■豪雪地帯の融雪地すべりににおける地下水排除工効果の検討

Effects of drainage works on landslides caused by snow melting in a heavy snow area

木下篤彦 Atsuhiko KINOSHITA／林野庁（現所属：国土交通省近畿地方整備局）

Forestry Agency (Now in Kinki Regional Development Bureau, MLIT)

坂井佑介 Yusuke SAKAI／林野庁 Forestry Agency

古谷治久 Haruhisa FURUYA／林野庁 Forestry Agency

滝口 潤* Jun TAKIGUCHI／明治コンサルタント(株) Meiji Consultant Co., Ltd

三浦理司 Hiroshi MIURA／明治コンサルタント(株) Meiji Consultant Co., Ltd

井上 宏 Hiroshi INOUE／明治コンサルタント(株) Meiji Consultant Co., Ltd

キーワード：融雪，流出特性，水収支，酸素・水素安定同位体，地下水排除工

Key words：snow melting, runoff function, water balance, oxygen and hydrogen stable isotope, drainage-works

1. はじめに

豪雪地域では，融雪期に地すべりが多発することが知られている。例えば，新潟県では年間の地すべり発生件数の約 4 割が 3～5 月の融雪期に発生している（早川，2008）。融雪による地すべり災害の事例としては，1997 年に発生した秋田県澄川地すべり（松浦ほか，1998）や，2012 年 3 月に新潟県上越市板倉区国川地区で発生した地すべりがある（畠田ほか，2012）。

地すべりの発生原因としての融雪を論じたものとして高野（1960）がある。それによると，多量に積った雪が融雪時に融け出し，水となって地すべり地に供給され，あたかも降雨があったのと同じ状態となり地すべりに悪影響を与えるとしている。しかしながら，豪雪地域では冬期間の立入りが困難であり，当時は手ばかり観測であったため，間隙水圧や地下水位の変動と地すべり滑動の関係について実態を把握することが困難であった。その後，観測機器の発達により，冬期間を含む連続的な観測が可能となることによって，積雪・融雪期の間隙水圧の挙動が明らかとなってきた。青山ほか（1984）は，初めて積雪・融雪期の間隙水圧を連続的に観測し，地すべり滑動との関係性を報告した。続いて，小川ほか（1986），小川ほか（1988），丸山ほか（1988）によって第三紀層地すべりににおける融雪期の間隙水圧の挙動と運動特性との関係が報告された。

その後，松浦ほか（1994），Matsuura（2000），岡本ほか（2007）では自動観測機器を用いた気象観測と地すべり動態観測を総合的に実施して詳細な解析を行い，積雪・融雪と移動量の関係や変形機構を明らかにした。

一方，数値解析技術の進歩によって，浸透流解析を用いた地下水流動解析も行われるようになってきた。浅野ほか（2005）は，融雪期の地下水流動を推定し，地下水

排除工の水位低下効果を試算した。また，岩堀ほか（2005）では，融雪期の地下水位分布を再現し，地下水排除工の施工効果を予測している。

近年では地下水の酸素・水素同位体比や溶存成分などの環境トレーサーを利用した地下水の起源や流動経路，涵養過程の検討事例も増えてきている（川原谷ほか，2000；鈴木・佐藤，2002；2003）。相楽ほか（2005）では，大規模地すべり地において，地下水水質とその他の地下水調査および地質調査結果を総合して，融雪期を含めた地下水流動機構を明らかにした。

以上のように，観測機器や数値解析技術の発達，地球化学的調査の利用とともに，融雪期の間隙水圧，地下水位の挙動と地すべり滑動の関係や，降水の涵養に対する地下水流動機構に関する知見が蓄積されてきた。また，地下水排除工による水位低下効果の予測技術も進歩してきている。

しかしながら，これまでの融雪地すべり研究では，融雪期の地下水排除工の集水効果に着目したものはほとんどない。そのため，融雪の涵養に対して地下水排除工がどのような集水効果を発揮しているのか不明である。そこで地下水排除工の集水効果を明らかにすることは，効果的な地下水排除工計画の立案や施設の維持管理，数値解析モデルの精度向上の観点から重要であると考えた。

本研究では地下水排除工の流出特性と地下水水質に着目して，地下水排除工の融雪期における集水効果を明らかにすることを目的とした。

具体的には，融雪地すべりに施工された集水井工と明暗渠工の排水量観測を 3 カ年にわたって行い，得られた観測結果に基づいて流出解析を行って涵養量と排水量との関係を整理した。そして，地質別，季節別および融雪タイプ別に水収支を試算し，水文地質特性や降水形態，融雪特性と地下水排除工の集水効果について検討した。さらに，非積雪期と融雪期の 2 時期の地下水の溶存成分

* 連絡著者／corresponding author
〒134-0086 東京都江戸川区臨海町3-6-4
3-6-4 Rinkai-cho, Edogawa-ku, Tokyo-to, 134-0086, Japan

図-1 地すべりブロック平面図

および酸素・水素安定同位体比から融雪期の地下水排除工の集水効果について検討した。

2. 地すべり地の概要

対象とする地すべり地は、新潟と長野の県境、姫川支流大所川右岸に分布する杉ノ平地すべりである。

杉ノ平地すべりは、指定面積50.48haの林野庁所管の地すべり防止区域で、A～Cブロックに区分される（図-1）。長森ほか（2010）によれば当地域の地質は、中生代前期ジュラ紀の来馬層群大所層と、それと断層で接する時代未詳の蛇紋岩類が基盤岩類として分布する。大所層は砂岩泥岩互層で、一部礫岩を伴う。蛇紋岩は、蛇紋岩メランジ状の岩相を呈し、断層沿いに狭長に分布する。これらの基盤岩類は、第四紀更新世の白馬大池火山噴出物を起源とする地すべり堆積物（以下、火砕岩崩積土）、および蛇紋岩を主とする地すべり堆積物（以下、蛇紋岩崩積土）で覆われている。

本報告で検討対象としたブロックは、滑動が確認されたために対策工を実施したA、Bブロックである。変状が見られないことから対策を行っていないCブロックは除外した。A、Bブロックは、地質構成やブロック形状など特徴が異なっている（図-2）。Aブロックは、幅300m、長さ150mの幅広い馬蹄形を呈する地すべりブロックである。地質構成は、基盤の砂岩泥岩互層の上位に蛇紋岩崩積土が厚く分布し、表層の一部を火砕岩崩積土が覆う。すべり面は、蛇紋岩崩積土層中に存在し、移動層厚は最大35mである。

図-2 地すべりブロック断面図

一方、Bブロックは、幅140m、長さ130mのボトルネック状の地すべりブロックである。地質構成は、基盤の砂岩泥岩互層の上位を火砕岩崩積土が直接覆っており、蛇紋岩崩積土は分布しない。すべり面は、基盤との境界部に存在し、移動層厚は最大15mである。

これらのブロックでは、2002年から調査を開始し、パ

イプ歪計観測によって融雪期にのみ顕著に滑動することを確認した。佐藤ほか(2004)は, 新潟県内各地の動態観測結果から積雪期の地すべり変動パターンを「積雪期一定速度型」, 「積雪期加速型」, 「積雪初期活動型」, 「融雪期活動型」および「積雪期2段階活動型」の5つに分類したが, A, Bブロックは融雪期にのみ滑動する融雪期滑動型に相当する。

2003~2005年にかけて, Aブロック内で2基(W-1とW-2), A, Bブロックの境界付近で1基(W-3), Bブロックで1基(W-4)の合計4基の集水井工と, 両ブロックを横断して延長約200mの明暗渠工が施工された。これらの対策工の完成後, 融雪期の地すべり滑動は沈静化した。

3. 調査方法

3.1 気象水文観測

水文資料を得るために通年で, 気象, 地下水位および地下水排除工排水量観測を実施した。

気象観測は, 降水量, 積雪深, 気温をそれぞれ観測した。降水量は1転倒0.5mmのヒータ付転倒桝式雨量計で観測した。積雪深はレーザー式積雪深計を用い, 気温は白金測温抵抗温度計で計測した。

地下水位は, A, Bブロック併せて15箇所観測を実施した。15箇所のうち7箇所では, 1箇所につき2孔設置し, 崩積土層内の帯水層とすべり面付近の帯水層の地下水位をそれぞれ観測した。残りの8箇所は, 地表からすべり面までの区間全体にストレーナを設けた観測孔である。

地下水排除工排水量は, 4基の集水井工と明暗渠工をそれぞれ観測した。集水井工では, W-1~W-4の各排水ボーリングの孔口に電磁式流量計を設置し計測を実施した。明暗渠工は, A, Bブロックの境界付近とBブロック下部の2箇所の集水桝に三角堰と水位計を設置し, 観測を実施した。

3.2 水質分析

採水箇所は, 湧水点(Sp-1~6), 集水井工の集水ボーリングからの排水(W-1(2本); W-2(2本); W-4), 明暗渠工流末(D-1), 地下水観測孔(B-10^{(a), (b)}; B-13^{(a), (b)}; B-4; B-15^{(a), (b)})である(図-1)。ここで, 観測孔名の(a)は崩積土層内帯水層, (b)はすべり面付近帯水層の観測孔である。試料は融雪期の2010年5月に一斉採取した。また, 湧水点Sp-1~3, 明暗渠工流末D-1, 集水井工W-1(1本), W-2(1本)およびW-4, 地下水観測孔B-10^(a)とB-15^(a)は, 融雪効果を確認するための非積雪期の試料として前年の2009年11月に採水した。湧水点, 集水ボーリングからの排水, 明暗渠工流末は, 直接サンプル瓶で採取した。地下水観測孔は, 採水器を使用して採取した。

水質分析は, 溶存成分と酸素・水素安定同位体比に着目して実施した。溶存成分は, Na⁺, K⁺, Mg²⁺, Ca²⁺, Cl⁻, SO₄²⁻, NO₃⁻, HCO₃⁻, SiO₂の9項目について, イ

オンクロマトグラフィー法によって分析した。酸素・水素安定同位体比は, 安定同位体質量分析計にて測定を実施した。なお, 測定した同位体比は(1)式で表されるスタンダード(V-SMOW: 標準平均海水)からの千分率偏差(δ値)として表示した。

$$\delta = \left(\frac{R_{\text{sample}}}{R_{\text{standard}}} - 1 \right) \times 1000 \quad \dots\dots\dots (1)$$

ここに, R : $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ あるいはD/H比, δ : $\delta^{18}\text{O}$ あるいは δD 。測定精度は, 酸素安定同位体比で $\pm 0.1\text{‰}$, 水素安定同位体比で $\pm 1\text{‰}$ である。

4. 排水量による地下水排除工の効果検討

4.1 気象水文観測結果

2007年6月1日から2010年5月31日までの観測結果を図-3に示す。明暗渠工排水量のみ, 2008年12月1日からの観測結果である。途中でグラフが切れているのは観測機器のトラブルによる欠測である。地下水位は, Aブロックの代表孔としてB-1, Bブロックの代表孔としてB-4を示した。また, 集水井工排水量は, Aブロックの代表としてW-2, Bブロックの代表としてW-4を示した。

気象観測結果に示した融雪量は, 積算暖度法によって推定した。積算暖度法による推定式は, 小原ほか(2005)の(2)式を使用した。

$$Ms = Dh_f \cdot DH + \frac{P \cdot T}{80} + QG \quad \dots\dots\dots (2)$$

ここに, Ms : 融雪量 (mm/day), Dh_f : 積算暖度による表面融雪係数 (mm/°C・hr), DH : 朝5時を基準にした24時間の0度以上の積算暖度 (°C・hr/day), P : 降水量 (mm/day), T : 降雨温度 (= 平均気温 (°C)), QG : 地温融雪量 (mm/day)。

右辺第1項は, 1日の気温による表面融雪量である。表面融雪係数 Dh_f は, 積雪・融雪期間に観測で得られた積算降水量と, (2)式による推定融雪量の積算値が等しくなるように求め, 0.13~0.16mm/°C・hrと設定した。第2項は降雨に伴う表面融雪量, 第3項は地温融雪量である。地温融雪量は小原ほか(2005)を参考に1.2mm/dayとした。以下, 1年のうち融雪が完全に終わる6月を水文年の開始月とし, 翌年の5月末までを1水文年として扱うこととする。

年間降水量は, 2007年が2,720mm, 2008年が2,402mm, 2009年が3,193mmであった。降水は, 気温が0°C以下となり始める11月末ないし12月初めから, 積雪として地表面に蓄積される。最大積雪深は, 2007年に3,490mm, 2008年に2,110mm, 2009年に2,990mmであった。融雪は, 気温が0°C以上になる積雪初期と積雪後期に発生するが, 特に積雪末期に大量に発生する。融雪量は, 融雪最盛期には50mm/日以上となり, 各年の融雪総量

図-3 気象・地下水位・地下水排除工排水量の観測結果

は、年間降水量の50～60%に相当した。

融雪量の変動パターンを整理すると、2007年は、3月上旬から融雪が始まり、2つのピークをもって4月末まで連続的に集中して発生した。2008年は、2月頃に一旦融雪が発生しているが、集中的な融雪は3月上旬から4月下旬にかけて発生した。一方、2009年は、厳冬期の1、2月から気温が高かったために断続的に融雪が発生した。このことから、2007年と2008年の融雪は集中型融雪、2009年の融雪は分散型融雪と呼ぶこととする。

地下水位は、AブロックとBブロックで変動傾向が異なる。Aブロックの地下水位は、代表孔として示したB-1のように、降雨や融雪に対する応答性が良く、水位上昇量も大きい傾向を示すものが多い。B-1の最高水位は、融雪期に記録しており、基底水位からの上昇量は、最大で約5mである。一方、Bブロックでは、概してB-4のように降雨に対する応答性が悪く、融雪に対してはピークを示すが、その水位上昇量は小さい。B-4の融雪に対する水位上昇量は最大で約1mであり、B-1に比べ小さい。ここで、地下水位変動グラフの低下区間に着目し、地下水位標高とその標高における水位低下速度の線形関係から求める地下水位低減率（水収支研究グループ、1973）を算出すると、Aブロックでは0.15～0.5、Bブロックでは0.02～0.2の範囲をとり、AブロックとBブロックとで差異があることから、AブロックとBブロックの地下水位の変動傾向が異なることが示唆される。

集水井排水量についても、AブロックとBブロックで異なる変動傾向を示す。AブロックのW-1やW-2では降水量が4～5mm以上から応答し、1～2日遅れで排水量のピークを示す。代表として示したW-2の最大排水量は融雪期に記録しており、約300m³/dayであった。

一方、BブロックのW-4では、降水量8mm以上から排水量が増加し、2～4日遅れでピークを示す。排水量の増加量は小さく、最大排水量は約100m³/dayであった。

明暗渠工排水量は、AブロックとBブロックともに降雨・融雪に対して短周期の変動傾向を示している。最大排水量は両ブロックともに約500m³/dayであった。

4.2 検討方法

流域に供給された降水が、河川から流出する一連の過程において、流域の水収支式は、次式で表わされる（福嶋、1992）。

$$R = Q + E \pm \Delta S \quad \dots\dots\dots (3)$$

ここに、 R ：降水量、 Q ：流出量、 E ：蒸発散量、 ΔS ：流域の貯留水量差。

地すべり対策として用いられる地下水排除工は、地すべり地に涵養された降雨・融雪水を、自然に河川から流出する前に強制排水することで、地すべり地内から貯留量を減じることを目的としている。この雨水流出は、概念的に表面流出、中間流出、基底流出の3成分に分類される。これらの成分は、流出場に応じて、表面流出は、地表流、側方浸透流およびパイプ流に、中間流出は中間流に、基底流出は地下水流に対応するとされている。末峰ほか（1995）は、地下水排除工からの排水についてもこれらの流出を含んでおり、流出解析によって、地下水排除工がどの流出成分を集水する効果を発揮しているかを明らかにすることが、地下水排除工の効果評価や計画の立案上、重要であるとした。そこで、地下水排除工の集水効果を検討するにあたり、排水量を流出成分に分離して検討することとした。各対策工の排水量は、対策工の設置深度から明暗渠工は表面流出に、集水井工は中間

流出および基底流出に該当するとみなした(図-4)。

さらに、地下水涵養形態による水収支の違いを把握するために、1水文年を夏期: 6~8月(梅雨~台風)、秋期: 9~11月(台風~秋雨)、冬期: 12~2月(積雪期~融雪初期)、春期: 3~5月(融雪最盛期)の4期間に区分して検討した。

また、AブロックとBブロックで地質構成が異なることから、ブロック毎に検討することとした。Aブロックは、蛇紋岩崩積土分布域にある集水井W-1およびW-2と、明暗渠工上部区間を対象とした。Bブロックは、火砕岩崩積土分布域にある集水井W-4と明暗渠工下部区間を対象とした。集水井W-3は、A、Bブロックの両方に関係し、明確に区分出来ないため、今回の検討からは除外した。

4.3 集水範囲の設定

当該地域は、北、東、南の三方が尾根で囲まれた南向き斜面で、分水嶺は明瞭である。表層は、大部分が火砕岩崩積土で覆われており、地表面からの降水の浸透しやすさは概ね均質と見なせる。このことから、降水の涵養が局部的に集中することは無いと判断し、地形条件から集水範囲を設定した。集水面積は、集水井W-1とW-2を合せて25,960m²である。明暗渠工上部区間も同面積である。明暗渠工下部区間の集水面積は19,244m²、集水井W-4は20,955m²である。(図-5)。

4.4 蒸発散量の算出

蒸発散量の推定には、可能蒸発散量を平均気温の関数として算出するソーンスウェイト法(Thornthwaite, 1948)を用いた。

$$E_p = 0.533 D_0 \cdot 10 t_j / J^{a m} \dots\dots\dots (4)$$

$$a = 0.000000675 J^3 - 0.0000771 J^2 m + 0.01792 J + 0.49293 \dots\dots\dots (5)$$

$$J = \sum_{j=1}^{12} (t_j/5)^{1.514} \dots\dots\dots (6)$$

ここに、 E_p : j 月の可能蒸発散量 (mm/day)、 D_0 : 月平均可照時間 (12h/dayを1単位とする)、 t_j : j 月の月

図-4 降水の涵養から流出までの模式図

平均気温 (°C)。

一般に、わが国では可能蒸発散量の70%程度が実蒸発散量とされていることから(樫根, 1980)、本検討では可能蒸発散量の70%を蒸発散量とした。

4.5 流出成分の算出結果

集水井工排水量のハイドログラフから中間流出と基底流出に分離した。流出成分の分離方法は、ハイドログラフ上で上昇開始点と、減水部分に対数プロットしたときの第2折点を直線で結んで分離した(福寫, 1992)。明暗渠工排水量は表面流出成分として扱った。

図-6に、算出した各流出成分の流出量を集水面積で除して求めた流出高と、排水量の増加に対応する降雨量・融雪量との関係を示す。各流出の流出高は、降雨量・融雪量と相関性が見られた。中間流出を見ると、Aブロックは降水量に対して約30%の流出高となっている。一方、Bブロックは、降水量に対して約5%の流出高を示し、Aブロックより低い流出率となっている。

基底流出を見ると、降水量に対してAブロックは約16%、Bブロックは約7%の流出高となっており、中間流出と同様にAブロックの方がBブロックより高い流出高を示している。

表面流出については、A,Bブロックで大きな差は見られず、降水量に対して約20%の流出高であった。

4.6 地下水排除工の集水効果

流出成分の算出結果に基づいて、地すべり地内における水収支を試算し、地下水排除工の集水効果を検討した。

水収支は、涵養量を100としたときの各流出成分の割合を計算したものである。検討結果を表-1に、春期と秋期の水収支模式図を図-7に示す。

Aブロックの明暗渠工の集水効果は、冬期が一番大きく、次いで春期であり、秋期と夏期はほぼ同程度であった。集水井工の集水効果は、中間流出成分では、春期で最も大きく、次いで冬期と秋期が同程度の効果を発揮し、夏期が最も小さい。基底流出は、冬期が最も大きい、その他の季節では大きな差は見られなかった。これらの結果から、Aブロックでは、春期や冬期には表面流出が増加し、明暗渠工が高い集水効果を発揮することが明ら

図-5 集水範囲の設定図

図ー6 各流出成分の流出高と降雨量・融雪量の関係

かとなった。また、春期では中間流出も増加する傾向にあり、融雪水の涵養は相対的に滞留時間の短い流出成分

表ー1 地すべり地内における水収支の試算結果

季節	Aブロック					
	涵養		流出			
	降雨量 融雪量	蒸発数量	明暗渠工 表面流出	集水井工 中間流出	集水井工 基底流出	貯留分および 対策工以外への 流出
春期 (3~5月)	100	8	25	34	17	16
夏期 (6~8月)	100	34	8	6	11	41
秋期 (9~11月)	100	20	9	12	19	40
冬期 (12~2月)	100	0	37	14	26	23

季節	Bブロック					
	涵養		流出			
	降雨量 融雪量	蒸発数量	明暗渠工 表面流出	集水井工 中間流出	集水井工 基底流出	貯留分および 対策工以外への 流出
春期 (3~5月)	100	8	21	6	7	58
夏期 (6~8月)	100	34	データ欠測	2	8	(56)
秋期 (9~11月)	100	20	22	3	9	46
冬期 (12~2月)	100	0	43	4	8	45

【春期】

【秋期】

図ー7 地すべり地における水収支の模式図

を卓越させると考えられた。一方、夏期や秋期の降雨による涵養では、比較的滞留時間の長い基底流出の増加が見られた。したがって、春期や冬期の融雪による涵養と、降雨による涵養では、卓越する流出成分が異なり、地下水排除工の集水効果にも差がでることが明らかとなった。

Bブロックの明暗渠工の集水効果は、夏期のデータが欠測のため不明であるものの、通年で非常に高い効果を発揮していた。集水井工の集水効果は、中間流出では、春期にわずかに増加するだけで、明暗渠工に比較し集水効果は低かった。基底流出は、年間を通してほぼ一定の集水効果であった。これらの結果から、Bブロックは降雨や融雪水の涵養に対して表面流出が増加する傾向があるため、明暗渠工の集水効果が高くなっていると考えられた。

以上のようにAブロックとBブロックでは、融雪水の浸透に対して卓越する流出成分が異なる結果が得られた。

この原因は、構成地質の浸透・流出特性にあると思われる。Aブロックは、表層を火砕岩崩積土で薄く被覆されているが、移動土塊の主体は礫状や葉片状の蛇紋岩礫と砂質土・粘性土の基質からなる蛇紋岩崩積土で、空隙が多いため、浸透・流出に対する応答性が良い。そのため、融雪水は比較的浸透しやすく、中間流出が増大する。一方、Bブロックは、移動土塊が粘性土主体の火砕岩崩積土であるため、降雨や融雪は浸透しにくく、表面流出が増加すると考えられる。

表-2には、春期について、2008年の集中型融雪と2009年の分散型融雪に分けて水収支を算出した結果を示す。集中型融雪の場合、Aブロックの明暗渠工は、集水井工に匹敵する効果を発揮している。一方、分散型融雪では、明暗渠工よりも集水井工の方が高い効果を発揮している。これは、集中型融雪では連続的に融雪水が涵養され、地表面および表層が飽和状態となる。そのため、表面流出が卓越することになり、明暗渠工の集水効果が高く表れているものと推察される。ただし、同時に地中への浸透も発生するため、集水井工も集水効果を発揮している。分散型融雪では、断続的な涵養であるため、表面流出は発生するものの、集中型融雪よりも地中への浸透量が多くなり、集水井工の効果が大きく表れていると

考えられる。Bブロックでは、融雪パターンに関係なく明暗渠工の集水効果が集水井工よりも高い結果となっている。これは融雪パターンよりも構成地質の浸透・流出特性の影響が強く反映した結果と考えられる。

これらの結果から、構成地質の浸透・流出に対する応答性が良い場合には、融雪パターンが流出特性を変化させ、地下水排除工の集水効果に影響を与える可能性が考えられる。

5. 水質による地下水排除工の効果検討

5.1 溶存成分の特徴と集水効果

図-8に各試料の代表的なヘキサダイアグラムを示す。

表-2 融雪タイプ別の水収支の試算結果

Aブロック							
年	融雪タイプ	消費		流出			
		融雪量	蒸発散量	明暗渠工		集水井工	
				表面流出	中間流出	表面流出	中間流出
2008年	集中型	100	8	30	26	11	25
2009年	分散型	100	6	20	41	27	6

Bブロック							
年	融雪タイプ	消費		流出			
		融雪量	蒸発散量	明暗渠工		集水井工	
				表面流出	中間流出	表面流出	中間流出
2008年	集中型	100	8	27	6	7	52
2009年	分散型	100	6	15	8	8	63

図-8 ヘキサダイアグラム分布図

ヘキサダイアグラムは、左側に陽イオン、右側に陰イオンの当量濃度 (meq/l) を示し、各点を結んだ形と大きさにより水質の特徴を示すものである。降水は、一般的に溶存成分に乏しいが、地中に浸透すると土壌・岩石や鉱物との反応が進み、水質が形成される。溶存成分は、岩石・鉱物種により異なり、それに応じてヘキサダイアグラムの形が変化する。また、水質が異なる2つの水塊が混合した場合、ヘキサダイアグラムの形はその混合割合に応じて変化する。

雪の水質は、わずかに Na^+ 、 Cl^- および SO_4^{2-} にピークが認められるが、全体として濃度が低く、溶存成分に乏しい。 Na^+ と Cl^- は日本海からの風送塩の影響を、 SO_4^{2-} は工場等の硫酸化物の影響と考えられる。

湧水は Ca^{2+} と HCO_3^- に富む $\text{Ca}^{2+}-\text{HCO}_3^-$ 型を示す。これは風化を受けやすいCa長石との接触によるものであり、降水と岩石の接触で最初に形成される代表的な水質タイプである。浸透した降水が火砕岩崩積土中を流動したことにより形成されたものと考えられる。

明暗渠工排水は、湧水と同様の $\text{Ca}^{2+}-\text{HCO}_3^-$ 型を示しており、湧水と同様な流動経路の地下水を集水していると考えられる。

Aブロックの集水井工排水は、 Mg^{2+} と HCO_3^- に特徴的に富む $\text{Mg}^{2+}-\text{HCO}_3^-$ 型である。これは、輝石やカンラン石から供給されるものであり、蛇紋岩中の比較的深層を流動した地下水を集水したのと考えられる。

Bブロックの集水井工排水は、 $\text{Ca}^{2+}-\text{HCO}_3^-$ 型であり、湧水と同様に火砕岩崩積土中を流動した地下水を集水している推定される。ただし、湧水よりも濃度が高いため、湧水に比べ滞留時間が長い地下水と考えられる。

非積雪期と融雪期を比較すると、融雪期には湧水、明暗渠工排水に濃度低下が確認された。これは溶存成分に乏しい融雪水が浸透し、地下水と混合することで、地下水の溶存成分が希釈されたためと考えられる。

この希釈効果は、A、B両ブロックの集水井工で程度の差はあるものの認められる。このことから集水井工では、滞留時間の長い地下水だけではなく、溶存成分に乏しい滞留時間の短い地下水も集水しており、融雪期には非積雪期と比べ滞留時間の短い地下水の割合が増えるものと推定される。

また、Aブロックの集水井工はBブロックの集水井工に比べ、希釈の程度が大きい。これは、前章で示したように融雪水が浸透しやすい地質構成によるものと考えられる。

以上の結果は、水収支から推定した集水井工排水の流出成分の季節変化と同様の傾向である。すなわち、春期の集水井工の排水は、基底流出の割合はほぼ変化しないが、中間流出の割合が増加する。また、Bブロックに比べ、Aブロックの春期の中間流出の増加量が大きいことと調和する結果である。

5.2 酸素・水素安定同位体の特徴と集水効果

降水の酸素・水素安定同位体比は、温度の高低や降水量の多少、降水をもたらす気団の移動や上昇・下降など、気象条件を反映して変化する。一方、降水の浸透過程では、火山ガスが関係する特別な場合を除き、同位体比は変化しない。浸透した降水は地下水と混合するが、その際に混合割合に応じた同位体比を示す。この性質から、地すべり崩積土中の水の酸素・水素安定同位体は、降水が地表から浸透し、地下水と混合する過程の情報を得るためのトレーサーとして有効である(川原谷ほか, 2000)。

測定結果を湧水、地下水観測孔、集水井工に分けて図-9の δ ダイアグラムに示す。図中に示した直線は天水線であり、地すべり地内の各試料の δ 値は、切片が20%の天水線に近い値を示す。これは冬季の日本海の海面で生じる非平衡蒸発を反映したものであり、地すべり地内の地下水が、火山ガスなどの影響を受けていない降水起源であることを示している。

湧水の酸素・水素安定同位体比は、非積雪期で $\delta^{18}\text{O} = -10.4 \sim -10.6\text{‰}$ 、 $\delta\text{D} = -65 \sim -67\text{‰}$ 、融雪期で $\delta^{18}\text{O} = -10.5 \sim -10.9\text{‰}$ 、 $\delta\text{D} = -66 \sim -70\text{‰}$ を示し、降雨が浸透する非積雪期では全体的に高い同位体比を示し、融雪水が浸透する融雪期に低い同位体比を示す。一般に降水の同位体比は、気温が低くなると小さくなる温度効果を示すことから、湧水の同位体比は降水の同位体比の温度効果による変化の影響を受けているものと考えられる。

一方、地すべりブロック別に見ると、Aブロックの湧水で $\delta^{18}\text{O} = -10.4 \sim -10.9\text{‰}$ 、 $\delta\text{D} = -65 \sim -70\text{‰}$ 、Bブロックの湧水で $\delta^{18}\text{O} = -10.5 \sim -10.9\text{‰}$ 、 $\delta\text{D} = -66 \sim -70\text{‰}$ であり、有意な差は認められない。したがって、湧水として流出する地下水は、浸透した降水が地下で十分な混合を受けずに、温度効果の影響を残したまま流出した、滞留時間の短い地下水であると推定される。

地下水観測孔の地下水の酸素・水素安定同位体比は、非積雪期で $\delta^{18}\text{O} = -10.9 \sim -11.0\text{‰}$ 、 $\delta\text{D} = -68 \sim -69\text{‰}$ 、融雪期で $\delta^{18}\text{O} = -10.5 \sim -11.3\text{‰}$ 、 $\delta\text{D} = -66 \sim -73\text{‰}$ である。非積雪期の同位体比は、試料数が少ないものの、融雪期の同位体比の範囲内にあり、両者に有意な差は認められない。このことから、地下水観測孔から採水した地下水は、湧水とは異なり、降水の温度効果による変化の影響を受けないくらい十分に崩積土中で地下水と混合したもので、滞留時間の長い地下水であると考えられる。

一方、地すべりブロック別に見ると、Aブロックの地下水観測孔で $\delta^{18}\text{O} = -10.7 \sim -11.3\text{‰}$ 、 $\delta\text{D} = -67 \sim -73\text{‰}$ 、Bブロックの地下水観測孔で $\delta^{18}\text{O} = -10.5 \sim -11.0\text{‰}$ 、 $\delta\text{D} = -66 \sim -71\text{‰}$ であり、地すべりブロックによる同位体比の違いが見られる。この違いは地質の違いを反映したもので、蛇紋岩崩積土と火砕岩崩積土の地下水の滞留時間の差が表れていると考えられる。

集水井工排水の酸素・水素安定同位体比は、非積雪期で $\delta^{18}\text{O} = -10.3 \sim -10.5\text{‰}$ 、 $\delta\text{D} = -64 \sim -67\text{‰}$ 、融雪期

図-9 δダイアグラム

で $\delta^{18}\text{O} = -10.7 \sim -10.9\%$, $\delta\text{D} = -68 \sim -70\%$ を示し, 2 時期で温度効果の影響と考えられる変化が見られる。

一方, 地すべりブロック別ではAブロックの集水井工排水で $\delta^{18}\text{O} = -10.3 \sim -10.9\%$, $\delta\text{D} = -64 \sim -70\%$, Bブロックの集水井工排水で $\delta^{18}\text{O} = -10.4 \sim -10.8\%$, $\delta\text{D} = -66 \sim -70\%$ であり, ブロック間で有意な差は認められない。

集水井工排水の酸素・水素安定同位体比にブロック間の違いは見られず, 温度効果が表れていることから, 滞留時間の長い地下水だけではなく, 滞留時間の短い地下水も集水していることを示している。この結果は, 水収支や溶存成分から推定した集水井工の集水効果と整合するものである。

6. まとめ

本報告では, 豪雪地帯における融雪地すべりにおいて実施した, 3年間にわたる気象・水文観測結果と地下水水質分析結果に基づいて, 地下水排除工の集水効果を検討し, 以下の知見を得た。

- 1) 地すべり地内の水収支から, 融雪期は非積雪期と比較し, 表面流出や中間流出の割合が増加するが, 基底流出の割合の変化は小さい。
- 2) 融雪期の地下水排除工効果は, 浸透・流出の応答性が良い地質では, 表面流出と中間流出の両方が顕著に増加するために, 明暗渠工と集水井工の両方が高い集水効果を発揮する。一方, 浸透・流出の応答性の悪い地質では, 表面流出が卓越するために明暗渠工が大きな集水効果を発揮する。
- 3) 浸透・流出の応答性が良い地質では, 融雪パターンが地下水排除工の集水効果に影響を与える傾向が見られ, 集中型融雪では明暗渠工と集水井工の両方が効果を発揮し, 分散型融雪では集水井工で集水効果が高い。
- 4) 地下水水質の検討から, 集水井工で集水している地下水は, 滞留時間の長い地下水だけではなく, 滞留時間の短い地下水も集水しており, 融雪期には滞留時間の短い地下水の割合が増加すると推定された。この結果は, 春期に集水井工排水で中間流出の割合が増大することと調和する。

以上の知見は, 融雪地すべりでは, 滞留時間の短い地下水を排除することの重要性を示唆するものと考ええる。また, 地下水排除工計画の立案では, 集水効果に影響する地質の浸透・流出特性や融雪パターンを考慮し, 卓越する地下水の流出成分を推定することが重要である。

今後は, 地質や地すべり規模, 流域面積等の条件が異なる地すべり地において検討事例を増やしていくとともに, 今回, 検討できなかった間隙水圧や地下水位と集水効果との関係性についても検討していきたい。

謝辞

本稿をまとめるにあたり, 水質分析では筑波大学大学院の辻村真貴准教授にご協力を頂いた。匿名の査読者と担当編集委員には, 多くの有益なご助言を頂いた。ここに記して感謝の意を表します。

引用文献

- 青山清道・中俣三郎・小川正二 (1984): 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. 12, pp 11-16.
- 浅野志穂・松浦純生・岡本隆 (2005): 大規模地すべりの三次元地質構造モデルを用いた地下水流動解析, 応用地質, Vol. 45, 6, pp304-315.
- 福嶋義弘 (1992): 森林水文学 (塚本良則編), 文永堂出版, 319p.
- 畠田和弘・木村諤・丸山清輝・野呂智之・中村明 (2012): 平成24年3月7日新潟県上越市板倉区国川地区で発生した融雪地すべり, 日本地すべり学会誌, Vol. 49, No. 6, pp24-29.
- 早川嘉一 (2008): 新潟県の地すべり災害と対策の歴史 ((社) 日本地すべり学会新潟支部・(社) 新潟県地質調査業協会・(社) 斜面防災対策技術協会新潟支部), 187p.
- 岩堀康希・吉松弘行・森屋洋・阿部真郎・西真佐人 (2005): 平根地すべりにおける地下水排除工の効果予測, 日本地すべり学会誌, Vol. 41, No. 5, pp96-103.
- 榎根勇 (1980): 水文学, 大明堂, 272p.
- 川原谷浩・松田英裕・松葉谷治 (2000): 酸素・水素安定同位体比を利用した秋田県谷地地すべり地の地下水の混合と起源について, 地すべり, Vol. 36, No. 4, pp48-55.
- 松浦純生・竹内美次・落合博貴・梁瀬秀雄 (1994): 豪雪地帯の地すべり地における融雪水量の変動特性, 地すべり, Vol. 31, No. 1, pp37-44.
- 松浦純生・浅野志穂・岡本隆・竹内美次・中村三郎 (1998): アメダス等のデータによる八幡平澄川地すべり発生前の積雪層外流出量の推定とその生起確率, 地すべり, Vol. 35, No. 2, pp20-28.

- Matsuura, S (2000): Fluctuations of Pore-water Pressure in a Landslide of Heavy Snow Districts, Jour. of Japan Landslide Soc., Vol. 37, No. 2, pp 10-19.
- 水収支研究グループ (1974): 地下水資源学, 共立出版, 397p.
- 長森英明・竹内誠・古川竜太・中澤努・中野俊 (2010): 小滝地域の地質. 地域地質研究報告 (5万分の1地質図幅), 産総研地質調査総合センター, 130p
- 小原一哉・笹本誠・堺茂樹 (2005): 積雪融雪モデルの諸係数の検討と積雪深・融雪量予測モデルの構築, 水工学論文集, Vol. 49, pp307-312.
- 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, Vol. 23, No. 3, pp21-27.
- 小川正二・池田俊雄・亀井健史・和田正・平松俊英 (1988): 濁沢地すべり地における融雪水・間隙水圧・地下水位・地温の変動特性, 地すべり, Vol. 25, No. 1, pp21-27.
- 岡本隆・松浦純生・浅野志穂 (2008): 積雪地域における浅層地すべりの変形機構, 日本地すべり学会誌, Vol. 44, No. 6, pp. 20-30.
- 相楽渉・丸井英明・吉松弘行 (2005): 大規模地すべり地の地下水流動特性に関する考察～東北地方の第三紀層地すべりを例として～, 日本地すべり学会誌, Vol. 42, No. 1, pp. 51-62.
- 佐藤壽則・白石秀一・伊藤俊方 (2004): 積雪期における新潟県内の第三紀層地すべりの運動特性, 日本地すべり学会誌, Vol. 41, No. 1, pp37-42.
- 末峰章・島通保・小西利史 (1995): 排水ボーリングからの排水の流出特性, 地すべり, Vol. 32, No. 1, pp41-45.
- 鈴木将之・佐藤修 (2002): 同位体からみた福島県滝坂地すべり地における地下水の起源, 地すべり, Vol. 39, No. 3, pp319-325.
- 鈴木将之・佐藤修 (2003): 水質からみた福島県滝坂地すべり地における排水機構, 日本地すべり学会誌, Vol. 40, No. 2, pp117-123.
- 高野秀夫 (1960): 地すべりと防止工法, 地球出版, 314p.
- Thornthwaite, C. W (1948): An approach toward a rational classification of climate, Geographical Review, 38, pp. 55-94.
- (原稿受付2012年9月28日, 原稿受理2013年3月12日)