

第20回シンポジウム

深層地すべり面の確認について

1992. 5. 8

主 催 地 す べ り 学 会 新 潟 支 部
土 質 工 学 会 北 陸 支 部
後 援 新 潟 県 地 質 調 査 業 協 会
地 す べ り 対 策 技 術 協 会 新 潟 支 部
新 潟 県

~~~~~ 目 次 ~~~~~

|                                       |    |
|---------------------------------------|----|
| I 深層地すべりのすべり面判定について .....             | 1  |
| II 古い大規模・深層地すべりについてのい<br>くつかの問題 ..... | 19 |
| III 新潟県下の移動中の地すべり面について .....          | 31 |



# I 深層地すべりのすべり面判定について

—— 柵口、トチ山、水梨、内川地すべりの例 ——

伊藤克己\*・小川猛\*・堀田亨\*・岩永伸\*・吉住安夫\*\*

## 1. はじめに

大規模な地すべりは断層等の地層内の弱線に影響されている場合が多く、一般にコア観察によるすべり面の判定は難しい。ここにあげた4地区の地すべり(図1. 1)は、いずれも基岩面深度が30m以上と深いうえ、柵口地区を除くと傾斜計、歪計等によりすべり面深度が確認されている。また、柵口地区はトチ山地区と隣接しており、後述するように類似した地形・地質条件と地すべり機構を持っている。したがってトチ山地区のすべり面観測結果と比較することによって柵口地区のすべり面の判定結果について考察することができた。このほかの2地区についてはいずれも地形・地質条件を異にしており、それぞれのタイプの地すべりのすべり面判定について検討することができた。

## 2. 柵口・トチ山地すべり

### 2. 1 地すべりの概要

柵口地すべりおよびトチ山地すべりは、能生川左岸で、権現岳の東側山麓斜面に位置する(図2. 1)。両地すべりは支流の檜曾の又川を挟んで互いに隣接している。そして、航空写真判読によると両者は一体の地すべりブロックをなしていると推定され、幅約2. 2km、長さ約2kmの巨大な地すべり地形として、周辺地域とは明らかに異なった一つの地形単位を形成している(高浜、1990)。

基盤の地質は能生谷層(新第三系中新統)の泥岩砂岩互層である(図2. 2)。同層は北西～南東の走向で、北東方向に10～30°傾斜しており、地すべりに対しては流れ盤となっている。昭和22年の「柵口地すべり」の移動方向は、地層の傾斜とほぼ同方向であった。また、地形的にみて、トチ山地すべりの移動方向もほぼ同方向であろうと推察される。

冠頭にある権現岳はひん岩(能生谷層を貫く貫入岩体)からなっているが、地すべりの頭部には巨大なひん岩塊(ブロック)が取り込まれているところもある。

前述のように、柵口地区では昭和22年5月19日に、被害面積200haにおよぶ広範囲の地すべり活動が発生した(小出、1948)。特に中腹部の大抜間から柵口集落付近にかけては移動量が大きく、幅約400mにわたって600～800mの水平移動が認められた(白池ブロック; 図2. 1参照)。このほか同地区では、昭和22年と同規模の巨大な地すべり活動が15世紀末頃にも発生していることが知られている(新潟県農林水産部治山課ほか、1987)。

\* 株式会社キタック    \*\* 新潟県土木部砂防課

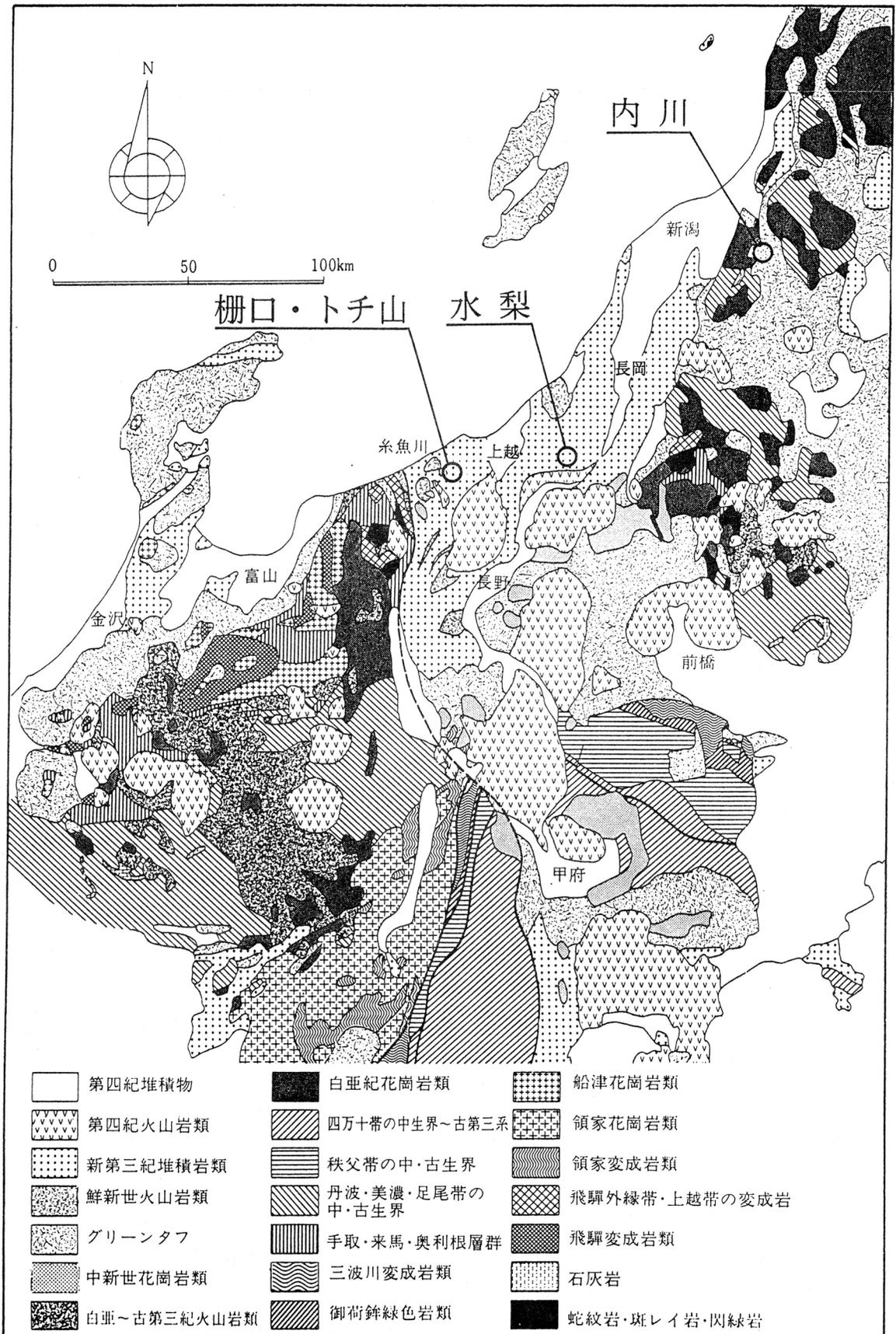


図1. 1 案内図 (北陸地方の土木地質図、1991)

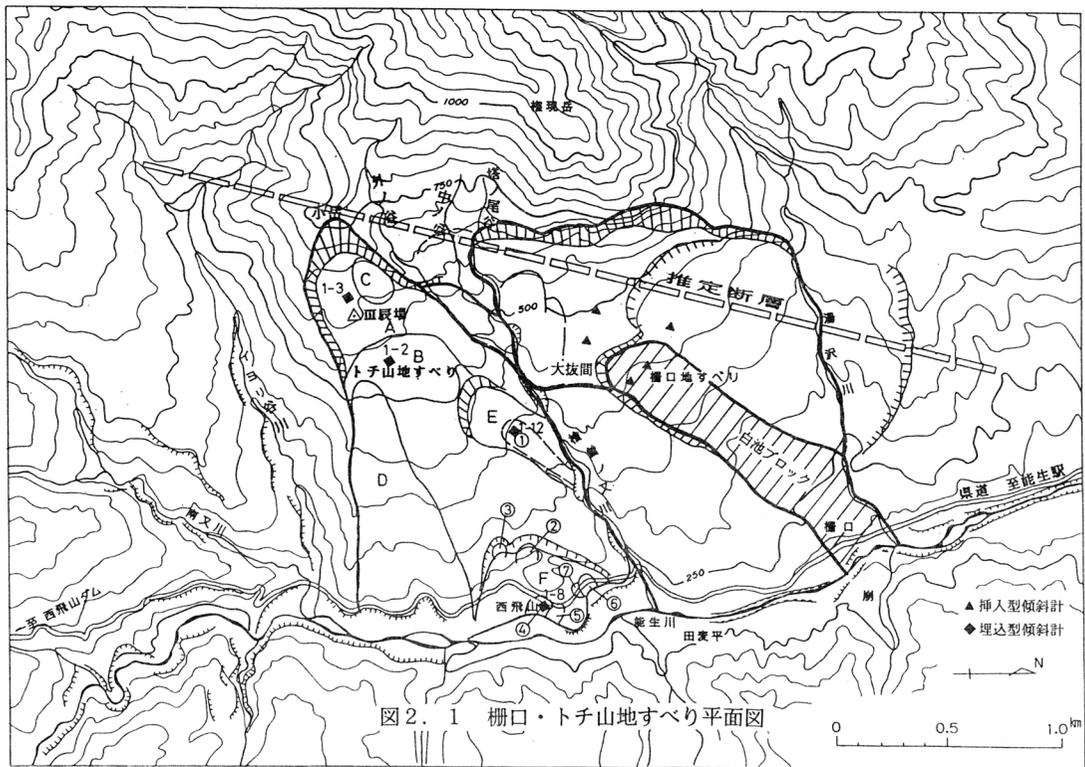


図2. 1 柵口・トチ山地すべり平面図

一方トチ山地区では、柵口地区のような大規模な災害例は知られていないが、次項に述べるように微量ながら変動が認められている。また、頭部に設置されている三等三角点「辰場」は、約80年間（1907～1983年）に北東方向に約3.3m移動したことが確認されている。その方向は、地形からみた推定移動方向と一致している。

## 2. 2 移動観測の結果

すべり面の位置、および移動速度を確認するため、トチ山地区では埋込型傾斜計（4箇所）を設置し、

通年観測

を行っている。

また、柵口地

区では挿入型

傾斜計（5箇

所）を設置し、

年間3～4回

程度（積雪期

を除く）観測

表2. 1 トチ山地すべり埋込型傾斜計観測結果

| 観測点  | 深度 (m) | 変位量 (cm) |       | 記 事                |
|------|--------|----------|-------|--------------------|
|      |        | H1～H2    | H2～H3 |                    |
| 1-3  | 55     | 6        | 14    | 融雪期に大きく移動。         |
| 1-2  | 55     | 2        | -2    | 平成3年4月に変位方向が逆転。    |
| 1-8  | 20     | 1.4      | 2.5   | 融雪期に大きく移動。三次すべり？   |
|      | 33     | 微量       | 0.5   | 変位が微量で、傾向がはっきりしない。 |
| 1-12 | 10     | 5        | 8     | 融雪期に大きく移動。三次すべり？   |

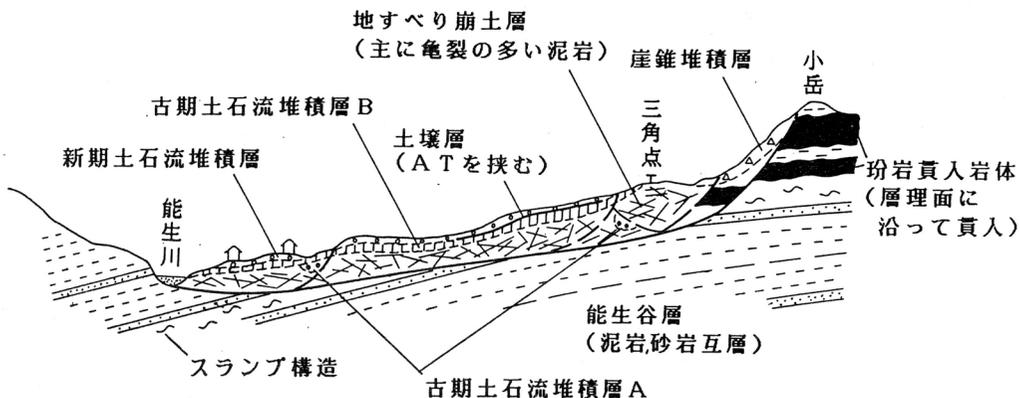


図 2 . 2 模 式 断 面 図

を行っている。各計器の配置は図 2. 1 に示した。

トチ山地区の各埋込型傾斜計の概略の変動状況は表 2. 1 のようにまとめられる。また、1-2 孔および 1-3 孔の観測結果を図 2. 3、および図 2. 4 に示す。図 2. 4 に示すように、傾斜変動と間隙水圧とは強い相関があり、これらの変動が地すべりによるものであることを示唆している。

トチ山地区の 1-2、1-3 孔付近には二次、三次地すべりブロックは認められないことから、両孔の深度 55 m における傾斜変動は、初生的な地すべりブロック（恐らく、図 2. 1 の A ブロック）の移動の結果であると考察される。なお、柵口地区の挿入型傾斜計（昭和 61～63 年に設置）には、これまで明瞭な変動は観測されていない。

### 2. 3 各種調査結果によるすべり面の性状

柵口、トチ山両地区の機構調査はボーリング調査が中心となっている。そしてコア判定のほか、掘削中の孔内水位変動状況も地すべりの性状を知る上で有益な情報となることから、作業開始前や孔内状況の急変時には孔内水位の測定を行っている。

このほか、トチ山地区の 1-2 地点では、コアボーリングのほか P S 検層および密度検層を行った。同孔における各種調査結果を図 2. 5 に示す。以下に、各種調査結果にもとづくすべり面の性状を、同孔の調査結果を例にあげながら記述する。

#### 2. 3. 1 地質状況

柵口・トチ山地区の移動層を構成する地質は、表層部にひん岩の岩屑が分布するほか、大部分は泥岩砂岩互層の劣化層（強風化ないし風化泥岩、および亀裂質ないし破碎質泥岩）である。



◆1-2  
 □1-2/ 55m  
 ▲1-2/ 54.5m

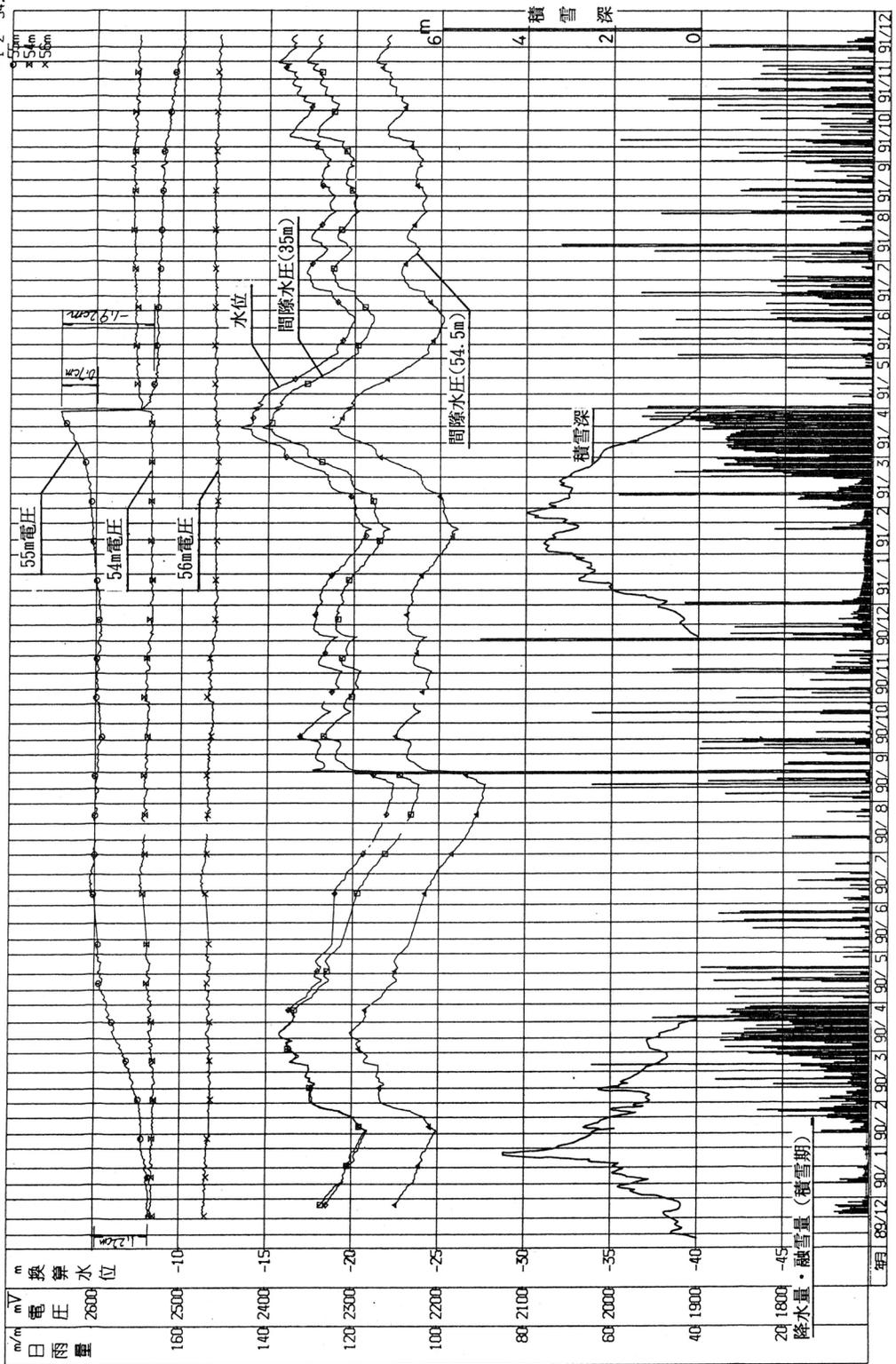


図 2. 4 トチ山地すべり 1 - 2 地点観測結果

亀裂質泥岩は、所々網目状の亀裂が発達するものの、基盤の堆積構造をほとんど損なうことなく残しており、岩片の硬さは不動層と違いが認められない。

破碎質泥岩は、亀裂質泥岩よりも亀裂の発達が著しく、所によって粘土化している。しかし強風化、風化泥岩とは異なり、礫状の硬質部も多く残っている。全体としては、泥岩を母岩とする断層角礫岩のような岩相を示す。檜曾の又川中流部では、能生谷層の堆積構造とほぼ平行な破碎質泥岩層が連続して追跡される。

不動層は一般に、比較的新鮮な泥岩砂岩互層からなる。ただし、不動層の中にも亀裂質泥岩や破碎質泥岩（と同様な劣化部）が挟まれているところがある。

1-2孔のすべり面は破碎質泥岩と泥岩砂岩互層との境界に形成されている。同箇所付近は、破碎質泥岩に区分したもののうち最も粘土化が著しい箇所である。1-3孔のすべり面付近の地質状況も1-2とほぼ同様である。このほかトチ山地区で実施した各調査でも、泥岩砂岩互層（新鮮部）の直上には破碎質泥岩を伴うことが多く、すべり面は一般に両者の境界に位置するものと推定される。

柵口地区の地質構成も、トチ山地区とほぼ同様である。ただし、白池ブロックでは亀裂質泥岩はほとんど認められず、場所によっては破碎質泥岩すら欠如し、強風化、風化泥岩が直接泥岩砂岩互層（新鮮部）と接している。これは、繰り返し発生した地すべり活動により、周辺と比較して劣化がより進行したことが原因とみられる。

柵口地区のすべり面が、トチ山地区と同様、泥岩砂岩互層（新鮮部）の直上にあると仮定すると、頭部の地すべり層厚は50～60mであり、トチ山地区とほぼ同規模となる。

### 2. 3. 2 掘削中の孔内水位変動

掘削中の孔内水位は一般に徐々に低下するほか、泥岩砂岩互層（新鮮部）付近に達した時点で急激に低下する現象が各孔で確認される。そして、同層内の掘進中にはほとんど変化しないことが多い。

なお、まれに泥岩砂岩互層の直上部で孔内水位が急上昇することがある（柵口地区の冠頭部では、最高約15mの急激な水位上昇が認められた）。この現象は、すべり面付近には場所によって被圧地下水が存在することを示している。

### 2. 3. 3 物理検層結果

1-2孔のPS検層および、密度検層の結果は概略下記のとおりである。

- ①P波速度（PS検層による）は亀裂質、破碎質泥岩と泥岩砂岩互層（新鮮部）に2倍近い差が認められる。
- ②破碎質泥岩の密度（密度検層による）は $\rho = 1.4 \sim 1.8 \text{ g/cm}^3$ 、亀裂質泥岩では $\rho = 1.8 \sim 2.0 \text{ g/cm}^3$ 、泥岩砂岩互層（新鮮部）では $\rho = 1.8 \sim 2.1 \text{ g/cm}^3$ を示す。特にすべり面前後に $0.2 \sim 0.3 \text{ g/cm}^3$ の違いが認められる。

以上のように、本区域の移動層と不動層とは、物理特性が異なっている。

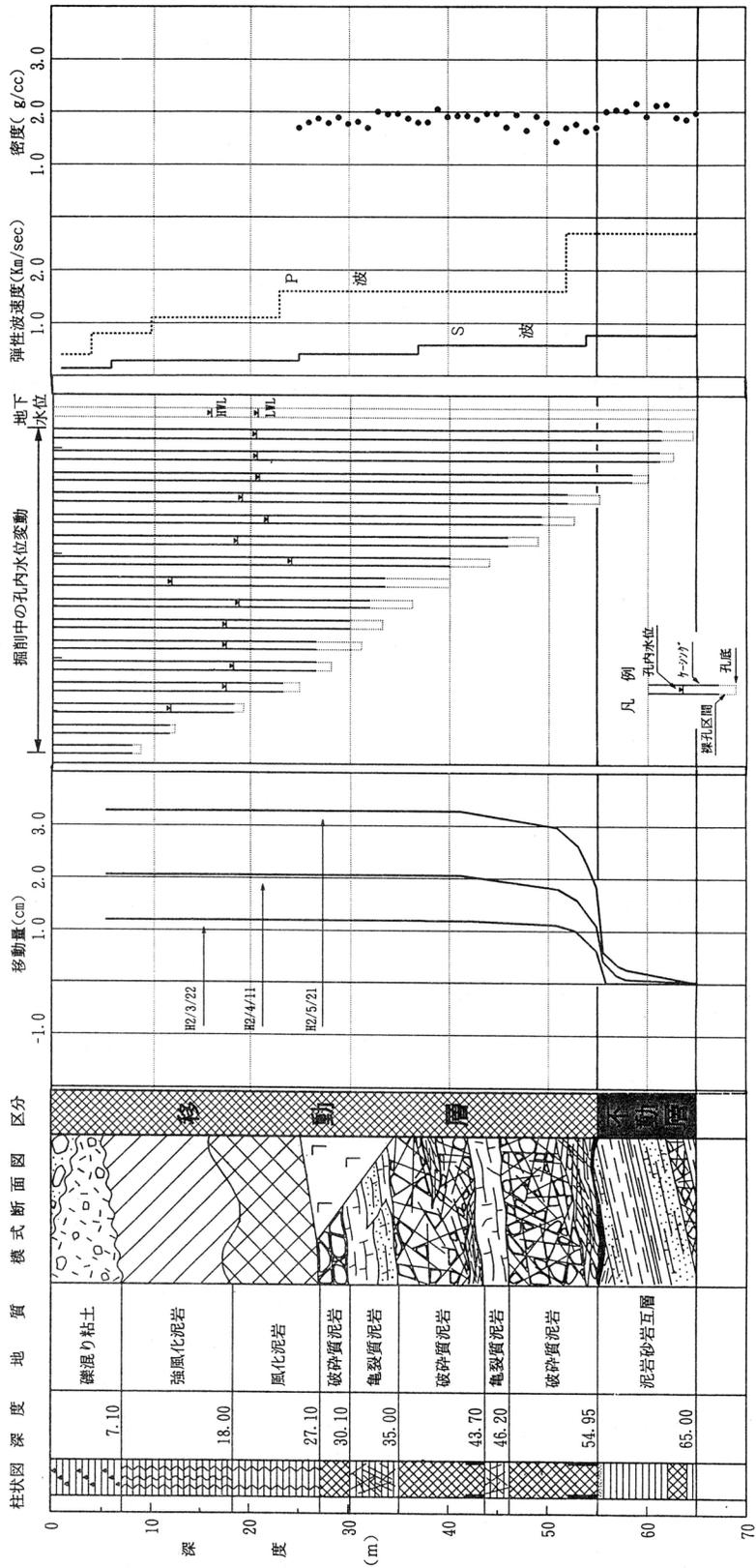


図 2. 5 各種調査結果 (トチ山地すべり 1 - 2 孔)

## 2. 4 すべり面の形成機構

前述のように、柵口地区のすべり面の詳細な位置は計器観測によって変動が捉えられていないことから確定はできていない。しかし、地質状況や掘進中の孔内水位変動状況はトチ山地区とほぼ同様であることから、柵口地区のすべり面も泥岩砂岩互層（新鮮部）の直上部にあるものと考えている。

柵口地区のすべり面は、スランプ構造で特徴づけられる、本地域としては比較的砂分に乏しい泥岩中に形成されているらしいことが、最近わかってきた（伊藤ほか、1990；図2. 6、図2. 7）。特に白池ブロック周辺ではそれらはすべり面の直下に広く認められ、しかもそれらは同一の部層（図2. 7のB泥岩層）である可能性が高い。

周辺地域の能生谷層には、スランプ構造などの異常堆積構造が多く認められる。スランプ構造を有する泥岩は、その母材（砂分に乏しい泥）の物性や、堆積時に既に破碎を受けていたことなどにより、上下の地層と比較してせん断強度が低いものと考えられる。そしてこのことが、すべり面がある単一の部層中に選択的に形成される原因となった、と考察される。

ボーリングコアで破碎質泥岩と区分したものの多くは、このような異常堆積層そのものであり、初生地すべりの発生前に既に存在していた低強度層であった、と推定される。

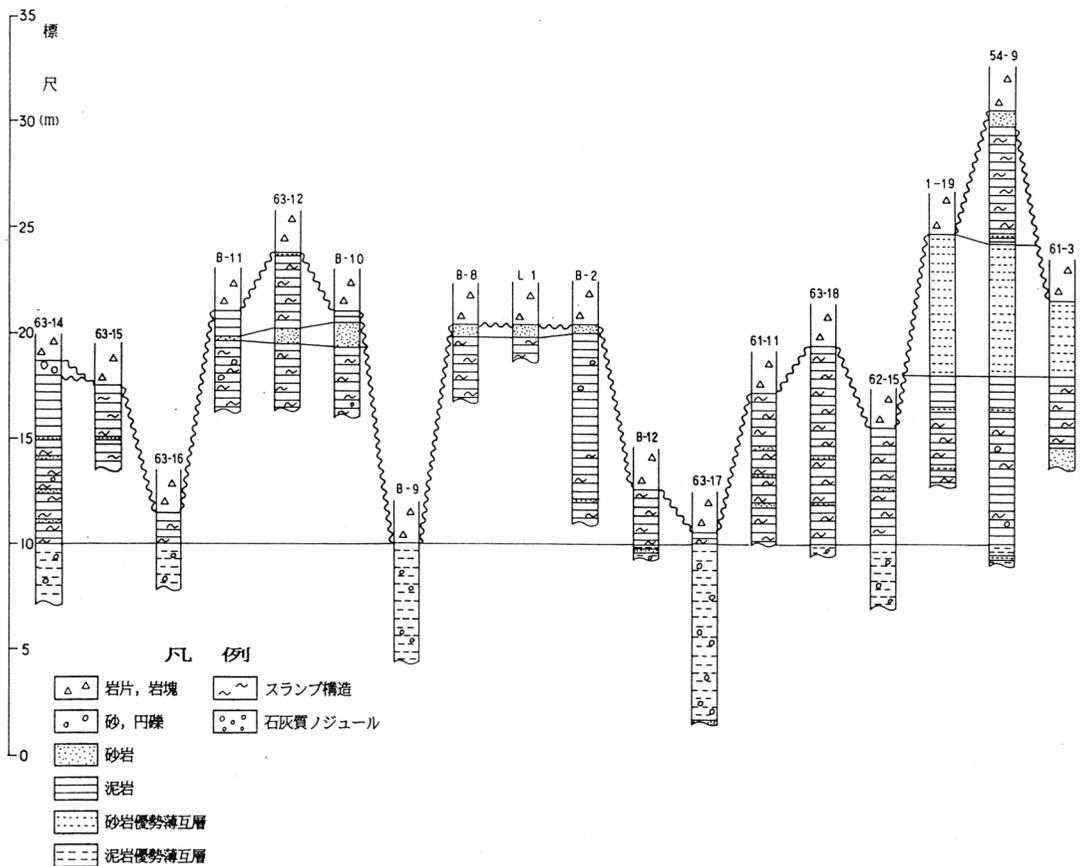


図 2 . 6 柵口地区柱状図



### 3. 水梨地すべり

#### 3. 1 地すべりの概要

水梨地区は東頸城郡松之山町の北部に位置し、大字水梨、黒倉、新山の各一部を含む構造改善局所管の地すべり防止地域で指定面積は約121.26ha(台帳面積)である(図1.1参照)。地区の周縁部には新山、水梨、黒倉の3集落がある。この付近は標高約300~700mの東頸城丘陵のほぼ中央部にあたり、丘陵の斜面は数多くの地すべりによって平均勾配約10~15°と緩傾斜し、大半は圃場整備された水田が広がる。特に屋敷田付近の地形は、平均斜面勾配約10°の緩傾斜で起伏の少ない単調な北向き斜面が延長約1.5kmにわたって続いている。また、地区内には、南東~北西方向に流れる松川と吉尾倉沢川の2本の溪流が流下している。

基盤地質は新第三紀層の寺泊層、椎谷層の堆積岩類からなり、前者は凝灰岩、頁岩、後者は黒色泥岩を主体に構成される。各層間の関係はいずれも整合である。屋敷田から天替、清水田地区周辺は寺泊層の凝灰岩層と椎谷層の黒色泥岩層との境界付近にあたり、椎谷層の分布が推定されている。

泥岩の岩質は深部でも網状亀裂の発達が著しく、石油技術者の言ういわゆるザク層も随所にみられ、鱗片状の風化によりハンマーによって容易にポロポロと崩れる特徴を示す。この特徴は後述するコア判定において基盤と移動層の境界を区分し、かつすべり面の判定を行うにあたりかなりの困難を要する要因となった。

地質構造は大松山を中心とする松之山ドーム構造に支配され、当地区は同構造の北西端に位置する。同構造上には小背斜構造が2箇所みられる(図3.1参照)。地層の走向傾斜は、地すべり方向と地層走向方向がほぼ一致し北北東方向を示す。地層傾斜は地区中央部の背斜軸付近で緩斜し、10~20°程度を示すが、地区西端部のドーム構造の端部では30~60°と急になる。屋敷田地区は、黒倉付近でN70~80°W、25~60°Nの走向傾斜を示す。

水梨地区の地質構造の特徴は、前述した松之山ドーム構造とA、B、Cで表す断層によって位置づけられる(図3.1参照)。これら3本の断層のうち最大のものは、A断層で昭和37年の大地すべりの際には、新山付近ではほぼこの断層を境にして移動地と不動地に分かれた。B断層は、吉尾の尾根付近から北東方向に松川上流部に沿って修行者方向へ向かい延長部でA断層によって切られている。同断層の垂直的な落差は不明であるが、水平的にはフケ、吉尾付近で明確ではないが凝灰岩の分布は400m以上の食い違いがみられ、地区南側の町道付近でも背斜軸が約500m断層を境にずれている。いずれも断層を挟んで南東側の方が北西側よりも北東側へ動いている。C断層は、フケの上部斜面を北西方向に切り、北西側でA断層、南東側でB断層によって切られている。昭和37年の大地すべり時には、この断層から斜面下側のフケブロックが活発に移動した。

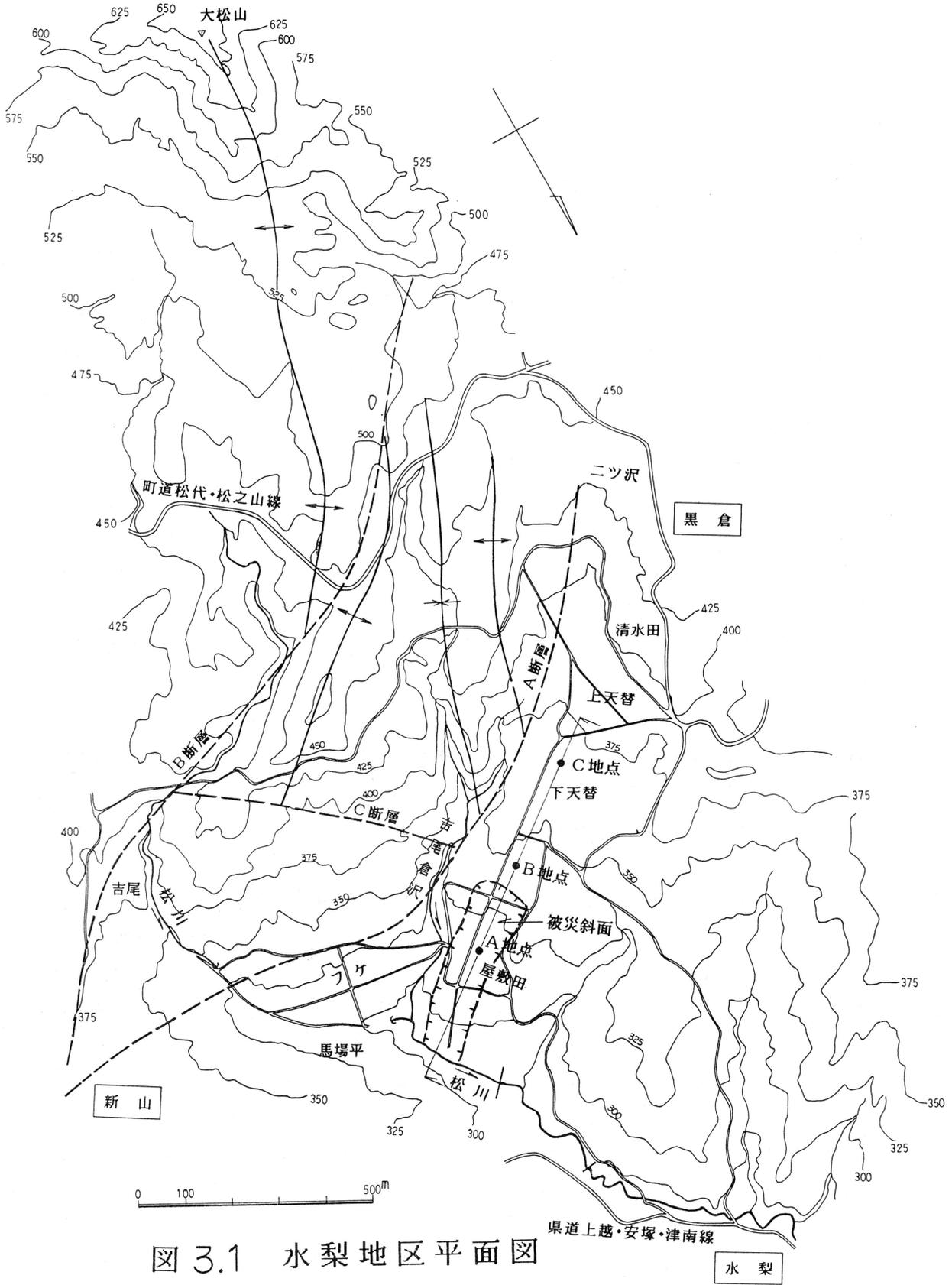


图 3.1 水梨地区平面图

### 3. 2 地すべり状況

水梨地区での地すべりは遠く往古に遡ると推定され、慢性的な地すべりが二ッ沢、天替、屋敷田、フケ、吉尾、馬場平等でみられた。特に規模の大きい地すべりとしては、大正12年9月1日の関東大震災直後に発生した地すべりがある。また、昭和26年11月末にも突発的な地すべりを生じている。昭和37年の大地すべり発生前にも地区内の前記の地域で緩慢な移動がみられ、移動量は旧水梨地区（凝灰岩分布地の西側、二ッ沢、天替、屋敷田および清水田の一部）の二ッ沢付近で毎年2～3mを示していた（昭和32年12月～37年11月最大18m）。このように地すべりの動きは泥岩分布地と凝灰岩分布地のフケで著しい。

フケを除く凝灰岩分布地は一見不動地様であるが、航空写真観察や地形図判読によると無数の旧地すべり跡がみられる。すなわち、離れ山や帯状の陥没地の存在で、地すべり頭部では主に地すべり方向に直行した陥没地が顕著にみられ、地すべり地塊が大岩塊として不動地から切り離された様相をみることができる。

地すべり移動が活発になったのは昭和37年11月からであるが、同年6月にすでにフケに地すべりが生じたり、フケの南側の町道に大きな亀裂が入ったりする徴候があらわれていた。昭和37年12月には地すべり規模は850haとなり、うち水梨地区は250haにおよぶものであった。地すべりの動きは昭和39年春まで続いたが、その後は大規模なものは安定している。

### 3. 3 コア判定とすべり面

昭和61年融雪期に屋敷田地区で幅約90～140m、長さ約380mの規模の地すべりが発生した。この地すべりについて調査、観測した結果の一例を図3.2、3.3に示した。コアは可能な限りコアバックチューブを使い送水して採取したところ、各地点とも破碎された亀裂質な泥岩が深部まで分布していた。特に、C地点では深度55mまで掘進したがN値30～40の破碎された泥岩が連続し、基盤岩か移動岩塊か区別しきれないようなコアであった。

コア観察からのすべり面の判定は、上述したとおりコアの性状が亀裂質で破碎された岩質を示すこと、亀裂面は随所で鏡肌を示し薄く粘土を挟むことから非常に困難でどこをすべり面としてもおかしい

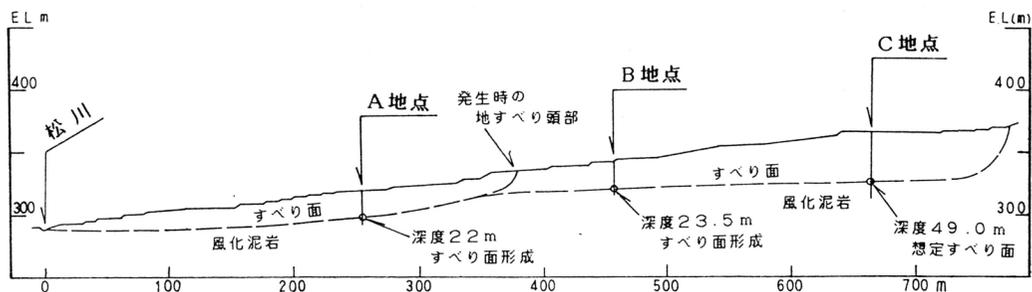


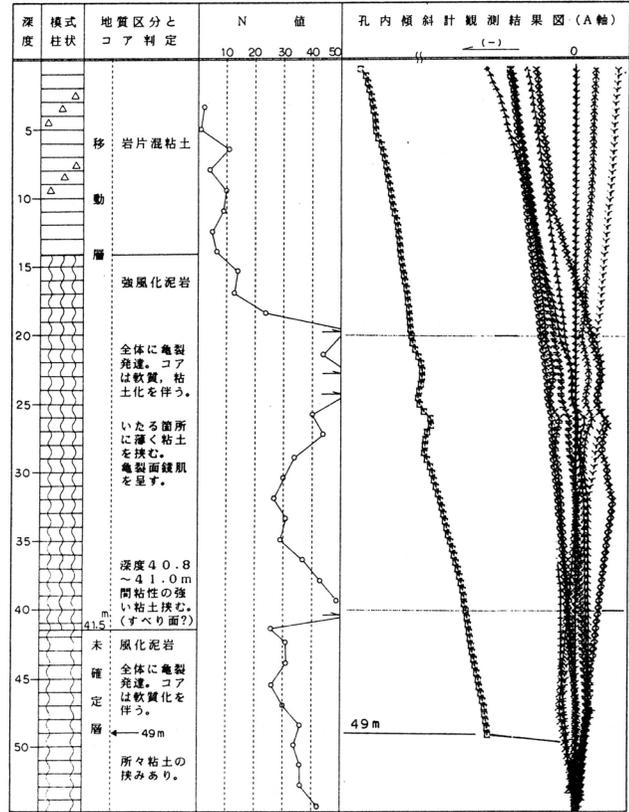
図 3. 2 屋敷田から下天替にかけての模式断面図

くないような状態が認められた。このような岩質は上記した地質構造および度重なる地すべりによる攪乱が原因と考えられた。当初A地点では地形勾配およびコア判定から深度15mにすべり面を想定したが、前述したコアの状態からA、B両地点に孔内傾斜計を設置し計測した結果A地点で深度22mにすべり面を形成していることが判明した。

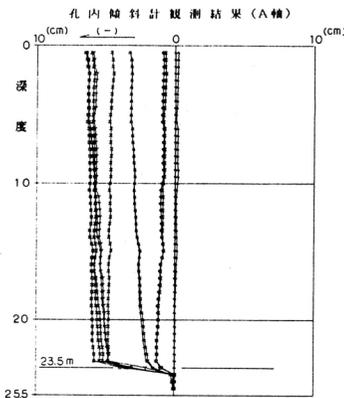
また、B地点では深度23.5mにすべり面を計測した。そして、地すべり頭部はA地点とB地点のほぼ中間であったが、B地点にも動きがみられたことからC地点にも孔内傾斜計を設置した。C地点ではコア判定、N値等からすべり面の深度を41.5mに推定したが、計測した結果深度49m付近に動きがみられた。深度49m付近のコアは特別すべり面と判定されるような状況は認められず、亀裂が発達しや粘土化を伴う状況でしかなかった。

このように深部まで破碎された泥岩が続く場合、N値やコア判定だけですべり面を推定することはかなり危険であり、特に杭打工や集水井工等の対策工事を検討する場合、計測によるすべり面の判定が不可欠と考える。

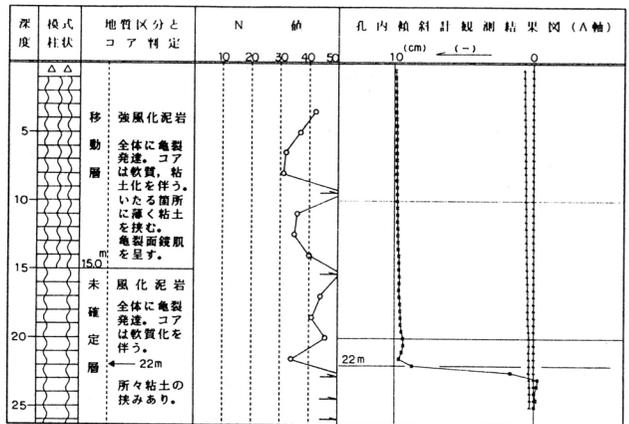
(a) C 地点



(b) B 地点



(c) A 地点



(図中の(-)は地すべり方向を示す)

図 3. 3 各地点のコア判定と計測結果図

#### 4. 内川地すべり

##### 4. 1 地形、地質

内川地区は、阿賀野川の支流、新谷川右岸の笠菅山（標高609m）の南東麓斜面に位置する。地すべり地は、平均勾配が約5～7°の緩傾斜地であるが、頭部の赤谷断層を境に上方斜面は20～30°程度の勾配となる。

地すべり地付近の地質は主に第三紀中新世七谷層の泥岩、凝灰岩、流紋岩および真珠岩の溶岩などで構成されており、流紋岩によって貫かれている。赤谷断層を境に北西側は津川層の凝灰岩および流紋岩が分布する。

断層を弦とした半月形の盆状構造が存在しており、地すべり地付近は笠菅山に向かって地層が傾斜しており、地すべりに対して受け盤構造となっている。

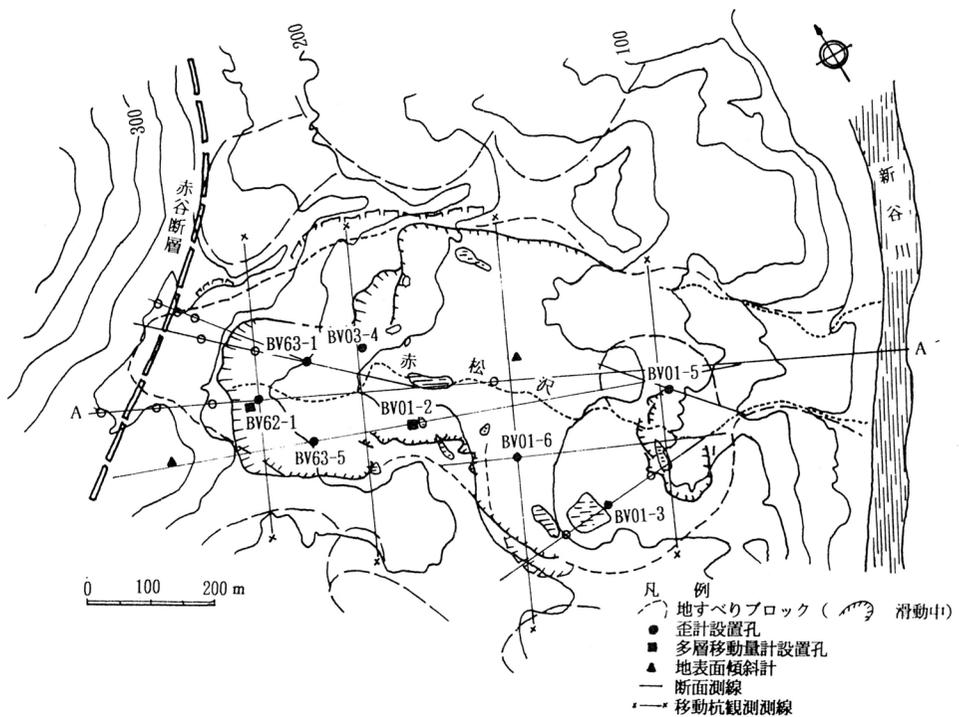


図4.1 地すべり平面図

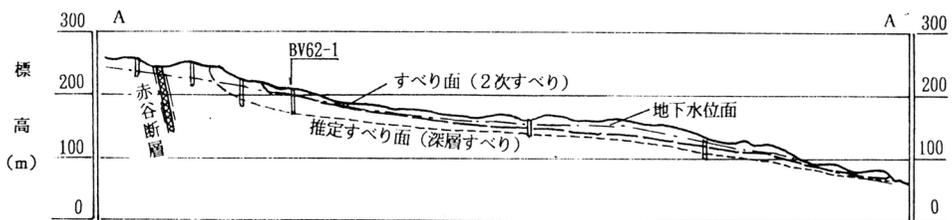


図4.2 地すべり断面図

表4. 1 BV62-1孔調査結果一覧表

| 地層名 | 深度              | 柱状図   | 地質名                        | 記事                                                                                                                                          |
|-----|-----------------|-------|----------------------------|---------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------|
| 被   | 表土              | 0.40  | 腐植質粘土                      | 腐植物を混入する。                                                                                                                                   |
|     | 地すべり塊じり・り崩粘岩土片Ⅱ | 6.70  | 粘土まじり岩片<br>強風化真珠岩塊<br>流紋岩塊 | 不均質でルーズ。<br>礫分70～80%で、淡灰色～灰色の流紋岩の角礫が主体。<br>粘土は、粘性の高い流紋岩、真珠岩起源の粘土。<br>N値は 8～26回。<br>地下水位 5.7～6.2 m。                                          |
| 覆   | 地すべり崩土Ⅰ(移動岩塊?)  | 25.65 | 中風化<br>真珠岩                 | 棒状となるが、変質、風化により軟化しており、送水掘進はほとんどできない。<br>手で容易に折れる程度の硬さ角礫状～礫まじり粘土状。<br>セッケン状で、斜長石、石英を含有する。<br>N値は10～28回で、部分的に50回以上。                           |
|     | 七谷層             | 36.70 | 弱風化<br>真珠岩                 | ややセッケン状だが、送水掘進により、棒状コアとなる。<br>やや脆く、手で折れる程度の硬さ、コア膚は荒れている。<br>斜長石・石英を含有する。<br>濃緑色の脈が見られる。<br>深度36.7mで掘進中に押し出しあり。<br>N値は大部分が50回以上で、部分的に27～39回。 |
| 層   | 七谷層             | 40.00 |                            |                                                                                                                                             |

#### 4. 2 地すべり状況

昭和58年に変質が発見されて以来、著しい滑動が続き、移動杭観測からも半年間（昭和63年6月～12月）に累計1.4mもの変動が観測された。その後、地下水排除工の施工効果により、降雨の少ない時期の滑動はほとんど見られなくなったものの、降雪初期、融雪期に滑動する傾向が続いている。現在滑動している範囲は幅250m、長さ800mにおよぶが、歪計でとらえたすべり面深度は7～16m程度で比較的薄い。現在滑動中の地すべりは古期地すべり崩土内の二次地すべりと思われる。基盤地質は真珠岩であるが、熱水による広域の変質により全体的にセッケン状となっている。

#### 4. 3 すべり面の判定について

##### 4. 3. 1 ボーリングコアによるすべり面の推定

上部斜面では、透水性が極めてよい崖錐堆積物におおわれており、強風化変質真珠岩との境界部付近が軟質化しているため、二次地すべりの推定すべり面とした。下部斜面では崖錐堆積物に覆われてはいないが、指圧で容易に変形する程度の強風化真珠岩状コアの部分移動層と推定した。

#### 4. 3. 2 深層すべりについて

ボーリングコアでは、変質にともなって深い深度まで軟質化が進行しており、部分的に明瞭な亀裂が見られる。亀裂面のうち数箇所は鏡肌状のツヤが見られ、すべり面である可能性が考えられる。N値は20m以深では全体的に50回程度となるものの、軟質化が著しい推定すべり面付近では局所的に27回程度まで低下する。

#### 4. 3. 3 観測によるすべり面の判定

パイプ歪計による観測では、上部斜面については崖錐堆積物と強風化変質真珠岩との境界部付近、下部斜面では強風化真珠岩状コア部に著しい歪量の累積が観測された。すなわち、二次地すべりについては、ほぼ推定すべり面で著しい変動が確認された。

しかしながら、一次地すべり（深層すべり）のすべり面については、パイプ歪計ではその挙動をまったくとらえられなかった。しかも二次地すべりのすべり面で観測コードが断線してしまい、深部のすべり面の挙動を長期的にとらえることが不可能となった。そこで、ワイヤーの伸縮で測定する多層移動量計を設置し、約3年間観測を続け現在も観測中である。その結果、二次地すべりのすべり面で移動杭観測と同程度の著しい挙動が観測されたものの、深層地すべりについては今のところ変動は確認されていない。滑動の範囲から推定すると深い深度での地すべりが存在する可能性が高いため、今後も観測を継続していく方針である。

表4. 2 観測計器でとらえたすべり面深度

| 観測計器<br>埋設孔No. | パイプ歪計  | 多層移動量計  | 備 考      |
|----------------|--------|---------|----------|
| BV62-1         | 6～7m   | 7～8m    | パイプ歪計は断線 |
| BV63-1         | 11～12m |         | 断 線      |
| BV63-5         | 15～16m |         | ”        |
| BV01-3         | 8～9m   |         | 観 測 中    |
| BV01-5         | 12～13m |         | ”        |
| BV01-6         | 13～14m |         | ”        |
| BV03-4         | 12～13m |         | ”        |
| BV01-2         |        | 29～30m? | ”        |

#### 5. まとめ

新潟県下の4地区に分布する深度30m以上のすべり面について、コア判定結果や傾斜計等による観測結果を検討した。その結果、各地すべりの地形・地質条件および地すべり機構により、それぞれ特徴的なすべり面を持つことが明らかになった。

柵口地区およびトチ山地区は、崩壊型地すべりに分類されるもので、典型的な層すべりである。移

動岩塊と基盤との境界は明瞭であり、前者が岩片混り粘土、強風化、砂岩、泥岩、網目状の亀裂や不規則な亀裂が発達する砂岩、泥岩互層からなるが、後者は所々に亀裂が発達するものの、硬質な砂岩、泥岩からなっている。すべり面は厚さ1～10cmの高塑性の粘性土を挟んだり、数cm～3mにわたり粘土化が著しく、高含水量である。以上のことから両地区では、コアによる基盤の判定は比較的容易であり、トチ山地区では傾斜計によるすべり面の確認結果とも一致した。

水梨地区は松之山ドーム構造の翼部に位置しているため構造運動の影響を強く受けている。したがって石油技術者のいうザク層、すなわち網目状の亀裂や小断層が地下深部まで分布している。また、これらの亀裂や小断層に沿って風化しているので、すべり面の判定は極めて難しい。そのうえ、本地区に分布する泥岩の構成粒子は東頸城丘陵の中でも最も細粒で、風化すると極めて高塑性で軟弱な粘土となる。すべり面は一般に泥岩中にごく薄い粘土を挟むか、ほとんど挟まず断層鏡面よりの擦痕をもった鉛色に光る面である。これらは断層によるせん断面がすべり面となった可能性も強い。

上記のように、同じ泥岩分布地域の地すべりでも、母岩の材質、すなわち、構成粒子が粗粒で延性度が低いもののほうが地すべり崩土と基岩との差が明瞭であり、すべり面を判定しやすい。逆に構成粒子が細粒で延性度が高いものはすべり面の判定が難しい。水梨地区のように構造運動を受けているところはより困難である。

内川地区は、熱水変質した真珠岩起源の粘土（ベントナイト）中にすべり面を生じており、緩慢な移動をくり返している。この場合も深部まで粘土化しており、ボーリングコアによりすべり面を判定することは難しい。また、基岩と移動層との境界も漸移している場合が多い。

以上をまとめると、毎年くり返し移動するような緩慢な地すべりのすべり面判定はボーリングコアだけでは難しく、計器によるすべり面観測が必要である。

なお今回の報告をまとめるにあたっては、新潟県農林水産部治山課、同土木部砂防課、糸魚川林業事務所、糸魚川土木事務所、東頸城農地事務所、津川林業事務所の調査報告書を参考にさせて戴いた。また、糸魚川林業事務所の長清主任、糸魚川土木事務所の大屋憲民主任、東頸城農地事務所の保坂幸男技師および津川林業事務所の吉村一哉技師に色々御指導をいただいた。ここに厚く御礼申し上げる。

#### ○ 参考文献

- 高浜信行(1990):新潟・北陸地方における現代の巨大地すべり(予報),新潟大災害研年報,12,25-36  
伊藤克己・岩永伸・大矢和行(1990):柵口地すべりの発生機構と地質その2,第29回地すべり学会研究発表会講演集,92-95  
小出博(1948):「新潟県西頸城郡柵口地すべり調査報告」,地質調査所報告,127  
新潟県農林水産部治山課・新潟県糸魚川林業事務所・新潟県林業試験場(1987):「柵口地すべり」,1-33

## II 古い大規模・深層地すべりについての いくつかの問題

高 浜 信 行<sup>※</sup>

### I はじめに

小論の目的は、地質時代に発生した、1 古い深層地すべり面と地すべり地塊の認定の問題、2 大規模な地すべりと現在その内部で活動する地すべりとの関連、について検討・考察することにある。

地すべりが、その水平規模（面積）にみあった深度をもつことは、高野秀夫（1983, 私信）、渡、小橋（1987）などによって指摘されている。したがって、深層地すべりと大規模地すべりは、ほぼ同義としてとらえることに、基本的な問題はないと思う。

ここでのべる事例は、筆者らが独自に調査をした、また現在調査を進めているものを中心として記述する。

ボーリングにあたっては、新協地質（株）の川島隆義氏、川島 豊氏から多くの御協力を頂いた。また、その費用は文部省科学研究費、新潟大学特定研究経費の援助をえた。

### II 深層地すべり面

現在活動している深層地すべりで、何らかの測定手段を用いて、その移動が確認できる場合は別として、活動を休・停止している深層地すべりの認定は決して容易ではない。

ここでは、深層地すべり面の1部が直接観察できる貴重な事例の1つである栄町の栄地すべり、ボーリングで古い初生的地すべり移動体の深度を判断することができた山古志村の虫亀地すべり、守門村の東野名地すべりの事例を紹介する。

#### 1 栄地すべり（高浜・山崎，1987；高浜，1990）

栄地すべりは、新潟県南蒲原郡栄町に位置する最大幅2.5 km、最大長1.4 kmの水平規模をもつ巨大地すべり地形を呈している（図-1）。巨大地すべり地形は西に開いた半円形を示し、冠頭部には水系が形成されている。この地域は、西側の新潟平野に面した起伏量100~200 mの小起伏丘陵の西縁にあたり、基盤は新第三系鮮新統の塊状砂質泥岩からなる。

この巨大地すべり地の中央部をほぼ東西方向に通過する朝日トンネルで、栄地すべりの初生的深層地すべり面の1部が観察できた。

図-2に、朝日トンネルの地質展開図（水平：垂直=1：5）を示した。この図はトンネルのみ

---

※ 新潟大学積雪地域災害研究センター

られる多数の断裂面に焦点をあてて記録したものである。

断裂面は大別して、傾斜 $20^{\circ}$ 以下の低角断裂面と、それ以上の高角断裂面に2分でき、図-2では前者を太線で示した。それは、東側坑口から、105~130 m、210 m、270~330 m、620 m付近で確認できる。

このうち、120 m付近では、図-3のスケッチに示したように、挟在する砂岩層によって、低角・高角断裂面ともにズレをとまなう断層であることが確認できる。この図に示した砂岩層は、本来は1枚のものが、断層によって重複したものである。さらに、この図では低角断層と高角断層が互いに切りつ・切られつ

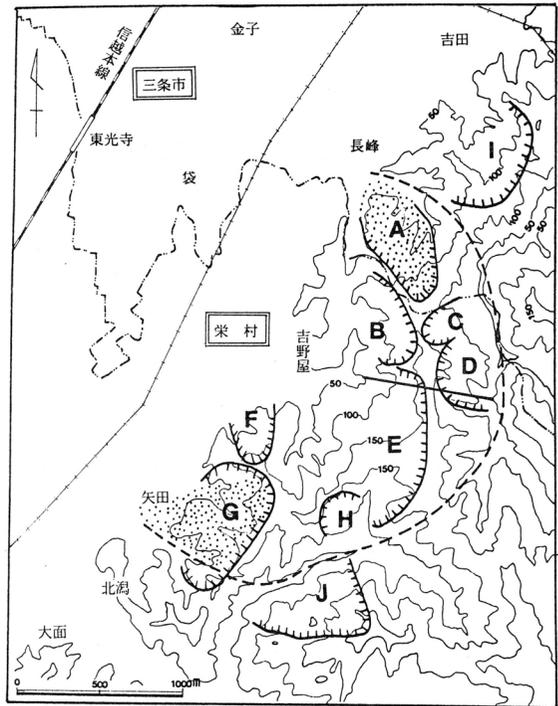


図-1 栄地すべり  
太破線：巨大地すべり，A~H：子供地すべり，  
AとGは地すべり指定地，太い直線：朝日トンネル

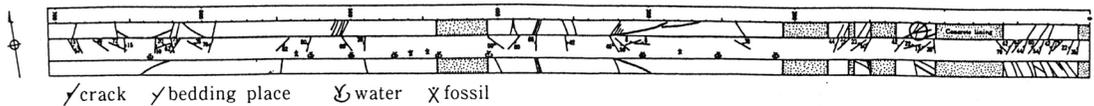


図-2 朝日トンネルの地質展開図

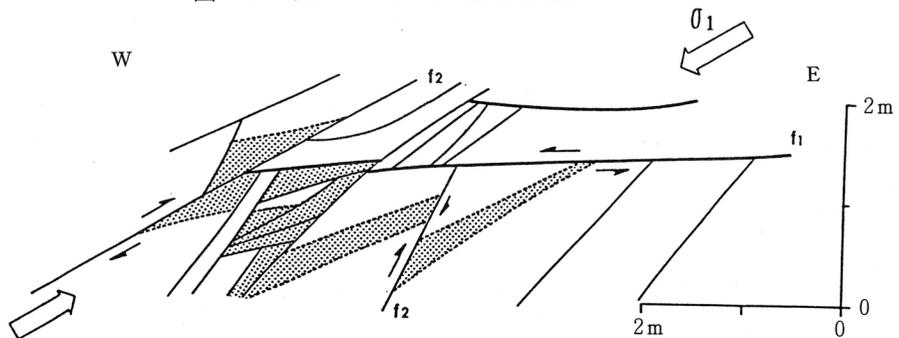


図-3 朝日トンネル120 m付近北側壁のスケッチ

係にあり、両者の形成時期に明確な前後関係が認められない。すなわち、両者ともに1つの運動で形成された共役断層とみることができる。一般に構造地質学の分野では、地質構造を形成した古応力場の復元は、このような共役断層の解析によっておこなわれている。

これによれば、図-3の断層群を形成した最大圧縮主応力軸 ( $\sigma_1$ ) の方向は、この図の右上方 (左下方) で、解析の結果、それは  $S52^{\circ}W \angle 25^{\circ}$  となる。つまり、 $\sigma_1$  の方向は、ほぼ南東方向  $25^{\circ}$  上方 (北西方向  $25^{\circ}$  下方) を示す。この場合、現実の運動としては、北西 (新潟平野) 側から低

角で南東（丘陵）側につきあげるような構造運動を想定することは、いかにも不自然で、南東上方からの、つまり、重力による滑動運動を示すとみることが最も合理的である。

さらに、トンネル内でみられる低角断層面は、次の特徴をもつ。①断製面には厚さ1 cm前後のグリース状粘土をはさむ鏡肌のみられ、鏡肌の利痕の方向は、北北西～北を示す。②低角断層面に沿う破碎の状況は、一般にその上盤側で顕著で、とくに、低角断層面が高角断層面に切断される部分での破碎が著しい。しかし、今このような破碎部の数m東側方一断層面は連続一では、上・下盤ともほとんど破碎されず、薄い粘土をはさむ断層面だけがみられる部分に急激に変るといふ大きな特徴を示す。

これらを総合して筆者は、これらの断層群は構造運動（地殻変動）によって形成されたものではなく、重力滑動によるもので、低角断層面は初生的地すべり面の1部をなすものと判断した。その深度は図-4に示すように、確認できる限りで最大120mに達する。

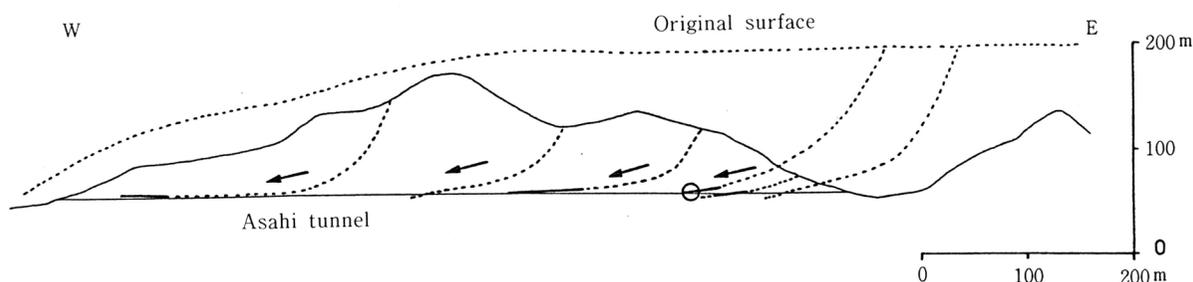


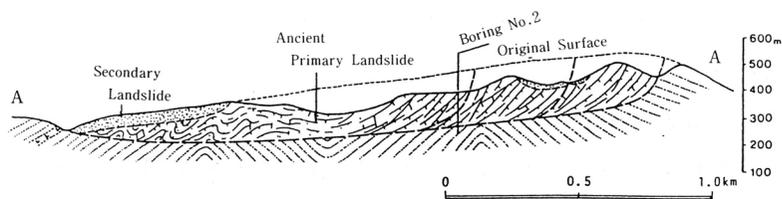
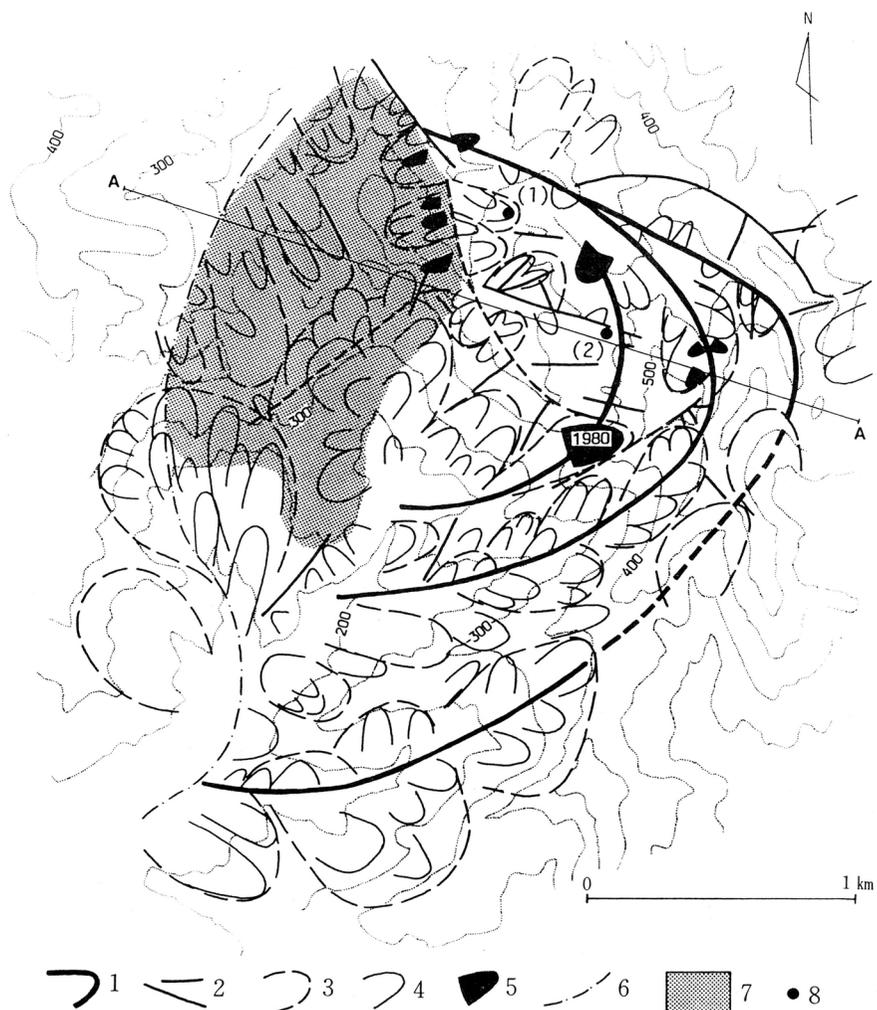
図-4 朝日トンネル沿いの栄地すべり概念断面図

## 2 虫亀地すべり（高浜，1988，Okusa，Takahama and Fujita，1991）

新潟県古志郡山古志村に位置する虫亀地すべりは、地質時代に発生した最大幅・最大長ともに約2 kmに達する巨大な初生的地すべりである（図-5）。この初生的地すべり移動地塊の深度とその地質状況を知る目的で1987年に深度100 m（No.1）、1988年に深度150 m（No.2）のボーリング調査を行った。その結果の概要を図-6に示した。

ボーリングNo.1は、表層から深度14.5 mまで泥岩起源の褐色に風化した地すべり崩積土、これより深部は安山岩質凝灰岩の薄層をはさむ泥岩で、大部分が棒状のコアとして採取された。したがって、通常の地すべり調査では、14.5 m以深は「基岩」（地山）とみなされ、数mの区間棒状のコア採取を確認後、調査を打ち切られる部分にあたる。ちなみに、1986年に、このボーリング地点に近接した位置で、新潟県農地部によって、深度18 mのボーリング調査がなされた。ここでは、表層から深度12 mまでが地すべり崩積土、12～13.5 mが風化泥岩、13.5～18 mが「基岩」の泥岩層と判定されている。

しかし、今回のボーリングNo.1で、14.5 m以深の泥岩をくわしく観察すると、固結した粘土や破碎部を不規則・頻繁にはさんでいることが確認できた。固結粘土の産状は、亀裂をうめる1～2 mm



図一五 虫亀地すべり“親・子供・孫地すべり”と現在の地すべり活動および模式断面図

の薄いものから、10 cm、1 m 単位のものまで不規則で、薄いものには鏡肌が観察できることが多い。これらの粘土は剪断破碎されたもので、固結していることから過去に破碎されたものであることがわかる。厚い粘土層のなかには、固結してはいるが、やや軟質な部分が深度35 m、70 m、79～80 m、83～86 m 付近に10 cm から1 m の範囲で存在する。一方、27 m、29～32 m、34 m、54 m、70 m、86 m、88～90 m 付近では1 m 近い、あるいは、それ以上の長さの棒状のコアが採取された。ボーリングNo.2 では、表層から深度4 m までが泥岩起源の褐色に風化した地すべり崩積土、4～

10mが固結した粘土層, 10~125mが破碎部と粘土を不規則・頻繁にはさむ泥岩, 125~150mは亀裂が少ない塊状泥岩である。10m以深は棒状コアが主体を占め, ボーリングコア採取の難易度は, 125m付近を境として, これより深部は浅部に比べて格段に容易であった。

深度10~125mの泥岩の状況, すなわち鏡肌をとともう薄い粘土, 10cm単位の厚い粘土をはさむ不規則な破碎状況は, 基本的に上述のボーリングNo.1の14.5~100m間と同じである(図-6)。ここでは, ボーリングNo.2の10~125mの泥岩を「破碎泥岩(disturbed mudstone)」, 125m以深を基盤泥岩(bedrock mudstone)層とよんで区別する。

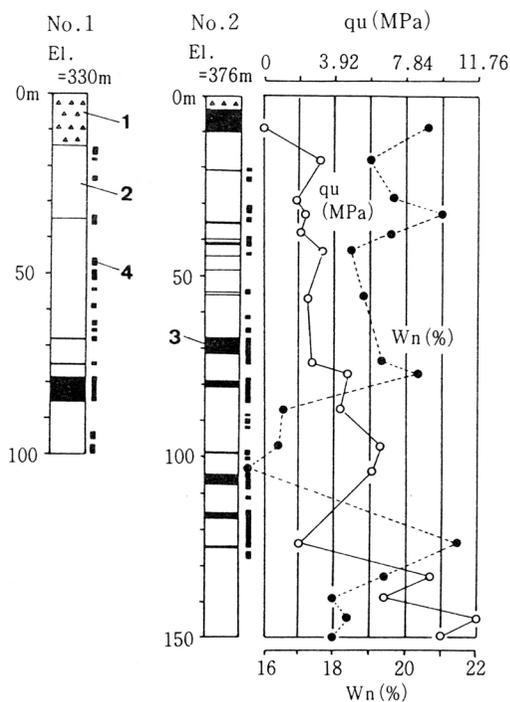
深度125mを境としたこのような変化と, 「破碎泥岩」の不規則な破碎状況は, 破碎が浅層(基盤表層)部における現象である

ことを意味する。これと虫亀地域の地形・表層地質状況も併せて総合的に検討した結果, この破碎は古い初生的地すべり活動によるものと判断し, 図-5の断面図を作成した。つまり, 虫亀初生的地すべりの深度は, ボーリングNo.2地点では125mで, 125m以深は過去に移動した経験をもたない基盤=地山と認定した。ボーリングNo.1は, 掘進が基盤泥岩層まで達せず, 「破碎泥岩」の途中で終わったものと判断できる。

なお, No.2のコアを利用して, 一軸圧縮試験と単位体積重量, 含水比を測定した(図-6)。これらの試験と測定は, 「しっかりした」約20cm程度の棒状コアの部分で実施しているため, 本ボーリングにおける部分的に「岩盤状況の良好」なところの値を示している。したがって, それは粘土, 破碎部もふくめた全体の変化を示すものではないが, それにもかかわらず, 一軸圧縮強度で125m付近を境とした有意の変化を認めることができる。

### 3 東野名地すべり

新潟県北魚沼郡守門村の破間川北岸に位置する東野名地すべりは, 江戸時代以降これまで規模の大きな地すべり災害を幾度もくりかえし, 昭和初頭から多くの対策工が施こされてきた。その結果, 個々の対策は効果をあげているが, 現在も移動が続き, さらに, 活動域が拡大する傾向がみら



1 : Debris 2 : Mudstone 3 : Sheared Clay  
4 : Cracky Horizons  
qu : Uniaxial Strength  
Wn : Natural Water Content

図-6 虫亀地すべりボーリングデータ  
ボーリング地点は図-5 参照

れる。

したがって、東野名地すべり地の基本的なみなおしが必要と思われる。その1つとして、現在活動をつづける（相対的に）小規模な地すべりブロックを内部に含む、初生的大規模地すべりブロック（最大幅2 km, 最大長1 km）の解析が、現在の地すべり活動の起源の究明と、その有効な防止対策の検討のための重要な課題と考えた。そのため、地形・地表地質調査と共に、初生的移動地塊の深度を知る目的で1991年に100 mのボーリング調査を実施した（高浜ほか, 1991）。ここでは、その結果の概要をのべる。

ボーリング地点は、初生的地すべり下部ブロックのほぼ中段、標高288 m付近である。ここでは、表層から深度20 mまでが地すべり崩積土と軟質な粘土層、20～80 mは固結した粘土と破碎部を不規則にはさむ「破碎泥岩」で、この間59.5～75.2 mに酸性砂質の「破碎凝灰岩」を挟在する。20～80 mの間で、粘土化の著しいゾーンが20～25 m, 34 m, 42～50 m, 60～63 m, 75～80 mに認められ、特に75～80 mが顕著である。80～100 mは亀裂が少なく、コア採取も上位とくらべて格段に容易な基盤泥岩層である。

この結果から、筆者らはボーリング地点での東野名初生的地すべりの深度は80 mと判断した。なお、表層部の20 mは現在移動が継続中である。

これと、地形、地表地質調査結果をもとに描いた断面図を図-7に示した。

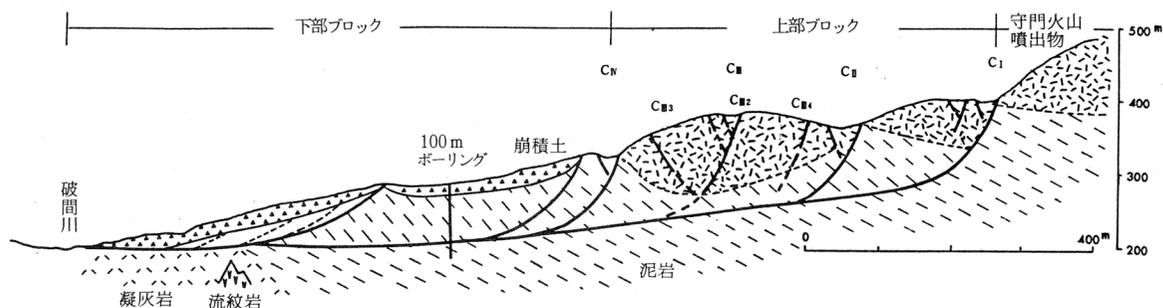


図-7 東野名地すべり模式断面図

以上、100 m前後の深層地すべりについて、筆者らが調査、観察した3事例について述べた。朝日トンネルでの地すべり面の形態と状況は、ボーリング調査ですべり面を特定することは、容易でないことを示している。しかし、虫亀、東野名でみたように、破碎部と下位の基盤のかなり明確な違いは、初生的移動体の深度をそれなりの妥当性をもって知ることが可能であることを意味している。この場合、地形、表層地質データも加えた総合的な判断が不可欠である。

ところで、このような深い地すべりの存在を特殊な事例とみなす見方があるかもしれない。すでにのべたように、地すべりはその面積にみあった深度をもつことが指摘されていること、また、現在活動中である福島県滝坂地すべりの深度が最大135 mに達すること、などからみて、確認された事例が多くないとはいえ、特殊例とみることは妥当でないと考える。

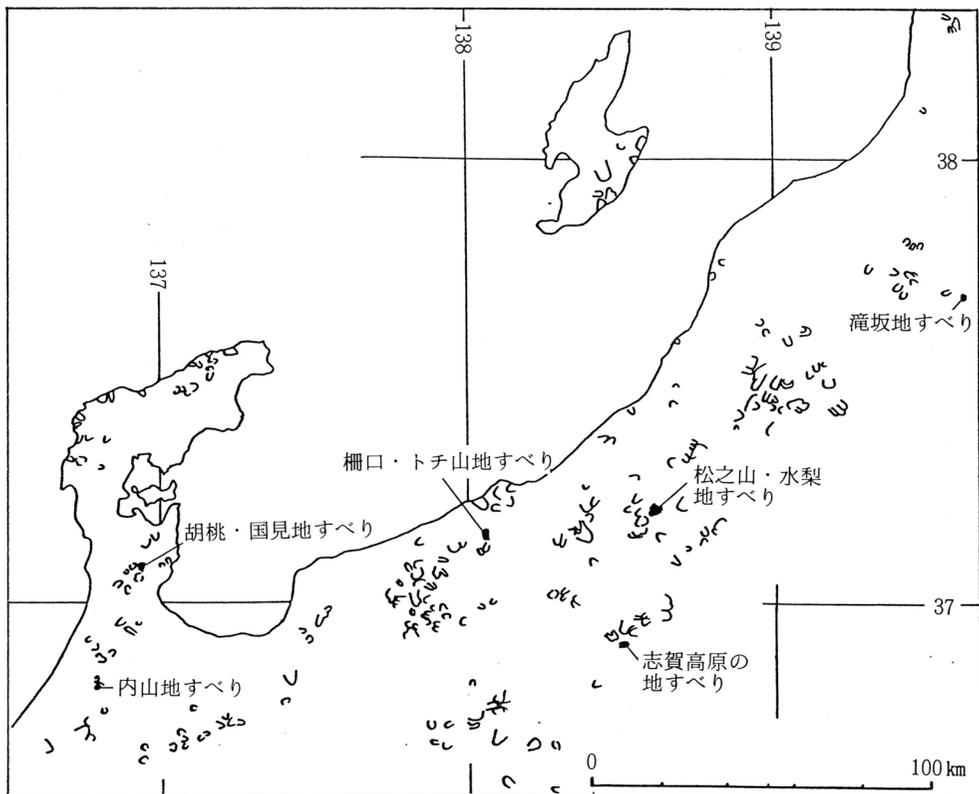
### Ⅲ 巨大地すべりのいくつかの問題

新潟を中心とした北陸地方には、巨大地すべり地形が多数分布している。Ⅱでのべた、栄地すべり、虫亀地すべり、東野名地すべりはその1部である。巨大地すべり地形の規模として、筆者らは、面積  $10^6 \text{ m}^2$  (1  $\text{km}^2$ )、深度  $10^2 \text{ m}$ 、移動物質量  $10^8 \text{ m}^3$  以上の規模のものをその対象として区分している（高浜・伊藤，1989）。ただし、地すべりの深度を正確に知ることは難かしいため、便宜的に面積  $10^6 \text{ m}^2$  規模のものをこの区分に入れている。

#### 1 巨大地すべり地形の分布

図一8は、米軍撮影の空中写真解析（概査）によって、新潟を中心とした、長野北部、富山、石川と福島の一部の地域に分布する巨大地すべり地形を抽出したものである（高浜・伊藤・宮島原図）。この図から、この地域には巨大地すべり地形がいくつかの密集地をもちながら多数存在すること、また、その分布密度は地すべり指定地の分布密度とほぼ調和的なこと、などが読みとれる。

ところで、この図の中で、第2次大戦後、現在までの間に巨大地すべり地形の全体、あるいは、その主要な部分が移動したものは、新潟の松之山地すべり（1962）、水梨地すべり（1962）、柵口地すべり（1947）、トチ山地すべり（過去80年間）、福島の高坂地すべり（1957～現在）、



図一8 新潟・長野北部・富山・石川地域の巨大地すべり地形の分布（高浜・伊藤・宮島原図）地すべり名を記したものは第2次大戦後に活動

富山の胡桃・国見地すべり（1964，現在），内山地すべり（1983），長野の志賀高原の地すべり（現在）など8事例を数える。これは，この地域においては巨大地すべり活動が，現在でも決して特殊な事例でないことを意味している。

一方，図－8に示した巨大地すべり地形の大部分は，現在は，休止，あるいは停止したとみられるものである。

筆者は，これらを「活巨大地すべり」，「休・死巨大地すべり」と呼んでいる。「休巨大地すべり」と「死巨大地すべり」の区別は難かしく，また，この中には現在の活動が確認できていないものが含まれている可能性がある。明らかな「死巨大地すべり」の事例としては，栄地すべりをあげることができる。すでにのべたように図－8は地形概査によるもので，個々には今後の詳しい検討を要する。

しかし，いずれにしても，古い巨大地すべり地形（地塊）が，多数存在することは事実で，この問題は特殊でなく一般的な課題として系統的検討が加えられるべきものとする。

## 2 巨大地すべり地にみられる地すべりの階層性・多層構造

現在は活動を休止，停止している巨大地すべり地の内部には，多数の中規模・小規模の地すべり地形が存在し，その一部は現在も活動を続けている。虫亀地すべり（図－5）はその1例である。このように，大・中・小の地すべり構造の重なりは地すべり活動の階層性・多層（重）構造と呼べるもので，表－1にその概要を示した。

表－1 旧期初生的巨大地すべり地にみられる地すべり活動の階層性

|                    |                                 |                         | 親（巨大）地すべり<br>初生的地すべり                        | 子供地すべり<br>2次地すべり                              | 孫地すべり<br>3次地すべり                                      |
|--------------------|---------------------------------|-------------------------|---------------------------------------------|-----------------------------------------------|------------------------------------------------------|
| 規<br>模             | 面<br>深<br>体<br>主<br>要<br>亀<br>裂 | 積<br>度                  | $\geq 10^6 \text{ m}^2$<br>$10^2 \text{ m}$ | $10^5 - 10^4 \text{ m}^2$<br>$10^1 \text{ m}$ | $10^4 - 10^2 \text{ m}^2$<br>$10^1 - 10^0 \text{ m}$ |
|                    |                                 | 積<br>長                  | $\geq 10^8 \text{ m}^3$<br>$10^3 \text{ m}$ | $10^7 - 10^5 \text{ m}^3$<br>$10^2 \text{ m}$ | $10^5 - 10^3 \text{ m}^3$<br>$10^1 - 10^0 \text{ m}$ |
| 構 成 物 質            |                                 |                         | 主としてブロック                                    | ブロックと崩積土                                      | 主として崩積土                                              |
| 発 生 時 代            |                                 |                         | 旧 期                                         | 旧期，現在                                         | 旧期，現在                                                |
| 備<br>考             | 主<br>推<br>定<br>成<br>因           | 素<br>因                  | 基盤地質構造，岩質<br>山地のブロック隆起                      | 親地すべりの構造<br>河床下刻                              | 親・子供地すべりの構<br>造，岩質<br>河床下刻                           |
|                    |                                 | 誘<br>因                  | 地 震                                         | 降 水                                           | 降水，人為                                                |
|                    | 対<br>策                          | 防止工は困難<br>避難対策<br>予測が困難 | 防止工の限界<br>予測が検討課題                           | 通常の防止工の対策<br>予測が検討課題                          |                                                      |
| 現在の地すべりの<br>規模との比較 |                                 |                         | 滝坂，松之山ほか                                    | 地附山ほか多数                                       | 現在発生する地すべり<br>の大部分                                   |

筆者は、初生的巨大地すべりを“親”に例え、その内部の中・小規模の地すべりを“子供・孫地すべり”と呼んでいる。虫亀地すべりの例は、「親が休んだり、死んだりしても、子供・孫が生きている」ことを意味する。現在活動する地すべりの平均的規模は“孫地すべり”に相当する。従来は直接の対策課題としての活動的“孫地すべり”を重視するあまり、“子供・親”に対しての追及が弱かったように思う。筆者は、巨大地すべり地における現在の“子供・孫地すべり”の活動の起源を、“親地すべり”にたどって追跡をすることが重要な課題と考える。

また、もし、“親地すべり”のどの部分で“子供・孫地すべり”の活動が活発であるかという傾向・規則性を明らかにできれば、地すべり災害の予測と対策に新しい展開をもたらす可能性が開けることになる。その1つを次にのべる。なお、地すべり指定地の規模は“子供地すべり”に相当するものが多い。

### 3 巨大地すべりブロック側部の活動性

筆者はかつて、虫亀地すべりなどを事例として、現在休止、あるいは、停止している巨大地すべりブロックの内部で活動する“子供・孫地すべり”の分布が、巨大地すべりブロック側部の亀裂に沿った部分に多い傾向がみられることを指摘した（高浜，1988 a, b；高浜・伊藤，1989）。この段階では事例の数が少なかったため、作業仮説として提示したものである。

その後、巨大地すべりブロック側部で現在の地すべり活動が活発ないくつかの事例を加えることができた。すなわち、現代の活動的巨大地すべりとしての柵口・トチ山地すべり、胡桃・国見地すべりなどにもこの傾向が明確にあらわれており、また、現在は活動を休・停止している古い巨大地すべりブロックにおいても、新潟県板倉町の釜塚・段子差地すべり（新潟県農地部，1981；北陸農政局板倉農地保全事業所，1990）、新潟県栃尾市の西中野俣地すべり、などをはじめ、多くの事例をあげることができる。ここでは柵口・トチ山地すべり（新潟県農林水産部・糸魚川林業事務所・林業試験場，1987；全国地すべりがけくずれ対策協議会・新潟県土木部，1990）の例を図-9に示した。

したがって、この作業仮説は一定の一般性をもつものと考えられる。なお、この傾向は、巨大地すべりブロックに限られたものではなく、“子供地すべり”ブロックについてもあてはまるものである。

以上の傾向は、山地の侵食作用の主要な1形態としての、巨大（大規模）地すべりブロックの解体過程を示すものとみなされ、その意味では1つの「規則性」をみることができよう。

その原因は、すでに、高浜（1988 a, b）、高浜・伊藤（1989）で考察したように、つぎのような経過によるものと考えられる。すなわち、この部分は初生的地すべり活動による外側の不動部との境界部、あるいは、移動ブロック相互の境界部として、周囲よりも破砕が進んだ部分である。このため、この部分は力学的にも弱く、地下水も集中しやすい。渡・小橋（1987）が本論の“孫地すべり”に相当するとみられる地すべりブロックで、模式的に示した図-10には、この状況が明快に示され

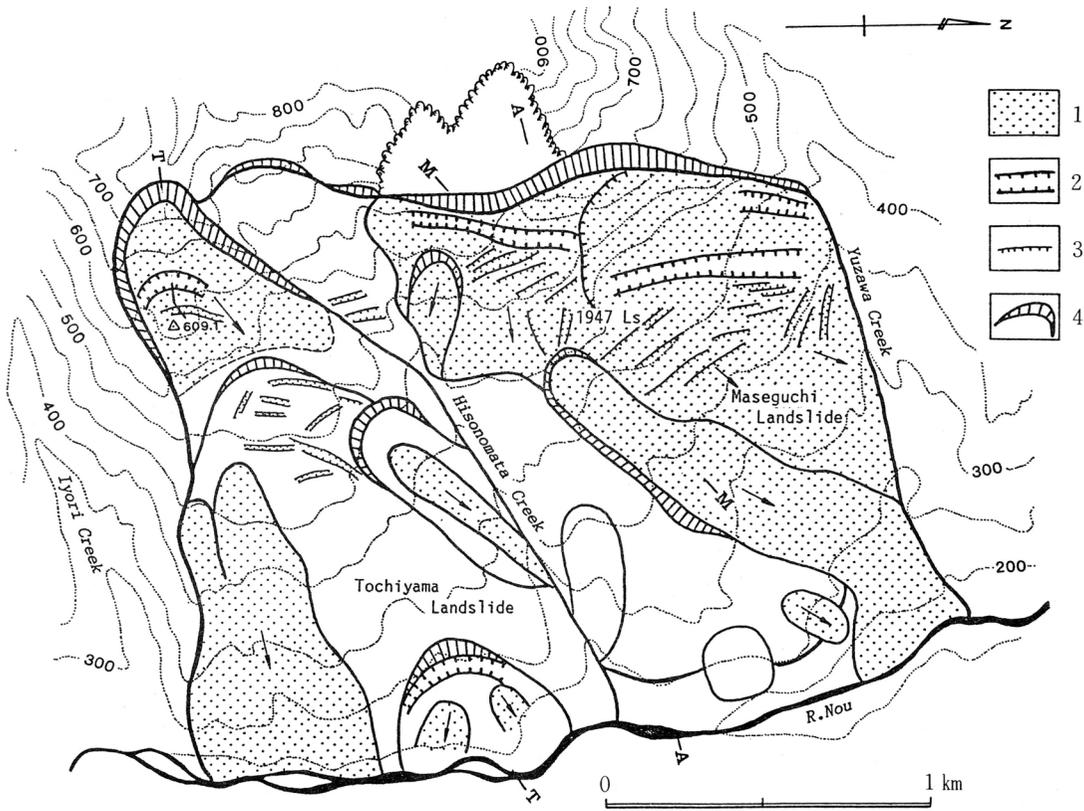


図-9 柵口・トチ山地すべり

1：現代の活動域，2：地溝状凹地帯，3：亀裂地形，4：滑落差

ている。線状で局所的な部分への地下水の集中は水系の形成を促進し、さらに水系の侵食によって、その側方斜面が不安定化する。つまり、このような部分は、初生的地すべりの発生から現在まで常に不安定な位置を占めつづけたものとみることができる。以上の過程を概念的に図-11に示した。

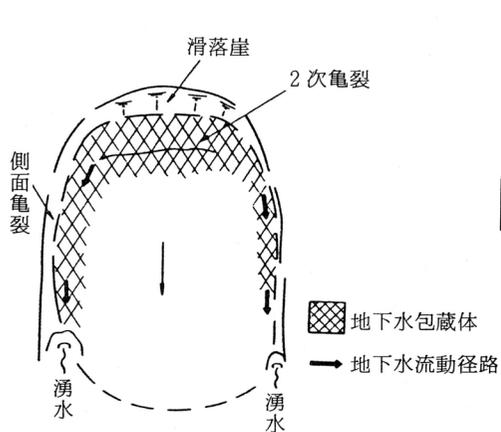


図-10 地すべり地の地下水流路  
(渡・小橋, 1987)

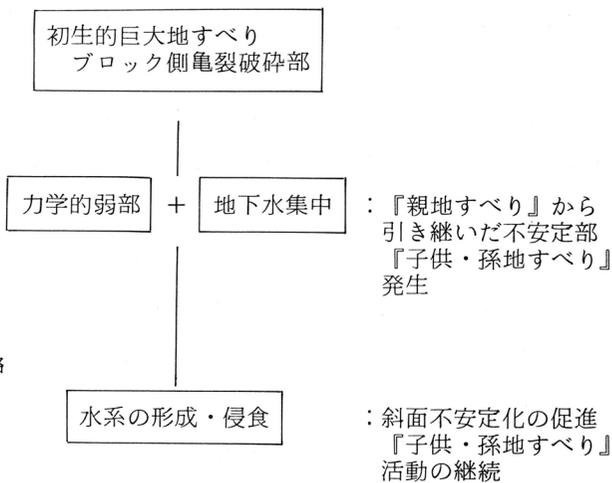


図-11 巨大地すべりブロック側部の2次・3次(子供・孫)地すべり活動

もちろん、巨大地すべりブロックの内部にも多数の“子供・孫地すべり”地形が発達しており、その発生が側部だけに限られるものでないことは明らかである。問題は、側部を含めて大規模地すべりブロック内部に発達する亀裂（地形）をこれまで以上に重視して、調査、解析を行うことにあろうと思う。これまでも活動的な変状が認められる亀裂に対しては注意が払われてきたが、ここでは古い亀裂地形の重要性を改めて指摘したい。

#### Ⅳ おわりに

現在活動する地すべりの平均的規模は、深度 10～20 m、移動土量  $10^4 \sim 10^5 \text{ m}^3$  といわれている（渡・小橋，1987）。これに対し、発生以来数万年の歴史をもち、深度 100 m、体積  $10^8 \text{ m}^3$  規模の地すべりは、あまりにその時間的、空間的規模が大きいため、現実的課題からかけはなれたもののようにみえる。

しかし、約 5 万年の歴史をもつ東野名地すべり（高浜ほか，1991）、2.5 万～4.6 万年の歴史をもつトチ山地すべり（全国地すべりがけくずれ対策協議会・新潟県土木部，1990）が、その間に長い休止期をもちながら、いま大規模な活動をつづけており、虫亀では“孫・子供地すべり”が活動している。

筆者は、これまでの個々の地すべりに対する検討に加えて、山地解体作用（地質現象）としての地すべりの基礎的検討をもっと発展させる必要があると考える。これは地すべりに対しての“二面作戦”でもあり、具体的には、急を要する個々の“子供・孫地すべり”に対する従来の調査、対策と、“親地すべり”に対しての調査、長期対策の検討を平行して進めることである。

板倉町の釜塚・段子差地すべり（新潟県農地部，1981；北陸農政局，1990）で、すでにその先進的な試みを実施されている。

本論でのべた個々の点については、現場で苦労されている技術者には、すでに気づかれていることが多いと思う。現在は、系統的に“親地すべり”の実体を解明していく段階で、現場での実体の御教示をお願いしたい。

## 文 献

- 北陸農政局板倉農地保全事業所・日本農業土木総合研究所（1990）：北陸農政局板倉農地保全事業地すべり対策技術検討業務報告書，177 p.
- 新潟県農地部（1981）：釜塚・段子差地すべり，38 p.
- 新潟県農林水産部・糸魚川林業事務所・林業試験場（1987）：柵口地すべり，31 p.
- Okusa, S., Takahama, N. and Fujita, Y. (1991) : Landslide history in a Tertiary sedimentary basin in the Quaternary in Japan. *Quaternary Engineering Geology, Geological Society Engineering Geology Special Publication No. 7*, 671-677.
- 高浜信行（1988 a）：東虫亀初生地すべりと現在の地すべり，新潟大災害研資料，3，1-14.
- 高浜信行（1988 b）：旧期初生的大規模地すべりについて，新潟大災害研年報，10，51-59.
- 高浜信行（1990）：古い初生的巨大地すべりとその深層地すべり面の1事例，第9回日本自然災害学会講演要旨，62-63.
- 高浜信行・山崎興輔（1987）：古期初生的地すべりの研究（1）—栄初生的地すべりの事例—，新潟大災害研年報，9，85-90.
- 高浜信行・伊藤佳彦（1989）：旧期初生的巨大地すべりと現在の地すべりの関連—地すべりの階層性と歴史性—，新潟大災害研年報，11，25-36.
- 高浜信行・早川嘉一・小島謙一（1991）：東野名地すべり地の地形・地質，東野名地すべり，平成3年度地すべり学会シンポジウム資料，8-24，地すべり学会・新潟県.
- 渡 正亮・小橋澄治（1987）：地すべり・斜面崩壊の予知と対策，260 p. 山海堂.
- 全国地すべりがけくずれ対策協議会・新潟県土木部（1990）：第22回地すべり現地討論会（トチ山地すべり）配布資料，178 p.

# Ⅲ 新潟県下の移動中の地すべり面について

福本 安正<sup>※</sup>

## 1. はじめに

地すべりという現象は、斜面地中の土質または、地層中にせん断面が徐々に形成し、斜面上部から末端部まですべり面が到達する過程で亀裂・滑落崖を形成すると共に移動を開始する。そしてついに崩壊的移動に進行する。

したがって、すべり面とその形成状態は移動と崩壊に決定役割を果たすのであるが、地中にあるため目視することができず、ボーリングコアと移動観測により判断している。しかし、地すべり災害時または防止工事施工時に地すべり面を目撃することがしばしばある。これまで目視確認された地すべり面について説明する。

## 2. 地すべり面はどのような地層に形成すると考えられているか

地すべり面は累重地層（土質）中の脆弱で強度の低い部分を貫くものと一般的に理解されている。そして標準貫入試験によりN値の低い地層を結んですべり面を想定することが多い。

また、地すべりが発生するとすべり面のせん断強度が低下するので、何年、何10年後に再発する時は同じすべり面で移動するものと想定する場合が一般的である。

## 3. 移動する地すべり斜面の調査結果による「すべり面の実態」

新潟県治山課は次のような調査を行った。1965年から1990年の25年間に移動を発生した地すべり斜面にボーリング調査を行い、さらに移動観測によって地すべり面の究明を行い、杭打工事を施行した。それらの資料をもとに地すべり面の発生地層を統計的に解析した結果次のごとくになった。

### 3-1 地すべり面の地層（土質）

移動中斜面の地すべり面がどのような地層（土質）中に形成しているかを452斜面について調査した結果は表-1となった。

調査対象の452移動斜面は1965～1990年25年間の新潟県下における地すべり指定地の全移動斜面のほぼ70%以上であって、したがってこれによって新潟県の地すべり地全体の母集団の推定行い得るものと考えられることができる。

---

※ （株）新協地質

表-1 地すべり面の地層(土質)

|    | 地すべり面の土質         | 斜面数 | (%)    |
|----|------------------|-----|--------|
| 1  | 粘土層              | 64  | 14.2%  |
| 2  | 泥岩片混じり粘土層        | 5   | 1.1%   |
| 3  | 第四紀層中古生層の礫層      | 6   | 1.3%   |
| 4  | 風化泥岩層            | 328 | 72.6%  |
| 5  | 風化凝灰岩層           | 18  | 4.0%   |
| 6  | 粘土層と風化泥岩層との層界    | 24  | 5.3%   |
| 7  | 粘土層と風化凝灰岩層との層界   | 4   | 0.9%   |
| 8  | 粘土層と基岩層との層界      | 2   | 0.4%   |
| 9  | 泥岩片混じり粘土と基岩層との層界 | 0   | 0.0%   |
| 10 | 礫層と基岩層との層界       | 0   | 0.0%   |
| 11 | 風化岩層と基岩層との層界     | 1   | 0.2%   |
|    | 合計               | 452 | 100.0% |

表-1, 図-1に示されるごとく, 地すべり面の地層は風化泥岩が大半を占め(72.6%), 次いで粘土層(14.2%), 粘土層と風化泥岩層との層界(5.3%), 風化凝灰岩層(4.0%)の順となっている。

地すべり斜面の地層(土質)のN値による強度は一般的に粘土層~15, 風化泥岩(風化泥岩), 風化凝灰岩20~35と見なされている。したがって, 地すべり面はN値の低い粘土層に形成するものとの想定がなされているが, 現実には既存の想定と相違し, 粘土層より強度の高い風化泥岩層に形成する率が圧倒的に高くなっている。この原因として地層累重と深度の関係をみる事が重要である。地すべり地16地区(第三紀層地すべり地域で行ったボーリング174孔の地層累重のパターンを分類すると表-2, 3のごとくになった。

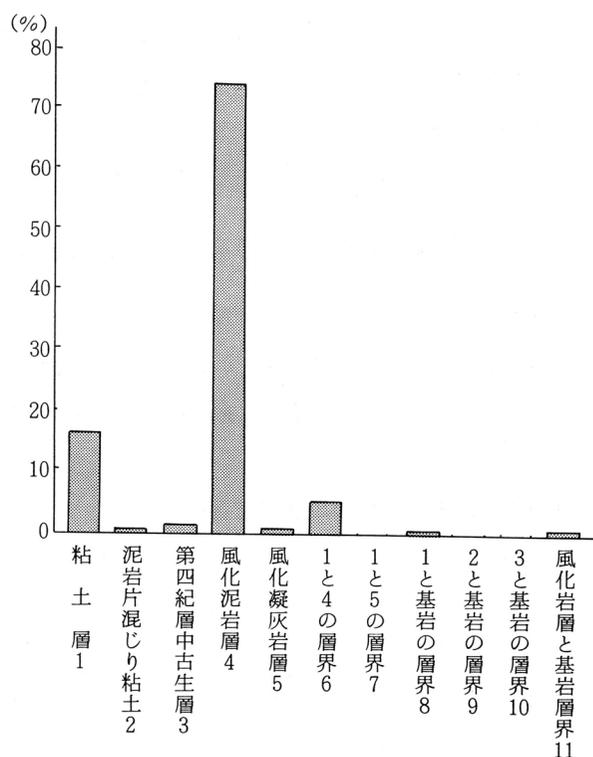


図-1 地すべり面の地層

表一 2 地層累重層界と深度の関係

| 地層層界                                 |    | 深 度 (m) |        |        |        |        |        |        |        |         |          |          |          |          |          |          |          |          | 計   |
|--------------------------------------|----|---------|--------|--------|--------|--------|--------|--------|--------|---------|----------|----------|----------|----------|----------|----------|----------|----------|-----|
|                                      |    | 1<br>2  | 2<br>3 | 3<br>4 | 4<br>5 | 5<br>6 | 6<br>7 | 7<br>8 | 8<br>9 | 9<br>10 | 10<br>11 | 11<br>12 | 12<br>13 | 13<br>14 | 14<br>15 | 15<br>16 | 16<br>17 | 17<br>18 |     |
| ①粘土と風化泥岩<br>(風化砂岩・凝灰岩)<br>または泥岩(砂岩等) | 孔数 | 15      | 24     | 22     | 22     | 18     | 17     | 16     | 9      | 11      | 8        | 6        | 1        | 4        | 1        |          |          |          | 174 |
|                                      | %  | 8.6     | 13.8   | 12.7   | 12.7   | 10.3   | 9.7    | 9.2    | 5.2    | 6.3     | 4.6      | 3.4      | 0.6      | 2.3      | 0.6      |          |          |          | 100 |
| ②風化泥岩(風化砂岩等)<br>泥岩(砂岩等)              | 孔数 | 1       |        | 5      | 7      | 14     | 13     | 15     | 15     | 14      | 12       | 10       | 12       | 8        | 9        | 7        | 3        | 1        | 146 |
|                                      | %  | 0.7     |        | 3.5    | 4.8    | 9.6    | 8.9    | 10.3   | 10.3   | 9.6     | 8.2      | 6.9      | 8.2      | 5.5      | 6.2      | 4.8      | 2.1      | 0.7      | 100 |

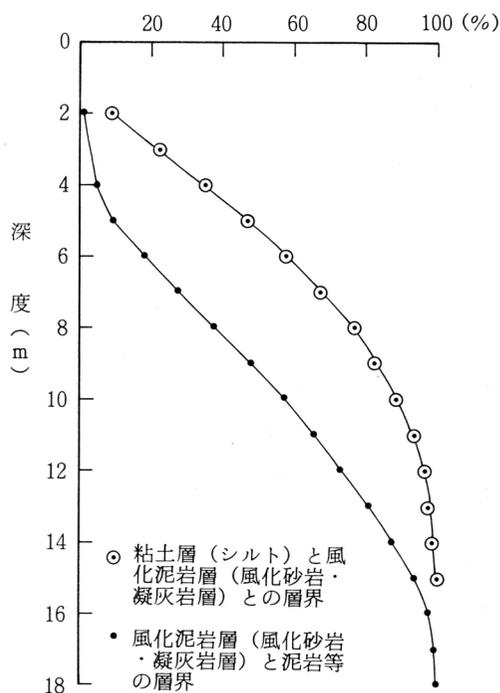
表一 3 地すべり斜面(第三紀層)の地層累重パターン

| パ タ ー ン                                | 孔 数 | 比 率  |
|----------------------------------------|-----|------|
| 粘土(含シルト質粘土)—— 風化泥岩(風化砂岩・凝灰岩)—— 泥岩(砂岩等) | 134 | 77%  |
| 粘土—— シルト —— 風化泥岩(風化砂岩・凝灰岩)—— 泥岩(砂岩等)   | 12  | 7%   |
| 粘土—— シルト —— 粘土—— 泥岩(砂岩等)               | 9   | 5%   |
| 粘土—— 泥岩(砂岩等)                           | 19  | 11%  |
| 計                                      | 174 | 100% |

表一 2 の関係を図示すると図一 2 のごとくなる。

これらの図表に示されるごとく、次節に述べる地すべり面が多くなり始める深度 6 m が粘土層から風化泥岩層(風化砂岩・凝灰岩層)に移行し、深度 8 m では 77%、10 m では 90% 近くが風化泥岩層等に移行する。つまり地すべり斜面の力学的な地すべり面形成域を風化泥岩層等が占有していることによるものと考えられる。

その他、基盤の泥岩等が風化泥岩等に移行するときの歪の累積によりすべり面が形成することも原因と考えられる。



図一 2 累重地層境界と深度の関係

### 3-2 地すべり面の深度について

452の移動中斜面の地すべり面の深度の調査結果は表-4, 図-3のごとくである。

表-4 地すべり面の深度分布

| 地すべり面深さm | 斜面数 | (%)    |
|----------|-----|--------|
| ～4.00    | 4   | 0.9%   |
| 4～6      | 31  | 6.9%   |
| 6～8      | 110 | 24.3%  |
| 8～10     | 121 | 26.8%  |
| 10～12    | 94  | 20.8%  |
| 12～14    | 46  | 10.2%  |
| 14～16    | 27  | 6.0%   |
| 16～18    | 5   | 1.1%   |
| 18～20    | 9   | 2.0%   |
| 20～25    | 3   | 0.6%   |
| 25～30    | 0   | 0.0%   |
| 30～100   | 2   | 0.4%   |
| 合計       | 452 | 100.0% |

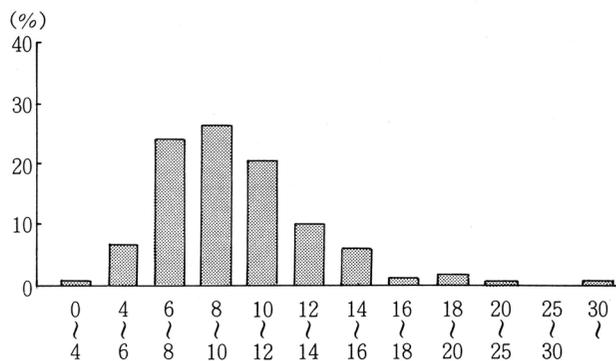


図-3 地すべり面の深度分布

表-4が示すごとく, 地すべり面深度は8～10mを中心にほぼ正規分布をなしており, 6～12mに71.9%も占め, 4～14mに89%を占めている。そして16m以深は4.1%であって僅少となっている。

### 3-3 地すべりの移動方向と地層の関係

地すべりの移動方向と地層との関係を示すと表-5のごとくになった。

表-5 地すべり移動方向と地層の関係

| 地すべり構造 | 斜面数 | (%)    |
|--------|-----|--------|
| 流れ盤    | 182 | 40.2%  |
| 受け盤    | 75  | 16.6%  |
| 走向     | 160 | 35.4%  |
| その他    | 4   | 0.9%   |
| 不明     | 31  | 6.9%   |
| 合計     | 452 | 100.0% |

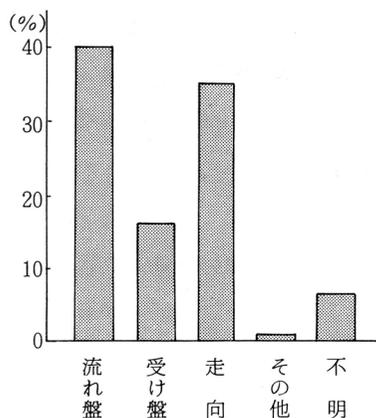


図-4 地すべり移動方向と地層の関係

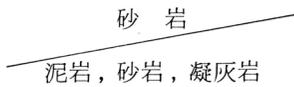
#### 4. 地すべり面の上・下盤の岩質，土質

地すべり面の上盤地層と下盤地層の関係を現場の実例をもとに分類すると次のごとくなる。ただし，各岩質とも風化状態にあることが一般的である。

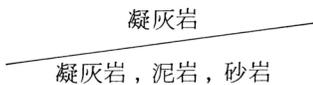
##### 1. 泥岩層の移動



##### 2. 砂岩層の移動

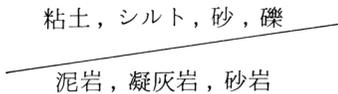


##### 3. 凝灰岩層の移動

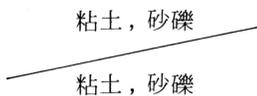


##### 4. その他の移動

(1)



(2)



#### 5. 地すべり移動及び災害現場における地すべり面の実態

##### (1) 泥岩の地すべり面

|        |           |
|--------|-----------|
| 八幡地すべり | 柵口地すべり    |
| 仁上地すべり | 大平寺トンネル坑口 |
| 中東地すべり | 正善寺トンネル坑口 |

- (2) 砂岩の地すべり面
  - 来海沢地すべり
  - 名立崩れ
  - 角間地すべり
- (3) 凝灰岩の地すべり面
  - 清川地すべり
  - 白川地すべり
  - 濁沢地すべり
- (4) 粘土層の地すべり面
  - 1) 旧地すべり面……………東野名地すべり
  - 2) シルト・粘土の互層……………水沢新田地すべり  
八王寺地すべり
- (5) 断層面の地すべり面
  - 小出四日町地すべり
  - 徳沢地すべり
- (6) 地層面の地すべり面
  - 戸沢地すべり（第三紀層，黒色泥岩）
  - 八王子地すべり（魚沼層・シルト泥岩互層）
- (7) 破碎帯（礫層）の地すべり面
  - 山之坊地すべり
  - 橋立地すべり

## 参 考 文 献

- 1) 新潟県農林水産部治山課：国委第1号地すべり対策調査報告書 1991年3月
- 2) 福本安正：地すべり地の土質累重および強度，弾性係数について 日本林学会誌 Vol 54 No.9  
1972年
- 3) 福本安正・山野井徹：軟岩地盤の災害—地すべり— 土と基礎 Vol 22 No.6 1974年6月
- 4) 新潟県農林水産部治山課：地すべり調査総括書（I～V） 1978～1981年
- 5) 谷 信弘・福本安正：北陸自動車道大平寺地区における地すべり変状と対策工 基礎工 Vol 19  
No.9 1991年9月