新潟県松之山地すべり地域の地下水の水質について

Chemical Characteristics of Groundwaters from the Matsunoyama Landslide Area, Niigata Prefecture

渡部 直喜*   鷺津 史也**
Naoki WATANABE   Fuminari WASHIZU
大木 靖衛***   佐藤 修***
Yasue OKI   Osamu SATO

Abstract

The Matsunoyama landslides at the southern Niigata Prefecture have long been manifesting a lot of slumps and occasionally earthflows intermittently. The landslides occupy on a dome of Tertiary sediments composed of thick dacitic tuff and mudstone. Various landslide controls, such as drilling of collecting wells, have been made since 1962 areal slumping which destructed many houses, roads and firm yards.

Groundwater samples were collected from collecting wells, horizontal and perpendicular drill holes and springs. Some of the groundwaters discharged in the landslide are unusually high in dissolved materials and warm in temperature suggesting them as deep thermal origin. Following five types of ground waters, Ca-HCO₃ type, Na-HCO₃ type, Ca-SO₄ type, Na-SO₄ type and Na-Cl type are chemically recognized in the Matsunoyama landslides. Ca-HCO₃ type distributes at head to middle of the landslide mass. Na-HCO₃ type predominates at foot of the landslide. Ca-SO₄ type and Na-SO₄ type find at head to middle and foot of the landslide in mudstone area, respectively. Ca is major dissolved and SO₄ is a characteristic constituent. Ca²⁺ is exchanged with Na⁺ from Na-rich clay minerals during migration from head to foot in subsurface of landslides. Na-rich clay minerals dominate in the mudstone rather than tuff. SO₄ is supplied from oxidation of pyrite included mudstone. High concentration of Na-HCO₃ is produced under at high CO₂ partial pressure and reductive conditions. Na-Cl type waters and warm waters are influenced by the deep geopressured hydrothermal system.

キーワード: 松之山地すべり, 地すべり, 地下水, 水質, ジオプレッシャー型熱水系

1. はじめに

地すべりの発生が地下水の動きに支配されていることは広く認められている。地下水の水質は、形成場の環境条件や接していた岩石の性質をよく反映するので、水質と母岩の造岩鉱物種や地質構造、水温などの情報と組み合わせることによって水文地質条件を推定する良い指標となり得る。水質、水温、地質などの情報を整理し、それらの相関を調べ、基本的な水-岩石相互作用を理解すれば、排水している地下水がどのような形成過程を経てきた水か識別することが可能となる。こうした研究の蓄積は、地すべりの調査、防止・排水工事に役立つ。

新潟県の中中部から南西部にかけての丘陵地には、いわゆる第三紀層地すべりとよばれる大小さまざまな地すべりが数多く発生している。調査地域である新潟県東頸城

郡松之山地域の地すべりの基岩は主として酸性凝灰岩と泥岩であり、母岩の違いが地下水の水質にどのように反映されるか、といった水-岩石相互作用の研究には最適である。また、Na-Cl型の特異な地下水もみられる。

本論文では、地すべり地地下水の水質の特徴と分布を明らかにし、地質情報と組み合わせることによって、水-岩石相互作用の立場から複雑な地すべり地地下水の水質の解析を試みた。

2. 調査地域の概要

新潟県東頸城郡松之山町は総面積が8649 ha、県南西部に位置する(図-1)。松之山町の地すべりは、主として大松山(標高674.0 m)を中心とする松之山ドーム構造の地域に分布している。松之山町内において国の指定する地すべり防止指定区域は、1988年4月現在、建設省所管13地区(面積1322.43 ha)、林野庁所管15地区(面積2022.29 ha)、農林水産省所管4地区(面積510.76 ha)であり、その総面積は町の約半分を占める。昭和37年に

* 新潟大学大学院自然科学研究科

** 新潟県安塚町役場

*** 新潟大学積雪地域災害研究センター

図-1 調査地域の位置図

発生した松之山地すべりは約 850 ha にも達する大規模なもので、家屋、道路、耕地等に多大な被害を与えた。本地域は毎年のように大小の地すべりが発生し続ける、全国でも有数の地すべり多発地帯となっている。

3. 調査地域の地形と地質

松之山町の地形は、大部分が東頸城丘陵とよばれる標高 250～800 m の丘陵地からなる。丘陵地より流れ出る河川の流系の解析によれば、その地形は松之山背斜と呼ばれる大松山付近を中心に北東－南西方向に長軸をもつドーム構造に規制されているとみられる。大局的には背斜部が丘陵を形成し、河川は向斜部を流れ、また丘陵をなすドーム構造を取りまく楕円形の走向線に沿って流れ

ている。丘陵地には新旧さまざまな地すべりによって形成された緩傾斜地や平坦面がいたるところにある。大松山をドーナツ状にとりまいて分布する緩傾斜地や平坦面は、主に水田に利用されている。南縁部は 1000 m 級の山々からなる関田山脈で境されている。南西縁の大蔵寺高原付近の緩傾斜地や平坦面は土石流によって形成された。

本地域の地質は主として新第三系からなり、下位より松之山層、黒倉層、東川層が重なり、その上位には松之山背斜北西翼では奈良立層が、南西翼では魚沼層群が重なる（図-2）。地質の詳細については天野¹⁾、津田ほか²⁾の報告がある。地すべりは主として松之山層と黒倉層の分布する地域で発生している。ここでは、地すべり地の水質形成に関与する松之山層と黒倉層の岩相についてのみ簡単に述べることにする。

松之山層は主として緑灰色の安山岩～デイサイト質粗粒凝灰岩、軽石質凝灰岩からなり、層厚は 250 m+である。本凝灰岩は、しばしば 10～100 cm の硬質頁岩層を挟在する。初生鉱物は石英、黒雲母、普通輝石、斜長石であるが、そのほとんどは変質作用によってスメクタイト（粘土）、沸石、雲母類、および少量の炭酸塩鉱物（方解石、ドロマイト）などの二次鉱物に置き換わっている。

黒倉層は暗灰色泥岩を主体とし、層厚は 600～800 m である。泥岩中には砂岩の薄層や鍵層となる凝灰岩層が挟在される。黒倉層分布地域の南西部においては、砂岩層が局所的に卓越する。暗灰色泥岩を構成する鉱物は、大部分がスメクタイトであり、少量の石英、斜長石、緑泥石、イライト、極少量の黄鉄鉱、ドロマイトを含む。

図-2 松之山地域の地質図(天野, 1991 を一部簡略化)

4. 水の採取と分析

昭和 37 年に発生した松之山地すべり以来の対策・防止工事によって、本調査地域内には集水井や横孔ボーリングなどが 200 以上ある。本調査地域で分析した水は、集水井と横孔ボーリングからの排水、調査用ボーリング孔内水および自然湧泉水である。比較のため調査地域内の家庭用井戸水、池・河川水、および温泉水も採水した。採取した水は合計 180 試料である。野外調査地域は松之山町内の地すべり防止指定区域のほぼ全域である。野外調査と水の採取は 1991 年と 1992 年におこなった。水の処理、分析の概要は次の通りである。

現地では採取した水は 250 ml のポリエチレン瓶 2 本に保存した。同時に H_4SiO_4 および Fe^{2+} 分析用試料 5 ml をそれぞれ 50 ml のポリエチレン瓶にとり、採取後ただちに試薬で発色させたのち、これらを実験室に持ち帰って定量した。現地においては、採水時の気温、水温、電気伝導度、pH を測定した。 HCO_3^- の分析は採水当日に宿舎でおこなった。

分析項目、分析方法は次の通りである。

水温・気温; アルコールおよび水銀棒温度計による測定。

電気伝導度; 携帯型電気伝導度計 (堀場製) による測定 (25°C に換算)。

pH; 比色法および携帯型 pH 計 (横河製) による測定 (25°C に換算)。

HCO_3^- ; メチルオレンジを指示薬として、中和滴定によるアルカリ度 (酸消費量) を HCO_3^- とした。

H_4SiO_4 ; モリブデン青吸光光度法 (JIS K 0101, 1986)。

図-3 全当量濃度 T_c (meq/l) と電気伝導度 E_c ($\mu\text{S}/\text{cm}$; 25°C) の関係

Fe^{2+} ; O-フェナントロリン吸光光度法 (JIS K 0102, 1986)。

Na^+ , NH_4^+ , K^+ , Mg^{2+} , Ca^{2+} , Cl^- , NO_3^- , SO_4^{2-} の各イオン; 液体クロマトグラフ (島津製) により分析。

なお、今回分析した水の電解質の全当量濃度 (meq/l) と電気伝導度の間には当然のことながら高い相関がある (図-3)。この関係を利用すれば、電気伝導度 ($\mu\text{S}/\text{cm}$) を測定し、その値を 50 で割った値が電解質のおよその全当量濃度となる。

5. 地すべり地地下水の水-岩石相互作用

地すべり地の地下水の水質は、地下水と造岩鉱物の水-岩石相互作用によって形成される。詳細については Garrels and Christ³⁾ の教科書や佐藤⁴⁾⁵⁾⁶⁾ や吉岡⁷⁾⁸⁾ の解説、吉岡・金井⁹⁾ を参照していただきたい。新潟県の第三紀層地すべり地における地下水の水質の形成過程は単純化すると、酸の供給と酸と鉱物の反応に大別できる。酸としては H_2CO_3 または HCO_3^- と H_2SO_4 の供給を考える必要がある。供給された酸は炭酸塩を溶解し、ケイ酸塩を不均一溶解して粘土などを形成する。陽イオンの量比の変動には、粘土鉱物による陽イオン交換が大きな役割を果たしている。地すべり地では主に以下に示す項目の水-岩石相互作用を考えればよい。

1) CO_2 ガスによるケイ酸塩鉱物の不均一溶解反応。ケイ酸塩鉱物の溶解量は、 CO_2 ガスの供給量、つまり地下水と平衡にあるガスの CO_2 分圧に依存する。1 種類のケイ酸塩だけからなる単純な系では、その鉱物に飽和するまで溶解反応は進む。天然の岩石は多種の鉱物で構成されており、系は複雑である。

2) CO_2 ガスによる炭酸塩鉱物 (方解石など) の溶解反応。炭酸塩鉱物の溶解もケイ酸塩鉱物の場合と同様に地下水と平衡なガスの CO_2 分圧に依存している。方解石だけからなる単純な系では、反応は方解石に飽和するまで進む。

3) 粘土鉱物による陽イオン交換反応。陽イオンの吸着力は、

であるので、 Ca^{2+} と Na^+ について見てみると、

となり、水の中の Ca^{2+} は Na 型粘土に吸着して Ca 型粘土となり、 Na^+ を放出する。ただし、イオン交換反応は地下水中の陽イオンの量比 ($\text{Ca}^{2+}/\text{Na}^+$ 比, $\text{Ca}^{2+}/\text{Mg}^{2+}$ 比等) の変動は説明できるが、溶存物質質量 (当量濃度) の変化とは無関係である。

4) 硫化鉱物(黄鉄鉱など)の酸化反応。黄鉄鉱が酸化されると H^+ と SO_4^{2-} が生成する。さらに酸素の供給がある場合、 Fe^{2+} は Fe^{3+} に酸化されて褐鉄鉱 ($FeO \cdot OH \cdot nH_2O$) となり、沈殿する。また、 H^+ は他のケイ酸塩鉱物や炭酸塩鉱物との反応によっても消費される。これらの酸化反応は酸素の供給が多い地表近くで進行する。

5) 有機物による硫酸イオンの還元反応。 SO_4^{2-} は有機物によって還元され、硫化鉄や硫化水素を生じる。逆に、有機物は酸化され HCO_3^- となる。結果として、水質は SO_4 型から HCO_3 型に変わる。この反応は酸素の供給のない還元的条件下、つまり地下深くで進行する。還元剤には2種類あると考えられる。一つは、地すべりの活動によって地下に埋没した樹木や腐植物であり、もう一つは初生的に砂岩や泥岩といった堆積岩に含まれる有機物である。

6. 結果と考察

6.1 水質の特徴と分布

松之山地域には主としてデイサイト質凝灰岩と泥岩が分布し、岩相の違いは水質の違いによく反映されている。図-4に凝灰岩地域と泥岩地域に産する地下水の水質別の割合を円グラフに示した。陰イオンに注目すると、凝灰岩地域はほとんどが HCO_3 型なのに対して、泥岩地域

では SO_4 型の割合が大きくなる。これは先に述べた硫化鉱物の酸化反応によって、泥岩に含まれる黄鉄鉱が酸化され、 SO_4^{2-} を生成したためである。また、凝灰岩地域と泥岩地域の HCO_3 型と SO_4 型地下水それぞれの陽イオンに注目すると、凝灰岩地域では Ca 型の割合が大きく、泥岩地域では Na 型の割合が大きい。さらに両地域の水質を比較するため、 $NaCl$ 成分を取り除いた上で、次式によって主要な陽イオンである Ca^{2+} と Na^+ の合計に占める Ca^{2+} と Na^+ の割合(%)を求めた。図-5と図-6は、それらの頻度分布と組成範囲である。

$$Ca(\%) = 100 \times [Ca^{2+}] / \{ [Ca^{2+}] + 2 \times [Na^+] \}$$

[ ] はモル濃度(mol/l)である。

凝灰岩地域と泥岩地域とは陽イオン組成範囲や組成分布にかなりの違いがある(図-5)。凝灰岩地域の Ca の割合は10%~90%の範囲にあり、最頻値は70%~80%にある。泥岩地域の場合は Ca の割合は数%~80%の範囲にあり、最頻値は40%~50%にある。陽イオンの濃度と組成を支配しているのは、岩石に含まれる鉱物の溶解反応である。凝灰岩に含まれる黒雲母や普通輝石が完全に変質鉱物に置き換えられていると仮定すると、最も溶解度の大きい鉱物は斜長石である。方解石と共存しているので、斜長石の溶解は方解石に飽和するまで進行する。方解石に飽和する前に斜長石が消費された場合、次に溶

図-4 凝灰岩地域と泥岩地域の地下水に占める各タイプの水質の割合

図-5 凝灰岩地域と泥岩地域の地下水における主陽イオン成分(CaとNa)に占めるCa成分の割合(%)別の試料数

図-6 凝灰岩地域と泥岩地域の地下水における主陽イオン成分(CaとNa)に占めるCa成分の割合(%)の組成範囲

解度の大きい方解石が溶解する。泥岩においても斜長石が溶解し、方解石とドロマイトの違いはあるが、凝灰岩の場合とほぼ同様の反応が生じる。溶出した陽イオンは、したがって Ca 成分に富む。ただし、凝灰岩地域の地下水と泥岩地域の地下水を比べると、最も Ca 成分に富む水の組成 (Ca/Na 比) が異なり (図-6)、凝灰岩地域の水は 89% であるのに対して、泥岩地域の水は 78% である。この違いの一つは溶解する鉱物の組成を反映していると考えられる。凝灰岩と泥岩に含まれる斜長石の Ca/Na 比は異なり、凝灰岩地域の斜長石の方が Ca 成分に富む可能性が高い。しかし、図-5 の Ca 成分の頻度分布は凝灰岩地域の水と泥岩地域の水で大きく異なっており、これは溶解する斜長石の組成だけでは説明できない。このような地すべり地の地下水における陽イオン比の変動は粘土鉱物のイオン交換反応によって説明できる。凝灰岩は Ca 型の粘土鉱物を多く含み、泥岩は Na 型の粘土鉱物を多く含むと考えられる。

松之山地すべり地域の全電解質当量濃度に対する水質別の試料数の分布が図-7 である。横軸は 0~10 meq/l 未満は 1 meq/l ごとに 10~100 meq/l 未満は 10 meq/l ごとに目盛りを設定した。陽イオンに注目すると、低濃度では Ca 型が多く、高濃度では Na 型が多い。さらに注目すべきは、30 meq/l を超える異常に高い電解質濃度を有する地下水はすべて Na-Cl 型であるということである。実際には、Na-HCO₃ 型や Na-SO₄ 型に分類される地下水であっても、電解質濃度の高いものの中には Cl 濃度の高いものが存在している。

調査地域の一部である大松山の北東地域の地すべり地下水の水質と電気伝導度 ($\mu\text{S}/\text{cm}$) の分布を図-8 に

示す。地すべり地形は空中写真の判読によるものである。図-8 をみると、凝灰岩地域の地下水は HCO₃ 型が多く、泥岩地域には SO₄ 型の割合が多い。このことは前に指摘した通りである。HCO₃ 型地下水に注目すると Ca-HCO₃ 型の水は広範囲に分布しているが、Na-HCO₃ 型の地下水の分布には偏りがある。地すべり地形と水質の関係にはさまざまな要素が影響していて単純ではないが、松之山地すべりでは大局的には頭部から中央部では Ca 型が多く、中央部から末端部に向かうにしたがって、Ca

図-7 地すべり地地下水の水質のタイプ別の全当量濃度に対する試料数

図-8 大松山の北東地域の地すべり地下水の水質のタイプ・電気伝導度分布

型に比べ Na 型の出現する頻度が増加する傾向にある。また、断層の近傍には NaCl 型地下水がみられる。全体として Ca 型に比べ Na 型の方が電気伝導度、つまり電解質濃度が高く、図-7 にみられた傾向と一致する。このことは主として地すべり頭部付近から侵入した地下水の CO_2 分圧と滞留時間に関係があることを示唆している。地下に浸透後間もない地下水は電解質濃度が低く、時間の経過とともに岩石との反応によって CO_2 ガスを消費しながら反応が進行し、濃度が増加する。これと平行して、 Ca^{2+} は Na 型粘土によるイオン交換反応によって Na^+ に置き換えられる。前述のように造岩鉱物の溶解度は、 CO_2 分圧に規制されている。地下水の電解質濃度は、いかに滞留時間が長いとしてもその濃度には限界があり、 CO_2 分圧が高いほど高濃度の HCO_3^- 型地下水を生成し得る。

6.2 高電解質濃度地下水の成因について

地すべり地の高濃度地下水の成因を探るためには、陰イオンに注目し、陰イオンを供給する機構の解明が重要である。佐藤・青木¹⁰⁾は、新潟県の地すべり地内外の水質データを整理し、新鮮な地すべり地の地下水は古い地すべり地や地すべり地外の水より、電気伝導度が 10 倍以上高いことを示した。高濃度地下水の陽イオンの起源は岩石に求めることができる。陽イオン間の組成比の変動は粘土鉱物によるイオン交換反応で説明できる。しかし、大量の陽イオンと等価にある大量の陰イオンは、基本的には岩石中にその成分がないので岩石からは供給されない。佐藤ほか¹¹⁾は、空气中に放置した泥岩から比較的速やかに SO_4^{2-} が生成することを実験的に確認し、 SO_4^{2-} は泥岩中の黄鉄鉱の酸化に成因を求めた。松之山においても泥岩分布域に SO_4 型の地下水が多い（図-4）。一方、 SO_4^{2-} の供給源として石膏（ $\text{CaSO}_4 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$ ）や硬石膏（ CaSO_4 ）を考えることもできる。地下水が石膏に飽和か不飽和かを判定するために、図-9 に地下水の石膏に対する Saturation Index（S. I.）を示した。S. I. は次式で表す。

$$\text{S. I.} = \log(10^{-4.6}/[\text{Ca}^{2+}] \times [\text{SO}_4^{2-}])$$

$10^{-4.6}$ は石膏の溶解度（Appelo and Postma¹²⁾）、 $[\text{Ca}^{2+}]$ と $[\text{SO}_4^{2-}]$ は地下水の Ca^{2+} と SO_4^{2-} のモル濃度（mol/l）である。図-9 をみると松之山地域の地下水は石膏に不飽和であり、地下水が石膏と平衡に共存していたとは考えられない。佐藤ほか¹¹⁾のように、 SO_4^{2-} の起源は泥岩中の黄鉄鉱の酸化に求めるのが妥当である。ならば、 SO_4^{2-} の生成には酸素の供給が不可欠である。 SO_4 型の地下水が泥岩分布域の横孔ボーリングの水に多いのは、酸素の多い地表近くで SO_4^{2-} が生成したとする考えと整合的である。水/岩石比にもよるが、地表近くの破壊後

間もない新鮮な泥岩ほど SO_4^{2-} 濃度が高い。松之山町の天水越地区の地すべり地で平成元年に施工された横孔ボーリングには SO_4^{2-} 濃度が 1360 mg/l にも達する水がある。

一方で、高濃度 Na- HCO_3 型の地下水の産出は松之山地域をはじめとする新潟県内の第三紀層地すべり地の特徴の一つである。木村¹³⁾は神戸層群の地すべり地にみられる高濃度 Na- HCO_3 型地下水の形成機構について、基岩である淡水成の凝灰質泥岩の溶出実験から、置換性 Na^+ を含むモンモリロナイトと方解石（ CaCO_3 ）が共存し、これらが雨水や地下水と反応することによって効果的に高濃度 Na- HCO_3 型地下水が生成するとした。松之山地域では凝灰岩分布域、泥岩分布域を問わず高濃度 Na- HCO_3 型地下水が存在し、中には HCO_3^- 当量濃度が 10 meq/l を超える地下水が存在する。凝灰岩および泥岩は多量のスメクタイトとセメント物質として少量の炭酸塩鉱物（ドロマイト）を含み、条件は木村¹³⁾の見解を支持する。しかし、松之山地域をはじめとする新潟県内の地すべり地の基岩は、海成の泥岩であるため黄鉄鉱を含んでおり、木村¹³⁾と同様の条件下における溶出実験では黄鉄鉱の酸化により、 SO_4 型の水になってしまう。佐藤¹⁴⁾が指摘したように、黄鉄鉱が溶脱し、風化が進行した泥岩と反応して形成された水は、 SO_4 型ではなく HCO_3 型となるが、炭酸塩鉱物（ドロマイト）やその他の鉱物の溶脱も進行しているため、 HCO_3^- 濃度の高い地下水の形成には不利である。

松之山地すべりにおいて、高濃度 Na- HCO_3 型地下水が形成されるには、 CO_2 を溶かした水と比較的新鮮な岩石とが還元条件下で反応することが必要となる。つまり、高濃度 Na- HCO_3 型地下水は、地表近くで黄鉄鉱の酸化によって形成された SO_4 型の地下水に比べ、還元的

図-9 Saturation Index による地すべり地地下水の石膏に対する飽和・不飽和の判定

図-10 水質別の $\text{HCO}_3^- + \text{SO}_4^{2-}$ (meq/l) と HCO_3^- (meq/l) の関係

な深い所で形成されなければならない。図-10 をみると、Na-Cl 型もふくめて HCO_3^- 濃度が 4 meq/l 以上の水は 2 つの例外を除き SO_4^{2-} をほとんど含まない。高濃度 Na- HCO_3^- 型地下水の形成場が SO_4^{2-} を形成できない条件下にあることを示唆している。例外の水は集水井の構造上、浅い SO_4 型の地下水と深い Na- HCO_3^- 型地下水が井戸の中で混合してしまったために形成されたのであろう。

筆者らは、炭酸塩の溶解も含めて高濃度 Na- HCO_3^- 型地下水の形成には CO_2 分圧が重要な役割を果たすと考えている。地すべり地の地下水の pH は 6~8 の値が圧倒的に多い。よって主要な炭酸物質は HCO_3^- であり、pH と HCO_3^- 濃度から次のように CO_2 分圧を見積もることができる。水に CO_2 ガスが溶ける反応は次式のように表される。

この反応の平衡定数を K とすると、

$$K = [\text{H}^+][\text{HCO}_3^-]/\text{Pco}_2$$

となる。[ ] はモル濃度 (mol/l)、P はガスの分圧である。ここで、25°C における平衡定数 K は $10^{-7.8}$ (Harned and Davis¹⁹⁾) であるから、 CO_2 分圧は次式によって、

$$\log \text{Pco}_2 = \log [\text{HCO}_3^-] - \text{pH} + 7.8$$

となる。図-11 に pH と HCO_3^- 濃度から見積もられた地下水と平衡な CO_2 分圧を示した。松之山地すべり地域の地下水の CO_2 分圧は $10^{-1.2} \sim 10^{-3.1}$ 気圧であり、 $10^{-1.5} \sim 10^{-2.5}$ 気圧の範囲のものが多く、これらは大気中の炭酸ガスのおよそ 10~100 倍に相当する。最頻値は $10^{-2.1} \sim 10^{-2.2}$ 気圧であり、平均値は $10^{-1.96}$ である。岩石との反

図-11 pH と HCO_3^- モル濃度の関係による CO_2 分圧の見積もり

応の結果生じた地下水の CO_2 分圧は、反応の初期の CO_2 分圧と異なることがある。新たな CO_2 の供給のない閉鎖された条件では岩石との反応によって CO_2 ガスが消費され、反応が進行した地下水の CO_2 分圧は、反応の初期段階の分圧より小さくなる。Ca CO_3 (方解石) - H_2O - CO_2 の系を例に考えると、 CO_2 分圧が $10^{-1.5}$ 気圧のとき pH は 4.6, $[\text{HCO}_3^-]$ は $10^{-4.6}$ (mol/l) である。方解石の溶解は、常に CO_2 ガスの供給がある場合、最終的に pH は 7.0, $[\text{HCO}_3^-]$ は $10^{-2.3}$ (mol/l) となり、 CO_2 分圧は $10^{-1.5}$ 気圧と変わらない。新たな CO_2 ガスの供給がない場合、最終的に pH は 7.7, $[\text{HCO}_3^-]$ は $10^{-2.7}$ (mol/l) となり、 CO_2 分圧は $10^{-2.6}$ 気圧に減少する。(例えば、Appelo and Postma¹²⁾)。天然の岩石は多種の鉱物が共存する複雑な系であり、高濃度 Na HCO_3^- 型地下水のように反応が進行した地下水から、反応の初期段階における CO_2 分圧を知ることは困難である。

高濃度 Na- HCO_3^- 型地下水は、 HCO_3^- モル濃度が高いにもかかわらず、 $10^{-1.5} \sim 10^{-2.2}$ 気圧程度の CO_2 分圧を有するものがある。この解釈として次の 2 つが考えられる。一つは CO_2 について閉鎖している系で、反応の初期段階における CO_2 分圧は $10^{-1.5}$ 気圧よりもさらに高い場合。もう一つは、常に $10^{-1.5}$ 気圧程度の CO_2 ガスが供給され続ける開放した系で、地下水と岩石とが反応した場合である。 CO_2 ガスの起源については、高濃度 Na- HCO_3^- 型地下水が嫌気的条件下で形成されたことと地下水と平衡な CO_2 分圧が大気のものより 10~100 倍大きいことから、有機物の分解あるいは地下深部から供給される CO_2 ガスのどちらかが起源である。後述するように Na-Cl 型地下水の出現や地下水温度の異常を考えあわせると、 CO_2 ガスは地下深部から供給されている可能性がある。

6.3 Na-Cl 型地下水

新潟県の地すべり地では、しばしば Na-Cl 型の特異な地下水が見出されている (例えば、佐藤¹⁴⁾、牧ほか¹⁷⁾ な

ど)。松之山地域の水梨地区では Cl^- 濃度が 1100 mg/l にも達する地下水がある。岩石中の Cl 含有量は極めて小さいので、 Na-Cl 型地下水は前述した水-岩石相互作用では説明できない。また、温帯湿潤な気候条件を考えると、通常 Cl^- 濃度が $5\sim 10 \text{ mg/l}$ 程度の地下水が蒸発によって 1000 mg/l 以上に濃縮されることはありえない。 1000 mg/l 以上の Cl^- 濃度と松之山地域の地理的条件を考えると、風送塩の影響も極めて小さい。前述のように Na-Cl 型地下水の多くは、泥岩地域のものであっても SO_4^{2-} をほとんど含まないので (図-10)、地表近くで形成した浅い地下水ではない。 Na-Cl 型地下水は地すべり地に特徴的な水であって、近傍の安定地には産しない。第三紀層地すべり地の地下水の動きを考える上で極めて重要である。

松之山は温泉地としても有名である。松之山温泉の水質は Cl^- 濃度が 9000 mg/l 前後の Na-Cl 型であり、メタンガスをともなう。鷹の湯 1 号井は深さ 170 m で 90°C の温泉が間欠的に自噴している。大木ほか¹⁸⁾ はこれらの熱水と地すべり・群発地震の関連性を指摘している。

Na-Cl 型地下水が松之山温泉の水質に類似することと、断層の近傍に分布していることからみて、これらは断層を通過して深部から上昇してきた可能性が大きい。

7. 地すべり地地下水の水温

図-12 に地すべり地における標高と水温の関係を示した。線 A は新潟市の年平均気温から推定した任意の標高における年平均気温。松之山地域の年平均気温とほぼ一致すると考えられる。地下水温は一般に年平均気温より、 $1\sim 2^\circ\text{C}$ 高いとされる (山本¹⁹⁾) ので、線 B は線 A に 2°C 加えた線である。図-12 をみると、松之山地すべり地

図-12 松之山地すべり地でみとめられた異常高温地下水。横軸は標高、縦軸は水温。線 A は新潟市の年平均気温の高度補正。線 B は線 A + 2°C

域の地下水は、線 B よりも高い水温の地下水が多数存在し、極端なものでは線 B よりも 7°C も高い。いくつかの井戸において、6 月、8 月、11 月に水温を測定したところ、 $1\sim 2^\circ\text{C}$ の季節変化がみられた。水温については今後さらに詳しい調査を行う予定であるが、季節変化や測定誤差などを考慮しても、松之山地すべり地には水温の高い地下水が存在するとみられる。水温 24°C の松之山湯田温泉は、現在の井戸の深さは 40 m であるが、本来は自然湧出していた温泉である。水温の異常は地下深部の熱水に起因する熱流体 (熱水あるいはガス) の影響と考えられる。

8. まとめ

松之山地すべり地の地下水の水質は地質状況をよく反映している。水質の特徴をまとめると以下の通りである。

- 1) 電解質成分による大局的な水質の分布は次の通りである。
 Ca-HCO_3 型; 地すべりの頭部～中央部付近。
 Na-HCO_3 型; 地すべりの中央部～末端部付近。
 Ca-SO_4 型; 泥岩を基岩とする地すべりの頭部～中央部付近。
 Na-SO_4 型; 泥岩を基岩とする地すべりの中央部～末端部付近。
これらの地下水は地すべり頭部から末端部に向かって、電解質濃度が高くなる傾向がある。
 Na-Cl 型; 断層の周辺。温泉。
- 2) 凝灰岩分布域では Ca 型が多く、泥岩分布域では Na 型が多い。これは凝灰岩と泥岩の主に粘土鉱物の組成の違いを反映している。
- 3) Ca 型に比べ Na 型の方が相対的に電解質濃度が高い。全当量濃度が 30 meq/l 、電気伝導度にして約 $1500 \mu\text{S/cm}$ 以上の異常に高い電解質濃度の地下水は NaCl 型である。
- 4) SO_4 型の地下水は泥岩分布域に特徴的である。これは泥岩中の黄鉄鉱が酸素の豊富な地表近くで酸化されることで生成される。 SO_4 型の地下水は浅い地下水である。
- 5) 電気伝導度が $1000 \mu\text{S/cm}$ 以上の高濃度 Na-HCO_3 型地下水は比較的高い CO_2 分圧のもとで嫌氣的還元的条件下で生成したと考えられる。高濃度 Na-HCO_3 型地下水は深い地下水と考えられる。
- 6) Na-Cl 型の地下水は地すべり地に特有であり、近傍の安定地にはみられない。 Na-Cl 型の地下水は地表から地下に浸透した水と岩石の相互作用では生じない。松之山温泉の水質に類似することと断層の近くに分布することから、地下深部から断層を通じて上昇してきた水と考えられる。

- 7) 水温の高い地下水が存在する。これらは地下深部の熱水の影響をうけている可能性がある。

謝 辞

研究をすすめるに当たり、新潟県安塚土木事務所、同県東頸城農地事務所、同県上越林業事務所、高田営林署、松之山町役場の方々にいろいろお世話いただいた。新潟県安塚土木事務所長の山岸俊男氏（現在：同県土木部道路建設課長）には特にお世話になった。野外調査では安塚町の新保馨さん宅に宿泊させていただいた。新潟大学理学部の吉村尚久教授と院生の山田和生氏（現在：日本工営）には鉱物分析・同定の便宜をはかっていただいた。本研究に（財）砂防・地すべり技術センター研究開発助成金と文部省科学研究費一般研究 B（代表：宮下純夫，課題番号 06452092）の一部を使用させていただいた。以上の方々に記して感謝申し上げます。

参 考 文 献

- 1) 天野和孝(1991): 松之山町史編纂委員会編「松之山町史」, 松之山町, 11-30
- 2) 津田禾粒・白井健裕・長谷川美行・新川 公(1984): 土地分類基本調査「松之山温泉」, 新潟県, 33-52
- 3) Garrels R. M. and Christ C. L. (1965): Solutions, Minerals and Equilibria. Freeman and Cooper. 450 pp
- 4) 佐藤 修(1993): 地すべり地における地下水水質調査法(その1)-現地調査とデータの整理-, 地すべり技術, 20巻1号, 11-23
- 5) 佐藤 修(1993): 地すべり地における地下水水質調査(その2)-地すべり地地下水の水質形成過程-, 地すべり技術, 20巻2号, 18-28
- 6) 佐藤 修(1994): 地すべり地における地下水水質調査法(その3)-地すべり地地下水の水質形成過程と調査実例-, 地すべり技術, 20巻3号, 16-26
- 7) 吉岡龍馬(1990): 地すべりと水-地球化学的調査(その1), 地下水学会誌, 32巻3号, 147-162
- 8) 吉岡龍馬(1990): 地すべりと水-地球化学的調査(その2), 地下水学会誌, 32巻3号, 253-272
- 9) 吉岡龍馬・金井忠一(1975): 地すべり地地下水の炭酸ガス分圧について, 京大防災研年報, 18号B, 1-12
- 10) 佐藤 修・青木 滋(1990): 地すべり地内外の水質の特徵-第三系泥岩地帯の地すべりを例として-, 地すべり, 27巻1号, 27-33
- 11) 佐藤 修・青木 滋・鈴木幸治(1983): 虫亀地すべり地の地下水のアニオンの起源-地すべり地の陸水の水質3-, 新潟大災害研年報, 第5号, 33-42
- 12) Appelo C. A. J. and Postma D. (1992): Geochemistry, groundwater and pollution. A. A. Balkema. 536 pp
- 13) 木村耕治(1990): 神戸層群の地すべり地に存在する高濃度 Na-HCO₃ 地下水の形成機構, 地下水学会誌, 32巻1号, 5-16
- 14) 佐藤 修(1981): 地すべり地の陸水の水質 1. 虫亀・高倉地すべり, 新潟大災害研年報, 第3号, 47-58
- 15) Harned H. S. and R. Davis, Jr (1943): The ionization constant of carbonic acid in water and the solubility of carbon dioxide in water aqueous salt solution from 0 to 50°C. J. Amer. Chem. Soc. 65, 2030-2037
- 16) 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, 新潟大災害研年報, 第4号, 77-85
- 17) 牧 隆正・富田利保(1965): 松之山地すべり地帯陸水の水質特性について, 地すべり, 1巻3号, 1-7
- 18) 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熱水系に起因する地震と地すべり, 月刊地球, 号外 No. 5, 121-125
- 19) 山本荘毅(1992): 地下水水文学, 共立出版, 228 pp
(原稿受理日 平成6年12月12日)

可能性線形回帰分析による地震時の切土のり面・斜面の崩壊危険度判定の検討

「地すべり」Vol. 32, No. 3 (通巻第 123 号) pp. 1~9, 1995 年 (平成 7 年) 12 月

寺田秀樹, 船山 淳, 大浦二郎, 須原 茂

可能性線形回帰分析により, 地震時の斜面崩壊の危険度評価を試みた。その結果, 表層崩壊において地震加速度に影響される要因は主に地形要因であるとするモデルが同定された。他の地震による崩壊地を適用したところ, 適用の幅が小さいという問題点が指摘された。

An Estimation Method of Running Down Distance of Slope Failure Debris by a Fuzzy Inference Method Based on L-R Type Membership Function

「地すべり」Vol. 32, No. 3 (通巻第 123 号) pp. 10~16, 1995 年 (平成 7 年) 12 月

Hiroyuki YOSHIMATSU and Saburo NAKAMURA

がけ崩れの崩土の到達距離に関する災害データは, 災害直後に収集されることもあってファジィネスを有している。これら災害データについて到達距離に関与する要因を L-R 型メンバーシップ関数で表わし, デルタ則による学習結果のファジィ推論より崩土の到達距離を予測する手法を提案した。この手法は学習機能を有することより汎化性の高い手法であるとともに解析に使用する要因の曖昧性が検討できることを明らかにした。

くさび杭設計のための試論

「地すべり」Vol. 32, No. 3 (通巻第 123 号) pp. 17~23, 1995 年 (平成 7 年) 12 月

小島義孝, 山田壽政, 渡邊直人, 速水博秀

くさび杭の新しい理論による設計法を検討した。この設計法では杭に作用する横荷重と移動層および不動層に発生する地盤反力の釣り合い, さらに移動層スライスに於ける力とモーメントの釣り合いを考慮した理論にもとづき設計式を導いた。このため杭のたわみ方程式として, 移動層に発生する地すべり変位を考慮した式を用いた。また斜面の安定評価理論によって杭に作用する横荷重を算定した。なお杭に作用する横荷重は従来の設計法と同様, 移動層, 不動層の境界に作用する集中力を仮定した。また杭設置後の斜面の全体安全率の判定法についても検討を行った。

第三紀層地すべりの移動解析

「地すべり」Vol. 32, No. 3 (通巻第 123 号) pp. 24~31, 1995 年 (平成 7 年) 12 月

丸山清輝

本文では, 第三紀層地すべりにおける地すべり動態観測結果をもとに, 間隙水圧及び地下水位と地すべり日移動量との時系列的な関係について検討した。その結果, 間隙水圧及び地下水位の変化による地すべり日移動量の時系列変化は, 粘土のクリープ特性をもとにした式により求められることが分かった。

新潟県松之山地すべり地域の地下水の水質について

「地すべり」Vol. 32, No. 3 (通巻第 123 号) pp. 32~40, 1995 年 (平成 7 年) 12 月

渡部直喜, 鷺津史也, 大木靖衛, 佐藤 修

新潟県松之山地すべり地域の地下水の水質を調査・分類・整理し, 水-岩石相互作用の見地から地下水の形成過程を考察した。大部分の地下水の水質は, 母岩の特徴をよく反映しており, 地下に浸透した水と母岩との水-岩石相互作用によって形成された。一方, 水と母岩との反応では形成できない Na-Cl 型の地下水もみとめられる。Na-Cl 型の地下水は松之山温泉の泉質に類似し, 断層の近傍に分布する傾向にある。また, 高い CO₂ 分圧の条件下で形成された地下水や水温の高い地下水もみとめられる。松之山地域の地すべり地の一部の地下水には, 断裂を通じて上昇してくる地下深部の熱水の寄与がある。