

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

吉岡 龍馬・真嶋 清隆・小泉 尚嗣

CHEMICAL AND ISOTOPIC COMPOSITION OF NATURAL WATERS IN THE JIZUKI-YAMA LANDSLIDE AREA, NAGANO PREFECTURE

By Ryuma YOSHIOKA, Kiyotaka MASHIMA and Naoji KOIZUMI

Synopsis

A large-scale landslide took place at a southeastern slope of Mt. Jizuki, Nagano Prefecture, on July 26, 1985. It has been said that landslide is closely related to the hydrological and hydrogeochemical nature of groundwater involved.

To investigate the weathering mechanism and the origin of groundwater, we collected and analyzed water samples from the large-scale landslide area. The following facts can be pointed out: (1) weather-rock interaction is remarkably active in the landslide area, (2) most of the waters from the landslide area are in equilibrium with Na-montmorillonite (3) immediately after the landslide occurred bicarbonate and sodium ions are dominant, but sulfate and sodium ions become dominant with time, and (4) groundwater passing through horizontally drilled holes does not effectively drain off to stabilize a slope in the landslide area.

And our hypothesis on the mechanism for the formation of sodium sulfate type water is also presented.

1. は じ め に

地附山は長野市街の北西側に接し、標高732 mであり、長野盆地との比高約300 mである。この地附山東北側の斜面は、傾斜 $20\sim 30^\circ$ と推定される¹⁾。

地すべりが発生した南東斜面は数万年前の古い地すべり跡地で、この比較的緩い傾斜地を利用して、昭和39年戸隠に通じる有料道路（バードライン）が造られた。昭和56年3月の融雪期に、この道路に亀裂・段差・石積の亀裂などの地すべりの最初の兆候が発生し、その後昭和58年9月、59年4月、同年7月などの降雨時および融雪期にその変状が拡大してきたものといわれている²⁾。

昭和60年6月末から7月にかけての約500 mmの梅雨によって、地すべりの動きは活発になり、7月12日には道路の段差が大きく交通止めになった。同月26日17時00分頃に発生した地すべりは、南東斜面の中腹部の小さな地すべりから始まり、それが拡大し標高680 m付近を頭部として、長さ250 m、幅350 m、深さ40～60 mの大規模な地すべりが発生した（Fig. 1）。その崩土は厚さ100 m余の泥流となって、その多くは傾斜 $10\sim 20^\circ$ の斜面上を東南方向へ250～500 m流下し、標高480 mの台地に位置する湯谷団地へ流出し、また一部は、ほぼ南側方向にある老人ホーム松寿荘と望岳台団地へと流出し、死者26名、全壊家屋50戸と5棟、

半壊家屋 5 戸, その他有料道路の崩落 2 km, リンゴ畑の埋没 2.9 ha の被害を及ぼした。その崩壊土量は 350 万 m^3 に達している^{1,2)}。

さて、地すべり調査の 1 つの重要な方法として、地下水の地球化学的調査方法がある。この調査法によって、例えば、溶存物質をトレーサーとしての地下水の流動、溶存物質から粘土鉱物生成量あるいは風化の進行状況の推定などが行われている。

本地すべり発生後、約 1 カ月後に、佐藤³⁾は主に地すべり地内の鉛直ボーリング孔水の水質調査を行って、次のような知見を得ている：(1)地すべり地には Cl^- に富む浅い地下水と、地すべり地内のすべり面付近の $\text{Na}-\text{HCO}_3$ 型の水とがある、(2)前者の水は裾花凝灰岩に由来する、(3) $\text{Na}-\text{HCO}_3$ 型の水の水質はイオン交換、粘土鉱物との溶解平衡により支配されており、またその水は Cl^- 濃度も低く、浅い地下水とは直接関連していない、(4)地すべり末端部での横孔ボーリングによる排水は、地すべり面付近の水を排水していない。

ところで、筆者らは、本地すべり発生約 1 年後に、本地すべり地内外で湧水、集水井の水など採取する機会があったので、溶存化学成分の分析と水素および酸素安定同位体比 (D/H および $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$) さらにトリチウム濃度の測定を行い、これらの結果から、当地すべり地の地下水の水質形成機構、水と鉱物との平衡関係、水平ボーリング孔による水抜き効果などを検討したので、以下報告する。

2. 地質と地形

2-1. 地質⁴⁾

地すべりを生じた斜面は、新第三紀の裾花凝灰岩層（新第三紀後期中新世の海底噴出物が堆積した地層）を基盤とし、旧地すべりにより、この上に同じ凝灰岩質の崩積土をのせる斜面である。この地層は岩相により下部層、中部層、上部層に区分される。

下部層は白色細粒凝灰岩（黒雲母散在）を主体とし、凝灰角礫岩、火山角礫岩、溶岩などからなり、岩質はいずれも流紋岩質である。下部層最上部の軽石質細粒凝灰岩は、滑落崖東部のバードライン崩落末端部にみられ、また地すべり斜面の最下段部の基盤をなす。

中部層は黒色シルト岩と火山碎屑岩との互層を主体とするが、種々の岩層が発達する。最も特徴的なのは、塊状の黒色泥岩・シルト岩層である。炭質物を多く含み、固結度は高く、全体に変質が弱い。火山碎屑岩の岩質は軽石凝灰岩、凝灰角礫岩、凝灰質砂岩である。泥岩層の上下に層状に存在する軽石凝灰岩層は全体に著しい変質をうけてモンモリロナイト化し、ピンク色、白色、褐色などを呈し粘土化している。この中部層は地すべりの主要なすべり面をなしている。またこの中部層は地すべり地の崩積土下に広く分布するが、地表に露出する場所は少なく滑落崖中央部、旧テレビアンテナ設置場所の下方などで確認できる。

上部層は中部層に整合に重なり、岩相の差異によって、軽石凝灰石（下部塊状、上部層状）；塊状軽石凝灰岩・火山礫凝灰岩；白色細粒凝灰岩；塊状軽石凝灰岩（黒雲母・角閃石含む）・火山礫凝灰岩；塊状軽石凝灰岩（上部砂質、ラミナ発達）の 5 層に細分される。多量の軽石を含み、径 5 cm の大粒も含み、その多くが押しつぶされて層理面に平行に配向する。軽石や基質部には強い変質がみられる。地附山山頂部および滑落崖上部を構成するのは、この上層部である。

2-2. 地質構造⁴⁾

地すべり地の地質構造は全体として、盆地側ほど下位の地層が分布し、北西側の山地ほど上位の地層が分布する。しかし地附山地すべり地上部を NE-SW 方向に走る地附山断層（Fig. 1 の A）を境にして、その両側で大きな構造的差異が認められる。この断層の北西側は、どこでもほぼ走向が $\text{N } 40^\circ \sim 60^\circ \text{ E}$ 、傾斜が $20 \sim 40^\circ \text{ NW}$ で山側へ傾斜する単斜構造をなす。そして、滑落崖には裾花凝灰岩下部層が露出する。しかし地すべり地内では地すべり面下に分布する裾花凝灰岩層の中・下部層は傾斜約 20° で盆地側に傾き流れ盤となっている。地附山断層の南東側には、多数の断層が発達し裾花凝灰岩層を地塊化して複雑な構造をなしている。

このような複雑な地質構造の形成は、断層運動に伴う地塊化を示すものである。地すべり地周辺に発達す

る断層には、NE-SW と N-S 方向の 2 種類がある。これらはいずれも長野盆地の西縁部に発達する活断層の方向と一致している。

2-3. 地 形^{5,6)}

地附山の山体は平面図上でみると南北に約 2 km の長軸を、東西に約 1.3 km の短軸をもつ楕円形状をなしている。山頂部では標高 680 m 以上で約 15 ha の平坦面が発達し、最高地点の標高は 732 m である。山麓線は長野盆地の平野部と接し、その平均標高は 420 m である⁵⁾。

地附山山頂の標高 700~730 m の平坦地形面は大峯面群（高位段丘面より古い地形面をさし、長野県北部の第三紀層地すべりは、この大峯面群の縁辺部に集中的に発生）の下位面に相当する。今回の地附山地すべりは東側の微凹地の背後にある旧滑落崖のところから発生している。西側の微凹地は旧地附山ロープウェイ駅の南面の急崖を滑落崖とした旧地すべり地形の様相を呈する。また斜面の中腹にも旧滑落崖が推定されるが、不鮮明である。しかし、この上の平坦地には多くの細長い微凹地がみられる。

山腹には、狭小な段丘が断片的に残存している。雲上殿の北西に標高 600 m の段丘がみられる。これは高位段丘に対比させられるもので、この面上には段丘礫層が散在している。バードラインをのせる 600 m 面は旧崩積土におおわれている。

湯谷団地は高低二段の段丘面上に位置し、上位置は 470~480 m、下位面は 440~460 m である。上・下位面はともに浸食面で、面上に段丘礫層をのせ、上位面はさらにその上を旧崩積土におおわれている。

3. 試 料 採 取

試料の採取は、Fig. 1 に示す地点で、地すべり発生後、約 1 年経過した昭和 61 年 9 月 15 日~11 月 13 日にかけて行った。この試料の採取の期間には、地すべり地内では地すべり防止対策工事が急速に進められていた。

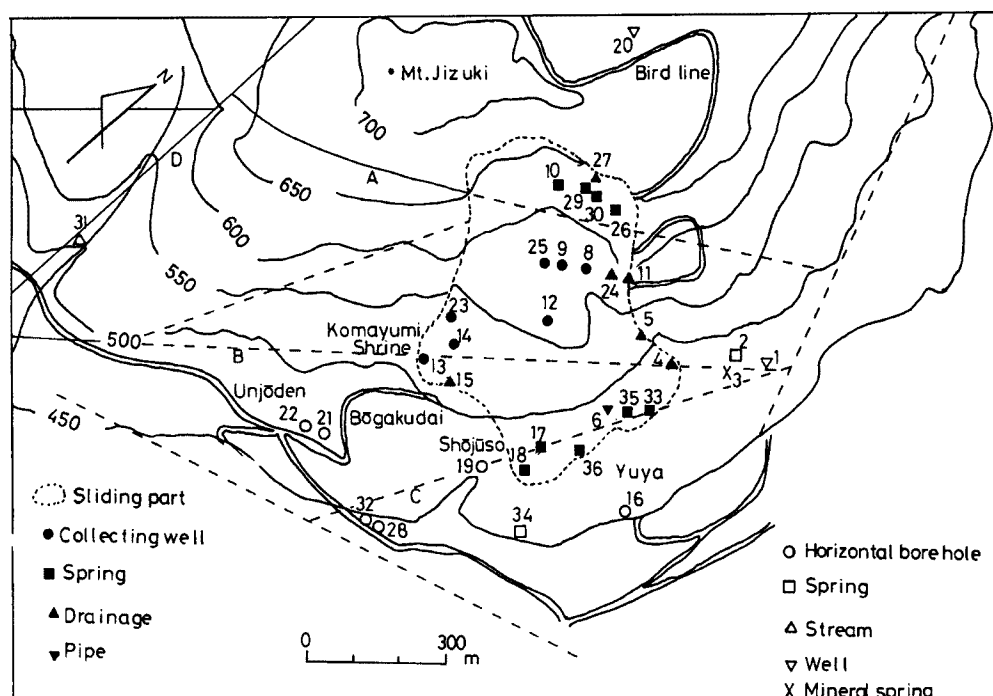


Fig. 1. Sampling sites of groundwaters in the Jizuki-yama landslide area: A, Jizuki-yama fault; B, Yamano-kami fault; C, Oni-sawa fault; D, Yufuku-sawa fault.

4. 分析項目および分析方法

水温：水銀温度計

pH：比色管

Na⁺, K⁺：炎光光度法⁷⁾

Ca²⁺, Mg²⁺：原子吸光光度法⁸⁾

Cl⁻：チオシアン酸水銀比色法⁷⁾

HCO₃⁻：HCl 滴定法⁷⁾

SO₄²⁻：クロム酸バリウム酸懸濁法⁷⁾

SiO₂：モリブデン黄色法⁷⁾

D/H：金属ウランによる H₂O 還元法と質量分析法⁹⁾

¹⁸O/¹⁶O：CO₂ と H₂O との交換法と質量分析法¹⁰⁾

³H：低バックグラウンド液体シンチレーションカウンター法¹¹⁾

5. 結果と考察

分析結果は **Table 1** に示すとおりである。地すべり地内の水は、地すべり地外の水に比べて排水路の大半 (No. 5, 11, 24, 27) を除くと、溶存物質濃度が高い傾向にある。特に、Na⁺, HCO₃⁻, SO₄²⁻ などにはその傾向が顕著である。地点によっては、K⁺ (No. 6, 12, 15, 17, 18, 26, 33), Mg²⁺ (No. 6, 18, 29, 33, 35, 36), Ca²⁺ (No. 6, 18, 29, 33, 35, 36) にも高濃度を示す試料がある。

地すべり発生、1 カ月後の佐藤³⁾ の調査によれば、地すべり末端部で Cl⁻ 濃度の高い水 (30~60 mg/l) が湧出していた。筆者らの調査でも Cl⁻ 濃度は低くなっていたが、これと類似した傾向がみられた。つまり鬼沢断層線上 (**Fig. 1** の C, No. 35, 18, 19, 34, 28, 32) に沿って、Cl⁻ 濃度 30~37 mg/l の水が、また地すべり地左端沿い (No. 20, 27, 26, 24, 11, 4, 33, 16) には Cl⁻ 濃度 20~30 mg/l と比較的高い水がそれぞれ観測されている。

地すべり地付近の地質は、第3紀裾花凝灰岩が主体であることから、地すべり地内外とわず SiO₂ 濃度は高値 (41~73 mg/l) を示す傾向にあるが、ただ地すべり地左端沿いの水 (No. 20, 27, 26, 24, 5, 4, 1, 2, 3) は低値 (7~24 mg/l) を示しているのが特徴的である。

7.0 以上の pH を示す水は、地すべり地内に多く存在しており、特に 8.0 以上の値を示す水は地すべり地内のほぼ中央部を N-S 方向に分布している。地すべり地周辺の水は 7.0 以下の値を示す場合が多い。

5-1 ヘキサダイアグラムによる水質区分

Fig. 2 に、各地点の主成分イオンをヘキサダイアグラムにして、pH および SiO₂ 濃度とともに示した。これから地すべり地内の水質は、Na-SO₄ 型と Na-HCO₃ 型とが存在し、前者の方が卓越していることがわかる。Na-SO₄ 型の水は地すべり地上端部 (No. 8, 9, 10, 25, 26, 一部中央部の No. 14, 23) と末端部 (No. 4, 17, 18, 19, 35) に出現していた。また後者のタイプの水は地すべり地中央部 (No. 5, 11, 12, 13, 15) を N-S 方向に分布している。その他の水質の Ca-HCO₃ 型 (No. 6), Ca・Mg-HCO₃ 型 (No. 36) および Ca-SO₄ 型 (No. 33) は地すべり地末端部にみられる。

地すべり地外の水にも、Na-SO₄ 型 (No. 1, 3, 19) および Na-HCO₃ 型 (No. 2, 21, 22, 31) が卓越している。Na-SO₄ 型および Na-HCO₃ 型の分布状況は、おおむね、地すべり地内のこれらの水質分布線上に存在している。

5-2 Durov の拡張ダイアグラムによる水質区分

キーダイアグラムによる水質区分が困難な水が多いときに、Durov の拡張ダイアグラムを用いると便利である。このダイアグラムはわが国ではほとんど利用されていないので、**Fig. 3** の中の各区画の特徴を以下簡単に説明する¹²⁾：

Table 1. Chemical and isotopic composition of natural waters in the Jizuki-yama landslide area

Sampling Site No.	Sampling Data	Na ⁺ (mg/l)	K ⁺ (mg/l)	Ca ²⁺ (mg/l)	Mg ²⁺ (mg/l)	Cl ⁻ (mg/l)	HCO ₃ ⁻ (mg/l)	SO ₄ ²⁻ (mg/l)	Soluble SiO ₂ (mg/l)	pH	δD (‰)	δ ¹⁸ O (‰)	³ H (TU)	Water Temp (°C)	Remarks
1	86.9.15	21.6	0.7	0.2	0.3	10.4	17.1	24.6	14.0	6.4	-76.9	-11.7		16.0	Well
2	"	82.4	3.7	24.0	14.1	2.7	234	94.5	7.0	6.5				14.8	Spring
3	"	34.8	1.0	0.4	0.4	12.3	32.2	37.4	22.0	7.0	-74.8	-10.5		18.4	Mineral spring
4	"	245	0.8	6.8	3.3	21.4	56.1	470	9.0	7.0	-70.4	-10.4		17.0	Drainage (Sliding part)
5	"	36.6	3.9	4.9	1.3	11.0	88.3	18.1	13.0	7.7	-82.7	-11.0		17.6	Drainage (Sliding part)
6	"	77.0	17.0	128	16.0	12.0	487	156	13.0	7.2			17±3	16.1	Pipe (Sliding part)
8	86.10.7	103	8.7	21.0	6.6	15.0	147	169	51.0	6.8	-69.0	-9.9	10±3	18.0	Collecting well (Sliding part)
9	"	150	6.9	2.4	0	9.6	55.5	237	53.0	8.4				27.0	Collecting well (Sliding part)
10	"	230	9.0	12.0	0.4	20.2	140	438	43.0	7.4				26.5	Spring (Sliding part)
11	"	35.2	4.9	2.4	0.4	27.2	78.1	7.4	65.0	8.5				28.0	Drainage (Sliding part)
12	"	330	65.0	2.4	0	13.2	622	225	49.0	8.4	-61.8	-8.9	13±3	26.5	Collecting well (Sliding part)
13	"	52.0	5.7	0.2	3.0	18.4	103	59.5	67.0	6.3				24.0	Collecting well (Sliding part)
14	"	82.5	4.0	15.4	1.0	16.2	74.3	169	70.0	8.0				17.6	Collecting well (Sliding part)
15	"	148	41.0	10.0	0	33.0	362	75.5	40.6	8.6	-75.0	-11.0		22.0	Drainage (Sliding part)
16	"	32.4	2.9	11.0	10.0	26.4	34.9	45.2	68.5	6.6				14.0	Horizontal bore hole
17	"	643	17.0	12.0	5.0	19.4	89.1	1292	48.0	6.3				16.1	Spring (Sliding part)
18	"	418	33.1	76.0	21.0	35.0	50.2	1056	72.5	6.6				16.0	Spring (Sliding part)
19	"	87.0	6.6	9.4	3.5	37.4	66.1	78.5	55.5	6.8				15.1	Horizontal bore hole
20	"	23.4	2.7	40.4	15.0	26.0	80.9	76.0	24.1	6.3	-76.5	-11.3	21±3	12.0	Well
21	86.10.12	41.2	6.6	7.0	3.5	25.0	67.5	44.8	53.0	7.3	-73.1	-10.9		14.5	Horizontal bore hole
22	"	77.7	6.6	6.0	3.5	15.3	174	47.2	46.0	7.0				15.0	Horizontal bore hole
23	"	485	8.4	1.8	1.8	14.0	100	854	46.0	8.4				21.0	Collecting well (Sliding part)
24	"	20.6	1.6	2.6	0.4	22.0	34.2	6.7	18.3	8.2				18.1	Drainage (Sliding part)
25	"	99.0	6.9	4.7	0.7	33.2	62.5	181	67.0	7.2				14.2	Collecting well (Sliding part)
26	"	68.5	10.2	16	6.5	29.0	53.1	186	13.0	8.0				17.0	Spring (Sliding part)
27	"	34.0	2.9	6.6	1.5	30.0	45.8	20.2	20.0	7.7				14.8	Drainage (Sliding part)
28	"	33.0	3.4	2.0	0.6	31.0	51.0	25.5	47.5	6.7	-77.2	-11.4	16±3	15.8	Horizontal bore hole
29	86.10.19	98.4	11.3	29.0	11.0	19.0	233	133	45.5	7.0				10.0	Spring (Sliding part)
30	"	32.4	8.6	18.0	5.5	16.1	8.5	132	53.0	6.6				13.0	Spring (Sliding part)
31	86.10.25	18.5	2.4	3.1	0.9	8.6	40.3	21.0	52.5	6.9				10.2	Stream
32	"	33.2	3.3	2.2	0.8	35.0	44.8	23.8	46.0	7.0				10.8	Horizontal bore hole
33	"	104	27.0	148	63.0	26.0	107	792	60.0	6.9				12.0	Spring (Sliding part)
34	86.11.1	28.0	6.5	39.2	25.4	32.0	164	155	56.0	6.5	-74.6	-11.0		12.5	Spring (Sliding part)
35	"	338	18.3	57.4	17.4	33.0	131	780	47.5	7.2				13.5	Spring (Sliding part)
36	"	51.5	21.0	82.0	47.0	19.0	671	11.6	51.0	6.6					

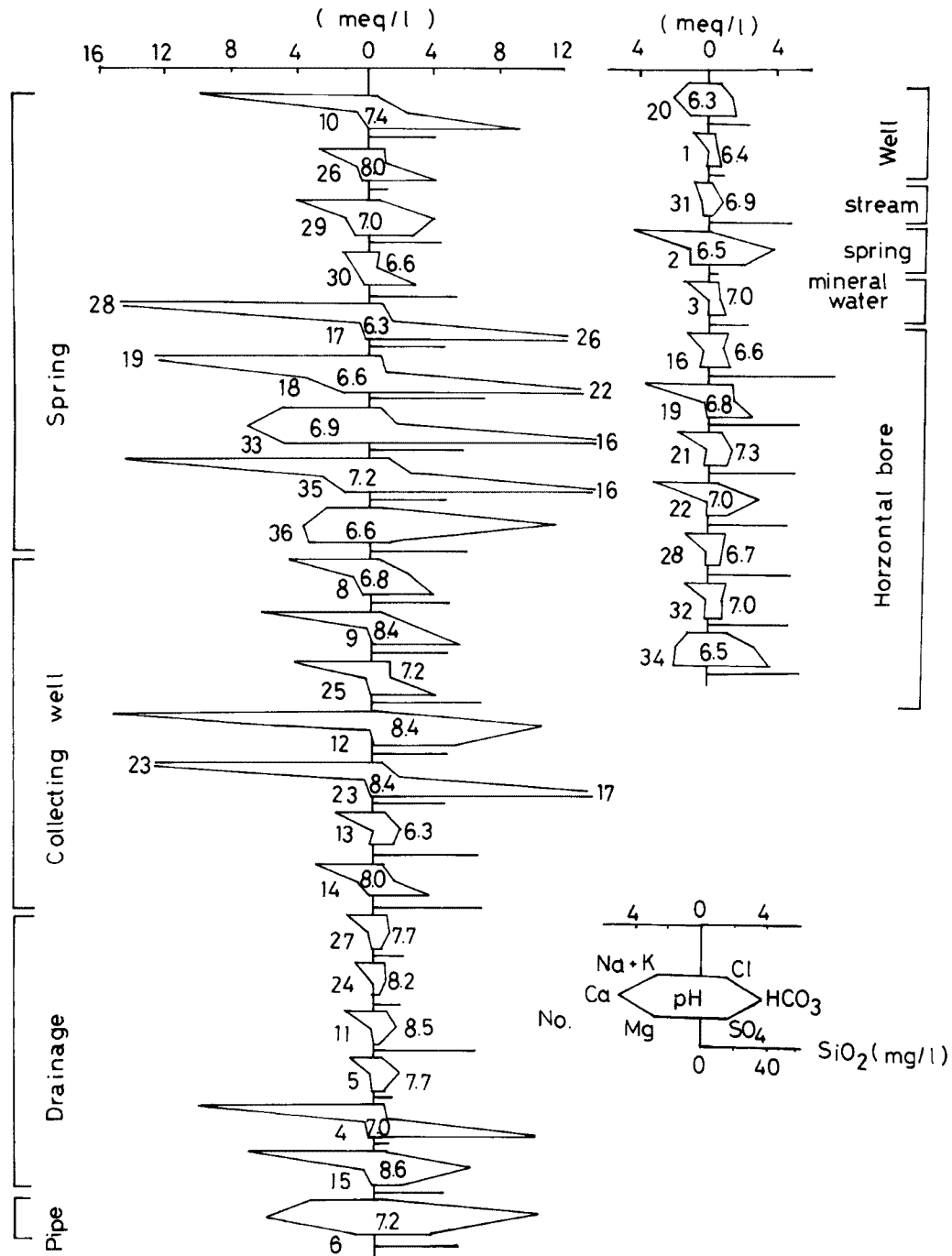


Fig. 2. Comparison of water quality using hexadiagrams for major ions of natural waters in the Jizuki-yama landslide area.

- ① HCO₃⁻ と Ca²⁺ が卓越。石灰岩，砂岩，その他多くの滞水層に涵養される水。
- ② HCO₃⁻ が卓越，陽イオンとして Mg²⁺ が卓越または Ca²⁺ と Mg²⁺ が多いが，陽イオンでは区別できない水。しばしばドロマイトと関係があり，Ca²⁺ と Na⁺ とがかなりイオン交換している水。
- ③ HCO₃⁻ と Na⁺ が卓越。通常はイオン交換により生成される水。ときには，深部で CO₂ が発生し Na⁺

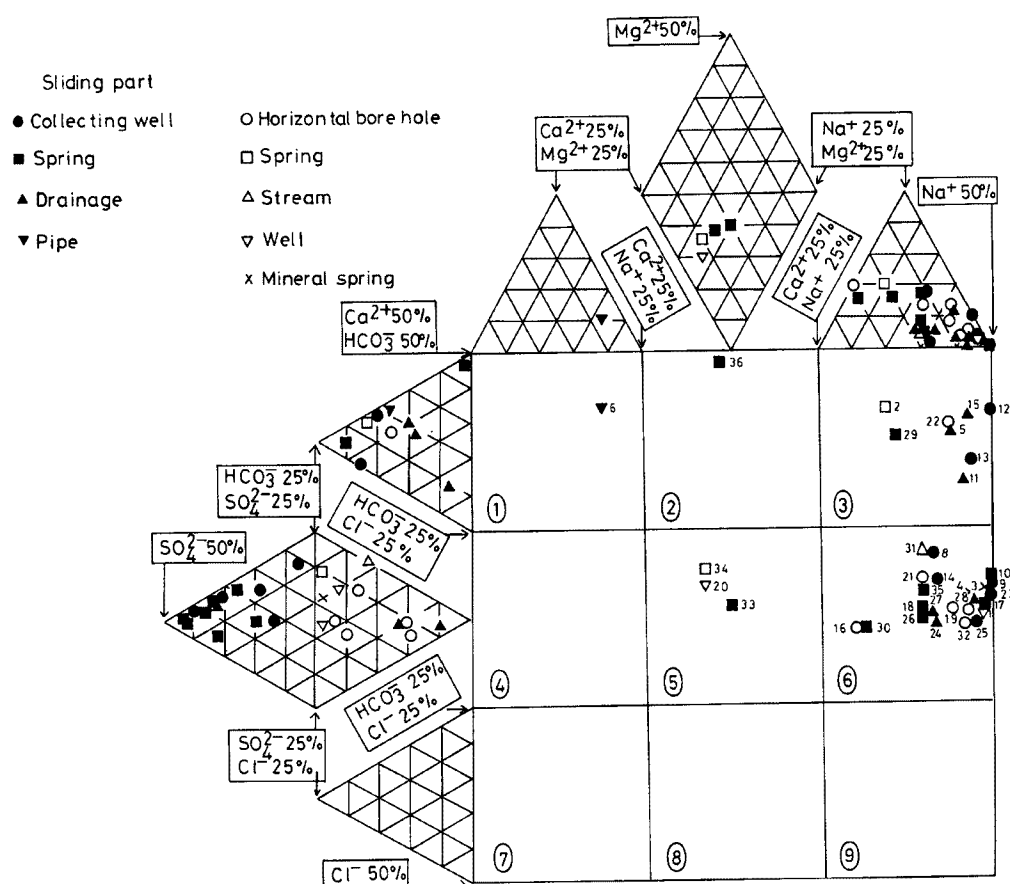


Fig. 3. Expanded Durov diagram with subdivisions. Numbers correspond to those in Table 1.

が多いような環境下で HCO_3^- に変化している水。

- ④ SO_4^{2-} が卓越，または陰イオンでは区別できない水。陽イオンとして Ca^{2+} が卓越。 Ca-SO_4 型の水はラバや石こうを含む堆積物中で涵養されることが多い。それ以外は，混合または単なる溶解により生ずる水。
- ⑤ 卓越した陽イオン，陰イオンはない。単なる溶解・混合を示す水。
- ⑥ SO_4^{2-} が卓越あるいは陰イオンでは区別できない水。 Na^+ が卓越。このタイプの水は珍しく，混合水であることが多い。
- ⑦ Cl^- と Ca^{2+} が卓越。セメントの汚染がある水。それ以外は Na-Cl 型の逆イオン交換により生ずる。
- ⑧ Cl^- が卓越。卓越した陽イオンのない水。逆イオン交換により生成。
- ⑨ Cl^- と Na^+ が卓越。究極的な水とされる。

この図中の①区画に入る試料は地すべり地の不動地のパイプからの湧水 (No. 6)，②区画に入る試料は地すべり地末端部の湧水 (No. 36)，③区画に入る試料は，地すべり地内の中央部のほぼ N-S 方向線上に位置しているもの (No. 5, 11, 12, 13, 15)，地すべり地上端部の湧水 (No. 29) および地すべり地外の湧水 (No. 2) と水平ボーリング孔水 (No. 22) とがある。⑤区画に入る試料は地すべり地末端部の湧水 (No. 33, 34) と地附山山頂部付近の井戸水 (No. 20) である。⑥区画に入る試料は地すべり地上端部 (No. 8, 9, 10, 25, 26, 27, 30)，中央部の一部 (No. 14, 23, 24)，末端部 (No. 4, 17, 18, 35) および地すべり地外の大部分 (No. 1, 3, 16, 21, 28, 31, 32) である。

この図から地附山地すべり地およびその周辺の水の約 2/3 は陽イオンとしては，相対的に Na^+ が高く，

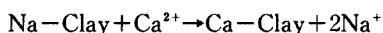
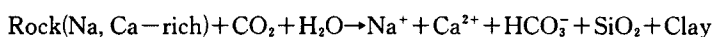
陰イオンとして、大部分の SO_4^{2-} が相対的に高いことがわかる。一部には Cl^- , HCO_3^- , SO_4^{2-} が同程度の水もある。また残りの1/3の水は Na^+ と HCO_3^- とが相対的に高いことがわかる。

5-3 HCO_3^- — Na^+ および SO_4^{2-} — Na^+ の関係

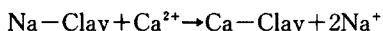
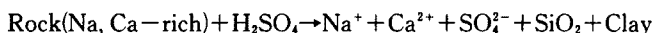
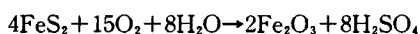
Fig. 4 には、地すべり発生約1ヶ月後の昭和60年8月16日～9月27日に採水分析を行った佐藤³⁾のデータを用いて、 HCO_3^- — Na^+ および SO_4^{2-} — Na^+ との関係を示した。これによると、 HCO_3^- — Na^+ の関係の方が SO_4^{2-} — Na^+ の関係より良好であることがわかる。

一方、地すべり発生約1年後の昭和61年9月15～11月13日に、筆者らが採水分析した HCO_3^- — Na^+ の関係を Fig. 5, また SO_4^{2-} — Na^+ の関係を Fig. 6 にそれぞれ示した。 HCO_3^- — Na^+ の間にはバラツキは極めて大きい、 SO_4^{2-} — Na^+ の間では、 HCO_3^- — Na^+ の関係に比べて、そのバラツキは少ないことがわかる。これらの関係は、地すべり発生約1ヶ月後と約1年後とは大きく変化していた。つまり地すべり発生約1ヶ月後の水質は Na — HCO_3 型が卓越していたが、地すべり発生約1年後の水質は Na — SO_4 型へと大きく変った。この変化は次のような機構によるものであろう。

地すべり発生前または直後には、主に以下の反応が起っていた。



地すべり発生約1年後には、次の反応が卓越するようになった。



渡辺・山田¹³⁾ は地すべり地およびその周辺から採取した裾花凝灰岩類の X 線回折を行い、次の鉱物種を同定確認した。それらの出現頻度は、モンモリロナイト>長石類>斜ブチロル沸石、クリストバライト、石

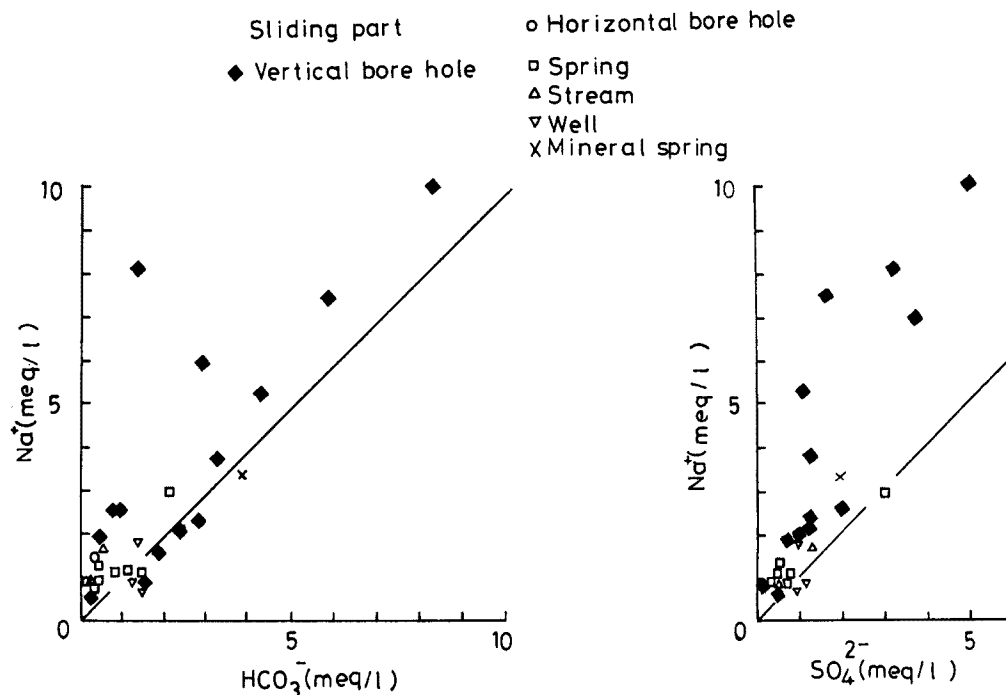
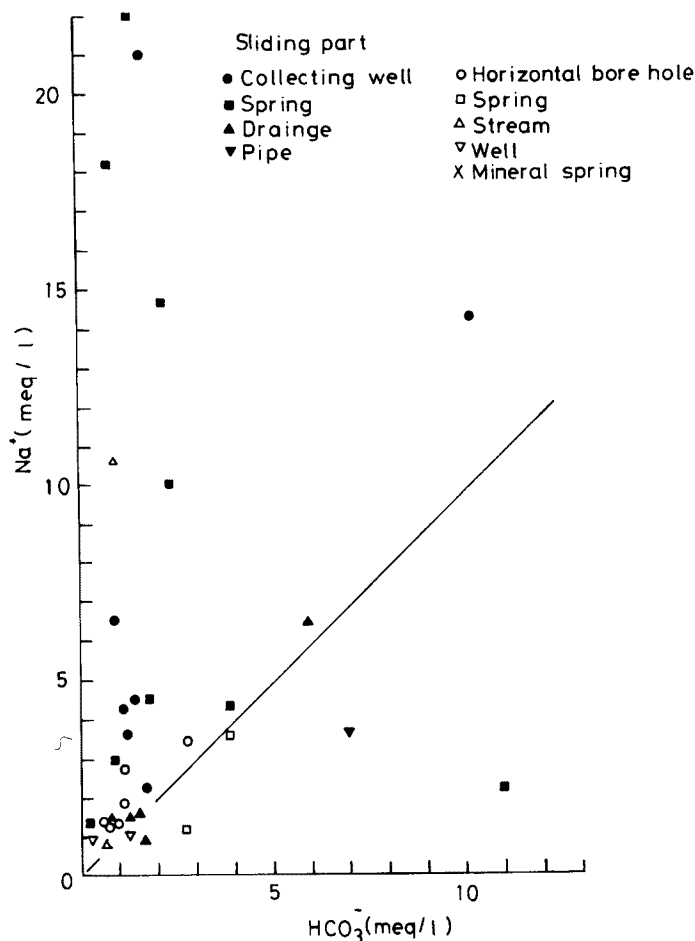


Fig. 4. X-Y plot of major ions analyzed by Sato (1986)³⁾.

Fig. 5. Relationship between HCO_3^- and Na^+ concentrations.

英>モルデン沸石>混合層粘土，セラドナイト，ドロマイトの順となり，試料によっては若干の黒雲母，イライトが認められた。

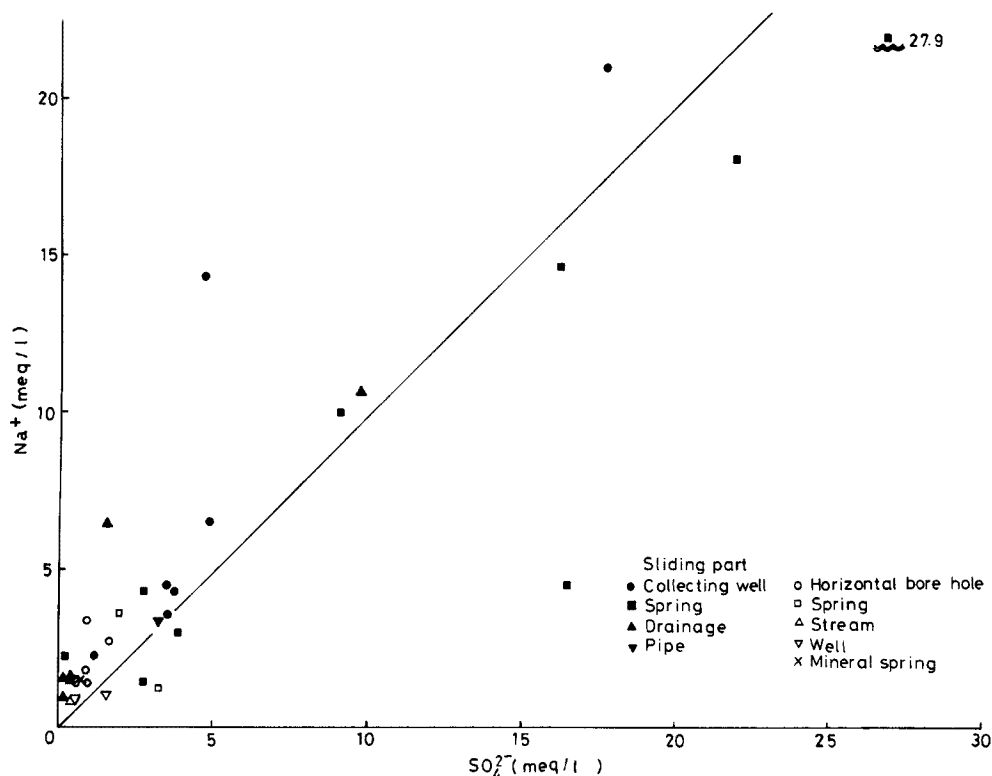
一方，佐藤³⁾は地すべりにより地表にでてきた緑色と桃色の粘土および地表の泥について，イオン交換容量と交換性イオンの測定を行い，Table 2のような結果を得た。これによると，各試料ともいずれも高いイオン交換容量を示し，モンモリロナイトが主要な粘土であることがわかる。これは渡辺・山田のX線回折結果ともよく符号する。塩基飽和度が100%を越えているのは，試料に含まれていた高濃度のイオンを含んだ水に由来するイオンが交換性イオンとして測定されたためである。したがって塩基飽和度はほぼ100%と考えてよいであろう。桃色，緑色粘土の交換性イオンは Na^+ が59~69%と高値をしめていることから，これらの粘土はNa-モンモリロナイトが主成分であるといえる。

上述の渡辺・山田のX線回折結果と佐藤のイオン交換容量・交換性イオンの測定結果から，前述の地すべり地の地下水の水質のNa- HCO_3 型からNa- SO_4 型への変化機構は，支持されるであろう。

5-4 水と鉱物との平衡関係

当地すべり地の地下水流動の解析¹⁴⁾から，地すべり地内の地下水の流速が遅いので，地すべり地内の水と鉱物の間には化学平衡が成り立っていると考えてもよいであろう。もしそうであれば，地下水の化学組成から水と平衡になっている鉱物が推定できるはずである。

鉱物と水との平衡関係を厳密に論じ得るのは，造岩鉱物の化学成分と風化により生じた鉱物の化学成分が

Fig. 6. Relationship between SO_4^{2-} and Na^+ concentrations.Table 2. Cation exchange capacity and exchangeable ions of clays in the Jizuki-yama landslide area (after Sato 1986)³⁾

	Cation exchange capacity (meq/100 g)	Ionic compositions upper row (meq/100 g) lower row (%)				Base saturation (%)
		Na ⁺	K ⁺	Ca ⁺⁺	Mg ⁺⁺	
Green clay	115	94.9	29.1	10.6	2.65	119
		69.1	21.2	7.70	2.00	
Pink clay	40.5	30.9	8.82	9.35	2.82	128
		59.5	17.0	18.0	5.50	
Mud	51.6	23.8	10.7	22.4	8.95	128
		36.1	16.2	34.0	13.7	

明確になったとき、はじめて可能となる。したがって自然現象を対象に平衡関係を議論するには、そこにおのずと限界がある。しかしながら鉱物学的にみて、比較的単純な地域では、水と鉱物との化学平衡論的取り扱い、妥当なアプローチといえる。

さて、X線回折および交換性イオン測定結果^{3,13)}から、地すべり地内の鉱物にはNa-モンモリロナイト、長石類、斜輝角閃沸石、石英などが存在していることがわかっている。したがって本地すべり地の地下水

の化学組成と鉱物との平衡関係を、鉱物の熱力学的安定領域図（以下、安定図）から議論するためには、 $\text{Na}-\text{SiO}_2-\text{Al}_2\text{O}_3-\text{H}_2\text{O}$ 系について検討すればよいことになる。

Fig. 7 にこの系の安定図を示した。なおこの系の安定図を作成するのに必要な平衡式と平衡定数は、Tardy¹⁵⁾ が同系の安定図を作成した時に採用したのと同じ式と定数を用いた。地すべり地内外のほとんどすべての地下水は Na-モンモリロナイトの安定領域内にプロットされている。したがってこれらの水は Na-モンモリロナイトと平衡状態になっていることを意味している。地すべり地外の井戸水 (No. 1) と湧水 (No. 2) はカオリンの安定領域内に、また集水井の 1 部 (No. 12, 23) はソ長石の安定領域内に分布し、それらの水はそれぞれカオリンおよびソ長石と平衡になっていることを示している。さらに井戸水 (No. 20) はカオリンと Na-モンモリロナイトと共存し、そして集水井 (No. 9) と排水路の一部 (No. 15) にはソ長石と Na-モンモリロナイトとが共存していることがわかる。

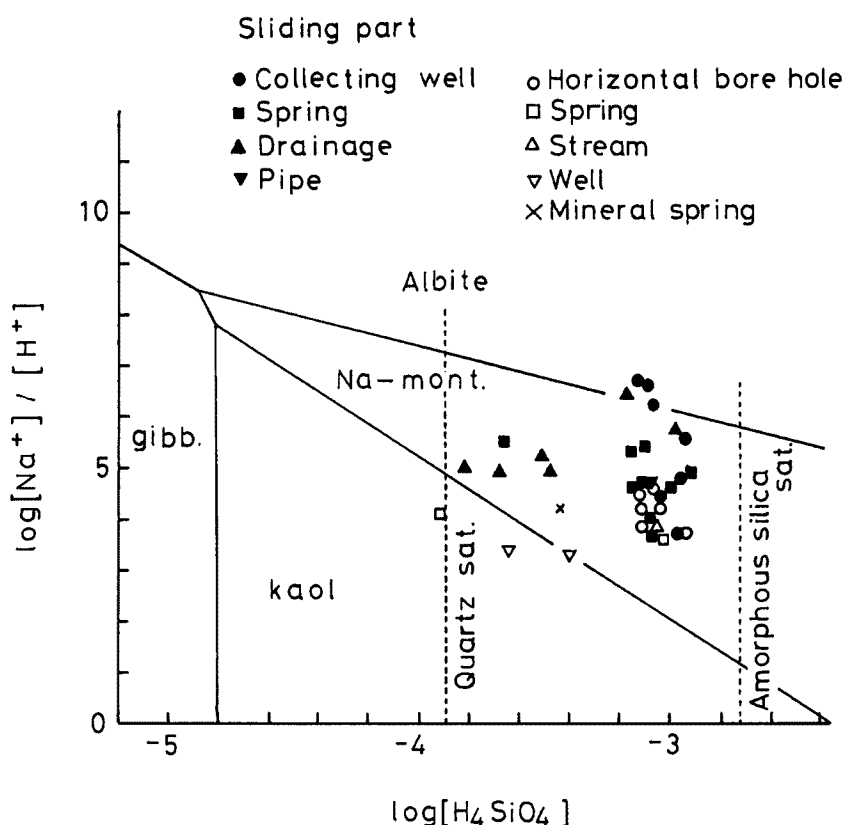


Fig. 7. Predominance diagram for the system $\text{Na}-\text{SiO}_2-\text{Al}_2\text{O}_3-\text{H}_2\text{O}$ after Tardy(1971)¹⁵⁾.

5-5 水素および酸素安定同位体比とトリチウム濃度

水の水素および酸素の同位体比は蒸発や凝縮により同位体分別をおこし変化するが、その変動は極めて小さいので、 D/H （水素の同位体比）や $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ （酸素の同位体比）の絶対比の測定から詳細に検討することは、測定技術面から難しい。そこで、標準平均海水 (SMOW) の同位体比と試料水の同位体比の差を測定し、その測定結果は標準試料を基準とした千分偏差 (‰) で δD , $\delta^{18}\text{O}$ として表示する。

$$\delta\text{D} \text{ または } \delta^{18}\text{O}(\text{‰}) = \left[\frac{R(\text{試料})}{R(\text{SMOW})} - 1 \right] \times 1000$$

R: D/H または $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$

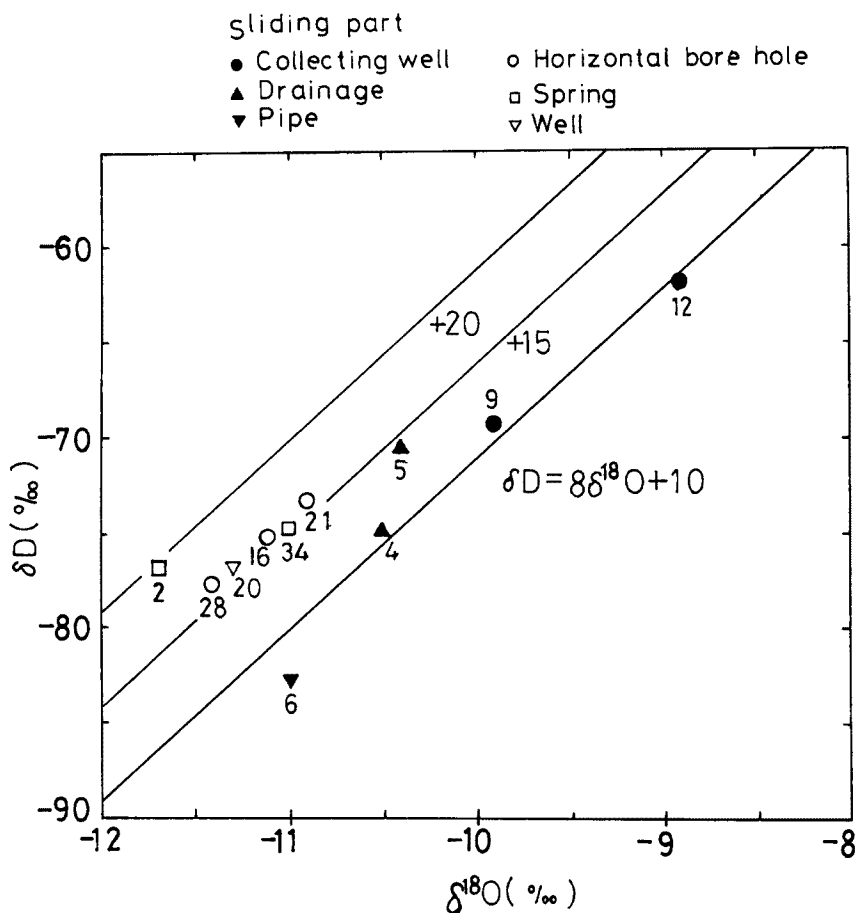


Fig. 8. Relationship between $\delta^{18}\text{O}$ and δD values. Numbers correspond to those in Table 1.

Fig. 8に本地すべり地内外の地下水の水素と酸素の同位体比の関係を示した。松葉谷・酒井¹⁶⁾によると、日本の河川水および地下水の δD 値と $\delta^{18}\text{O}$ 値の関係は、

$$\delta\text{D} = 8\delta^{18}\text{O} + 10$$

よりも上方にずれており、定数項が+10から+25の間に位置している。したがって、本地すべり地内外の地下水の起源は降水によるもので、地下深部からの水の寄与は認められない。

地すべり地内の水の δD は $-82.7 \sim -61.8(\text{‰})$ 、 $\delta^{18}\text{O}$ は $-11.0 \sim -8.9(\text{‰})$ の範囲に、地すべり地外の水の δD は $-77.2 \sim -73.1(\text{‰})$ 、 $\delta^{18}\text{O}$ は $-11.7 \sim -10.9(\text{‰})$ の範囲に入っている。そして、前者の水は、 $\delta\text{D} = 8\delta^{18}\text{O} + 10$ の線上に、後者の水は $\delta\text{D} = 8\delta^{18}\text{O} + 15$ の線上にそれぞれ分布している。地すべり地内の水は、地すべり地外の水に比べて、 δD および $\delta^{18}\text{O}$ 値の変動が大きい。一般に降水中の δD および $\delta^{18}\text{O}$ 値の変動が大きいことから、地すべり地内の集水井(No. 9, 12)、排水路(No. 4, 5)、不動地からのパイプ(No. 6)の水は、集水井などによる排水効果のため、比較的是やく排出されているものと考えられる。つまり地すべり地内の水は降水が地中に浸透して地下水となり、それが排出されるまでの過程がはやいということである。

一方、地すべり地外の標高450 m前後における水抜き用の水平ボーリング孔(No. 16, 21, 28)の水の δD および $\delta^{18}\text{O}$ 値は、井戸水(No. 20)および湧水(No. 2, 34)のそれらとほぼ同じ値を示している。し

たがって、これらの水平ボーリング孔は、地附山地すべり地周辺の平均的な地下水を排除していて、特に、地すべり地内の深い地下水を直接排除しているとは考え難いようである。

トリチウム濃度の測定は地すべり地内の3試料（集水井 No. 9, 13 と不動点のパイプ排水 No. 6）と地すべり地外の2試料（井戸水 No. 20 と水平ボーリング孔水 No. 28）について行った。これらの水のトリチウム濃度は $10 \pm 3 \sim 21 \pm 3$ TU の範囲にあり、集水井の水は他の水に比べて低い値を示していた。これは集水井の排水効果のためであると考えられる。

6. お わ り に

以上、地附山地すべり地内外の湧水、溪流水などの主要化学成分や δD , $\delta^{18}O$ および 3H の測定結果をまとめると、次のようになる。

- (1) 地すべり地内の地下水の全溶存物質濃度は、地すべり地外の水のそれより高い。
 - (2) 地すべり発生直後の地下水の水質は $Na-HCO_3$ 型であり、1年後のそれは $Na-SO_4$ 型と大きく変化している。
 - (3) 地すべり地内の地下水の大部分は Na -モンモリロナイトと平衡状態にある。
 - (4) 水質パターンの分布状況は、地質構造に大きく依存している。
 - (5) 地すべり末端部の水平ボーリング孔は地すべり地内の深い地下水を排水していない。
- 今後の問題としては、風化の進行状況や風化速度の推定などを行う必要がある。

参 考 文 献

- 1) 長野県土木部・長野県建設事務所：地附山地すべり災害，1987，pp. 1-31.
- 2) 吉澤孝和：地すべり発生の経過，文部省昭和60年度科研費，1985年長野市地附山地すべりの災害調査研究報告書（代表者・川上 浩），昭和61年3月，pp. 1-3.
- 3) 佐藤 修：地下水の水質，同上，pp. 94-107.
- 4) 赤羽貞幸・山田哲雄・小坂共栄：地すべり地周辺の地質，同上，pp. 14-25.
- 5) 吉澤孝和：地附山一帯の地形的特徴，同上，pp. 54-67.
- 6) 斉藤 豊：地形概観，同上，pp. 53-54.
- 7) 三宅泰雄・北野 康：新水質化学分析法，地人書院，1976，265 pp.
- 8) 日本分析化学会北海道支部編：水の分析（第3版），化学同人，1981，504 pp.
- 9) 日本化学会編：新実験化学講座10・宇宙地球化学，丸善，1976，523 pp.
- 10) 千葉 仁・酒井 均・安武正敏：水試料の酸素同位体比の自動測定，岡大温研報告，第56号，1985，pp. 27-34.
- 11) 科学技術庁：トリチウム分析法，1976，84 pp.
- 12) Lloyd, J. W. and Heathcote, J. A.: Natural inorganic hydrochemistry in relation to groundwater, Oxford, 1985, 296 pp.
- 13) 渡辺晃二・山田哲雄：裾花凝灰岩層の変質作用，文部省昭和60年度科研費，1985年長野市地附山地すべりの災害調査研究報告書（代表者・川上 浩），昭和61年3月，pp. 29-38.
- 14) 熊井久雄：地下水の動向，同上，pp. 78-88.
- 15) Tardy, Y.: Characterization of the principal weathering types by the geochemistry of waters from some European and African crystalline massifs, Chem. Geol., Vol. 7, 1971, pp. 253-271.
- 16) 松葉谷 治・酒井 均：地表水の水素および酸素同位体の挙動，日本地球化学会年会講演要旨集，1976，pp. 121-122.