥行300mになった。取水口地すべりは、取水門から79mまでのコンクリートの取水トンネルに無数の亀裂を発生させた。

《水位下降時》見手の原地すべりは、最初の湛水時に移動を起して一時停止し、6年後、地すべりの対策工事のために貯水位を8日間で6m低下させた直後に再移動した。

《波浪等》シラス地帯の貯水池で問題になる。ここでは水無橋対岸地すべりが、湛水後、湖水波浪の侵食と対応して移動域を拡大している。

《移動中のもの》本山隧道地すべりは、ダム建設以前から変動していたクリープ性の地すべりで、国道108号線の路面を山側へ傾斜させ擁壁を破壊した。この池すべり変動域に接していたダム管理事務所は床や壁に亀裂を生じた。

《地学的要因》空中写真判読で認められた過去の地すべり変動地を図2に示した。問題の地すべり7ヵ所は、明らかに過去の種々な地すべり変動地域に発生している。これは、過去に滑落した、安定ないし準安定状態にあった地すべり移動体の一部が、ダム湛水によって再び不安定になった事を示すものである。鳴子ダムのダムサイトは花崗岩類である。しかし、貯水域の地

質は中新統の変質した緑色凝灰岩(末沢層)、頁岩・凝灰岩(かに沢層)、これらを不整合に覆う石英安山岩質凝灰岩、これらを貫く流紋岩質岩脈、および半俵安山岩からなる。これらの上に、前述の過去の地すべりによる堆積物、および崖錐性堆積物が載っている。前者は岩塊や礫まじりの粘土層である。本山隧道付近には花崗岩類と緑色凝灰岩を境する断層があり、付近の岩体は粘土化著しく、地すべりも発生している。

《対策工》貯水池に近い斜面下部では、地下水位は貯水位変動にほぼ完全に対応し、地下水排除は不可能である。そこで、主な対策工として鋼管杭による抑止工が行われ、また貯水池水面に接する部分では擁壁工が行われている。

以上を要約すると、ダム湛水による地すべりは水位上昇 水位降下 波浪侵食等が要因とされており、それらの実例を鳴子ダム貯水池について概観した。この他、建設に伴ってダムサイト、取水口、余水吐、道路等構造物のための斜面切・盛土など斜面不安定化をもたらす要因は多い。既存のダム貯水池で地すべりの問題を抱えているものは30を数えると言う。また、今後建設を計画中のダム予定地は、従来よりも地すべり問題を内在している場合が多く、そのための調査と斜面安定化には一層の努力を必要としている。

図1 - 鳴子ダム貯水池沿岸地すべり分布図・地質図<東北復建事務所 1965 原図>

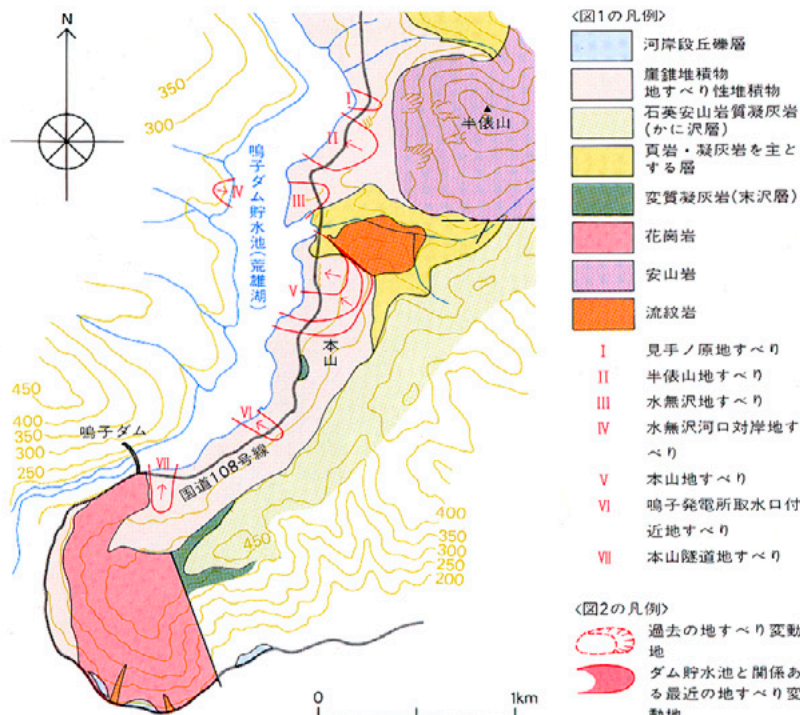
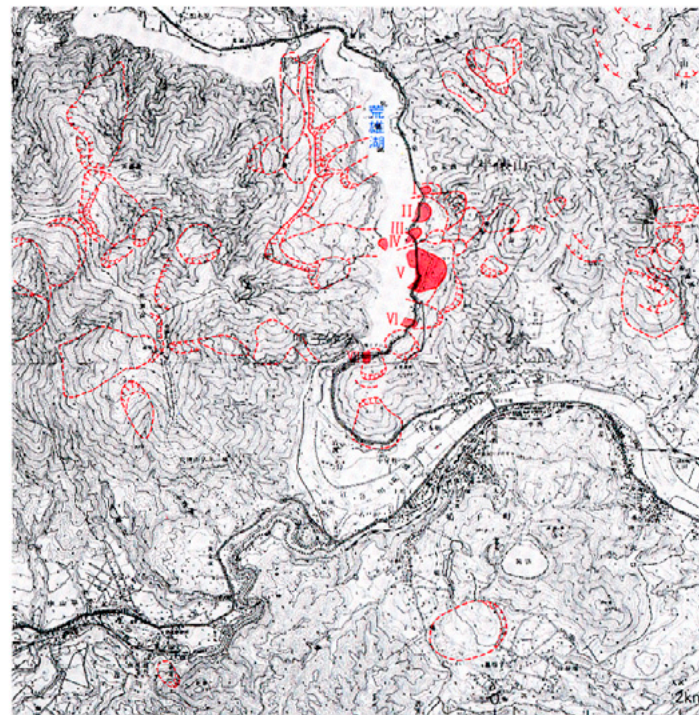


図2 - 空中写真判読による地すべり地形分布図



小泊

西田彰一 = 新潟大学名誉教授



【図1の凡例】

- | | | |
|-----------------|-------------|--------------|
| 1 = 地すべり地 | 7 = 能生谷層上部 | 13 = 火打山層下部 |
| 2 = 火山門礫岩 (谷浜層) | 8 = 能生谷層下部 | 14 = 石英閃緑玲岩 |
| 3 = シルト岩 (谷浜層) | 9 = 西飛山層上部 | 15 = 石英粗面岩 |
| 4 = 凝灰角礫岩 (谷浜層) | 10 = 西飛山層下部 | 16 = 焼山火山噴出物 |
| 5 = 名立層 | 11 = 火打山層上部 | 17 = 崖錐堆積物 |
| 6 = 川詰層 | 12 = 火打山層中部 | 18 = 向斜 |
| | | 19 = 背斜 |

昭和38年3月16日午後4時20分頃、新潟県西頸城郡小泊部落の裏山から地すべりが発生した。地すべり土塊は、国道8号線沿いに密集している民家を幅110mにわたって押し潰し海中へ流出した。小泊地すべりが有名になったのは、当時、旧北陸本線を走っていた客車の蒸気機関車が、丁度トンネルを通り抜けたところで地すべりにぶつかり、泥流にのって沖合まで流し出されたという珍しい災害であったためである。地すべりの規模は、延長370m、幅100~170m、面積45haに及び、冠頭部には比高約30mに達する垂直な滑落崖ができた。この時の土砂移動量は約15万m³であった。

この付近の地質は、名立層と呼ばれる新第三紀鮮新世の地層からなり、灰色シルト岩を主体とするが、漁港の小泊から能生海岸へかけての屈曲に富む海浜には、複輝石安山岩の自破砕溶岩と同質の凝灰角礫岩などを不規則に挟むところがあり、それらの岩体は、権現崎や島崎といった岬や岩礁をつくっている。名立層の主体をなす灰色シルト岩の物性は、単位体積量では平均値は1.72t/m³で新第三紀のシルト岩としては概して小さい値である。浸水試験では、定性的ではあるが、原形を保つか原形がやや崩れる程度、浸水膨張試験でも膨張量が小さい。この試験値と線分析からすると粘土鉱物のモンモリロナイトの含有量が少ないことがわかる。粒度

分析でも、砂が全体の平均28%で砂分の含有量が大きい。

ところで新潟県西頸城地方では、名立層より下位の能生谷層に地すべりが集中して発生しているが、これに比べると名立層には箇所数においても少ない。これは両者の物理的・化学的岩質の相違に原因がある。小泊の裏山の崖には、シルト岩のなかに白っぽい流紋岩質凝灰岩が介在する露出が見られる。この岩石は、一見、非常に硬く細粒質だが、ひとたび吸水するとたちまち軟かい真白い粘土に変わってしまい、風化が特徴的である。つまり、吸水することによって急にベントナイトに変貌するといったしるものである。おそらくこれが小泊地すべりを起した元凶であろう。

滑落崖の上には比較的平坦な地形が発達しており、段丘面のように見える。この急な崖の白色凝灰岩がブロック状に割れて崩れ落ち、下の灰色シルト岩の風化産物である粘性土と混り合って崩積土層となり、崖下の斜面をおおっていたのが小泊地すべり発生前の時点で推定される地質断面であろう。崩積土層はボーリング資料によると意外に薄く厚さ5m前後である。昭和38年3月に起きた地すべりは、崩積土層とシルト岩の風化帯との境界付近がクリープ帯となりすべり面を形成したものである。このような意味では二次すべりといった方が適当かもしれない。

しかし、シルト岩の風化した部分や未風化の基岩の一部にも粘土化した軟弱な薄い層の介在が認められるので、これに揚水試験の結果を加味すると、さらに深い基岩のなかにもすべり面があったという可能性も考えられる。ともかく小泊地すべりではシルト岩の風化した部分は厚く、かなり深部までおよんでいたことがわかる。また、未風化岩も亀裂が多く砕けやすい性質がある。揚水試験の結果によると、新鮮な基岩と風化岩との境目では比較的揚水量が多く、崩積土層や風化岩のなかでは意外と少なかった。一方、降水量と排水量との関係を見ると、ボーリング各孔の排水量は降雨量に鋭敏に反応し、それぞれの孔で降雨の後、約1日で20倍というように大きな変化を示す。

最後に、小泊地すべりの地質構造的な位置をみてみよう。西頸城地方にはほぼ南北方向に走る焼山背斜といわれる長軸長波長型の背斜構造が発達する。この背斜の性格は、傾斜の緩い平頂背斜でスケールが大きく、遠く長野県の北信地方にまで延びている長さ60kmにおよぶ第1級の背斜構造である。小泊地すべりは、この焼山背斜がやがて日本海へ没するところの西翼部にある。従って過褶曲のような背斜軸部に発生する地質構造的変形・破壊が素因となる構造的な地すべりではなく、白色凝灰岩の特性が内的原因となった岩質性すべりである。

図1 - 小泊周辺の地質と地すべり地

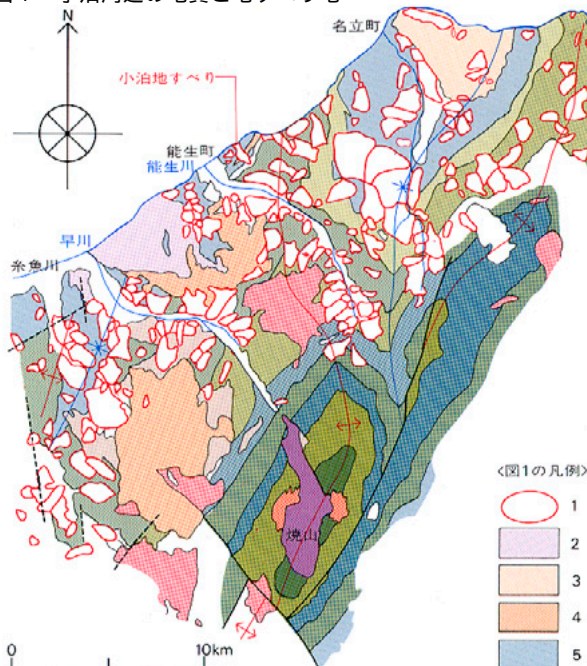
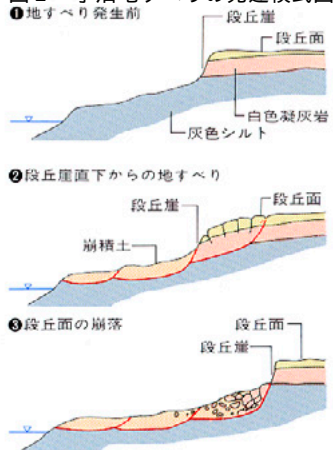
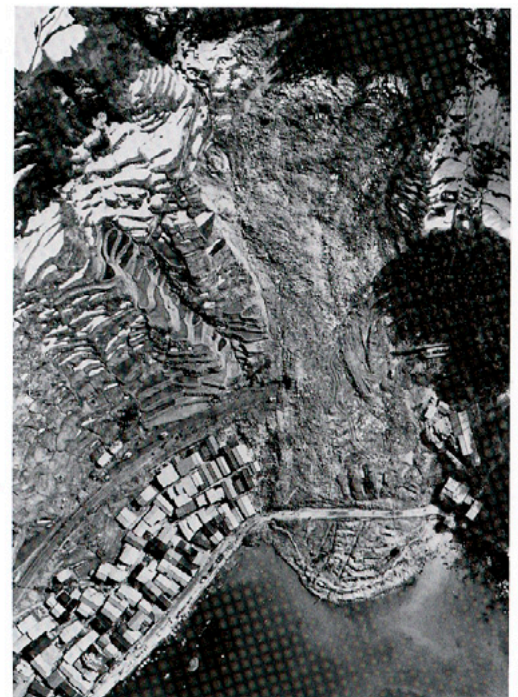


図2 - 小泊地すべりの発達模式図



＜図1の凡例＞

- | | | | |
|---|----|----|----|
| 1 | 6 | 11 | 16 |
| 2 | 7 | 12 | 17 |
| 3 | 8 | 13 | 18 |
| 4 | 9 | 14 | 19 |
| 5 | 10 | 15 | 断層 |



小泊地すべり、写真提供：東洋航空事業(株)

岩殿山

奥園誠之 = 日本道路公団試験所 斜面試験室長



引用文献

- (1) 日本道路公団高速道路東京第一管理局八王子支局:中央岩殿地すべり対策工事誌, 昭和47年12月
- (2) 窪田敏雄:岩盤スベリの復旧対策(中央高速道路岩殿山の例), 土質基礎工学ライブラリー12, 切土ノリ面, 土質工学会, 昭和51年12月
- (3) 塩原茂:大月(岩殿山)の地すべりとその復旧, 土と基礎vol.26 9, 1978-9

場所

中央自動車道(富士吉田線)大月 .C. より東方約 2 km(山梨県大月市飯岡町大字強瀬字西山地先),南向きの凸状尾根型地形を切土した所.

地形・地質

当地区は, 桂川をはさんで北に標高608mの岩殿山を頂とし, 南側はほぼ垂直な直高100~150 mの崖で礫岩が露出していて東西にのび, その長さは約500mに及んでいる. さらに, この狭隘地を国鉄中央線, 一般国道20号線及びその他県道などが輻湊して通過し, 中央自動車道はこの対岸の標高367mを走っている. 地すべりの発生した付近の約 4 km間は, 橋梁・トンネル・長大のり面の切土が連続している.

地質は, 新生代第三紀, 御坂層群からなる凝灰岩(角礫岩・火山凝灰岩・凝灰質砂岩)で, 深部に安山岩もみられ, 表面は崖錐堆積物におおわれている.

規模及び被害状況

この場所の当初設計は, 軟岩部 1 : 0.6~0.8, 土砂部 1 : 1.0勾配であったが, 施工中 2 回の崩壊(1回目は S41.4, 約600m³. 2回目は S41.9, 約20,000m³)を起している. このため, のり勾配を 1 : 1.2に切直し, 直高7mごとに小段を設け, 8段の切土に変更した. 保護は全面のり枠工とし, かつ東側に橋台保護のためP Sアンカー併用の深礎杭(径2m, 長さ18m)

を3段計10本施工している. ところが開通して約3年後に再度次のような地すべりが発生した. 昭和47年2月17日=長大のり面上段部西側の山道にクラック発見.

同年2月19日=トランシット観測により地すべりが進行中であることを確認.

同年2月14日=地すべり観測開始.

同年3月2日=最上段のり面上方約10m(標高430m)の尾根に延長約20mの引張り亀裂発見.

日が進むにつれて移動量が著しく増加して, 地すべり特有の上段は引張りによる地表面の陥没,

下段は圧縮による盛上りの現象がみられ, のり面保護工ののり枠の変形及び破壊に及んだ(図1参照). 亀裂は, のり面全体を地山から切離すように拡がり, 尾根部の落ち込みが2~10m,

山道で2~4mと発達し, 3月24日に大崩落の予報が出され, 沿道(道路下約200m)の住民3世帯の避難が行われた.

3月25日の夕刻から3月26日の昼頃にかけての降雨による影響で, 今までの最大移動量が記録された(6.3mm/時間~13.8mm/時間). 同日, 相模湖 .C. ~大月I.C. 間の完全閉鎖が実施された.

なお, 同日をピークに移動量は徐々に減少し, 大崩落は免れた.

地すべりの構造

地すべり発生後の地質調査の結果, 新鮮な凝灰岩類の上に分布する風化凝灰岩類のすべりであることが判明した. なお地すべりは図2に示す

如く, D-D'測線からC-C'測線に沿って屈曲しているすべりとC-C'測線と同方向のB-B'測線に沿ったすべりの2ブロックに区分される.

地すべりの原因

地すべり発生の主原因は, 切土後5年を経過した現在, 雨水の浸透の影響で岩の風化が進んでより粘土化し, その層と比較的安定した岩との間に発生したものであると判断された. この年は平年に比べて降雪が多く, 特に2月11日~12日にかけて積雪深が約60cmに達している.

復旧対策

地すべりの復旧対策として, 地形・地質などの立地条件と工事の早期完成の見地より, 仮設的に押え盛土による1次阻止を行い, 主体工事は, 図2, 図3に示すようにすべり土塊上部の排土工及び抑止杭工法(深礎杭と大口径ボーリングによる鋼管杭)の併用工法を採用した. なお, 仮設的な押え盛土は, H鋼を枠組みし(側面は矢板で囲む), 枠内に岩砕と土砂を投入した約14,000m³の規模のものである. 完成後の動態を観測するために自記地盤傾斜計を2個所に設置して追跡調査を実施した. その後, 現在のところ崩壊の徴候は認められず安定している.

図1 - 地すべり平面図

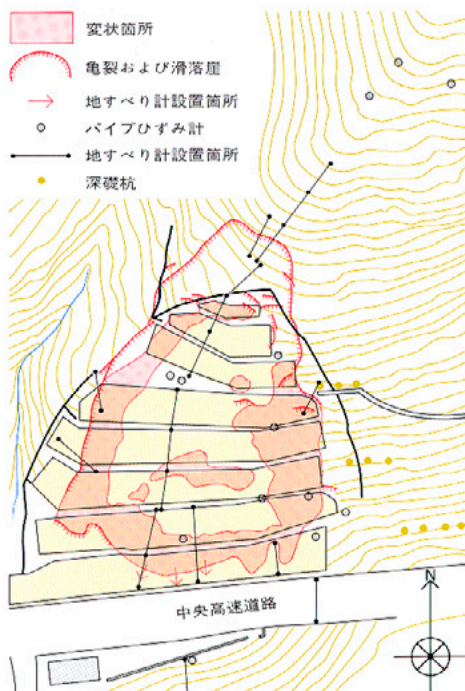


図2 - 地すべり復旧平面図

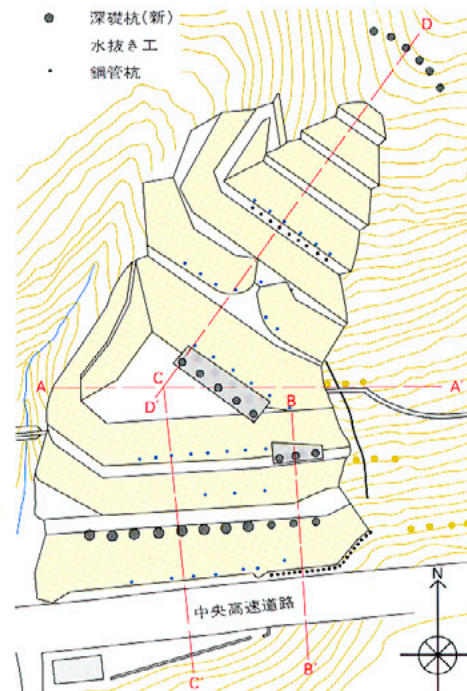
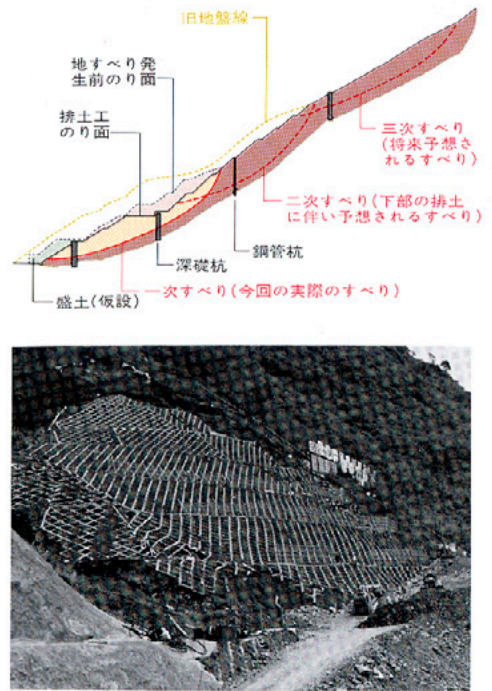


図3 - 断面図



阿部倉

山口真一 = 成蹊大学教授



発生の規模及び歴史

場所は神奈川県横須賀市阿部倉(139°18' E, 35°15' E)である。地すべり地及びその周辺の丘陵地は、昭和40年以前は、雑木に覆われた自然斜面であって、顕著な地すべり活動は、ほとんど認められなかった。昭和40年以降は、この一帯に宅地造成の波が押し寄せ、同時に造成地の一部に地すべりが発生した。すなわち、47年に平作、49年に阿部倉、50年に金谷にである。阿部倉の地すべりは、最初48年11月に動きがみられ、49年3月には移動速度6mm/時、主滑落崖の高さは2mにも達した。この地すべりの規模は、小型で、幅約50m、長さ約80m、深さ約10mである。

被害状況

地すべり地の右側の亀裂は幼稚園の建物を横切り、左側の亀裂は宅造地帯を横切り、多くの住宅に損害を与えた。結局4戸は取壊され、7戸が一時的移転させられた。

地質・地形及び地すべりの構造

三浦半島の地形は、地質の構造特に断層方向や走向方向を反映し、山稜と低地がほぼ東西方向に発達している。三浦半島は地盤運動のはげしい不安定な地域であり、したがって比高の不揃いな小平坦面が多い。平坦面は漸移的に低下することが多く、地形面は明確に区分出来ない。大体160m以上240mの高位面と100m以上160mの中位面、100m以下の下位面にわけられる。

地すべりは60~80mに発達している。

三浦半島の地質は第三紀中新世以降の堆積物である葉山層群を基盤として、三浦層群、相模層群などの海成層により構成されている。北西~南東方向の走向をもつ凝灰質泥岩・砂岩が主体である。半島の主山稜大楠山塊は、房総半島より連続する葉山・嶺岡隆起帯に位置し、大楠山塊周辺は著しく褶曲している。また北西~南東方向に発達した数本の断層(北から衣笠断層・北武断層・下浦断層・南下浦断層)によって区切られた帯状の地塊が卓越している。また葉山の嶺岡構造線上には各所に蛇紋岩の分布がみとめられる。この蛇紋岩は貫入によるものか、堆積性のものか不明である。蛇紋岩は、衣笠~木古庭~滝の坂一帯の葉山層群中に点在し、蛇紋岩が地表または地表近くに位置する場合、地すべりの発生と深い関係が考えられる。土質との関係では、地すべり粘土の粘着力は、約0.2~1.0トン/m²である。内部摩擦角は10°前後でほぼ斜面勾配に近い。地すべりの変動ブロックの大きさは、表土約50~100m、幅10~60m、深さ3~10mで比較的小規模である。

発生機構

勾配約10°の南向きの緩い斜面に発生し、滑落崖は、ほとんど尾根部にあり、末端部は沢から約50m離れた畑地の中に隆起となってあらわれた。本地域は、千葉県嶺岡破碎帯の延長上の葉山層岩中の泥岩で、下部の深さ5mより以深

には風化蛇紋岩が確認されている。風化蛇紋岩の表面にすべり面が位置し、蛇紋岩とすべり面相互の関係の深いことを示している。本地域は葉山層群中の断層剪断帯付近に位置していると推定され、上部県道付近に小断層あるいは地層破碎部を通して、地下水が滲出していた模様である。かつては、一帯は山林であり、山林を切り払って、宅地造成が行なわれ、何等かの影響によって地下水の流路に変化が生じ、間隙水圧の上昇をもたらしたことが、地すべりの直接の引金になったといわれている。

対策工事

49年5月に応急対策として、排土工及び押え盛土工が実施され、小康状態に達し、その後本工事として排水井戸、排水ボーリング、杭打が実施された。

現況

地すべりの移動はほとんど認められていない。すべり運動は停止していると考えられる。(神奈川県砂防課、防衛大学校中村三郎教授の資料を使わせて頂いた。ここに厚く謝意を表します)。

図1 - 阿部倉周辺の地質図

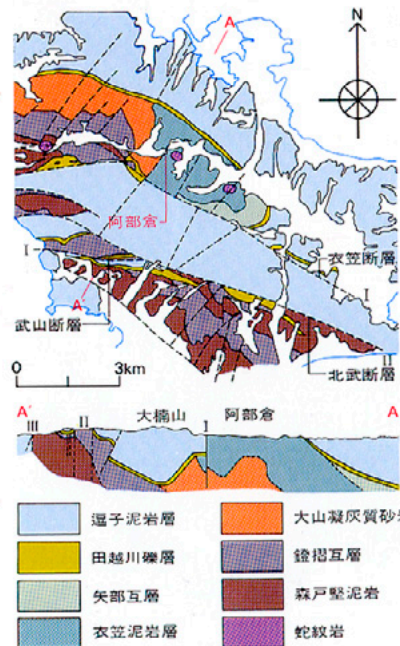


図2 - 阿部倉地すべり図

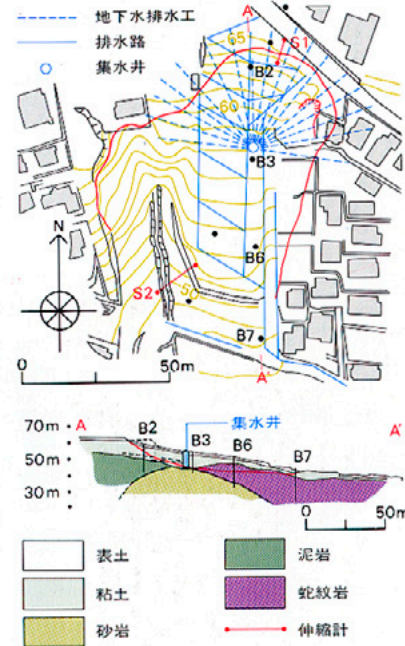
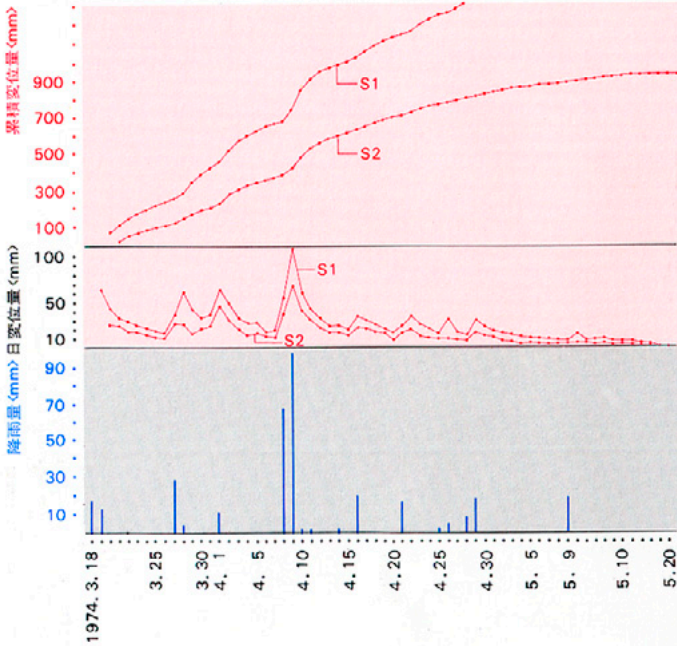


図3 - 地盤伸縮図



雄琴串林

竹内篤雄 = 京都大学防災研究所



注1: クリーブ活動 = 持続的かつ緩慢に滑動する移動形態.

地形・地質

琵琶湖の西岸奥比叡の入口付近大津市雄琴苗鹿町串林(35°05' N, 135°54' E, 標高130~120m)の志賀丘陵地の東縁の谷頭部に発生した地すべりである。地質的には地すべり地周辺に分布する古琵琶湖層に属するシルト質粘土層を基盤とし、その上に堆積した軟弱な谷床堆積物が滑動している(図1)。

規模と構造

長さ200m、巾50~100mで厚さは5~10mの比較的小規模なものであり、地すべり土塊は、上・下および盛土部の3ブロックで構成されており、これらが相互に影響しあって活動している。すべり面はシルト質粘土層を基盤とし、その上に載るN値2~3の軟弱なシルト層(谷床堆積物)中に存在している。この層は垂直試錐孔芯を用いた粘土鉱物分析結果によると、他の深度よりも著しくモンモリロナイトに富んでいることが示されている(図2)。

発生状況と機構

元来軟弱な谷床堆積物が存在している場所へ地山を切って約3,000m³の盛土を行なった1967年6月22日に突如として発生したもので、それまでは全く土塊活動の兆候は認められていなかった(図1)。この当時、琵琶湖周辺は4月来の渇水状態で雨の影響はなかった。原因の一つとして谷床堆積層の中にあつた浅層地下水流脈が盛土によって圧閉され、背後に多量の地下水が貯

留され、そのために谷床堆積物と盛土は不安定となり活動を開始した。丁度地すべり地の北側に走っていた市の水道管(20cm 2本)がこのために破壊され、その水道水が土塊中に浸透し、不安定化は促進され、ついに6月22日急激な滑動を起こしたものと推測されている。活動順序は、上部土塊・盛土部分・下部土塊となっている。一度活動した土塊は容易には安定せず、毎年5~10cm程度のクリーブ活動(注1)を続けている。特に一寸した荷重増加でも活動は再活性化することが明らかになっている。1973年7~8月に地すべり頭部側近の貯水槽に300トンの水を入れたところ、その後上部から下部にかけて著しい土塊活動が観測された。この荷重は上部地すべり土塊のその1%に相当する。このことは一度活動した地すべりは、一寸した刺激に対しても鋭敏に反応することを示したもので、この種の地すべりの跡地利用の難しさを示している。

被害と対策工事

6月22日の活動によって水道管の破断、小学校プール一部破壊、地すべり地上・下部にある旅館の一部に変状、水田の耕作不能等の被害が認められた(図1)。これに対して、地すべり発生直後に電気探査による地下構造調査、1m深地温測定による浅層流動地下水調査、試錐による地質調査および土塊変状・地下水調査等が実施され、その結果に基づいて、集水井、横孔排

水試錐による地下水排除工が主として実施された(図1)。施工途中に繰り返し電気探査を行なうことによって排水効果の判定・工事修正が行なわれた。同時に下部公共施設(郵政省保養所)を守るために長さ15mの鋼管杭による抑止工が実施された。排水施設は工事直後は有効にその目的を達していたが、年が経つにつれて排水孔の目詰りによって排水量が減少し、地下水排水能力が低下している。このことは地すべり地内の植生によく表われており、好水性の植物の占める割合が増加している。この事実は施工後そのまま放置されていることの多い現在の工事方法の一つの問題を投げかけている。

現況

1967~1978年(途中1969.11~1970.6まで中断)にわたって京都大学防災研究所により移動観測、地下水排水量観測等が高密度で行なわれているが(図1)、これによると、67年の大変動の後は防止工事効果の表われが顕著で動きは認められなかったが、その後徐々に縮みのクリーブが表われ、年10~5cm依然として活動している。現在地すべり地全体は荒地となっており、直接的な被害は出ていない。しかし開発の波は地すべり活動域の側近まで押し寄せて来ており、緩慢な動きと排水能力の低下による土塊内地下水の増加を考えると、現状のままでよいかどうか問題のあるところである。

図1 - 雄琴串林地すべり地

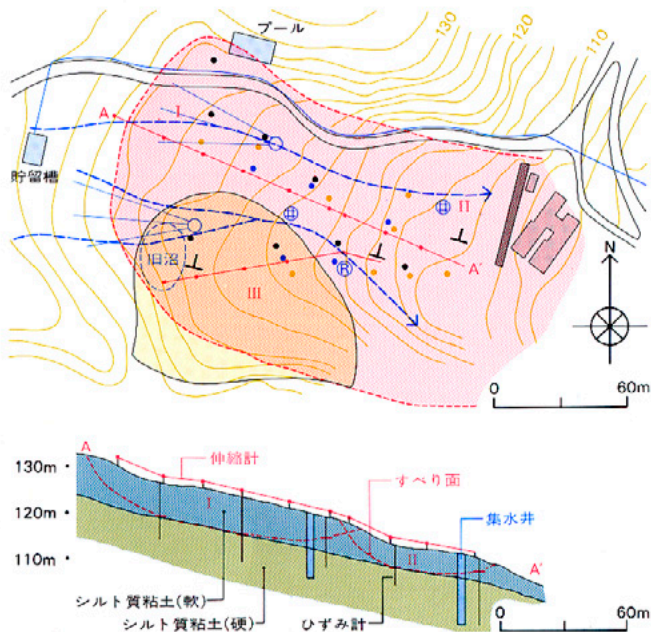
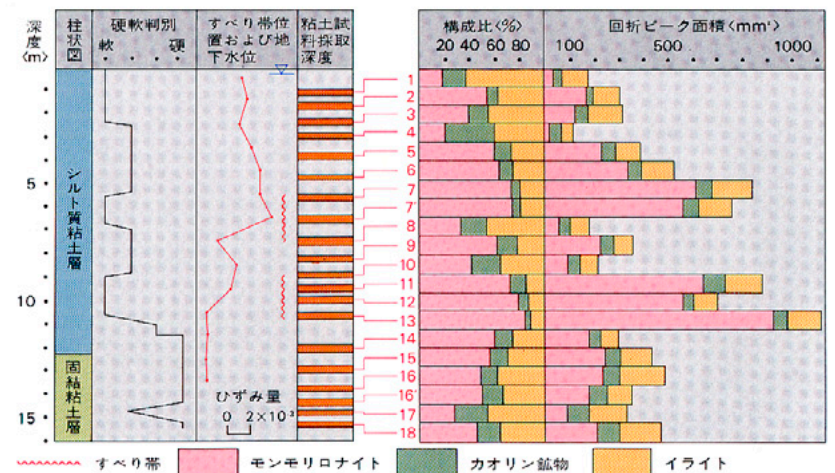


図2 - 垂直粘土鉱物構成図



○ すべり帯 ● モンモリロナイト ■ カオリン鉱物 □ イライト

<図1の凡例>

- 地すべり範囲
- 地すべり上部
- 地すべり下部
- 盛土部
- 水位計
- 傾斜計
- 伸縮計
- 長径傾斜計
- 雨量計
- 集水井
- ひずみ計
- 横孔排水工
- 杭打工
- 水道管
- 地下水脈

5 地すべりをめぐって

外国の地すべりと日本の地すべり

西田 彰一 = 新潟大学名誉教授

日本の地すべりと地質構造

黒田 和男 = 地質調査所環境地質部水資源課長

地すべりの構造

大八木 規夫 = 国立防災科学技術センター地表

変動防災研究室長

計測にもとづく地すべりの予知

山口 眞一 = 成蹊大学経済学部教授

外国の地すべりと日本の地すべり

チェコスロバキアの地質構造

編集 本日は地すべりについて、いろいろとお伺いしたいと思います。最初に西田先生からお願いいたします。

西田 私のテーマは、外国の地すべりと日本の地すべりということですが、これはなかなかむずかしい問題なので、本日は、問題の提起というように簡単にお話ししたいと思います。

昭和52年にチェコスロバキアのプラハで、国際地質工学会の主催による地すべりの国際会議が行なわれました。私もこのシンポジウムに出席したあと、この地方の地すべりを見てきたのですが、このとき痛感したのは、この地すべりは、日本の地すべりとはかなり違った様相を呈しているということでした。

チェコスロバキアという国は、日本とは逆に東西に長い国で、東側のボヘミアと西側のスロバキアとが一緒になってできています。地質構造からみてもこの国は、ボヘミア地塊とスロバキア地塊の2つの構造単元に分けられます。東側のボヘミア地塊は非常に古く、主として先カンブリア紀から古生代までの地層で構成されていて、古生代に造山運動があった以後は安定した地塊となり、その後は、侵食と剝削をうけて次第に平坦化された準平原の地形になっています。この地方をバスで走りますと、車窓から眺める景観は日本では見慣れない平坦な地形の連続で、まさに大陸という感じがいたします。ただ北部の盆地には白亜紀（中生代）の地層が発達しており、この白亜紀層の地域に地すべりが発生しています。

他方、スロバキア地塊の方になりますと、この基盤はボヘミアと同様に古いのですが、ここではアルプス造山運動をうけて、第三紀の頃に形成された高峻なカルパチア山脈が東西に連なっています。地層の分布をみますと、図1・1にみるように中核には先カンブリア時代の変成岩、その周辺を古生代の火山岩類がとりまいて高山地帯をつくり、その北側の中山性の山地は古第三紀の厚い砂・泥互層、南側は新第三紀の火山岩および新第三紀の構造性凹地。このように地層は非常に規則正しく分布しておりますが、ここでの地すべりは、図のフリッシュ帯（内帯と外帯）と高地新第三紀火山岩のところで起こっているのです。

地すべりの運動形態と岩体の割れ目

ご承知のように地すべりにはいろいろの運動形態がありますが、ここでの地すべりは日本のものとは非常に違います。地すべりというのは、重力によって岩塊がだんだん下の方にすべり落ちていく現象ですが、チェコスロバキアの典型的な地すべり運動というのは、非常に大きな岩塊が斜面をずっとすべり落ちてくる。向こうの人は、これをロックシティ（岩石の町）と呼んでいる。要するに、岩石でできた山が大きく割れ、それが割れた形のままで徐々にずり落ちてくる。ですから、その間にピルの谷間ができます。そういう意味でロックシティと名付けているのだと思います。

そういう状態を見て、正直に申しますと私はちょっとびっくりしたのです。日本の地すべりは、第三紀層地すべりをはじめいろいろのタイプがありますが、だいたい岩盤が動きまるとすぐにグシャグシャと崩れます。チェコのように非常に大きな山自体が割れて、そのまますべり落ちていく、めり込んでいくというのは、日本では非常に珍しいのです。ではどうして、こうした運動形態の違いがでてくるのかということ、まず一つには、岩体の割れ目が問題ではないかと私は考えております。向こうの岩体の場合には、割れ目が非常に大きく、しかも規則的である。日本のものは、一般に割れ目が非常に細かく、しかも不規則である。もちろん岩石の割れ目というのは、節理にしても断層にしても必ず方向性があり規則性があるのですが、日本のものは、どちらかといえばグシャグシャで、非常に複雑な割れ目をもっている。これに比べれば向こうの岩体は、非常に規則正しく、しかも大きな割れ目しかない。いつか雑誌で登山家の話を読んだことがあります。向こうの山に行きますと割れ目が少ないのでロッククライミングに非常に苦労する。ところが日本の山は、割れ目が多すぎてかえって苦労するという。そういう話を読んだことがあります。登山家の体験からしてもこのような歴然とした違いがあるわけです。

したがって日本の地すべりというのは、動きまるとすぐにグシャグシャと崩れます。すべると同時にグシャッと崩れてしまう。向こうの地すべりは、非常に大きい岩塊が徐々にすべり落ちていく。この場合、下の方にはわりに軟かい岩石があり、上の方には火山岩のような硬い岩石

写真上=トラバーチンの上に構築されたスピス城
 写真下=スピス城の城壁。地すべりによりクラックが生じている。

図 1・1 - カルパチア地方スロバキア地塊構造地質図

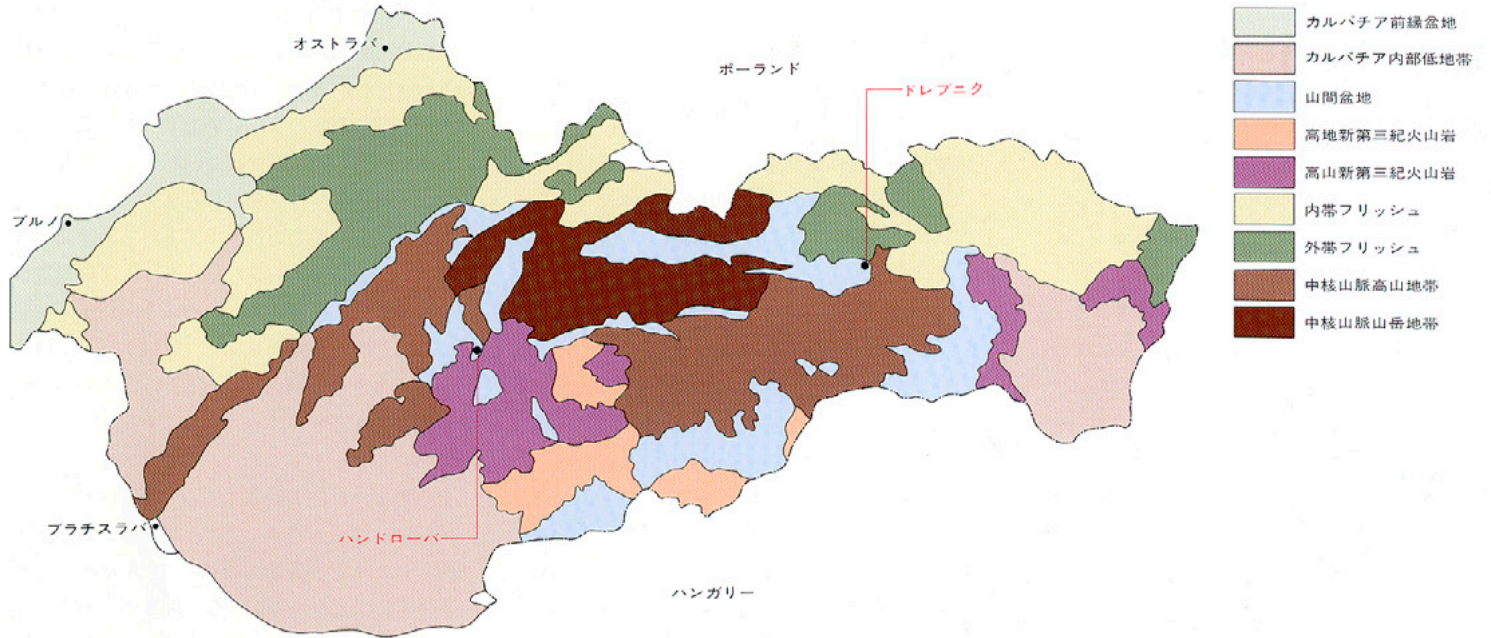


図 1・2 - ハンドローバ地すべりの地質断面図

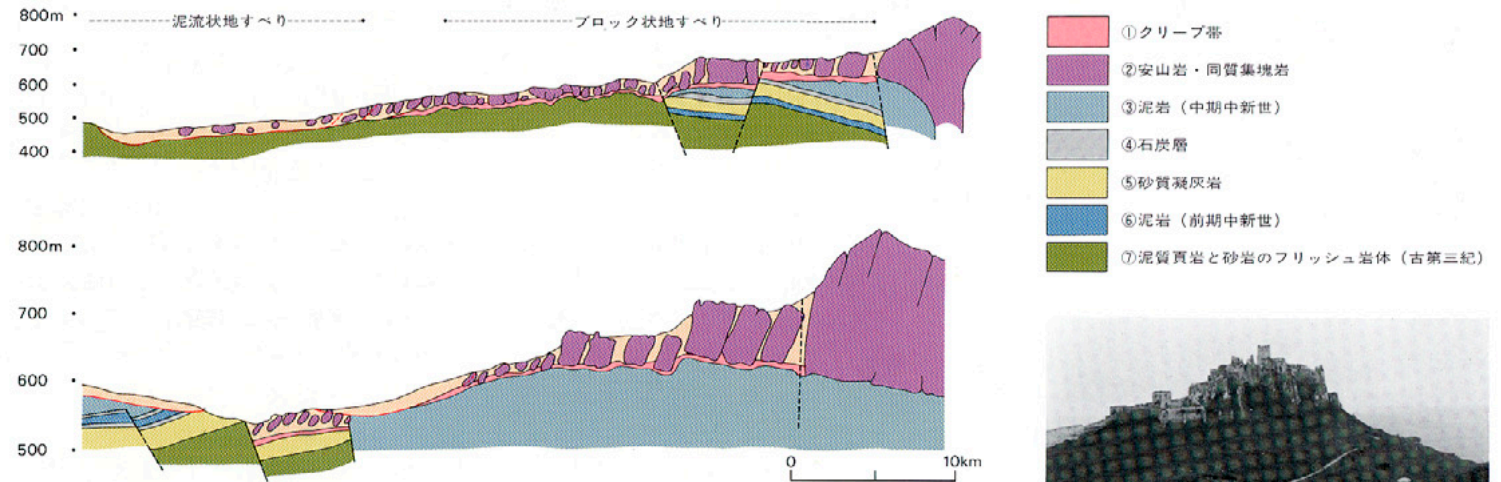
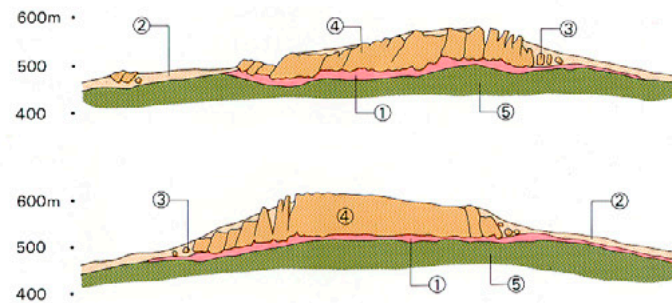


図 1・3 - ドレブニク地すべりの地質断面図



- ① クリープ帯
- ② ローム質岩層土 (鮮新世-第四紀)
- ③ トラバーチンの岩片・礫と砂質ローム
- ④ トラバーチンの岩片とその移動岩塊
- ⑤ 砂岩・頁岩のフリッシュ層 (古第三紀)



がかぶっていて、その間にやわらかい粘土層からなるすべり面、いわゆるクリープ帯ができています。そしてこのクリープ帯に沿って、上の方の大きく硬い岩体が徐々にすべり落ちていく。そういうのが向こうの地すべりです。

ハンドローバとドレフニクの地すべり

図1・2は、1960年にスロバキア地方のハンドローバの炭坑地帯に発生した有名な地すべりの断面図です。図でみるように、の泥岩の最上部は、火山岩体が帯水層の役割をするのでその地下水の作用をうけて、泥岩の最上層にクリープ帯がつくられます。そのため、このクリープ帯に沿って、厚さ40～1000mほどの火山岩体が、ブロック状に割れたまますべりだすわけです。すべり落ちてゆく火山岩体の縁辺部では崩れて落石したり、また斜面の下方では、崩積土となっている状態が示されています。そしてこれらの堆積物が低地帯へと流動し、土石流となって大きな被害をだしたのです。

もう一つ、スロバキア地方の有名な地すべりの例を図1・3でみていただきます。これは、ドレフニク地方の地すべりで、図にみるように基盤は、頁岩と砂岩からなる古第三紀のフリッシュ層で、この上に、トラパーチンと呼ばれている洪積世の多孔質の硬い岩体がついています。この岩体は砂質ロームでおおわれていますが、その厚さは60～80mもあります。そしてここでは、さきのフリッシュ層とこの岩体との境にクリープ帯ができるのです。そのため、開口性の割れ目によって分離された上の方の岩塊（トラパーチン）が、30mほどの急崖をつくりながら谷の方へ徐々にすべり落ちていくわけです。つまり、さきほどのハンドローバの地すべりと原理的には全く同じで、地下水などで侵食されてやわらかくなったフリッシュ層上部のクリープ帯（厚さ1～6m）がすべり面となって、上位の岩塊がこのクリープ帯にのめり込みながら沈下・移動しているわけです。この地すべり地帯の近くには、12世紀に築かれたスピス城という古城があるのですが、驚いたことには、この古城をのせたまま岩塊が移動しているのです。そのため城の壁には亀裂が発生しているので、現在、ロックアンカーなどで補強工事を行なっているという状況です。

このようにチェコスロバキアの地すべりというのは、硬い岩塊が大きく割れ、それらが分離してすべり出すというブロック運動が基本で、日

本のものとはその運動の形が非常に異なります。ただチェコスロバキアの場合でも、さきのハンドローバの例で述べましたように、最終的にはこれらの岩塊も崩積土になってすべり落ちていくわけです。

地すべり運動における2つの基本型

ところで日本では、地すべりを一次地すべり、二次地すべり、あるいは三次地すべりというように区別する場合があります。一次地すべりというのは、最初の、初生的な地すべりのことをいうわけですが、日本ではどちらかということ、二次地すべりが最も多いのです。これは、一たんグシャツと崩れたものの中に、またすべり面ができて地すべりを起こすわけですが、そのため運動の形態もフローのような状態、土石流を起こすような状態です。あるいはまた粘稠型のタイプでグシャツとしたものの塊りが徐々にすべる。そういう二次地すべりが多いのが日本の特徴です。それで、こうした運動像の違いを模式的に表現してみますと、

- A 岩体 岩塊 岩屑 崩積土
- B 岩体 岩屑 崩積土

というような運動像の違いがみられます。Aはチェコスロバキア、Bは日本です。したがって日本の地すべりが非常に複雑な運動形態を示すというのも、このように岩塊がいきなり岩屑になってしまう傾向があるためと思われるのです。安定大陸と造山帯における地すべりの違い

このように日本の地すべりの場合は、外国のものとは異なり、原因の点でも、発生のメカニズムの問題でも、あるいは予知の問題でも非常に複雑な面がでてくるわけですが、私は、こうした運動像の違いの背景には、地質的な問題が大きくかかわっているだろうと思うのです。つまり、チェコスロバキアのような安定した大陸と造山運動のはげしい日本のような弧状列島とでは、そこに発生する地すべり運動の形態が基本的に違うのだろうと思っているわけです。

じつは、最近アメリカの地すべり学者が日本に来て、日本の地すべりを見ていったのですが、どうも向こうの連中の説明を聞くと、地すべりの研究そのものは、どちらかといえば日本よりおこなわれているような感じを受けました。これは、日本の地すべりの方が非常に複雑であり、しかも被害を防がなければならないという事情にせまられているために、研究が進んでいるのではないかと考えられます。

ところが、日本でもチェコスロバキアのようなタイプの地すべりがないわけではないのです。新潟県下でも、向こうの型に似た地すべりを見えていますし、また、北九州あたりの地すべりのタイプは、日本の第三紀層地すべりとはちょっと運動形態が違うのではないかという気がいたします。地質学の立場からみまると、その基盤がどのような構造地質区であるかということが問題で、狭い日本列島を見ましても、構造地質区が違っていると、やはりチェコのようなああいう型の、非常に大きなブロック、岩塊が徐々に動くような地すべりがあるだろうし、また事実あると思います。

チェコスロバキアでも、スロバキア地方の北の方のカルパチア山脈は、日本の地すべりと非常に似ているようです。向こうの文献あるいは図面を見ますと、新潟あたりの第三紀層地すべりと非常に似た運動をしているらしいし、分布を見ましても非常に似ております。ですから、ちょうどスロバキア地方の北の方のカルパチア山脈のところに、日本に多くみられる地すべりが発生している。それ以外の安定した構造地質区のところには、チェコスロバキアに特徴的な大きな岩体で動く地すべりが発生しているということになるのではないかと思います。

安定大陸の地すべりとして最も典型的なのは、実はボヘミアで、私は残念ながら見ることができなかったのですが、さっき申しましたロックシティの典型的なタイプは、ボヘミア地方の地すべりに多いのです。したがってこうした地すべりはチェコばかりに限らず、お隣の中国をはじめその他の国々でも、大陸ではこうしたタイプが多いと思われます。構造地質学的にチェコと同じような条件のところには、こういう地すべりが起きているのではないかと思います。その逆のタイプの例を申しますと、ちょっと話が飛びますが、1980年の4月にニューデリーで国際地すべり学会があり、そのとき、ヒマラヤ山脈に近いところの地すべりを見たのですけれども、これがどちらかということ日本の地すべりに近いのです。これなども、ヒマラヤ造山帯という地質環境がその背景にあるというふうに私は考えております。

日本の地すべりと地質構造

地すべりの分布と地質構造区分帯

黒田 最初に日本の地すべりの分布について申しますと、日本では、地すべり等防止法による指定区域が行政的に定められています。これは、地すべりが現在起こっている地域あるいはこれから地すべりが起こりそうだという地域も含めて、地すべりを防止するために行為(人間活動)の制限をしなければならない区域を法律で指定したものです。その指定した場所の分布が図2・1に示してあります。図の黒点がすでに地すべり指定区域になっているところで、ごらんのように地域的に非常に偏っております。これはとりもなおさず、いま西田先生からもお話があったように、地すべりが地質構造と密接に関係しているからです。

表2・1は日本列島を地質構造区分して、そこどのような地すべり現象が出ているかをまとめてみたものです。図2・2は日本の地質構造区分帯図ですが、この図をさきほどの地すべりの分布図と比較してみると、地すべりはこの図の濃いブルーのところと濃い緑色のところに集中しているということがわかります。日本列島の地質の特徴は、第1にユーラシア大陸と太平洋の間にはさまれた島弧であること、第2にこの島弧に沿って地震帯と火山帯とがあること、そして第3に地質構造も非常に複雑に絡み合っているという、この3点が、外国と違った日本の大きな特徴です。

このような日本列島の地質構成を、いま土木地質条件という観点から大きく整理してみますと、大体5つに分けられます。まず第1に古生代から中生代にわたる地向斜堆積物からなる厚い累層で、この地層には広域変成相から非変成相までの各種の岩石が認められます。

第2に中生代後期から古第三紀にわたる浅海成～陸成堆積物及び酸性火山岩類と花崗岩類。これがまた一つの日本の地質構成の単位になっています。図2・3は新第三紀以降の地層をはぎとってみた場合の、古生代～古第三紀までの日本列島の地質構造区分帯図です。第3に新第三紀から第四紀にわたる海成堆積物及び海底火山噴出物からなる累層です。これには、それぞれ非常に厚く堆積したところもありますし、薄いところもある。それからいわゆるグリンタフとよばれる火山噴出物がいっぱいあるところもある

し、火山噴出物がないところもあるというようになっています。図2・4が新第三系の地質区です。

そして第4は新第三紀末期から第四紀にわたる浅海成～陸成堆積物及び火山噴出物。第5が沖積層です。

こういった非常に大きな単位で5つに区分されるわけですが、私は、日本の地すべりというのは、これらの区分に応じて、それぞれその特徴が違うのではないかと考えております。

区分 C：沖積層地帯

これは、地質図の の地域で、主として都市のある低地帯です。ここには一般に地すべり現象はありません。ただ人工の盛り土斜面の崩壊というのはあります。

区分 D：第四紀の火山岩・火山砕屑岩

第四紀の火山活動でできたいろいろな岩体からなるところです。地質図でいえば ですが、主として溶岩からできている部分と、主として火山灰その他の火山放出物からできている地域に分けられます。この地域には、火山泥流、土石流、火山山麓の斜面崩壊などが起こります。またこの地帯には、火山の噴気活動などによって岩石が粘土質に変質しているところがあり、ここにときどき顕著な崩壊現象が起こります。小出博さんの分類で温泉地すべりというのがこれに相当します。この温泉地すべりは、現在はげしい噴気現象があるところに限られますから、指定地としては余りたくさんはありません。たとえば箱根の大涌谷・早雲山、霧島や鳴子ダム周辺などが有名なところです。

区分 A：第四紀の未固結火山砕屑岩

地質図では です。これは未固結の岩体で、台地や丘陵地をつくっています。いわゆるシラス台地、ローム台地といわれているもので、ここでは、台地縁辺部の急傾斜地で斜面崩壊がおこっています。つまり台地の縁が非常に急なげになっているので、そこで崩壊現象が起こるわけですが、これは地すべりというよりも、法律でいいますと、急傾斜地ということになります。シラス台地の例では鹿児島県。ローム台地では、昭和46年に横浜市内でたくさんの災害が発生しております。

区分 B：第四紀の未固結堆積物

地質図では の区分です。これは段丘や丘陵地をつくっており、最近の大都市は、沖積平野から次第にこの地域に膨張しています。ここにも

斜面崩壊があるわけですが、これもまた地すべり現象とは性質の違ったもので、法律的には急傾斜地という指定がされております。

区分 C・D・E：中新世～鮮新世の半固結堆積岩
地質図では に一括して示してあります。この岩石はハンマーでたたくと、カチンという音でなく、バサッという音がする程度の半固結のもので、それが丘陵地とかあるいは非常にゆるやかなケスタ地形をもつた丘陵地帯をつくっています。この中で黒色泥岩が発達している地域が、日本では第三紀層地すべりの集中しているところなのです。ただ日本列島のなかでも、さきほどの図2・4でみましたように、新第三紀の地殻変動の様相がさまざまですから、それによって地質構造が異なります。

まず のCですが、これは東北日本の瑞穂 フォッサマグナ褶曲帯(奥羽 信越区)と呼んでいるところに特徴的な地すべりです。地層が褶曲して波打っているようなところに集中して発生しているもので、秋田県の谷地、新潟県の松之山や小泊、長野県の茶臼山、奈良尾、清水山などはこの例です。

次に Dは西南日本の方で、図2・4の地質構造区では山陰 北陸区、およびそれ以外の非グリンタフ地域を含んでおり、ここにも黒色泥岩による第三紀層地すべりが発生しています。ただ表中の模式図にみるように地層の褶曲の形が東北日本のもとは違うので、地すべりの運動もその様相が異なっているわけです。富山県の胡桃・五十谷がこの例です。

次に EとFですが、このうちFのメサ地形というのは、山の上方に火山噴出物からなる台地がついているという特徴ある地形です。図2・4の地質区分では、瀬戸内区、豊肥火山区、南九州 内側琉球区などがこれにあたります。ここでの地層はほとんど水平に近く、ところどころ断層で切れている。そして普通、火山岩がその上につけています(これらの火山岩は、地質図では の区分)。この火山岩の山を遠くから見ますと、たとえば四国の屋島がその典型的な形です。そしてこの火山岩の下には崖錐堆積物がたまっていますが、火山岩の直下の部分は泥質岩で、これが原因となって地すべりが発生するのです。だいたいこういった形のもので、半固結の軟かい岩石でできている第三紀層地すべりの特徴です。有名な亀の瀬地すべりもこれと同じ地質条件と考えてよろしいかと思えます。

図 2・1 - 地すべり防止区域の分布図

図 2・2 - 日本列島の地質構造区分帯図

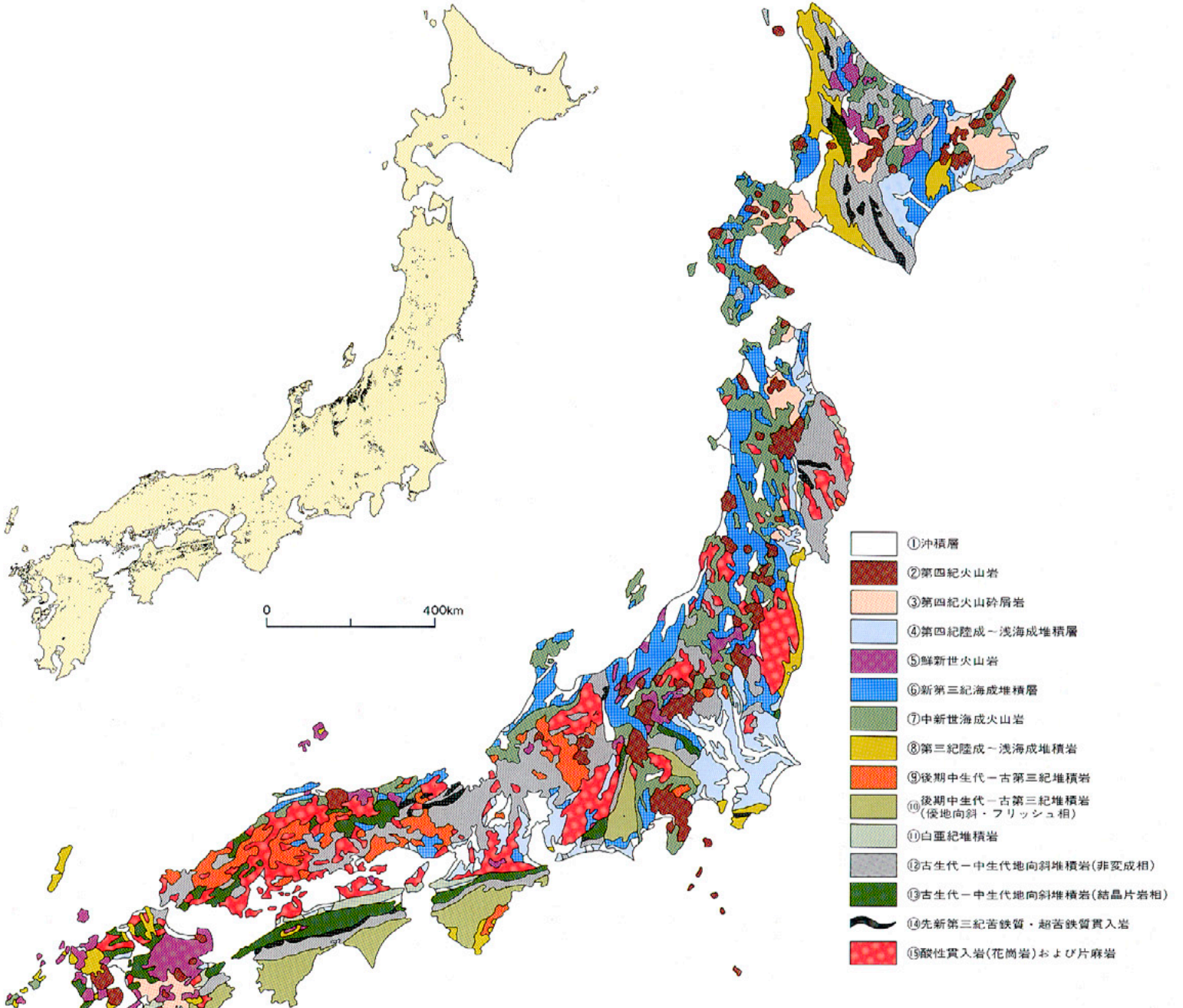


図 2・3 - 先新第三系の地質構造図

図 2・4 - 新第三系の地質区

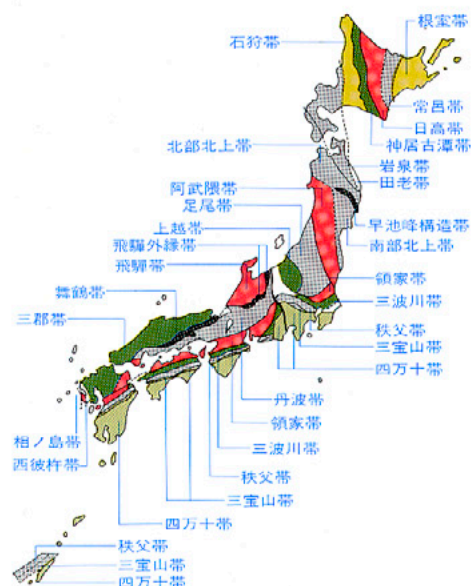


表 2・1 - 日本列島の土质地質条件区分帯

区分	図2-2 の区分	構成岩石	地形	地質区分	おもな地変	断面模式図		断面模式図の凡例		
						表層堆積物	すべり面			
I	①	沖積層	低地		人工の盛土斜面崩壊					
II	②	第四紀（噴出岩） 火山砕屑岩	山地(火山体)		火山泥流・土石流 火山山麓の斜面崩壊 (噴気変質帯上の地すべり)		変質した凝灰角礫岩 崩壊堆積物	非変質岩 粘土化変質岩		
III	A	③	第四紀火山性堆積物 (未固結)	台地 シラス台地 ローム台地 丘陵地		台地縁辺部の急傾斜地の斜面崩壊		火山灰 シラス ローム層 粘土化軽石層	風化火山灰・ローム 降下軽石・軽石流堆積物 泥岩層 砂層・礫層	
	B	④	④	第四紀陸成～浅海性堆積物	台地 丘陵地		斜面崩壊		砂層 砂・シルト・粘土の互層	
	C	⑤	⑤	ゆるく褶曲した中新世～鮮新世堆積岩（半固結）	丘陵地 ケスタ地形	瑞穂-フォッサマグナ褶曲帯（奥羽-信越区） 房総-大井川区	黒色泥岩地帯の地すべり（第三紀層地すべり）		塊状黒色泥岩層 同層から由来する表層堆積物	泥岩 砂岩・礫岩 先新第三紀の岩石
	D	⑥	⑥	傾斜し部分的に褶曲した中新世～鮮新世堆積岩（半固結）	丘陵地	山陰-北陸区 非グリタフ地域一般	黒色泥岩地帯の地すべり（第三紀層地すべり）			
	E	⑥	⑥	部分的に褶曲した中新世～鮮新世堆積岩（半固結）	丘陵地	瀬戸内区	崖錐堆積物の斜面移動（第三紀層地すべり）			
	F	⑤	⑤	上部に鮮新世～更新世の火山岩をのせるもの	メサ地形	瀬戸内区 豊肥火山区 南九州-内側琉球区	崖錐堆積物の斜面移動（第三紀層地すべり）			
IV	A	⑦	⑦	中新世海成火山岩類 中新世堆積岩(固結)	山地	グリタフ地域一般	破砕帯上の一次地すべり 土石流		破砕帯に沿う崩壊 土石流堆積物	火山岩・緑色凝灰岩
	B	⑧	⑧	傾斜しブロック化した古第三紀～新第三紀堆積岩 上部に鮮新世～更新世の火山岩を伴う	丘陵地 山地	北西九州区 常磐区 中央北海道区	挾炭頁岩の一次地すべり 崖錐堆積物の斜面移動（第三紀層地すべり）		泥岩もすべり面とする地すべり堆積物 火山岩体からなる急斜面直下の崖錐堆積物	玄武岩・安山岩 泥岩・石炭 砂岩
	C	⑫	⑫	先新第三紀の諸岩石類（堆積岩は強く褶曲しブロック化して剛塊となっている）		非-弱変成帯 丹波帯・足尾帯 秩父帯・北部北上帯 南部北上帯・岩泉帯 田老帯・三釜山帯 豊肥帯・西彼杵帯	破砕帯上の表層すべり 千枚岩地帯の表層すべり 土石流		受け盤上の表層堆積物	粘板岩・千枚岩
	D	⑮	⑮	⑮	高圧変成岩	高圧変成帯 三部帯・三波川帯 阿武隈帯 神居古潭帯	泥質片岩地帯の表層すべり 珪質片岩地帯の土石流		粘板岩・千枚岩に由来する風化層 粘板岩上のチャート等からなる崖錐堆積物	泥質片岩 珪質片岩
	E	⑮	⑮	⑮	片麻岩 雲母片岩	低圧変成帯 飛騨帯・須家帯 日高帯・相ノ島帯	雲母片岩地帯の表層すべり			
V	A	⑯	⑯	⑯	花崗岩		風化花崗岩の崩壊		風化部の崩壊 風化花崗岩に由来する表層堆積物	風化花崗岩 花崗岩
	B	⑨	⑨	⑨	後期中生代～古第三紀火山岩類		土石流		表層風化部の落石 斜面直下の厚い崖錐堆積物	流紋岩・安山岩
	C	⑩	⑩	⑩	後期中生代～古第三紀窪地向斜相およびフリッシュ型互層	四万十帯 根室帯 石狩帯	大規模な円弧すべり 土石流		緩斜面上の厚い崖錐堆積物 緩斜面上の厚い崖錐堆積物	砂岩頁岩互層
	D	⑭	⑭	⑭	先新第三紀超苦鉄質・苦鉄質貫入岩を伴う構造帯	みかぶ帯・日高帯 神居古潭帯 須家帯	構造帯に伴う蛇紋岩の表層すべり		破砕帯から生産された厚い表層堆積物 塊状岩体上の厚い表層堆積物	その他の岩石 蛇紋岩

区分 A：中新世の固結した堆積岩・火山岩
この区分になりますと、岩石の種類が全く変わって、ハンマーで打ちますとカーンと鋭い音はね返ってくるような硬さをもった岩石です。そしてこのAは、中新世の固結堆積岩、中新世の火山岩・緑色凝灰岩で、これが山地をつくっています。地質図ではこの区分です。この岩石は、非常に硬いのですが、同時にまた長い間の激しい地殻変動のために、ところどころ砕けたところがあります。これは巨視的に見ていっているのですが、細かいところではいろいろ議論があるところですが、いずれにしろ、硬い岩石が地盤運動ですれ合って弱い場所ができています。表中の模式図のように硬いところと軟かいところが出ています。これを破碎されているといっているのですが、その破碎されて軟かくなったところに地すべりが発生する場合があります。地すべりというよりは、むしろ山くずれに近く、土石流地帯といつてよいかと思います。

区分 B：古第三紀～新第三紀の固結堆積岩
これは、傾斜しブロック化した古第三紀～新第三紀堆積岩で、その上部に鮮新世～更新世の火山岩を伴うものもあります。地質図ではこの区分になりますが、表中の模式図にみるように泥岩の層は薄いのですが、段違いが多い地層で、この上に火山岩がのっていることが多いのです。おまけに、泥岩層の中に石炭とか凝灰岩とかはさまっているわけで、そういうところで地すべり現象が見られます。これには、いろんな形があるので模式図にこだわってもらおうとちょっと困るのですが、北西九州に集中している地すべりはこのタイプです。さきほど西田先生がチェコの例に似ているとされたものがこれで、ふつう北松型地すべりと呼んでいるものです。長崎県の鷲尾岳・平山がこの例です。

区分 C：先新第三紀の諸岩石
この先新第三紀の諸岩石類になりますと、ハンマーで打てばカーンと音がする本当の岩石です。堆積岩は強く褶曲し、ブロック化して剛塊となっている。要するにすっかり岩石になっており、これが山地を構成している。地質図でいえば、先新第三紀の地向斜堆積物の非～弱変成帯にあたるところで、地質図ではこの区分で示してあります。そして、やはりこれもさきほどのAと同じく、長い間の地殻運動でたくさんの弱帯、いわゆる構造帯・破碎帯ができています。そしてこうした弱帯でさまざまな崩壊現象がおきてい

るわけです。この例としては高知県の長者をお上げておきます。

区分 D：高压変成岩
次の高压変成岩ですが、これは結晶片岩になっている岩石です。地質図でいえば、三郡帯・三波川帯・阿武隈帯・神居古潭帯で、地質図ではこの区分です。表中には泥質片岩とか珪質片岩とか記していますが、これは粘土が固まってきた岩石が、さらに地殻内の圧力を受けて結晶片岩になったところで、そういうところに地すべりが発生しているわけです。そしてこれを小出さんが破碎帯地すべりと呼んだわけです。徳島県の森遠がこの例です。

区分 E：片麻岩・雲母片岩
これは地質図では、この花崗岩と一緒に示されています。これも、もともとは粘土分がたまって岩石になったのが、それがさらに地殻内の圧力をうけて変成したものです。この雲母片岩地帯にも地すべりがありますが、その例はわりに少なく、山口県の柳井の近くなどに見られる程度です。

区分 V A：花崗岩
花崗岩地帯といえれば風化した花崗岩の崩壊による山くずれはよく知られているとおりです。地質図ではこの区分されています。

区分 V B：後期中生代火山岩類
ここは地すべりは非常に少なく、むしろ土石流地帯となっております。兵庫県の福知がこの例です。地質図ではこの区分です。

区分 V C：白亜紀の堆積岩
白亜紀の堆積岩・フリッシュ型互層ですが、ここでも大規模な地すべり性崩壊とか土石流がところどころに起こっています。地質図では、四万十帯、根室帯、石狩帯などです。地質図ではおよびです。

区分 V D：超苦鉄質貫入岩を伴う構造帯
超苦鉄質貫入岩を伴う構造帯は、いろんな岩石が非常に幅の狭い部分に集中しているところですが、よく蛇紋岩といっていますが、こうした岩石が両側から強い力で押されて、岩石が圧縮され、押し砕かれている非常に複雑な構造帯です。その典型的なものは四国にありますが、そのほかにも幾つかあります。そういうところで地すべりが起こっております。表には破碎帯上の表層すべりと記しておりますが、これも破碎帯地すべりと呼んでおります。三浦半島の阿部倉が1例です。地質図ではこの区分になっています。

たいへん大ざっぱに述べましたが、以上のようなものが、地質構造と地すべりの分布との関係です。こうしてみますと、一般的にみれば地すべりの諸相は非常に複雑ですが、地質構造との関連でいえば、その単位はわりと単純に整理できるような気がします。ただし、このことは、地すべり対策でいえば同じ単位内のところでは同じような地すべりの型があるはずだから、工事計画をたてる時にはどこを見習ったらいいかという基本的な点で参考になるわけです。ただタイプが同じでも地すべり現象は、気候や地形など周辺の条件に左右されて多様な運動として発生しますから、それがすぐに対策にはつながらないかも知れません。しかし、地質単位が全く違うところを見習ってもしようがないわけです。たとえば新潟県と秋田県の地すべりの経験は相互に勉強しあえるとか、あるいは同じ県内でも地質単位が異なれば、他の同じ地質単位の県の地すべりを参考にするとか、そういうことがいえると思います。

土石流・山くずれ・地すべり
編集 土石流、山くずれ、地すべりといろいろに表現されますが、現象的にはどこで区分されるのですか。

黒田 土石流というのはすでに砕かれてしまったものが集団的に急速に動くものです。山くずれなどが起こって岩石が砕かれ、下の方に移動して、ある場所にたまる。それが、大雨とか雪解けと時期的に重なって一時に動いていく。あるいは一度はそこにたまったまま長い年月を経過した後、あるときに大雨などによって一時に流され、集団的に移動する。そういうものが土石流といわれるものです。

山くずれには、いろいろの様相があるのですが、要するに、斜面にある岩石が何かの作用で一気に落ちるものです。ただ地すべり性崩壊という言葉があるように、非常に大規模な山くずれになりますと、いわゆる地すべりとはちょっと区別のつきにくい場合もあります。いずれにしても急傾斜地で表土とか岩石がドサッと一時に落ちるのを山くずれと考えてよいと思います。地すべりというのは、文字どおりゆっくりとした動きですね。

編集 破碎帯地すべりというのも、ゆっくりと動くのですか。

黒田 ええ、だいがいはゆっくりしています。ただ、なかには非常に速く、瞬時に出てしまう

ものもありますが、これはどちらかといえば、山くずれとか土石流とかいっています。ただ、さきほど西田先生がいわれたように、日本の岩石は割れ目が多くてすぐにばらばらになりやすい。そのため一気に流れ出してしまうケースが多く、こうした場合には、地すべりとも山くずれとも区別がつかないわけです。外国ですと岩石の割れ目が少ない。ですから、ブロックの一個一個が大きくて残りやすい。日本でもこういう例はあるわけで、さきほど西田先生がいわれた北松型の地すべりがそれです。

大八木 東北の山形から秋田にかけてもありますね。余りばらばらにならずに、幾つかのブロックに分かれて大きくゆっくり動くものがあります。

編集 火山噴出物というのはマスになるんですか。

大八木 溶岩などが侵食に対するキャップブロックになっている場合が多いですね。

編集 それには、玄武岩とか安山岩とか、火山岩の性質は余り関係ないのですか。

大八木 北松の場合は玄武岩ですし、東北の方は安山岩です。

黒田 地すべりの場合には、塊状で非常にかたく、割れ目の発達に限られている岩石と、プラスチックですぐに分解する岩石。たとえば黒色泥岩などの岩石。そういう2つの岩石の組み合わせがあることが特徴的なんです。

山口 いまの山くずれと地すべりとの区別ですけれども、ふだんはジリジリとゆっくり動いていたものが、突如ガガーッと動くときがあるのですね。ガガーッと動くのはだいたい山くずれです。ですから、このようにふだんはジリジリ動いていて、突如急激に動きだすものを地すべり性崩壊といって、われわれは一応は山くずれと区別しているのです。

大八木 地すべりとして対象にしているのが、どちらかという、ゆっくり動く息の長いものですね。ただ実際には、山くずれとか土石流などから地すべりのゆっくりした動きまで、これは連続的な事象なんです。われわれ人間は、そのどこかに便宜的に境目を入れることにより、対象を捉えようとしているわけです。ところが現実には、比較的大きくてゆっくりした動きのものが一方でかなり沢山ある。それから他方では大雨のときに速い速度でガサッと崩れる小さいがバタバタと崩れるものがやはりたく

さんあるわけです。つまり、自然現象的に見て、どうも2つの極がある。そこで、これらの事象は2つに分けて考えられるだろうというのが現状ですね。

地すべりと気象条件

編集 いずれにしても土石流というのは、洪水とか集中豪雨などに関連した形で起こるわけでしょう。

黒田 いまも大八木さんがいわれましたように、大雨が降って山くずれがあちこちに起こるのは、どちらかと言えば、地質は余り問題なくて、雨の降り方が問題になるわけです。ところが、山の斜面にある道路とか鉄道とか、あるいは家などがいつの間にかずれて動いていたということが起こる。あるいは建物や切取の壁面にひびがはいついたり、あるいは前へ倒れ出してきたというようなことが起こる。そういうものを地すべりとして取り扱っているわけです。それから、さきほどいい忘れたことなんです、一般に地すべりには気象条件が非常に効いてくるんです。だいたい日本の山は、外国に比べれば水浸しとっていい程です。年間2,000ミリ近く降るわけですからプラスチックな岩石の変質がすぐに起こるわけです。ところが外国の場合にはそんなに雨は降らない。チェコのカルパチアあたりは雨量が多い方といわれますが、それでも700~800ミリぐらいで、日本の半分もないわけです。したがってプラスチックな岩石でも日本ほどは変形が起こらないのです。

地すべり粘土

山口 昔は、地すべりというと、地すべり粘土があってゆっくりすべるものをいっていた。数でいうとそれが大部分なんです。ところがそのうち、岩盤ですべているものもあることがわかってきて、岩盤でもゆっくり動くものならば地すべりにしようということになった。そうすると、いろんなタイプが出てきてしまうわけです。ただ数からいえば、すべり粘土を持つものが最も多い。その粘土を分析してみると、モンモリロナイトの多いところですね。それが一番多いですね。

編集 地すべり粘土というのが……

西田 要するに滑走剤になるんです。例のグリスみたいになっている。

山口 それでゆっくり、ゆっくりすべる。

大八木 船の進水式のときに、船台の間に滑性のよい石けん状のものを塗っておくでしょう。

それに当たる粘土が日本の場合に多いということです。

編集 地すべり粘土は、厚くても薄くてもいいわけですか。

黒田 いろいろなケースがあります。厚い場合は、表面から順番にはがれていく。薄い場合には、その上に砂岩とかのはさみを乗せたまま動く。あるいはまた、こういう粘土層は水もちが非常にいいから多くの場合水田になっているのです。

分布図と分類表への若干の補足

編集 地すべり地域として規制を受ける場所の分布ですけれども、これには広さの問題は含まれているのですか。

大八木 5ヘクタール以上となっています。

山口 対策とそれに関連した工法の問題でいろいろと違ってきますね。国が投資して対策をたてるようなときに、余り小さいものは、地すべりとしては扱ってもらえない(笑)。

大八木 5ヘクタール以上というのは、これはあくまで法律上の定義で、自然科学的な定義ではないわけです。

編集 そういう細かいのを入れても、さきほどの黒田先生がおっしゃった分類は変わらないわけですね。

黒田 変わらないと思います。

山口 標本として取り出して議論しているわけですからね。

西田 この分類表ですが、私はさきほどチェコスロバキアの地すべりの話をしましたけれども、ここで黒田さんが半固結とか固結とかいっている岩石の硬さの問題ですが、チェコスロバキアみたいな大陸性の基盤になりますと、同じ時代の岩石でも日本にくらべると軟かいんですね。

大八木 日本では、中生代の岩石をかたいといっているけれども、チェコスロバキアへ行くと、中生代の岩石はわりあい軟かくて、日本の第三紀層の岩石の硬さに相当する。ですから、時間軸と岩石の固結の程度とは、日本とチェコスロバキアとではずれるのですね。

編集 それはどういうわけですか。

西田 やはり地殻変動なんですね。日本の岩石は地殻変動をしょっちゅう受けているでしょう。ですから締められているわけです。ところが大陸のものは、そういう力を余り受けていないのです。それで固まらない。だからボヘミアあたりの地すべりを見ますと、中生代の終りごろ

の白亜紀層のものが意外に多いんです。日本で地すべりが多いのは、第三紀といっても新第三紀でしょう。ところが向こうの地すべりは、むしろ中生代から古第三紀のものが多いんです。そういう差があるんです。これは岩石の硬さの問題ですね。

黒田 日本で大陸の片りんを残しているのがさきほどの北西九州なんです。その地すべりは、西田先生がいわれたようなロック・シティタイプです。クラックが入ったまま何年ぐらいい動かないという岩体もちゃんとあるんです。ハンドローバーに近いという感じがします。

編集 そうしますと、この分類表は日本的な現象だけでまとめているけれども、世界的な現象としてまとめると、また別になってくるわけですね。

西田 だから、さきほど私が違うと言ったでしょう(笑)。日本列島のような島嶼と安定大陸とでは、地質条件が違うから一律にはまとめられないのです。

地すべりの構造

地すべりの構造とは
大八木

現在、地すべりについては、いろいろな専門家が調査・研究に携わっております。私自身、この分野に入ってみて驚いたのですが、地すべりというものが、想像以上にいろいろな専門分野に関連しているということでした。ところが、それぞれの専門分野の人々は、地すべりを従来の専門分野の延長線上のものとして見つめがち傾向があるのです。たとえば地形学の人が地すべりを見た場合には、それは地形作用の一つ、つまり侵食作用の一つとして扱えます。地質学の立場から見ても、地質現象の一つである風化・侵食・運搬という観点から見られます。また土質力学の立場から見た場合には、斜面の力学的な安定の問題として研究されるわけです。こうした見方は、そのどれをとっても正しいわけで間違っているわけではないのですが、最近私自身は、地すべりをその全体としてとらえるためには、もう少し別な観点が必要ではないかと思うようになりました。

地すべりというものを、地すべりではない周囲

の斜面とは異なったある特殊の構造をもつものとして見ることはできないか、すなわち、地すべりを一つの構造体として扱えることはできないかということです。

地すべりの構造という概念を設定した理由はいろいろとありますが、その第1は、地すべりを次のようにみることができるからです。すなわち、ある斜面に地すべりがあったことを考えてみますと、その地すべりは、空間的に見て周りの斜面の状況と不連続的である。斜面のある区画、ある区切りから特に切り出されて、以前とは別の乱れた構造に斜面が変わってしまうということ。また時間的に見ても、嘗々とした連続的な風化・侵食作用がある時期に大きなすべりという運動によって、斜面の状況が大規模に変わってしまうということ。そういう意味では、空間的にも時間的にも、地すべりの斜面というのは、周りの斜面の状況からある種の独立性を獲得したものと見ることができます。すなわち地すべりが地すべりとしてある特有の構造をもっていると考えられるわけです。次に地すべりというのは、先ほども述べましたように、いろいろな分野でそれぞれに研究されています。その中には、物質の性質や物質の分

表3・1 - 地すべり構造の概要

地すべり構造		調査項目
静的	構成物分布構造	土・砂・礫・岩盤・水・気体等の分布、変動前ものから引継いだ地質構造等…
	変形構造	運動に伴う構成物の変形の状態、その部分像、全体像、亀裂、すべり面等…
動的	運動分布構造	構成物の運動の部分像、全体像；変位、速度、加速度等の分布…
	力学的構造	運動をおこなす力の分布、伝播、平衡、変化等…

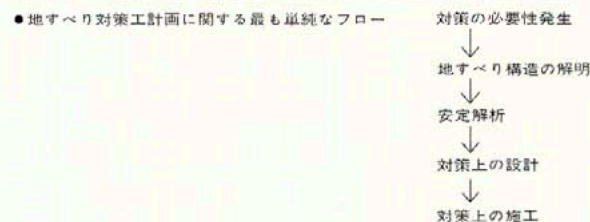


表3・2 - 地すべりの変形構造の概要

領域区分	輪郭構造	内部構造	
地表面(変形構造)	不動域	斜面の構造(地質構成、地質構造、風化作用・侵食作用等による構造、土層構成など)	
	亜不動域	側背後の亀裂 後背亀裂 冠頂	
	変動域	削刺域(崩壊源)	滑落崖 側方崖 側方亀裂、側方凹地 側方リッジ 側方崩壊(押し出し、押かぶせ) 脚(部)又は削刺域下限 末端隆起(太り山)
		押出域	流送域 堆積域
地中(変形構造)	変動域	削刺域(崩壊源)	副すべり面、又は層崩壊面 側方すべり面 側方亀裂
		押出域	副すべり面 すべり面以外の弱断面 地すべりによる褶曲 亀裂
	亜変動域	押出下底面 → 二次すべり面	
	不動域	斜面の構造	

布の状態，たとえば泥岩と砂岩，あるいはその互層，それに加えて断層の破碎が入っていると
かあるいは上位に溶岩があるとかという空間的
な構成があります。それからまた，その地すべ
り地の応力状態ということがあります。こうし
たものをそれぞればらばらに考えていたのでは，
地すべりの本当の全体像をとらえることがむず
かしいのではないか。そこで，地すべりの構造
という一つの枠組みの中にそれらを取り込んで，
一つの体系として把握したいというのが第2の
理由です。

さらに，対策工事という面から考えますと，各
分野の専門家あるいは専門分野の調査や研究を
一つにまとめて，それによってより一層有機的
な考えを導き出して，地すべりに対応する方法や
対策工法を編み出していきたい。そのために，
地すべりの構造という体系的なものが必要にな
ります。それが第3の理由です。

静的構造と動的構造

地すべりの構造，縮めて地すべり構造というも
のを定義すれば，地すべりによって生じ，周囲
の斜面とは不連続的で異なる特有の空間的構成，
あるいは特有の構造ということになりましょ
う。では，その地すべり構造の中身をどのよう

に考えているかということです。表3・1が，いま私の
考えている地すべり構造の中身です。この表に
みるように，地すべり構造は，大きくは静的な
ものと，動的なものに区分できます。

静的なものの方は，地すべりが発生した地域の
構成物の分布の構造と，地すべりによって変形
してしまった斜面の構造，つまり変形構造とい
う2つの面があります。動的なものは，各部分
がどういう運動をするか，どういう運動の分布
をしているかということと，力の関係がどうい
うふうな構成をもっているかという2つの見方
からなっています。

構成物の分布構造

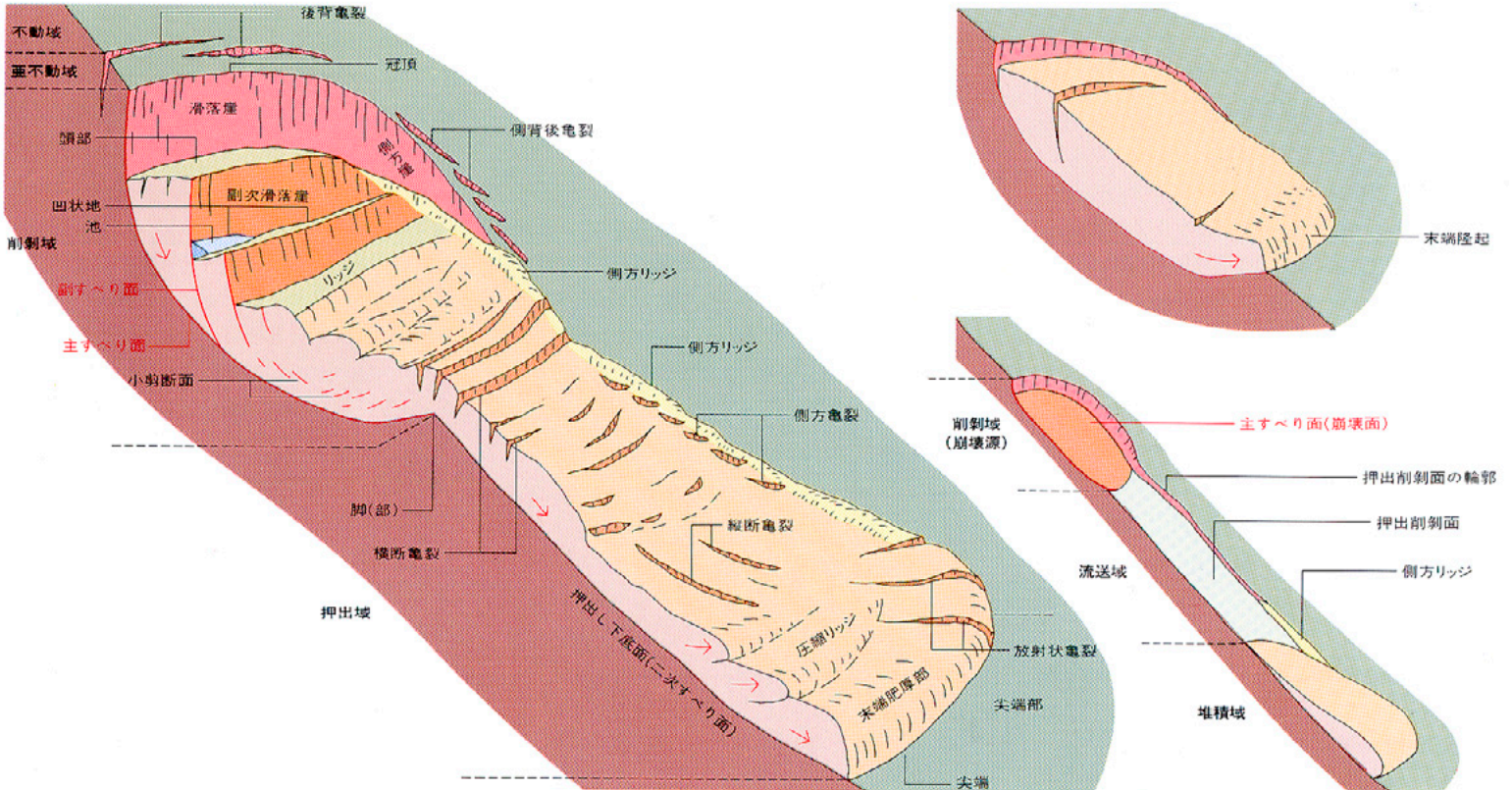
まず構成物の分布構造では，たとえば土，砂，
礫，泥岩や溶岩などの岩石の分布の状態。それ
から，間隙水圧，地下水とその流れ方などが地
すべりの場合には重要な問題になってきます。
さらには火山性ガスや水蒸気などが問題にな
ります。こうしたものの大部分は，地すべりが
動く前からその斜面にあったもので，それが地
すべり地の中に取り込まれてくるわけです。

変形構造

他方，変形構造の方は，地すべりが運動するこ
とによって初めてできるものです。表3・2お

よび図3・1は，この変形構造の中身を少し詳
しく記したものです。普通，地すべりが起きた
とき，あるいは動き始めたときすぐに現地調査
に行きますと，まず目につくのは，滑落崖とい
われる大きな急崖や地表にあらわれたいろ
んな亀裂，あるいは地すべりによって盛り上
った部分などです。これらのものを地表面の変形
構造と呼んでいます。この場合最も重要なもの
は，変動域と不動域との境はどこかということ
ですが，その境界に生じているものが輪郭構造
です。輪郭構造のうち，地すべりの最上部にあ
るのが滑落崖です。たいていの地すべりでは，
これはすぐに分かります。また地すべりの側方
に生じるものは側方崖で，これはときには胡桃
地すべりのように，延々1kmも続くことがあ
ります。地すべりの中部から下部にかけては，
輪郭がとらえにくい場合が少なくありません。
変動域というのは，普通では，もとの斜面を動
かした部分（これは崩壊源または削剥域と呼ば
れます）と，押出されてきた土塊が通過したり
堆積したりした押出域とに区分されますが，こ
の2つを見きわめることが非常に重要です。こ
の見きわめのために，図3・1に示したような
いろいろな亀裂やリッジや凹地の調査が必要に

図3・1 - 変形構造の模式図



なります。

ところで地すべりの場合には、地表面にあらわれた変形構造をみるだけでは十分ではなく、それ以上に重要なのが地中での変形構造です。それが、さきほどからもしばしば話題になっているすべり面です。すべり面というのは、変動域と不動域との地中での境界面です。そして、土塊を動かそうとするせん断応力とこれに対するせん断抵抗力とが集中する場所です。ですからこの見きわめは、地すべりの場合決定的なものになります。

運動の分布構造

運動の分布構造を求める目的は、地すべり運動の全体像を把握することにあります。そのためには、各点・各部の変位・速度・加速度を知ることが必要です。また、各点・各部相互間の変位・速度・加速度の差異を知ることが必要です。

こうしたことは、変形構造の意味を正しく理解するために必要です。また次に述べる力学的構造を考える上で大切な手がかりになるものです。このために地表の各点や地中の調査井あるいはボーリング孔などの種々の深さで、地すべりの動きを観測します。つまりどの部分の動きが速いか、どの部分がだんだん速く動いているか、あるいは動きが遅くなっているか。こうした種々の観測によって運動の全体像をとらえるわけです。

力学的構造

このようにして運動の構造がわかってきますと、その次には、その地すべりがどういう力学的な分布状況におかれているかを知ることができません。地すべり斜面に外力がどういうふうに働いているか、地すべり土塊の中の応力がどのように配置しているのか、抵抗する土塊の強度はどういう状態にあるのか、全体としては平衡なのかどうか、あるいはどの部分が平衡状態から離れているかなど、そういうことをみるのが力学的な構造になります。

地すべり構造の調査

表3・1の右端は、実際に行なわれている地すべり構造の調査手法です。構成物の分布構造を知る方法としては、写真判読、図化、現地踏査などを含めた地形的・地質的調査が行なわれます。そのほかにも、斜面に実際に孔をあけて観察するとい試錐、種々な物理探査、あるいは地下水の調査もそれに劣らず重要なものです。

運動分布構造を調査するためには、地表や地中

の種々な観測が行われます。たとえば地すべり地の上にたくさんの標的を置き、対岸から定期的に三角測量を行なう。最近では、光波測量によって距離の変化を測量するという方法も行われています。また空中写真を定期的に撮って、それにより移動測量を行うというケースも増えています。なかでも一番普及している方法は、伸縮計による地表面の伸縮量の観測や、傾斜計による地面の傾斜の観測です。また、地中の観測用の井戸とか横穴で、肉眼によるすべり面の確認およびすべり変位を観測することが重要です。これには、せん断変位計あるいは簡単なマークをつけて肉眼で観測します。

次に力学的構造の解析ですが、これには本来からいえば、地すべり各部分での実際の土層・岩盤の応力分布が必要となります。しかしその観測は種々の困難さのために、ほとんど行なわれていません。また力学的安定解析には、すべり面についてのせん断強度を求めなければなりません。これを求める方法として実際に行なわれているものは、小さいサンプルによる室内試験、あるいは大きなサンプルについての現位置試験などです。それでこの場合、少数のサンプルが果して地すべり全体のすべり面の状況を代表しているかどうかということは大きな問題になると思われます。この点については、後ほど山口先生がお話し下さると思います。

北松型地すべりの変形構造

次に、静的な構造の調査についての実例に移ります。図3～図6(17p.)は、さきほども話題になりました北松型地すべりの一つです。この地区は、第三紀中新世の砂岩から始まり、砂泥互層、泥岩そして炭層でおわる輪廻層がくり返し堆積したものと、この上に不整合にのる玄武岩からなっています。図3(17p.)は、鷲尾岳地すべりの平面図です。図中の青色の湾曲した線が現在の主なすべり面です、ケバのついた赤色の実線は、亀裂や滑落崖などの輪郭構造です。その傍にAからZまでの文字が付されていますが、この文字に囲まれた地域が地すべりによる変動域、その周囲は不動域です。なおケバの意味は、ケバのついている方が落ちていることを表わしています。2本線のそれぞれの内側にケバのあるのは溝状地で、これは図にみるように雁行状あるいはジグザク状に連なっています。ところで、図の青い線のすべり面ですが、BからFに至る亀裂の外側にもこの線がありますが、

これは現在すべり面になっていないところですが、詳しくいうとこの線は、この斜面を構成している地層の特定の炭層(C37c)の等高線です。輪郭構造ではさまれた範囲は、その層準にすべり面が発生しているということです。炭層がすべり面になっているというのは奇異に思われるかもしれませんが、この炭層はせいぜい25cmの厚さしかないのに、そのなかに2～3枚の粘土層をはさんでいるのです(図5,17p.)。そしてこの粘土層が、火山灰起源のモンモリロナイトという滑性の著しい粘土鉱物からなっているのです。

さて、亀裂の方向は、図にみるようにB～F間は北北西ですが、G～J間で西北西に変わり雁行しています。その先、KからJにいくと非常に幅のせまい亀裂になります。亀裂の開口幅はHのあたりで10～30m、I付近で1～5m、Jになると数cmないし10cmとせまくなり、さらにその北では亀裂はほとんど見えなくなります。これは、Jのあたりでは、地すべり地とその西側の不動域とが完全には切れていないで、不連続の一手手前の状態をあらわしているということです。

一方、地すべり末端のLからM、N、O、Pにかけては輪郭構造は完全につながっており、さらに地すべりの東側に沿って上部(南)へ、Pから滑落崖のA～Bまで連続しています。もっとも、N～O間やU～V間などの部分は、現在では不鮮明になっています。ここでは、輪郭構造がジグザクなこと、P、Q、R付近にある赤色のマーク、S、T付近での閉じた溝状地、この地区で尾根が約10mほど右ずれしていること、さらには、すべり面の東端が溝状地とマークの所で終わっていることなどが注目されます。マークのついている場所は、主すべり面の上に乗っかって北へ10mほど移動した尾根が、谷斜面へせりだしてしまい足場を失って小さな崩壊を生じているところです。それでO～U間では、北西向きの斜面では崩壊が生じ、南東向きの斜面では溝状地ができています。末端のMのところは、三日月型の凹陷地になっています。この場所は、地すべりの動きによって斜面背後から押され、先端が盛り上げてきたもので末端隆起と呼んでいます。図6(17p.)は、鷲尾岳地すべりのブロックダイアグラムです。図にみるようにC37のすべり面の上をすべってきたものが、川の手前でその層準から斜めに切り上

がっている様子がよくわかります。
 では、この変形構造から推定した地すべりの動きはどうか。図3(17p.)には、No.12 No.13, No.29という3つの点があります。これらは、地表に高さ5mほどの白いポールをたて、対岸から三角測量によってその移動を測った所です。それら各点の移動量をあらわしたものが図7(17p.)です。この図にみるように、No.12とNo.13は北へほぼ等しく動いています。ところがNo.29は、同じ観測期間で比較すると、No.12やNo.13よりも移動が小さい。これは、No.12とNo.13とが北へ動く和西側の部分がこれに付随して動く。ところがさきに述べましたように、Jのあたりでは不動域の部分と完全には切れていないために、J付近を支点として回転する。そのためNo.29の動きが小さくなると考えられます。このポールの動き方は、図3でみた変形構造と非常によく一致しています。こうい

う動きの構造をもっているとするれば、たとえば対策工事として杭打工法を採用するとするれば、テコの原理でも明らかなように支点から遠い所たとえばO, P, Q...の近くで杭打ちをする方が効果的ということになります。

破砕帯地すべりの構造
 次に、高圧変成岩中の泥質片岩地帯の地すべり、いわゆる破砕帯地すべりの例を述べます。場所は、徳島県西部の三好町木藤です。この地すべりは、数10年前にも動いておりませんが、最近の変動域の規模は小さく、幅が40m、長さは60mぐらいしかありません。図3・2は亀裂図で、全体の輪郭は図にみるように楕円形をしています。地すべりの下部に末端隆起の構造がありますが、これも比高10cmほどの小規模のものです。上部には、連続あるいは雁行した亀裂が地すべりを囲んでいます。その滑落崖の落差は80cmぐらい、側方崖は20~30cm程度です。

亀裂の分布の状態から地すべりの運動を推定すると、内側つまり地すべり地側へ落ちた側方亀裂が、E7~D10間の滑落崖から北北西方向と北東方向へ 斜面下方へ続いています。ところが亀裂の落ちの方向が途中で逆転している場所があります。それは、西側ではC6~C5間、東側ではF5~F4間です。それらの点から北(斜面下方)では、落ち地すべりからみて外側へ向いています。このことは、地すべりの上部の斜面では地すべり移動前の斜面よりも下がり、地すべりの下部では盛上がっていることを示しています。そしてこれだけなら、単純な一つの回転すべりのようにみえますが、E4, D8, OWに囲まれた地すべり中央部には北東落ち亀裂があり、南東部にはくさび状の凹地があって、この地すべりは規模は小さくても複雑な構造をもっていることが分かります。つまり、この中央部の亀裂からは、すべり面の中に凸

図3・2 - 木藤試験斜面の地表面変形構造図

図3・3 - 木藤試験斜面における推定内部構造 (A-A' 断面)

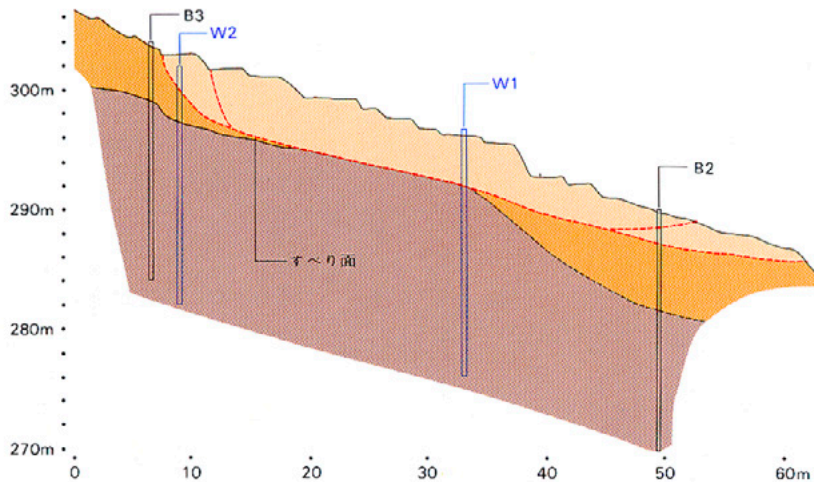
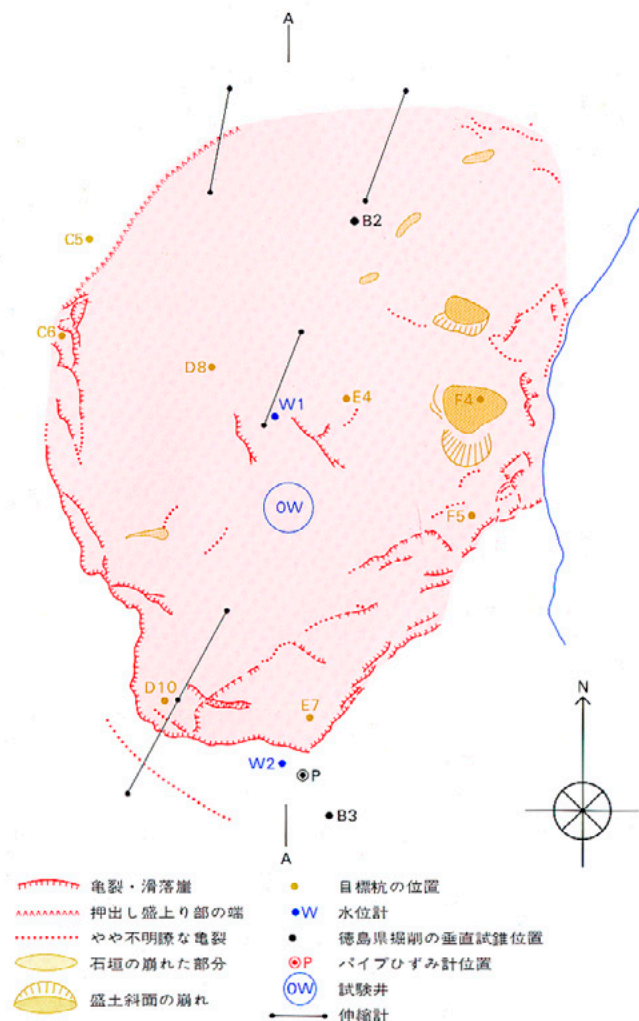
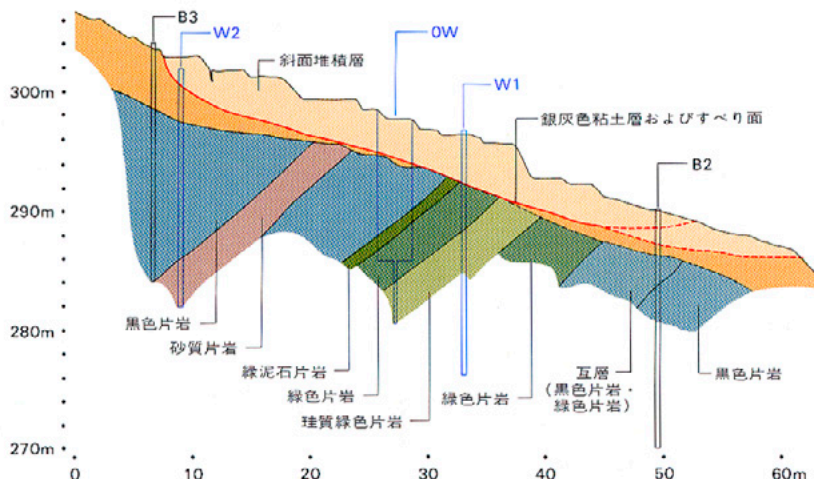


図3・4 - 木藤試験斜面の断面 (A-A') における改定された内部構造図



状部のあることが推定されるわけです。また、側方亀裂の落差がそろっているということは、全体的には板状の動きであろうと思われます。

図3.3は、亀裂図とボーリング資料だけから判断したこの地すべりの断面図です。断面図は、地すべりの地下の構造を表現する有力な方法なのですが、ただ、ボーリングコアの鑑定だけでは、すべり面を把えることはむづかしい場合が多いのです。とくにすべり面が粘土質の場合には、ボーリング中の送水によって粘土を逃がしてしまう場合が多いのです。そこで、詳しく正確な調査をするためには、人間が孔の中に入ってじかに見る必要があります。この地すべりでも調査用の井戸が掘られて、すべり面を観察することができました。それによって描かれた断面図が図3.4です。

この図にみるように、この地すべりでは、斜面の構造は大きくみて2つに分かれていることが確認されました。下位には、風化した変成岩の基岩があり、その上に厚さ4mぐらいの崖錐、または斜面堆積層といわれるものがのっています。そして岩盤と崖錐層との境には、白っぽい滑性のある粘土層が見つかり、ここがすべり面であることがはっきりしたわけです。

モンモリロナイト鉱物

編集 北松地すべりの例でお話しのあった炭層の間にはさまれているすべり面の粘土鉱物は、火山灰起源のモンモリロナイトということですが、この鉱物は、たとえば関東ロームなどにも含まれているのですか。

大八木 関東ロームにはないですね。関東ロームは、ハロイサイトというパイプ状の鉱物と、それほど結晶度のよくないアロフェンです。ところが、新潟県を中心とする第三紀の泥質岩の地すべり地帯にはモンモリロナイトが非常に多いのです。これは、結晶構造の層間に水を取り込んでふくれるのです。そのために潤滑性が非常によくなり、すべり面が生じやすいのです。地すべり調査の実状とその性格

編集 地すべり構造というような実態調査はどの程度行われているのですか。

山口 金と暇がないもので、そういう実態調査はめったにできないですね。地すべりの数は、さきほどの黒田さんのお話しにあったようにものすごい数ですから、それを全部ゆったりとやっているようなことはとてもできない。ですから実際には、地すべりの原因はどこにあるのか、

川のエロージョンからきて後退しているのか、上の方が押されて、どこかに水が入りフローになるのか、すべり面の深さはどれぐらいで何層になっているとか、だいたいそういうところで終わってしまいますね。この地すべりは地下水型で、水が原因だから水抜きをするにはどこで井戸を掘ったらいいか、あるいはこの地すべりは杭を打たなければいけないが、岩盤はどこが浅いかとか、どうしてもそういう調査になってしまいますね。

大八木 現状がそういうことですからそれだけに、地すべり構造の把握という目的意識をもって常に臨みたいということなんです。先日、ある講習会で話ですが、予備調査といわれている現地簡単な地形地質調査というのは、経験が最も豊かな人がやる必要があるといわれておりました。現場での経験が豊かな洞察力のある人が現地を見れば、地すべりの構造をかなりのところまでつかまえてしまうでしょう。

山口 先ほどの話に戻りますが、ボーリングでは、すべり面をはじめいろいろな解釈が非常にむづかしいですね。しかし現実には、ぼやぼやしていると被害を及ぼすから、ともかく対策をしなければならぬ。それで、井戸を掘って地下水を調べたりしているうちに、すべり面がわかってくるし、その他もろもろのこともまたわかってきたりするわけですね。対策をするということが調査を同時に進行させるということも、地すべり調査の特徴じゃないかと思えます。大八木 緊急な対策を要する地すべりの場合は、対策をたてる前に内部を詳しく調べることができないわけですね。あるいはまた、調査することが非常に危険を伴うという場合もあり、そうしたときには危険度の最も少ない方法で調べなければならない。この場合、昔、調査費がほとんどなかった時代には、まず亀裂を調べたわけですが、このことは、現在でも非常に重要だと思えます。そうしたものを多少とも定量的に調べて、それを活用するという方法も大切だと思うんですね。

編集 動き始める起爆剤になるのは、たいてい水とか地震とか。そういうものでバランスがくずされるのでしょうか。

山口 いろんなタイプがありますね。動いたりとまったりしているのは、おっしゃったとおり、たいてい地下水が上がったり下がったりしているものでしょう。しかし、地下水というのは、

脈状に血管みたいになっていますから、それを探するのが大変なんですね。しかも地下水があっても、うんと圧力のかかった被圧水などの場合には、主原因になっている場所はどこら辺なのか、水が原因だとわかって、では、その水がどこから来てどのようになっているのか。そういう調査が最もかんじんなところになってくるわけです。

編集 それを調べるのはすごく大変でしょう。山口 けどやらざるを得ない。それこそトンネルを掘ったり、井戸を掘ったりして必死になってやらなければしょうがないのです。

大八木 地すべり構造という概念でも、地下水の構造が一番むづかしいのです。

西田 いま大八木さんが言われましたことで、最初の調査には余金をかけなくてもいいだろうという例が、新潟の東頸城にも一つあるんですね。ここには、かなり古い地すべり面があったらしく、だいたい水の多いところなんです。ところが、いまさかんに上の方で道路の改修をやっているのですが、そのために頭を軽くするために段切りをやりますね。そのときに、どうも古い地すべりの脚を切ってしまったのではないかと思うのです。段切りやったら、どえらい地すべりが起きてしまって、どうにもならない。

山口 上をとれば軽くなるからいいんですが、そうすると、そのまた上で地すべりをおこすというのでしょうか。ちょうど上の方の脚を切った形になるからストンと落ちてしまうんですね。だから、応力がどう分布しているか調べておかないと、たいへんこわいことになりますね。

大八木 現在動いている地すべりだけで安易に判断してしまったからでしょう。過去に動いた地すべりの範囲や新しく変動するポテンシャルの高い範囲など、地すべりの全体像をとらえてから対策をやらないとまづいわけですね。頭を切ったはずが脚を切っていたケースはほかにもありますね。こういう問題もあるので、地すべり構造を把えることが重要なわけです。

計測にもとづく地すべりの予知

いつの予知のために

山口 地すべりに限らず一般に災害の予測というときには、いつ、どこで、どのように、という3つの点がわかればよろしいのですが、どこでは、いままでに諸先生方のお話にありましたので省略し、まずいつというところから始めます。

地すべりの場合、ジリジリ動いていたものが、いつ急激に加速して大崩壊に変ずるのかを予測すること、住民に避難してもらったり、自動車や自動車などもめたりしなければならないので、その時刻を予測することが非常に大切なこととなります。

伸縮計

こうした地盤の変動と、その時間的変化の過程は、地盤の物性の変化としてあらわれますから、それを調べて予測することができます。それにはいろいろの方法があります。まず、伸縮計による予測法というのがあります。この伸縮計は図4・1にみるように、2本の杭を地面に固着させ、一方にインパル線（温度が変化しても

長さが変わらない）の端を固定し、他方の端を別の杭に固定した観測装置に結びつけて、伸縮量の時間的変化を自動記録させ、地すべり土塊の加速度を測ってゆくものです。もとの式が

$$\log(t_r - t) = a + b \log t$$

t_r = 破壊時間 t = 任意の時間 v = ひずみ速度

a = 常数 b = 常数

というのですが、この式については多少の批判はあります。たとえば、破壊の直前になったら、地すべりの形も変わってくるのだから、式も当然変わってくるだろうとか、 b を1としているが、実際に観測してみると、0.5とか0.6とかになる。ですからそれによって破壊までの時間が違うという点などです。しかし、この式は統計的には、非常に当たる率が多くて、実際の経験では非常に重宝がられて使われているのが事実です。それで私も、外国の場合はどうかと思い、北イタリアのピアント・ダム（Piantò Dam）の地すべりこれは2,000人もの人を一夜にしてはね飛ばしたというおそろしい大地すべりですが、それをこの方法によって計算してみたのですが、その結果は、きちんと合うわけです。ですから、理論の裏付けがまだ十分でないにせよ経験則とし

て用いてもいいだろうという感じがいたします。傾斜計

次に地すべりというのは、移動もしますが地盤の傾斜も変わります。それで、これを傾斜計という器械で測定します。原理は簡単で、大工さんの使っている水準器と同じです。図4・2がそれで、地盤が水平でないと水泡が中央にきませんから、水泡が中央にくるようにネジをまわす。回したネジの量で地盤の傾斜変動を求めるわけです。ただこの場合、地すべり地の範囲は広いので、方々でまちまちの変動をします。そのため場所を選ぶこと、どの場所を測るかということが非常に大切になります。私自身が測った例では、大阪の亀の瀬の地すべりがあります。これは、1日に20cmから数10cmも動いていたので、その斜め下方の部落を退避させるかどうかという問題が生じました。その際、その部落の上に不動の岩がありましたので、そこに傾斜計を設置して観測したのです。そしてこれが動いたら、全面的な崩壊に至るので逃げなければならないというので、ここを日夜観測した。このときには幸い動かかなかったので、退避しませんでした。

図4・1 A - 伸縮計設置図

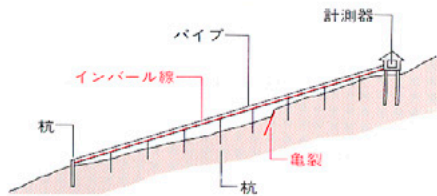


図4・1 B - 伸縮計

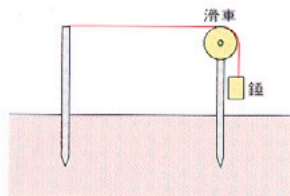


図4・2 A - 傾斜計

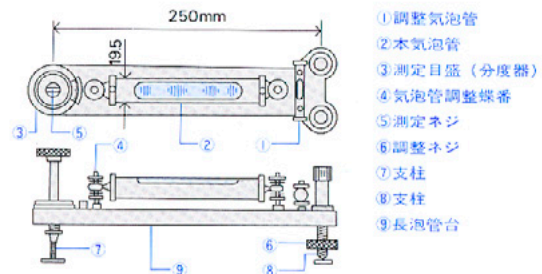


図4・1 C - 伸縮計による観察記録計

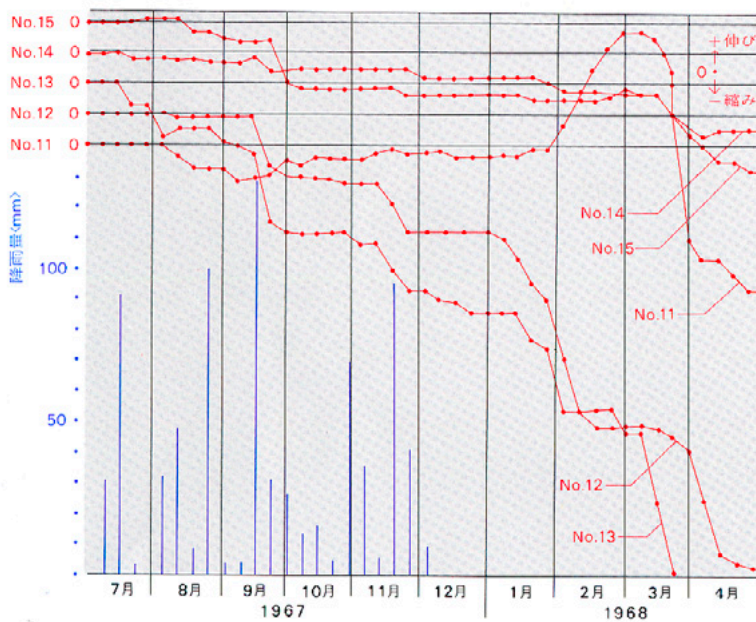


図4・2 B - 傾斜計による観察記録例

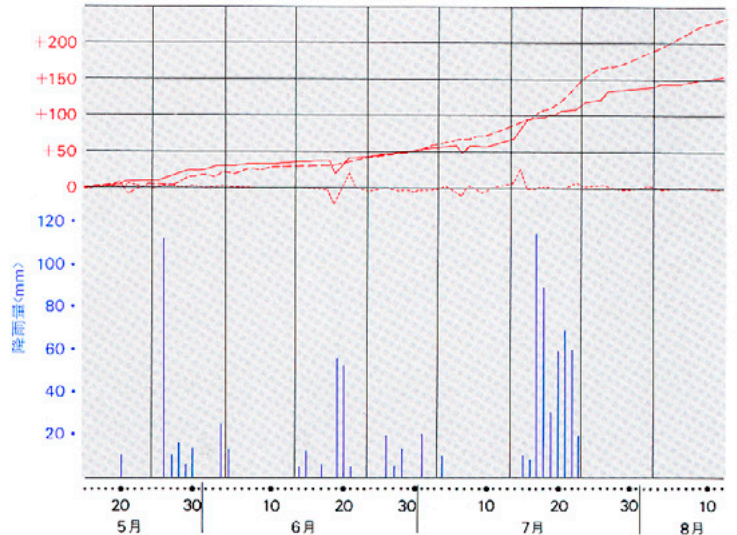


図4・3 - パイプひずみ計による測定例

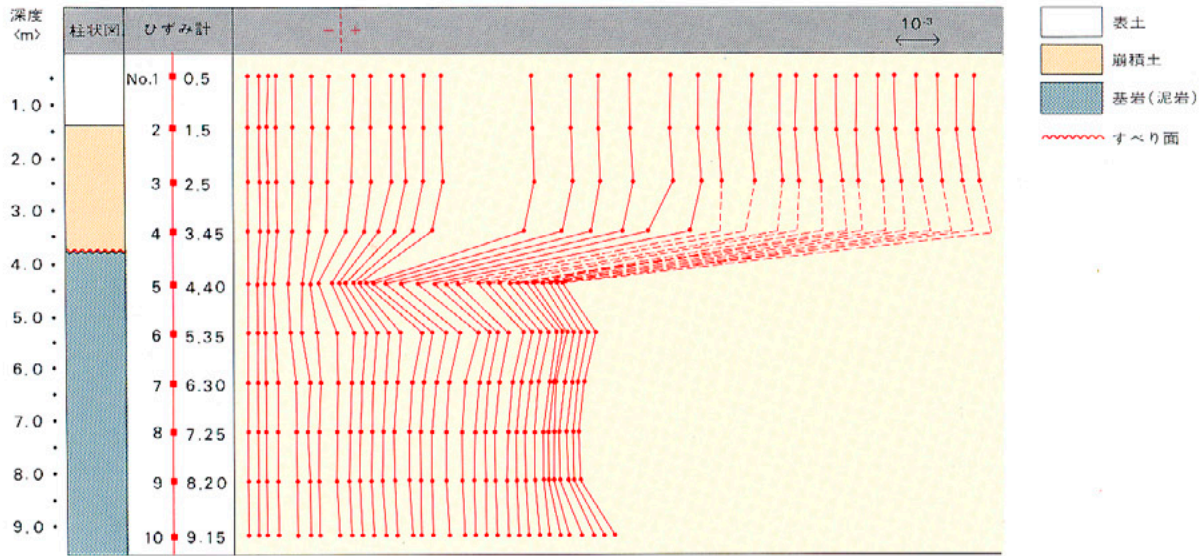


図4・4 A - 地下水位追跡平面図

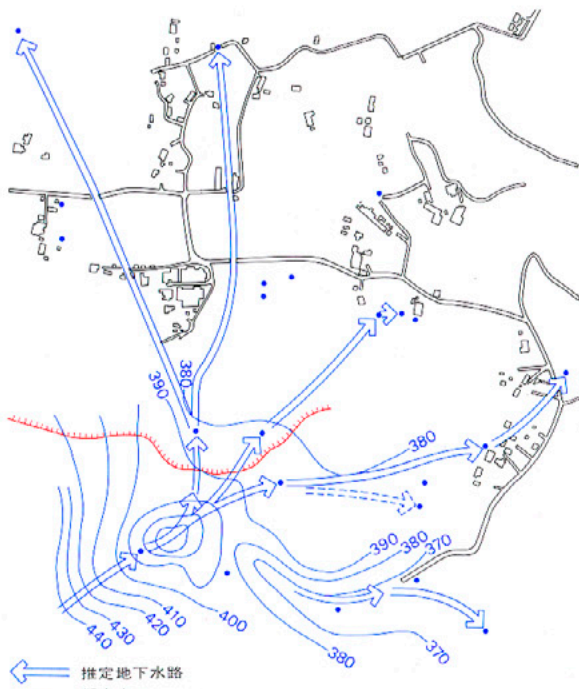


図4・4 B - 地下水検層の例

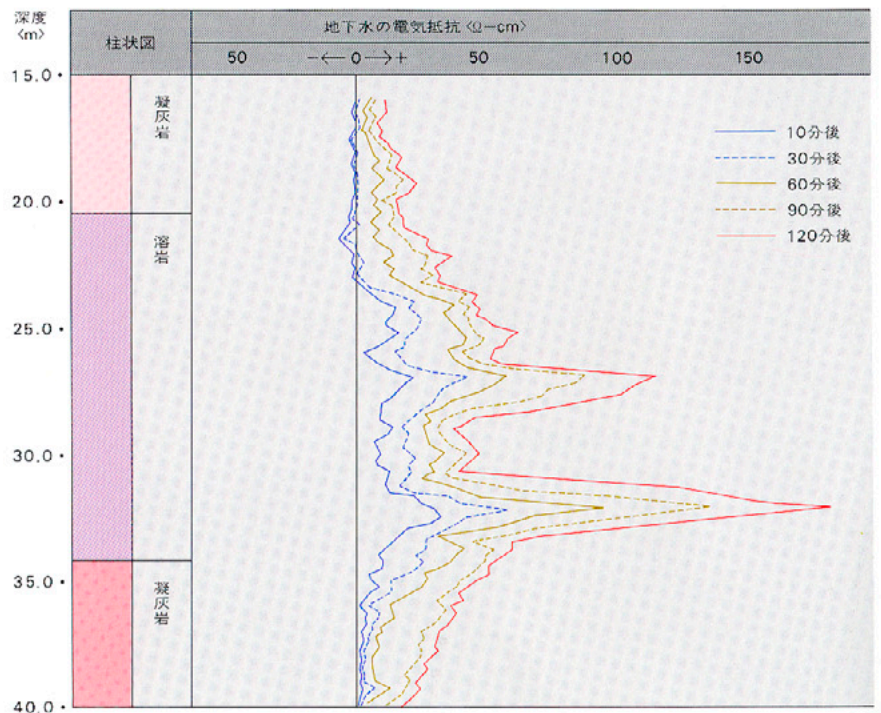


図4・5 - 地すべりの断面図

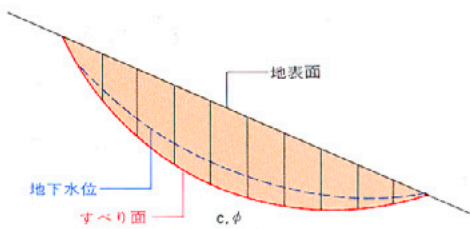


図4・6 - 崩壊説明図

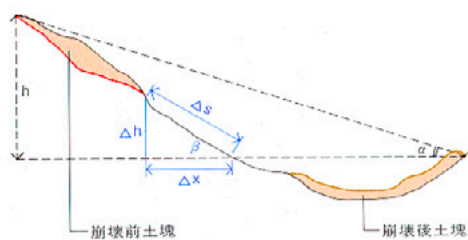
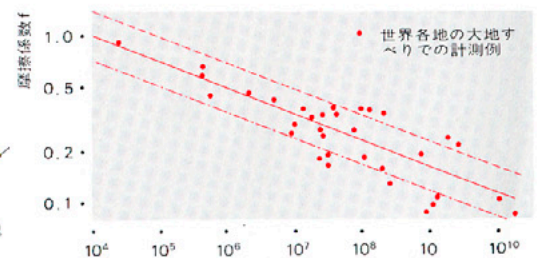


図4・7 - 地すべりの崩壊土量と摩擦係数 f の関係



パイプひずみ計

それからまた、地中での地塊の変形を計るのにパイプひずみ計というのがあります。これは、図4・3にみるようにパイプをボーリング孔内に挿入し、地すべりによってパイプが変形したさいに生ずるひずみを測定するわけです。これで測定したものとしては、土岐市の山神の例があります。ここでは、崖くずれのあった下方に市営住宅がたくさんあり、周辺の地形・地質から単なる崖くずれのようにはみえなかったので、パイプを埋め込んで測ってみたのです。そうすると、地表面の崖くずれのところだけではなく、もっと深いところにもひずみが出てきた。それで、これは危ないからといって市長が断を下し立ち退いてもらったら、やはりその直後に、ものすごいひずみが地表面にまで達し、宅造地帯の地盤がめちゃめちゃになってしまった。大崩壊とまではいきませんでした、いち早く退避したために災害を防ぐことができました。その他、ひずみ計で予測したケースはたくさんあります。また最近では、ワイヤー式多層移動計というのも開発され、地中のひずみの様子がよくわかるようになってきていますから、こういったいろいろの計器を使用すれば、予測はわりあいうまくいくように思います。

地下水位の動きを求める

また、さきほどからもお話しにでておりますように、地すべりというのは、何といいたしても地下水が高まったとき、融雪や降雨によって地下水が上がったときに地中のすべり面に影響が出て発生しやすい。だいたい地下水というのは、海のように一面にひろがっているわけではなく、水脈でしかも勾配をもっています。水脈の中の水の流れは、図4・4に示すような地下水検層で求められるので、それで方々でその水脈を捉えて圧力を測ります（水の流れは地下水位で大体代用される）。そうしますと融雪のときには地下水位が次第に上昇してきて危険に近づいてくるのがわかります。そして、これ以上地下水位が上がったらもう危ないという限界水位という定義がありますが、ただこの限界水位で判断するときには、それがいつも一定であると考えてはまづいのです。というのは、積雪という荷重があったのがそれが減ってくるということは、計算上ではこの限界水位も下がってくることを意味します。ですから、限界水位は下がる、逆に地下水位は上がるという状態にあるわけで、

融雪期は非常に危険になります。いまのところ、限界水位が下がるというのは予測に入っていないのですが、このことはとくに注意しなければいけないと思います。

音による予測の問題

どなたでもご存知のように崩壊が近づけば、木の根っ子がピリピリ切れたり、岩石がバリバリ壊れます。ですから、人間の耳よりもずっと感度のよい計器を使って、音で予測できないかという研究もあります。この研究は日本でもやりましたが、どれくらいの波長を使えばいいかということがわからないため、うまくいきませんでした。ただこの問題は、技術的な側面だけでなく、本質的な点で問題があるようにも思われます。というのは、さきほど触れましたパイオントの大崩壊の例なのですが、これはダムです。微音などもすべて測っていたわけですから、やはり微音がたくさんとらえられたんですが、それは、崩壊する1年前くらいまではたくさん聞こえていたのですが、崩壊直前の1年間というものは、もう何も聞こえなくなってしまったのです。つまり、あとから逆算すれば、壊れる岩はみんな壊れてしまい、その後、実際の大崩壊がおこるのに約1年間ぐらいの時間の遅れがあったということなんです。ですからやはり別の手段を使わなければいけないということになってしまいました。

地すべりの場合には、その土地の人々の昔からの言い伝えということも、もちろん尊重されなければなりません。これは例えば、目で見るものとしては、水が濁ってきたとか、あるいは斜面上部の地下水は下がってきたが、斜面上部の地下水が上がってきたとか、そういうときに危ないという言い伝えがあります。

応力分布の安定計算

以上のようなこと以外に、地すべりの心配がある地域に、どうしてもダムをつくらなければいけない、あるいは道路を通さなくてはならないという場合があります。そうしたときには、これくらいのことをやっても危険はないかという長期予報というものがあります。これには安全率1法というのを使います。いろいろ調査しても不確定要素が多くて土質強度を示す常数が正確にきめられない。そうした場合、その地すべり地が、すべろうとする力と抵抗する力が等しくなっていて、ぎりぎりでバランスがとれているというように決めます。すべり力はプロフ

ィールがわかればわかるのですが、抵抗力を決めるには粘着力（C）と摩擦係数（ μ ）という2つが要りますが、安全率を1としたときにはどちらかをきめれば、他方もきまってしまう。

現在、建設省が行なっている方法というのは、地すべりの深さと（C）とを経験上関係づけまして、地すべりのすべり面までの深さが5mならCは0.5t/m²、10mなら1.0t/m²、15mまでなら1.5t/m²というように比例してCを決めてしまいます。そうすると、残りはだけ決めればいいわけですから、自動的に安全率が1になるように決めていく。そういう方法で抵抗力の成分を決めているわけです。そして、斜面を切って変形する場合には、すべり力と抵抗力とのバランスがどのように変わるか、したがってどれくらい力を補強してやればいいのかを求めるという方法で安全対策を決めているわけです（図4・5）。つまり、根本の基準としては、安全率を1とするところから始まって予測しているのが実情です。

ただし、ダムの場合は特殊で、斜面がダム湛水に接触するときには、地すべりを起こす2つの危険な瞬間があります。ダムに湛水し始めたときと、湛水後急激にダムの水位を下げる場合です。最近はそのわかかってきましたが、以前はそれを知らないため世界的にダム地すべりというのが相当ありました。パイオント・ダムでも、危ないというので急激にダムの水位を下げたことが崩壊を加速させた原因の1つではないかといわれております。オーストラリアのダムの地すべりでもこうした例があり、ダムの場合には普通以外の特異要因も配慮しないときわめて危険であることを示しています。

その他の予測法

そのほか大まかに予測しようというものに、地面の微動を測る方法もあります。これは、ふだんは、いろんな周波数の微動が並んでいるものが、ある周波数に偏ってくるなどから推測するものです。また、地面の中の水はわりに電気を通すので、それを手がかりにする方法もあります。ふだん流れていた水脈が地塊の動きによってつぶれてしまうと、その水はうみのようにパッと散ってしまう、そういうときは電気抵抗も下がってきますから、これを測って予測するというのもやられています。

粘土の抵抗力の問題

話が前後しますが、さきのC、については、安全率を1とするようにきめることにはじつは問題があるのです。これは、とくに北ヨーロッパなどの加圧密粘土の地すべりのケースを考えるとよくわかることですが、粘土というのは、自然状態でそれが圧密されているときと、いったん動いたものとは、その強度がグンと違ってきます。日本の場合ではそんなに違いませんが、それでもやっぱり繰り返し直すと粘土の強度は下がってくる。地すべり地ですから、ふだんから動いていて静止していません。そのため、いま測った強度が、近い将来にどれくらい変化するかという、その予測をたてるのが大切になってくるわけです。静止していたときの強度と、最大強度を与えるひずみ以上にずっとひずみを与えたときの強度、これを残留強度といっていますが、その2つの強度を比べて残留強度はどのくらい低いのかを予測しなければいけない。ところが、この残留強度、繰り返し強度、最大強度についていかに使い分けてゆくかの見解が研究者によって分かれていて、確固とした定説がないというのが実情です。

降雨量と崩壊の発生率

ところでよく、ここの山地は200mm以上の雨が降ったときは自動的に道路を閉鎖するという掲示がありますが、このように、ここらあたりに地すべりが起こるかどうだろうかというときにはどうするのか、これにはいろいろ統計がとられていまして、雨がどれくらい引き続いて降っていたのか、総雨量がどれくらいかという場合と、雨量強度といって、ある短い時間に集中し降った雨量とが問題になります。これは、地域地域で違って来るわけですが、高知で1975年に起こった広範囲の地すべりでは、10分間に雨量が5mm以上あったものの数が、崩壊の発生率に一番よく合っていたという報告があります。そんなふうにして地域的な予報もなされております。

被害区域の範囲を予測する

それからまた、予測しなければならぬことの一つとして、崩壊が起こった場合にどの地域まで崩壊が及ぶのか、川まで埋めてしまうのか、あるいは部落までいくだろうか、そういう予測もしなければならぬ。これを統計で見ますと、がけの高さの0.7倍ぐらいが平均で、その2倍以上になるのは1%しかないという報告があります。オーストリアでは、仮想的な摩擦係数(f)

を手がかりにして、どの辺まで崩壊が及ぶかを予測しています。図4・6にみるように地すべり崩壊が起こるトップに対して摩擦係数の角度で線を引く。そうすると、その線の延長上に危険域がでるわけです。ここでいう摩擦係数(f)はさきほどのとは別のもので、移動土塊の量によって定まります。図4・7はイラクのサイドマレーから始まってパイオントに至るまで、世界各地の非常に大きい地すべりについて統計をとって調べた結果です。

それから、さきほどの諸にでました斜面の一部をうっかり切り開いたら、その上から崩壊が起こったというような場合ですが、これには、断層がきっかけになる場合がありますし、また目で見てわからないときには、自然放射能を測って調べるといことも行われています。

地震と地すべり

それから最後に、最近よく問題になっているのが地震と地すべりの関係です。もともと地震の場合は特殊で、普通の地すべり性崩壊は濡れています。地震による地すべりの場合は乾いておりますから、そんなに遠くへいかない。そういう差ははっきりしていますが、板状のままずっといくとか回転落下していく場合には、地震でも相当遠くまでいきます。それに地震と地すべりの関係は、いろんなタイプがあって複雑です。地震が起こった後に雨が降ったので地すべりが起こるケース。雨が降った後に地震があって、特に被害を大きくしたというケース。十勝沖地震がこの例です。アンカレッジに大きい地すべりを起こしたアラスカ地震は砂地の液状化現象によるものです。地下水が高いところを地震で揺ると、実験してもわかりますが液状化します。それで、家や自動車がすべてしまう、そういう危険もあります。

それから、より危険なのは川をせきとめたり、川の流れを変えてしまうことです。日本の善光寺地震でも、最近の台湾中部の草嶺のダム崩壊地すべりでも、地震が主因となって崩壊が起こり、それが川をせきとめ、そこでダムアップされた水によって一挙にやられています。善光寺のときには、大きな岩と岩との間を水がチョロチョロと流れるぐらいなので絶対大丈夫と人々が考えていたところ、当時、佐久間象山がその岩が危ないから火薬とばせと指摘したが用いられず、結局やられてしまいものすごい被害をだしてしまったという話があります。また地震

というのは、いつも突発的に発生しますが、たまたま松代で群発した微小地震のさいには、多くの研究者・技術者が集って、いろいろと測定したわけです。そうしますと、震度 ぐらい、ガルにして250ガルぐらいからが危ないということがわかってきました。最近の伊豆の地震、あるいは口サンゼルス地震のときの崩壊などを調べてみますと、やはり250ガルぐらいが限界になっています。それと、同じ地震を受ける地域でも、活断層のそばがとくに危ない。活断層を脚にする場合と横にする場合とありますが、ともかく活断層のそばは崩壊が起こりやすい。それから松代のときにわかったことですが、地盤の変化があると水みちが変わってしまい、被圧水が出てきたということがあります。昔から地中深くの奥底にたまったままの水を、どういうわけかドン・ジュアンの水というのだそうですが、そうした水が上にあがってきて、それにより地すべりを起こすことがあります。牧内、瀬関などがその例といわれています。

地すべりの記録

編集 さきほどお話しした斜面の道を拓くとき、昔の地すべりの脚を切ってしまったということですが、これに対する予測は大体つくわけですか。

山口 伸縮計を上から下までずっと並べておきますと、ある場所は引張られ、ある場所は圧縮されている。そうすると上から押されているか、下の方から引張られているかがわかります。さきほど西田先生もいわれましたように、チェコという国は研究が進んでいますので、こうしたことを調べるのに、地表面にちょっと穴を掘り、その変形状況を測定して求めていますね。これはお金もかからないし、わりと簡単に手軽にできる。地中を調べるのと表面を調べるのでは、えらい違いがありますからね。

編集 それは、動き始めているときというか、逃げなくてはまづい場合だと思いますが、それ以前の古い地すべり地を見つけるにはどういう方法があるのでしょうか。

黒田 いったん地すべりが起こりますと、そのときのクラック、割れ目ができる。ですからその痕跡が必ずどこかにはあるはずなんです。ただ、そうした記録というか、そのさいのクラックの絵が意外とないんです。これは、地元の人やあるいは工事をしている人々が発見し、知っている場合が多いと思うのですが意外に少ないので

す。割れ目を見ても、それが克明にスケッチされているということは、いろいろな報告書を見ても非常に少ないのです。スケッチするためには詳細な図面が必要なわけですが、その図面もないという場合も多いんです。ただ、明治から大正にかけては、地質学者が幾つか大きな地すべりを調査しています。そのときには、専門の人が測量した図面の上に克明に割れ目をスケッチしています。こうなれば、後々まで残ります。いまは、いろいろな報告書を見てもそれが残らないものから、残らないことになってしまうんだと思うのです。

編集 規模にもよるでしょうが、大体どのくらいの縮尺の図面を使うのですか。

山口 5,000分の1は欲しいですね、プロフィールやら何か出すには。

西田 5,000とか2,000, 1,000がほしい場合もかなりあります。

黒田 ところが1,000分の1ぐらいの地図になりますと、特注でしかできない。工事をすると、地すべりが起こる。それから発注するというケースも多いんです。

編集 国土地理院からは2,500分の1が出ているのでしょうか。

黒田 ありますけれど、あれは平坦地が多い。山の方は、5,000分の1の森林基本図がつくられつつありますが、それも、詳細にクラックを入れるにはちょっと精度が粗過ぎるんです。それと、地図自身に目標物がないんです。

大八木 もう一つの方法としては、地すべりで亀裂が入ったところを航空写真で直接に撮り、書き込むというやり方があります。飛行機の高度を無理して下げてもらえば、3,000分の1ぐらいの写真が撮れます。それを余りひどい狂いがない程度にのばすと、普通は500分の1ぐらいまではかけるのです。

山口 計算屋の身になると、横の平面の方より縦の断面の方が計算に効いてくるのです。地下20mの深さと地下10mとではえらく違いますが、横の方は10mぐらい狂っても物によってはどうということはない。

大八木 安定解析する場合には、すべり面の形と深さが効いてきますものね。深さをどの位置にするかによって、安定条件がひどく変わってくる。

すべり面の観測

編集 穴を掘ってそこに人間が入り、すべり面

を直接に見るといのは、どの程度行われているのですか。

大八木 あんまりやられていないのです。

編集 ボーリングはされるわけでしょう。

西田 ボーリングでは判定するだけで実際に見えませんがね。集水井というのがありますが、あれなんかに入って見ますとすべり面がはっきりと見えるのです。

山口 スリッケンサイドですね、ピカピカ光っている。

西田 すべり面のところで、杭がほとんど直角にグッと曲がっている様子までわかります。

山口 スリッケンサイドを見るのは非常に大事なポイントです。ただ移動速度はわかりませんから、ワイヤー式多層移動計などで、変形の要素とその速度をはっきり決めることが必要になるわけです。

西田 どの付近で破壊にいくかね。

編集 動いているところの中に入って見るといのは、現実には余り気持ちのいいものじゃないでしょう(笑)。

西田 かなり動いているところはとても危険で入れません。

山口 亀の瀬の地すべりでは、とまっているときに大きく掘ってエレベーターまでつけて人間が入れるようにしたので、ちゃんと確認しました。それでも気持ち悪がってね(笑)。

大八木 亀の瀬はいまでもすべり面が見えます。というのは、いま深礎工といって、すべり面を横切る井戸をたくさん掘っているんです。これをコンクリートで埋めて杭にする。それがずらっと60本以上掘ることになっていて、いまはまだ10数本ぐらいしかできていないから、まだ当分は見られます。

地形と地すべり

編集 亀の瀬あたりはすごく狭いから、地すべりで大和川をふさいだら、大和平野は湖になってしまうでしょう。

大八木 実際になりかけたんです。昭和6~7年に。

山口 昭和42年のときも心配したね。

黒田 川底が盛り上がっていきそうですね。

大八木 大体大きな地すべりがあるところは、川が対岸側に押しやられていますね。

西田 流れを変えますね。

大八木 流れが対岸に湾曲している場合は、地すべりの可能性が高い。

編集 川自体の作用ではなくて.....

大八木 ええ、そういうのはたくさんあります。黒田 地すべりで現在の地形ができ上がっているという地帯というのはたくさんあります。第三紀の黑色泥岩の地域の地形などは地すべりなしには考えられない。

編集 地すべり地で家そのままゆっくりと移動してくる場合があるでしょう。ああいう場合、地籍はどうなってしまうんですか。

山口 困るんです(笑)。

黒田 四国の山ですと、山の上の方では地籍が伸びていくんですね。逆に山の下の方では地籍がなくなってしまふ。伸びている人はいいんですけども、なくなってしまふ人は非常に気の毒なんです。というのは、四国ですと木が財産ですから、たとえばコウゾ、ミツマタの林がありますね。その木が地すべりによってずっと下へおりていくわけです。そして下の方では、木のはえている土地がなくなってしまふ。それで自分の財産がなくなってしまふ。

編集 そうしたケースは斜面を耕した田畑にもおこるわけでしょう。

大八木 論田という地名があるでしょう。あれがそうです。

山口 地すべり地は、お米がよくとれるのです。だから論田も多くなるわけです。それからまた、長野には田毎の月というのが有名ですね。土地が動いてひびが出れば水が漏れますから、漏れないように田を小さくしている、それで1枚1枚の田ごとに月が映る。能登半島の千枚田も同じです。

編集 時間もなくなりましたので、この辺で終りたいと思います。長時間どうもありがとうございました。



地すべりをどう観るか

植村 武 = 新潟大学理学部教授

はじめに

およそ自然現象の観方においては古代ギリシアの哲学者中、最も偉大であったと言われるヘラクレス(西暦紀元前 535 年頃~475 年頃)は、その根本思想を「すべては流れる」という言葉に遺しているという。「万物流転(パンタレイ)」と言って有名な話である。彼はまた、このような万物の生成流転を互いに対立するものの抗争の過程と考え、さらにこれらの対立物は相互に移行するものであるとして、ものごとの変化を司る法則性を「 $\rho\kappa\sigma$ 」と称した。後世、弁証法の先駆とされるゆえんである。

まことにヘラクレスの言える如く、万象はすべて不断の運動のうちに在って静止せるものは1つとしてない。歳月は永い瞬間である。永却に不変と思われる星々のたたずまいを思うがよい。うつろいは万物のさだめである。不動と思われる大地をゆるがせた滄桑の変を偲ぶがよい。地球の相貌もまたその例に洩れない。地を刻み地形をつくる過程に見られる現象の1つに、岩石や土砂などの地表物質が斜面上に沿って下降する運動がある。これが広い意味での「地すべり」である。言いかえると、大地の斜面をつくっている地盤が多様な原因で不安定となり、重力の作用で斜面上を下方へ移動する現象である。今までになされた多くの研究から明らかのように、地すべりは複雑で多様な自然現象である。のみならず、地すべりは、社会的にも大きな問題である。自然現象が人類社会と接触する時、そこに災害と呼ばれる悪しき出来事の発生する場合がある。地盤の運動が原因で惹き起される災害を地盤災害と言っているが、地すべりは平坦地における地盤沈下と並んで傾斜地における地盤災害の最たるものである。特に日本は地すべりの甚だ多い国で、年々この災害による莫大な財産や尊い人命の喪失があとを絶たない。こうした災害から国民と国土を守り、土地の劣化を防止して安全な土地利用の効率を高めるために、まず望まれるのは地すべり発生の予知・予測であろう。とはいえ、このことは容易ではない。それには、地すべりの「しくみ」や地すべり現象を支配している法則を知らなければならないからである。そしてまた、多種多様な地すべりを個々別々に議論するだけではなく、共通性によってそれらを類型区分し、さらに一般化して統一的に見てゆくことが必要であろう。

以下では、このような視点から地すべりをとら

えてみたい。それはいわば地すべりの理学であり、地すべり研究のフィロソフィーでもある。

マス・ムーブメントと地すべり

マス・ムーブメント (mass movement) という言葉は昨今のもではなく、地質学では堆積作用の一部としてかなり以前から用いられてきた。砂岩や泥岩などのような堆積岩の生成過程である堆積作用は、いくつかの段階からできている。堆積岩の材料である元の岩石の風化に続き、風化して出来たものが元の場所から運び去られる運搬、さらに運搬されたものが堆積盆地などに定着する沈積、そしてそのあと、沈積物が2次的に変化して堆積岩となってゆく続成作用、などの各段階がそれである。ところで、これらのうちの運搬 (transportation) という作用は、型式の異なる2つの種類に分けられ、斜面上を地塊としてすべり下るものを mass movement、水などの媒質中を分散して移動するものを mass transport という。要するにマス・ムーブメントとは重力による斜面上の地塊移動、つまり地すべりであって、堆積作用の初期段階にはごく普通に見られる物質移動の型式である。

今日用いられているマス・ムーブメントという言葉は上のような本来の意味よりも広く、斜面崩壊に伴う物質移動型式の総称という観を呈し、単に斜面上の移動に限らず、崖崩れなどのような自由落下型式の移動をも含む場合がある。物質移動の型式は、水中における堆積物の2次移動にとっても重要な意味を持つ。海底地すべりやオリストストローム(注1)などは明らかに海底のマス・ムーブメントであり、タービダイト(注2)などは疑いもなくマス・トランスポートによるものである。

ともあれ、地すべりは、陸上であれ海中であれ、地形の変遷という面から見れば、高所のものを低所に移して地表を平坦化する役割りを担っているといえることができる。なお、物質の移動型式は、材料力学的には、剛体運動・流体移動・粉体輸送、などに区分することが望ましい。マス・ムーブメントやマス・トランスポートは、地殻表層の条件下で実在するそれらの混合型とみることができよう。

地すべりの2面性と分類の基準

地球科学という学問分野がある。地質学・岩石学・鉱物学などだけではなく、地球物理学・地球化学などをも含み、研究対象も地球の固体部分だけに限らず、水圏や気圏にも及んでいる。

今ここでとり上げてみたいと思うのは、これら地球科学の諸分野に固有な地すべりの研究手段のことではない。根本的な所で共通していなければならない地すべりの観方の問題である。それはおそらく、地球科学のようにその研究対象の多くが、生成し変転する現象である学問分野にとって共通な観点であろう。このことを表現するに最もふさわしいのは、「物質科学」および「歴史科学」という言葉である。簡単に言うと、物質科学では主として、現象にかかわりあっている物質の諸性質(形・大きさ・物性・組成など)や環境条件(温度・圧力など)、およびそれらの間の反応などが研究対象となり、原因と結果の関係が因果律の形で追求されることが多い。これに対して歴史科学の主要な対象は時と共に変化してゆく現象であり、それを司っている法則性である。生物の進化などがよい例であるが、無機的な現象にとっても重要であって、そこでは原因と結果の複雑な連鎖が現象を時と共に変化させてゆく。

地球科学で扱う現象の多くは、物質科学的な面と歴史科学的な面の両面を持っていて、この両者を統一したところに自然の実像を見ることができるのであろう。そうして、ここにこそ、地すべりの基本的な観点があるように思われる。このことを物語る最も良い例として、地すべり分類の基準を検討してみよう。

「分類」は事物の属性の同一性と差違の判断によって成り立ち、事物の認識に当って重要な役割りを担う。体系的な分類には必ず、一定の基準が必要で、これなしに単にいくつかの特徴的な型式を抽出して羅列してみても、それは分類にはならない。また、異なる分類基準によって異なる分類結果が生ずるのは当然である。地すべりについても多様な分類基準が提案されてきたが、それらを整理してみると次のようになる。

形態特性(地すべり面の形や位置・地すべり地塊の形など)。例:円弧型地すべり・表層すべり・板状すべり、など。

材料の種類(岩石や土砂の種類・性質など)。例:岩石すべり・泥質未固結岩地すべり・岩層崩壊、など。

運動様式(移動型式・運動の持続性・運動の波及性・運動速度など)。例:崩壊型・クリープ型・泥流型・継続的地すべり・慢性型・断続型・群発型、など。

時代性(活動年代など)。例:化石地すべり・

注1 : olistostrome = 泥質岩に富む地層群が、海底地すべりによって遠方まで運ばれ、再定着したもの。内部には大小の外來岩塊を含み、厚さ1 m程度のものから2000mにも及ぶものがある。移動がきわめて緩慢なため、再定着した時は直下の地層の方が時代的には新しくなっている。

注2 : turbidite = 混濁流または乱泥流と呼ばれる多量の碎屑物を懸濁状態で含んだ高密度の流れにより、深海底に運ばれて沈積した堆積物で、種々な堆積学的特徴を示す。

現代の地すべり, など。

地域性(地質系統・地質構造・地質区・地名を付すものなど)。例: 第三紀層地すべり・古生層地すべり・火成岩地すべり・構造性地すべり・北松型, など。

歴史性(階程・段階・系列など)。例: 1次すべり・2次すべり・幼年型・老年型・粘性土系列地すべり・第三紀層系列地すべり・潜伏期地すべり, など。

これらの基準のうち、形態・材料・運動などは明らかに物質科学的なものであり、時代性・歴史性などは疑いもなく歴史科学的なものである。さらに、後にも検討するが、この両面を含むものとして、地域性という基準もある。このことは、上のような分類の提案が、物質科学・歴史科学といった問題意識なしに提案されてきたことを考えると、まことに興味深い。最後に触れるように、地すべりの持つ2面性を統一して単一の分類基準を導入することが重要な課題である。

地すべりの物質科学

個々の地すべりの「しくみ」を考える場合、地すべりを1つのシステムと見て、それを構成する因子群を調べてみることは、地すべりの物質科学にとってきわめて有効である。これはシステム工学の考え方で、一般にそのシステムを構成する因子の種類を調べるシステム分析と、それらの因子の組み合わせ方を決めるシステム構成(設計)という2つの手法から成っている。何らかの形で地すべりに関与していると考えられる要素を地すべりの因子と呼ぶことにする。これには多種多様なものがあるが、地すべり物質の性質に関するものと、それをとりまく環境に関するものとに整理することができる。ここでは前者を物質因子群、後者を環境因子群と呼んでおく。

物質因子群は地すべりの材料となる岩石や地層、またそれらに由来する雑多な岩屑や土石などの物性に関係している。1つは岩質・土質などと総称され、その内容は岩や土を作っている粒子の粒度組成・充填度・固結度・鉱物組成・化学組成などである。他の1つは岩や土の内部構造に関するもので、構成粒子の集合状態・配列状態(定向性の有無)・異方性などがこれに当る。もち論、これら諸因子は一定不変のものではなく、風化・変質・圧密・変形・破砕など物理的・化学的变化を受けて時と共に変化してゆくこ

とは言うまでもない。その過程で、ある因子は地すべりを惹き起し易い方向に変化し、他の因子はそれとは逆の方向に変化する。またある場合には、新しい因子が付加されたり、反対に、元からあったものが失われたりすることもあり得るであろう。

このように物質因子群が「物性」を示すのに対して、環境因子群は「場」の性質に関係している。具体的には、温度・圧力・媒質などの因子がそれで、物質因子群を変化させる原因となっている。地すべりの発生場所である地殻表層部は、地熱地帯など特殊な地域以外は常温常圧に近いから、環境因子群の中では媒質、特に水の役割が相対的に重要となる。一般に、水の効果の第1は化学的風化の促進である。これは長期にわたる化学作用で、鉱物学的な変質や粘土化などをもたらす。第2は剪断抵抗の減少である。含水量が増加すれば、材料を作っている物質粒子間の摩擦も粘着力も低下し、土質力学でいうC(粘着力)やφ(内部摩擦角)が小さくなるに相違ない。第3は間隙水圧の増加による破壊強度の低下である。こうしてみると、地すべりの発生に対する水の効果は絶大であることがわかる。およそ水の作用によらない地すべりは稀有であると言ってもよい。少なくともこの地球上で、マス・ムーブメントを可能にするには、水の存在が不可欠であるように思われる。砂漠地帯のような乾燥地では、大地がよほど大きなショックを受けない限り地すべりなどは起らないに違いない。おそらく月や火星には、地球のような地すべりは存在すべくもないであろう。してみると、地すべりというものは、我々の水っぽい惑星に特有の現象なのかもしれない。ところで、環境因子も時と共に変化することがあって、物性の変化に影響を与える。例えば温度や含水量の変化は変質作用に影響するであろうし、造構応力の変化は材料物質の変形・破壊に影響して共に物性の変化に一定の効果を与えるであろう。このことは、環境因子の作用によって物質因子が変化してゆくことを意味するが、問題は環境因子を変化させる原因である。

もう少し一般的に物質科学の観点から、地すべり現象における2つの因子群の意味を検討してみよう。物質因子としたものは元来、物質に内在する性質を表わすものであるから、地すべりの原因は潜在的にはここにあると考えられる。つまり、物質因子は地すべりの内的原因とみな

すことができる。他方、環境因子は、物質因子を変化させて地すべり発生の難移をコントロールする役を果すことになるので、外的条件と呼ぶのにふさわしい。地すべりの原因を議論する際によく使われる言葉に「素因」・「誘因」という言葉がある。素因といわれるものは要するに地すべりの根本的な原因ということなので、これまで述べたところからすれば、物質因子群と環境因子群の両者に分けて考える必要がある。これに対して誘因の方は物質因子群の臨界状態を誘発する地すべり発生の引きがねに当るものであって、豪雨や地震のように環境因子の急激な変化と見ることができる。

地すべりの歴史科学

前節で述べたように物質因子群・環境因子群ともに時の経過につれて変化してゆくものであることを考えると、地すべりの素因というものは、長期間にわたって歴史的に培われてゆくものであることがわかる。地すべり発生時の状況を調べてみると、温度・水量・間隙圧・強度・安定度など、多数の物質因子や環境因子に関する情報が得られる。けれどもこれらは地すべり発生時のものであって、そこに到るまでにさまざまな曲折があったはずである。そのような歴史性をヌキにして地すべりを語ることはできないので、ここでは地すべりという現象の推移を、発生の前後にわたって眺めてみよう。地すべりの物質科学がその現象を織りなす横の糸であるとするれば、これはその変遷や消長を示す縦の糸であろう。

地すべりに限らず、自然現象のプロセスは、一般にその現象の発生に先立つ時期と終了後の時期を含めて少なくとも3つの段階に区分することができる。地すべりについても、ある地域で地すべりの準備が進行し、その結果として地すべりが発生し、やがて活動を終了してゆく一連の過程を同じように3つの段階としてとらえることができるであろう。これらを地すべりの発展段階と呼ぶことにし、それぞれ、潜伏期・活動期・消耗期と名づけ、各段階における主要な問題を以下に検討してみよう。

潜伏期

地すべりの発生する場所に材料物質が出現し始めた時から、素因が醸成されていってついに地すべり活動が開始するまでの期間で、地すべりの準備段階に当り、やがて地すべりとなるべき1つの物質系が蓄積される時期である。潜伏期

における最大の問題は、この期の終幕を告げる地すべり発生の条件に関するものである。いわゆる地すべりの発生期とは、潜伏期に形成されていった物質系の運動学的な安定が失われる時点で、これには2つの場合が考えられる。第1は、潜伏期の間に環境因子群や物質因子群が次第に変化して、その結果この系の安定度が低下し、やがて臨界状態に到達する場合である。この場合の主演としては、粘土化の進行や、緩慢な地殻変動などが考えられる。第2は、環境因子群が急激に変化したり、または重要な因子が新たに付加される場合である。いずれの場合も、具体的には斜面の傾斜の増大や材料物質の強度・降伏値などの低下をもたらすが、第1の場合はこれらが長期にわたって徐々に変化するためであり、第2の場合は普通ならまだ安定なはずの系が急速に不安定な状態におちいるためである。この第2の場合のような急変を惹き起す原因が誘因といわれるもので、豪雨・急激な融雪・大地震・火山噴火などのほか、土木工事など人為的なものもある。特に間隙水圧の急激な増加が問題となることが多い。第1の場合は素因だけで地すべりが発生し得るので、これを素因型と呼ぶとすれば、第2の場合のように誘因を伴ってはじめて発生するものは誘因型といえることができる。発生機構という点からみると、素因型は環境因子の恒常的な作用の下で変形・変質してゆく系の力学的安定限界としてとらえることができるが、誘因型はこれに環境因子の不規則な効果を加えて考える必要がある。

活動期

地すべりが活動している期間、すなわち地すべりの発生後、運動を終了するまでの時期で、主要な問題は地すべり地塊の形態や運動型式・運動速度など要するに物質の運動状況に関するものである。多くの研究があるが、一般的には、運動状況は地すべり物質のレオロジカルな性質（物性）と斜面の性質（場）で決まる。多様な提案がなされてきたが、自由落下や土石流・泥流に近いものまで含めると基本的には4つの型式　creep型（緩慢な塑性流動）・slide型（急激な地塊運動）・flow型（急速な混濁流や粉体流）・fall型（自由落下）　に区分することができる。実在の地すべりはこれらの複合型式をとることが多い。

消耗期

地すべり活動が停止してそのままの状態を持続

する時期で、地すべり物質が高所から低所へ移動して停止し、その場所の地殻表層部が一定の力学的平衡に達した段階を表わす。この時期の問題は、このような平衡状態がその後の長期にわたる安定期を意味するのか、それとも単に一時的な地すべりの休止期であるに過ぎないのかという点にある。消耗期が長期にわたるならば、その地域は安定化するであろうが、比較的短い休止期ののち、同じような性質の地すべりが再活動するようならば、まだ活動期が完全には終了していないと考えるべきであろう。

以上のような3つの発展段階は、個々の地すべりについて認められるもので、いわば地すべりの単一サイクルを構成していると考えられる。ところで、地すべりの中には、ある程度長い休止期間のあとで異った性格のものに変貌して活動を始め、別なサイクルに移行したとみられるものがある。2次地すべりといわれるものがこれだ。これに対して最初の地すべりを1次地すべりと呼んでいる。2次地すべりの材料は大部分が1次地すべりの産物である岩屑や崩積土であり、素因自体も1次地すべりのものとは著しく変化している。また、2次地すべりは1次地すべりとは別なサイクルの発展段階を持つが、移行の状況は、1次地すべりの消耗期が2次地すべりの潜伏期と一部分重複していると思われる。

このように、同一の場所における地すべりが、1次、2次、……、といういくつかの階程に区分される1つの系列を構成することは、地すべりが歴史科学的な性格を持つことの表われである。階程を追って推移してゆく個々の地すべり系列は当然それぞれの場所における地殻表層の歴史を反映するから、大きな系列区分の基準には共通の地史を持つ地域を目安とし、その中の細分には材料物質の性質を用いるのがよいであろう。例えば、「北部フォッサ・マグナ第三紀層、泥質岩」系列とか、同じく「砂礫岩」系列などの系列区分である。そして、これらの系列ごとに1次、2次、などの階程があり、各階程が3つの発展段階に区分されるのである。

地すべりの地域性

地すべりはどこにでも起るものではなく、多発地域がある一方、貧発・無発地域がある。地すべりはアルプス変動帯に特有の現象だという考えがある。地球の歴史の上で、約4億年このかた世界的な大変動が3回あった。そのうちの

最も新しいアルプス変動は、約1億5千万年前に始まり、現在もおお継続中といわれている。ヨーロッパのアルプスからヒマラヤを経てインドネシアの山系に連なるアルプス・ヒマラヤ地帯と、日本列島を含む西～北太平洋の弧状列島群からロッキー・アンデスに至る環太平洋地帯とがこの変動の主要な舞台で、現在の地球上に見られる大山脈の多くはこの変動によって生まれたものである。同一の変動帯に属する地域が、大局的には類似の条件下にあることは疑いないところであろう。

日本列島に目を向けてみると、ここにも地すべりの多発地域と貧発地域とがあって、地すべりの分布だけでなく地すべりのタイプも含めて地質状況と深い関係のあることがわかる。第三紀層地すべり・破碎帯地すべり・温泉地すべり、という小出博氏の有名な分類をはじめ、先に述べた「地域性」を基準とする分類は、このような理由によるものである。

地域性の問題は、「地質区」との関連を考えることによって最もよく理解することができる。日本列島の地質区には大小さまざまなものがある。例えば、本州中部を糸魚川から静岡付近にかけて横断する糸魚川・静岡構造線によって西南日本と東北日本とが区分され、西南日本はさらに中央構造線によって北側の内帯と南側の外帯とに分けられる。小出氏の「**破碎帯地すべり**」は西南日本外帯の緑色片岩地帯にある「御荷鉾**みかほ**破碎帯」を代表とする各地の破碎帯に特徴的なものである。同じく氏が「**第三紀層地すべり**」としたものは、糸魚川・静岡構造線の東側、長野県北部から新潟県西部を含む「北部フォッサ・マグナ地域」に特に多い種類のものである。この地域には新第三紀の地層が厚く分布している、わが国最大の地すべり地帯となっている。地すべりの地域性をさらにこまかく見てゆくと、いっそう詳しい地質状況との関係が明らかとなる。福本安正氏によってまとめられた新潟県の地すべりと地質および地質構造との関係を見ると、例えば第三紀層の中でも後期中新世の黒色泥岩や凝灰岩の分布地域に地すべりが最も多い。地域性の問題をここまで詳しく調べると、地すべりの材料である地層や岩石の生成当時の地質時代にさかのぼって考えることが必要になる。これは物質因子群の中の岩質が地域性を反映する場合であるが、破碎帯地すべりなどの場合は、破碎によって生ずる岩石の内部構造などが重要

な素因となっている。

地すべりの時代性

前節で、地すべりは特定の地域に発生する現象であることを述べたが、それではその地域には地すべりはいつの時代にも発生していたのであろうか。あるいはまた、異った時代には異った場所に地すべりの発生地域があったのであろうか。一体、地球の歴史の中で、地すべりの起る特定の時代というものが存在するのだろうか。これらの疑問はすべて地すべりの「時代性」の問題である。「時代性」の検討は「地域性」の吟味と並んで、地球科学的な現象を解明するために不可欠の観点となっている。

46億年と言われる地球の歴史の中で地すべりの時代的分布を考えてみる時、まず明らかなのは、地殻が出来る以前の地球に現在見られるような地すべりは想定し得ないということである。それならば原始地殻の成立後、先カンブリア時代をはじめとする40億年近い地史の中で、地すべりはどの程度確かめられているのかというと、答は否定的である。少くとも陸上に地すべりがあったという直接的な証拠は、最近の地質時代以外にはきわめて乏しい。しかし、このことは、地すべりというものが地表の平坦化につれて、その実体を喪失してゆき、後代に保存される機会に恵まれることは稀有であることを考えるならば、古い時代に地すべりがなかったという論拠にはならない。「現在は過去の鍵である」という言葉に象徴される斉一過程の考えに立つ限り、堆積岩や地層が形成された時代には、風化や運搬のプロセスがあったに違いないと考えてよいであろう。そしてそこには、マス・ムーブメントやその主要な型式である地すべりがあったとしても不思議ではない。

けれども、地表を彫琢する侵蝕作用には、地すべりや山崩れなどの型式によらない穏やかなプロセスも存在することを考えると、地すべりの発生は、その地域の歴史の中でどんな時期を物語るものなのかが依然として問題である。おそらく、自然に発生する地すべりの多くは積極的な斜面の形成期のものであろう。このことは、造山運動の後期などのように山ができる時代に特徴的な現象として地すべりの時代性を示唆することにほかならない。

日本では、洪積世に大地すべり時代があったという説がある。この時代は、現在の山地が急速に高度を増した時期であり、水の供給や風化条

件などが適当であれば、大いにうなづける考えである。しかし、同様なことは、古い山地の形成時代についても想定することができるであろう。

むすび

今まで述べてきたところは、地すべりをどう観るか、という問題で、このことを物質科学・歴史科学という2面性でとらえ、さらに地域性・時代性という観点から検討してきた。その結果、物質科学的な諸因子は環境因子群・物質因子群とともに歴史的に変化するものとしてとらえる必要があり、それらの変化の状況によって地すべりの系列化や推移の階程・発展段階の区分などが可能であることが明らかとなった。要するに地すべりの発生やその後の性質は、その地域の諸因子がどんな系列を構成し、どんな階程のどんな段階にあるかで決まることになる。このことは、地すべりの物質科学的な側面と歴史科学的な側面とが「地域性」において統一されることを意味している。一方、地すべりの「時代性」の問題は、具体的にはそれぞれの地域の地質や地形発達史の中で、どんな段階に地すべりが多発する条件がととのうか、ということになるので、これも地域の持つ1つの性質であり、その意味から「地域性」の中に含めることができよう。このように、地すべりの2面性を「地域性」に集約し、その系列・階程・段階を明らかにすることによって、その地すべりの過去から現在に至る経過と基本路線が把握され、さらにその路線を未来に向かって進めるところに、地すべり予測の問題が展望されるであろう。

こうして、「地すべりをどう観るか」という問題が地すべりの予測につながるのに対して、もう1つの問題は、「地すべりをどうするか」であり、これは地すべりの災害対策や工法の問題となる。しかし、この問題の解決は、起ってしまった地すべりのあと始末的対策に終始することから脱脚して、再発の「防止工法」へと進み、そして最終的には、予防医学の考えと同じように、地すべり未発地や休止地に対する「予防工法」を確立することにあるといえよう。それ故、「地すべりをどうするか」の問題も結局は地すべり予測の問題に到達する。地すべりを未然に予測することが地すべり研究の究極の目標であるならば、地すべりの予防工法こそ地すべり災害対策の最高の段階であろう。そしてそこには共通の地すべり観が存在していなければならない。

い。さらに考えを進めると、地すべりの予防さえも、実は地すべりコントロールの一面に過ぎないことに気づく。「地すべりをどうするか」の問題には、人類の生活をより豊かなものにするためなら積極的に地すべりを利用することから、さらに進んで地すべりを誘発させることも含まれているはずである。地すべりのしくみを知り、適当な条件を人為的に与えることによって、場所や規模や型式などを適当に制御した地すべりを発生させ、土木工事や土地の改良、さらには自然の改造などに役立てることが、いつの日か可能となるであろう。

災害としての地すべりは防止さるべきであり、究極的には予防さるべきものであって、そのためには、単なる「防止策」から進んで、地すべりの予側とそれに基づく「予防策」の確立が必要である。そして、このことが達成された段階においては、地すべりは「災害」であることをやめ、人類がこれを積極的に利用し、人為的に制御することが現実の課題となるであろう。このような長期の展望に立った地すべり「対策」ならぬ地すべり「政策」の樹立が待望されるゆえんである。

地すべり抑止用遠心力鋼管杭 クボタGパイル

《遠心力鑄造》

遠心力鑄造とは、簡単にいえば、砂または耐火材でライニングされた中空円筒状の鑄型を高速で回転させ、その中に溶けた金属(湯)を流しこんで、遠心力の作用で外面の鑄型に押し固める鑄造法です。

一般に金属は、高温で溶解するさいガスを吸収する性質をもっていますが、遠心力鑄造においては、かりに溶湯に不純物が含まれていても、高速回転するさいの遠心力作用によって、ガス及び不純物は中心空洞部に排除されるので、健全な品質が得られます。また同じ製法上の事情から、遠心力鑄造品は、偏肉がなく、内径を真円にでき、材の結晶組織も緻密化して、管軸方向・円周方向・肉厚方向のいずれにも機械的性質に差異のないきわめて良質のものに仕上がります。

さらに遠心力鑄造では、注入する溶湯の量を増減することによって管厚を自由にできるので、高性能の厚肉管を容易につくります。この点で、鋼の分野における遠心力鑄造の成功は、画期的な意味をもっていました。

《世界をリードするクボタの遠心力鑄造》

遠心力による鑄造は、約150年程前、英国で鑄鉄を素材として研究され始めましたが、実用化は約半世紀ほどおくれ、小形の水道用鑄

鉄管として実現したのが最初です。クボタでも、すでに大正初期にはこの鑄造法を研究し始め、昭和16年には、水道管として、砂型遠心力鑄鉄管を製造し始めました。その後多くの技術的蓄積を経て、今日では、遠心力鑄造によるダクタイル鑄鉄管の生産とその技術では、他の追随を許しません。

一方、炭素鋼の遠心力鑄造は、技術的な困難に加えて需要も一般に少なく、大幅におくれていました。しかしクボタは、昭和27年に世界で初めて鋼の遠心力鑄造に成功し、昭和31年には、本格的な構造用柱材として、地下鉄乗降場の支柱に実現しました。狭いプラットフォーム上には、小径でも大荷重に耐えられる厚肉の鋼管が必要とされたからです。続いて昭和37年、新幹線新大阪駅の支柱には、柱・はり接合部にさらに高度な形状を加えた大径・厚肉の遠心力鋼管を開発し、この製品のメリットが存分に発揮されました。

以来、この新しく開発された構造用柱材は、遠心力が重力を基準として算定される事情から、重力=Gravityの頭文字を付されてGコラムと名づけられ、土木・建築の構造用柱材として、巾広い分野で活用されることになりました。なおこの技術は、1956年に毎日工業技術奨励賞、1969年に大河内記念生産特賞を

授与されました。

地すべり抑止用遠心力鋼管杭・Gパイル
Gパイルは、Gコラムと同じ方法でつくられるので、溶接性にすぐれ、サイズと肉厚が自由に選べる点では、全く変わりありません。地すべり抑止用鋼管杭としてのGパイルのメリットは、以下のような諸点にあります。

- 1 厚肉鋼管としてのGパイルは、小径でも大きい抑止力をもつので、杭本数を少なくすることができます。
- 2 同じ事情から、ボーリング径を小さくできます。
- 3 従来使用されている二重管や三重管、あるいはH形鋼による補強を加えた合成杭などに比べ、Gパイルは単管で自由に対応できるので、建込工事が容易になります。
- 4 同じ事情から、Gパイルの断面算定は簡単で設計が容易になります。
- 5 Gパイルは、施工図面通りの寸法で納入できるので材料ロスがありません。また、必要に応じて現場溶接用開先加工、吊穴加工及びバックリング取付けを行ないますから、直接現場での建込みができます。
- 6 以上のようなGパイルの特徴は、工費の節減、工期の短縮につながり、経済的にも大きなメリットを発揮します。



東京地下駅(総武線)のGコラム



宮団地下鉄有楽町線永田駅のGコラム



Gパイルの建込作業