

## 沖見地すべり流域における地下水流出特性の解析

羅 曉林・丸井英明・佐藤 修・渡部直喜

### Analysis of Spatial Characteristics for Groundwater Flow in Okimi Landslide Area

by

Xiaolin LUO, Hideaki MARUI, Osamu SATO and Naoki WATANABE

#### (Abstract)

This paper deals with the study on hydrological origins of groundwater runoff that were measured at two small basins in Okimi landslide in Southern Niigata Prefecture, Japan. The study shows the appreciable contribution of high groundwater runoff to the landslide movement that has been depicted by the runoff observation at the two small basins A and B. The observation of groundwater runoff was carried out for over one year.

The following results were obtained from the study :

- 1) Chemical analysis on components of groundwater shows significant difference of chemical composition of groundwater between the two small basins A and B. Further, there are a wide variety of chemical compositions among waters from the drainage well, drainage bore holes and small torrents.
- 2) Origins of groundwater in Okimi landslide area were estimated by using "principal component method". Results of the analysis shows that there are two types of water from different origins. One is originated from surface water which has low ion density. And the other is originated from groundwater which has high ion density. As a result of separation of hydrograph components, in A basin 69% of the total groundwater runoff consists of groundwater and in B basin 64% of the total groundwater runoff consists of groundwater.
- 3) As a result of separation of hydrograph components by using  $\delta^{18}\text{O}$  method, it was estimated that in A basin 62% of the total runoff consists of groundwater and in B basin 54% of the total runoff consists of groundwater.
- 4) As a result of separation of hydrograph components by using electric conductivity method, it was estimated that in A basin 74% of the total runoff consists of groundwater and in B basin 64% of the total runoff consists of groundwater during snow melt season. Electric conductivity method is a simple and useful method to separate the hydrograph components of groundwater runoff.
- 5) As a result of separation of hydrograph components by using electric conductivity method, it was estimated that in both A and B basins contribution of runoff to groundwater during summer rainy season is higher than that during snow melt season. In summer rainy season

95-96% of the runoff consists of groundwater. During snow melt season almost constant amount of groundwater runoff was observed continuously. On the other hand, during summer rainy season significantly high amount of runoff was observed. The different characteristics of landslide movement between snow melt season and summer rainy season might be due to the different behaviour of deep groundwater between the two seasons.

Keywords : landslide, analysis of principal component, groundwater flow

キーワード : 地すべり, 主成分分析, 地下水流出

## I は じ め に

新潟県において1976～1997年までに地すべりが発生した件数は2,686件で、年間平均では122件発生していることになる。その内融雪期の3～5月に1,261件発生し、全体の47%を占める(新潟県, 1998)。地すべり発生の直接の誘因は、降雨、融雪および深部地下水の上昇等による多量の水の供給である。特に、地中に浸透した融雪水により地下水位あるいは間隙水圧が上昇して、土のせん断強度が低下する場合が多い。さらに、融雪期に発生する地すべりには多量の融雪水により泥流化するものも見られる。また別の要因として、積雪がすべり土塊に荷重増加を及ぼし地すべりが発生しているという報告がある(丸山ら, 1998)。また、佐藤ら(1981, 1982)は新潟県山古志村虫亀地すべり、長岡市濁沢地すべりその他で、地すべり直後の湧水やボーリング孔内水に塩化ナトリウムを含む水があり、地すべり時に化石海水が動くことを指摘した。大木ら(1994)は地すべり地に出現する塩化ナトリウム型の水がジオプレッシャー熱水であると主張した。渡部ら(1996)は松之山町周辺の地すべり地の塩化ナトリウム型の水と温泉水を比較検討して、いずれもが地下深部に由来するジオプレッシャー熱水であることを明らかにした。以上のように地すべり地内では地下水の挙動が複雑で多様である。地下水が地すべりの動きとどのように相関するかは、未解決の問題として残っている。特定の地すべりの移動機構を明らかにする上で、融雪期における地下水の挙動を把握することが不可欠である。地下水の挙動の全体を把握するためには、いままでのボーリング孔における地下水位あるいは間隙水圧の点的観測だけでは充分とはいえない。地下水の流れの三次元的な動き並びに流出量を把握し、地すべり移動に大きく作用する地下水の動きを水文学的方法で解明する必要がある。

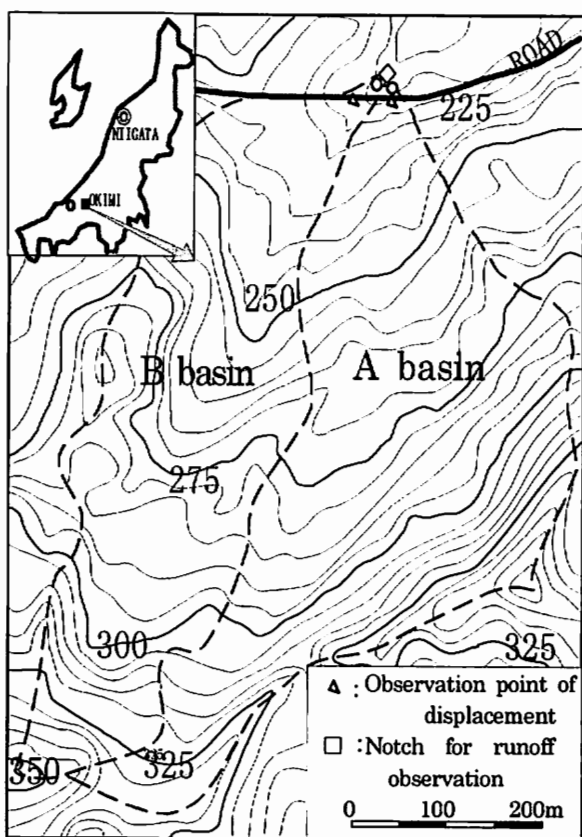
本研究は、現在活動している新潟県東頸城郡牧村の沖見地すべり地を対象にして、水文観測と水質分析を行い、地すべり地の地下水流出の割合を解明することを目的としている。本報告は、沖見地すべり地において年間を通じ測定した流量、電気伝導度(EC)および水温、水質等の測定結果を検討し、さらに融雪期流出水の化学分析結果に対し、主成分分析や電気伝導度等の方法も適用して検討を加え、地すべり流域の地下水流出特性をまとめたものである。なお沖見地すべり流域の水収支など水文現象に関する調査結果は、別に報告を予定している。

## II 沖見地すべり流域の概況と調査方法

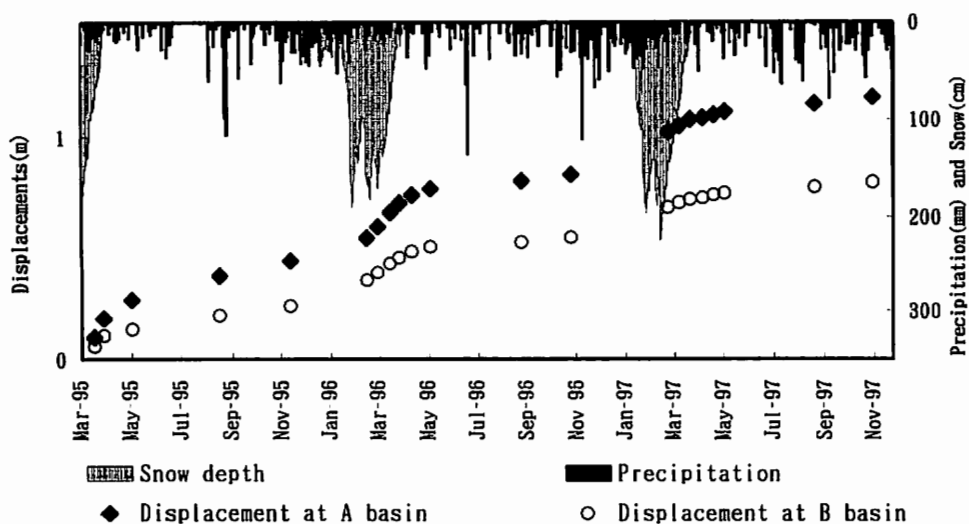
### 1 流域の概況

沖見地すべりは新潟県上越市の東14km、東頸城郡牧村保倉川水系高谷川の一つの支流である平方川の右岸斜面の神谷地区に位置する。本研究では、地すべり流域の地形が複雑であることおよび漏水な

どを考慮して、流域源流部の約24haを調査対象とした（図－1）。また活動的なA流域（12.52ha）と比較的安定したB流域（約11.35ha）に分けて調査している。対象地域は平均18°の傾斜した山地であり、海拔は約200～350mである。量水堰はA、B流域の合流する海拔200mの最低点で設置した。



図－1 沖見地すべり調査流域の位置と地形図



図－2 沖見地すべり地の移動量，降水量および積雪深

沖見地すべり地周辺では、A、B流域の源頭部が最高標高点にあるので、周辺の他の流域から地表水は観測流域に流入していない。流域の地質はA、B流域ともに新第三紀中新世の椎谷層相当層である。

沖見地すべりは約200年前の1719年以前に発生した古い地すべりであり、1932年代から地すべりを止めるべく調査や対策工が実施されてきた。その結果、すべり移動の速度が緩慢になったが、いまだに完全に止まるには至っていない（高野，1987）。現在なお滑動中のため、地下水の調査に役立つ調査用のボーリング孔・集水井・排水横孔ボーリングなどが壊れやすく、地下水の観測には不便な点もある。

## 2 沖見地すべりの移動

新潟県下の地すべりは融雪期に多く発生する。沖見地すべりにおける地表移動の観測結果は、例外なく融雪期において地表移動量が最も多いという結果を示している。図-2には、1995年3月～1997年11月までの沖見地すべり流域の積雪深、降水とA、B流域下流の村道上に設置した移動杭観測点での地表変位観測結果を示した。約3年間の累積移動量はA、B流域でそれぞれ1,174mm、797mmであった。そのうち、融雪期の3～5月の累積移動量は約3年間で累積移動量の五割で、それぞれ564mm、351mmを示した。

## 3 調査方法

流量・電気伝導度・水温の調査は、自動観測と現地調査とを合わせて行った。2流域の出口に設置された量水堰によって流量を測定し、電気伝導度と水温も測定している。また自動観測を補正するため、現地調査による流量・電気伝導度・水温の測定を実施した。

現地調査で採水した水試料は、新潟大学積雪地域災害研究センターで水の化学分析を行った。

なお、図-3に示した電気伝導度については、温度センサーが不安定のため、温度による電気伝導度を補正していない。

## Ⅲ 流量と電気伝導度の関係

### 1 観測結果

対象流域における降水に対する流出量の関係については別の機会に発表することとして、流量と電気伝導度の関係のみに注目する。流量・電気伝導度・水温の観測は1996年3月7日に始めた。1996年6月末～9月初の間では工事のため観測は中断された。調査観測の結果は図-3のようになっている。

#### A流域について

1996年3月～1996年6月の観測結果では、3月の中旬から5月の初旬まで50日ほどの間に流量が多い時期があり、流量の変動は融雪量を反映している。この期間水温は6～7℃で推移し、融雪末期から上昇する。

1996年9月から1997年11月までの観測結果では、1996年の融雪期と違って、電気伝導度は流量の増加時に顕著に増加する。電気伝導度の変化は流量と関係がある。

1997年1月～3月初までの期間では、流域内には積雪が存在し、流量の大きな変化は認められない。水温は低い。電気伝導度もほぼ一定である。

1997年3月中旬から4月中旬までの融雪期間では、流量は年間における高水流量を示す。水温と電

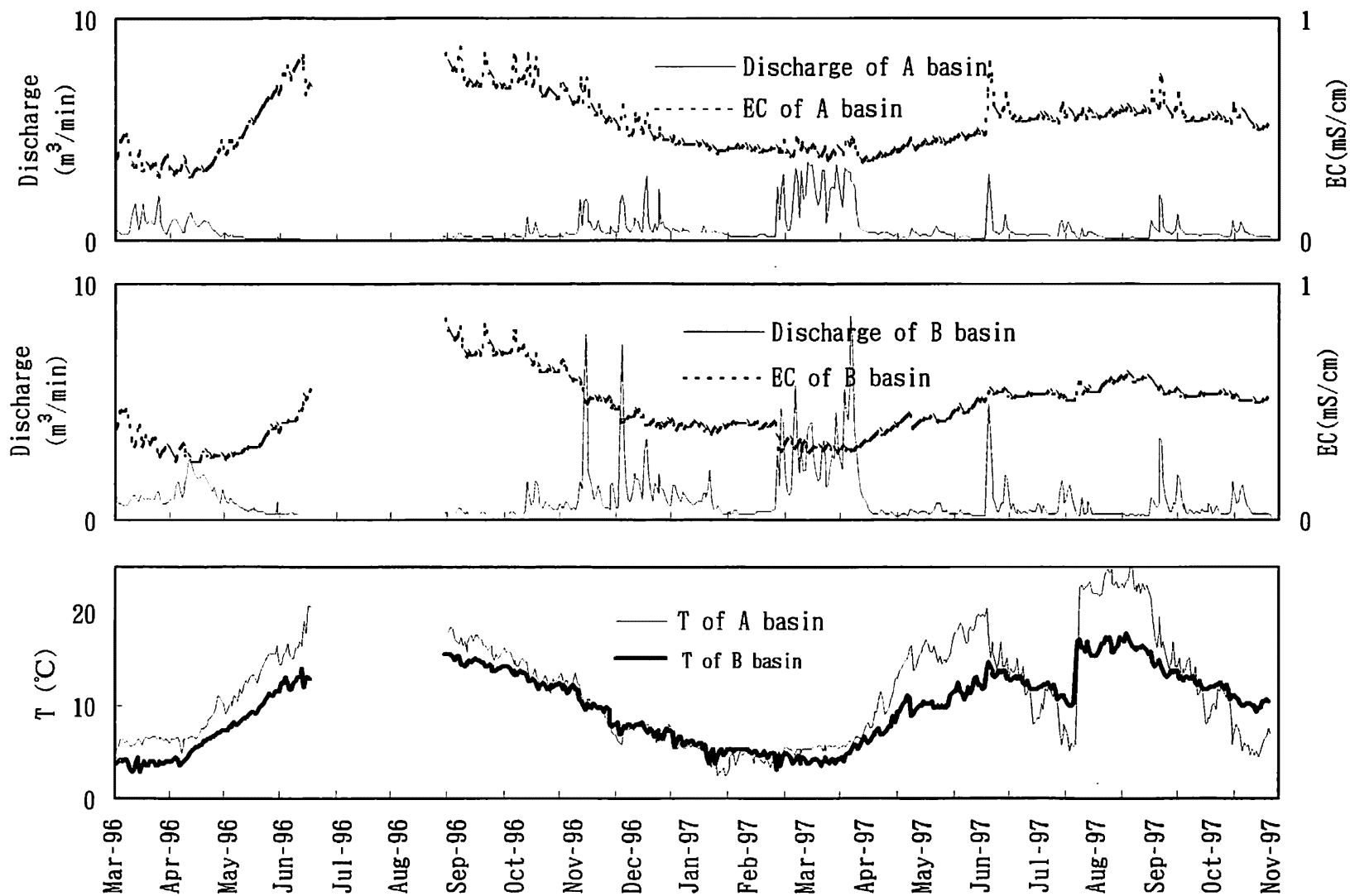


図-3 流量、電気伝導度と水温の観測結果

電気伝導度の変化は顕著ではない。流量が多いと電気伝導度が上昇傾向はあるが、1996年の秋期および1997年6月中における流量の増加に伴う電気伝導度の顕著な増加に比べれば、変化は小さい。

1997年4月中旬から11月中旬までの間において、流量と電気伝導度の関係は図-3に見るように非常に強い相関関係がある。流量が急に上昇すると、電気伝導度も同じように急に上昇し、流量が低下すると電気伝導度も急に低下する。融雪期の反応とは全く違っている。水温は融雪後上昇したが、6月中旬からセンサーが不安定になり水温データの信頼性が低くなった。

#### B流域について

1996年の3～6月の融雪期流量は融雪水に支配されていることが考えられる。電気伝導度は融雪が進むに従い低下し、水温の上昇とともに上昇している。融雪期間の流量のピークに対応して、電気伝導度は負のピークを示している。

1996年9月から12月まで降雨に対応する流量の増加が見られる。この間水温は夏期の最高値から次第に低下している。電気伝導度はA流域とは違って、流量が増加すると低下する負のピークを示す。

1997年3～4月中旬の融雪期には、流量がきわめて高い値を観測され、最高流量は毎分8立方メートルにも達する。A流域より流量の変化は激しい。水温は低く、大きな変動はない。電気伝導度もやはり大きな変動はない。流量と電気伝導度の関係も明瞭ではない。

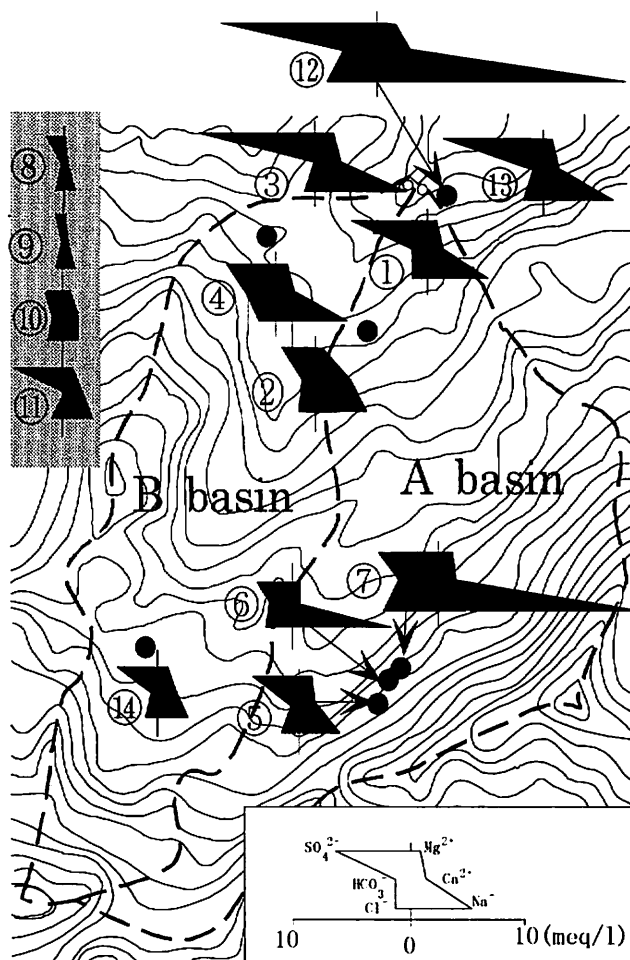
1997年4月中旬から11月中旬までの期間において、B流域の流量変化はA流域より激しい。水温は夏に向かって上昇するが、7月の梅雨期にやや低下する。8月になると再び高くなり、冬に向けて低下した。流量が多いときに電気伝導度が高くなる傾向があるようであるが、変化は小さいので、年度間で変化があるように見える点などは今後さらに調査を続ける必要がある。以上の結果でもっとも注目すべき点は、地すべり活動が活発なA流域において、融雪期には流量が増加しても電気伝導度があまり変化しないことと、夏期から秋期にかけて流量が増加すると、電気伝導度が流量に比例するように顕著に増加する点である。

近年、山地流域における水文研究において降雨・融雪出水による全流出の6～9割が古い水（地下水）であることが、田中（1982）、Sklash and Farvolden（1979）などの研究によって明らかにされている。従って、流量が増えたときに電気伝導度が高い水が出るのは、あり得ることである。しかし、これまで地すべり地で洪水時に、化学分析を行うための水を採取することに成功していない。大雨による洪水の代わりに、融雪期の高水流出を対象としてこの変化をとらえることを試みてきたが、すでに述べたように、融雪期の流量増大に伴って顕著な電気伝導度の増大は見られなかった。

流量の増大にも関わらず、電気伝導度がほぼ一定であるのは、流量に関わらず、電気伝導度が高い地下水の流出に対応する水（古い水）と電気伝導度の低い融雪に由来する水の割合がほぼ一定であることを示唆している。

## 2 水の化学分析の結果

2つ流域において、流域内部の集水井、ボーリング孔水、流域の表流水など12個所で採水したサンプルの分析結果は図-4のようである。流域で流出する沢水①③である。融雪水⑧や雨水⑨の電気伝導度はきわめて低い。地下水である集水井とボーリング孔水②、④、⑤、⑥、⑦、⑫はいずれも雨水や融雪水より電解質濃度が高く、流域周辺の河川水⑩⑪よりも高い。いずれも、きわめて深い化石海水に由来する塩化ナトリウム型、炭酸水素型の水と比較的浅い硫酸ナトリウム型の水が混ったもので



図－４ 調査地域の河川水、湧水、沢水、雨水などの水質パターン

ある。流域で流出する沢水①③はこれらの混合によるものと考えられる。

また融雪期においては、２流域の一日24時間の流出水の分析結果では、流量の変化に対応した水の化学成分変動を示している（図－５）。本報告では、この時間変動に基づいて、主成分分析法による地下水流出の検討を行った。

なお、分析結果を比較するために、酸素同位体比（ $\delta^{18}\text{O}$ ）による方法と電気伝導度（EC）による方法で同じ時期の流出ハイドログラフの分離を行った。

#### Ⅳ 主成分分析による融雪期の地下水成分の分離

流域から流出する水は地表流水と地下水を混合したものと考えられる。新潟県第三紀地層の場合には、塩化物イオンの濃度が高いジオプレッシャー型の深層地下水が、地すべり地域によく現れていた（大木ら，1992）（渡部ら，1997）。したがって、地すべり地の地下水は浅い地下水と深い地下水に区別される。地すべり地域から流出する水の中の地下水成分を分離し、その地下水成分の特徴を解析・分析することは地すべりのメカニズムを解明することに役立つ。しかしながら、これまでの多くの地

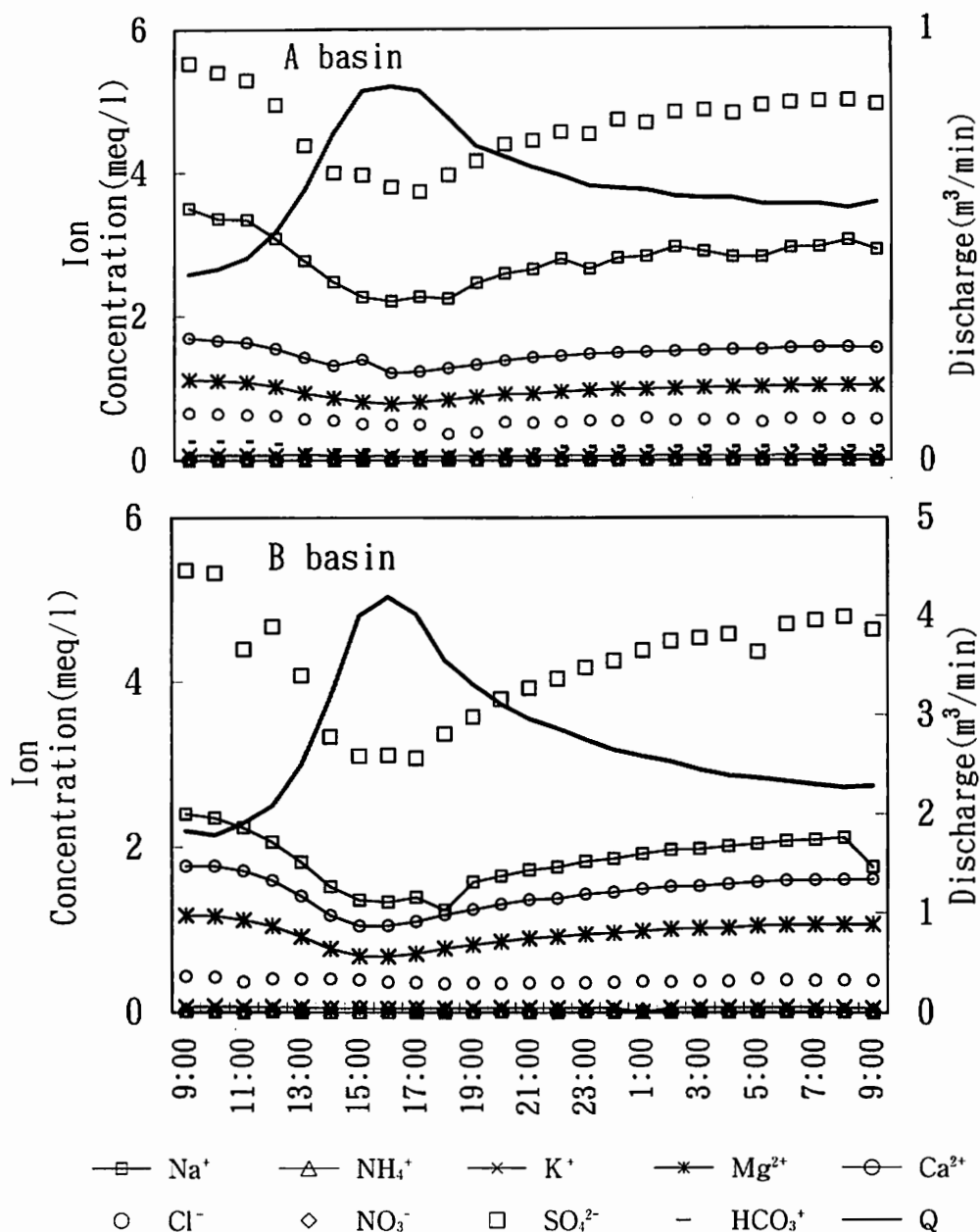


図-5 融雪期の流量，イオンの時間ごとの変化（Q：流量）

下水の解析方法では，流域中の井戸水やボーリング孔内水を流域の地下水とみなすことが多かった。しかし，地すべり地の地下水は複雑で，流域中で場所によって水質が異なるという事例も多く，流域中の一つの井戸あるいは一つのボーリング孔の地下水を流域の地下水の代表とすることには問題があると考えられる。

近年，化学分析技術が向上することによる酸素同位体比など水質成分の分析が，流域の流出成分の分離にも応用されるようになった。また，Tsurumi (1982) と安池 (1994) は数学的方法で，多変量解析による水質情報の把握を行った。



本解析では、流域排出水の化学的情報によって、混合される地下水と表流水の混合割合を推定することを試みた。一日の融雪量は数十mmの降雨に匹敵する。混合割合の推定には、化学成分による主成分分析法、酸素同位体比による方法および電気伝導度による方法を用いて解析し、比較検討した。

なお、本論文の解析には、一日の流域流出となる表流水および地下水の水質一定と仮定している。

## 1 解析の方法

### 1. 1 主成分分析

主成分分析は、多変量解析の手法の一つである。複数の変数をもつ情報をひとまとめにして要約するということになる。主成分分析の目的は、なるべく少ない合成変数で、なるべく多くの情報を把握するという情報の縮約にある。

解析の手順は大きく分けると、水質分析結果を主成分分析し、固有ベクトル（主成分）、主成分負荷量、寄与率と累積寄与率を求める部分、混合モデルを用いた混合比を求める部分、起源水を確定する部分から構成されている。（図－6）

今回、起源水がいくつかという判断については、主成分分析の累積寄与率により以下のように場合分けされる。

- 1) 第一主成分の寄与率 $>80\%$ の場合には、起源水が二つとする。
- 2) 第一、第二主成分の累積寄与率 $\geq 80\%$ の場合には、起源水が三つとする。
- 3) 第一、第二主成分の累積寄与率 $< 80\%$ の場合には、起源水が三つ以上とする。

\*注：現地のデータを使用する場合、第二主成分までの累積寄与率がおおむね $80\%$ 以上あることをこの方法の適用基準にしている（奥野忠一ら, 1971, Christopher C. et al, 1980）。

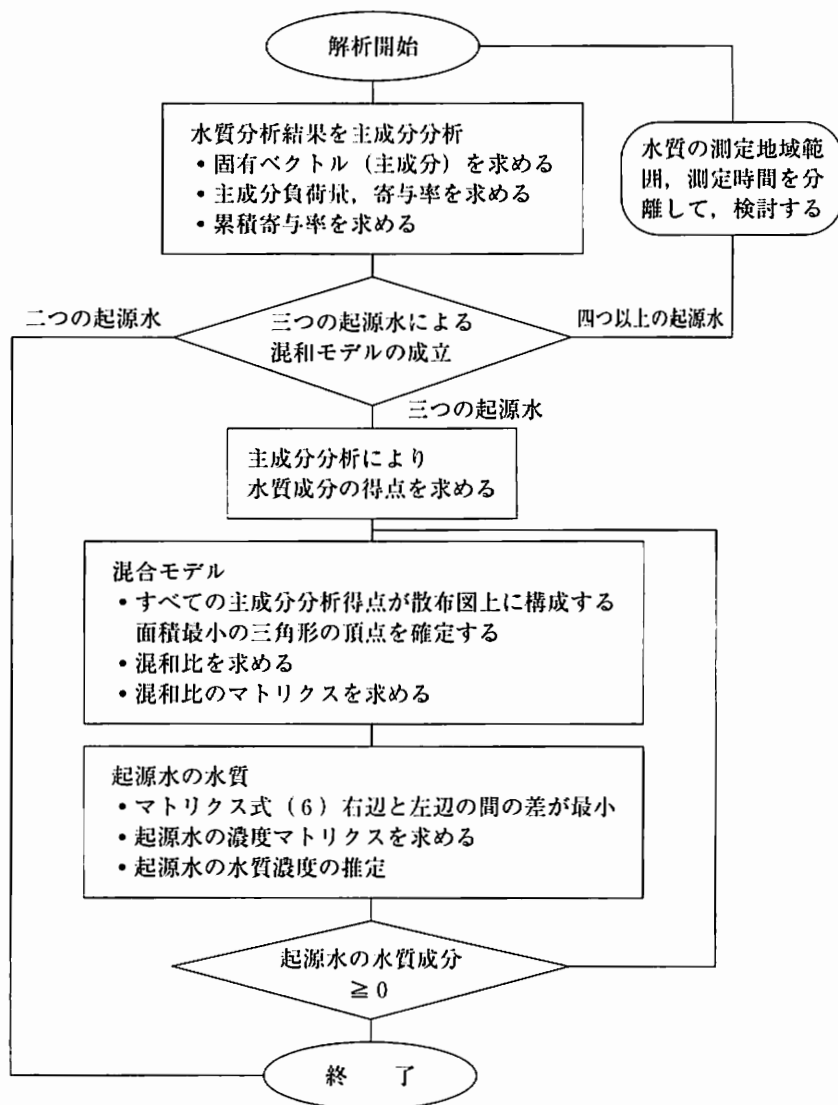
### 1. 2 混合比と化学成分を求める方法

まず、混合比を求める方法について説明する。主成分分析の第一、第二主成分の得点の散布図を作成し、図面上で三角形を描き、すべての点が三角形の内部にあり、三角形の面積が最小になるように選択する。この図－7が今回の解析の混合モデルとなる。

本方法において、起源水（本論文では、流域流出水に混合された地下水と表流水を起源水という）の位置を定める方法は以下のものである。できるだけサンプルの点分布した領域の近いところに、起源水の位置点を付けることになる（安池, 1994）。三つの起源水により水質が説明できる場合には全てのサンプル点が散布図上の三つの点を結んだ三角形内部に位置することとなる。また、三角形は面積最小となる。

なお、(1)二つの起源水と判断された場合には、解析目的によっては解析を終了し、あるいは水質を測定した領域を大きくして、再解析を実施する。(2)起源水数が3より多いと判断された場合には、水質を測定した領域をより小さな区域で再解析を実施する。同じ区域で水質を測定した時間間隔を細かく分けて分析する等の方法で、再び主成分分析を実施する等の検討を行う。

起源水が、表流水かあるいは地下水かの判断については、予備解析の結果から求められる。降雨、融雪水の化学分析データを含めて、流域の流出水の化学分析データの主成分分析を行う。降雨、あるいは、融雪水の主成分得点に近い頂点（三角形）が表流水と考えられる。表流水以外の成分が地下水となる。なお、同じ流域中に、2つ地下水が現れた場合には、大木ら（1992）が指摘したように塩素イオンの濃度で判断することから、塩素イオンの高い濃度の地下水が深い地下水となり、他の地下水



図－6 主成分分析による分析方法

が浅い地下水となる。

混合比が図－7の混合モデルから求められる。安池（1994）は重回帰分析法を利用した混合比の初期値を計算決定し，混合比と起源水質の両方の推定値について同時にくり返し修正計算を行った。しかし，重回帰分析法を利用した場合には求めた混合比の値がマイナス値にもなった。本解析では，重回帰分析でマイナス値を表すことを避けるため，安池の方法と異なる方法を使用した。この方法は，対照した各サンプルを含めて，最小面積となる三角形内の点間距離を利用している。つまり，混合モデルとなる三角形内部の任意サンプル点と三角形の各頂点との間の距離（ $LA_i$ ,  $LB_i$ ,  $LC_i$ ）の合計値（ $L$ ）を1とみなす。この三角形の各点とサンプル点間距離と合計値の割合を混合比とする。

$$L = L_{Ai} + L_{Bi} + L_{Ci} = 1 \quad (i : \text{測定サンプル}) \quad \dots\dots\dots (1)$$

である。すると、

$$L_{Ai}/L + L_{Bi}/L + L_{Ci}/L = 1 \quad \dots\dots\dots (2)$$

が成立することになり、混合比が次のように決まる。

$$\alpha_i = L_{Ai}/L \quad \dots\dots\dots (3)$$

$$\beta_i = L_{Bi}/L \quad \dots\dots\dots (4)$$

$$\gamma_i = L_{Ci}/L \quad \dots\dots\dots (5)$$

となる。式中  $\alpha_i \geq 0$ ,  $\beta_i \geq 0$ ,  $\gamma_i \geq 0$  である。

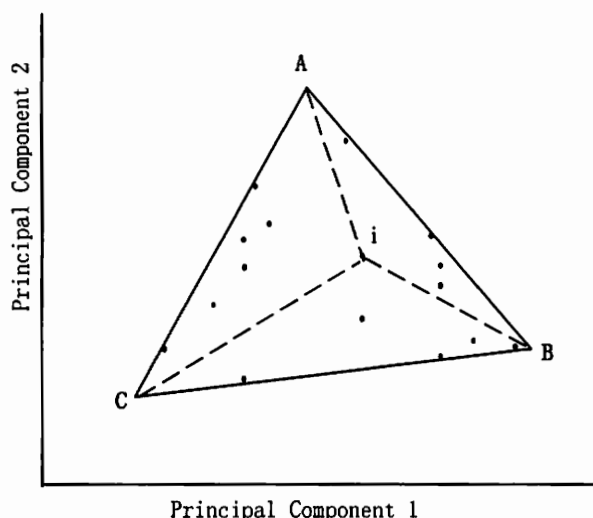


図-7 主成分分析による混和モデル  
(A, B, C 3つ起源水による混合する場合)

混合比マトリクスがこの方法で得られる。

次に、起源水の化学成分を求めることについては、今回の場合には、現地で採取された流出水のサンプルが  $n$  個存在し、以下のように仮定する。10種類の水の化学成分を測定した場合について手順を述べる。

ア. サンプルのデータから測定サンプルの化学成分マトリクスを作る。

イ. 混合モデルによる混合比の計算された測定サンプルの濃度マトリクスを混合比マトリクスとする。

ウ. ア, イの2つの成分によって、起源水の化学成分マトリクスが求められる。

エ. 起源水の化学成分マトリクスの算定は、次の(6)式の右辺と左辺の間の差が最小になるまで右辺を逐次修正していくことによって行う。なお、起源水の水質成分の値は非負値の条件が付けられる。

なお、計算プログラムについては、三角形の面積最小の判断と3つの頂点を求めるプログラムと起源水の水質成分マトリクスを求めるプログラムはFortran言語上で開発し、混合モデルの計算プログラムはVISUAL-BASIC言語上で開発した。

$$\begin{pmatrix} X_{11} & X_{12} & X_{13} & X_{14} & X_{15} & X_{16} & X_{17} & X_{18} & X_{19} & X_{110} \\ X_{21} & X_{22} & X_{23} & X_{24} & X_{25} & X_{26} & X_{27} & X_{28} & X_{29} & X_{210} \\ X_{31} & X_{32} & X_{33} & X_{34} & X_{35} & X_{36} & X_{37} & X_{38} & X_{39} & X_{310} \\ \vdots & & & & & & & & & \\ \vdots & & & & & & & & & \\ X_{N1} & X_{N2} & X_{N3} & X_{N4} & X_{N5} & X_{N6} & X_{N7} & X_{N8} & X_{N9} & X_{N10} \end{pmatrix} = \begin{pmatrix} \alpha_1 & \beta_1 & \gamma_1 \\ \alpha_2 & \beta_2 & \gamma_2 \\ \alpha_3 & \beta_3 & \gamma_3 \\ \vdots & & \\ \vdots & & \\ \alpha_n & \beta_n & \gamma_n \end{pmatrix} \begin{pmatrix} X_{11} & X_{12} & X_{13} & X_{14} & X_{15} & X_{16} & X_{17} & X_{18} & X_{19} & X_{110} \\ X_{21} & X_{22} & X_{23} & X_{24} & X_{25} & X_{26} & X_{27} & X_{28} & X_{29} & X_{210} \\ X_{31} & X_{32} & X_{33} & X_{34} & X_{35} & X_{36} & X_{37} & X_{38} & X_{39} & X_{310} \\ \vdots & & & & & & & & & \\ \vdots & & & & & & & & & \\ X_{N1} & X_{N2} & X_{N3} & X_{N4} & X_{N5} & X_{N6} & X_{N7} & X_{N8} & X_{N9} & X_{N10} \end{pmatrix} \quad \dots\dots\dots (6)$$

測定サンプルの化学成分マトリクス                  混合比マトリクス                  起源水の化学成分マトリクス

ここで

注： n ：サンプルの番号（i= 1， 2， 3， ………n:）

$X_{ij}$ ：サンプルj種類の化学成分の値

$X_{Mj}$ ：起源地Mのj種類の化学成分の値（M= I， II， III）

I， II， III：起源地の種類

$\alpha_i \beta_i \gamma_i$ ：サンプル内の起源地の混合比

ただし，計算には以下の条件が満足する必要がある。

$1 \geq \alpha_i \geq 0, \quad 1 \geq \beta_i \geq 0, \quad 1 \geq \gamma_i \geq 0, \quad \alpha_i + \beta_i + \gamma_i = 1, \quad X_{ij} \geq 0, \quad X_{mj} \geq 0$

2 解析手法の検証について

Tsurumi（1982）は人為的に既知濃度の3種類の水を混合して水質サンプルデータを作成した。今回の解析方法の正確性を検証するために，このデータを用いて，混合比および起源地の水質を解析した。検討の結果は良好である。すなわち，既知の混合比とこの解析方法から得られた混合比との差が±0.01であった。また既知起源地の濃度とこの解析方法計算した起源地の濃度との誤差は±0.02meq/lであった。この結果から，本方法の有効性が検証された。

3 沖見地すべり流域における解析方法の適用

1996年4月14日～15日に時間単位での連続観測を行ない採水したサンプルを分析した，水の化学分析結果を図－5に示す。図に示すように溶存イオンは硫酸イオンが一番多い。ついでナトリウムイオン，カルシウムイオン，マグネシウムイオン，塩化物イオン，炭酸水素イオンの順である。また，B流域では，A流域と異なり，炭酸イオンが存在しない。なお，A流域のpH値が6.3～7.1の間の変動に対して，B流域はpH値が4.3程度である。日中は気温の増加によって融雪が生じ，流域の流量が増加し，イオンの成分が減少している。この時期は融雪期であり，降雨はなかった。流域から流出する水が，地表流出成分と地下水成分を混合したものと考えられる。

この流域流出水の化学成分データを対象として，主成分分析を行った結果を表－1に示す。表－1では，A，B流域を合わせて一つの流域とみなした場合と，それぞれ別の流域とみなした場合の分析結果を示している。

1）A，B流域をそれぞれ別の流域とした場合には，主成分分析結果では，A流域の第一主成分の寄与率は97.79%であった。B流域の第一主成分の寄与率は80.94%であった。第一主成分が高すぎて，第二主成分の累積寄与率が集約されなかった。したがって，二流域共に二つの起源地による混合で，二

因子	A,B流域同一モデル		A,B流域異なるモデル	
	主成分1	主成分2	A流域 主成分1	B流域 主成分1
EC	-0.96	0.208	-0.984	-0.991
T	-0.806	0.948	-0.736	-0.733
pH	-0.661	-0.726	-0.975	-0.945
Na <sup>+</sup>	-0.974	-0.191	-0.997	-0.988
K <sup>+</sup>	-0.864	0.179	-0.966	-0.847
Mg <sup>2+</sup>	-0.891	0.432	-0.995	-0.941
Ca <sup>2+</sup>	-0.892	0.432	-0.993	-0.913
Cl <sup>-</sup>	-0.896	-0.354	-0.992	-0.941
SO <sub>4</sub> <sup>2-</sup>	-0.943	0.293	-0.991	-0.973
HCO <sub>3</sub> <sup>-</sup>	-0.688	0.97		0.345
寄与率	74.58	17.457	97.79	80.936
累積寄与	74.58	92.037	97.79	80.936

表－1 主成分分析結果

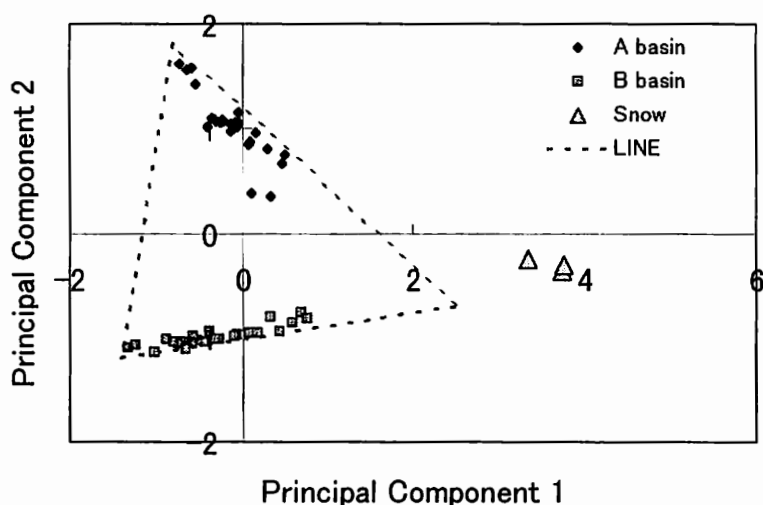


図-8 測定サンプルの主成分得点と混和モデル

つの起源水がそれぞれ地表流水と地下水と考えられた。図-6に示したように、二つの起源水の場合は混合濃度モデルを適用することができず、主成分分析が終了することになる。対象となったデータの範囲を拡大し、A、B流域のデータを合わせて解析の必要があり、この場合の主成分分析結果を次に説明する。

- 2) 分析に用いたデータの対象区域を拡大し、A、B流域を合わせて一つの流域とみなした場合には、主成分分析結果では、第一主成分の寄与率74.58%、第二主成分の寄与率17.46%で、第二主成分までの累積寄与率が92.04であった。この累積寄与率が大きければ大きいほど二次元の情報の損失が小さいということになる。図-7にしたがって、A、B二流域に三つの起源水が混合すると仮定した場合には、混合濃度モデルを適用し、主成分分析の第一、第二主成分の得点を図-8のようにプロットした。図-8の中に点線LINEは主成分分析のA、B流域の第一主成分と第二主成分を二次元の散布図上で全ての点がこの三角形内にある。三角形の面積が一番小さい時のサンプル各点の混合比寄与値  $\alpha$ 、 $\beta$ 、 $\gamma$  が混合モデルにより計算される(表-2)。なお、式(6)を利用して、起源水の水質成分表-3が得られた。

参考のため、融雪水の水質データも図-8に位置を示した。実際に、今回の解析は、融雪水のデータが含まれた場合も解析したが、結果では、起源水とする水のデータ中にマイナス値があったため、融雪水は表流水と一致していないものと考えられる。

解析の結果得られた起源水Ⅰ、Ⅱ、Ⅲの水質成分については、まず、表-3の起源水の化学成分を見ると起源水Ⅰ、Ⅱが溶存イオンの濃度高く、岩石鉱物などを(風化作用)溶解した地下水水質と考えられる。

表-3のⅠがⅡに比べて、硫酸イオンが多く、また塩素イオンも多く、pH値が7.3で、炭酸イオンが存在した。これに対して、Ⅱの場合には、pH値が4.4で、炭酸イオンが存在していなかった。したがってⅠとⅡとは異なる地下水と言える。つまり、沖見地すべり地のA、B流域の地下水は異なる地下水成分で構成されている。

次に、Ⅲの水質は溶存イオンの濃度が低く、地表流出水の成分と考えられる。これは、融雪水が地

表を通して流出，あるいは地表に一時貯留し，地表のイオンの成分によって電気伝導度が高くなり，その後で流出する地表水と考えられる。この地表流出成分は，融雪水が解けた後に一旦流域地表に接触して流出したものであり，融雪水が流域表土，貯留水などによって，電気伝導度が増加することになった。沖見地すべり流域の融雪時における現地観測調査では，現地で積雪が融けた水を測定したところ電気伝導度が0.021～0.082mS/cmで，流域の地表を流れた水の電気伝導度を測定したところ0.17～0.28mS/cmの結果であり，解析結果Ⅲの電気伝導度が0.21mS/cmで，現地測定した地表流出水の電気伝導度の範囲以内になる。つまり，流域からの地表流出水の水質は融雪水と水質成分と等しいものではないと考えられる。なお，図－1に示したように二つの流域は相隣していることから，表面土壌，地被などがほぼ近いし，融雪期において融雪水からなる表流水が同一になるのは考えられる。

Time	A Basin			B Basin		
	$\alpha$	$\beta$	$\gamma$	$\alpha$	$\beta$	$\gamma$
8:00:00	0.94	0.04	0.03	0.04	0.93	0.03
9:00:00	0.92	0.02	0.06	0.03	0.96	0.01
10:00:00	0.91	0.03	0.05	0.01	0.90	0.10
11:00:00	0.86	0.06	0.09	0.04	0.84	0.12
12:00:00	0.71	0.15	0.14	0.04	0.71	0.25
13:00:00	0.67	0.04	0.29	0.06	0.51	0.43
14:00:00	0.61	0.05	0.34	0.06	0.42	0.52
15:00:00	0.55	0.05	0.39	0.04	0.42	0.54
16:00:00	0.58	0.02	0.40	0.03	0.46	0.50
17:00:00	0.46	0.17	0.37	0.01	0.52	0.47
18:00:00	0.47	0.22	0.31	0.02	0.58	0.40
19:00:00	0.64	0.08	0.28	0.02	0.60	0.37
20:00:00	0.63	0.09	0.28	0.02	0.64	0.34
21:00:00	0.70	0.07	0.23	0.02	0.65	0.33
22:00:00	0.71	0.06	0.24	0.02	0.70	0.29
23:00:00	0.71	0.06	0.23	0.02	0.71	0.27
0:00:00	0.75	0.02	0.23	0.02	0.61	0.37
1:00:00	0.73	0.08	0.19	0.01	0.74	0.24
2:00:00	0.72	0.09	0.19	0.02	0.76	0.22
3:00:00	0.71	0.08	0.21	0.02	0.78	0.20
4:00:00	0.69	0.09	0.22	0.04	0.76	0.20
5:00:00	0.73	0.10	0.17	0.02	0.81	0.17
6:00:00	0.72	0.09	0.18	0.02	0.81	0.16
7:00:00	0.74	0.11	0.15	0.03	0.82	0.15
8:00:00	0.73	0.10	0.16	0.00	0.81	0.19

表－2 混和モデルから推定した混和比

	EC(ms/cm)	T(°C)	pH	Na <sup>+</sup>	K <sup>+</sup>	Mg <sup>2+</sup>	Ca <sup>2+</sup>	Cl <sup>-</sup>	SO <sub>4</sub> <sup>2-</sup>	HCO <sub>3</sub> <sup>-</sup>
I	0.72	7.17	7.27	3.59	0.07	1.16	1.75	0.66	5.63	0.26
II	0.65	5.99	4.44	2.37	0.07	1.20	1.81	0.41	5.33	0.00
III	0.21	0.91	4.37	0.34	0.02	0.28	0.47	0.26	1.18	0.00

表－3 推定した起源水の化学成分

#### 4 地下水流出成分について

融雪期の地すべり流域の流出水が，A，B流域の流出過程でどのように変化することを比べるために，沖見地すべり流域A，B2流域の流出成分の地表流出と地下水流出を分離した。表－2の混合比を対応した流量にかけて，地流出（Ⅲ）と地下水流出（Ⅰ＋Ⅱ）分離した結果を図－9に示した。沖見地すべりA，B流域において，融雪流出ピーク時期一日の流量中，地下水の流量がA流域では約69％，B流域では約64％であった。地下水が流域排水の六割以上であることを示した。

なお，地下水の動きについては，図－9に示すよると，A流域の地下水の変化が見られ，地表流出のピーク値が出る前に明瞭ではないが，地下水のピーク値が現われている。これに対して，B流域の地下水流量はほぼ一定で変動しなかった。沖見地すべり地の移動量を検討した際に，地すべりの移動が活発なA流域では，融雪期の地すべり移動量がB流域の地すべり移動量より多かった（図－2）。A流域では融雪ピークの前で地下水の増加が見られることとが地すべり移動との関係があると考えられる。今後，更に地すべり移動量との対応関係を検討したい。

## V 主成分分析法とほかの方法との比較

前章では、主成分分析法による地すべり流域の流出成分の分離をおこなった。分析結果を比較するために、酸素同位体比を用いた方法と電気伝導度を用いた方法での同じ時期の流出の分離を行った。

### 1 $\delta^{18}\text{O}$ によるハイドログラフの分離

酸素同位体比 ( $\delta^{18}\text{O}$ ) 法では、Sklashら (1979) と田中 (1982) は次のように新しい水と古い水に分けられることを示している。

$$Q = Q_1 + Q_2 \dots\dots\dots (1)$$

$$QC = Q_1C_1 + Q_2C_2 \dots\dots\dots (2)$$

$$Q_2/Q = (C - C_2) / (C_1 - C_2) \dots\dots\dots (3)$$

式の中  $Q$  : 流域流量,  $Q_1$  : 新しい水流量,  $Q_2$  : 古い水 (地下水) 流量,  $C$  : 流域流出水の  $\delta^{18}\text{O}$  の値,  $C_1$  : 新しい水の  $\delta^{18}\text{O}$  の値,  $C_2$  : 古い水の  $\delta^{18}\text{O}$  の値。

今回沖見地すべり流域融雪調査期間において、融雪水の  $\delta^{18}\text{O}$  の値は、 $-8.34\text{‰}$ 、流域内にあるボーリング孔内地下水の  $\delta^{18}\text{O}$  値は、 $-11.56\text{‰}$ 、 $-11.49\text{‰}$ であった。流出水の  $\delta^{18}\text{O}$  の値は A 流域では  $-9.61 \sim -9.54\text{‰}$ 、B 流域では、 $-10.01 \sim -9.70\text{‰}$ であった。これらの値を利用して、融雪水を新しい水とみなして、ボーリング孔内水を地下水とみなして解析した。古い水 (地下水流出成分) が、A 流域62%、B 流域54%であった (図-10)。この結果は主成分分析による方法より地下水の寄与率がやや少ない。

### 2 電気伝導度による融雪期のハイドログラフの分離

電気伝導度法では、以下の式によって、流域流出水が地下水と表流水流量を分離した。

$$Q = Q_1 + Q_2 \dots\dots\dots (1)$$

$$QEC = Q_1EC_1 + Q_2EC_2 \dots\dots\dots (2)$$

$$Q_2/Q = (EC - EC_2) / (EC_1 - EC_2) \dots\dots\dots (3)$$

式の中  $Q$  : 流域流量,  $Q_1$  : 表流水流量,  $Q_2$  : 地下水流量,  $EC$  : 流域流出水の電気伝導度の値,  $EC_1$  : 表流水の電気伝導度,  $EC_2$  : 地下水の電気伝導度

前節の主成分分析においては、A、B 2つの流域の流出水が同一の表流水とそれぞれことなる地下水とが混合した結果であると考えて解析した。その解析の結果得られた電気伝導度を用いて、流出成分から地表流流出成分と地下水流出成分に分けることを試みた。

この解析においては、流域流出水全体の電気伝導度は流量とともに連続観測された値を用いた。地下水の電気伝導度は直接測定することが望ましいが、実際には流域内にある集水井、ボーリング孔内の地下水の電気伝導度は多様であり、流域の地下水の代表値を決めることが難しい。したがって、代わりに主成分分析の結果得られた表-3の電気伝導度を利用した。また、表流水の電気伝導度も表-3のⅢの値とした。

解析を行った結果、地下水流出成分は、A 流域74%、B 流域67%であった (図-11)。

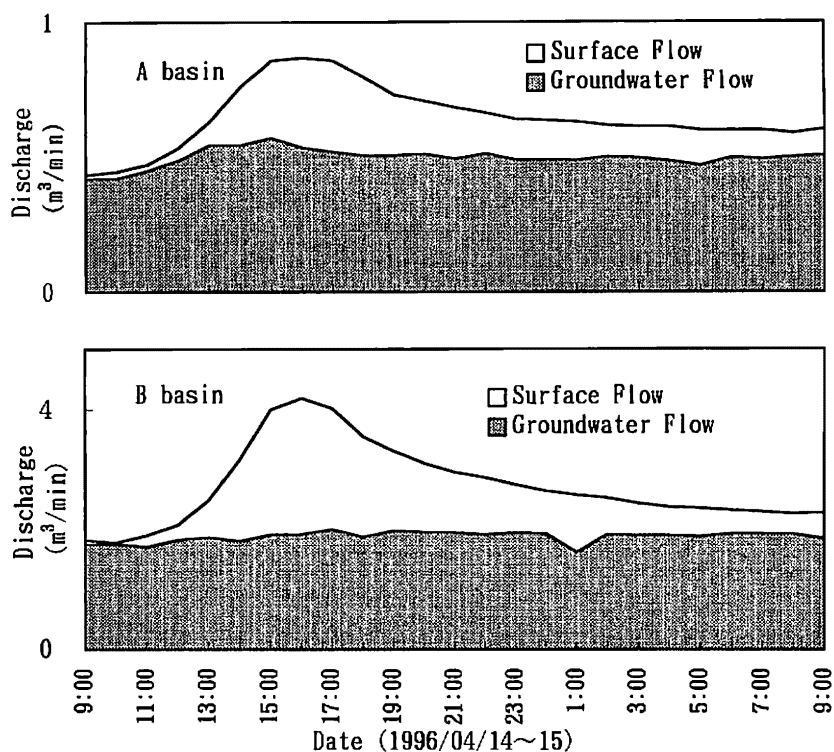


図-9 主成分分析法による流出成分の分離

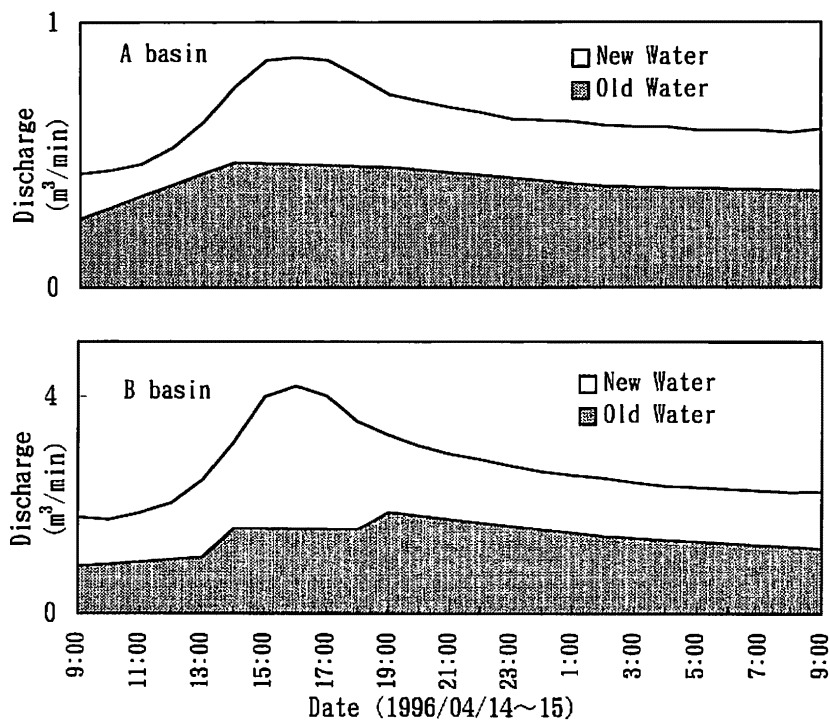


図-10  $\delta^{18}\text{O}$ 法による流出成分の分離



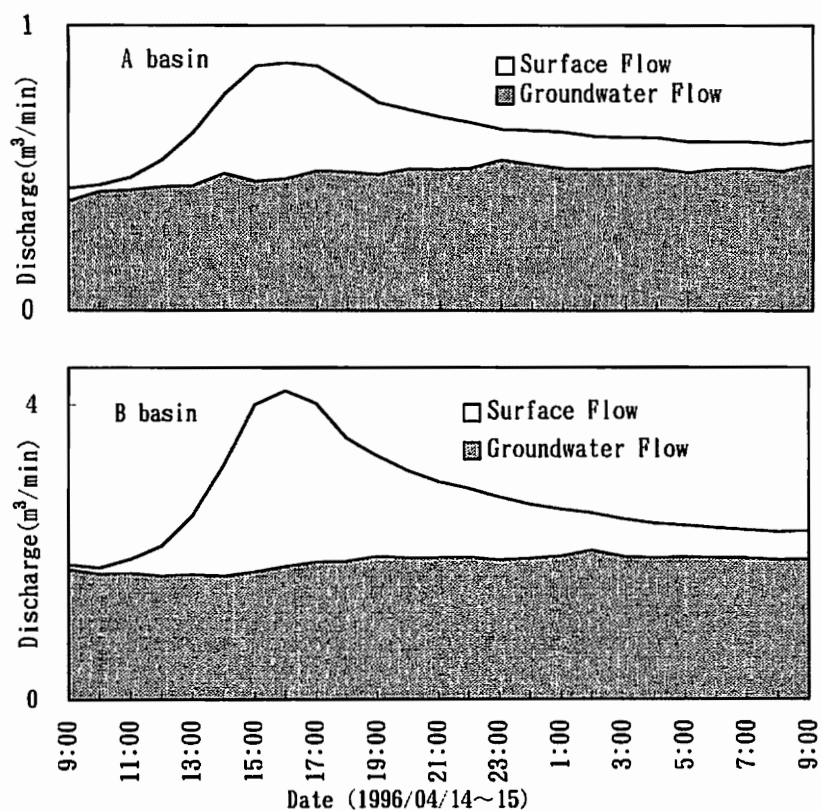


図-11 電気伝導度法による流出成分の分離 (融雪期)

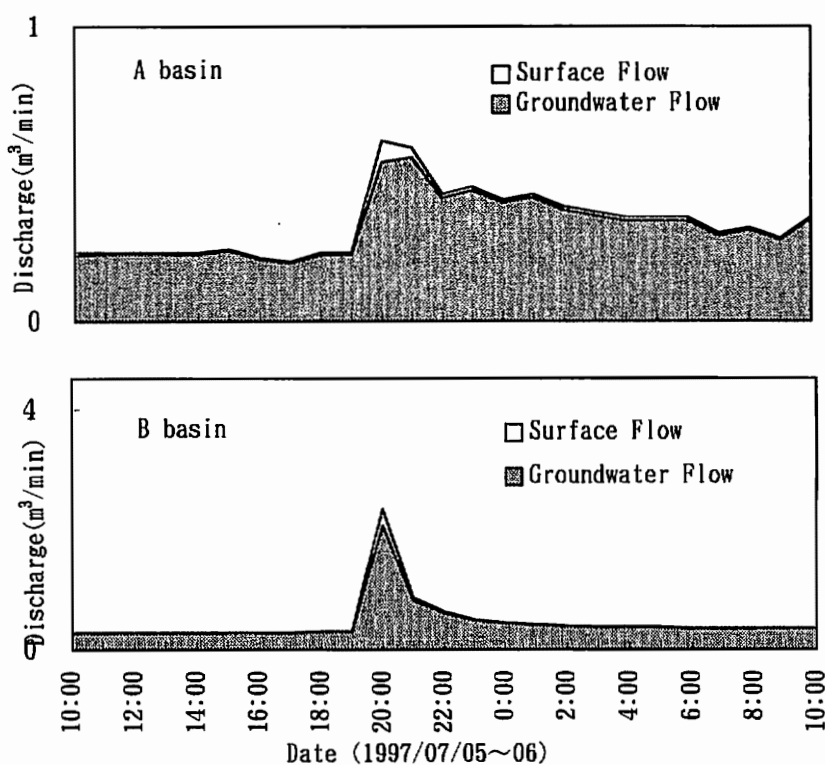


図-12 電気伝導度法による流出成分の分離 (雨期)

### 3 電気伝導度による夏期のハイドログラフ分離

夏の出水流出と融雪期の出水流出とを比較するため、電気伝導度法により1996年7月5～6日の1日のハイドログラフを分離した。

流域流出水の全体の電気伝導度は融雪期の場合と同様に流量とともに連続観測された値を用いている。表流水の電気伝導度はA、B流域で同じ値とみなして、主成分分析の結果得られた表-3のⅢの電気伝導度を用いた。夏期の地下水の電気伝導度は、融雪期と異なり、夏の低水流出時の電気伝導度を地下水の電気伝導度とみなした。図-12はこの洪水ハイドログラフの分離結果である。A、B流域それぞれ96%、95%が地下水流出成分であった。沖見地すべり地では夏の洪水時に地下水が多量に流出することがわかった。高野（1987）は季節によって地下水位と地すべり移動との関係が異なっていることを報告していた。今回のハイドログラフの分離結果では、沖見地すべり地A、B流域の地下水量は融雪期と夏降雨季節と異なっていることが分かった。地下水の流出の違いが地すべりの活動に影響を与えている可能性がある。

## Ⅵ ま と め

沖見地すべり地において、融雪期の流出水を対象として、主成分分析や、電気伝導度比較等による方法を用いて、地下水の流出成分について検討を行った。その結果、以下の諸点が明らかとなった。

- 1) 水質分析結果から、沖見地すべり地では、狭く限定された地域内であるにも関わらず、A、B二つの隣接する小流域での、流出水の成分に顕著な差異が見られた。また、それぞれの流域中の集水井、ボーリング孔あるいは沢で採取された水の水質は多様で複雑であった。
- 2) 主成分分析法を用いて、沖見地すべり地内の起源水の推定を試みた。融雪出水時のハイドログラフの分離の結果、A流域では地下水が総流量の69%を占め、B流域では地下水が総流量の64%を占めた。
- 3) 酸素同位体比法を用いると、A流域では地下水が総流量の62%を占め、B流域では地下水が総流量の54%を占めた。
- 4) 電気伝導度比較による方法では、融雪出水時のハイドログラフの分離の結果、A流域では地下水が総流量の74%を占め、B流域では地下水が総流量の67%を占めた。電気伝導度比較による方法は、流出成分を分離する簡単で有効な方法であるといえる。
- 5) 同様に、電気伝導度比較による方法で、夏期出水時のハイドログラフの分離を行った結果、A、B 2流域共に地下水の寄与が融雪期よりも高く、総流量の95～96%であった。融雪時の出水では、常にほぼ一定量の地下水が流出しているのに対し、多量の降雨による出水時には地下水の流出量が激増する。融雪期と降雨期における地すべり活動の相違を、地下水の挙動の差異により説明できる可能性がでてきた。

最後に、この研究を遂行するに当たり、多大な便宜を与えて下さいました新潟県土木部砂防課、安塚土木事務所、現地調査と観測において、ご協力いただいた株式会社興和、ジオテクサービス株式会社の方々に厚くお礼申し上げます。

## 文 献

- Christopher Chatfield, Alexander J. Collins (1980): Introduction to Multivariate Analysis, London, Chapman & Hall, .
- 早川嘉一 (1994): 積雪下面から流れ出る融雪水量の算定に関する一考察, ハイドロロジ, 24-4, 207-219
- 丸山清輝 (1997): 地すべり地における地下水の流動状況推定法に関する検討, 地すべり, 33(4), pp. 26-32
- 丸山清輝・飯田正巳・加藤正夫 (1998): 積雪期の地すべり発生に関する検討, 土木技術資料, 40(2), pp. 32-37
- 新潟県 (1998): 新潟の地すべり'98, 株式会社 文久堂, pp. 3-4
- 小川正二・亀井健史・和田正・橋本正樹 (1986): 融雪期における地すべり地の間隙水圧・地下水位・地温の変動特性, 地すべり, 23(3), 21-27
- 小川正二 (1988): 雪と地すべり, 地すべり学会新潟支部シンポジウム, 16, 1-6
- 奥野忠一・久米均・芳賀敏郎・吉沢正 (1971): 多変量解析法, 東京, 日科技連
- 大木靖衛・佐藤 修・青木 滋 (1992): 北部フォッサマグナのジオプレッシャー型熱水系に起因する地震と地すべり, 月刊地球, 号外5, pp. 121-125
- Sklash, M. G. and Farvolden, R. N. (1979): The role of groundwater in storm runoff: Journal of Hydrology, 43, 45-65
- 佐藤 修 (1981): 地すべり地の陸水の水質 1, 虫亀・高倉地すべり, 新潟大学災害研究年報 3, PP. 47-57
- 佐藤 修 (1982): 地すべり地の陸水の水質 2, 濁沢・上馬場地すべり, 新潟大学災害研究年報 4, PP. 77-85
- 佐藤 修 (1993): 北陸地方の第三紀層地すべり地帯の地下水形成と動態, 地すべり学会関西支部シンポジウム“地すべり地における地下水の形成とその動態”, pp. 53-65.
- 佐藤 修・丸井英明・渡部直喜・羅曉林 (1996): 沖見地すべり水文観測について, 新潟大学災害研究年報 18, pp. 33-42
- 高野秀夫 (1987): 神谷地すべりの観測結果, 西日本工業大学地盤工学研究所報告, 第 3 号, 沖見資料
- 田中 正・安原正也・丸井敦尚 (1984): 多摩丘陵源流域における流出機構, 地理学評論, 57, 1-19
- Tsurumi M. (1982): Self-Consistent Least-Squares Method of Estimating Chemical Composition of the Sources of Chemical Constituents in Natural Waters. Analytica Chemical Acta.
- 渡部直喜・佐藤 修・大木靖衛・目下部 実 (1996): 新潟県松之山地すべりの Na-Cl 型地下水の起源, 新潟大学災害研究センター研究年報 18, pp. 81-92
- 安池慎治 (1994): 多変量解析を用いた地下水の混合状況の推定手法の開発, 地下水学会誌, 36(4), pp. 405-422