

長野県西部地震による斜面崩壊地周辺の天然水の 化学成分および同位体組成について

吉岡 龍馬・小泉 尚嗣
日部下 実・千葉 仁

CHEMICAL AND ISOTOPIC COMPOSITIONS OF NATURAL WATERS FROM AN AREA OF LARGE-SCALE LANDSLIDE CAUSED BY THE WESTERN NAGANO PREFECTURE EARTHQUAKE

By Ryuma YOSHIOKA, Naoji KOIZUMI,
Minoru KUSAKABE and Hitoshi CHIBA

Synopsis

A large-scale landslide took place at a southern flank of Mt. Ontake, triggered by the Western Nagano Prefecture Earthquake on Sept. 14, 1984. It has been said that landslide is closely related to the hydrological and hydrogeochemical nature of groundwater involved.

To investigate the weathering processes, turnover time of groundwater, and its origin, we collected and analyzed water samples from the large-scale landslide area, the Matsukoshi landslide area and the Ohmata river basin. The following facts can be pointed out: (1) water-rock interaction is very active near the valley head of the large-scale landslide area, (2) bicarbonate concentration increases with lowering of elevation in the Ohmata river basin, (3) waters from the landslide areas are in equilibrium with kaolinite and montmorillonite, (4) two kinds of water are found near the large-scale landslide area; one is old water rich in sodium and bicarbonate and the other is recently recharged water rich in calcium and bicarbonate, and (5) there is no detectable contribution of volcanic water to the natural waters around Mt. Ontake.

1. はじめに

1984年9月14日8時48分頃に発生した長野県西部地震は、木曾郡王滝村御岳山南東方地域の深さ4kmを震源とするマグニチュード6.8の強い地震であった。山地で発生した強い地震動のため大規模な斜面崩壊が伝上川源流部の御岳南斜面に起り、大量の崩壊土石（推定体積 $3.6 \times 10^7 \text{ m}^3$ ）¹⁾は直ちに岩屑なだれとなり伝上川に沿って流下した。また松越、滝越、御岳高原、鞍越高原などでも斜面崩壊が発生した。これらの崩壊により死者29名、家屋の全半壊87戸を数え、その他河川、道路、橋梁、山林などが甚大な被害をこうむった。

1979年10月28日に、休火山であった御岳山が突然噴火して人々を驚かしたが、この時は幸いにも降灰によって農作物などに若干の被害が生じた程度で、噴火による直接の災害や泥流、土石流などによる二次災害は発生しなかった。

この2つの出来事に関する調査報告書のうち、前者で、水質に関係したものとしては、奥田ら²⁾による水

質特性から地下水の滞留時間の推定を試みているものと、片岡ら³⁾による崩壊と水質を関連づけたものがある。後者では、杉崎ら⁴⁾の噴火の原因、放出物質の起源、前駆現象などを検討している報告、吉岡ら⁵⁾の降下火山灰による御岳周辺の河川の水質の影響を調べたもの、そして北野ら⁶⁾による河川水と堆積物中の重金元素の分析を行った報告があるにすぎない。

さて、長野県西部地震による上述の各崩壊は、いずれも上部更新統の王滝累層または小坂田ローム層中で発生しており、御岳火山の地質（御岳火山の発達史）と深くかかわっている⁷⁾。酒井⁸⁾は今回の大規模な斜面崩壊の要因を次のようにとりまとめている。すなわち、(1)伝上川源流部の御岳南斜面と松越では、(a)中部更新統堆積後の長い浸食期に、山体に深い谷地形が形成され、(b)この谷地形を軽石層やスコリア層が風成でおおい、その上に傾斜した形で溶岩や未固結の火山砕屑物が厚く堆積し、しかも軽石やスコリアは風化・粘土化がすすみ、滑り易くなっている、(c)地下に埋没している谷地形には後背地から地下水が集り、(d)御岳火山の山体は、現在、河川の浸食・下刻がすすみ、崩壊期に入っている。そして、(e)以上の要因に地震発生前6日間の降水量が約160mmに達し、地下水位の上昇により間隙水圧は高まり、そこに地震の衝撃によって斜面崩壊が発生した。(2)鞍越高原、御岳高原、滝越では、伝上川源流部や松越とは多少事情は異なるが、未固結の上部更新統、地下水の関与、軽石層などの滑り面の存在など、共通する点も多い。

上述の斜面崩壊のまとめにもあるように、崩壊機構の解明にとって、崩壊発生場における風化状態や地下水の存在状態が重要な問題であることは周知の事実である。そこで、筆者らは、大規模崩壊地の湧水の水質やその函養域、滞留時類などを知る目的で、伝上川源流部の崩壊地内下部域をはじめ、大又川流域を中心に採水し分析を行った。以下その概要を報告する。

2. 試料採取地点

試水の採取は Fig. 1 に示す地点で、1985年10月24日～27日にかけて行った。この採水の時期は崩壊後、約1年経過しているもので、崩壊地の地下水の存在状態も、崩壊当時とは大きく異なっているものと考えられる。しかし、伝上川源流部の採水地点5（以下 St. 5 というように略記）近傍では、伝上川溶岩類最下部の溶岩下底から多量の湧水がでており、この湧水状況は渡辺⁹⁾の報告（1984. 9. 26 撮影）とはほぼ同程度と推測される。

また、松越の崩壊地では1984年10月30日にも採水を行った²⁾。この崩壊地の復旧工事は1985年10月の採水時には相当進行していたので、伝上川源流部の地下水の流動状況に比べて、松越の崩壊地のそれは大きく変っているものと考えられる。なお、St. 101～112の採水に関しては、水温、電気伝導度および pH の現場での測定は行われていない。

3. 分析項目および分析方法

水温: Model SC 51 ポケット導電率計

電気伝導度: 同上

pH: 比色管

Na⁺, K⁺: 炎光光度法⁹⁾

Ca²⁺, Mg²⁺: 原子吸光度法¹⁰⁾

Cl⁻: チオシアン酸水銀比色法⁹⁾

HCO₃⁻: pH 4.8 アルカリ度を HCO₃⁻ として表示⁹⁾

SO₄²⁻: クロム酸バリウム酸懸濁法⁹⁾

SiO₂: モリブデン黄色法⁹⁾

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⁾

δD: 金属ウランによる H₂O 還元法と質量分析法¹²⁾

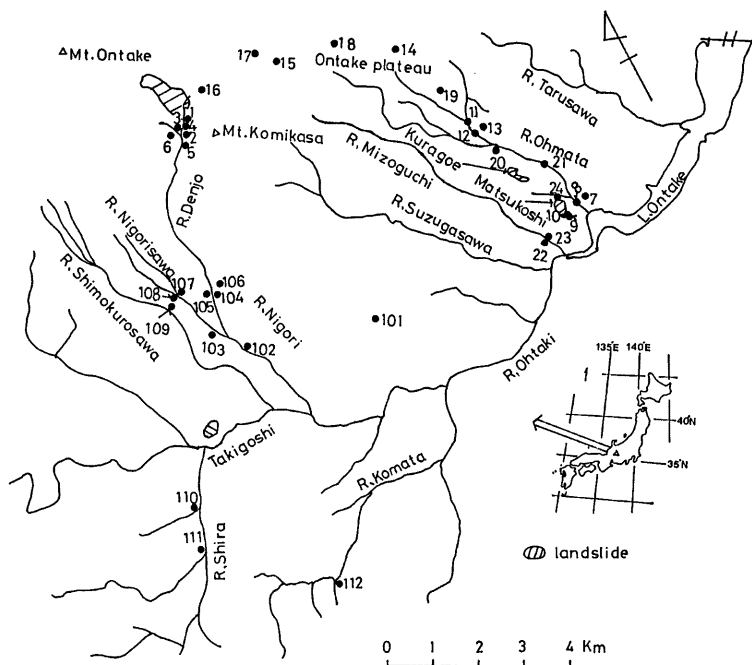


Fig. 1 Sampling localities of natural waters around Mt. Ontake. Numbers correspond to those in Table 1.

$\delta^{18}\text{O}$: CO_2 と H_2O との交換法と質量分析法¹³⁾

4. 結果と考察

分析結果は Table 1 の通りである。Fig. 2 に $\Sigma\text{C}-(\text{Cl}+\text{SO}_4)$ と $\text{Ca}+\text{Mg}$ との関係を示した。ここで ΣC は Na , K , Ca , Mg の当量の和である。図中の 1 対 1 の当量線より右側にプロットされている地点は、岩石—水— CO_2 の反応系で、岩石からの $\text{Na}+\text{K}$ の溶解を示し、この当量線より偏りが大きいものほど、岩石の風化によって供給される $\text{Na}+\text{K}$ の量が大きいことを意味する。

この図から、伝上川源流部の崩壊地の湧水 (St. 1~6) や大又川の St. 8, 21 では風化によって供給されている $\text{Na}+\text{K}$ の量が大きいことが分る。伝上川源流部と大又川流域の水 (St. 7, 24 を除くと) は当量線より右側にプロットされている。この線より左側にプロットされている地点では、地下水の流路にある岩石から $\text{Ca}+\text{Mg}$ が溶解するのに CO_2 だけでは不足で、 HCl , H_2SO_4 が必要であることを意味する。濁沢の St. 103 および伝上川下流の St. 104 では、特にそれらの寄与が風化にとって大きいことが分る。

伝上川流域と大又川流域の湧水あるいは涙流水中の主成分はおもに岩石—水— CO_2 系の反応で生じたものであることが、Fig. 2 から分った。そこで、大又川流域について風化の指標の 1 つと考えられる HCO_3^- 濃度と標高との関係をみたのが Fig. 3 である。この図から大又川流域の水は標高が低くなるにつれて、 HCO_3^- 濃度が高くなっていることが読みとれる。このことは、地下深部から大量の CO_2 の供給がない場合には、降

Table 1 Chemical and isotopic compositions in natural waters around Mt. Ontake.

Sampling Data	Sampl- ing Site No.	Na ⁺ (mg/l)	K ⁺ (mg/l)	Mg ²⁺ (mg/l)	Ca ²⁺ (mg/l)	Cl ⁻ (mg/l)	HCO ₃ ⁻ (mg/l)	SiO ₂ (mg/l)	SO ₄ ²⁻ (mg/l)	δD (‰)	$\delta^{18}O$ (‰)	³ H (TU)	Water Temp. (°C)	pH	Remarks
*85.10.24	1	7.2	7.5	7.8	30.0	0.2	149.7	30.4	1.7	-74.1	-11.3	4±2	8.1	6.8	Spring water
"	2	33.6	6.8	10.5	16.5	23.0	127.6	32.7	26.9	-78.9	-11.9	21±2	9.4	5.6	"
"	3	28.8	6.6	9.3	15.0	16.0	112.6	34.3	22.7	-79.4	-11.6		10.1	7.2	"
"	4	18.8	5.3	6.5	12.8	8.0	96.4	25.5	12.1	-78.0	-11.5		9.0	5.6	"
"	5	9.2	3.6	4.5	15.0	0.7	90.7	25.8	2.3	-72.0	-11.8		5.3	7.6	"
"	6	50.0	8.5	14.0	19.0	32.4	166.6	39.2	47.4	-83.6	-12.2	24±2	13.0	7.0	"
10.26	7	2.7	1.1	2.9	6.0	0.5	25.9	10.7	18.9	-71.4	-10.1		10.6	6.8	"
"	8	32.8	3.7	6.8	17.8	26.9	113.0	14.2	5.4	-71.4	-10.4		8.8	7.0	Surface water
"	9	3.4	2.1	1.4	4.2	2.5	23.4	38.2	5.5	-65.9	-10.0		10.1	6.9	Spring water
"	10	3.1	0.9	0.9	2.6	1.5	17.1	10.2	1.9				10.1	7.6	"
10.27	11	3.2	1.5	1.8	4.5	0.6	32.9	23.5	1.5	-10.8			7.6	7.2	Surface water
"	12	8.2	1.7	2.2	6.3	1.1	50.9	14.0	2.2	-10.5			8.1	6.8	"
"	13	2.7	1.1	1.6	3.8	1.0	32.1	18.8	1.5				9.5	6.9	Spring water
"	14	2.3	1.9	1.2	3.3	0.2	25.6	12.0	2.1	-10.6			7.4	6.8	"
"	15	0.7	0.5	0.3	0.1	0.1	5.6	1.8	2.6	-10.7			7.1	6.4	"
"	16	0.4	0.1	0.2	0.1	0.9	2.2	0	3.0	-62.4	-10.4	7±2	3.3	4.7	Surface water
"	17	0.7	0.6	0.2	0.7	0.2	3.3	1.6	2.7		-11.1		6.7	5.1	Spring water
"	18	1.0	0.4	0.4	1.6	0.1	11.1	3.2	1.4				8.1	6.7	Surface water
"	19	1.8	0.7	0.9	2.0	0.1	18.9	11.2	1.2		-10.6		11.5	7.0	"
"	20	9.6	2.5	3.9	7.3	2.9	61.5	0	2.6		-10.8		10.1	7.0	"
"	21	17.0	2.8	5.6	8.8	9.8	74.9	21.2	2.7		-10.6		10.6	7.3	"

"	22	7.6	2.0	2.6	5.3	3.2	40.9	15.0	3.7							7.2	"
"	23	7.4	2.0	2.5	5.3	3.7	38.1	8.9	4.3							7.2	"
"	24	14.0	3.1	7.0	8.8	8.6	74.9	21.6	3.6							7.2	"
"	101	2.0	0.6	0.2	3.8	0.7	11.3	2.9	2.4							9.9	Spring water
"	102	1.8	0.6	0.2	2.0	0.8	13.4	6.8	1.1								"
"	103	22.8	3.9	5.0	13.4	23.5	47.6	21.2	39.5								Surface water
"	104	28.0	7.0	6.5	11.5	14.0	80.5	37.6	24.8								"
"	105	2.9	2.3	0.5	2.7	0.5	22.5	31.7	1.9								Spring water
"	106	1.6	1.2	0.5	2.4	0.1	16.8	11.6	2.2								Surface water
"	107	6.0	2.3	1.7	6.6	2.4	18.4	22.2	21.5								"
"	108	23.0	4.3	7.7	21.0	27.2	0	28.5	183.5								"
"	109	1.5	1.0	0.4	1.2	0.3	11.5	16.4	1.7								Surface water
"	110	1.3	0.4	0.1	0.7	0.2	9.4	3.3	1.1								"
"	111	1.3	0.5	0.1	0.2	0.1	5.2	3.7	2.3								"
"	112	1.4	0.5	0.1	0.5	0.1	7.4	1.2	1.7								"
'84.10.30	9	5.2	1.4	2.4	7.2	7.9	40.1	2.0	29.5							9.0	7.8 Spring water
"	"	9.3	3.0	5.8	17.7	15.6	73.8	2.1	35.2							10.9	6.8
"	10	3.7	1.8	1.1	4.9	0.2	28.2	3.1	46.0							10.5	7.0
"	"	2.7	1.0	0.8	3.4	1.1	21.3	4.1	33.3							9.0	7.0

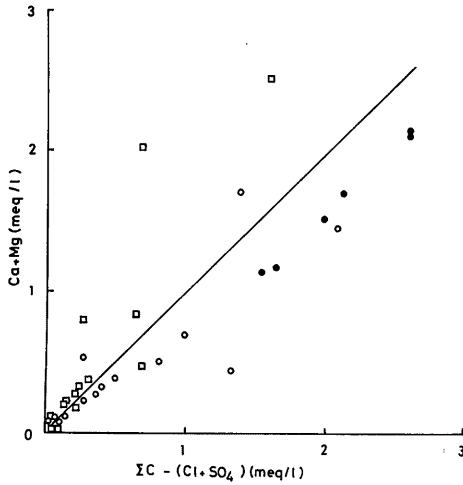


Fig. 2 Relationship between $[\Sigma C - (Cl + SO_4)]$ and $(Ca + Mg)$ concentration. ΣC means the total cations, i.e., $Na + K + Ca + Mg$.
 ●: spring waters from the large-scale landslide area of R. Denjo,
 ○: natural waters from the Ohmata river basin, □: natural waters from other river basins.

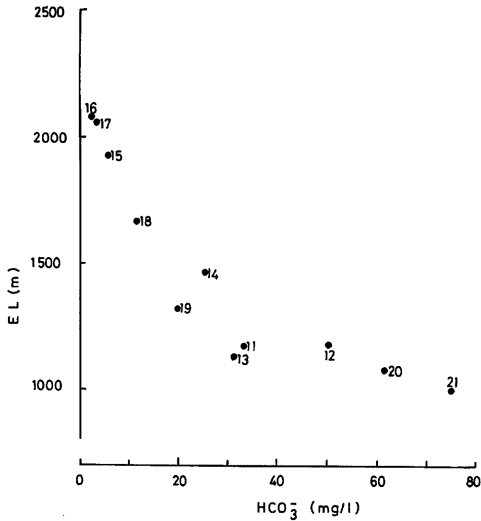


Fig. 3 Relationship between HCO_3^- concentration and elevation in the Ohmata river basin. Numbers correspond to those in Table I.

水中に含まれている CO_2 や土壌中の CO_2 が降水とともに地下に浸透し、その過程でさらに土壌中の CO_2 が付加しつつ標高の高いところから低いところへ流下するにつれて水中の CO_2 が岩石と反応し、その結果、pHの上昇とともに HCO_3^- 濃度をだんだん高めていくことを示している。

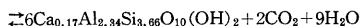
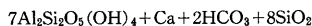
このような関係は、伝上川流域のように地下深部から、大量の CO_2 の供給があるところでは成りたたない。伝上川流域の溶存 CO_2 の分圧を次式¹⁴⁾から計算すると次のようになる。

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

ただし、 P_{CO_2} は溶存 CO_2 の分圧、[] はモル濃度。

St. 1 の P_{CO_2} は $10^{-1.6}$ atm., St. 2 は $10^{-0.48}$ atm., St. 3 は $10^{-2.1}$ atm., St. 4 は $10^{-0.60}$ atm., St. 5 は $10^{-2.6}$ atm., そして St. 6 は $10^{-1.8}$ atm. となり、 CO_2 分圧の高い値を示す St. 2 と 4 は大気中のそれより 3 桁も高くなっている。

次に、水と粘土鉱物との関係を Garrels¹⁵⁾ の考の方を用いて解析してみよう。いま、伝上川源流域および大又川流域の水がカオリンとモンモリロナイトとで平衡状態になっていると仮定すると、



と書ける。これに CO_2 と H_2O との間の平衡関係式を代入し、整理すると、カオリンとモンモリロナイトの平衡関係式は $(\log [\text{Ca}] + 8 \log [\text{SiO}_2] + 2 \text{pH})$ と表わすことができる。Fig. 4 に HCO_3 と $(\log [\text{Ca}] + 8 \log [\text{SiO}_2] + 2 \text{pH})$ との関係を示している。伝上川源流域崩壊地湧水の 3 点 (St. 3, 5, 6) および松越崩壊地湧水の 4 点 (St. 9 と 1984. 10 採水の 3 点) は、 HCO_3 濃度が 25 mg/l 程度以上から、 $(\log [\text{Ca}] + 8 \log [\text{SiO}_2] + 2 \text{pH})$ の値は 10^{-15} 前後となる。この値は Stumm と Leckie¹⁶⁾ の室内実験によって求められている 10^{-15} という平衡値と一致する。したがって、これらの湧水がカオリンとモンモリロナイトとの共存下で平衡状態になっているという上述の仮定の正しいことが分る。地すべり地帯の湧水では、 HCO_3 濃度が約 60 mg/l 以上になると、この平衡値は $10^{-14} \sim 10^{-16}$ の範囲に入るものが多いことが知られており¹⁷⁾、そのこととも矛盾しない。

松越崩壊地内の湧水の HCO_3 および SiO_2 濃度は 1984 年 10 月採水時の方が、1985 年 10 月の採水時より高かった。この理由として、崩壊時の地下水系は復旧工事後のそれとは異なっていたためと考えられる。前述のように酒井⁹⁾ によると、松越地区は木曾谷層堆積前に基盤岩に形成された谷地形の上に、Pm-3 A, Pm-3 B の両軽石層が傾斜した形で堆積し、この上を段丘堆積物がおおっている。そして、後背地からの地下水はこの谷地形にそって集中し、粘土化の進んだ Pm-3 A, Pm-3 B の軽石層の含水比は恒常的に高く滑り易い状態

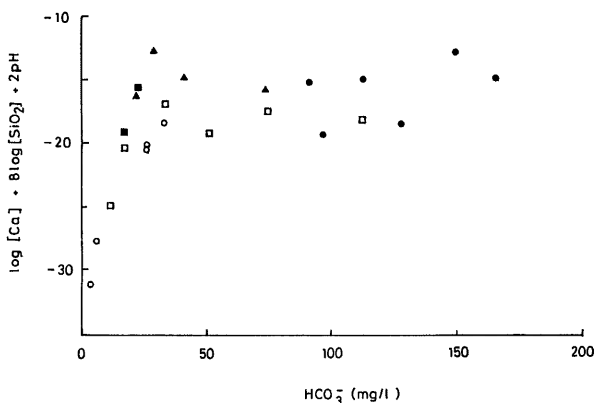


Fig. 4 Relationship between HCO_3 concentration and $(\log [\text{Ca}] + 8 \log [\text{SiO}_2] + 2 \text{pH})$ value. ●: spring water from the large-scale landslide area of R. Denjo, ○: spring waters from the Ohmata river basin, □: surface waters from it, ■: spring waters from the Matsukoshi landslide area, ▲: same as ■ (samples collected in October, 1984).

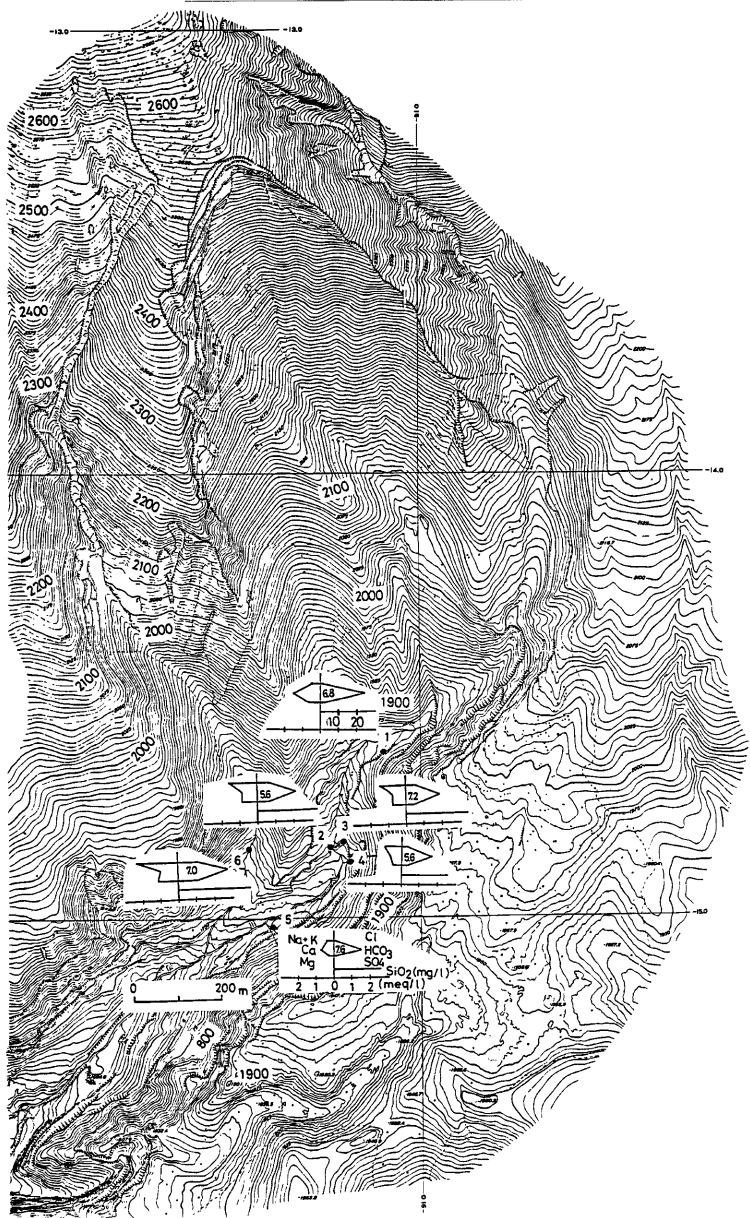


Fig. 5 Water quality patterns in spring water near the valley head of the Denjogawa valley.

にあったという。このことから判断すると、1984年10月に採水した HCO_3^- 濃度の高い湧水はこの粘土化の進んだ両軽石層を、1984年10月および1985年10月に採水した HCO_3^- 濃度の低い湧水は段丘堆積物を、それぞれ通過してきた水であると推定される。

伝上川源流部崩壊地の水質のパターンをヘキサダイアグラムでみたのか Fig. 5 である。なお、この崩壊後の地形図は国土地理院・地理調査技術部開発室作製(1985)によるものである。この図から、湧水の水質には、St. 1 および 5 の Ca-HCO_3 型と St. 2, 3, 4 および 6 の Na-HCO_3 型の 2 種類が存在していることが分る。 Ca-HCO_3 型の湧水の Cl 濃度は $0.2 \sim 0.7 \text{ mg/l}$, SO_4 濃度は $1.7 \sim 2.3 \text{ mg/l}$ と極めて低濃度であること、また St. 5 の水温は 5.3°C と他の湧水 ($8.1 \sim 13.0^\circ\text{C}$) に比べて低いのが特徴的である。なお、気温は採水時間内では 8°C 程度であった。 Na-HCO_3 型の湧水の Cl 濃度は $16 \sim 32.4 \text{ mg/l}$, SO_4 濃度は $12.1 \sim 47.4 \text{ mg/l}$ と前者の湧水に比べて高い値を示していた。

これらの湧水が新しい水であるか、それとも古い水であるかを判定するために、12.4年の半減期をもつ ^3H (トリチウム) 濃度を測定した。測定結果を東京¹⁸⁾ および名古屋¹⁹⁾ の降水の年平均 ^3H 濃度とともに Fig. 6 に示した。さて、伝上川上流部の湧水などの年代を知る1つの目安として、いま便宜的に東京および名古屋の過去の降水の年平均値の ^3H 濃度の変化に対比させてみる。St. 2 および 6 の ^3H 濃度が壊変だけによって減少したとすると、半減期12.4年で時間を遡上ると降水の ^3H 濃度曲線と1973年頃交差する。St. 1 および 16 の ^3H 濃度は降水のその減少線上に、ほぼプロットされることから1984年後の降水に対応しているものと考えられる。

これらの湧水などがピストン流で流下してきているものと仮定すると、St. 2 および 6 の湧水は滞留時間が比較的に長い水と考えることができよう。これに対して St. 1 の湧水および St. 16 の表流水は滞留時間の極めて短い水と推定される。

Fig. 7 に ^3H 濃度と δD (水素同位体比, SMOW 標準) との関係が示されている。さらに、水質とこれらとの関係をみるために、この図中にヘキサダイアグラムも描いている。 ^3H 濃度と δD とには負の相関がみ

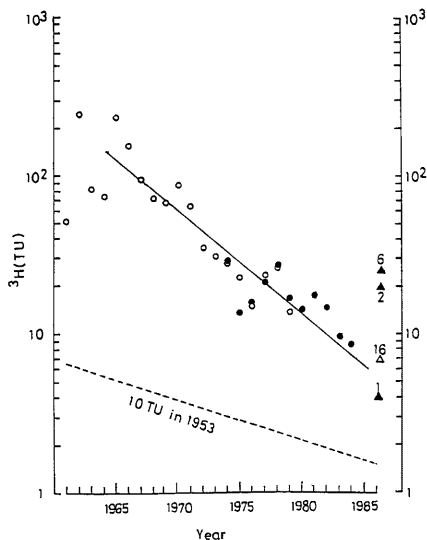


Fig. 6 ^3H concentration in TU of spring and surface waters near the valley head of the Denjogawa valley. The annual averages of ^3H concentration in precipitation in Tokyo and Nagoya are plotted as a function of time for comparison. The dashed line delineates the lower limit of ^3H concentration in groundwater assuming that the groundwater had a ^3H concentration of 10 TU in 1953. Numbers correspond to those in Table 1. ○: precipitation in Tokyo, ●: precipitation in Nagoya, △: surface water, ▲: spring water.

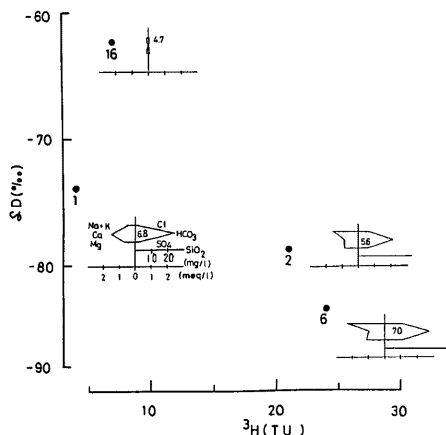


Fig. 7 Relationship between ^3H concentration and δD value in spring and surface waters from the Denjogawa valley. Numbers correspond to those in Table 1 with hexadiagrams showing water quality pattern.

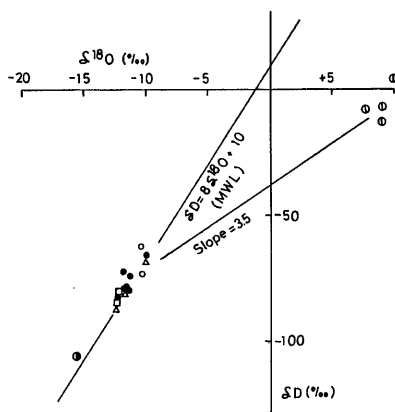


Fig. 8 Relationship between $\delta^{18}\text{O}$ and δD values in natural waters around Mt. Ontake. ●: spring waters from the large-scale landslide area of R. Denjo, ○: surface waters from the Ohmata river basin, ●: snow (after Sugisaki et al., 1980, same as the following data), □: surface waters, ⊙: thermal waters & steam, △: hot springs

られる。このことから、伝上川上流部の湧水には、前述のように、高 ^3H 濃度、 $\text{Na}-\text{HCO}_3$ 型 (Cl , SO_4 濃度も比較的高い) および低 δD 値を有する水と、低 ^3H 濃度、 $\text{Ca}-\text{HCO}_3$ 型 (Cl , SO_4 濃度極めて低い) および高 δD 値を有する水の2種類が存在していることが分った。 ^3H 濃度と δD との負の相関は Tanaka ら²⁵⁾ により有馬温泉 (兵庫県) でも観測されている。

1979年10月の御岳山の噴火前後に、杉崎ら⁴⁾ によって採取された各種水試料の δD および $\delta^{18}\text{O}$ (酸素同位体比, SMOW 標準) 値と、1984年9月の長野県西部地震の約1年後に筆者らが採取した湧水および表流水の δD および $\delta^{18}\text{O}$ を Fig. 8 にプロットした。

熱水および噴気凝縮水の δD および $\delta^{18}\text{O}$ 値は、天水の δD と $\delta^{18}\text{O}$ 値の一般的な関係を示す線²¹⁾,

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

から大きくはずれ、御岳山頂付近の地表水、伝上川上流部の湧水および御岳山周辺の温泉水に比べて著しく高い δD および $\delta^{18}\text{O}$ 値を示す。この図において熱水および噴気凝縮水と伝上川上流部の湧水などを勾配約3.5の直線で結ぶことができる。この事実について、杉崎ら⁴⁾ は熱水は主に地表水に由来し、火口内で激しい蒸発によってDおよび ^{18}O の濃縮を受けたものと判断している。伝上川源流部崩壊地の湧水および温泉水の δD および $\delta^{18}\text{O}$ 値は全て MWL (Meteoric Water Line) 上にあり、火山性の水の寄与は認められない。

5. お わ り に

以上、長野県西部地震に伴って発生した崩壊地の湧水や渓流水の主要化学成分や δD , $\delta^{18}\text{O}$ および ^3H の

測定結果を総括すると、次のようになる。

- (1) 伝上川源流部の崩壊地の湧水の化学組成の形成や大又川流域の風化には水-岩石- CO_2 系の反応が重要な役目をはたしている。
- (2) 伝上川上流および松越崩壊地の湧水の一部は、カオリンおよびモンモリロナイトと平衡状態にある。その平衡定数はおよそ 10^{-15} である。
- (3) 伝上川上流部の湧水の水質には Na-HCO_3 型と Ca-HCO_3 型との2種類がある。前者は1973年前後の降水に、後者は1984年前後の降水に由来するものと推定される。
- (4) 伝上川源流部崩壊地内では δH 濃度と δD との間には負の相関がみられる。
- (5) δD および $\delta^{18}\text{O}$ 値は $\delta\text{D} = 8\delta^{18}\text{O} + 10$ の線の上にプロットされていることから伝上川上流部の湧水には火山性の水の寄与は考えられない。

謝 辞

鳥取大学農学部奥村武信氏、同学生水中進一氏および防災研究所地形土壌災害部門の奥西一夫氏、横山康二氏、本学理学部院生岩崎功志氏には採水にあたり、御協力をいただきました。また岡山大学地球内部研究センターの野機多鶴恵氏には同位体比測定にあたり御助力いただきました。ここに記して厚く御礼を申し上げます。

参 考 文 献

- 1) 長岡正利：長野県西部地震による災害状況，測量，34，No. 12，1984，pp. 22-28.
- 2) 奥田節夫・奥西一夫・吉岡龍馬・諏訪 浩・横山康二：崩壊土石の流動状況と流動形態に関する考察，文部省昭和59年度科研費，1984年長野県西部地震の地震および災害の総合調査報告書（代表者・飯田汲事），1985年3月，pp. 187-198.
- 3) 片岡 順・竹田泰雄・飯田 修：王滝村の崩壊地，同上，pp. 233-233.
- 4) 杉崎隆一・杉浦 孜・水谷義彦・日下部 実：御岳山の噴火放出物および火山ガスの地球化学的研究，文部省昭和55年度科研費，御岳山1979年火山活動および災害の調査研究報告書（代表者・青木治三），1980年3月，pp. 37-53.
- 5) 吉岡龍馬・奥田節夫・諏訪 浩：御岳噴火後の周辺渓流における水質特性，同上，pp. 124-134.
- 6) 北野 康・金森暢子：木曾御岳山噴火と天然水および堆積物中の重金属元素，同上，pp. 135-145.
- 7) 酒井潤一・熊井久雄・小坂共栄・公文富士夫・大林市幸・竹村健一・加藤慎夫・高木信彦・千村正純・浮島久幸・矢島勝美・桶田 敦：木曾御岳山南麓の地質，文部省昭和59年度科研費，1984年長野県西部地震の地震および災害の総合調査報告書（代表者・飯田汲事），1985年3月，pp. 145-156.
- 8) 酒井潤一：昭和59年長野県西部地震による斜面崩壊，同上，pp. 165-178.
- 9) 三宅泰雄・北野 康：新水質化学分析法，地人書院，1976，265 pp.
- 10) 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.
- 11) 科学技術庁：トリチウム分析法，1976，84 pp.
- 12) 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.
- 13) 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.
- 14) 吉岡龍馬・金井 忠：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，第18号 B，1975，pp. 271-282.
- 15) Garrels, R.M.: Genesis of some ground waters from igneous rocks, in Abelson, P.H.(ed.), Geochemistry Vol. 2, 1967, John Wiley & Sons, pp. 405-420.

- 16) Stumm, W. and Leckie, J.V.: Chemistry of ground waters; models for their composition, Environmental Sci. Tech. Vol. 1, 1967, pp. 298-302.
- 17) Yoshioka, R.: Chemical composition of natural water in landslide area, 応用地質, 第17巻, 1976, pp. 187-196.
- 18) IAEA: Environmental isotope data No. 1~7, 1969, 1970, 1971, 1973, 1975, 1979, 1983.
- 19) 茶谷邦男・大沼章子: 愛知県内における環境水中のトリチウム濃度, 核融合特別研究, トリチウム理工学, 環境動態, 生物影響研究報告集, 1986, 印刷中.
- 20) Tanaka, K., M. Koizumi, R. Seki and N. Ikeda: Geochemical study of Arima hot-spring waters, Hyogo, Japan, by means of tritium and deuterium, Geochem. J. Vol. 18, 1984, pp. 173-180.
- 21) Craig, H.: Isotopic variation in meteoric waters, Science, Vol. 133, 1961, pp. 1701-1703.