

第16回シンポジウム

雪と地すべりについて

1988. 5. 13

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   | 雪と地すべり .....                                | 1  |
| II  | 地すべりの地下水の自動観測とその流動<br>特性を考慮した地すべり安定解析 ..... | 7  |
| III | 地すべり地での融雪量予測の問題点 .....                      | 22 |
| IV  | 積雪期の地すべり発生要因 .....                          | 30 |



## 序

当支部のシンポジウムは、今迄多くの関係者によって提起された安定解析、地下水防止工事、計測技術等の課題について熱心な討論を重ねてまいりました。その結果、多くの成果が得られ、地すべり技術の進歩に大きく貢献してまいりました。

今回のシンポジウムでは、雪と地すべりとの関係をテーマとすることになりました。新潟県下での地すべりの発生は融雪期が最も多く、全体の $\frac{1}{2}$ 近くを占めているといわれます。したがって、融雪のメカニズム、融雪水の地下浸透、融雪水にともなう地下水や地すべりの挙動等は、今後解明しなければならぬ重要な課題であります。また、雪荷重が原因となってすべる地すべりの例も最近知られるようになりました。

近年計測技術の進歩により、融雪期あるいは積雪期の地下水や地すべりの動きが明らかになりつつあります。本日は日頃これらの問題に取り組んでおられる4人の先生方から貴重な資料をもとに話題提供をお願いすることになりました。どうか活発な討論がなされ、大きな成果が得られることを心から期待したいと思います。

地すべり学会新潟支部長

藤 田 至 則

# I 雪と地すべり

小川正二\*

## 1. まえがき

周知のように新潟県内の地すべりの50%以上が融雪期の3～5月に発生している<sup>1)</sup>。このような発生状況を見ると、地すべりには融雪による多量の水が影響していることは容易に想像がつくことである。

一方、土の強さは、一般には、クーロンの破壊基準によって表わされ、有効応力の考え方によれば、粒子間に作用する間隙水圧の増大によるすべり面上の有効上載圧力の低下が土のせん断抵抗力の低下をもたらすことになる。

このようにみると、地すべりの発生には融雪水と土のせん断強さが大に関係しているといえる。したがって、融雪期の積雪の状況と土のせん断強さについて検討することが必要である。

本文は上記のようなことを考えて積雪量の変化、土のせん断強さについて述べ、最後に融雪と地すべりの発生の関連性について述べている。

## 2. 融雪期における積雪深等の計測法

1980年の12月末から1981年1月初旬にかけて滑動のあった濁沢地すべり地（長岡市濁沢町榎）において、1984年から1987年にかけて3～5月における積雪深、地すべり面附近および土塊中の間隙水圧と地すべり地の地下水位の測定を行った。また、1987年の1～4月にかけては融雪水量、地温の測定も行っている。

融雪水量は図-1に示すように2種類の鋼製バットを用いて融雪水を集水し、転倒ます型雨量計で計測した。2種類の鋼製バットのうち図-1(a)の底ありバットでは全融雪水量を、(b)の底無しバットでは地中への浸透量の残量、すなわち、地中に直接浸透せずに地表面を流出する非浸透融雪水量を計測した。したがって、両計測値の差は融雪水の地中への浸透量となる。ただし、いずれのバットも図

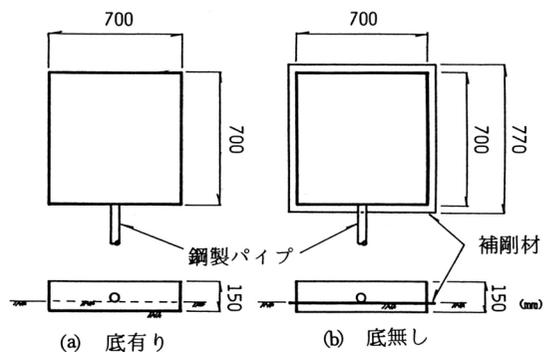


図-1 融雪水量計測用鋼製バット

\* 長岡技術科学大学

示のように、その上縁部が地表面より10cm程度上部にあるだけであるので、地表面付近の積雪中を流下する計測部以外の融雪水も含めて計測している可能性がある。

積雪深は融雪が活発になる3月中旬に地表面まで積雪中にたて穴を掘り、その壁面に箱尺をたて2～3日毎に計測した。同時に積雪の密度も測定した。

地温は地表面下0.5，1.0，1.5 mの3ヶ所に耐水圧性温度計を埋設して計測した。

### 3. 積雪深，融雪水量，地中への浸透率

図-2は1984年から1987年における融雪期の積雪深の変化を示している。図示のように3月中旬での積雪量は年度によって異なるが、積雪深の変化の傾向はほぼ同じである。また、積雪密度は図-3のように深さによってあまり変化せず、平均すると約0.5 t f/m<sup>3</sup>である。これらの結果により、融雪量を降雨量に換算すると、当地すべり地では融雪期に1日平均30mmの降雨量に相当する融雪が生じることになる。

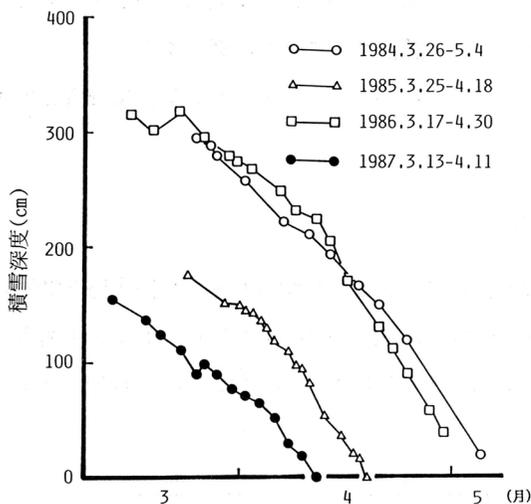


図-2 融雪期における積雪深の変化

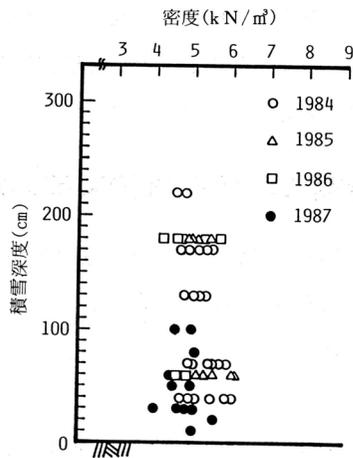


図-3 融雪期における積雪密度の分布

一方、鋼製バットを用いて計測した1987年の日融雪水量と浸透水量を降雨量に換算した値の変化は図-4，5に示すようになる。また、図-6は当地すべり地および長岡市御山町の雪害実験研究所で1987年の測定された日平均気温の変化を示している。

図-4，5，6を比較すると、融雪が活発になる3月以前の1月や2月においても日平均気温が0℃以上の日が3～4日継続すると融雪が生じ、地中への浸透の生じることがわかる。このような現象をみると、積雪期においても当地すべり地のように気象条件によっては地すべりの発生する可能性があるといえる。なお、図-4，5において1月下旬から2月上旬の日融雪水量、日浸透量の小さいのは、低温のために雨水マスに結氷の生じたためと考えられる。そのために、図-7は1987年3月7

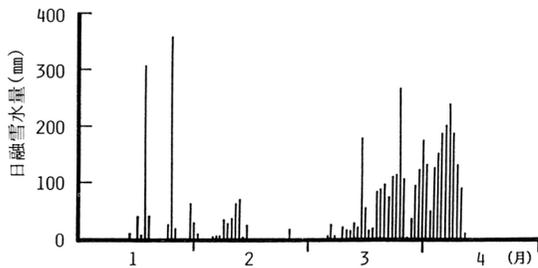


図-4 日融雪水量（降雨量換算）の変化

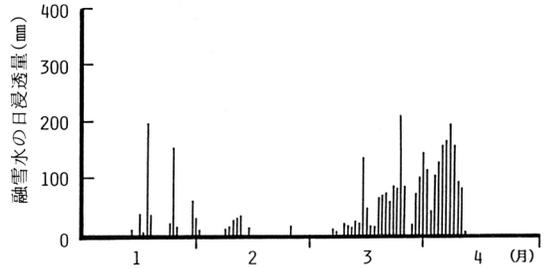


図-5 融雪水の日浸透量の変化

日から4月1日における浸透率と日融雪水量の関係を示すと、浸透率は日融雪水量が増すと低下していることがわかる。これは地表面部の土の飽和度が融雪の初期には低いが、融雪水の浸透とともに飽和度が次第に増加し、土の透水係数が低下するためと考えられる。ただし、図-7のような傾向は各年とも同じであるが、浸透率の大きさは計測年度毎に異なっており、全体をまとめてみると浸透率は約40～100%の間で変動しており、このような浸透率の値より求めた地表面に沿って流出する直接流出率は樋口<sup>2)</sup>の10～50%の値とおおむね一致している。

しかしながら、図-2および図-4から求めた日融雪水量の平均値は大きく異なっており、鋼製バットで計測した日融雪水量には積雪層内においても融雪水が複雑な経路をとって地表面に到達していることを示している。

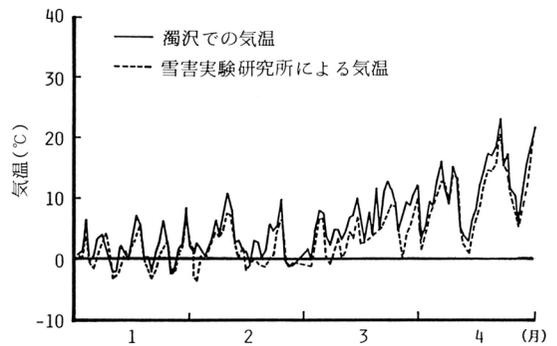


図-6 日平均気温の変化

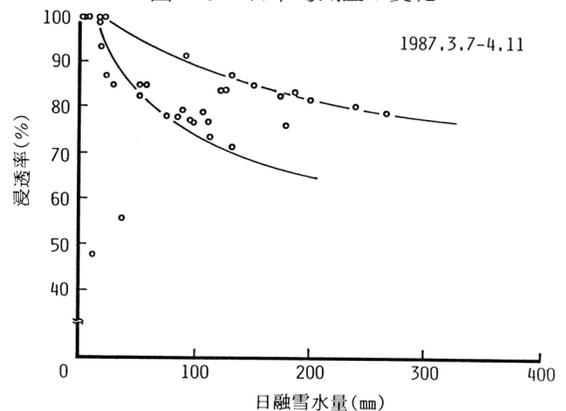


図-7 日融雪水量と浸透率の関係

#### 4. 地表面下の間隔水圧，地下水位，地温の変化

濁沢地すべり地での過去の測定結果によると、地すべり面付近の間隙水圧と全層にわたってストレーナーを設けて測定した水位より求めた水圧とは必ずしも一致しないことが知られている。

図-8は1987年の1月～4月の間隙水圧，地下水位，地温，日融雪量の経時変化を示している。図中でBVNは間隙水圧であることを示し、Cは地すべりの上部，6は中央部，4は下部を示している。また、Uは地すべり土塊中，Lは地すべり面付近を示している。

図示のように、地すべり上部のBVN-CLは季節的にほとんど変化しないが、その他の値は日融雪水量の経時変化と時間的な遅れをとまなしながら変動している。また、地表面近くの地温も日融雪

水量の経時変化と相関係数を持って変動していることがわかる。

## 5. 融雪と地すべり発生に関連性

土のせん断強さは一般に、

$$\tau_f = C' + (\sigma - u) \tan \phi' \quad \dots\dots\dots (1)$$

ここに、 $C'$ : 粘着力、 $\phi'$ : 内部摩擦角、 $\sigma$ : 破壊面に作用する垂直応力、 $u$ : 破壊面に作用する間隙水圧

で表わされる。

地すべりの発生状況を見ると、いずれも融雪期、豪雨に発生している。また融雪水の地中への浸透量、水位・間隙水圧の変動は前述のように時間的・場所的にずれがあるものの、ある相関性がみられる。したがって、融雪期の地すべりは融雪水が地中に浸透して、すべり面の間隙水圧を上昇させ、土のせん断強さを低下させるために発生するものといえる。

ここで、地すべり斜面の安定性を検討するにあたって次の2つの問題がある。

- (1)  $C'$ 、 $\phi'$ あるいは $\tau_f$ をいかにして決定するか。
- (2) 融雪水がどのような経路をたどって地中に浸透するのか。

以下には、この2つの問題点について検討を加える。

### 1) $C'$ 、 $\phi'$ あるいは $\tau_f$ の考え方

一般に、土の強さは(1)式で表わされ、 $C'$ 、 $\phi'$ は圧密非排水条件の圧縮試験(CU-試験)で求められている。しかし、地すべりが発生するときには外的な条件の変化はなく、間隙水圧の増大によって土のせん断強さが低下するのであるから、土のせん断強さを決定する試験も自然現象に対応する方法で行わなければならない。すなわち、図-9のようなすべり面を考えると、すべり面上の一要素には垂直応力 $\sigma$ 、せん断応力 $\tau$ 、間隙水圧 $u$ が作用しており、地すべりの際には $\sigma$ 、 $\tau$ はほぼ一定で、 $u$ のみが増大することになる。さらに、再すべりを考えると、土要素は過去に大変位をうけ、その時のせん断強さは残留強さになってい

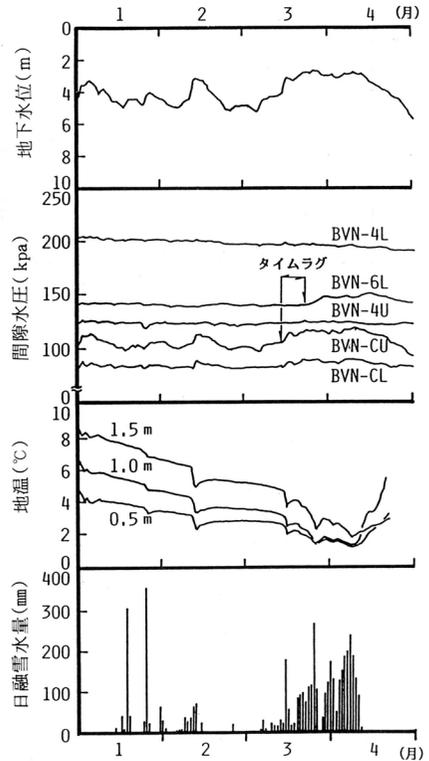


図-8 間隙水圧・地下水位・地温の経時変化と日融雪水量との関係

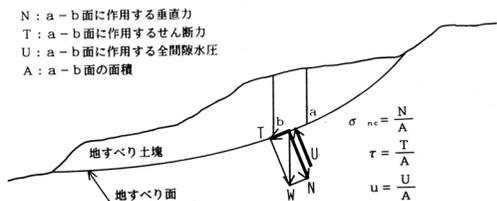


図-9 地すべり面上の応力状態

るはずである。したがって、すべっているときのせん断強さは

$$\tau_r = C_r + (\sigma_0 - u_0) \tan \phi_r = C_r + \sigma'_0 \tan \phi_r \quad \dots\dots\dots (2)$$

ここに、 $C_r$ 、 $\phi_r$ は残留強さより求めた粘着力、内部摩擦角であるが、地すべりが $u$ の増大によって生じることを考えると、すべり面上の土要素は

$$OCR = \frac{\sigma'_0}{\sigma'_0 - u}$$

の過圧密比を有する状態となる。したがって、この状態に対応する土のせん断強さは

$$\tau_f = C_r + (\sigma'_0 - u) \phi_{oi}$$

ここに、 $u$ ：間隙水圧の増加量、 $\phi_{oi}$ ： $OCR = i$ のときの摩擦角（等過圧密比せん断抵抗角）となる。

$\phi_{oi}$ を図-10(a), (b)のような応力経路の試験から求めると

$$\phi_{oi} = 90 - (90 - \phi_r) \exp \{ -k (OCR - 1) \} - 9.0 \exp \left\{ - \frac{(\log \frac{OCR}{40})^2}{2 (\log 25)^2} \right\} \dots\dots (3)$$

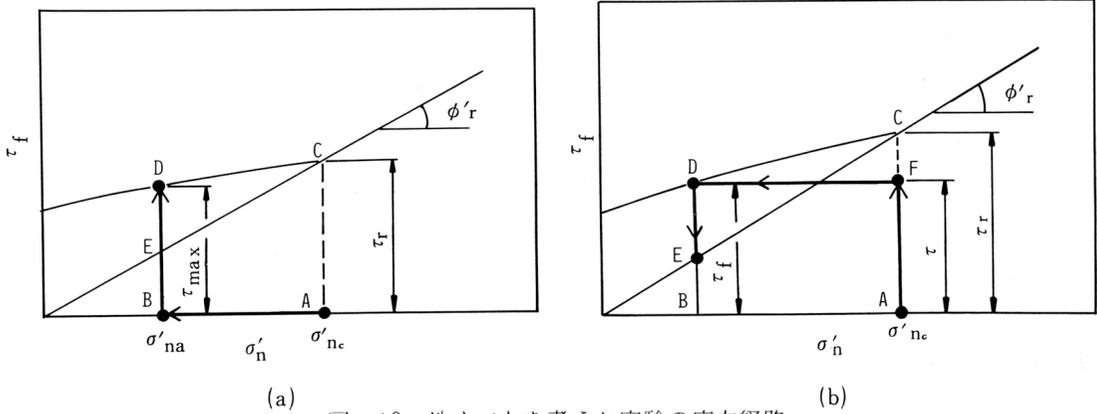


図-10 地すべりを考えた実験の応力経路

となり<sup>3)</sup>,

$$k = \frac{\tan \alpha}{90 - \phi_r}$$

で、 $\alpha$ は図-10(a), (b)に対して、図-11の曲線①、②で表わされる。特に、土要素が自然状態でせん断応力を受けているときには図-10(b)の条件で求めた $\phi_{oi}$ が現象に対応している。

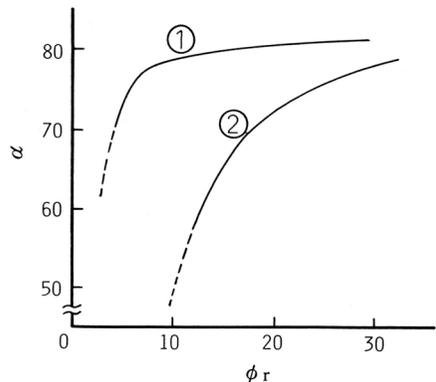


図-11 図-10に対する $\alpha$ と $\phi_r$ の関係

2) 融雪水の浸透経路

地すべり地では地層の状態も複雑であり、図-8に示すようにすべり面付近と地すべり土塊中の間隙水圧の変動傾向、その大きさの相関性もみられないこともあり、地下水は地すべり土塊中で深さ方向に連続しているとは限らない。また、連続しているとしても、地表面から浸透した水は鉛直方向に浸透するのでなく図-12のような流路をとると考えることが出来る。このような状態を考えると、地すべりを発生させる地すべり面の間隙水圧の増大をもたらす地下水は地すべり地より上部の斜面から浸透した水であることが考えられる。したがって、地すべり発生の原因の究明、集水井・排水孔による地すべり防止対策をより効率にするために、地すべり土塊より上部あるいは周辺部の地質・土質調査、地下水調査が必要である。

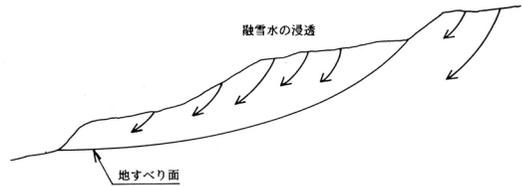


図-12 融雪水の浸透経路

## 6. あとがき

題意と多少ずれた本文になったが、1年間に発生する地すべりの50%以上が3～5月の融雪期に集中していることを考えると、雪の状態の変化、融雪水の量と地中への浸透の程度を知り、これらとすべり面に作用する間隙水圧の関係を明らかにすることが必要である。このことによって融雪期の地すべりの発生機構がより明白になり、地すべり発生の子知と防止対策がさらに進展するといえる。本文は上記の調査・研究の緒端にすぎないが、今後の調査・研究に少しでも役立てば幸いである。

なお、本文に述べた調査・研究は昭和54年から61年にわたる文部省科学研究費自然災害特別研究の補助と新潟県土木部砂防課、長岡土木事務所および(株)興和の協力によって行った。また、科学技術庁国立防災科学技術センター雪害実験研究所からは気象データの提供を受けた。これらの補助・協心に心より感謝いたします。

## 参考文献

- (1) Shoji Ogawa et, al : Field Investigation on Seasonal Variations of The Groundwater Level and Pore Water Pressure in Landslide Areas ; Soils and Foundations , Vol.27, No.1, PP.50~60, 1987.
- (2) 樋口敬二 ; 「融雪災害-解析への手引-」 災害科学総合研究班, 研究成果普及版, 自然災害と水, PP.17~29, 1980.
- (3) 小川正二他3 ; 「過圧密履歴を考慮した地すべり斜面の安定解析」 第17回土質工学研究発表会講演集, PP.1089~1092, 1982.

## Ⅱ 地すべり地の地下水の自動観測とその 流動特性を考慮した地すべり安定解析

吉 田 昭 治<sup>※</sup>  
佐 藤 修<sup>※</sup>  
中 野 俊 郎<sup>※※</sup>

### 1. ま え が き

地すべり地の地下水位、地下水圧分布や地下水流動状態を調査する目的で、地下水位や間隙水圧の観測が行われるが、目的とするデータをとるのには、観測孔の構造・設置の仕方、観測孔網の取り方などが適切であることが必要である。また、HC-40などにみられる最近のマイコンの軽量・小型化、低廉化を伴う急速な進歩によって、電源の得難い山間地や長期積雪下の地すべり地においても地下水などの自動連続観測が可能となってきた。

筆者らは、新潟県松之山越地すべり地において、多点の地下水観測孔を設け、試作した自動連続観測システムによって、地下水調査をした。本報告は、これらの観測システムの概要の紹介とともに、観測結果の一部から得られた現地地下水状態についての知見と地すべり地の地下水観測上の問題点、留意点についてまとめたものである。

また、従来、地すべり地の被圧地下水状態を面的に適切に観測した例や、被圧地下水を考慮した地すべり安定解析の例は、余り見受けられない。

松之山越地すべり地は、たまたま被圧地下水状態を呈していたので、この観測結果にもとづいてすべり面の間隙水圧の調査・推定法と、これを考慮した地すべり安定解析についても報告する。

本報告は、北陸農政局川崎敏地質官、新潟県東頸城農地事務所小松秀夫係長、春田隆宏技師、北日本技術コンサルタント岩永伸博士、小川猛技師らによる事前の調査（1985年5月）や、本調査についての協力、援助によるところが多い。新潟県農地建設課や同西村俊彦課長補佐からは種々の協力を得た。また地元の松之山町小酒井土地改良係長や地すべり地の耕作者の方々からは多くの協力をいただいた。十日町林業試験場からは、気圧の観測データを提供していただき、また越後電機からは自動観測システムの開発に協力を得た。新潟大学院生稲葉一成、中沢武司両君からは、観測、データ整理、計算に協力を得た。以上を記して深く感謝の意を表わします。

### 2. 松之山越地すべりの概要

松之山越地すべり地は、新潟県東頸城松之山町の南東部、町役場から5 kmの位置にある。調査報告

---

※ 新潟大学積雪地域災害研究センター

※※ 新潟大学農学部

書（北陸農政局他，1986）によると，この地すべりの概要は次の通りである。

1984年融雪後に農道に亀裂が生じ，同年末頃には，ここに数10cmの落差を生ずる程になった。これらの前兆のあと，翌年の1985年融雪後に今回の幅40～50m，長さ約200m（面積約1.0ha）の範囲にわたって地すべりが発生した。

地すべり地を横切る農道約100mが約1m陥没し，水田約1haに凹凸，亀裂，境界での0.3～0.5mの段差，最大で約2mのズレなどが生じ，水田は耕作不能となった（図-1）。頭部の滑落崖の落差は約1.0mであり，地すべりの方向は，頭部から約120m区間では東南東（図-1のAE）であるが，この末端部から地すべりの方向は南東方向（図-1のEB'）に変わる。

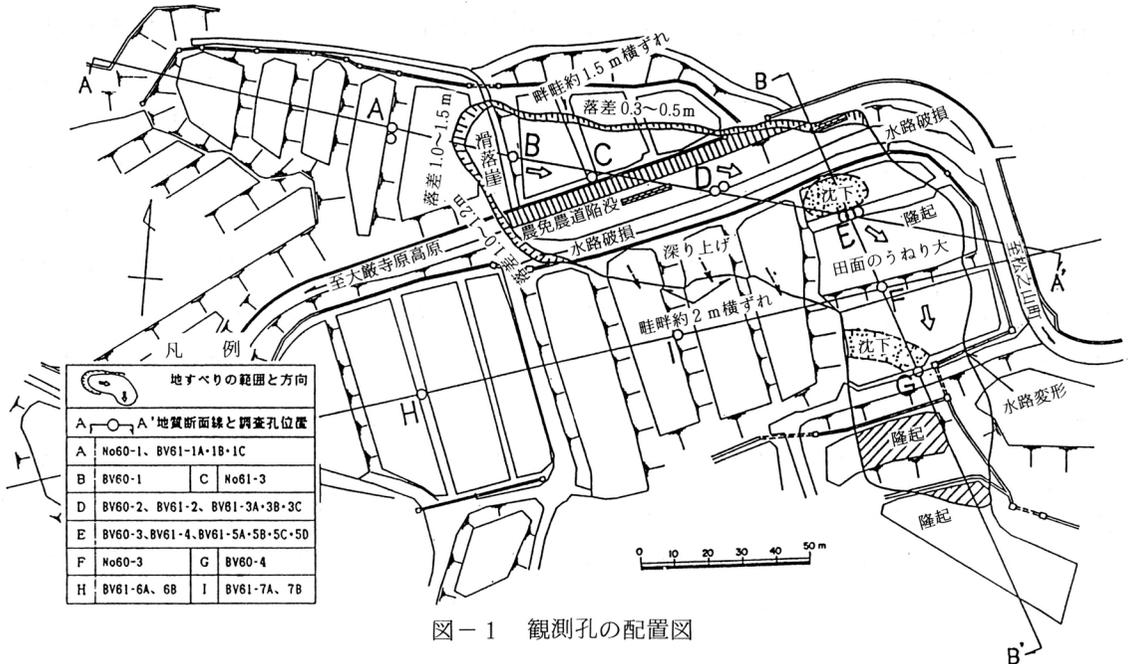


図-1 観測孔の配置図

この地すべり斜面を含む地域で，1978～1979年にかけて圃場整備が行われたが，この工事施工中から徐々に移動が始まり，1980年に今回とほぼ同じ範囲で地すべりが発生している。地すべり対策工として28本の抑止杭と水抜きボーリングが施工され，地すべりは一旦は落ちついていた。しかし，その後，1982年～1983年にかけて中腹から末端付近の水田に波打つなどの変状がみられ，今回の地すべりにつながっている。このような地すべりの前歴は，今回の地すべりを考察する上で重要な前提条件となる。

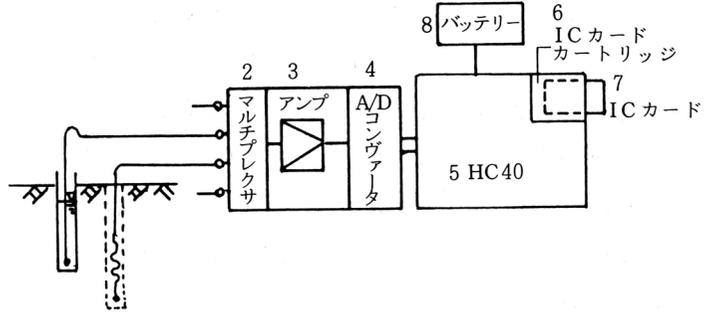
### 3. 地下水位・水圧の計測について

#### 3-1 自動監視システム

融雪期の地すべりの調査・研究には，積雪下の連続観測が不可欠であるが，それには記録の無人自動化が必要である。すでに小川ら（1986）<sup>1)</sup>によってこの種の観測例が報告されているが，筆者らは，多点測定データを長期間連続記録可能で，かつ低廉なシステムの開発を越後電機の協力を得

て行い、松之山越地すべり地で、1986年5月から観測を始めている。

システムの概要は図-2に示すように、センサー増幅部-A/D変換部-演算記録部(コンピュータ)-ICカード、電源部からなる。この



1 間隙水圧計

図-2 自動観測システムの概要図

特徴はハンドヘルドコンピュータEPSON HC-40に装着されるICカード(メモリ64KB)に観測値を収録できる点にある。IC RAMカードカートリッジ(ICR-E64)とICカードは現地のHC-40に装着したまま、データはICカードに逐一自動収録する。この方式によれば、長期にわたる積雪冬期中に万一故障が生じたとしても、消雪後ICカードを回収すれば、少なくとも故障以前のデータは確保することができる。

ICカードに収録されたデータは、研究室のHC40のRAMディスクに転送し、これを更にRS-232Cインターフェイスを通してホストコンピュータ(MULTI16, PC-9801VMなど)のフロッピーディスクに収納される。このようにしてデジタルのデータファイルが作成されると、データの図化や種々の電算処理加工が簡単に可能となる点で、ICカードによるデータの野外自動収録方式は大変便利である。電源は、HC40がもつメイン、サブ電池(4.8V)の充電用に自動車用の

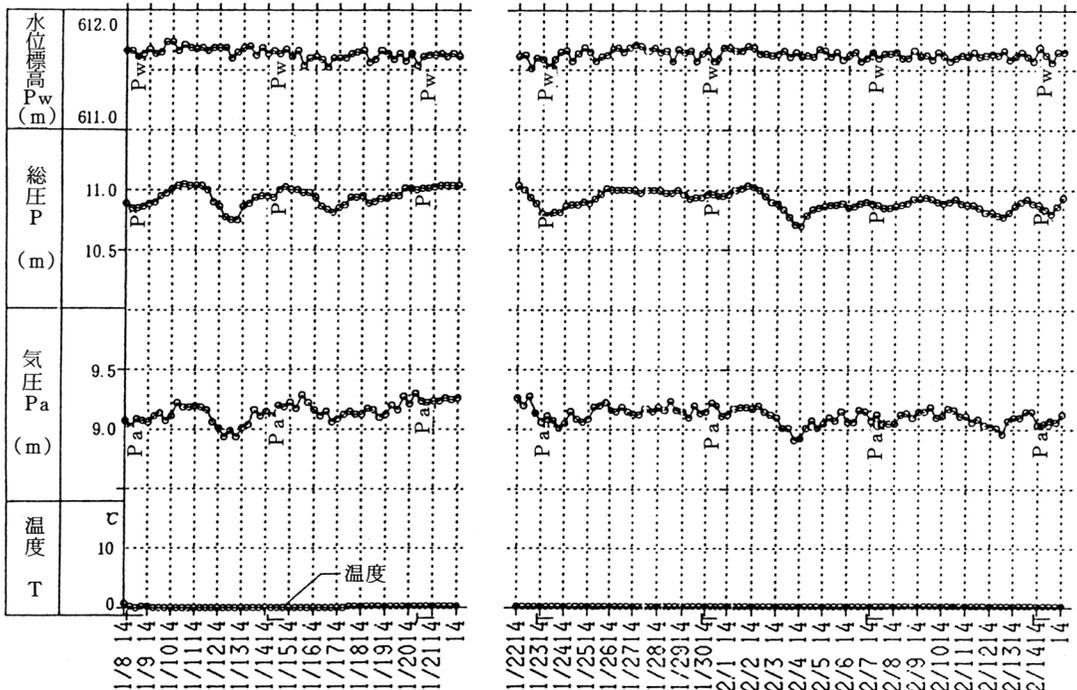


図-3 積雪下冬期の観測例: BV 2-2 (1987.1.8 ~)

バッテリーを用いた。実際に収録したデータの数は予算上の制約から最大で10箇であったが、採録時間間隔を1時間としても、補助バッテリー1箇で1カ月は充分もった。システムの消費電力は小さいが、バッテリーの自己放電による消耗が懸念されたので、点検が不能となる積雪冬期は余裕をみて、自動車用のバッテリー4箇を並列に接続した。実際には1986年12月18日にセットし、翌年4月27日までの約4ヶ月間の積雪中の連続データを採録することができた。その1例(D地点, BV2-2観測孔)を図-3に示す。この期間では、観測小屋全体が雪で覆われたために、温度が0℃に近い値でほぼ一定となっている。

### 3-2 圧力センサーと気圧

本システムの圧力センサーには、ひずみケー式の間隙水圧計(共和電業)(間隙水圧測定用のBV2-1, BV2-2には5kgf/cm<sup>2</sup>, その他の孔内水位測定用には2kgf/cm<sup>2</sup>のもの)を用いた。この圧

力センサーはゲージ圧測定用になっておらず、測定圧は、大気圧+(間隙)水圧=総圧である。本システムで読みとるデジタル値は、圧力センサーからの入力電圧値(0~5mV程度)そのものでなく、適当にとった変換値であるため、圧力センサーに与える水圧値とデジタル値の間の較正係数を実測で求める必要があった。すなわち水圧の水頭値をH(cm), デジタル値をXとして、 $H = A \cdot X + B$ のA, Bをキャリブレーションで求める必要がある。新潟大学(標高20m)と現地の松之山越(標高620±10m)では、標準気圧で約70mb=71cm水頭の差がある。し

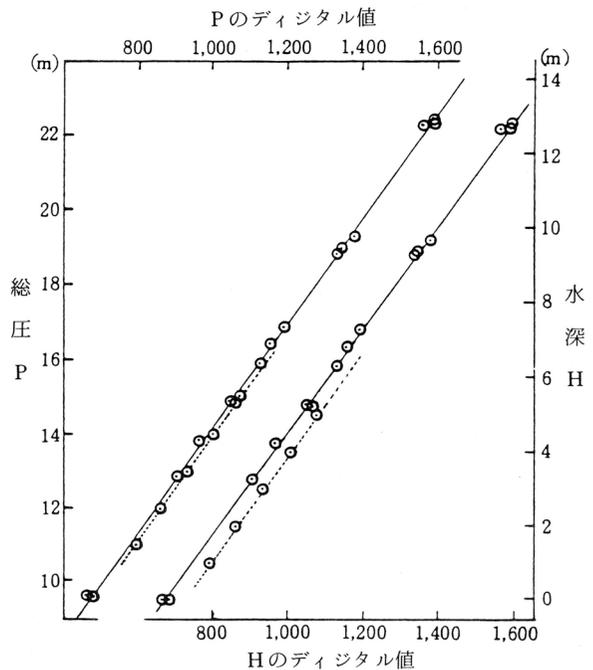


図-4 水深H, 総圧Pとデジタル値の関係 (BV3-2)  
 $P = H + P_A$  ( $P_A$ : 大気圧), いずれも水頭値

たがって、両地点で求めた較正直線には、勾配Aはほぼ同じであるが切片Bは約70cm程度の違いがみられるのは当然である(図-4の下側の直線)。そこでアネロイド気圧計による気圧 $P_A$ を水圧Hに加えて、総圧 $P = H + P_A$ に対するデジタル値との関係を見ると、図-4の上の直線のように、ほぼ1本の直線となる。これは気圧を考慮した方がよいことを示す。また普通にやられているように、現地で求めた較正係数を用いる場合は、標高は問題にならなくなるから、気圧のデジタル値に及ぼす影響は気圧の時間的変動分だけとなる。しかし、同一地点でも、低気圧が通過するときは、30mb程度の変動が1~2日の間に起るし、また通常の気象状態でも、1ヶ月の間には20mb程度

変動するのが普通である。したがって、最小単位として0.1 m = 10cm程度の水位・水圧変動を問題にする場合には気圧を計測し、これを考慮しなければならないことになる。意外に、この点に注意を払われたものは見受けられない。すなわち気圧を計測・考慮しない場合には、水位・水圧の計測値に0.2～0.4 mの小さい変動波形が得られても、これが水圧変動によるのか気圧変動によるのか区別できないことになる。したがって、現在普通にやられているように、気圧を計測せず、この変動を考慮しない場合は、少なくとも0.2～0.3 mの水位変動は、たとえ他の要素の測定精度がこれより高いとしても、計測できないものとしなければならない。

そこで、本システムでは、気圧の連続計測データをとるために、他の水圧センサーと同タイプ(容量2 kgf/cm<sup>2</sup>)のものを1箇所これにあてた。なお、市販の圧力センサーの検査成績表には、検査時の温度、湿度の記録があるが、気圧の記録がないのは、上記の考察に照らしてみたとき、片手落ちといわざるを得ない。

孔内水位測定のための水圧や、地中に埋設した間隙水圧計を求めるには、これらの水圧をH、総圧をP、大気圧をP<sub>A</sub> (単位は、いずれも水頭値cm又はm) とすると、

$$H = P - P_A \quad \dots\dots\dots (1)$$

になる。これに測定点の標高Eを加えたものを水位標高P<sub>w</sub>とすると、

$$P_w = H + E \quad \dots\dots\dots (2)$$

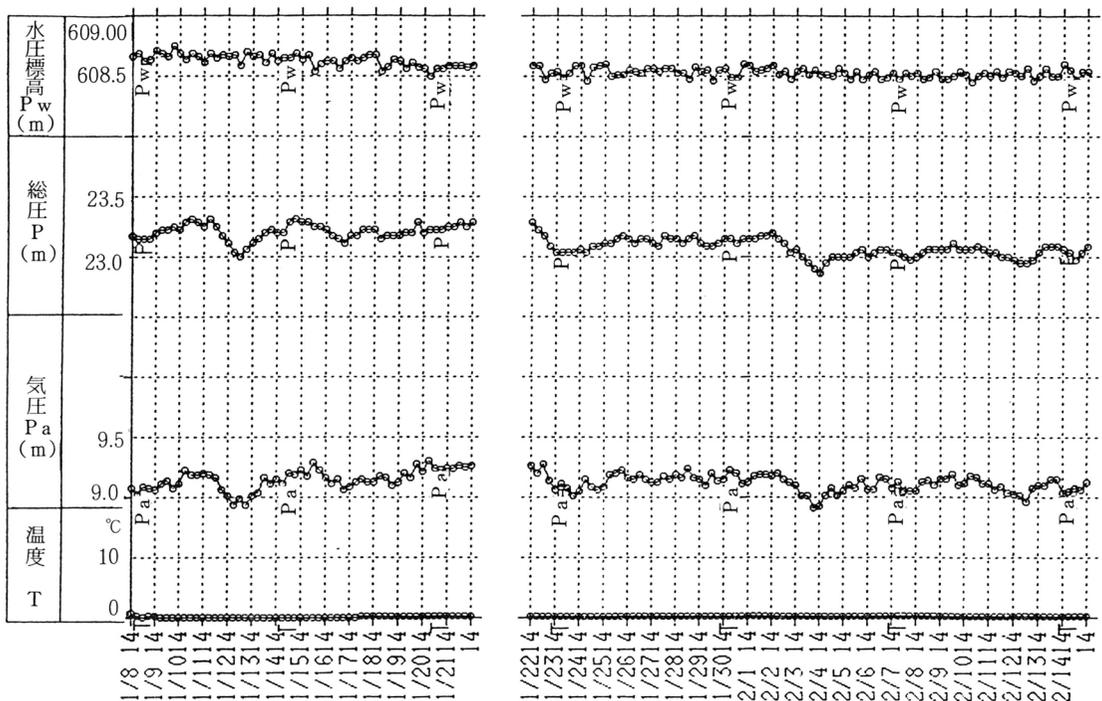


図-4 埋め込み間隙水圧計による観測例：BV3-1 (1987.1.8～)

孔内水位観測の一例である図-3は、圧力センサーで直接計測される総圧Pは明らかに気圧 $P_A$ の変動(振幅約0.4 m)を受けていること、また(1)と(2)式によって求めた水位標高は気圧 $P_A$ の変動とは無関係になっていることなどを示している。また、同じ時期のE地点に地下約15mの深さに埋め込んだ間隙水圧計(BV3-1)による観測例を図-4に示す。この図から、地中に埋め込んだ間隙水圧計も、観測孔内の水中にある圧力センサー(図-3のBV2-2)と全く同様に、気圧 $P_A$ の変動を受けていることが分る。

### 3-3 地下水観測孔の構造と配置網について

1985年11月に北陸農政局、新潟県農地部によって図-1のA、B、D、E、F、Gの各地点に地下水調査用観測孔が、D点に孔内傾斜計用に1孔が設置され、一連のボーリング調査、貫入試験、揚水試験、地下水検層などが実施された。この一連の調査結果を参考にして、翌1986年に地下水状態を立体的に把握する目的で、さらにA、D、E、H、Iの各点に深度を違えた観測孔、2箇の間隙水圧計などを設置した(表-1)。孔番号のつけ方は、災害研と農地部関係とは違うので、その両方を併記してある。

表-1 観測施設の位置、仕様

| 位置 | 災害研の<br>孔番号 | 県農地等の<br>孔番号 | 孔口標高(m) | 調査<br>深度(m) | 計測項目  | ストレナ<br>区間(m) | 測定<br>方式 | 設置者 |
|----|-------------|--------------|---------|-------------|-------|---------------|----------|-----|
| A  |             | No.60-1      | 628.33  | 20.0        | 孔内水位  | 9.0~13.0      | 自記       | 農政局 |
|    | BV1-1       | BV61-1-A     | 628.63  | 15.5        | 〃     | 14.5~15.5     | 〃        | 災害研 |
|    | BV1-2       | BV61-1-B     | 628.63  | 6.0         | 〃     | 4.0~5.0       | 〃        | 〃   |
|    | BV1-3       | BV61-1-C     | 628.65  | 3.0         | 〃     | 2.0~3.0       | 手動       | 〃   |
| B  |             | BV60-1       | 622.06  | 20.0        | 孔内水位  | 1.0~20.0      | 〃        | 農地部 |
| C  |             | No.61-3      | 622.06  | 20.0        | 孔内傾斜計 |               |          | 農政局 |
| D  |             | BV60-2       | 613.35  | 15.0        | 〃     |               |          | 農地部 |
|    | BV2-1       | BV61-2       | 613.35  | 12.0        | 間隙水圧  | (埋め込み)        | 自記       | 災害研 |
|    | BV2-2       | BV61-3-A     | 613.32  | 8.5         | 孔内水位  | 7.5~8.5       | 〃        | 〃   |
|    | BV2-3       | BV61-3-B     | 613.38  | 5.0         | 〃     | 4.0~5.0       | 手動       | 〃   |
|    | BV2-4       | BV61-3-C     | 613.23  | 3.0         | 〃     | 2.0~3.0       | 〃        | 〃   |
| E  | BV3-1       | BV61-4       | 609.84  | 16.0        | 間隙水圧  | (埋め込み)        | 自記       | 災害研 |
|    | BV3-2       | BV61-5-A     | 609.90  | 13.0        | 孔内水位  | 12.0~13.0     | 〃        | 〃   |
|    | BV3-3       | BV61-5-B     | 609.87  | 9.0         | 〃     | 8.0~9.0       | 手動       | 〃   |
|    | BV3-4       | BV61-5-C     | 609.90  | 5.0         | 〃     | 4.0~5.0       | 〃        | 〃   |
|    | BV3-5       | BV61-5-D     | 609.89  | 3.0         | 〃     | 2.0~3.0       | 〃        | 〃   |
|    |             | BV60-3       | 609.68  | 18.0        | 〃     | 1.0~18.0      | 〃        | 農地部 |
| F  |             | No.60-2      | 608.61  | 20.0        | 孔内水位  | 9.0~13.0      | 自記       | 農政局 |
| G  |             | BV60-4       | 605.32  | 20.0        | 〃     | 1.0~20.0      | 手動       | 農地部 |
| H  | 外1-1        | BV61-6-A     | 623.29  | 20.0        | 〃     | 1.0~20.0      | 自記       | 農地部 |
|    | 外1-2        | BV61-6-B     | 623.30  | 8.0         | 〃     | 7.0~8.0       | 〃        | 災害研 |
| I  | 外2-1        | BV61-7-A     | 615.41  | 18.0        | 〃     | 1.0~18.0      | 自記       | 農地部 |
|    | 外2-2        | BV61-7-B     | 615.36  | 8.0         | 〃     | 7.0~8.0       | 〃        | 災害研 |

**観測孔の構造**：災害研で設置した観測孔には、いずれも測定目的とする深度に長さ1 mまたは1.5 mのストレーナ加工をしたVP-40の塩ビ管を挿入した。ストレーナ部の上・下部には、ストレーナ部以外からの地下水の流入を防ぐために、水を含むと膨張するナイスシールを約4 cm幅に巻いて遮水した。

表-1のように、斜面の上部A，中部D，下部Eの各々の地点に，自由地下水位を観測するための浅い観測孔と，想定地すべり面を狭む上，下地点の間隙水圧を測定するための観測孔ないし間隙

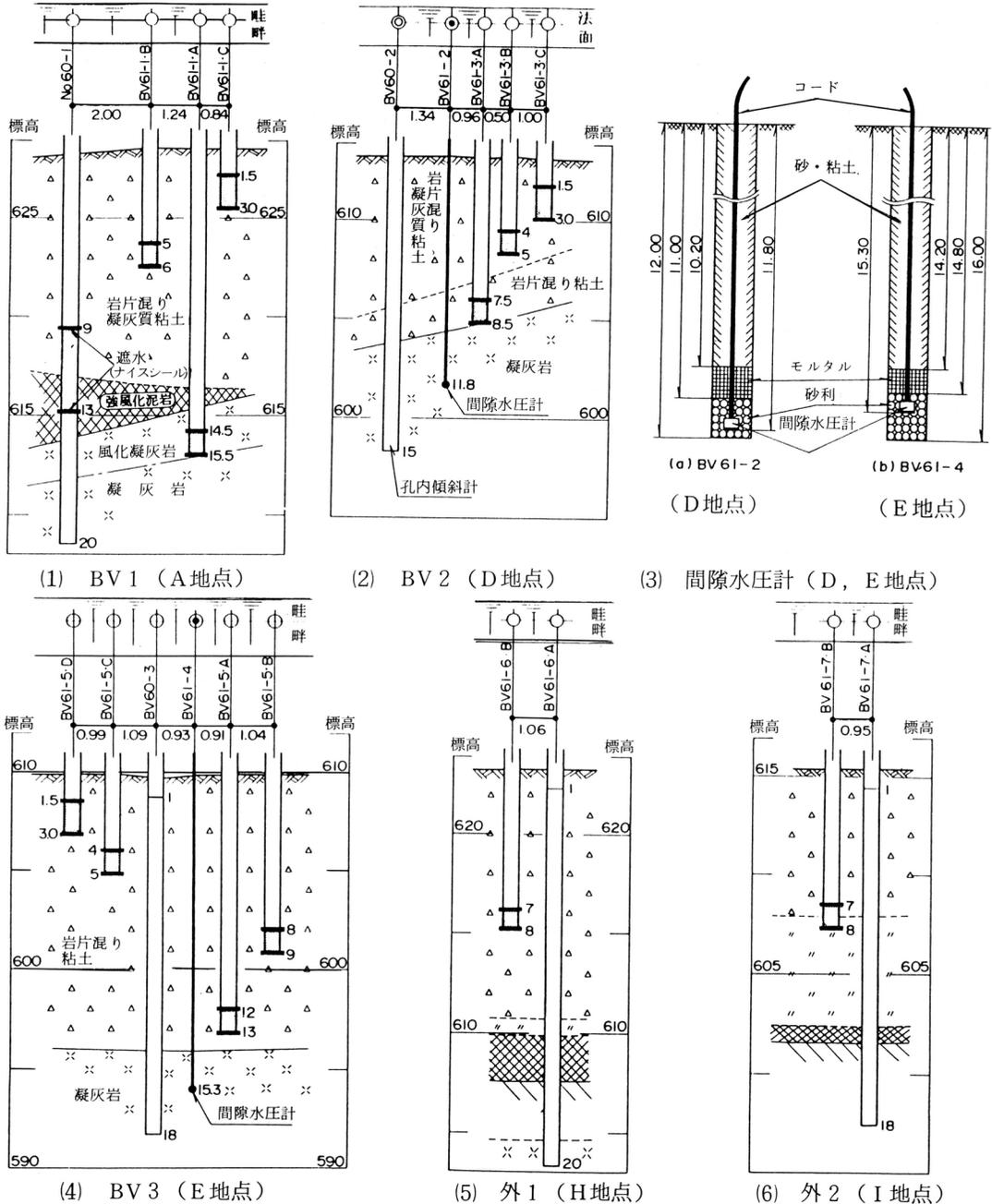


図-5 観測孔と間隙水圧計の仕様



(1) 不圧地下水位：全体を通して、地表から3～6 m間の崩土内では、三地点ともほぼ静水圧分布をなし、この自由地下水位は地表面に近く、しかも降雨や集水ボーリングなどの排水工によってほとんど影響を受けず、年間を通してほぼ一定である。

(2) A地点のBV1-1号孔（深度16.0 m）は、A地点とD地点の間に施工された集水井の下段集水ボーリング（工事期間、1986年9月3日～9月17日）の影響を強く受け8月13日から9月11日の約1カ月間で約3.7 mの水圧低下を生じ、さらに10月13日までの間に2 m近く低下している（図-6(1)）。

D地点のBV2-1（深度13.3 m）では、8月13日から9月11日間の低下（約1.0 m）よりも、9月11日から10月13日の低下（約3.6 m）の方が大きい。この下り方はBV1の傾向と異なる。またBV2-1より浅いBV2-2（深度8.5 m）の変動は、BV2-1より小さいが、低下の時期的傾向は似ている。このBV2-2はいわゆる被圧しており、8月13日では孔内水位が地表より約1.8 m上にあったものが、水抜き工によって次第に低下し、10月13日では地表より約0.7 m上となっている（図-6(2)）。

E地点では、深さ13 mぐらいまでもほぼ静水圧分布を示し、深度13～15 mで、8月13日から10月13日の約2カ月間で0.5 m弱しか水圧は低下していない。これは水抜き工の影響がこの点にまで及ばなかったことを示している。また13 m以浅の水圧分布は、静水圧分布より僅かではあるが勾配は大きく、地下水流速に上向き速度成分があるとみなすことができる（図-6(3)）。

以上のことから総合的に分ることは、BV1（A地点）、BV2（D地点）の下層の地下水は集水ボーリングによる水抜き工の影響を受け、顕著な水圧低下をきたすが、地表から数 m間の崩土内の地下水は、この水抜き工の影響をほとんど受けず、地表に近いほぼ一定の地下水位をもつ不圧地下水をなしていることである。このことからまた、地表から数 mの崩土とそれ以深の土層では地下水流動に差異があること、さらにこれまでの地すべりによって生成されたであろう地すべり面粘土が難透水層を形成していると想定される。もっとも、この仮定の妥当性を確めるには、水位・水圧の連続観測データの深さによる変動の相関性などをもっと詳しく分析的にみること、またこの仮定を満すような簡単な地層モデルを想定して地下水流動解析を行い、観測データの変動をよく説明できないかどうかを検証することが必要である。

## 5. 被圧地下水を考慮した地すべり安定解析

新潟県の地すべりは、その40数%は融雪期に発生し、さらに長雨や豪雨による地すべりを含めると、大部分の地すべりは融雪水や降雨がその誘因となっている。これらの地表供給水が地中に浸透して地すべりを発生させるのは、地表水の浸透が自由地下水位を上げるか、すべり面直下の地下水が被圧地下水となっている場合は、その地下水圧を上げることによって、すべり面に働く有効応力の減少をきたし、これが土の強度低下をもたらすからであるといわれている。大筋においては大体この通りであるが、後者の被圧地下水が存在する場合は、地下水圧の分布を面的な拡がりをもって調査すること自

体に難しい点があり、このような調査例は少ないようである。また防止工事として集水井工、水抜きボーリング工による排水工を施工した場合、その効果の判定を的確に行うことが重要であるが、この際に排水工によって地下水状態がどのように変化したかを調査し、評価すること、その結果を安定解析にきちんと取り入れること、などにもいろいろと問題となる点があるが、そのような実施例も少ないようである。

ここでは、松之山越地すべり区域内に、部分的に被圧地下水が認められたので、上記の問題点に焦点をあてて報告する。

### 5-1 地下水位と地下水圧（間隙水圧）

図-7において、D：地表からすべり面までの深さ、H：すべり面からの地下水位の高さ、 $\Delta H$ ：地下水位の上昇高、u：すべり面の間隙水圧、 $\sigma'$ ：すべり面の有効応力、 $\sigma$ ：すべり面の全応力、 $\gamma_w$ ：水の密度、 $\gamma_{sat}$ ：土の飽和密度、 $\gamma_t$ ：土の湿潤密度とする。1つの簡単な近似として、土柱の重量からすべり面上の全応力を求めると、

$$\sigma = \gamma_t (D - H) + \gamma_{sat} H = \gamma_t D + (\gamma_{sat} - \gamma_t) H \quad \dots\dots\dots (1)$$

地下水は不圧地下水状態とし、土層が均質で、地下水面勾配が緩く、ほぼ水平流とみなせる場合は、地下水圧（間隙水圧）は静水圧分布で近似できるので、すべり面上の間隙水圧uは、

$$u = \gamma_w H \quad \dots\dots\dots (2)$$

で近似的に表すことができる\*。したがって、すべり面上の有効応力 $\sigma'$ は、(1)と(2)の差をとって

$$\begin{aligned} \sigma' &= \sigma - u = \gamma_t D + (\gamma_{sat} - \gamma_t - \gamma_w) H \\ &= \gamma_t D - (\gamma_t - \gamma') H \quad \dots\dots\dots (3) \end{aligned}$$

となる。ただし、 $\gamma' = \gamma_{sat} - \gamma_w$ は土の水中有効密度。土の強度 $\tau_f$ は、土の有効摩擦角を $\phi'$ 、粘着力係数を $c'$ として、

$$\tau_f = (\sigma - u) \tan \phi' + c' = \sigma' \tan \phi' + c' \quad \dots\dots\dots (4)$$

であるから、地下水面が $\Delta H$ だけ上昇すると(3)式からすべり面上の有効応力変化 $\Delta \sigma'$ は、

$$\Delta \sigma' = - \{ \gamma_w - (\gamma_{sat} - \gamma_t) \} = - (\gamma_t - \gamma') \Delta H \quad \dots\dots\dots (5)$$

となる。水位変化 $\Delta H$ によるすべり面の有効応力変化 $\Delta \sigma'$ は、間隙水圧の変化  $\Delta u = - \gamma_w \Delta H$

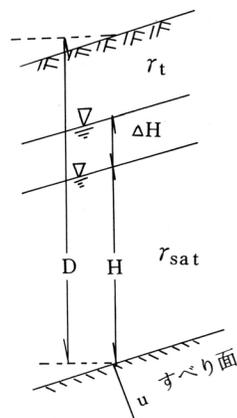


図-7 自由地下水位と間隙水圧

\* 傾斜角 $\alpha$ で下向きの平行流を仮定すると(2)式は、 $u = - \cos^2 \alpha \cdot \gamma_w H$ となる。

そのものではなく、それよりも小さいことになる。これによるすべり面での土の強度低下は

$$\Delta \tau_f = \Delta \sigma' \cdot \tan \phi' = -(\gamma_t - \gamma') \Delta H \cdot \tan \phi' \quad \dots\dots\dots (6)$$

となる。(ちなみに、 $\gamma_t = 1.8 \text{ t/m}^3$ 、 $\gamma' = 1.0 \text{ t/m}^3$ 、 $\tan \phi' = \tan 14^\circ = 0.25$ として、地下水面上昇  $\Delta H = 1.0 \text{ m}$  に対して、 $\Delta \sigma' = -0.8 \Delta H = -800 \text{ kgf/cm}^2$ 、強度の減少は  $\Delta \tau_f = -200 \text{ kgf/cm}^2$  となる。)

降雨、融雪水によって地下水位が上昇し、土の強度低下が(6)式によって与えられるのは、すべり面上の間隙水圧  $u$  について、近似的に(2)式が成り立つ場合に限られる。しかし、実務では一般に、(2)式を用いてすべり面上の間隙水圧を求めて、斜面の安定解析が行われている。この(2)式が成り立たない場合にまで多用されるのは、次のような理由によるのであろうか。

- (1) 簡単である。
- (2) 近似的に(2)式が成り立っている場合が多い。
- (3) 限られた点の観測孔のデータから、すべり面にそって間隙水圧を連続的に求めるのは、必ずしも容易でない点があるはずであるが、限られた観測孔内水位データから連続した自由地下水面形を求めやすいので、(2)式によればすべり面の間隙水圧を連続的に求めることができる。

また、(2)式が明らかに成り立たない場合、特に、すべり面に被圧地下水的な水圧が作用する場合にまで、(2)式が適用されるのは、

- (1) この場合には(2)式が成り立たないことが意識されてない。
- (2) 意識されても、観測方法が適切でないために、被圧地下水状態が不圧地下水と区別して把握できない。

ことなどによると推測される。

さて、すべり面などが難透水層を成して、すべり面に被圧地下水が働く場合、簡単のために、自由地下水位を一定とすると、すべり面に働く全応力  $\sigma$  は不変のまま、間隙水圧のみが変化 ( $\Delta u$ ) するから、有効応力の変化  $\Delta \sigma'$  は、

$$\Delta \sigma' = \Delta (\sigma - u) = -\Delta u \quad \dots\dots\dots (7)$$

で与えられる。これによる土の強度低下  $\Delta \tau_f$  は、

$$\Delta \tau_f = \Delta \sigma' \tan \phi' = -\Delta u \cdot \tan \phi' \quad \dots\dots\dots (8)$$

で与えられる。すなわち、この場合は、何らかの方法で、すべり面上の間隙水圧  $u$  を自由地下水位とは独立に、別個に、直接求める必要がある。

## 5-2 すべり面の間隙水圧の調査法と安定解析

松之山越地すべり地は、先にも述べたように、たまたま 1984 年の地すべり後の調査ボーリングの段階で、斜面の中腹部などではボーリング孔をとおして地表に自噴するほどの被圧地下水が認め

られた。この地下水状態を調査するために、先に述べたように、特定の深さにのみストレイナーをつけた観測孔網を設置して、地下水圧の連続自動観測を行った。

この観測結果によると、場所によって多少違うが、地表から6～9 mの土層内では、ほぼ静水圧分布をなし、自由地下水位も年間を通して地表に近く、変化が少ない。1986年8月からの水抜きボーリングの影響もほとんど受けない。これは図-8の地下水位・水圧の経時変化からも読み取ることができる。これに対して、地表から10～15 mの深度の間隙水圧は、各点の上層の不圧地下水とは明らかに異なる挙動を示し、特に、水抜きボーリング工によって著しく低下した。これは図-8の、観測孔BV 61-1 A(斜面上腹部、BV 1地点の深度15.0 m)の9月上旬の約3.2 mの低下、観測孔BV 61-2(P)(斜面中腹部、BV 2地点の深度11.8 m)の11月下旬の約3.2 mの低下などにもよく表われている。

この調査例からも分かるように、もし観測孔が全長ストレーナ式のものだけの場合は、自由地下水位と深い点の間隙水圧との違いを区別することができないであろう。

#### (1) すべり面上の間隙水圧分布の推定：

図-9のようにすべり面を仮定したとき、この地すべり地の場合、上記の観測結果から、すべり面上の間隙水圧は、自由地下水位から求めるべきでないことは明らかである。そこで、斜面上部(BV-1)、中部(BV-2)、下部(BV-3)に設置された観測孔・間隙水圧計のうちで最も深いものの点を結ぶと、図-9の破線A-Bとなるが、これがたまたまほぼ直線になった。この直線上に、8月13日と10月13日の地下水頭線をプロットし、これを連続的に結んだ線がULである。これは、地下の深度10 m余に位置するA-B線上の地下水頭線とみなすことができる。これはやや粗い方法ではあるが、3地点の水頭値を無理なく連続的に結ぶことができたという点で妥当性があるとみられる。さらにこの水頭線によって、次の興味ある事実がうまく説明できる。

斜面中腹部のBV 2-2号孔からは、地表まで地下水が自噴した。これは観測孔をボーリングする前の時点で予想したよりも、浅い深度8 mで被圧状態であることを示した。この水頭を観測するために、1986年8月9日に観測孔に塩ビ管を1.5 mほど継ぎ足して実測したところ、この地下水頭は地表から上に約1.6 m前後を示した。当初は、この地点だけが、局部的に浅いところで、しかも自噴するような高い被圧状態となっているのかどうか判定することができなかった。しかし、図-9-1をみると、このBV 2地点では、地表面が地形的にたまたま地下水頭線ULより低くなっていること、また、水抜きボーリング工の効果によって水圧低下した10月13日(図-9-2)では、BV 2地点の自噴状態が解消されていることなどを読み取ることができる。このことから、BV 2地点で局部的に高い被圧状態になっていたのではないこと、深い層の地下水頭線ULが連続的につながっているとみなしてもよいことなどが分かる。

#### (2) 地下水頭線による安定解析

以下で、地下水頭線ULの妥当性が認められたので、斜面安定解析に必要なすべり面上の間隙水圧は、自由地下水位WLからではなく、地下水頭線ULから求める。ただし、すべり面の上端、

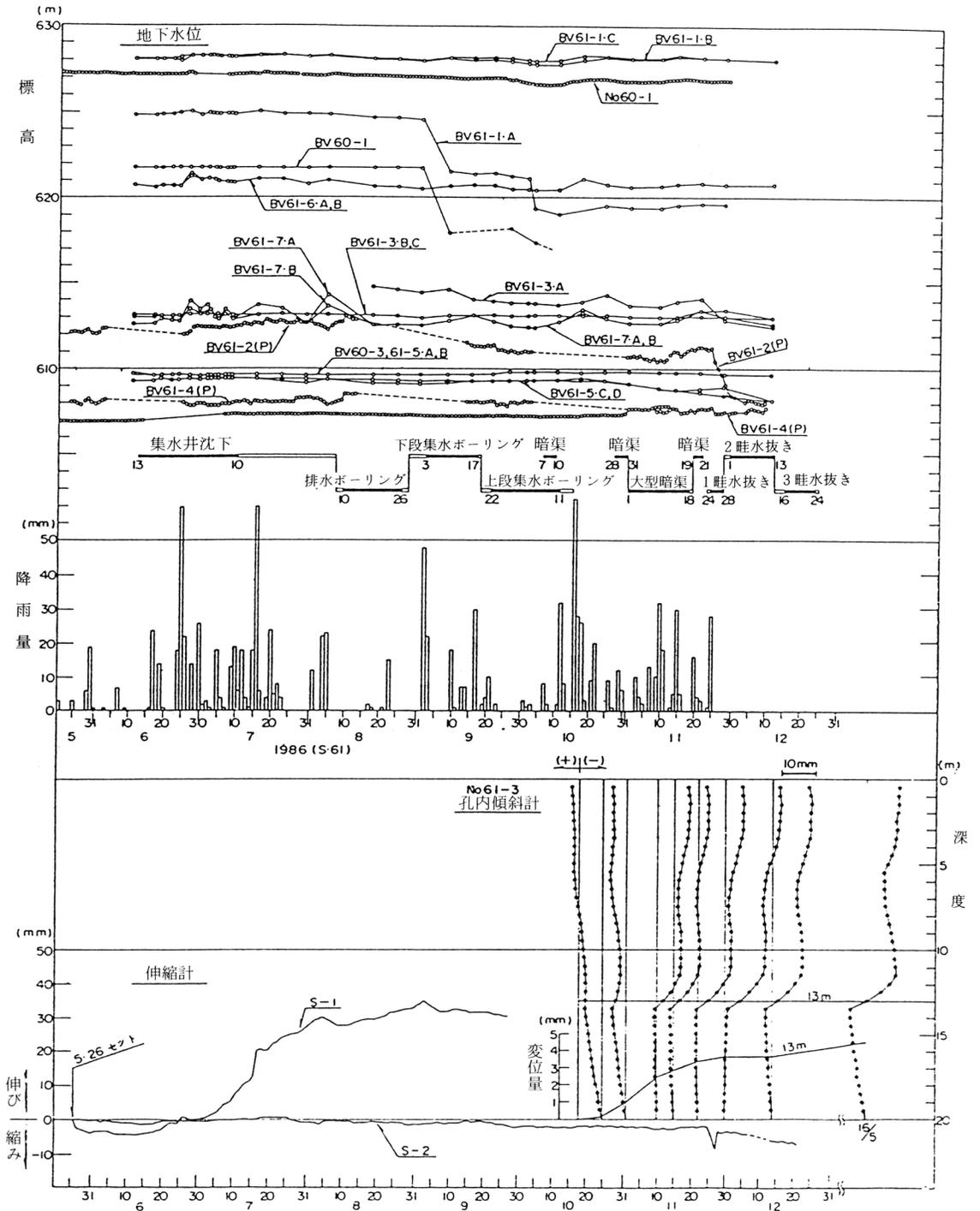


図-8 地下水位・水圧などの変動図 (小川ら\*, 1987)

\* 北日本技術コンサルタント

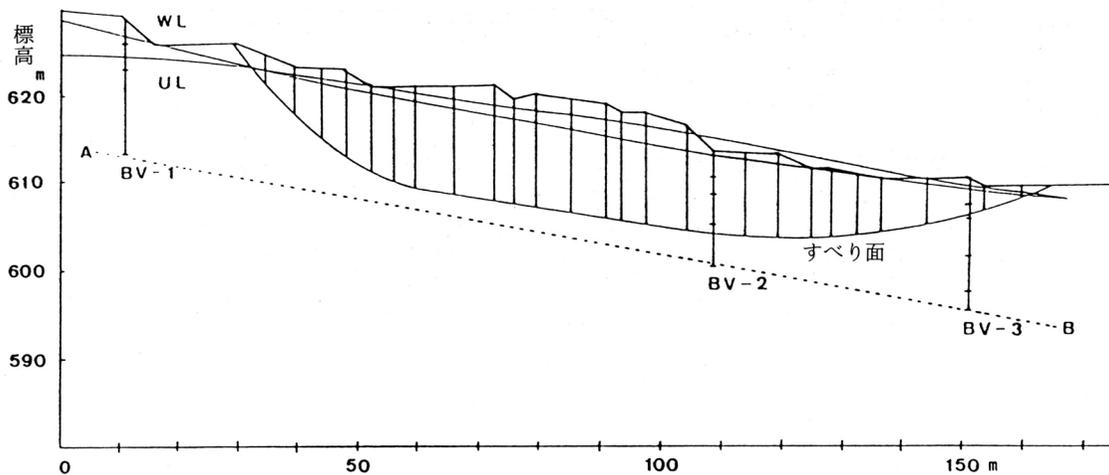


図-9-1 8月13日の地下水頭線ULと自由地下水位WL (1987)

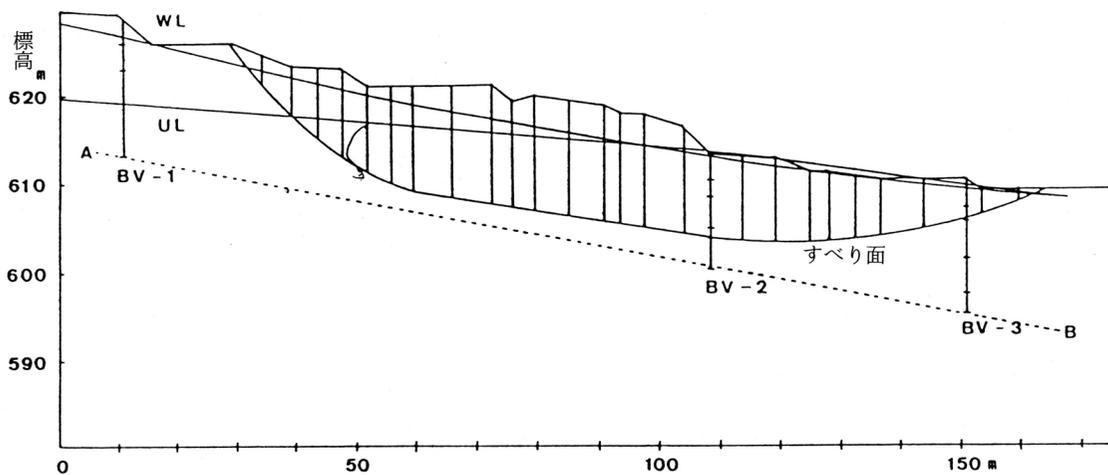


図-9-2 10月13日の地下水頭線ULと自由地下水位WL (1987)

下端部の深度6 mまでの点は不圧地下水帯にあるものとして、この間のすべり面上の間隙水圧は自由地下水位WLからの深さで求める。

この様な方法で、集水井による水抜き工が施工される前の8月13日と、この水抜き工の実施後、排水・減圧効果の表われた10月13日の場合について、27分割切片として、簡便法とJanbu法により安全率を求めた。土の強度定数には、集水井の掘削深10 m余のクリッケンサイドがみられた試料について仲野良紀氏（岐阜大教授）の実験による残留強度（ $\phi' = 14.0^\circ$ ， $c' = 0$ ）をとった。この場合、不圧地下水帯の土層は年代の新しい崩土からなり、この部分の $c'$ ， $\phi'$ は明らかにすべり面粘土の $\phi_r'$ とは値が異なるから、少なくとも静水圧線からuを求めた浅い土層の $c'$ ， $\phi'$ は、その実測値を用いた方がより実体に近いと考えられるが、ここではこれを今後の課題とした。また湿潤密度を $1.8 \text{ tf/m}^3$ ，飽和密度を $1.85 \text{ tf/m}^3$ とした。以上の条件で求めた安全率は、表2の通りである。比較のため、すべり面上の間隙水圧を自由地下水位WLから求めたものを静水圧法（略称）として併記した。

表-2 安全率の比較

| 期 日    | 静 水 圧 法 |         | 地下水頭線法 |         |
|--------|---------|---------|--------|---------|
|        | 簡 便 法   | Janbu 法 | 簡 便 法  | Janbu 法 |
| 8月31日  | 1.137   | 1.167   | 1.007  | 1.041   |
| 10月13日 | 1.140   | 1.169   | 1.216  | 1.200   |

ここで問題点の1つとして、普通に行われている静水圧法による安全率と比較するには、全長ストレーナ式の深いボーリング孔の孔内水位観測から求められる自由地下水位によるべきであるが、そのような観測は行っていないし、その観測法自体に問題があるので、ここでの静水圧法の値は、実測によって求めた浅い自由地下水位WLによった。

この表が示すように、8月13日時点では、両方法による安全率の違いは少ないが、10月13日時点では、地下水頭線法による安全率は0.2（20%）ほど大きくなり、集水井による水抜き工の効果が表われているが、静水圧法では、この場合、安全率はほとんど変わらず、その効果を評価できないことが分かる。全長ストレーナ式の観測孔内水位は、その地点のどんな水圧を表しているかは明らかではないから、いずれにせよ、今回のような地下水状態の場合、静水圧法による安定解析は不適切であるといえよう。

## 参 考 文 献

- 1) 吉田昭治・佐藤 修・中野俊郎・長崎 明・稲葉一成・中沢武司（1988）：自動観測システムによる地すべり地の地下水観測と地下水挙動の特性について 松之山越地すべり地を例として，新大災害研年報，9，99-114.

### Ⅲ 地すべり地での融雪量予測の問題点

小林 俊一<sup>※</sup>・和 泉 薫<sup>※</sup>

#### 1. はじめに

融雪量の予測は、水資源の有効利用あるいは融雪洪水の防止の上で重要な研究課題である。さらに、新潟県内で発生する地すべりの約40%が3、4月の融雪期に集中しているので融雪と密接な関係があると考えられている。しかし、地すべりの発生に対して融雪量は誘因となっても素因とはなり得ないこと、したがって融雪量が予測ができて融雪地すべり発生には直接有効でないことを注意すべきであろう。そこで新潟大学積雪地域災害研究センターでは、地質・地下水・雪氷の研究者が共同研究として融雪地すべりのテーマに取り組み誘因と素因との関係を明らかにしようとしている。

ここでは、地すべり地の融雪量予測はどんな方法が一番良いか、問題点は何かといったことについて触れてみよう。

#### 2. 融雪量の評価

融雪量は、積雪層に出入りするエネルギーを評価すればよい。しかし大部分は、積雪表面層でのエネルギー交換（熱収支とも呼ばれる）によって支配されている。一部は積雪底面で地熱による融雪もあるが全体の数%を占める程度である。これら積雪層に出入りするエネルギー交換の模式図を示すと図-1のごとくなる。図-1は融雪期の熱収支を示すもので、積雪全層は濡れていて、したがって積雪層は全層0℃である。積雪の表面では、放射、顕熱、潜熱、降水のある場合には雨による熱の交換が行われている。放射の中でも、雪からの長波長の赤外放射の交換は、雪面を考えれば良いが、日射のような短波長放射は積雪の10~20cm位まで透過する(小島, 1979)<sup>1)</sup>ので、熱収支を精密に論ずる

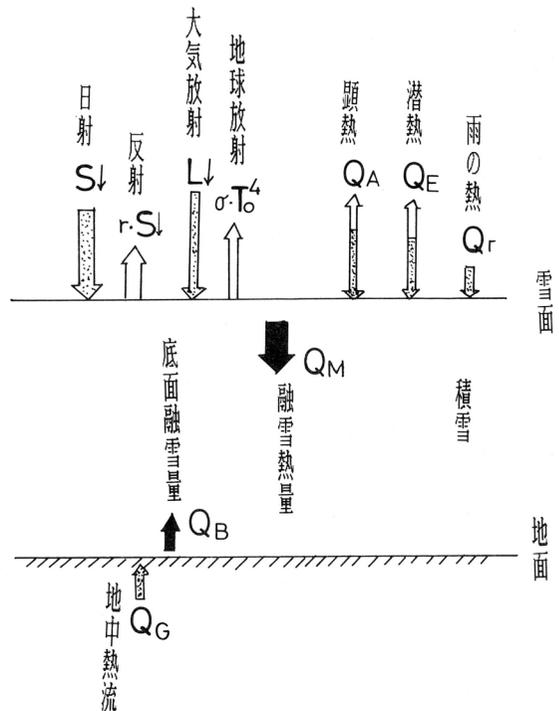


図-1 融雪時の積雪表面の熱収支模式図

※ 新潟大学積雪地域災害研究センター

場合には、雪面よりもある深さまでの積雪層について扱う必要がある。図1の雪面熱収支の模式図を式で表わすと、

$$Q_R + Q_A + Q_E + Q_r = Q_M \quad \text{----- (1)}$$

となる。ここで $Q_R$ ：放射収支量， $Q_A$ ：顕熱交換量， $Q_E$ ：潜熱交換量， $Q_r$ ：雨による熱量， $Q_M$ ：融雪熱量をあらわす。左辺の付号は雪面に向う量を+，雪面から離れる量を-と約束する。右辺は氷から水へ（融解），又は水から氷へ（凍結）の相変化熱をあらわし，前者を+，後者を-とする。(1)式には，再凍結又は再融解に際しての雪温変化をもたらず雪中伝導熱を省いてある。

放射収支量は短波長放射収支量と長波長放射収支量の和である。短波長放射収支量 $\Delta S$ は，次の式であらわされる。

$$\Delta S = (1 - r) S \downarrow \quad \text{----- (2)}$$

ここで， $r$ ：積雪面のアルベード（反射率）， $S \downarrow$ は水平面日射量である。また，長波長放射収支量 $\Delta L$ は次の式であらわされる。

$$\Delta L = \epsilon L \downarrow - \epsilon \sigma T_0^4 \quad \text{----- (3)}$$

ここで $\epsilon$ は積雪面の射出率， $L \downarrow$ は下向きの大気放射量， $\sigma$ はStefan-Boltzmann定数， $T_0$ は積雪面温度（273 K）である。さらに，融雪期の積雪は0℃の黒体に近いので $\epsilon \approx 1$ として近似的に扱える。測定が困難なのは $L \downarrow$ であるが，Kondo (1967)<sup>2)</sup>は地上気温 $T_a$ (K)などを使って次式から求める方法を導いた。

$$L \downarrow = \sigma T_a^4 \{ 1 - (0.49 - 0.066 \sqrt{e}) C \} \quad \text{----- (4)}$$

ここで， $e$ は地表付近の水蒸気圧（mb）， $C$ は雲量によって定まる係数である。アルベードの値は石川・小島（1983）<sup>3)</sup>によって詳しく測定されているのでそれを参考とすれば（図-2），結局日射量，気温，水蒸気圧，雲量の測定が放射収支量を評価するのに必要であり，特に地すべり地での山間部ではこれらのデータは欠如しているのが現状である。

次に顕熱と潜熱交換量は同じメカニズムで熱が移動すると考えられ，各々の物理量のポテンシャル差と風の乱流が重要なため風速の積がそれらの大きさを決める。大きくは渦相関法，傾度法，バルク法に分けられるが，簡便な方法としてバルク法が使われる。式でかくと

$$Q_A = C_p \rho C_h U (T_0 - T_a) \quad \text{----- (5)}$$

$$Q_E = \ell \rho C_e U (q_s - q_a) \quad \text{----- (6)}$$

ここで， $C_p$ と $\rho$ は空気の定圧比熱と密度， $U$ と $T_a$ はある高さで測った風速と気温， $C_h$ と $C_e$ は各々顕熱と潜熱に対するバルク係数で無次元数である。 $q_s$ は0℃における飽和比湿， $q_a$ は $T_a$ における

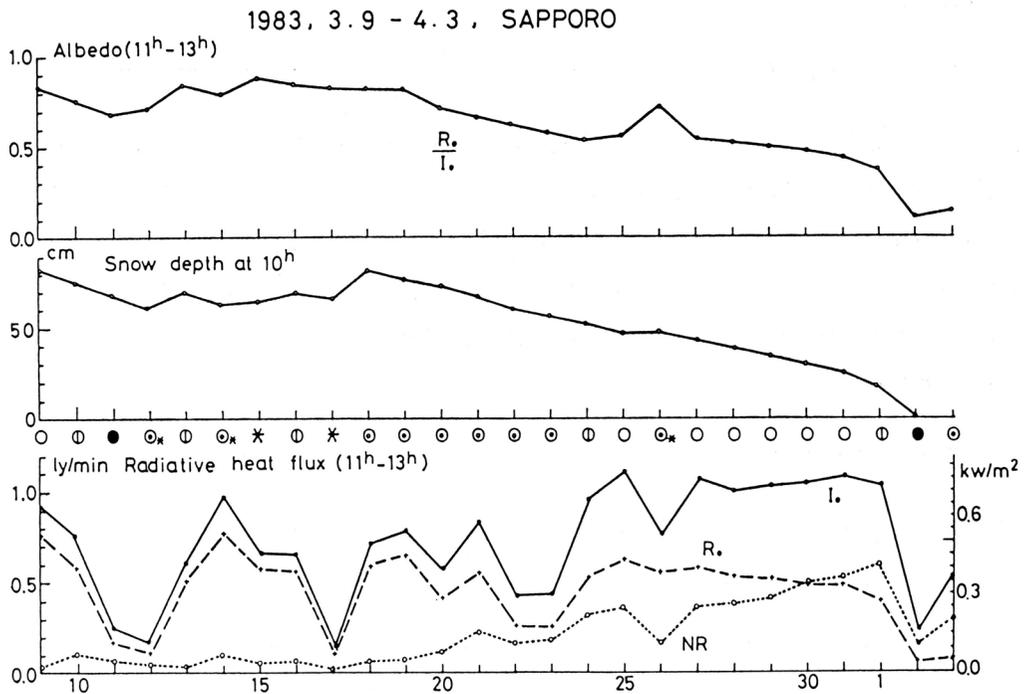


図-2 放射量とアルベードの日変化 (1983年3月9日～4月3日, 札幌)  
 $I_0$ : 全天日射量,  $R_0$ : 全反射量, NR: 放射収支量 (石川・小島, 1983)

比温である。 $l$ は水の蒸発潜熱(気化熱)である。ここでバルク係数を知ることが重要であるが、これらは地表面の状態, 風速や気温を測る高さ, そして風速によって変化する。平坦な積雪面については, 高さ1 mに対して風速に関係なく  $C_h = 0.002$ ,  $C_e = 0.0021$ の一定値が得られている (Kondo and Yamazawa, 1986)<sup>4)</sup>。しかし, 複雑地形上の値については, そこでの値を渦相関法又は傾度法を用いて決定しなければならない。

次に雨による融雪は, 1時間の雨量を  $P$  mm, 雨滴の温度を  $T_r$  とすれば次の式でもとまる。

$$Q_r = \frac{P}{10} \cdot T_r \quad \text{----- (7)}$$

一般に, 雨の日に融雪量が多いと感じられるが, 実際には雨による融雪はわずかである。例えば  $P = 2$  mm/hr,  $T_r = 15^\circ\text{C}$  とすると(7)式より  $Q_r = 3$  cal/cm<sup>2</sup>, hr で一日の融雪量は  $0.9$  g/cm<sup>2</sup>, day で雪の密度を  $0.5$  g/cm<sup>3</sup> とすれば  $1.8$  cmの雪が無くなる。一日の融雪量は一般に20cm前後であるから雨による融雪は全体の10%弱に過ぎない。しかし, 雨の日には湿度が高く, 更に気温が高く風速が大きければ, 潜熱と顕熱が大きくなり風による乱流熱交換量が大きくなり融雪量が増す。これに雨の量に加わると融雪洪水や地すべりの発生にとっては大変危険な状態になるので注意を要する。

以上(1)式の左辺を測れば, 気象要素から融雪量を評価できるが, 実際には数多い気象要素を測定し

なければならぬから大変な作業である。融雪機構を研究するにはこれらの要素を吟味して融雪が卓越する気象要素を明らかにして、融雪制御を行うのに役立てることができる。

しかし、融雪量を直接評価すれば良い場合には(1)式の右辺である融雪量 $m$ 又は融雪熱量 $Q_M$ を測定すれば良い。一般には、(1)雪面低下量 $\Delta H$ 、(2)スノーサンプラーによる全積雪水量の差 $\Delta HW$ 、(3)積雪断面測定による方法、(4)ライシメーター(集水器)による方法がある。この内連続測定が可能なのは(1)と(4)の方法である。ただし(1)の方法は(8)式に示すように雪の密度 $\rho_s$ と含水率 $W(\%)$ の、特に表面層付近の値が知られていなければならない。

$$m = \rho_s (1 - W/100) \Delta H \quad \text{----- (8)}$$

以上の点から、新潟大学積雪地域災害研究センターでは新潟県古志郡山古志村虫亀地区で、図-3、図-4、図-5で示すようにライシメーターと超音波積雪深計で融雪水と雪面低下量、気温を電話回

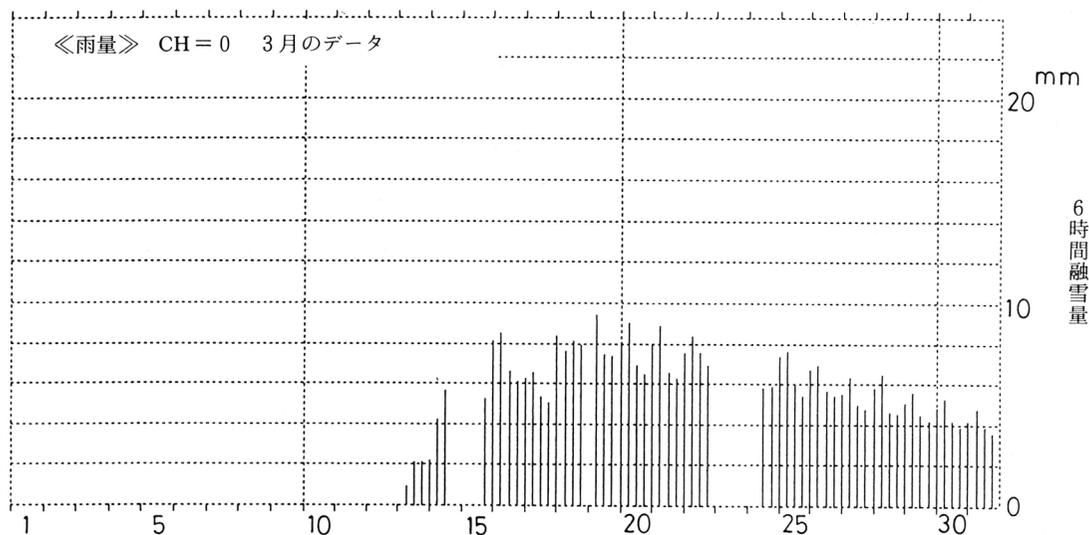


図-3 ライシメーター(90cm×90cm)による6時間融雪量の変化  
(新潟県山古志村虫亀地区、1988年3月)

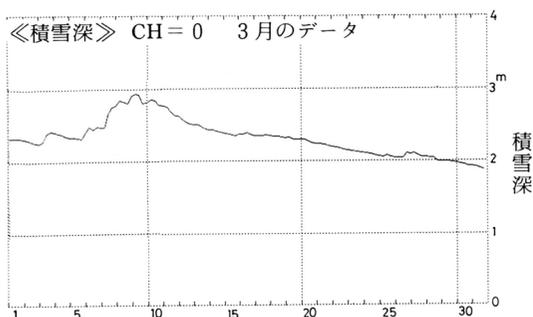


図-4 超音波積雪深計による積雪深の変化  
(実際の積雪深はこの値より40cm引いた値である)

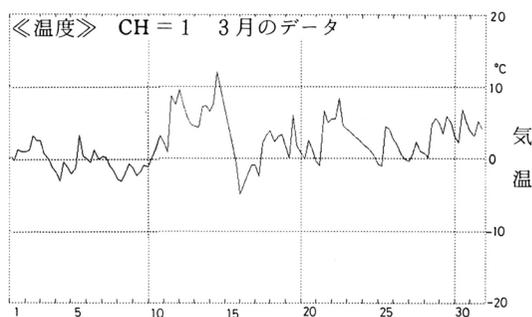


図-5 気温の変化

線を使って(佐藤他, 1987)<sup>5)</sup> データを大学まで送信している。

最後に、底面融雪に関しては、積雪期間を通して地熱による融雪がわずかではあるが連続的に発生している。観測はむずかしく測定例は少ないが1983年2月8日から12日にかけて新潟市で行った結果を紹介する(和泉, 1983)<sup>6)</sup>。結果は水換算で1.1～2.5 mm/dayで平均で1.8 mm/dayであった。全体の融雪量からみれば数%にすぎないが冬期間を通じて連続的に生じているのが特徴である。

### 3. 気温による融雪量評価

融雪量を正しく評価するためには、前述の複雑な熱収支法が最良であるが、実際山間地でこの方法を適用するのは大変な労力と設備が必要である。そこで気象要素の中でも気温のデータは比較的容易に得られる。

まず、2通りの評価法がある。1つは短期間な方法で日融雪量  $\bar{m}$  (mm/day) と日平均気温  $\bar{T}_a$  (°C) との間に次の関係があることが経験的に知られている。

$$\bar{m} = a + b \bar{T}_a \quad \text{..... (9)}$$

ここで  $a$  と  $b$  は場所、季節によって変わる定数である。遠藤他(1987)<sup>7)</sup> は新潟県十日町の過去10年(1977～86)の測定から、3月から4月の融雪期に関して、 $a = 3.6$ 、 $b = 3.3$ の値を得た。

他は、長期的な方法で、積算暖度法(degree day法)と呼ばれる次の経験式である。

$$M = k \sum \bar{T}_a \quad \text{..... (10)}$$

ここで  $M$  (g/cm<sup>2</sup>) はある期間の融雪量、 $\bar{T}_a$  (°C) は有効日平均気温で、日平均気温がマイナスの時には0°Cとしてあつかう。したがって  $\sum \bar{T}_a$  は  $M$  と同じ期間の融雪有効日平均気温の積算値(°C・day)である。 $k$  (g/cm<sup>2</sup>・°C・day) は融雪係数(degree day factor)で高度、期間、斜面の方位によって異なるが一般には0.3から0.9の範囲にある(樋口, 1980, 梶川・広田, 1982)<sup>8), 9)</sup>。また(10)式が適用できる長期的な範囲であるが、高橋他(1981)<sup>10)</sup> の北海道大雪山の雪渓上の測定によれば、積算期間に少なくとも5日間、できれば10日間以上が望ましいとしている。すなわちこの位の期間をとれば、比例定数の  $k$  の値が安定することを示した。

今後地すべり危険地帯の  $k$  の値を決め融雪量予測をするのが最も望ましいであろう。

### 4. 積雪層内の融雪水の挙動

融雪の問題に、融雪水が積雪内と土中へ浸透する過程の2つがある。これらは表面融雪量の予測の地中到達の時間遅れの問題に関係する。ここでは積雪内の水の動きについて述べる。

融雪水は、積雪内の空隙をうめながら、水の特に通り易い道(水みち)を急速に流下したり、雪粒の表面を薄膜状に包みながらゆっくり流下する二つの挙動を示す。前者を「水路流下」、後者を「皮膜流下」と呼んでいる(吉田, 1965)<sup>11)</sup>。さらに、融雪水は積雪内を一様に流下しているわけではなく、

しまり雪がざらめ雪の上にあるとしまり雪の下層に融雪水が一時的に保水され見かけ上、鉛直方向には停滞することになる（若浜，1963）<sup>12)</sup>。このような面を止水面と呼ぶ。図-6には虫亀地区の斜面で行ったインク水による色水浸透試験の写真を示す。1987年3月21日10時17分に雪面にインク水を散布し、11時42分に積雪の断面を調べたものである。水路流下と皮膜流下は写真上からは区別することはできないが、止水面が2層見られる（写真のAとB）。融雪水の流下の2型式の模式図については図-7に掲げた（若浜，1968）<sup>13)</sup>。水路流下速度  $v$  と皮膜流下速度  $\bar{u}$  についての理論式は吉田

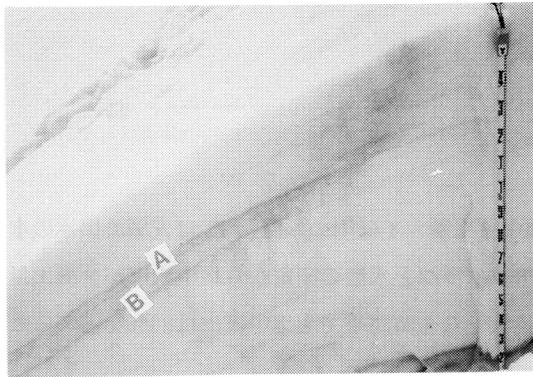


図-6 斜面積雪層の中の色水浸透試験  
(A, Bは止水面を示す)

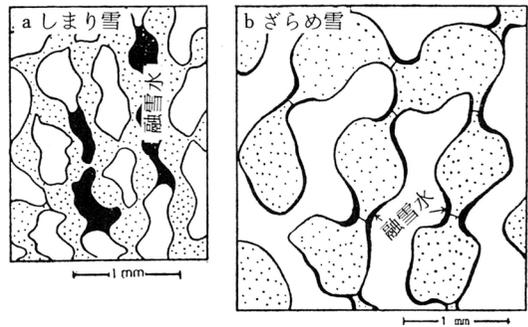


図-7 融雪水の流下型式  
a : 水路流下, b : 皮膜流下  
(若浜, 1968)

(1965)<sup>11)</sup>によって各々次式で与えられている。

$$v = \rho g B \dots\dots\dots (11)$$

$$\bar{u} = \rho g \bar{\delta}^2 / 3 \eta \dots\dots\dots (12)$$

ここで  $\rho$  は水の密度,  $g$  は重力の加速度,  $B$  は通水度,  $\bar{\delta}$  は皮膜水の平均の厚さ,  $\eta$  は水の粘性係数である。若浜 (1968)<sup>13)</sup>によれば, 水路流下速度の実測値は, 雪の密度が  $0.45 \text{ g/cm}^3$  のしまり雪で  $v = 1.2 \sim 1.5 \text{ cm/sec}$ , ざらめ雪で  $v = 2 \sim 3 \text{ cm/sec}$ , また, 皮膜流下速度は  $\bar{u} = 0.5 \sim 0.6 \text{ cm/min}$  で吉田の理論値にほぼ等しかった。

実際, 表面放射収支から求めた融雪量とライシメータで測った融雪量の時間遅れは北海道母子里で1985年4月に石川他 (1985)<sup>14)</sup>によって比較された。それによれば, 積雪深が70cmのとき, 放射収支量とライシメータの融雪水量の最大ピーク時の遅れは1.5~2.5時間の間であった。

## 5. 融雪流出

最後の問題として, 地表面に達した融雪水の何割が地中に浸透 (地中流出) し, 又は地表面を流れて河川へ出る (表層流出) かが知られなければならない。現在融雪に伴う水循環の中で, 融雪水が河

川へ出る流出機構と流出径路及び流出に要する時間等不明な点が多い。

流出径路については小林・本山（1985）<sup>15)</sup>によって川水温，川水の比電導度の測定から，地中流出が流出の大部分を占めることが明らかにされた。これらは主として北海道北部の多雪地域及び北海道中・東部，山形県の釜淵等で確認されている。これらの地域では，河川の上に融雪の最盛期でも50～150cmの積雪で被われているため外界からの熱が伝達しない。したがって表層流出が卓越していれば河川の水温は0℃に近い。実際には，融雪のない厳冬期に0～1℃であった水温が融雪の進行に伴い3～6℃にまで水温が上昇する。小林・本山（1985）<sup>15)</sup>は熱量と水量の保存則を用いて次の流出成分分離式を導いた。

$$\left. \begin{aligned} q &= q_s + q_{ss} \\ q \cdot T &= q_s \cdot T_s + q_{ss} \cdot T_{ss} \\ q_{ss}/q &= T/T_{ss} \end{aligned} \right\} \dots\dots\dots (13)$$

ここでqは総流出量，q<sub>s</sub>は表層流出量，q<sub>ss</sub>は地中流出量，Tは川の水温，T<sub>s</sub>は表層流出水の水温(0℃)，T<sub>ss</sub>は地中流出の水温である。日々のハイドログラフと水温の測定から地中流出が全流出量の93～94%を占め，又ピーク流出直前の表層流出が最大となる時間帯でも地中流出は80%を占めることを明らかにした。

更に，彼等は川水の比電導度によるハイドログラフの分離をも試みた。地中流（51～49 μs/cm），表層流（20 μs/cm）の二層流からの流出と仮定して，流量およびイオン量が保存されるとして次式を導いた。

$$\left. \begin{aligned} q &= q_s + q_{ss} \\ q \cdot C &= q_s \cdot C_s + q_{ss} \cdot C_{ss} \\ q_s/q &= C - C_s/C_{ss} - C_s \end{aligned} \right\} \dots\dots\dots (14)$$

ここでCは川水の比電導度，C<sub>s</sub>は表層流の比電導度，C<sub>ss</sub>は地中流の比電導度である。この方法によると，総流出量の90%が地中流出であった。

## 6. あとがき

これまで融雪現象と融雪水の積雪中又は地中浸透について述べてきたが，最初に指摘したように，地すべりの発生に対して融雪水は誘因となっても素因となり得ないことを注意した。したがって，地すべり発生の素因と考えられる初生的地すべり地での巨大亀裂地形に注目して，亀裂への融雪水の集中浸透のメカニズムを研究する必要がある。しかし，このような複雑地形の融雪現象の研究手法はまだ確立されていない。これまでの我々の観測はその意味でバックグラウンドとしての融雪現象をとらえようとしているにすぎない。未だ解析が完了していないので，今回は解説的な報告にとどめたい。

## 参考文献

- 1) 小島賢治 (1979) : 融雪機構と熱収支. 気象研究ノート, 第 136 号, 1 - 38.
- 2) Kondo, J. (1967) : Analysis of Solar radiation and downword long-wave radiation data in Japan. The Science Report of the Tohoku University 5th Series Geophysics, 18, 3, 91 - 124.
- 3) 石川信敬・小島賢治 (1983) : 融雪期における積雪の短波長放射特殊 I. 低温科学, 物理篇, 42, 111 - 122.
- 4) Kondo, J. and H. Yamazawa (1986) : Bulk transfer wefficient over a snow surface. Boundary - Layer Meteorologz, 34, 123 - 135.
- 5) 佐藤 修・青木 滋・吉田昭治・仲川隆夫・鈴木幸治 (1987) : 地すべり地地下水の自動観測システムの開発. 新潟大学災害研年報, 第 9 号, 115 - 124.
- 6) 和泉 薫 (1983) : 積雪底面の融雪量. 新潟大学, 災害研年報, 第 5 号, 123 - 125.
- 7) 遠藤八十一・大関義男・庭野昭二 (1987) : 気温による融雪量予測. 第39回日本林学会関東支部大会発表論文集, 231 - 232.
- 8) 樋口敬二 (1980) : 融雪災害一解析への手引き一. 災害科学総合研究班, 研究成果普及版, 自然災害と水, 17 - 29.
- 9) 梶川正弘・広田 貢 (1982) : 八幡平北西斜面の積雪分布と融雪過程 (II). 秋田大学教育学部研究紀要 (自然科学), 32, 21 - 33.
- 10) 高橋修平・佐藤篤司・成瀬廉二 (1981) : 大雪山「雪壁雪溪」の融雪に関する熱収支特性. 雪氷, 43 - 3, 147 - 154.
- 11) 吉田順五 (1965) : 融雪水の積雪内浸透. 低温科学, 物理篇, 23, 1 - 16.
- 12) 若浜五郎 (1963) : 積雪内における融雪水の移動 I. 低温科学, 物理篇, 21, 45 - 74.
- 13) 若浜五郎 (1968) : 積雪内の融雪水の浸透. 雪氷, 30 - 6, 175 - 188.
- 14) 石川信敬・小島賢治・本山秀明 (1985) : 熱収支法, 及び単純な気象要素による表面融雪量の予測について. 低温科学, 物理篇, 44, 63 - 75.
- 15) 小林大二・本山秀明 (1985) : 融雪流出過程 I. 低温科学, 物理篇, 44, 77 - 90.

# Ⅳ 積雪期の地すべり発生要因

白石 一夫\*

## まえがき

新潟県においては56豪雪時のいわゆる降雪期において何件かの地すべり発生がみられた。特に、長岡市の濁沢地すべりと新井市の上馬場地すべりは、積雪深が急増している時期に発生したものである。両地区とも地すべり発生前数日間に気温の上昇があり、融雪が促進されたために発生したという見解もあるが、急激な積雪荷重によって地中のひずみが進行していたり、過剰間隙水圧を発生させたことも考えられ、主たる発生誘因を一概には限定できないように思われる。このような経過があり、56豪雪による地すべり発生を契機として、積雪と地すべり発生の関係についての研究が進められている。もちろん以前からの研究により、地下水の供給源となる降雨と共に雪もまた地すべり発生の誘因となり、降雪期から融雪期にかけて地すべりが発生しやすいことは予測されたことである。この点は後述する統計資料によって確認できる。しかし、いわゆる積雪期の地すべりメカニズムについては、積雪期における観測施設の維持管理及び測定機器の補修点検等、冬期間の山間地での連続観測は困難を極め、観測データの不足と共に研究不足であることはいがめない現状にある。

江口が、積雪の地すべり誘発機能等について整理した結果を図-1に示した。この図から明らかなように、積雪が地すべり斜面に直接的な影響を与える主な機能として、二つのルートで作用することが考えられる。

一つは、融雪水の地中浸透で間隙水圧の上昇によるすべり面でのせん断抵抗の減少であり、他の一つは積雪荷重で過剰間隙水圧の上昇及び推力の増加が考えられる。これらを整理して図-2に示した。

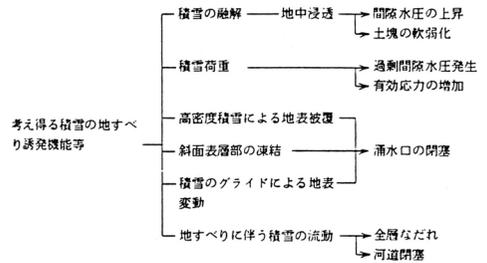


図-1 積雪の地すべり誘発機能等の分類

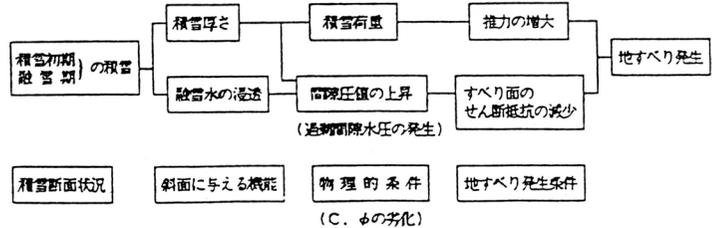


図-2 積雪が地すべり斜面に与える機能

## 1. 新潟県における降雪・融雪期の地すべり発生傾向

新潟県下における過去38年間（昭和24～61年）の地すべり発生を月別に区分して構成比（%）で示すと図-3のようになる。この期間の地すべり発生件数は、3,042件である。図から、月別地すべり発生件数は、融雪期の最盛時期である4月の占める割合が圧倒的に大きく28%（851件）となっている。前後の3～5月の融雪期を加えると46%（1,412件）で年間の半数近い。また、12～2月の厳冬期すなわち降雪期も19%（578件）を占めており、

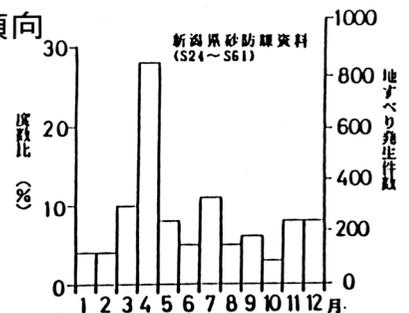


図-3 月別地すべり発生件数

\* 建設省土木研究所新潟試験所

3～5月の融雪期を加えると65%となり、5ヶ月間で年間発生件数の約2/3を占める。つまり新潟県下の地すべり発生は雪に支配されているといっても過言ではない。

## 2. 資料からみた積雪深と地すべり発生に関連

### 2.1 融雪要素と地すべり発生件数

先に、積雪が地すべり面に直接的な影響を与える主な機能を記述したが、これらの項目の詳細な測定値を得ることは難しい。そこで、過去の資料（新潟県砂防課でまとめられている資料）をもとに、積雪深の変化と融雪期の地すべり発生との関連性について、新潟県でも特に融雪期に地すべりが多発する上越地方（県南西部の上越市、新井市、糸魚川市周辺地域）を取り上げ重回帰分析を行い検討した。

融雪地すべりの発生は

- (a) 融雪水量の多少
- (b) 融雪水の供給継続時間の長短
- (c) 融雪水の斜面への供給速度
- (d) 斜面の状態（応力履歴及び風化等）

の条件に左右されると考えられる。このうち、(a)、(b)、(c)の条件は積雪深の変化により概略的に知ることができる。つまり、融雪水の多少は、最大積雪深、あるいは降雪がなくなり、融雪活動が促進されると判断される直前の積雪深（最終最大積雪深）により、ある程度推測できるものと考えられる。また、融雪水の供給継続時間および融雪水の斜面への供給速度は、最終最大積雪深から消雪日までの日数及びその勾配により知ることができるものと考えられる。(d)の斜面の状態については、どの程度地すべりが発生しやすい状態になっているかということで、融雪期前の地すべり発生件数の多少により推定できそうである。ここでは、前年6月から融雪期前の2月までの地すべり発生件数を指標にすることにした。

以上のことから、融雪期の地すべり発生に対する(a)～(d)の条件を表す要素として、次の項目を考えた。

- (1) 最大積雪深
- (2) 最終最大積雪深
- (3) 融雪継続日数
- (4) 融雪速度（最終最大積雪深／融雪継続日数）
- (5) 前年6月から2月までの地すべり発生件数

なお、(1)～(4)については、図-4に示したように積雪深の経日変化図を作成し求めた。なお、積雪深は地すべり多発地帯の観測地点である東頸城郡安塚町のデータを用いた。表-1には各要素および地すべり発生件数の相関行列を、表

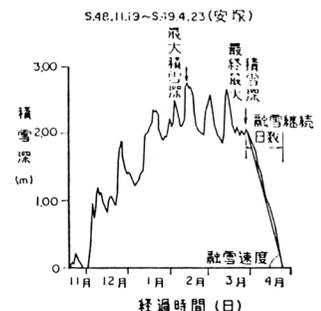


図-4 積雪深の経日変化図

表-1 相関行列

|                    | 最大積雪深 | 最終最大積雪深 | 融雪継続日数 | 融雪速度   | 前年6月～2月までの地すべり発生件数 | 地すべり発生件数 |
|--------------------|-------|---------|--------|--------|--------------------|----------|
| 最大積雪深              | 1.000 | 0.725   | 0.703  | -0.243 | -0.340             | 0.452    |
| 最終最大積雪深            |       | 1.000   | 0.945  | -0.147 | -0.299             | 0.646    |
| 融雪継続日数             |       |         | 1.000  | -0.380 | -0.215             | 0.726    |
| 融雪速度               |       |         |        | 1.000  | -0.180             | -0.431   |
| 前年6月～2月までの地すべり発生件数 |       |         |        |        | 1.000              | 0.300    |
| 地すべり発生件数           |       |         |        |        |                    | 1.000    |

表-2 偏相関行列

|                    | 最大積雪深  | 最終最大積雪深 | 融雪継続日数 | 融雪速度   | 前年6月～2月までの地すべり発生件数 | 地すべり発生件数 |
|--------------------|--------|---------|--------|--------|--------------------|----------|
| 最大積雪深              | -1.000 | 0.296   | -0.102 | -0.233 | -0.219             | 0.056    |
| 最終最大積雪深            |        | -1.000  | 0.893  | 0.697  | -0.108             | 0.096    |
| 融雪継続日数             |        |         | -1.000 | -0.676 | -0.126             | 0.236    |
| 融雪速度               |        |         |        | -1.000 | -0.052             | -0.112   |
| 前年6月～2月までの地すべり発生件数 |        |         |        |        | -1.000             | 0.656    |
| 地すべり発生件数           |        |         |        |        |                    | -1.000   |

表-3 回帰係数

|                    | 偏回帰係数  | 標準偏差   | 標準偏回帰係数 | t 値    |
|--------------------|--------|--------|---------|--------|
| 定数項                | -2.483 | 18.176 |         |        |
| 最大積雪深              | 0.008  | 0.045  | 0.043   | 0.179  |
| 最終最大積雪深            | 0.046  | 0.152  | 0.219   | 0.305  |
| 融雪継続日数             | 0.769  | 1.001  | 0.559   | 0.768  |
| 融雪速度               | -0.583 | 1.634  | -0.089  | -0.357 |
| 前年6月～2月までの地すべり発生件数 | 0.366  | 0.133  | 0.484   | 2.747  |

偏相関係数  $r=0.87$  寄与率  $r^2=0.75$

一2には同じく偏相関行列を、

図-5には散布図を示した。また、重回帰分析の結果を表-3に示した。

地すべり発生件数と各要素との相関係数は、融雪継続日数が一番相関が高く、次いで最終最大積雪深、最大積雪深、融雪速度、前年6月から2月までの地すべり発生件数の順となる。また、地すべり発生件数と各要素の偏相関件数は、前年6月から2月ま

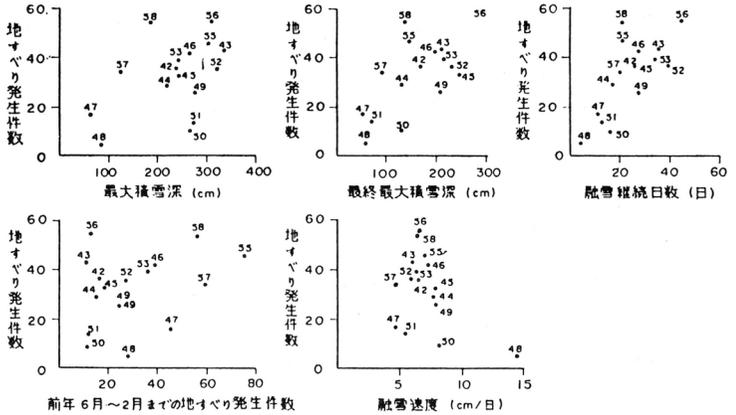


図-5 各要素と地すべり発生件数 (図中の数次は年を表す)

での地すべり発生件数が一番相関が高く、次いで融雪継続日数となっており、他の要素である最大積雪深、最終最大積雪深、融雪速度は相関があまりみられない。また、各要素の地すべり発生件数に対する影響度の大小は、標準偏回帰係数によれば融雪継続日数が一番大きく、次いで前年6月から2月までの地すべり発生件数、最終最大積雪深の順となり、融雪速度、最大積雪深の影響は小さいものとなっている。

したがって、融雪地すべりの発生を左右するのは、融雪継続日数および前年6月から2月までの地すべり発生件数と考えられる。また、融雪継続日数と最終最大積雪深との関係は、表-1の相関行列および図-6の散布図によれば、非常に高い相関関係を示している。したがって、前年に地すべりが多発し、なおかつ積雪が多い年は融雪期に地すべりの多いことが推定できるものと考えられる。

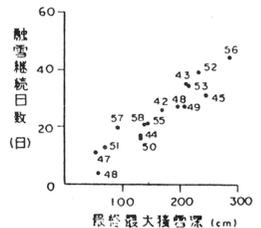


図-6 最終最大積雪深と融雪継続日数の関係 (図中の数次は年を表す)

2. 2積雪深と地すべり発生件数との関係

一般的に山地がまだら状の残雪時に地すべりが発生するといわれている。この点について注目し、地すべりがどの程度の積雪深(残雪)になった時に発生するかを検討した。

図-7は、上越地方に発生した積雪期の地すべり発生件数と地すべりが発生した時点の安塚での積雪深(残雪深)との関係を比率(%)で示したものである。残雪深が0~50cmの範囲では全体の64.4%の発生がみられ、51~100cm

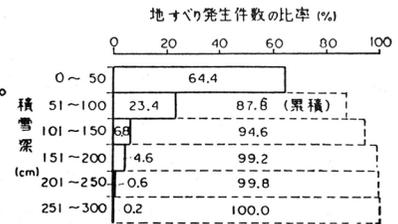


図-7 積雪深と地すべり発生件数

では、23.4%、101～150cmでは6.8%、151～200cmでは4.6%、201cm以上では0.8%の比率となり、残雪深の減少とともに地すべりの発生率が增大している。また、残雪深が100cm以下では、全地すべり発生件数の87.8%を占めている。

この原因を推測するならば、積雪層の表層で融解した融雪水が浸透流下する際の地表面に達する量の多少によるものと考えられる。そして、この過程は積雪層の構成に大きく影響を受けるものと考えられる。例えば、しまり雪かあるいはザラメ雪かの雪質の差異による保水能力の差に見合った浸透流下が行われ、その結果として積雪層中に何層かの氷板が形成され、融雪期ごとの気象条件による積雪層が形成されるものと考えられる。この一例として示したのが図-8である。図-8に示した積雪断面の経日変化図によれば、ザラメ層が氷板層をはさんで何層か存在していたが積雪深が100cm程度になるとほぼ一層となり、融雪水の浸透流下が容易な積雪層を形成していることがわかる。したがって、このような積雪層を構成する状態、つまり積雪深100cm前後がこれに相当するものと考えられる。

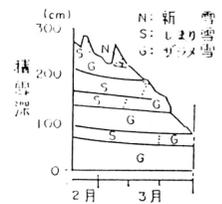


図-8 積雪断面の経日変化

### 3. 積雪の作用

これまでに、地すべり斜面にかかる積雪荷重の作用について報告されている例が少なく、融雪期の地すべりの主要因は豪雨期、霖雨期に発生する地すべりと同様に融雪水が多量に地下へ浸透し間隙水圧を大幅に上昇させすべり面のせん断抵抗の減少を招くという解釈が多い。

地元住民の話では、雪がまばらになる時期に地すべり発生の危険度が高いと聞く、筆者の現地調査の経験からも地すべり跡地形での斜面の積雪深分布は上昇斜面で薄く、下降斜面では厚いことを確認している。すなわち、斜面全体では地すべり滑落崖（新潟県には旧地すべりの再活動型が多い）は積雪は薄く消雪が早い、頭部の台地は凹地あるいは陥没帯を形成されている場合が多く、積雪層が厚く消雪は遅い冠頭部から滑落崖また末端付近の盛上がり部では逆に積雪は薄く消雪は早い。このように、積雪が頭部に偏在する等積雪が荷重として斜面にアンバランスに掛かる状態が、微妙に釣り合っている斜面の応力状態を変化させ亀裂発生の原因となり、その亀裂に融雪水の地下浸透を助長し、融雪地すべりの発生をひき起こす一例と考えられる。そこで、斜面上に作用する積雪の分布状況および融雪量の調査を構内斜面において測定した。測定値の観測回数は少ないけれども定性的な傾向が把握された。

#### 3. 1 積雪深と雪圧分布の状況

##### 3. 1. 1 斜面勾配変換点での雪圧変化と積雪分布

モデル斜面における積雪荷重の測定は、オイルパン式（φ30cm）の土圧計を用いた。土圧計は、図-9に示すN0.1～N0.3のように、斜面勾配の変換点にそれぞれ設置した。また、積雪深分布は同規模斜面での積雪断面調査から、その結果の一例を図-10に示した。

図-9に示す各年の雪圧記録を定性的に判断して、下記の事項が明らかとなった。

- (1) 斜面勾配変換点での雪圧測定は、各年バラツキがあり特徴ある傾向が認められない。
- (2) 雪圧の最大値は、最大積雪深が記録された日より遅れて発生している。傾向として、最終

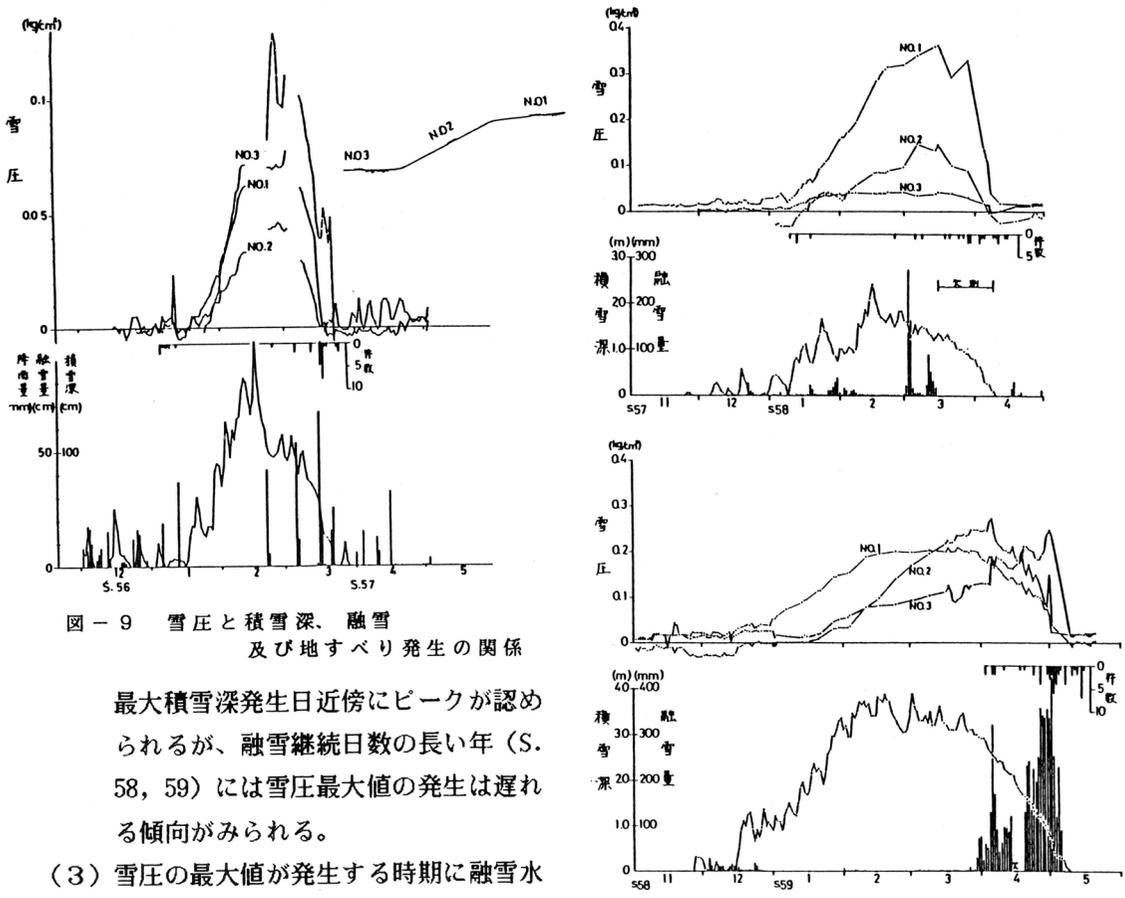


図-9 雪圧と積雪深、融雪  
及び地すべり発生の関係

最大積雪深発生日近傍にピークが認められるが、融雪継続日数の長い年(S. 58, 59)には雪圧最大値の発生は遅れる傾向がみられる。

- (3) 雪圧の最大値が発生する時期に融雪水量の記録が始まる。
- (4) 雪圧の最大値が記録される時期に地すべりの発生がみられる(地域によりずれがある)。
- (5) 斜面において積雪最大荷重(

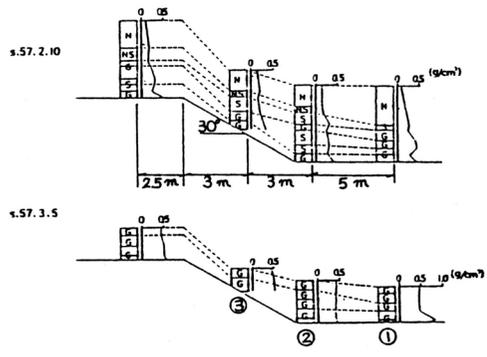
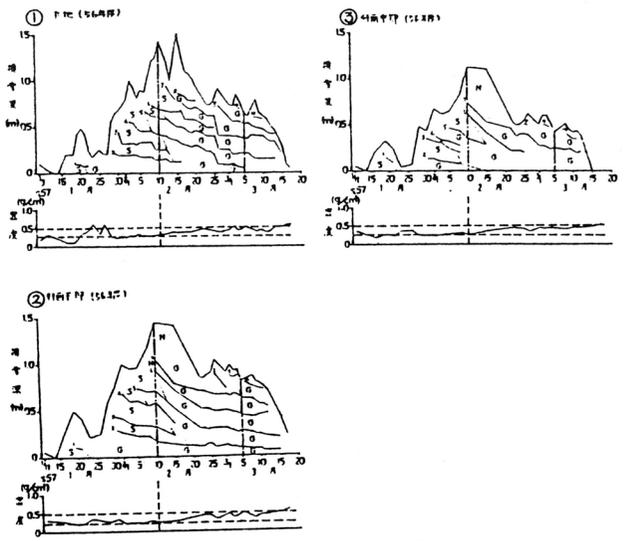


図-10 斜面の積雪深分布と積雪断面



最大積雪深×密度 $0.5\text{ g/cm}^3$ )よりも大きい値が記録される場所がある。また、図-10では、

(1) 斜面の積雪深分布は法尻で厚く、法面で薄傾向がみられる。

(2) 融雪期では、雪質が全層ザラメで、密度は最大積雪日の約2倍の値を示す。すなわち、融雪期の積雪深が最大積雪深の1/2に減じても積雪荷重は変わらないといえる。

### 3. 2雪面融雪水の浸透状況と融雪水量（構内融雪観測結果の一例）

融雪地すべりの発生機構を解明する上で、地表に達する融雪水量の算定および推定は、融雪地すべりを解明する最も重要な要素となっている。このことから、融雪水量の観測および気象観測から融雪水量に効く気象因子の選択による融雪水量のシミュレーションを試行錯誤的に行っているところである。

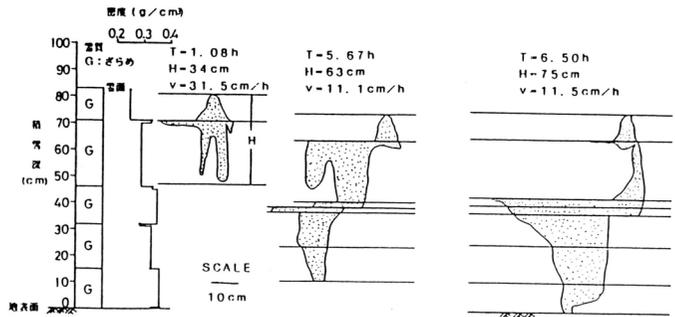


図-11 平地の融雪水の進行と広がり状況

しかしながら、実際の地すべり斜面への融雪水の供給を考えると、頭部滑落斜面か、あるいは緩斜面か、平坦な斜面であるかによって積雪層の融雪機構、つまり、積雪層内における融雪水の流下、浸透および分布状況が異なるものと推測される。この点を検討するために、積雪層の雪質断面調査および積雪層における融雪水の浸透状況についての調査を行った。

### 3. 2. 1雪面融雪水の浸透状況調査

調査は、雪面上に粉末の試薬（クリスタルバイオレット）を直線状に散布して、試薬で着色された融雪水が流下する状況をおある時間毎に積雪断面をカットし観測した。図-11に平地の融雪水の進行と広がり状況の一例を示した。図-11によれば、融雪水の流下浸透は一樣ではなく、積雪層の層構造（特に積雪層境界で形成されている薄氷板）に著しく規制を受け、上層から下層へと水路を形成しながら、地表面に達しているのが伺える。また、観測延長方向の積雪層の層構造も一樣ではなく、微妙に変化していることがわかる。その融雪浸透速度は、上層10cmで $30\text{ cm/h}$  ( $8.3 \times 10^{-3}\text{ cm/S}$ )、それより下層では $5\sim 20\text{ cm/h}$  ( $1.4\sim 5.5 \times 10^{-3}\text{ cm/S}$ )の融雪浸透速度で、広がり最大で160cmであった。

これに対して、図-12に示す斜面の融雪水の流下浸透状

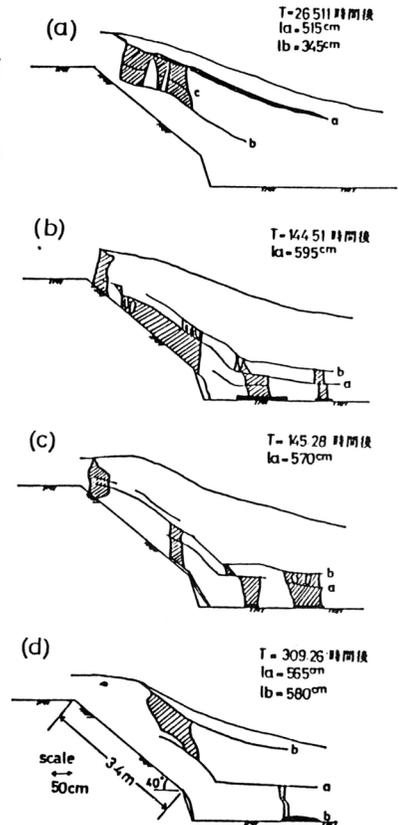


図-12 斜面(40°)の融雪水の進行と広がり状況

況をみると、単純に鉛直方向に流下浸透するのではなく、積雪の境界面（氷板等）に規制されながら境界面上を傾斜方向に流下しており、流下範囲は斜面から4～5m離れた地点まで及んでいる。また、融雪水が地表面に達したところは、部分的に集中している。このような積雪層内の融雪水の流下状況から推測すると、地すべり斜面においては、斜面勾配の変換点付近で勾配の急な部分での融雪水は勾配の緩い部分に集まり易いと考えられる。また、このような部分が水の浸透しやすいテンションゾーン等と一致した場合は、地すべりの発生が一層促進させられるものと考えられる。なお、この時の積雪層の断面は、図-13に示すような状況であった。雪質は、積雪深70～28cmの間にしまりの層が三層みられ、他はザラメとなっている。また、積雪深49cmの積雪境界面には、氷板の層がみられた。

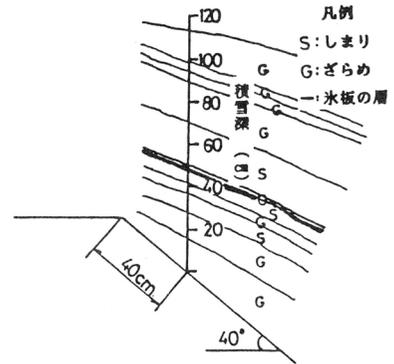


図-13 積雪断面

### 3. 2. 2 融雪水量と気象因子の観測

融雪水量等の観測結果を図-14に示した。観測は毎シーズン実施している。その一例として59年度の結果を図示した。積雪深および雪圧は午前9時の観測値を示したもので、融雪水量は0時から0時までの累積値である。また、平均気温、風速および地温は30分間隔の観測値を平均したもので、積算気温は30分間隔に観測した0℃以上の気温を、0時～0時まで積算した値である。

図-14から下記に示した傾向をみることができる。

- (1) 斜面勾配別融雪水量は勾配0° 斜面の融雪水量が最も多い傾向にある。しかし、他の10° および20° 斜面は量の違いが認められなかった。各年度の傾向でも、勾配0° 斜面（斜面勾配20° から平坦地に変わる地点での観測）の融雪水量が多く記録されているが、斜面勾配の違いと融雪水量との間には明瞭な傾向は認められない。
- (2) 融雪水量と気温との関係を見ると、両者の変化は良好な対応関係にあり、気温上昇

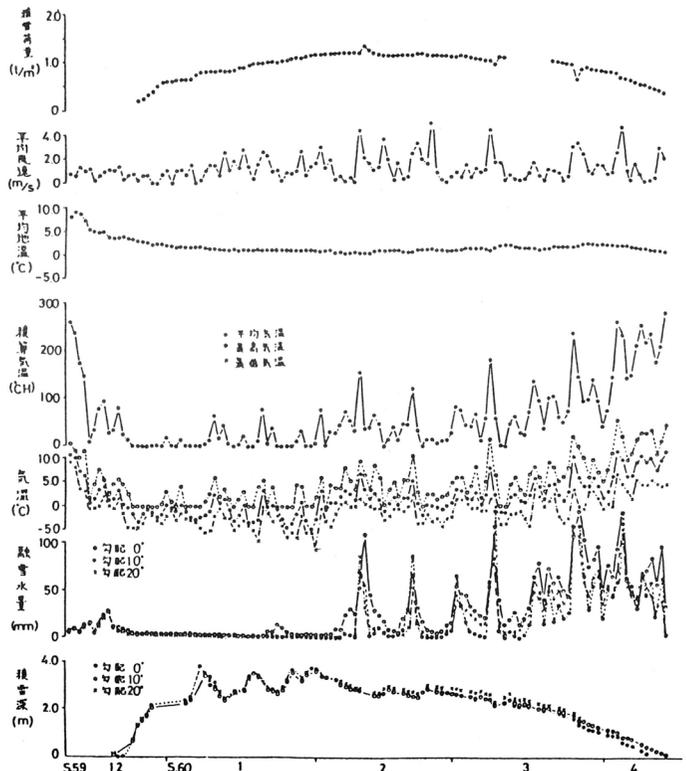


図-14 融雪水量と気象因子の観測

後の翌日に融雪水量が増す傾向にある。

(3) 平均風速についてみると、降雪終了後の2月以降4.0m/S以上の平均風速が何回か出現している。そして、その変化は気温変化と良い対応関係にあり、平均風速が大なときに融雪水量が増す傾向にある。風向の影響も大きい、風の吹く時は気温が高く、一般に言われているように風が融雪に効くということと一致している

(4) 平均地温は降雪、融雪期を通じて0℃～3℃の変化を示す程度である。58年度も同様の結果を得ている。測定深度は地表面下10cmである。

### 3. 2. 3 融雪水量に効く気象因子とシミュレーション

融雪期(2月1日～4月5日)の観測データを用いて、多変量解析を行い融雪水量に効く気象因子の選択を行った。気象因子としては積算気温と平均気温および最低気温と最高気温を、風速については平均風速、それに降雨量を取り上げた。地温については、0～3℃位の小さな変化であるため、融雪水量に与える影響が少なく、直接融雪に関係するとは考えにくいと省いた。解析の結果、融雪水量と各気象因子との相関係数あるいは融雪水量に与える影響度の大小を表す標準回帰係数によれば、積算気温が相関・影響度とも大きく、次いで平均気温、最高気温、最低気温、平均風速、降雨量の順となる。

この解析から融雪水量の説明変数として最もすぐれている気象因子は積算気温であることがわかった。ちなみに、積算気温を用いWienerの応答関数モデルにより、融雪水量の推定を試みシミュレーションした結果を図-15に示した。融雪期のピーク値における計算値と実測値の融雪水量は良く一致しているが、1月、2月の降雪期にはまだ融雪水量の不一致がみられる。

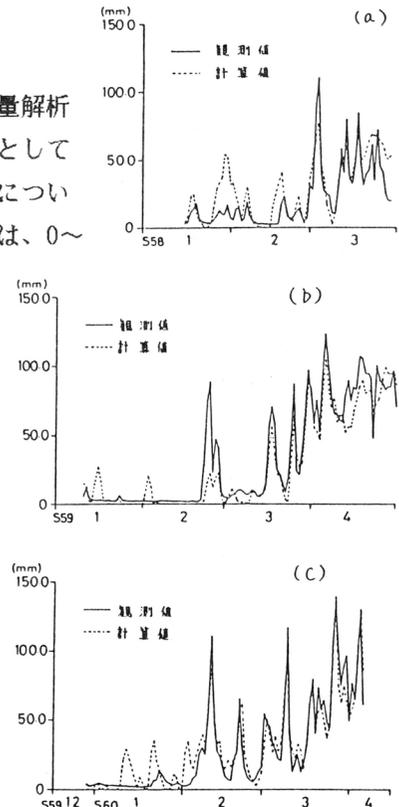


図-15 積算気温による融雪水量のシミュレーション結果

### 3. 3 積雪期の間隙水圧変化と地すべりの挙動

#### 3. 3. 1 猿供養寺地すべりの観測事例

猿供養寺地すべりは、新潟県中頸城郡板倉町にある新第

三紀中新世の寺泊層

にあたる黑色泥岩地

帯の地すべりである。

図-16には、猿供

養寺地すべりの観測

斜面縦断面図を示し

た。間隙水圧計は、

地すべりブロック頭部テンションゾーン (P-13) と中腹部コンプレッションゾーン (P-2) の2

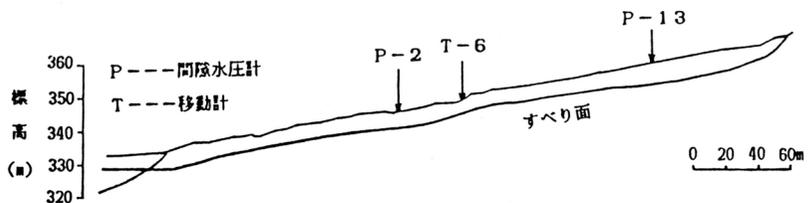


図-16 猿供養地地すべり観測斜面縦断面図

ヶ所のすべり面付近に埋設している。また、移動計 (T-6) は中腹部コンプレッションゾーンに設置している。図-17の観測結果によると、積雪期間は、12月下旬から4月上旬である。移動は、11月から2月にかけてみられ、3月から4月にかけての融雪期にはみられない。間隙水圧の変化は、P-13では、11月から12月と2月下旬から4月にかけて高くなっている。一方、P-2で

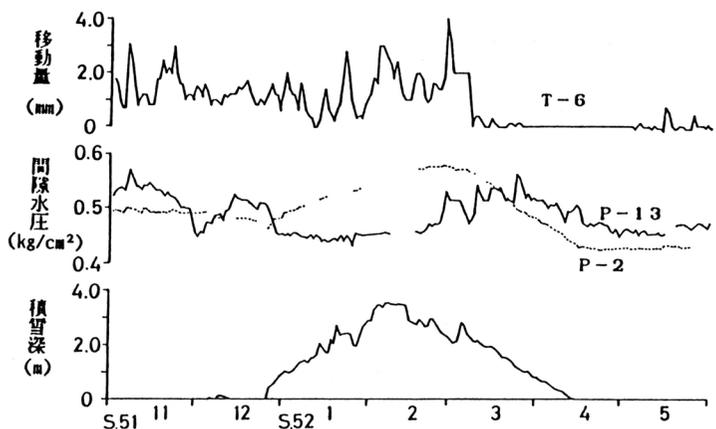


図-17 猿供養地すべり観測結果

は、積雪期間とほぼ同じ12月下旬から4月上旬まで高くなっており、その変化は、積雪深のピークより遅れるものの似た形状を示している。こ

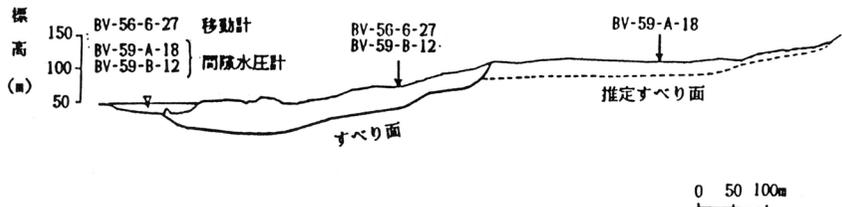


図-18 赤崎地すべり主観線縦断面図

れは、融雪観測の項で述べた積雪重量と積雪深の関係と一致し、P-2が積雪重量の変化に対応していることを示すものと思われる。融雪観測および現場観測結果から地すべりの発生機構を考察すると、以下のようにと思われる。すなわち、11月から12月の移動は、積雪前の長雨あるいは初雪等によりP-13が上昇し、すべり面のせん断強さが低下したことによると考えられる。1月から2月にかけては、P-13が積雪により

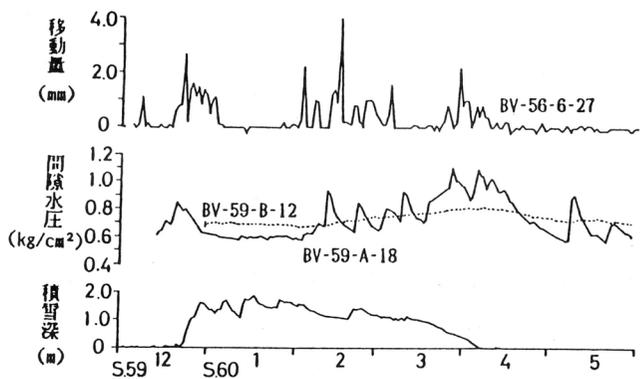


図-19 赤崎地すべり観測結果

り雨水の浸透がなくなったため下降しているが、逆にP-2が上昇している。このP-2の上昇は、地すべりブロック中・下部の移動層の透水性が悪いため、積雪荷重の増加に移動層の圧密が間に合わなくなり、過剰間隙水圧が発生したためと考えられる。このことから、移動はすべり面のせん断強さの増加よりも、積雪の上昇による地すべり推力が増加する状況となったことによると考えられる。3月から4月については、P-13が融雪により上昇しているにも関わらず、移動は減少し

ている。これは、次のように考えられる。つまり、P-2の積雪による過剰間隙水圧が、移動層の圧密が徐々に進行することと融雪による積雪の減少のため時間とともに消散するものと考え、すべり面のせん断強さは、この移動層の圧密により1月から2月の間のものより増してくるものと思われる。一方、地すべり斜面全体では、積雪が減少しているために地すべり推力も減少している。その結果、P-13は上昇しているが、地すべりブロック中・下部でのすべり面せん断強さが増しているため、全体の安全率は上昇し移動が減少したと推測される。

### 3. 3. 2 赤崎地すべりの観測事例

図-19の赤崎地すべりは、新潟県東蒲原郡鹿瀬町にある新第三紀のアルコーズ砂岩と凝灰岩が分布している地帯の地すべりである。図-18には、赤崎地すべりの主測線縦断面図を示した。間隙水圧は、地すべり斜面頭部(BV-59-A-18)と中腹部(BV-59-B-12)の2ヶ所のすべり面付近に埋設しており、移動計(BV-56-6)は中腹部に設置している。図-19の観測結果によると、積雪期間は12月下旬から4月上旬である。移動は、12月から1月上旬と2月から4月上旬にみられ、1月にはみられない。間隙水圧の変化は、地すべり斜面上部のBV-59-A-18と中腹部のBV-59-B-12では、前者の上下が激しく後者のそれは少ない。しかし、全体の変化の傾向は似たものである。間隙水圧の高い時期は、12月と2月以降であり、1月は低くなっている。この地すべりについても、観測結果から地すべり発生機構を考察すると、つぎのようになるとと思われる。すなわち、12月の移動については、積雪前の長雨あるいは初雪等により地すべり斜面全体の間隙水圧が上昇し、すべり面のせん断強さが低下したためと考えられる。また、1月の移動の減少については、積雪により雨水の浸透がなくなり地すべり斜面全体の間隙水圧が低下し、すべり面のせん断強さが増したためと考えられる。2月から4月については、融雪が始まり地すべり斜面全体の間隙水圧が上昇し、すべり面のせん断強さが低下し移動したと考えられる。なお、赤崎地すべりでは、移動層の透水性が良いためか過剰間隙水圧の発生がみられない。

以上、融雪期前に移動し、融雪期に移動を示さない地すべり(猿供養寺地すべり)と、逆に融雪期前に移動を示さず、融雪期に移動を示す地すべり(赤崎地すべり)について、観測結果をもとに地すべり発生機構を考察した。図-3に示した資料によれば、後者は前者に対して圧倒的に多く、一般的には積雪期の地すべり発生は融雪期によるものとされている。しかし、件数は少ないと思われるが、積雪により地すべりが発生する場合もあることが考えられる。

## おわりに

雪と地すべりとの関係について、概略的には積雪荷重と融雪水が、地すべりの活動に影響のあることは言われてきたことである。しかし、地すべり素因とそれらの組合せによる地すべり発生メカニズムについては未解決の点が多い。

この報告では、1, 2章で資料からみた地すべりの発生件数にふれ、3章においては積雪が地すべりに作用する要因を取り上げ、構内のモデル斜面あるいは現地斜面での諸観測結果を用い検討を行った。雪圧、積雪断面調査、雪面融雪水の流下浸透状況調査および融雪水量の測定結果において、斜面では雪圧が偏圧として集中する箇所があり、勾配変換点下部の地点で積雪層が厚く、消雪が遅い。ま

た、積雪中の融雪水は積雪境界面に規制された流下浸透をし、斜面においては勾配変換点以下に集中しやすいことがわかった。以上、主に積雪が斜面に与える影響について概説した。今後さらに、積雪が積雪下の地すべり斜面へ与える影響について、現地での観測を行う予定である。

諸賢の批判と助言をいただきたいと存じます。

## 参考文献

- ・江口ほか：砂防・地すべり・急傾斜地崩壊、技報堂、PP.242～259
- ・田口泰一：北陸の豪雪と地すべり、土と基礎、VOL.29,NO.10,PP.99～101,1981
- ・高野秀夫：新潟県下の地すべりとその特徴、新潟県立図書館、第23号
- ・吉田 保：融雪と地下水および地表変動について、第22回地すべり学会研究発表会講演集、PP.14～23,1983
- ・青山清道、中俣三郎、小川正二：新潟県における地すべりと雪との相関性に関する検討、地すべり、VOL.21,NO.3,PP.11～16,1984
- ・小川正二、亀井健史、和田正、橋本正樹：融雪期における地すべり地の間隙水圧・地下水位・地盤の変動特性、地すべり、VOL.23,NO.3,PP.21～27,1986
- ・山内 修、近藤政司、丸山清輝：新潟県上越地方の融雪地すべり特性、土木技術資料、VOL.26,NO.9,PP.29～34,1981
- ・丸山清輝：積雪期の地すべり発生機構、土木研究所資料第2521号,PP.21～24,1987
- ・江口正紀、白石一夫：積雪深と地すべり発生の関係について、第20回地すべり学会研究発表会、PP.70～71,1981
- ・江口正紀、白石一夫：積雪期の間隙水圧変化と移動時期について、第21回地すべり学会研究発表会、PP.56～57,1982
- ・山内 修、白石一夫：積雪深と雪圧分布について、第23回地すべり学会研究発表会、PP.62～63,1984
- ・是沢一樹、白石一夫：積雪期の間隙水圧変動タイプ、第26回地すべり学会研究発表会、PP.122～123,1987
- ・新潟試験所：地すべり発生に及ぼす融雪の浸透特性に関する研究、建設省土木研究所試験研究費報告、S.58,59,60,61