

六フッ化硫黄を指標とした山形県七五三掛地すべり地における地下水の年代推定

誌名	農業農村工学会論文集
ISSN	18822789
著者名	土原,健雄 奥山,武彦 吉本,周平 白旗,克志 石田,聡
発行元	農業農村工学会
巻/号	82巻6号
掲載ページ	p. 413-422
発行年月	2014年12月

農林水産省 農林水産技術会議事務局筑波産学連携支援センター
Tsukuba Business-Academia Cooperation Support Center, Agriculture, Forestry and Fisheries Research Council
Secretariat



六フッ化硫黄を指標とした山形県七五三掛地すべり地 における地下水の年代推定

土原健雄* 奥山武彦** 吉本周平* 白旗克志* 石田 聡*

* (独) 農業・食品産業技術総合研究機構 農村工学研究所, 〒305-8609 茨城県つくば市観音台 2-1-6

** 山形大学農学部, 〒997-8555 山形県鶴岡市若葉町 1-23

要 旨

山形県七五三掛地すべり地において、地下水の流動状況を把握するため、六フッ化硫黄 (SF_6)、フロン類 (CFCs)、水素・酸素安定同位体比 (δD , $\delta^{18}\text{O}$)、放射性同位体トリチウム、溶存イオン濃度を測定し、地下水の年代推定を行った。浅部地下水の年代推定には SF_6 、深部の古い地下水にはトリチウムが有用であった。年代推定結果と他の水質要素の関係性のうち、特に $(\text{Ca}^{2+} + \text{Mg}^{2+})/\text{HCO}_3^-$ 比は古い地下水ほど低下する傾向にあり、年代推定結果の検証に適用可能である。また、地形・地質情報に加え、地下水の $\delta^{18}\text{O}$ 分布は、多層的な地下水流動機構を確認し、地すべり地へ異なる涵養域から年代の異なる地下水が流入することを示す上で有効である。本研究で適用した環境トレーサーを組み合わせることで、地すべり地において対策工からどのような地下水を排除しているか、滞留時間、涵養年代による地下水の分類が可能である。

キーワード：地すべり、地下水、六フッ化硫黄、環境同位体、涵養年代、滞留時間

1. はじめに

地すべり等防止法 (昭和 33 年) により指定され、農村振興局が所管する地すべり防止区域は、区域数 1,963、面積 11.2 万 ha に及んでおり (2014 年 1 月時点)、防災対策は重要な課題となっている。地すべり発生の要因は地盤の脆弱性による「素因」と大雨や地震等による「誘因」とに分けられ、地形・地質といった前提条件である素因に外的因子である誘因が加わり、斜面の不安定化が生じる。誘因である豪雨や融雪による地下水供給の増加は、風化過程を通して地盤構成物質の変質・強度の劣化と地下水の局所的集中による崩落の力学的促進 (吉岡, 1990) として地すべり発生に大きく影響する。地すべり地の斜面の安定性を評価するためには、地下水の水理的性質である間隙水圧の分布や変化を正確に捉える必要があることから (松浦, 2012)、地下水の起源や地下水の流入・流動過程といった詳細な水文情報は重要である。しかし、過去の運動により地すべり地塊が攪乱され透水性が著しく不均質に分布するなど (吉松, 1991)、地すべり地の地下水の流れは単純ではない (川上, 2009)。

水循環過程の把握に適用され、その有効性が多くの研究で確認されている環境同位体等の環境トレーサーは、地下水流動場が複雑で地形等から流動の推定が困難な地すべり地において有効な調査手法と考えられる。地すべり地では、溶存イオン濃度による地下水流動過程の推定 (例えば, Guglielmi et al., 2000; 相楽ら, 2005)、水素・酸素安定同位体比 (δD , $\delta^{18}\text{O}$) 分布による地下水の分類 (例えば, 川

原谷ら, 2000; 鈴木・佐藤, 2002; Peng et al., 2010) といった研究がある。さらに、地下水がどの程度の時間をかけて流動するかといった滞留時間を解析することで、地下水流動経路推定の信頼性が向上する。地すべり地においては、放射性同位体トリチウム (T ; ^3H) により推定される滞留時間を考慮して地下水流動を解析した既往の研究がある (例えば, 吉岡ら, 1988; Mikoš et al., 2004; Peng et al., 2007)。しかし、1960 年代に降水中の濃度がピークに達し、現在では自然発生レベルまで濃度低下したトリチウムの時間分解能では、過去 25 年以内に涵養された地下水の年代を識別するのは難しくなっている (浅井・辻村, 2010)。

一方で、工業用に用いられる不活性ガスで、近年大気中の濃度が上昇しているクロロフルオロカーボン類 (CFCs)、六フッ化硫黄 (SF_6) を指標として地下水の年代を推定する研究が進められている (IAEA, 2006)。国内では浅井・辻村 (2010) が適用性を示したことを端緒に、研究事例が増えつつある (例えば, Asai et al., 2011; Kusano et al., 2014)。これらの不活性ガスは、数年～数十年単位の比較的短い滞留時間を持つ若い地下水への適用が可能であることから、平野部の深層地下水と異なり、比較的地下水流動が活発な斜面変動場の地下水の年代推定に有用と考えられる。しかし、地すべり地については、末峰ら (2012) の報告があるのみで適用は極めて限定的であり、知見の蓄積、指標としての有効性の確認が必要である。特に深部のすべり面において発生する大規模な変位を対象とする場合、作用する地下水の涵養域は地すべりブロック上流域まで広範囲に及ぶ可能性があり、滞留時間や涵養年代といった時間情報は地

下水の影響圏を定める上でも有用な情報となる。

本研究では、2009年に地すべりが発生し現在も対策が継続されている山形県鶴岡市の七五三掛地すべり地を対象にしている。地すべり発生誘因となる地下水の流動状況を把握するため、地下水中の主要溶存イオン濃度、CFCs、SF₆、δD、δ¹⁸O、放射性同位体トリチウムを測定し、地下水涵養年代の推定を行い、地すべり地内の地下水を分類するとともに、用いた環境トレーサーの適用性を評価した。

2. 対象地概要

2.1 地形及び地すべり活動

対象とした七五三掛区域の地すべり地は、山形県鶴岡市(旧朝日村)に属し、標高1,984mの月山を頂点とする赤川流域内の丘陵地に位置する(Fig.1)。凹地形の地すべり地帯である七五三掛区域を含む大網地域の丘陵は、比較的緩やかな傾斜(3~15度程度)で古くから水田地帯として開かれていた(経済企画庁, 1964)。当該地すべり地は、2009年の融雪期に区域南西側の地すべりブロックの活動が活発化し、緊急の対策工事が実施された。活動の沈静化後、東側に隣接する大規模な地すべりブロック(Dブロック; 長さ1,100m, 幅700m)(Fig.1)の活動が確認され、現在農林水産省により地下水排除工による対策が実施されている。既往の報告(寺田ら, 2010)によれば、Dブロックのすべり面の深度は120mに達し、継続的な地すべりの活動が確認されている。

2.2 地質

本地域では、新第三紀中新世に安山岩質、流紋岩質岩石が噴出し、これらの溶岩、集塊岩及び凝灰質岩石が先第三紀の基盤岩を覆って堆積するとともに、砂岩、泥岩及びこれらの互層が発達し、その上層を第四紀の火山活動に起因する火山灰砂、泥流が覆っている(経済企画庁, 1964)。地すべりブロックでは、一般的に固結度が高い凝灰角礫岩を不動層として、上位に向かって凝灰岩薄層を含む泥岩、粗粒玄武岩が層状に分布する(Fig.2)。泥岩・砂岩層中の凝灰岩や泥岩に破碎・粘土化が進行し、すべり面が形成されており、末端付近では緩い受け盤となっている。全体に風化が進んでいる粗粒玄武岩層は透水性が比較的高く、泥岩層は透水性が低い。粗粒玄武岩、泥岩の層厚は場所により異なり、地すべりブロック南東部は泥岩層が厚く分布する(Fig.1)。

3. 研究方法

3.1 調査地点及び調査方法

地すべりブロック内での地下水採取地点をFig.1、観測施設の諸元をTable 1に示す。Fig.1中には、地点によって異なる分析対象項目を、凡例を区別して表示している。地下水の涵養年代を推定するため、観測孔2地点(OW1, 2)において、主要イオン、δD、δ¹⁸O、トリチウムを対象、集

水井3地点(CW1~3)、ディープウェル4地点(DW1~4)において、主要イオン、δD、δ¹⁸O、トリチウム、CFCs、SF₆

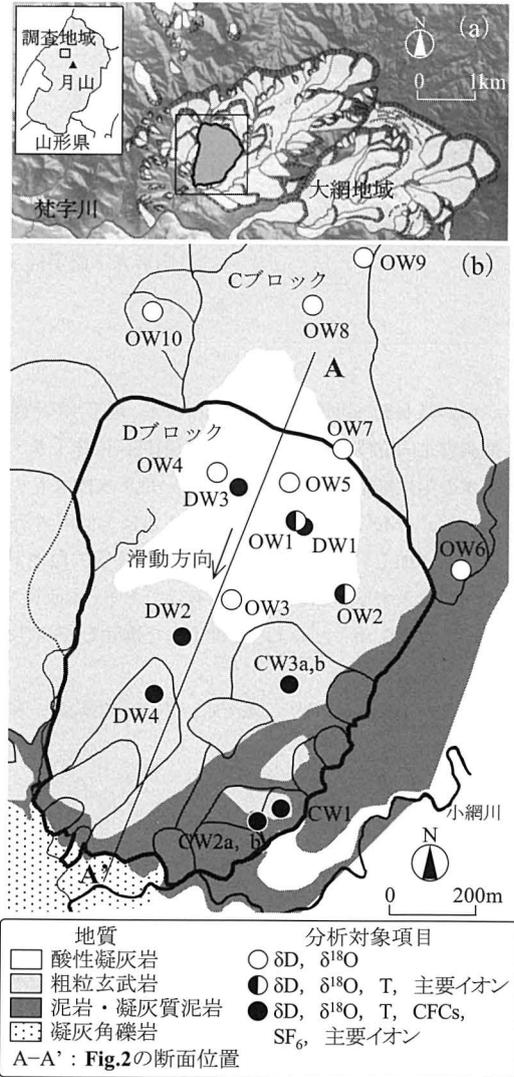
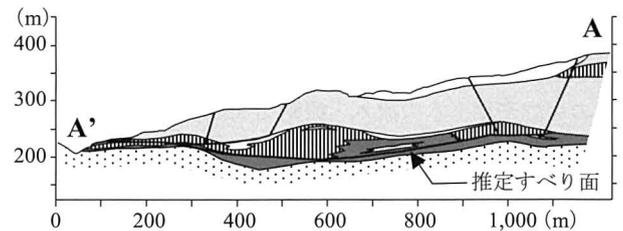


Fig.1 七五三掛地すべり周辺地域の地すべり地形分布(防災科学技術研究所(2009)より作成)(a)及び地すべり地での地下水採取地点位置図(土原ら(2014a)より作成)(b)



凡例		地質
新第三紀中新世	[Symbol]	酸性凝灰岩
	[Symbol]	粗粒玄武岩
	[Symbol]	凝灰岩・砂質凝灰岩
	[Symbol]	凝灰質泥岩・凝灰質砂岩互層
	[Symbol]	泥岩・凝灰質泥岩
[Symbol]	凝灰角礫岩	

Fig.2 Dブロック地質断面図(寺田ら(2010)に加筆して作成) Geological section of landslide block D based on Terada et al. (2010)

Table 1 観測孔, 集水井, ディープウェルの諸元
Specifications of observation wells, catchment wells and deep wells

種類	名称	標高 (m)	開口深度 (m)	ポンプ深度 (m)	備考
観測孔	OW1	342	99~109	—	
	OW2	334	0~90	—	
	OW3	320	101~106	—	
	OW4	331	40.2~44.1	—	
	OW5	345	0~35	—	
	OW6	317	0~17	—	
	OW7	377	52~60	—	P
	OW8	404	88.3~91.3	—	P
	OW9	405	45~50	—	J
	OW10	384	28	—	G
集水井	CW1	268	18*	—	
	CW2a	259	15*	—	
	CW2b	259	15*	—	
	CW3a	315	47*	—	
CW3b	315	47*	—		
ディープウェル	DW1	341	22~110	74.3	
	DW2	299	22~51	44.8	
	DW3	332	22~110	100.0	
	DW4	284	22~100	94.0	

*: 集水ボーリングの孔口深度

P: 揚水試験実施時に採水, J: JFT 実施時に採水

G: 孔内傾斜計ガイドパイプ破損部から採水

を対象とし, 2013年11月14日に地下水の採取を行った。観測孔においては井戸用採水器により採水を行った。集水井においては集水ボーリングより排出される地下水, ディープウェルにおいては水中ポンプより排出される地下水を採取した。集水井では複数ある集水ボーリングのうち, 流量の大きい孔を選択して採水し, CW1は1本, CW2, CW3は2本の孔(それぞれCW2a, b及びCW3a, b)を対象とした。なお, 不活性ガス(CFCs, SF₆)の分析のためには, 現在の大気に含まれる不活性ガスが地下水へ溶存することを避ける必要がある。このため, ディープウェルでは排水された地下水が空気に接触する前に, 排水パイプ内からチューブポンプを用いて採水した。集水井内の集水ボーリングでは孔口を閉塞し, 孔内の大気を脱気してから採水を実施した。観測孔は孔径が50mmと小さく, また継続する地すべり活動による孔管の曲がりの可能性があるため, ポンプを挿入しての不活性ガス用の採水は実施しなかった。

地下水の深度別の δD , $\delta^{18}O$ の分布を把握するため, 開口区間の限られた観測孔(OW1, 3, 4)及び全区間が開口しているが深度35m未満の浅い観測孔(OW5, 6), 掘削時に開口区間を限定して揚水試験, JFT試験を実施していたOW7~9, 孔内傾斜計のガイドパイプ破損部からのみ地下水流入があるOW10より採水を実施した。これらの採水は2011年10月~2013年11月に実施し, OW1, 3, 4, 5については複数回の調査を行った。

3.2 分析項目及び分析方法

採取した試料水について, 主要イオン, δD , $\delta^{18}O$, トリチウム, CFCs, SF₆の分析を行った。それぞれの特性及び分析方法を次項に示す。また, 電気伝導度(EC), pH, 水温は東亜DKK社製WM-32EP, 溶存酸素量(DO)はHACH社製HQ30d, 酸化還元電位(ORP)は東亜DKK社製RM20P

を使用し, 採水直後に現地において測定を行った。

3.2.1 主要イオン

陽イオン(Na⁺, K⁺, Mg²⁺, Ca²⁺), 陰イオン(NO₃⁻, Cl⁻, SO₄²⁻)をイオンクロマトグラフ(東亜DKK社製, ICA2000)により測定を行った。重炭酸イオン(HCO₃⁻)のみ滴定法(pH4.8酸消費量)により測定を行った。

3.2.2 水素・酸素安定同位体比

自然界におけるD(²H), ¹⁸Oの存在率は非常に小さいため, 測定値はVSMOW(Vienna Standard Mean Ocean Water)とよばれる標準海水の同位体比からの千分率偏差(‰)として, δD , $\delta^{18}O$ と表記される。 δD , $\delta^{18}O$ の測定は, それぞれ水素, 二酸化炭素ガスを試料瓶の気相部分に加え, 水とガスを同位体交換平衡の状態にさせ, 平衡ガスを測定し, ガスと平衡状態にある水の安定同位体比を逆算する。得られた平衡ガスをFinnigan社製GAS BENCH IIにより, 安定同位体比質量分析計(Thermo Fisher Scientific社製, DELTA V Advantage)に導入し, 測定を行った。 δD , $\delta^{18}O$ の測定誤差はそれぞれ2%, 0.1%である。

3.2.3 放射性同位体トリチウム

自然界のトリチウムは, 宇宙線の中性子と大気中の窒素原子との衝突による核反応により生成されているが, 1952年に開始された大気中での熱核爆発実験の結果, 降水中のトリチウム濃度は急激に増加し, 北半球では1963年にピークに達した。その後, 大気中での核実験の中止とともに, トリチウム濃度は半減期(12.4年)に従って指数関数的に減少し, 現在ではほぼ自然発生レベルに回復している。古い地下水と新しい地下水の混合がないと仮定した場合, 地下に浸透した水は新たにトリチウムが加わることがなく, 半減期に従い減衰するため, 古い水ほどトリチウム濃度は小さい。この特性を利用し, 地下水の年代や流速を推定する研究, 涵養速度に関する研究が行われている(今泉ら, 2002)。採取した試料は, 固体高分子電解質型自動トリチウム濃縮装置を用いて電解濃縮を行い, 蒸留精製した試料を液体シンチレーションカウンタ(ALOKA社製, LSC-LB5)により測定した。検出限界は0.03Bq/Lであり, 濃度の単位として1TU(Tritium Unit=0.12Bq/L)を用いる。

3.2.4 不活性ガス

CFCsは, 工業用, 冷却材等として1930年代より広く用いられてきた不活性ガスで, CFC-12(CF₂Cl), CFC-11(CFCF₃), CFC-113(C₂F₃Cl)がある。大気中のCFCs濃度は, 1950年頃より上昇し, 温室効果ガスとして規制された後の1990年代より低下している。これらの大気濃度の履歴を利用して, 1950年代以降の地下水の年代推定に適用されてきている(例えば, Busenberg and Plummer, 1992; Plummer et al., 2000)。SF₆は高電圧スイッチの絶縁体や変圧器に用いられる不活性ガスであり, 1950年代以降, 現在も大気中の濃度は上昇しており, CFCs同様, 地下水の年代推定への活用が可能である。CFCs, SF₆の分析はPurge and Trap GC-ECD法(浅井・辻村, 2010)に従い, 試料水中のCFCs, SF₆を純窒素のバブリングによって追い出し, 冷却トラップに捕集後, ECD検出器付きガスクロマトグラフ(島津製

作所製, GC-8A) により測定した。既往の研究 (例えば, Asai et al., 2011; Kusano et al., 2014) に従い, 地下水中の CFCs は pg/kg, SF₆ は fmol/kg, 大気に換算した濃度は pptv で表示する。CFC-12, CFC-11, CFC-113, SF₆ の測定誤差は, それぞれ 1.0%, 1.2%, 2.0%, 3.0% である。

3.3 不活性ガスを用いた年代推定

測定された地下水中の CFCs, SF₆ 濃度を地下水涵養時の大気中の CFCs, SF₆ 濃度 (大気換算濃度) に補正し, 過去の大気中の CFCs, SF₆ 濃度の履歴と比較することで, 地下水が涵養された年代を推定する。大気圧中のガスの地下水への溶解がそのガスの大気圧中の分圧に比例するという, ヘンリーの法則に基づき, 水中の溶存ガス濃度は以下の式で表される (IAEA, 2006)。

$$C_i = K_H p_i \quad (1)$$

ここで, C_i は水中での CFCs, SF₆ 濃度 (mol/kg), K_H はヘンリーの法則における定数 (mol/(kg·atm)) である。 p_i は大気中の CFCs, SF₆ の分圧 (atm) を示しており, 次式で定義される (IAEA, 2006)。

$$p_i = x_i (P - p_{H_2O}) \quad (2)$$

ここで, x_i は乾燥大気中の CFCs, SF₆ のモル分率であり, 大気換算濃度に相当する。 P は全大気圧 (atm), p_{H_2O} は水蒸気分圧 (atm) を示す。それぞれの導出方法, 使用した係数についての詳細は IAEA (2006) を参照されたい。 P は標高, K_H , p_{H_2O} は温度に依存することから, 涵養時に地下水に溶解する CFCs, SF₆ 濃度は, 大気中のガス濃度だけでなく, 涵養時の気圧, 温度の影響を受ける。なお, K_H は塩分濃度の関数でもあり, 海水を対象とするなど非常に塩分濃度が高い場合に補正が必要となるが, 陸水を対象とした場合は溶解度に与える影響は極めて小さいため, 本研究では考慮していない。地下水の涵養標高については, 浅井・辻村 (2010) は湧水の水温と標高の関係式から推定を行っている。本研究では, 標高が高くなるほど δD , $\delta^{18}O$ が小さくなる高度効果を利用し, 標高が異なる集水域より採取した渓流水から求めた $\delta^{18}O$ の高度効果; 0.154‰/100m (土原ら, 2014b) を用いて推定した。涵養温度については, 湧水温を用いる手法 (浅井・辻村, 2010), 地下水中の希ガス (Ne, Ar 等) 濃度から推定する手法が適用されている (例えば, Koh et al., 2007), 本研究では推定された涵養標高の平均気温を用いた。任意地点の平均気温は, 基準となる地点の気温から標高の変化に伴う気温減率 0.00649°C/m により求めた。基準となる地点の気温として, アメダス鶴岡 (標高 16m) の 1977~2013 年の気温の平均値を用いた。

本研究では, 後述するように CFCs ではなく, SF₆ を地下水の年代推定の指標として適用した。SF₆ を指標とする場合, 考慮すべき要因として, 岩石からの自然由来の SF₆ の付加, 地下水涵養時の過剰大気混入, 大都市近傍での大気中の SF₆ 濃度の上昇がある。いずれも地下水への溶存 SF₆ を増加させ, 地下水の年代を若く推定する方向へ作用する。

複数の岩石・鉱物の SF₆ 含有量を調査した Busenberg and Plummer (2000) によれば, 本地域の帯水層である粗粒玄武岩をはじめとした苦鉄質岩石には SF₆ はほとんど含まれない。泥岩や凝灰岩についての記載はないが, 蛍石や花崗岩などのケイ素を多く含む火成岩に SF₆ 含有量が多く (Busenberg and Plummer, 2000), 本地すべり地の帯水層においては自然由来の SF₆ の影響は極めて小さいと判断した。過剰大気地下水への混入量は, 地下水中の希ガス濃度から推定する手法が提案されている (例えば, Goody et al., 2006; Friedrich et al., 2013), 本研究では希ガス濃度等の測定を行っておらず, 本地域での過剰大気混入量は不明である。アメリカの典型的な地下水における過剰大気混入量 1cm³/kg の場合, 過剰大気を考慮しない場合に比べて, 地下水の涵養年代が 1970~1990 年であれば 1~2 年, 1990 年以降であれば 1~2.5 年, 滞留時間を過小評価することになる (Busenberg and Plummer, 2000)。これより, 本研究で得られた年代推定結果は, 1~2.5 年程度の誤差を含み, 推定された滞留時間は下限値として捉えることになる。また, 大都市近傍では大気中の SF₆ 濃度が上昇する傾向にある (Santella et al., 2008), 本研究の対象地は中山間地に位置しており, 都市域の影響は小さい (Asai et al., 2011) と判断した。解析時の日本の平均的な大気中 SF₆ 濃度としては, アメリカ大気海洋庁が公表する値に 1.15 倍した値 (浅井ら, 2011) を用いた。

後述する深度別の地下水の $\delta^{18}O$ 分布より, 地すべりブロック内の地下水は多層的な流動機構を有すると考えられた。このため, 地すべりブロック内の地下水はピストン流により流動すると仮定し, Busenberg and Plummer (2000) と同様の方法により年代推定を行った。つまり, 大気中の SF₆ 濃度の履歴と試料の SF₆ 大気換算濃度が合致する点をその地下水の涵養年代とみなし, 涵養年代から現在までの時間を滞留時間と推定した。

4. 結果

4.1 主要イオン

年代推定を実施した地下水のトリリニアダイアグラム, 水質分析結果をそれぞれ Fig.3, Table 2 に示す。OW2 は 0~90m の深度が開口する観測孔であり, 孔内の地下水は混合が生じていると推測され, 水質は Ca-Cl 型と Ca-HCO₃ 型の間間的な組成である。OW2 は, 過去に塩水トレーサー試験を実施した孔であるため, 残存したトレーサーの影響により, 塩化物イオンがやや卓越している。一方, 開口区間が 99~109m と限定される OW1 は極端な Na-HCO₃ 型の水質組成を示し, 深層地下水に区分される。ディープウェルから採水した地下水は, 地点によりやや異なった組成ではあるが, 区分としては Ca-HCO₃ 型であり, 浅層地下水の水質組成を示している。集水井は地点によって異なり, CW3 が Ca-HCO₃ 型に区分されるのに対し, CW1, 2 は中間型~Na-HCO₃ 型に区分される。また, 硝酸態窒素 (NO₃⁻-N) 濃度はいずれの地点も低く, 1.99mg/L 以下の値であった。

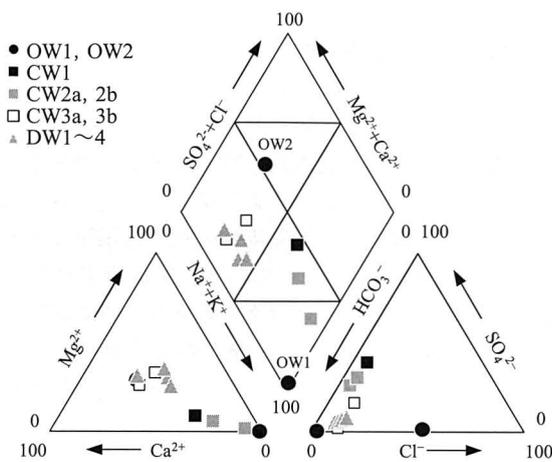


Fig.3 地下水のトリリニアダイアグラム
Trilinear diagram of groundwater

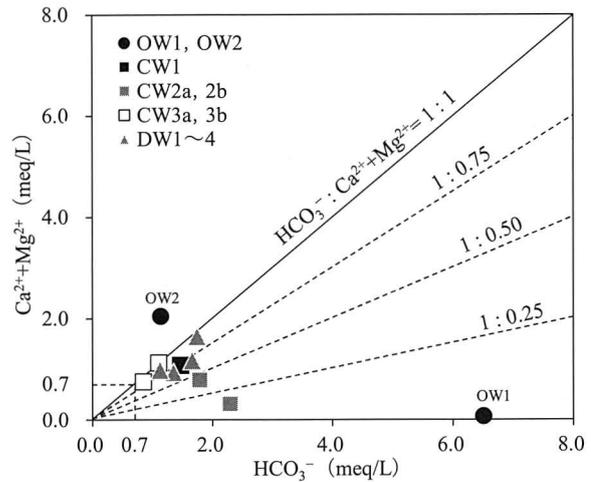


Fig.4 地下水の $Ca^{2+}+Mg^{2+}$ と HCO_3^- 当量濃度の関係
Relationship between $Ca^{2+}+Mg^{2+}$ and HCO_3^- equivalent concentrations in groundwater

Table 2 涵養年代の推定を実施した地下水の水質分析結果
Hydrochemical survey results of age-dating groundwater

地点名	EC (mS/m)	pH	ORP (mV)	DO (mg/L)	水温 (°C)	$\delta^{18}O$ (‰)	δD (‰)	T (TU)	CFCs (pg/kg)			SF ₆ (fmol/kg)	SF ₆ (EA) (pptv)	涵養年 (年)	滞留時間 (year)
									-12	-11	-113				
OW1	63.3	9.27	50	1.44	9.5	-10.58	-63.26	ND	-	-	-	-	-	-	-
OW2	35.2	7.07	166	10.29	5.8	-9.40	-55.12	2.69	-	-	-	-	-	-	-
CW1	29.8	7.40	-8	6.19	10.3	-9.53	-56.10	3.45	184	264	37	1.71	4.63	1997	15.8
CW2a	34.0	8.71	-78	3.78	10.2	-9.64	-56.15	3.37	125	181	21	1.84	4.95	1999	14.4
CW2b	28.3	7.04	-25	3.65	9.4	-9.68	-56.32	3.13	106	139	16	1.76	4.72	1998	15.5
CW3a	14.7	7.95	45	10.59	9.0	-9.78	-58.06	3.32	302	682	77	2.96	7.85	2009	3.8
CW3b	16.8	8.01	85	10.58	9.1	-9.75	-55.25	3.03	295	516	64	2.72	7.22	2007	5.8
DW1	21.7	8.17	192	2.46	10.6	-9.74	-55.94	2.48	198	130	19	2.17	5.76	2002	11.1
DW3	20.5	8.19	167	7.26	10.4	-9.73	-56.52	3.52	272	485	55	2.78	7.40	2008	5.2
DW4	15.8	7.51	289	4.57	10.7	-9.83	-57.06	2.79	318	591	68	2.87	7.57	2008	4.7

※EA: 大気換算濃度, 涵養年及び滞留時間: SF₆より推定, ND: 検出限界以下, -: 未測定

Table 3 観測孔で採取した地下水の EC, $\delta^{18}O$, δD
EC, $\delta^{18}O$ and δD in groundwater of observation wells

地点	採水日	EC (mS/m)	$\delta^{18}O$ (‰)	δD (‰)	
OW1	2011/10/04	-	-10.51	-64.62	
	2012/08/08	62.5	-10.80	-63.99	
	2013/01/29	61.9	-10.48	-62.50	
	2013/05/21	62.6	-10.71	-68.45	
	2013/09/23	64.8	-10.84	-66.38	
OW2	2013/11/15	63.3	-10.58	-63.26	
	2013/11/14	35.2	-9.40	-55.12	
	OW3	2013/05/21	75.5	-10.81	-65.40
		2013/09/23	64.6	-10.55	-62.98
	OW4	2011/10/04	-	-9.69	-55.65
2012/08/08		16.6	-9.85	-57.39	
2012/11/16		14.4	-9.76	-54.68	
2013/01/22		12.6	-9.71	-56.02	
2013/09/23		14.1	-9.73	-55.88	
OW5	2011/11/17	8.6	-9.32	-52.32	
	2012/11/16	7.9	-9.39	-48.59	
OW6	2012/11/16	8.4	-9.16	-52.56	
OW7	2012/10/31	20.0	-9.65	-52.31	
OW8	2012/09/14	39.7	-9.15	-50.01	
OW9	2012/09/28	11.2	-9.65	-54.79	
OW10	2012/11/16	73.0	-9.62	-56.10	

硬度 ($Ca^{2+}+Mg^{2+}$) と重炭酸イオン (HCO_3^-) 当量濃度の関係を Fig.4 に示す。長溝 (1979) の区分によれば、硬度と重炭酸イオンが 0.7meq/L 以上で、重炭酸イオンの比率が高い場合、その地下水は深層地下水に区分される。塩水トレーサー試験の影響が残る OW2 は硬度と重炭酸イオンの 1:1 のラインから外れた位置に分布する。CW3 はほぼ 1:1 ライン上に分布し、ディープウェル, CW1, CW2, OW1 の順に重炭酸イオンの割合が高くなり、より深層地下水の性質に近づくことがわかる。

4.2 水素・酸素安定同位体比

溶存イオン分布から深層地下水と考えられる OW1 の地下水は相対的に低い δD , $\delta^{18}O$ を示すのに対し、全開口の観測孔である OW2 は OW1 より高い値を示す。ディープウェル, 集水井は地点によるバラつきが小さく、 δD は -58.64 ~ -55.25‰, $\delta^{18}O$ は -9.83 ~ -9.53‰ の範囲に分布する (Table 2)。観測孔で採取した地下水の δD , $\delta^{18}O$, EC を Table 3, 異なる深度で採取した地下水 (OW1, 3~10) の $\delta^{18}O$ と EC の分布を Fig.5 に示す。30m 未満の浅い観測孔は全開口であるが、地表面付近の浅層地下水とみなし、図では採水深

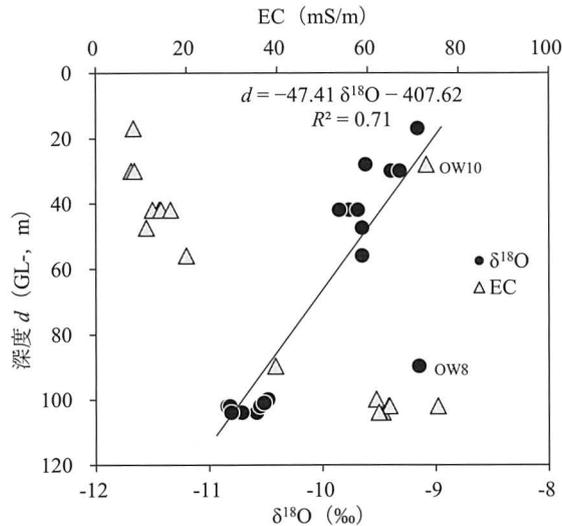


Fig.5 地下水の深度別 $\delta^{18}\text{O}$ 及び EC 分布
 $\delta^{18}\text{O}$ and EC in groundwater at different depths

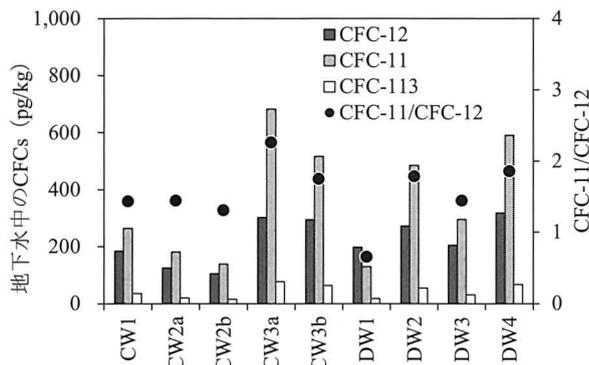


Fig.6 地下水の CFCs 濃度及び CFC-11/CFC-12 比
 CFCs concentrations and CFC-11/CFC-12 ratio of groundwater

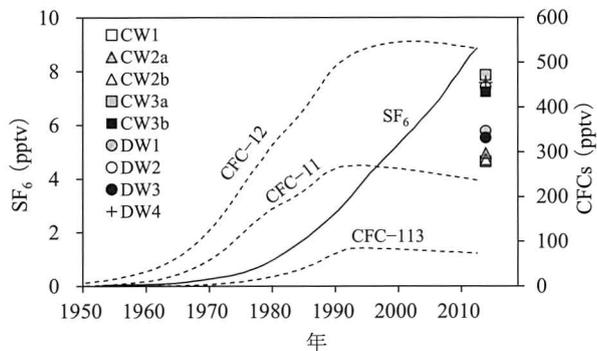


Fig.7 地下水の SF_6 大気換算濃度及び大気中の SF_6 , CFCs 履歴
 SF_6 equivalent air concentrations of groundwater and historical fluctuation of SF_6 and CFCs concentrations in atmosphere

度を地下水の深度としている。Cブロックに位置する OW8 は深度に比して高い $\delta^{18}\text{O}$ を示した。また孔内傾斜計のガイドパイプ破損部から流入する地下水を採取した OW10 は高い EC を示すが、 $\delta^{18}\text{O}$ は他の地点と同様の傾向を示した。それ以外の点については、地下水深が深くなるほど $\delta^{18}\text{O}$ は低下、EC は増加する傾向を示した。また δD は $-68.45 \sim -48.59\%$ を示し、 $\delta^{18}\text{O}$ 同様、深度が大きくなるにつれて δD

は低下する傾向を示した。

4.3 放射性同位体トリチウム

集水井、ディープウェル、OW2 の地下水のトリチウム濃度は、2.5~3.5TU と自然発生レベルに近い値であり (Table 2)、比較的近年に涵養された新しい地下水であることを示している。しかしながら、トリチウム濃度のみでは、それ以上の時間分解能での涵養年代の推定は困難である。一方で、OW1 は検出限界以下であり、1950 年代の地表での原水爆実験以降に急増した降水中のトリチウム濃度の影響を受けていない。これより、OW1 の地下水は、少なくとも 60 年以上前、つまり 1950 年以前の降水により涵養された古い地下水であるといえる。

4.4 不活性ガス

地下水の CFCs 濃度及び CFC-11/CFC-12 比を Fig.6 に示す。CFCs は好気条件下では基本的には安定しているが、嫌気条件下では微生物による分解の影響を受ける (IAEA, 2006)。CFC-11, CFC-113 が CFC-12 より影響を受けやすく (例えば, Sebol et al., 2007; Horneman et al., 2008)、微生物による分解が生じた場合、影響を受けやすい CFC-11 の濃度が低下し、CFC-11/CFC-12 比は低下する。大気中の CFC-11 は CFC-12 の約半分の存在量であるが (Fig.7)、CFC-11 は溶解度が高く、十分に溶解平衡に達したと考えられる海水の CFC-11/CFC-12 比は約 2 である (Fine, 2011)。本地すべり地の地下水の CFC-11/CFC-12 比は 0.7~2.3 の範囲にあり、平均 1.5 と低い値を示す (Fig.6)。特に DW1 の地下水は、DO が 2.46mg/L と低く微生物分解の影響の大きい嫌気状態と考えられ、CFC-11/CFC-12 比は最も低い値を示した。これらの結果より、本研究の対象地において CFCs を指標とした場合、地下水の涵養年代推定結果に大きな誤差が含まれると判断し、本論文では SF_6 を用いた年代推定結果について述べる。

採取した地下水の SF_6 濃度を大気換算濃度に補正した値と大気濃度の比較を Fig.7 に示す。大気換算濃度は 4.63~7.85pptv であり、CW1 が最も低く、CW3a が最も高い値を示し、いずれの地点も現在の大気中の SF_6 濃度よりも低い値を示した。

4.5 地下水の年代推定

SF_6 により推定された滞留時間はおよそ 4~16 年、涵養年代は 1997~2009 年であった (Table 2)。Fig.8 に地下水の採取深度と涵養年代の関係を示す。なお、ディープウェルは採取深度が限定されていないことから Fig.8 中では開口区間を表示している。ディープウェルは複数の深度の地下水が混合していると考えられることから、ディープウェルの地下水の年代については、見かけの涵養年代及び滞留時間であることを留意が必要である。集水井では CW1, 2 は浅いが古い地下水であり、CW3 は CW1, 2 より深い相対的に新しい地下水である。ディープウェルでは、開口区間が短く、浅い DW2 は滞留時間が 5.2 年と若い地下水である

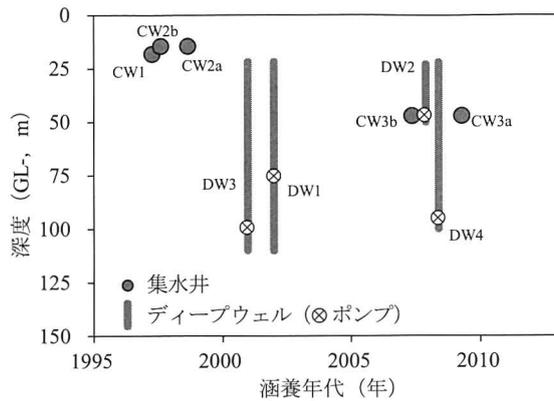
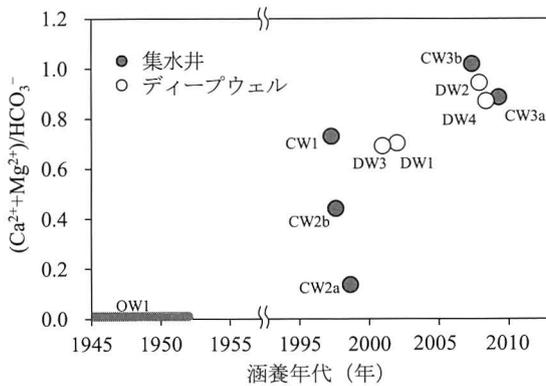
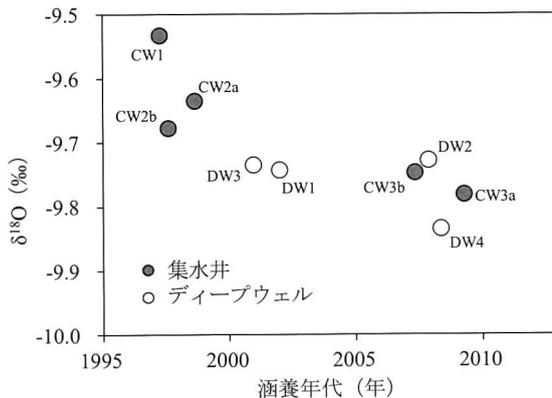


Fig. 8 地下水の採取深度と涵養年代の関係

Relationship between groundwater sampling depths and date of recharge

Fig. 9 地下水の (Ca²⁺+Mg²⁺)/HCO₃⁻ 当量比と涵養年代の関係Relationship between (Ca²⁺+Mg²⁺)/HCO₃⁻ equivalent ratio of groundwater and date of rechargeFig. 10 地下水の δ¹⁸O と涵養年代の関係Relationship between δ¹⁸O in groundwater and date of recharge

のに対し、深いディープウェル DW1, 3, 4 はそれぞれ異なる涵養年代 (2001~2008 年) を示した。

長溝 (1979) が整理した硬度と重炭酸イオンによる区分に着目し、Fig. 9 に硬度 (Ca²⁺+Mg²⁺) と HCO₃⁻ イオンの当量比と推定された地下水涵養年代の関係を示す。地下水の涵養年代と (Ca²⁺+Mg²⁺)/HCO₃⁻ 比には正の相関 (R²=0.58) が見られ、(Ca²⁺+Mg²⁺)/HCO₃⁻ 比は涵養年代が古いほど小さくなる傾向を示す。トリチウム濃度から、少なくとも 1950 年代以前に涵養された地下水と推定された OW1 の (Ca²⁺+Mg²⁺)/HCO₃⁻ 比は 0.01 と極めて低い値を示した (Fig. 9)。また、地下水の DO, ORP と涵養年代は正の比

例関係を示すが、その相関は小さく (それぞれ R²=0.27, 0.34)、近年の地下水は DO, ORP のバラつきが大きい。しかし、涵養年代が古い地下水、特に 2000 年以前に涵養された地下水の DO は 3.65~6.19mg/L と相対的に低く、ORP は負の値を示す (Table 2)。

地下水の δ¹⁸O と推定された地下水涵養年代の関係を Fig. 10 に示す。涵養年代が古いほど δ¹⁸O が高く、新しいほど δ¹⁸O が低い傾向が見られた。

5. 考察

5.1 地下水の化学的特性と年代推定の妥当性

一般的に、天水の δD, δ¹⁸O は、高度効果の影響により標高が高くなるほど低下する。これより、深度によって異なる地下水の δ¹⁸O (Fig. 5) は、地すべり地の地下水がブロック上流域を含めて異なる標高から涵養された地下水の供給を受けていることを示している。深度に比して高い δ¹⁸O を示す OW8 は、揚水試験時に採水した地下水であり、強制的な流動により浅部の地下水が混合した可能性がある。また、OW10 が示す高い EC は、孔内傾斜計のガイドパイプ施工時のグラウトの影響が生じているものと思われる。これらの 2 点を除けば、地下水の δ¹⁸O, EC は概ね深度ごとに段階的に変化していることから、地すべりブロック内の地下水は、Tóth (1963) が概念を提示した地下水流動系のように多層的な流動機構を有し、ピストン流により流動しているとみなすことができる。地すべりブロック内を混合が少ないまま多層的に地下水が流動することから、異なる涵養域から滞留時間の異なる地下水が流入し、流動していることが示されたといえる。

涵養年代が異なり、地下水の滞留時間が長くなると、地下水の水質は流動過程における粘土鉱物とのイオン交換によりその組成に変化が生じる。本地すべり地においては、トリリニアダイアグラムにおける Ca-HCO₃ 型~Na-HCO₃ 型の水質組成 (Fig. 3) や硬度と重炭酸イオンの異なる比率 (Fig. 4) が示すように、複数の型の水質が存在する。特に、(Ca²⁺+Mg²⁺)/HCO₃⁻ 比は地下水涵養年代が古いほど減少する傾向がある (Fig. 9)。この傾向は、イオン交換による Ca²⁺, Mg²⁺ の減少 (と Na⁺ の増加) と地層からの溶出による HCO₃⁻ の増加により説明可能である。OW1 が示す極めて低い (Ca²⁺+Mg²⁺)/HCO₃⁻ 比も長期間の流動過程による結果として矛盾しない。また、2000 年以前に涵養された地下水の DO, ORP が相対的に低い値を示す傾向は、流動過程において有機物の分解や化学反応等により酸素が消費され、還元状態に移行するため (Gascoyne, 1997) と考えられ、滞留時間が長いことを表しているといえる。これら他の水質要素との比較より、SF₆, トリチウムを用いて推定された地下水の涵養年代は流動過程による地下水の「化学的進化」(杉崎・柴田, 1961) として生じた水質変化と整合的であり、年代推定結果は妥当であるといえる。

深度別の地下水の δ¹⁸O を測定し、地すべりブロック内の地下水が標高の異なる涵養域からの地下水の供給を受け、

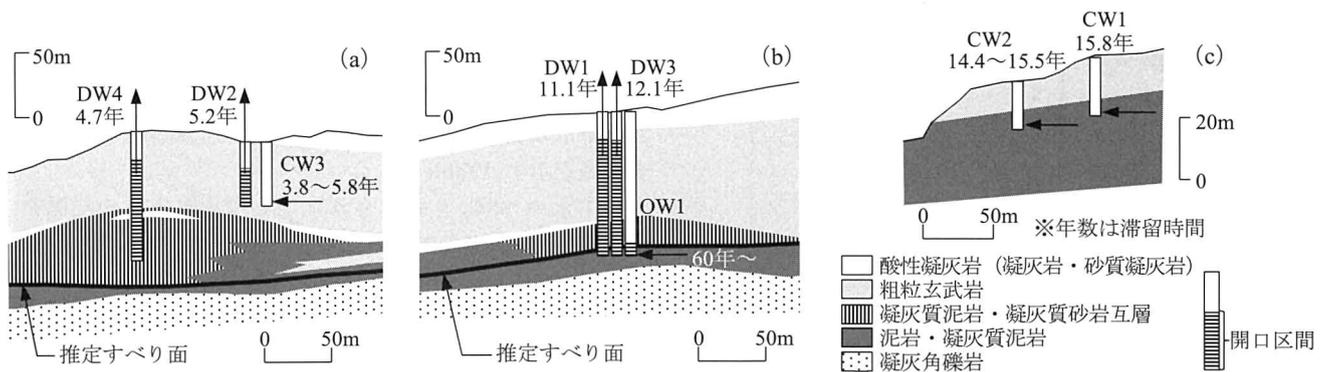


Fig.11 地すべりブロック内の滞留時間が異なる地下水の存在の概念図 (a) ブロック中部, (b) ブロック上部, (c) ブロック南東部 ((a), (b) は Fig.2 より, (c) は Fig.1 より作成. また観測地点の位置は投影.)

Schematic diagram of groundwater with different residence time in the landslide block; (a) central, (b) upper and (c) southeast part of the block ((a), (b) are based on Fig.2, and (c) is based on Fig.1. The observation points are projected locations in the cross-sections.)

多層的な流動機構を有しているかを確認することで、涵養年代が異なる地下水の存在を示すことが可能である。また、流動過程における滞留時間の違いにより生じた水質組成の変化のうち、特に $(Ca^{2+}+Mg^{2+})/HCO_3^-$ 比は涵養時期が古いほど低下する傾向にあり、これらの水質項目を比較することで年代推定の妥当性を検証することが可能といえる。

5.2 年代推定結果からみた地すべり地の地下水の分類

本地すべり地には異なる年代に涵養された、滞留時間の異なる地下水が存在する。地質断面におけるその概念図を Fig.11 に示す。

標高が高くなるにつれて同位体比が小さくなる高度効果に従えば、 $\delta^{18}O$ の小さい深い地下水 (Fig.5) は標高が高い地域から涵養されていると推測されるため、Fig.10 の地下水の $\delta^{18}O$ と涵養年代は一見矛盾した関係性を示す。しかし、これは帯水層の地質の透水性の違いに起因するものと考えられる。地すべりブロック南東部の CW1, 2 は浅部で涵養域は近傍にあるが、透水性の低い泥岩を通過するため、滞留時間は長く、涵養年代は古い (Fig.11)。一方、CW3 は CW1, 2 よりも深部で涵養域も遠くなるが、透水性の高い粗粒玄武岩を通過するため、滞留時間が短く、相対的に若い地下水となっている (Fig.11)。最大深度 120m に達する深層のすべり面が形成される泥岩層もしくは泥岩層上面付近の地下水は $\delta^{18}O$ が低く (Fig.5)、より高い標高のエリアから涵養された可能性がある。この流動距離を考慮すると、すべり面付近の地下水は同じ泥岩層であっても CW1, 2 よりさらに長い滞留時間を有するといえ、OW1 でトリチウムが検出されず、少なくとも 60 年以上前に涵養された古い地下水であるという推定結果とも整合している。全区間が開いているディープウェルは、開口区間が限られる観測孔や特定の深度の地下水を排水する集水井と異なり、浅部から深部の地下水が混合していると考えられる。開口区間が短く、浅い DW2 は滞留時間が 5.2 年であり、涵養年代が新しい地下水を排水しているといえる (Fig.8)。深いディープウェル DW1, 3, 4 はそれぞれ異なった涵養年代を示す (Fig.8)。DW1, 3, 4 は粗粒玄武岩から凝灰質泥岩・

凝灰質砂岩互層を対象としたディープウェルであるが (DW1, 3 は底部が泥岩層に到達) (Fig.11), DW4 (深度 100m) の滞留時間が 4.7 年であるのに対し、DW1, 3 (いずれも深度 110m) の滞留時間は 11.1, 12.1 年である。これは、DW4 が比較的若い地下水を排水しているのに対し、DW1, 3 が排水する地下水は相対的に古い地下水の割合が高いためと推察され、同程度の深さのディープウェルであっても異なる流動層の地下水を排出しているといえる。

以上の結果より、SF₆、トリチウムを指標として適用することで、地すべり地の地下水の年代推定を行い、地下水排除工から排出される地下水が降雨や融雪水が短期間で循環する新しい地下水であるか、あるいは循環性が小さい古い地下水であるかを判別し、年代により地下水を分類することが可能であることが示された。比較的浅部の現代から数十年前の涵養年代を対象とした場合には SF₆、さらに深部で古い涵養年代を持つかを判定する場合にはトリチウムを適用することが有用であるといえる。また、滞留時間の違いは、帯水層の透水性や涵養域からの距離により生じると考えられる。このため、地下水の流れを既定する地形や地質情報に加え、 $\delta^{18}O$ や δD を指標として適用することで、異なる涵養域からの地下水であることを考慮し、地下水の分類を行うことが可能である。本研究で適用した SF₆ や環境同位体等の環境トレーサーは、地下水中に元来含まれる成分である。このため、地下水を採取・分析することにより年代の情報の取得が容易に行えるという利点があり、地すべり地に供給される地下水を分類する上で有効な指標といえる。

6. おわりに

本研究では、山形県鶴岡市の七五三掛地すべり地の地下水流動状況を把握するため、地下水中の SF₆、CFCs、 δD 、 $\delta^{18}O$ 、放射性同位体トリチウム、溶存イオン濃度を測定し、地下水涵養年代の推定を行った。推定された地下水年代は流動過程における時間経過に伴う水質組成の変化と整合的であり、推定結果は妥当であったといえる。本研究で使用

した環境トレーサーを組み合わせて用いることで、集水井やディープウェルといった対策工から排出される地下水がどのような滞留時間の地下水を排除しているかの水文情報の提供が可能であることが示された。CFCs については有効な年代推定の指標であることを示す既往研究があるが、本研究の対象地では微生物による分解の影響が見られたため、検討から除外した。CFCs を適用する場合には微生物分解の影響の有無に留意する必要があるといえる。

今後は、本研究で実施できなかった比較的深い観測孔や全区間が開口する観測孔での深度別地下水の不活性ガス濃度の測定、新たに設置された集水井での測定などによりデータの蓄積を行い、地すべり地の地下水流動特性をより詳細に把握することが必要である。また、地すべり防止区域の範囲を定め、地表水排水を含めた対策工を選定するためには、その根拠として地すべりブロックに流入する地下水の影響圏を定めることが重要となる。これより、地すべり地を含めた広域の δD , $\delta^{18}O$ の空間分布、時間的変化を把握することにより、夏季の降雨、冬季の降雪、その後の融雪の影響を明確に区分し、地すべり地の地下水の影響圏を推定する手法を構築することが今後の重要な課題である。その際には、本研究で用いた環境トレーサーによる地下水の年代推定の情報が有効に活用できると考える。

謝辞：本研究は、農林水産省委託プロジェクト研究「極端現象の増加に係る農業水資源、土地資源及び森林の脆弱性の影響評価」、JSPS 科研費 25892030 の支援を受けた。研究実施にあたっては、東北農政局庄内あさひ農地保全事業所各位から貴重な情報を頂くとともに、調査において多大なる支援を頂いた。また、(株)地球科学研究所・浅井和由氏には六フッ化硫黄、フロン類の解析について貴重な助言をいただいた。ここに記して深謝の意を表す。

引用文献

- 浅井和由, 辻村真貴 (2010) : トレーサーを用いた若い地下水の年代推定法—火山地域の湧水への CFCs 年代推定法の適用—, 日本水文科学会誌, **39**, 67–78.
- Asai, K., Tsujimura, M., Fantong, W.Y. and Satake, H. (2011) : Impact of natural and local anthropogenic SF₆ sources on dating springs and groundwater using SF₆ in central Japan, *Hydrological Research Letters*, **5**, 42–46.
- 浅井和由, 安原正也, 林 武司, 辻村真貴, 浅井和見 (2011) : 日本の都市域周辺の大気 SF₆ 濃度分布と SF₆ 年代推定に与える影響について, 日本地球惑星科学連合 2011 年大会予稿集, AHW023-11. 防災科学技術研究所 (2009) (参照 2014.5.8) : 七五三掛地すべり周辺の地すべり地形の再判読, (オンライン), 入手先 <<http://lweb1.ess.bosai.go.jp/disaster/shimekake/shimekake.html>>
- Busenberg, E. and Plummer, L.N. (1992) : Use of chlorofluorocarbons (CCl₃F and CCl₂F₂) as hydrologic tracers and age-dating tools: The alluvium and terrace system of central Oklahoma, *Water Resources Research*, **28**, 2257–2284.
- Busenberg, E. and Plummer, L.N. (2000) : Dating young groundwater with sulfur hexafluoride: Natural and anthropogenic sources of sulfur hexafluoride, *Water Resources Research*, **36**, 3011–3030.
- Fine, R.A. (2011) : Observations of CFCs and SF₆ as Ocean Tracers, *Annual Review of Marine Science*, **3**, 173–195.
- Friedrich, R., Vero, G., Von Rohden, C., Lessmann, B., Kipfer, R. and Aeschbach-Hertig, W. (2013) : Factors controlling terrigenous SF₆ in young groundwater of the Odenwald region (Germany), *Applied Geochemistry*, **33**, 318–329.
- Gascoyne, M. (1997) : Evolution of redox conditions and groundwater composition in recharge-discharge environments on the Canadian Shield, *Hydrogeology Journal*, **5**(3), 4–18.
- Goody, D.C., Darling, W.G., Abesser, C. and Lapworth, D.J. (2006) : Using chlorofluorocarbons (CFCs) and sulphur hexafluoride (SF₆) to characterise groundwater movement and residence time in a lowland Chalk catchment, *Journal of Hydrology*, **330**, 44–52.
- Guglielmi, Y., Bertrand, C., Compagnon, F., Follacci, J.P. and Mudry, J. (2000) : Acquisition of water chemistry in a mobile fissured basement massif: its role in the hydrogeological knowledge of the La Clapière landslide (Mercantour massif, southern Alps, France), *Journal of Hydrology*, **229**, 138–148.
- Horneman, A., Stute, M., Schlosser, P., Smethie, W., Santella, N., Ho, D.T., Mailloux, B., Gorman, E., Zheng, Y. and van Geen, A. (2008) : Degradation rates of CFC-11, CFC-12 and CFC-113 in anoxic shallow aquifers of Arahazar, Bangladesh, *Journal of Contaminant Hydrology*, **97**, 27–41.
- 今泉眞之, 石田 聡, 土原健雄 (2002) : 環境同位体を使った地下水涵養機能研究の現状—同位体水文学からみた地下水涵養機能—, 農業工学研究所報告, **41**, 1–17.
- International Atomic Energy Agency (2006) : *Use of Chlorofluorocarbons in Hydrology: a Guidebook*, Technical Report Series 438, 1–52.
- 川上 浩 (2009) : 地すべり地における地下水の挙動, 日本地すべり学会誌, **45**(5), 351–357.
- 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, **36**(4), 48–55.
- 経済企画庁 (1964) : 土地分類基本調査「湯殿山」, 9–14.
- Koh, D.-C., Plummer, L.N., Busenberg, E. and Kim, Y. (2007) : Evidence for terrigenous SF₆ in groundwater from basaltic aquifers, Jeju Island, Korea: Implications for groundwater dating, *Journal of Hydrology*, **339**, 93–104.
- Kusano, Y., Tokunaga, T., Asai, K., Asai, K., Takahashi, H.A., Morikawa, N. and Yasuhara, M. (2014) : Occurrence of old groundwater in a volcanic island on a continental shelf, an example from Nakano-shima Island, Oki-Dozen, Japan, *Journal of Hydrology*, **511**, 295–309.
- 松浦純生 (2012) : 日本の地すべり研究の発展と未来—斜面変動場における地下水文・水理学の進展と今後の課題—, 日本地すべり学会誌, **49**(3), 95–105.
- Mikoš, M., Četina, M. and Brilly, M. (2004) : Hydrologic conditions responsible for triggering the Stože landslide, Slovenia, *Engineering Geology*, **73**, 193–213.
- 長溝 忍 (1979) : 地すべり地内における地下水区分の一手法, 地すべり, **15**(4), 28–32.
- Peng, T.R., Wang, C.H., Hsu, S.M., Wang, G.S., Su, T.W. and Lee, J.F. (2010) : Identification of groundwater sources of a local-scale creep slope: Using environmental stable isotopes as tracers, *Journal of Hydrology*, **381**, 151–157.
- Peng, T.R., Wang, C.H., Lai, T.C. and Ho, F.S.K. (2007) : Using hydrogen, oxygen, and tritium isotopes to identify the hydrological factors contributing to landslides in a mountainous area, central Taiwan, *Environmental Geology*, **52**, 1617–1629.
- Plummer, L.N., Rupert, M.G., Busenberg, E. and Schlosser, P. (2000) : Age of irrigation water in ground water from the Eastern Snake River Plain aquifer, South-Central Idaho, *Ground Water*, **38**, 264–283.

- 相楽 涉, 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, **42**(1), 51–62.
- Santella, N., Ho, D.T., Schlosser, P. and Stute, M. (2008) : Widespread elevated atmospheric SF₆ mixing ratios in the Northeastern United States: Implications for groundwater dating, *Journal of Hydrology*, **349**, 139–146.
- Sebol, L.A., Robertson, W.D., Busenberg, E., Plummer, L.N., Ryan, M.C. and Schiff, S.L. (2007) : Evidence of CFC degradation in groundwater under pyrite-oxidizing conditions, *Journal of Hydrology*, **347**, 1–12.
- 末峯 章, 日浦啓全, 浅井和由, 柳楽祐平, 王 功輝 (2012) : 結晶片岩地すべりの地下水年代測定例, 日本地すべり学会研究発表講演集, 61–62.
- 杉崎隆一, 柴田 賢 (1961) : 地下水の地球化学的研究 (第2報) —濃尾平野における地下水と地質構造との関連性—, 地質学雑誌, **67**, 427–439.
- 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, **39**(3), 33–39.
- 寺田 剛, 鎌田知也, 森 一司, 中原正幸 (2010) : 2009年山形県鶴岡市七五三掛地すべり災害における緊急対策および恒久対策, 地盤工学会誌, **58**(11), 36–37.
- 土原健雄, 奥山武彦, 吉本周平, 白旗克志, 石田 聡 (2014a) : 水素・酸素安定同位体比, 六フッ化硫黄, トリチウムを指標とした地すべり地における地下水流動特性の検討, 日本地下水学会 2014年春季講演会予稿集, 90–93.
- 土原健雄, 奥山武彦, 吉本周平, 白旗克志, 石田 聡 (2014b) : 水素・酸素安定同位体比の高度効果からみた地すべり地の地下水涵養源の検討, 平成26年度農業農村工学会大会講演会講演要旨集, 630–631.
- Tóth, J. (1963) : A Theoretical Analysis of Groundwater Flow in Small Drainage Basins, *Journal of Geophysical Research*, **68**(16), 4795–4812.
- 吉松弘之 (1991) : 地すべり地の地下水特性と地下水排除工の効果, 地下水学会誌, **33**(4), 253–264.
- 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**(3), 147–162.
- 吉岡龍馬, 真嶋清隆, 小泉尚嗣 (1988) : 長野県地附山地すべり地における天然水の化学成分および同位体組成について, 京都大学防災研究所年報, **31**(B-1), 153–165.

[2014. 7. 7. 受稿, 2014. 11. 7. 閲読了]

[この研究論文に対する公開の質疑あるいは討議(4,000字以内, 農業農村工学会論文集企画・編集委員会あて)は, 2015年6月24日まで受け付けます.]

Sulfur Hexafluoride-based Age Dating of Groundwater in the Shimekake Landslide in Yamagata, Japan

TSUCHIHARA Takeo*, OKUYAMA Takehiko**, YOSHIMOTO Shuhei*, SHIRAHATA Katsushi* and ISHIDA Satoshi*

* National Institute for Rural Engineering, National Agriculture and Food Research Organization, 2-1-6 Kannondai, Tsukuba, Ibaraki 305-8609, JAPAN

** Faculty of Agriculture, Yamagata University, 1-23 Wakaba-machi, Tsuruoka, Yamagata 997-8555, JAPAN

Abstract

Sulfur hexafluoride (SF₆), chlorofluorocarbons (CFCs), stable isotopic composition of oxygen and deuterium ($\delta^{18}\text{O}$, δD), radioisotope tritium and dissolved major ions in groundwater were measured for groundwater age dating to provide indication of the groundwater flow mechanism in the Shimekake landslide area, Yamagata, Japan. It can be found from this study that SF₆ is effective in dating the shallower groundwater, and tritium is effective in dating the deeper groundwater in the landslide. The comparison of the results of groundwater age dating and the observed groundwater chemistry suggests that older groundwater indicates the lower (Ca²⁺+Mg²⁺)/HCO₃⁻ ratio, especially, and this ratio can be thus applicable to the validation of age dating. Investigating $\delta^{18}\text{O}$ in groundwater with depth, in addition to topographical and geological data, can reveal the multi-layered groundwater flow in the landslide block, and can be effective in implying that groundwater flows into the landslide block from different recharge areas with different residence times. It is thus deduced that when used together, these environmental tracers applied in this study can help to classify groundwater drained from countermeasure works in a landslide area based on groundwater age.

Key words : Landslide, Groundwater, Sulfur hexafluoride, Environmental isotope, Recharge date, Residence time