

## 地熱変質地帯における地すべり地の地下水の化学および 同位体組成の変動——別府市乙原地すべり——

吉岡 龍馬・北岡 豪一・神山 孝吉

### VARIATIONS IN CHEMICAL AND ISOTOPIC COMPOSITIONS OF GROUNDWATERS FROM THE OTOBARU LANDSLIDE IN THE AREA OF HYDROTHERMAL ALTERATION, BEPPU CITY

BY *Ryuma YOSHIOKA, Koichi KITAOKA and Kokichi KAMIYAMA*

#### Synopsis

The landslide at the Otobaru area, Beppu City, occurred twice in 1943 and 1969. A part of this area, even now, is affected considerably by thermal activities.

Variations in chemical and isotopic compositions of waters from the Otobaru area and its vicinity were investigated from 1977 to 1983 and 1986 to 1987.

The results are as follows: (1) electric conductivity data suggest that the two kinds of low-concentration water and high-concentration water exist in the landslide area, (2) the existence of two groundwater aquifer in the landslide area and its vicinity is inferred from tritium data, (3) variations in chemical composition of waters from the horizontal borehole are accompanied by the rise and decline of water table, (4) the waters from the landslide area and its vicinity are in equilibrium with montmorillonite, (5) the most waters under  $10^{-1}$  atm. of  $P_{CO_2}$  are saturated or supersaturated with calcite, and (6) there is no detectable contribution of geothermal water to the waters from the landslide and its vicinity.

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

#### 1. はじめに

第四紀火山活動に関連する火山性堆積物地域には、2つの特徴がみられる。まず、第1の特徴として、火山性堆積物を構成する溶岩や砕屑物は空隙性に富み、そういう地域では、地表から浸透した水は容易に地下深くまで達し、豊富な水量の地下水体を形成する。例えば、九州中部地域において、新しい火山性堆積物からなる流域の流出水のトリチウム濃度と古い地層の露出する流域のそれとを比べると、雨水が流出するまでの滞留時間は、前者の方が2倍程度長いということが報告されている<sup>1)</sup>。2つめの特徴として、現在または過去に地熱活動を伴っていることである。したがって、地熱流体（熱水、蒸気、ガスなど）の流出通路となる所では、地層は著しい変質作用を受け、粘土化した地帯が発達する。地熱・温泉活動は、一般に断層など地質構造と密接な関係があり、そういう所では、斜面は急傾斜を成していることが多く、また、こういう火山地域では、全般的に、地層は深部起源のガスによる風化も受けやすくなっていて、地すべりや時には大崩壊

を起す条件を備えていると言えよう。

この観点から地熱変質地帯を持つ山体地下水の動態を調べる目的で、対象域として別府市乙原地区の地熱変質域を選び、地すべり対策の一環として掘られた水位観測用井戸および水抜き用の横孔を利用して、井戸水位、湧水流量、水質、同位体比などの観測を開始している。ここでは、特に湧水などの化学組成および同位体組成の変動とそれらの化学組成を規定している機構について報告する。

## 2. 調査地域の概況

本調査地域は、別府扇状地の南縁を作る山地の北斜面に発達した比較的急傾斜地にあり、その範囲を Fig. 1 に破線で囲んで示した。この山地は全体的に第四紀初期に形成された火山性の台地で、別府扇状地とは朝見川断層で、その北側を境され、それに沿うように地熱活動域がある。図中に引いた太い実線はその断層を表わし、破線は地熱変質帯の存在範囲を示す。

本地域に関連する地質層序は、古いものから浜脇層、観海寺火山岩類、小鹿・鹿鳴越火山岩類、由布川軽石流、そして山陰系火山岩類である。この台地のほぼ全域にわたって分布する小鹿・鹿鳴越火山岩類は、両輝石安山岩で、豊肥火山岩類としてまとめられる火山活動の内、最後期の筑紫溶岩に含まれる。この山地地表は、第四紀更新世初期の岩類だけで構成され、その後起った山陰系の火山活動に伴う堆積の影響を直接的

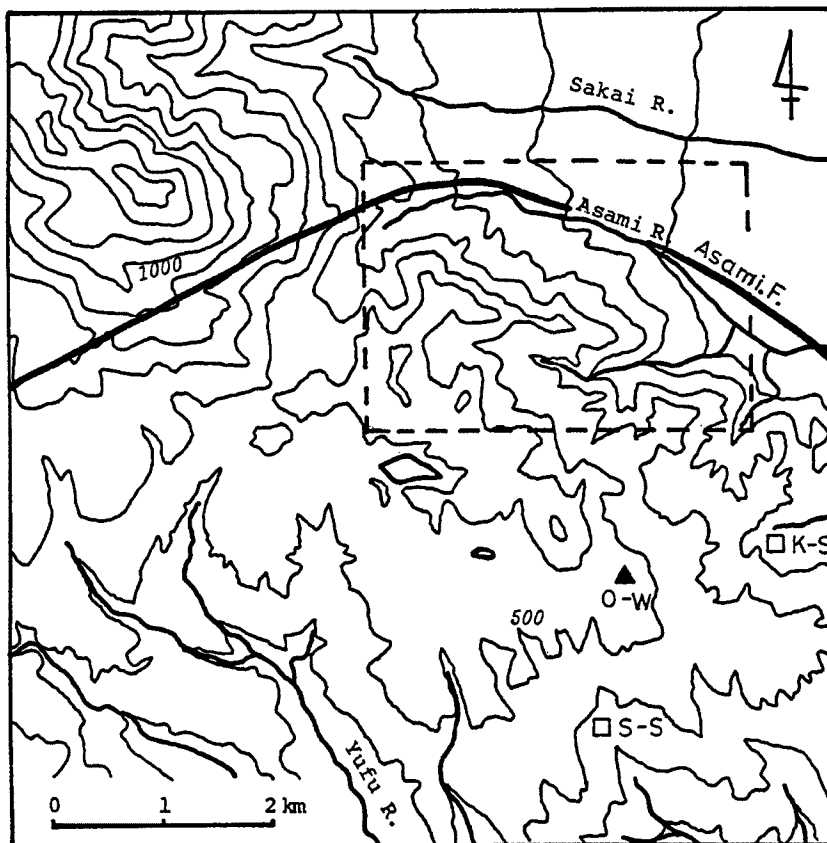


Fig. 1. The investigation area showing sampling sites and main studied area.

□ : spring water and ▲ : well water. The rectangle bounded by dotted lines is the main studied area. A heavy line is the Asami fault.

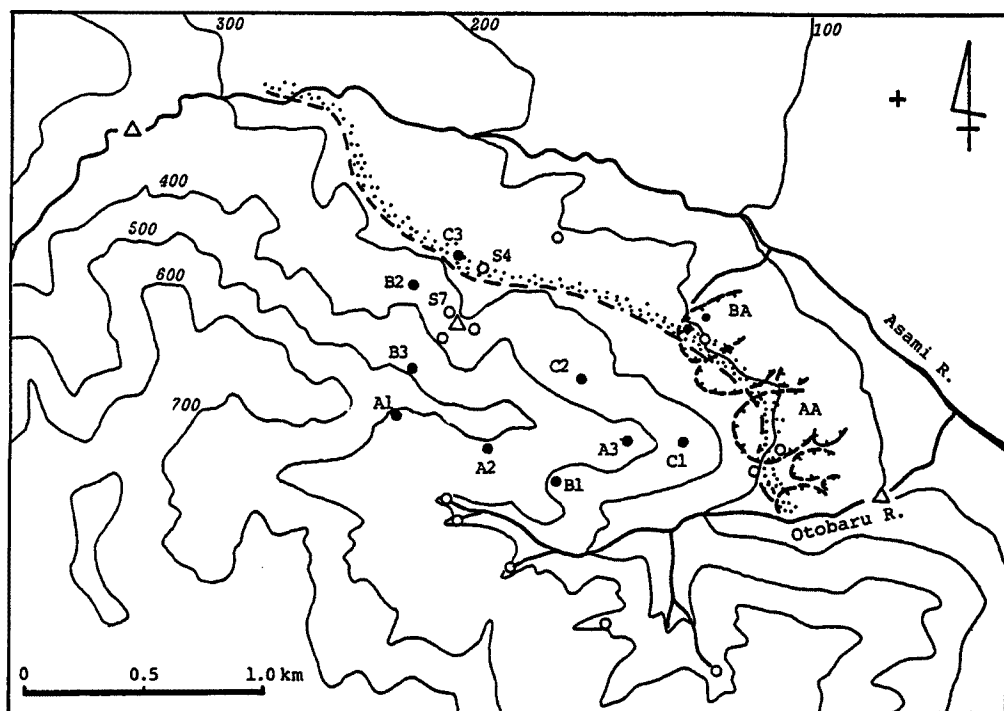


Fig. 2. The main studied area showing sampling sites. ○ : spring water, ● : observation well, △ : river water, + : infiltration water (B. G. R. L., Kyoto Univ.), ..... : a border line between altered zone and unaltered zone, - - - : small-scale landslide block. The breadth of this figure is equal to the rectangle bounded by dotted lines in Fig. 1.

に受けることなく、長期にわたり、露出した状態が続いた地域である<sup>2,3)</sup>。

さて、乙原地区の山腹（別府市街の西方）、標高150~250 mに幅900 m、長さ300 mにわたって一連の地すべり地が存在する（Fig. 2）。本地区で、1943年と1969年の2回、地すべりが発生している。この地すべり地は、4地区に大別、各小ブロックに細別され、今回、観測に選んだBAブロックは、その最も西側に位置し、民家や人工的な施設の少ない所である。

Fig. 3はFig. 2のBAブロック付近を拡大したものである。図中、井戸を黒丸(BV)、排水用の横ボーリング孔を白丸(Q)で表わした。井戸は1977年に水位および歪観測用として掘削されたものである。1982年に横ボーリング孔が施工されたときに、破損していたBV-18, 22, 23の各孔が再掘削された<sup>4)</sup>。

本地すべりブロックでは、標高200~220 m以下で緩斜面、その上部で急斜面となっていて、緩斜面はプロピライトよりなる観海寺火山岩類、上部急斜面では小鹿・鹿鳴越火山岩類が基盤を成している。緩斜面はその下部で急傾斜となり（朝見川断層）、一気に別府扇状地にいたる。そして表流水はみられず、谷地形は発達していない。

この地区には、噴気井、沸騰泉などの地熱流体を噴出する掘削井が⊙印に、自然湧出の泉が⊖印(HS)の位置にある（Fig. 3）。1977年に行われた井戸内水温の測定結果によると<sup>5,6)</sup>、BV-15, 19, 20の各井で、90°C以上、最高95.5°Cが測られており、地表近くまで地熱活動のおよぶ部分がある。図中の等値線は、それらが地温（20 m深）に近いとみなして描いたものである（点々は高温部を示す）。この付近に地熱井もあるので、この深部には蒸気の卓越した層の存在が推定される。この緩斜面のほぼ全域は熱変質帯となっている。

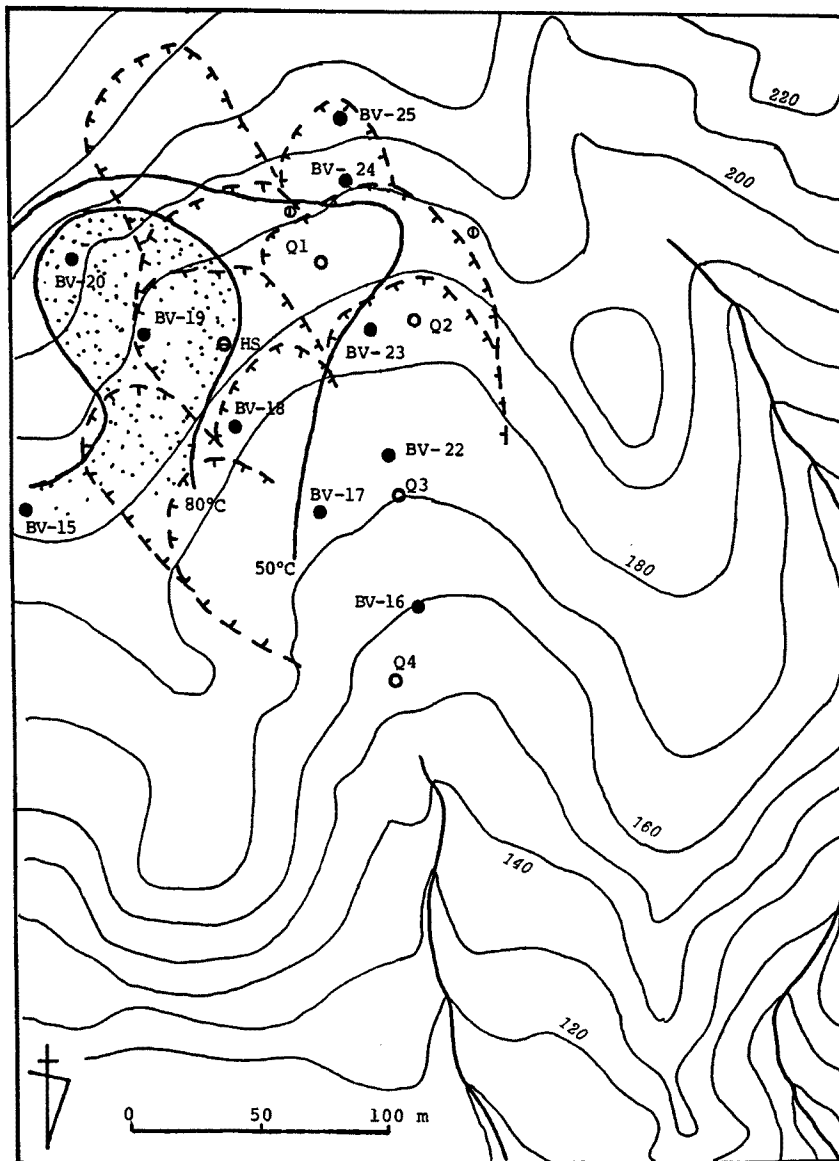


Fig. 3. The map showing sample localities in the BA landslide block in Fig. 2.

○: horizontal borehole, ●: vertical borehole, ⊕: boiling water well, and ⊖: natural hot spring. The area bounded by dots shows temperatures over 80 °C at a depth of 20 meters in the ground.

### 3. 観測・分析項目および観測・分析方法

水位：フロート式自記水位計

流量：容器とストップッチ

水温：水銀温度計

pH：比色管またはpHメータ

電気伝導度：電気伝導度計

Na<sup>+</sup>, K<sup>+</sup>：炎光光度法<sup>7)</sup>

Ca<sup>2+</sup>, Mg<sup>2+</sup>：原子吸光光度法<sup>8)</sup>

Cl<sup>-</sup>：チオシアン酸水銀比色法<sup>7)</sup>

HCO<sub>3</sub><sup>-</sup>：HCl 滴定法<sup>7)</sup>

SO<sub>4</sub><sup>2-</sup>：クロム酸バリウム酸懸濁法<sup>7)</sup>

SiO<sub>2</sub>：モリブデン黄色法<sup>7)</sup>

D/H：金属ウランによる H<sub>2</sub>O 還元法と質量分析法<sup>9)</sup>

<sup>18</sup>O/<sup>16</sup>O：CO<sub>2</sub> と H<sub>2</sub>O との交換法と質量分析法<sup>10)</sup>

<sup>3</sup>H：電解濃縮と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<sup>11)</sup>

#### 4. 結果と考察

##### 4.1 井戸内水の温度と電気伝導度の鉛直分布の変化

BV-24井とBV-23井で、1986年7月16日、9月19日、1987年11月27日、12月24日、そして1987年2月6日と計5回観測した井戸内の温度と電気伝導度（以下、E.C）の鉛直分布をそれぞれ Fig. 4 と 5 に示す。この2つの井戸でE.Cの顕著な違いがみられる。BV-24井では、時期によって鉛直分布の状態にかなりの違いが生じているのに対して、その下側のBV-23井では、時期による違いが小さい。BV-24井では、水位が低くなるにつれてE.Cの高くなる傾向が明瞭に現われているのに対して、BV-23では同じ期間で水位の変動は相対的に小さく、またE.Cとの対応性もそれほど明確に現われていない。したがって、BV-24井の示した比較的緩やかな水位変動の原因は、上流側からE.Cの高い水が地層中を流下する影響によるものと考えられる。実際、E.Cの鉛直分布には、深さ約13~15mにE.Cの比較的緩やかな部分が見られる。これは、上下方向の流れによるものではなく、水平方向の流れが卓越する層の存在を示していると考えられる。それは、温度プロファイルにも現われていて、対応する13~15mの間で地温勾配の緩やかな層があり、水平流の卓越した状態が示されている。また、温度の分布が時期を通じてほとんど変わらないことも、水平流の卓越した状態を示すとみて矛盾しない。これは、この期間中に雨らしい雨がほとんどなく、地表からの浸透量の変化による影響

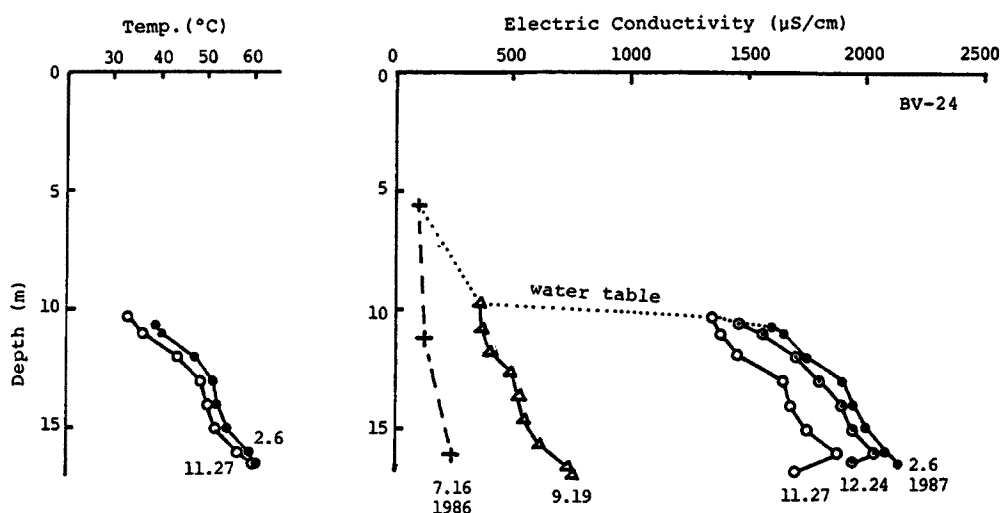


Fig. 4. Variations in the vertical profiles of water temperature and electric conductivity with time into borehole, BV-24. +--+ : July 1986,  $\Delta$ - $\Delta$  : Sep. 1986,  $\bullet$ - $\bullet$  : Feb. 1987,  $\circ$ - $\circ$  : Nov. 1987, and  $\odot$ - $\odot$  : Dec. 1987.

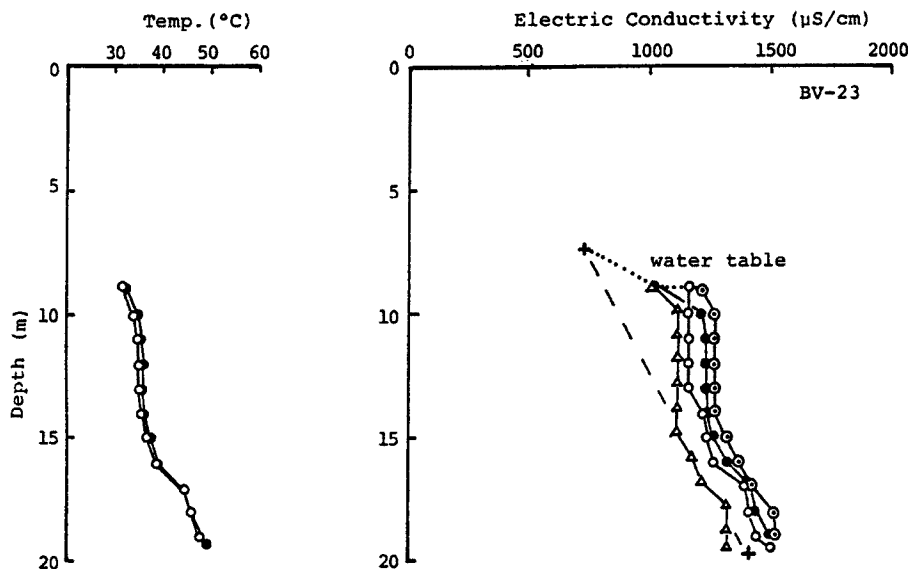


Fig. 5. Variations in the vertical profiles of water temperature and electric conductivity with time into borehole, BV-23. +---+ : July 1986,  $\triangle$ — $\triangle$  : Sep. 1986,  $\bullet$ — $\bullet$  : Feb. 1987,  $\circ$ — $\circ$  : Nov. 1987, and  $\odot$ — $\odot$  : Dec. 1987.

が少なかったことにもよるであろう。このような、水平流の卓越する状態は BV-23井においても、水温、鉛直分布が時期によってほとんど変化しないことも、10~16 m にかけて地温勾配の小さい層があることなどから一層明らかと思われる。

BV-24井で E.C の鉛直分布が著しく変動する原因は、上記のように E. C のかなり低い水と 2000  $\mu\text{S}/\text{cm}$  程度以上の成分含有量に富む水との少なくとも 2 種類の水が考えられ、地層の水は、降雨の後は E.C の低い浸透水の侵入によって、ほぼ全層にわたり E.C が低められるが、無降雨の期間が長く続くと、上流から流下してきた成分含有量の高い水によって次第におき換えられてゆくために、井戸内の水も高められるものと考えられる。

BV-24井の E.C の変化にもかかわらず、BV-23井の E.C が、BV-24井の E.C の変動範囲の中間の付近で比較的安定していることも注目される。このように E.C が安定するためには、BV-24井でみられた 2 種類の水が、その井戸間の地層中を流下する間に混合がほぼ達成されなければならない。

#### 4.2 横ボーリング孔湧水の観測

Fig. 6 は BV-24井と BV-23井の中間に位置する水抜き用の横ボーリング孔 Q1 から湧出する水について、湧出量、温度、E.C および化学成分の変化をプロットしたものである。その化学分析値は、本地域の他の湧水、地下水とともに Table-1 に掲げている。この図中で、E.C と pH の観測値のうち、11月下旬までの値とそれ以降との値に相当なギャップがみられる。この理由は11月下旬までの値は試料採取後長く放置保存していたものを一括分析したことによるものである。湧出量が少なくなるにつれて、全般的に E.C および水温が低下する傾向がみられるが、これは湧水量が少なくなると湧出する水の空気に触れる時間が相対的に増すので、 $\text{CaCO}_3$  や  $\text{Fe}(\text{OH})_3$  などの沈澱が生じることによる影響や気温の影響が考えられる。したがって、水温、E. C, pH については、観測値をそのままただちに真の変動とみることはできない。

化学成分濃度においては、全体的には、 $\text{Na}^+$ ,  $\text{Mg}^{2+}$  濃度の低下と  $\text{Ca}^{2+}$  濃度の増加、 $\text{HCO}_3^-$  の増加と  $\text{SO}_4^{2-}$  の減少の傾向がみられる。 $\text{SO}_4^{2-}$  濃度の変化に着目してみると、7月に比べ10月までにいったん高濃度となり、10月には、徐々に減少するが、11月に再び増加するような傾向が認められる。この横ボーリング孔付近の地層中における E.C の分布状態は、その上流側の近い位置にある BV-24井の示す鉛直プロファイルの状

Table 1. Chemical and isotopic compositions of natural waters in the Otorbaru landslide area.

Sample	Sampling date	Na <sup>+</sup> (mg/l)	K <sup>+</sup> (mg/l)	Mg <sup>2+</sup> (mg/l)	Ca <sup>2+</sup> (mg/l)	Cl <sup>-</sup> (mg/l)	HCO <sub>3</sub> <sup>-</sup> (mg/l)	SO <sub>4</sub> <sup>2-</sup> (mg/l)	SiO <sub>2</sub> (mg/l)	pH	EC (μs/cm)	δD (‰)	δ <sup>18</sup> O (‰)	Water Temp. (°C)	Discharge (l/min)	Locality
Infiltration water	860506	15.0	6.2	28.0	129	3.1	413.8	124.0	26.3	7.35	684	-42.2	-5.9		B.G.R.L., Kyoto Univ., +, 1 m depth	
Infiltration water	860515	13.5	4.5	12.0	68.0	1.4	168.5	104.0	20.2	6.70	421	-42.3	-6.9		B.G.R.L., Kyoto Univ., +, 1 m depth	
Infiltration water	860523	7.5	4.0	12.0	71.0	ND	239.5	55.0	29.8	7.29	421	-57.6	-7.3		B.G.R.L., Kyoto Univ., +, 1 m depth	
Infiltration water	860530	11.5	4.8	16.1	94.5	ND	327.3	49.8	33.2	7.81	511	-51.1	-7.3		B.G.R.L., Kyoto Univ., +, 1 m depth	
Infiltration water	860627	13.5	3.7	8.8	67.0	ND	232.9	40.7	30.2	6.97	420	-80.1	-11.2		B.G.R.L., Kyoto Univ., +, 1 m depth	
Infiltration water	860627	23.0	9.4	70.4	207	8.2	877.5	141.0	37.6	7.35	1900	-48.5			B.G.R.L., Kyoto Univ., +, 2 m depth	
Infiltration water	860702	9.5	4.4	12.0	82.5	ND	293.3	44.1	24.7	7.27	485	-70.7	-9.5		B.G.R.L., Kyoto Univ., +, 1 m depth	
Infiltration water	860731	8.5	4.5	13.0	96.2	ND	358.7	29.0	31.4	7.41	615	-61.0	-8.3		B.G.R.L., Kyoto Univ., +, 1 m depth	
Infiltration water	861011	10.5	7.3	18.2	107	4.0	402.4	41.8	36.0	7.49	701	-55.7	-7.6		B.G.R.L., Kyoto Univ., +, 1 m depth	
Spring water	860719	19.5	1.4	11.5	45.5	3.0	209.8	20.0	77.8	8.57	299	-52.5	-7.5	8.00	Q1-2, Horizontal borehole	
Spring water	860929	19.5	1.3	10.2	40.5	3.0	187.9	22.4	35.8	6.85	279	-52.2	-7.4	1.37	Q1-2, Horizontal borehole	
Spring water	861001	16.5	0.9	10.0	40.3	3.0	186.9	21.2	87.0	7.52	280		34.3	1.30	Q1-2, Horizontal borehole	
Spring water	861008	17.0	1.0	9.5	40.3	3.0	185.7	19.7	87.6	8.40	277		34.8	1.06	Q1-2, Horizontal borehole	
Spring water	861014	13.5	1.4	10.0	40.3	3.0	188.3	20.7	84.4	6.84	281		34.5	0.95	Q1-2, Horizontal borehole	
Spring water	861020	16.0	1.1	10.0	41.0	3.2	187.9	17.6	36.4	6.75	283		34.7	0.83	Q1-2, Horizontal borehole	
Spring water	861031	18.0	0.9	10.0	40.3	3.1	195.4	16.7	73.7	6.87	287		35.2	0.70	Q1-2, Horizontal borehole	
Spring water	861106	12.5	1.0	9.7	41.5	3.2	192.6	17.4	61.6	6.75	288		34.8	0.68	Q1-2, Horizontal borehole	
Spring water	861113	15.5	1.2	10.0	42.2	3.0	194.9	17.5	62.7	6.73	288	-51.3	-8.1	0.62	Q1-2, Horizontal borehole	
Spring water	861121	12.0	4.0	10.0	42.2	2.5	194.9	18.2	79.2	6.71	279		33.4	0.49	Q1-2, Horizontal borehole	
Spring water	861127	8.0	1.4	10.0	44.0	3.0	191.9	17.4	91.3	6.75	276		33.4	0.44	Q1-2, Horizontal borehole	

Spring water	860719	22.0	1.1	13.6	46.0	2.5	239.0	18.1	92.4	7.08	345					33.2	4.90	Q1-1, Horizontal borehole
Spring water	861020	22.5	1.1	12.0	45.5	2.4	222.4	24.2	96.8	6.13	339	-52.5	-8.1			36.0	0.93	Q2-2, Horizontal borehole
Spring water	861106	20.5	2.8	9.0	44.0	3.0	203.0	19.0	46.2	7.65	311					29.4	0.58	Q2-3, Horizontal borehole
Spring water	861020	43.0	2.5	14.0	63.3	3.6	348.1	13.2	117.7	6.42	471	-54.7	-8.5			63.4	6.50	Q3-A, Horizontal borehole
Spring water	861020	57.0	1.2	32.2	102	35.2	479.7	66.0	45.1	6.92	769	-52.6	-8.0			36.7	1.46	Q3-B, Horizontal borehole
Spring water	861031	24.5	1.3	15.2	48.0	2.6	203.6	72.5	81.4	5.76	379					29.0	0.69	Q4-1, Horizontal borehole
Spring water	861031	30.0	1.5	20.0	71.2	3.8	312.7	71.0	78.1	6.29	493					33.0	1.38	Q4-3, Horizontal borehole
Spring water	861129	41.0	2.6	5.0	38.0	1.9	196.1	40.4	29.8	6.17	340							HS, Horizontal borehole
Spring water	860626	16.0	2.2	33.7	140	4.2	253.7	299.0	36.0	7.80	828					26.3	1.85	AA, Horizontal borehole
Spring water	861031	13.0	2.4	34.5	159	6.4	344.0	268.0	49.5	6.06	922					27.0	1.50	AA, Horizontal borehole
Spring water	860626	13.1	1.9	10.7	8.8	3.0	92.3	16.1	35.8	8.05	151					20.8	0.30	BC, Horizontal borehole
Spring water	861020	21.0	1.7	39.0	103	4.2	528.6	29.3	37.0	6.37	696	-54.7	-8.0			32.5		S4, Horizontal borehole
Spring water	861020	10.4	2.4	20.8	7.2	2.0	138.0	13.0	39.6	8.17	173	-57.4	-8.7			29.0		S7, Horizontal borehole
Ground water	860719	63.0	3.6	27.4	70.0	3.8	501.5	36.8	73.2	6.07	773							BV-23, Vertical borehole
Ground water	861127	76.0	3.0	27.6	87.0	5.5	548.7	38.9	90.2	6.19	785							BV-23, Vertical borehole
Ground water	861127	110	2.8	22.6	100	2.6	654.4	16.0	50.6	6.50	865							BV-24, Vertical borehole
Spring water	830709	11.7	9.9	12.3	2.5	10.5	72.6	22.0	40.7	9.83	142					15.4		Kakureyama, K-S
Spring water	800507	8.2	2.2	7.7	2.9	2.6	51.9	5.5	70.4	8.88	88.2					17.4		Sekijōji, S-S
Well water	800507	7.4	2.2	9.6	3.6	1.3	62.1	6.7	52.8	8.20	96.0					14.8		Ojika, O-W
Well water	861125	31.5	4.2	12.0	26.0	13.6	128.6	47.0	64.9	6.05	321					22.2		G.R.S., Kyoto univ., +
River water	861020	7.1	1.8	2.5	8.8	1.7	47.0	6.0	39.4	7.68	84.4	-57.2	-8.5			17.2		Shirayusawa, R-S
River water	861114	8.0	2.1	2.6	8.7	1.4	52.6	4.0	54.4	7.90	86.1					17.2		Otoharu R, R-O
River water	861114	26.2	3.7	13.2	16.0	20.1	123.7	25.0	68.4	7.90	259					20.2		Asami R, R-A



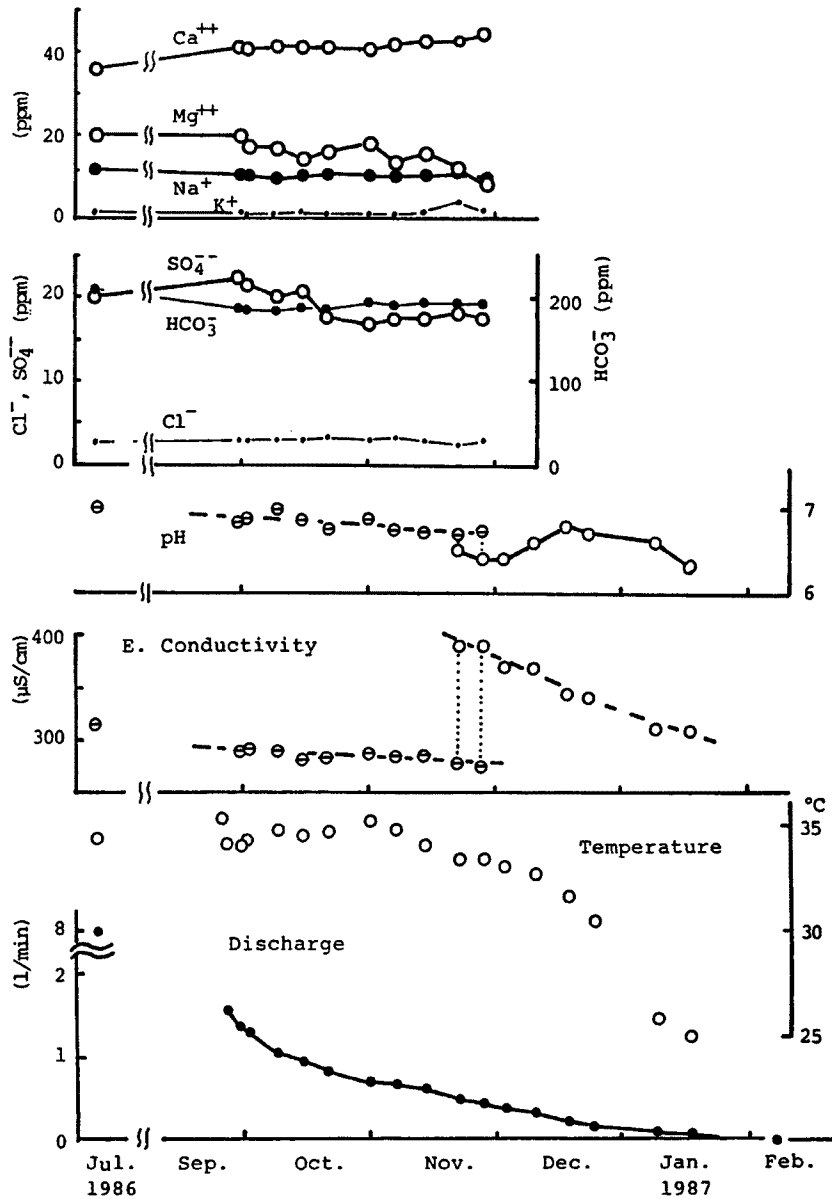


Fig. 6. Variations in discharge, electric conductivity and the concentrations of major ions with time in water from horizontal borehole Q1.

態に近いものと推定される。湧水量は、この観測期間中にどんどん低下し、ついに2月には湧水がみられなくなったので、この横ボーリング孔から排出される水は、地下水面付近の水であることは確かであり、水位の低下とともにより水面付近の水の割合が多くなったと考えられる。

そこで、湧出する地層中の濃度の鉛直分布状態が、BV-24井の鉛直プロファイルの状態に近いものと仮定してみる。すなわち、次の3つの仮定をおく：①水位の高い時期はほぼ全層にわたり低濃度であるが、水位の低下とともに、徐々に浅層では低濃度、深部で高濃度となるプロファイルが形成され、全体として濃度は高まり、ある定常的なプロファイルに近づくものとする、②水面の低下とともに全体のプロファイルも下方向に平行移動する部分もあるものとする、③湧出する水はある固定された深さにおける水質の時間変化とし

て現われるものとする。

以上のような仮定から、地下水面が低下してゆくにつれて、始めは濃度の低い状態から高い状態へ変わるが、その深さが地下水水面に近づくにつれて水面近くの濃度の低い水が現われるようになり、濃度は減少する。さらに時間が経過すると地下水水面付近の濃度も徐々に増加していくので、再び濃度の高まる傾向を持つことになり、上記の湧水の  $\text{SO}_4^{2-}$  濃度の変化の傾向と類似した状態が描かれるものと定性的に推定される。

#### 4.3 湧水のトリチウム濃度

Fig. 7 は S4, S7 の湧水の1977年から1983年までの期間におけるトリチウム濃度( $^3\text{H}$ )、湧出量、水温、pH および E.C. の変化を示したものである (S4, S7 の位置は Fig. 2 参照)。また S7 は標高 367 m の急斜面に掘られた横穴トンネルであり、150~900 l/min の大きい湧出量を持ち、非変質域からの湧水である。S4 は標高 273 m の山体に掘られた横ボーリング孔で、湧出量は少なく、1~30 l/min の程度であり、急傾斜の非変質域から比較的緩傾斜の変質域に変わる付近からの湧水である。

$^3\text{H}$  濃度は全体的には S7 湧水で、降水濃度とほぼ同じであるが、S4 湧水では、明らかに、各時期で降水濃度よりも高いという違いがある。また、 $\delta\text{D}$  および  $\delta^{18}\text{O}$  値、そして化学成分濃度においても明らかな違いがあるので、これらは、異なる地下水帯からの水であることを意味している (Table 1 参照)。

Fig. 7 の期間中、1978年の降水量が異常に少なく、その翌年の雨期には湧出量の少ない状態から多い状態への急変がみられる。この時にみられる  $^3\text{H}$  濃度の不連続的な変化は、 $^3\text{H}$  濃度の測定精度を明らかに越えるものである。それに対応するかのように、温度、pH、E.C. にも変化が認められる。滞留時間の短い S7 湧水で

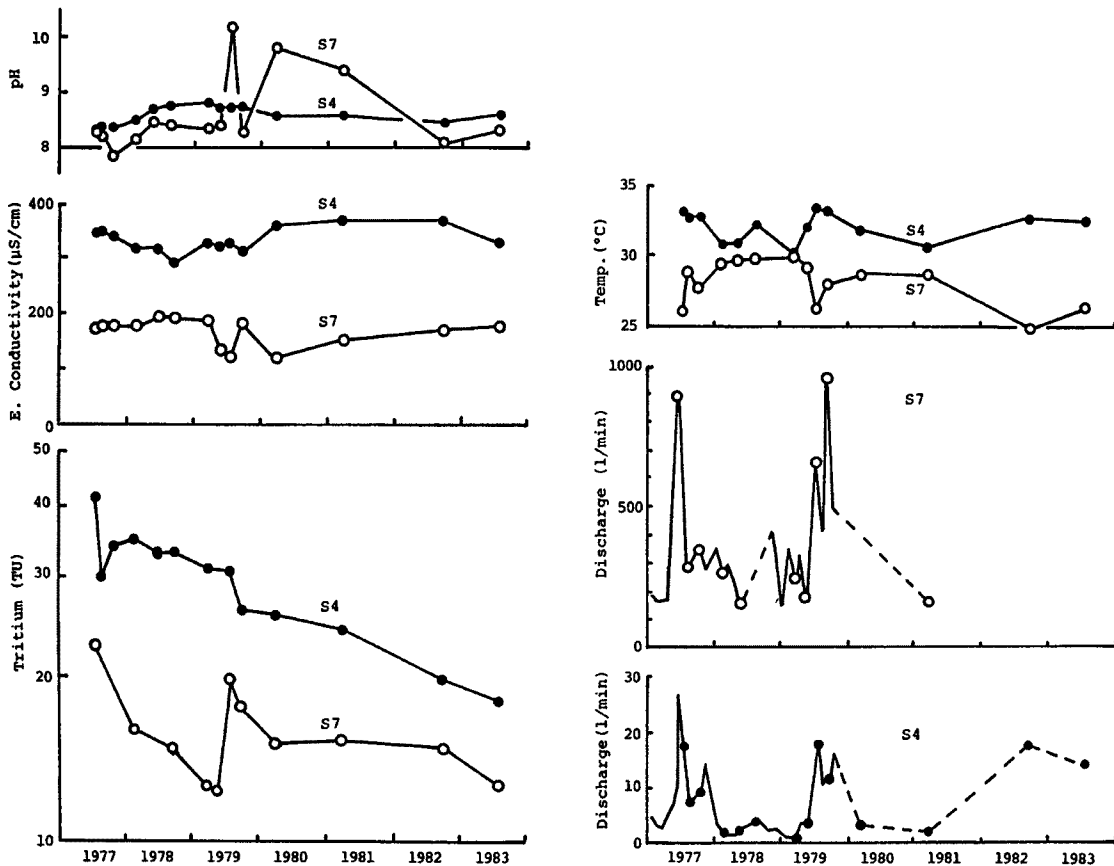


Fig. 7. Variations in tritium contents, electric conductivity, pH, discharge and water temperature with time in springs, S4 and S7.

は、湧水量の少ない状態で  $^3\text{H}$  濃度が低く、湧水量が増すと  $^3\text{H}$  濃度の高い状態が現われる。それに対して、滞留時間の長い S4 湧水では、変化は少なく、この時期にやや  $^3\text{H}$  濃度の低下傾向がうかがえる程度である。

S7 は、湧水量の少ない状態では、温度、E.C が相対的に高くなっているため、その湧水中には、岩体中より長く貯留していた水の割合が増しているものと推定される。それは  $^3\text{H}$  濃度の低い貯留性の水の割合が増す傾向を暗示する。一方、S4 では、湧水量の少ない時期に E.C の低くなる傾向があるが、 $^3\text{H}$  濃度には S7 ほどの変化が生じていない。これは前述の Q1 の横ボーリング孔湧水の変化と類似している。

#### 4.4 湧水・浸透水および横ボーリング孔湧水の $\delta^{18}\text{O}$ の経時変化

降水、浸透水 (1 m) および横ボーリング孔水 (Q1) の  $\delta^{18}\text{O}$  値の経時変化をみたのが Fig. 8 である (Table 2 参照)。降水試料は、一雨ごとのものではなく、ある任意の期間で採取したものである。この図から、浸透水の方が、降水に比べて  $\delta^{18}\text{O}$  値の変動は大きいことがわかる。この理由は上述のように降水試料は一雨ごとに採取していないので、降水の  $\delta^{18}\text{O}$  値は採取期間中の積算量の平均値となっているからである。もし、一雨ごとに採取しておれば、この値の変動は大きくなり、多分、浸透水と類似した変動がみられたであろう。浸透水の一部の試料には、オーバフロしたのものもあるので、これらのデータを同一に議論するのは適当ではないが、横ボーリング孔水 (Q1) の経時変化をみたり、本地すべり地の他の横ボーリング孔水やその近傍の湧水 (S-4, S-7) の  $\delta^{18}\text{O}$  値との比較のための一つの目安として、示したものである。降水の採取期間内の  $\delta^{18}\text{O}$  の加重平均値は  $-7.8\text{‰}$  ( $\delta\text{D} = -53.3$ ) であり、地すべり地内の横ボーリング孔水は  $-8.5 \sim -7.4\text{‰}$  の範

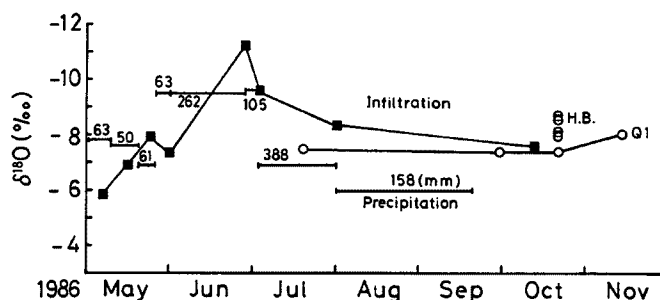


Fig. 8. Variations in  $\delta^{18}\text{O}$  value with time in precipitation, infiltration water and horizontal borehole water.

Table 2. Chemical and isotopic compositions of precipitation at Beppu Geophysical Research Laboratory, Kyoto Univ. (locality shown in Fig.2).

Sampling period	Precipitation (mm)	$\text{Na}^+$ (mg/l)	$\text{K}^+$ (mg/l)	$\text{Mg}^{2+}$ (mg/l)	$\text{Ca}^{2+}$ (mg/l)	$\text{Cl}^-$ (mg/l)	$\text{SO}_4^{2-}$ (mg/l)	pH	E.C ( $\mu\text{s}/\text{cm}$ )	$\delta\text{D}$ (‰)	$\delta^{18}\text{O}$ (‰)
860501~860509	63	0.08	0.28	0.03	ND	ND	0.6	4.41	21.2	-49.3	-7.8
860509~860519	50	0.05	0.03	0.03	ND	ND	ND	5.41	5.9	-50.3	-7.6
860519~860525	61	0.03	0.11	0	ND	ND	0.4	4.65	13.4	-44.4	-6.9
860525~860530	63	0.03	3.0	0.03	ND	ND	2.0	4.48	19.2	-63.3	-9.5
860530~860627	262	0.03	1.5	0.03	ND	ND	ND	4.56	14.5	-62.1	-9.5
860627~860702	105	0.06	0.50	ND	0.5	ND	ND	5.43	3.9	-67.6	-9.6
860702~860731	388	0.06	0.11	ND	ND	ND	0.3	4.44	17.0	-50.7	-6.9
860731~860919	158	0.05	0.20	0.03	ND	ND	1.6	6.22	18.0	-37.9	-5.5

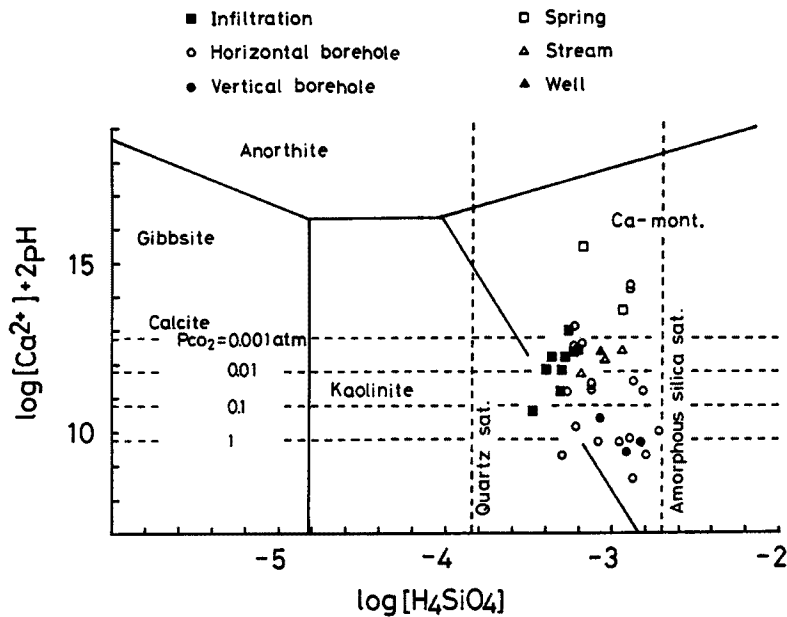


Fig. 9. Predominance diagram for the system  $\text{CaO-SiO}_2\text{-Al}_2\text{O}_3\text{-H}_2\text{O}$  at  $25^\circ\text{C}$  and 1 atm. after Tardy (1971).

囲内に入ることから、本地すべり地内の水の源は後背地の標高の高い水ではなく、地すべり地近傍に降った雨水が地中に浸透し、湧出してきたものと推定される。なお、浸透水の平均値は $-8.1\%$ であった。

#### 4.5 湧水などの化学および同位体特性

本地すべり地域などの湧水がどんな鉱物種と平衡関係にあるのかをみたのが、**Fig. 9**である<sup>12)</sup>。これらの湧水はCa-モンモリロナイトの安定領域内にプロットされている。ここに図示はしていないが、 $\text{MgO-Al}_2\text{O}_3\text{-SiO}_2$ 系および $\text{NaO-Al}_2\text{O}_3\text{-SiO}_2$ 系においても、上記の $\text{CaO-Al}_2\text{O}_3\text{-SiO}_2$ 系同様、Mg-およびNa-モンモリロナイトの安定領域内にプロットされていた。この事実から、本地すべり地域の水はモンモリロナイトと平衡になっていると推定される。本調査地域のAAブロック(**Fig. 2**)のコア試料のX線回折によると<sup>13)</sup>、石英クリストパライト、長石、黄鉄鉱、モンモリロナイト、ハロイサイト、加水ハロイサイトおよびカルサイトの8種類が同定されている。これらの出現頻度の大小関係は、石英、モンモリロナイト>カルサイト、ハロイサイト>クリストパライト、黄鉄鉱で、長石および加水ハロイサイトは若干の試料中に極く少量含まれているにすぎない。また地表に近い所にもモンモリロナイトが存在し、それより下方ではモンモリロナイトとカオリン鉱物(ハロイサイト)が全体に混じり合っている。なおカルサイトはある程度深い層(5~20 m)に存在している。上記のコア試料のX線回折結果は、鉱物の熱力学的安定領域図から推定されるモンモリロナイトの存在を確証するものである。

この図中のプロットの大部分は、 $\text{CO}_2$ の分圧( $P_{\text{CO}_2}$ )が0.001~1 atmでカルサイトとの溶解平衡の範囲内にあり、 $P_{\text{CO}_2}$ 値が高いほど、 $(\log[\text{Ca}^{2+}] + 2\text{pH})$ の値は小さくなる。この理由は、**Fig. 10**から容易に理解できる。浸透水の試料の $P_{\text{CO}_2}$ は0.001~0.1 atmの範囲内に、鉛直孔水の試料の $P_{\text{CO}_2}$ は1 atm前後、河川水は0.001~0.01 atmの範囲内にあることがわかる。湧水および横ボーリング孔水の2試料は $P_{\text{CO}_2}$ が0.001 atm線より離れた位置にプロットされるのは、pHが8.57~9.83と高値であることに起因するものである。

**Fig. 10**に、 $\text{CaCO}_3\text{-CO}_2\text{-H}_2\text{O}$ 系および $\text{CaCO}_3\text{-CaSO}_4\cdot 2\text{H}_2\text{O-CO}_2\text{-H}_2\text{O}$ 系( $25^\circ\text{C}$ , 1気圧)における $\text{CaCO}_3$ ,  $\text{CaSO}_4$ および $(\text{CaCO}_3 + \text{CaSO}_4)$ の溶解度に大きな影響をおよぼす $\text{CO}_2$ 分圧( $\log P_{\text{CO}_2}$ )とpHとの関係を示す。図中の各溶解度線は実験値<sup>14)</sup>であり、pH( $P_{\text{CO}_2}$ に依存する)は $\text{CO}_2$ ,  $\text{H}_2\text{CO}_3$ ,  $\text{HCO}_3^-$ およ

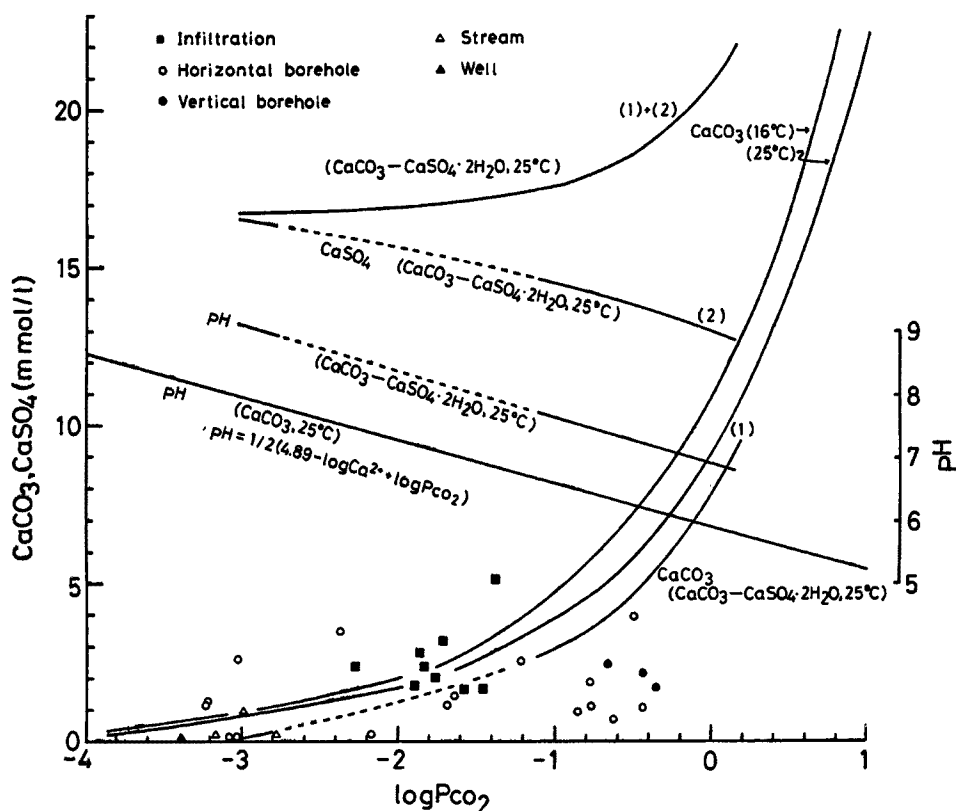


Fig. 10. Solubility and pH of calcium carbonate (calcite) and of mixtures of calcium carbonate and of calcium sulfate (gypsum) in water at 25°C and various partial pressures of carbon dioxide, and also solubility of calcium carbonate in water at 16°C.

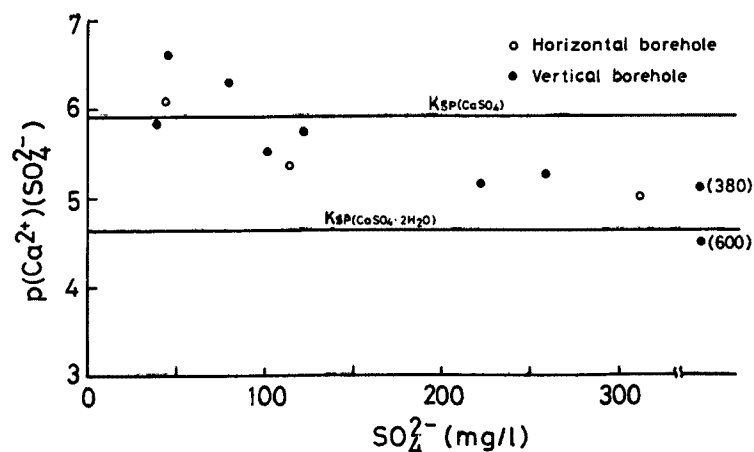


Fig. 11. Relationship between  $\text{SO}_4^{2-}$  concentration and  $P(\text{Ca}^{2+})(\text{SO}_4^{2-})$  in waters from AA landslide block (data by Yusa, 1969).

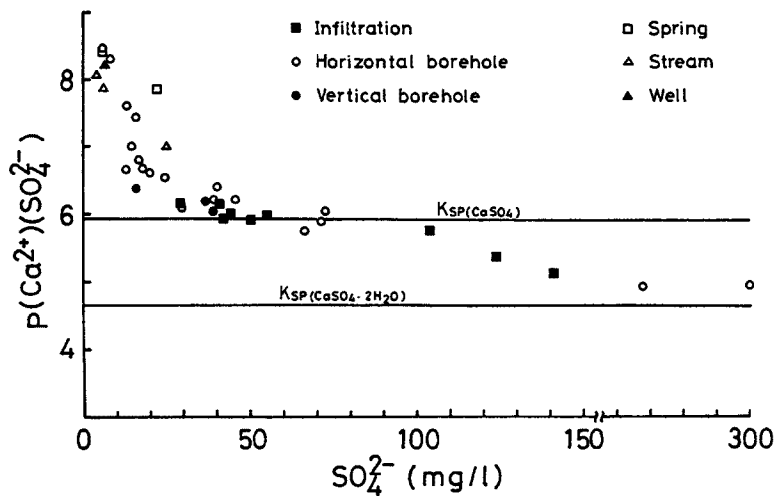
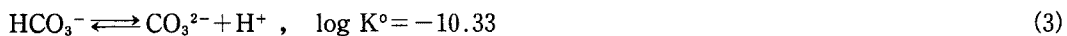


Fig. 12. Relationship between  $\text{SO}_4^{2-}$  concentration and  $P(\text{Ca}^{2+})(\text{SO}_4^{2-})$  in waters from BA landslide block and its vicinity.

び  $\text{CaCO}_3$  の溶解平衡式から求めたものである。



(1) ~ (4) 式より



(5) 式より

$$\text{pH} = 1/2(4.89 - \log \text{Ca}^{2+} - \log P_{\text{CO}_2}) \quad (6)$$

この図から、 $P_{\text{CO}_2}$  の値が  $10^{-2.5}$  atm 程度から  $\text{CaCO}_3$  の溶解度は急激に大きくなるが、 $\text{CaSO}_4$  の溶解度は、その逆に  $P_{\text{CO}_2}$  の値が大きくなるにつれて減少する。したがって、 $\text{CaCO}_3$ - $\text{CaSO}_4 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$  系における ( $\text{CaCO}_3 + \text{CaSO}_4$ ) の溶解度は  $P_{\text{CO}_2}$  が  $10^{-1}$  atm 近傍から、急激に大きくなることが理解できる。また  $\text{CaCO}_3$  単独系の方が、 $\text{CaSO}_4 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$  共存系より、 $P_{\text{CO}_2}$  による  $\text{CaCO}_3$  の溶解度の影響は、1 mmol/l 程度大きいことが認められる。そして pH の値は、 $\text{CaCO}_3$  の溶解度が  $P_{\text{CO}_2}$  に大きく依存する  $\text{CaCO}_3$  系が、 $\text{CaCO}_3$ - $\text{CaSO}_4 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$  系より、pH の値が 1 低いこともわかる。

$P_{\text{CO}_2}$  が  $10^{-1} \sim 10^0$  atm の範囲に入る試料 (鉛直ボーリング孔水および横ボーリング孔水の 5 試料) は  $\text{CaCO}_3$  に関して未飽和状態であり、 $10^{-1}$  atm 以下の試料は  $\text{CaCO}_3$  に関してほぼ飽和ないし過飽和状態にあることが認められる。 $P_{\text{CO}_2}$  が  $10^{-1} \sim 10^0$  atm の試料の  $\text{CaCO}_3$  に関して未飽和状態にある原因は後で述べる水中の  $\text{Ca}^{2+}$  と粘土表面上の Na とのイオン交換反応によるものと考えられる。

本調査地域の AA ブロック (Fig. 2) の 1969 年 2 月 5 日採取された分析データ<sup>13)</sup> をもとに、 $\text{SO}_4^{2-}$  と  $P(\text{Ca}^{2+})(\text{SO}_4^{2-})$  との関係を描いたのが Fig. 11 である。また Fig. 12 は BA ブロックを中心に調査した結果 (Table 1) を同様に示したものである。Fig. 11 からは、水中の  $\text{Ca}^{2+}$  と  $\text{SO}_4^{2-}$  の起源は  $\text{CaSO}_4$  または  $\text{CaSO}_4 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$  からの溶解によるものと考えられるが、コア試料の X 線回折からは、 $\text{CaSO}_4$  あるいは  $\text{CaSO}_4 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$  も同定されていない。また AA ブロックには pH 2.8 と極めて低い硫酸酸性の水が 1 試料あり、他の試料の pH は 4.3~6.3 の範囲にある。由佐<sup>13)</sup>は、上記の 2 つの事実から、水中の  $\text{Ca}^{2+}$  の起源は地層中に多量に存在するカルサイトから、また  $\text{SO}_4^{2-}$  の起源は  $\text{H}_2\text{S}$  が酸化されてできる  $\text{H}_2\text{SO}_4$  に由来するものと定性的に述べてい

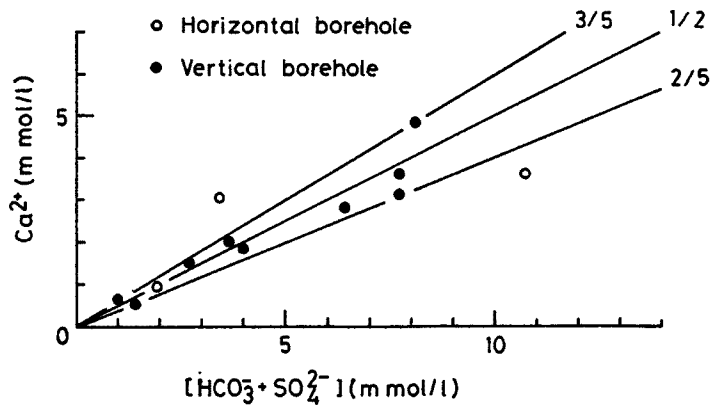


Fig. 13. Relationship between  $[\text{HCO}_3^- + \text{SO}_4^{2-}]$  and  $\text{Ca}^{2+}$  concentrations in waters from horizontal borehole and vertical borehole in the AA block landslide (data by Yusa, 1969).

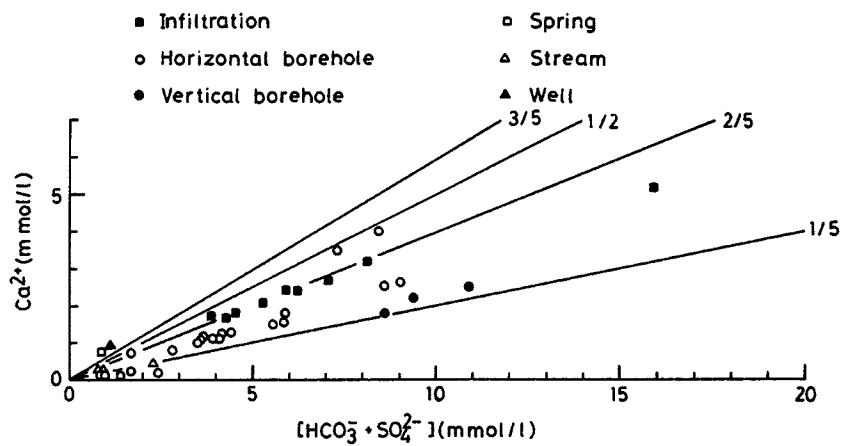
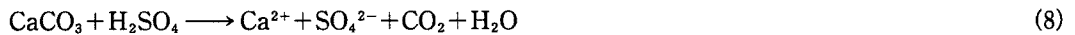
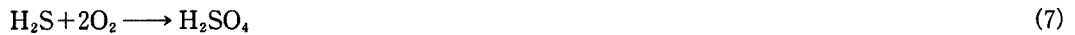


Fig. 14. Relationship between  $[\text{HCO}_3^- + \text{SO}_4^{2-}]$  and  $\text{Ca}^{2+}$  concentrations in waters from the BA block landslide and its vicinity.

る。一方、pHが5.8~8.6の範囲にあるBAブロックを中心にした調査域の湧水などの $\text{Ca}^{2+}$ および $\text{SO}_4^{2-}$ の起源については以下に検討する。

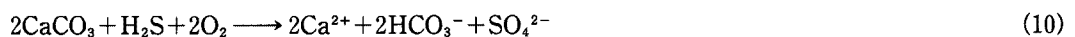
まず、その前に、 $\text{Ca}^{2+}$ および $\text{SO}_4^{2-}$ の起源は、 $\text{H}_2\text{SO}_4$ および $\text{CO}_2$ によるカルサイトの溶解によるものと仮定して次のような反応式を考える。



(2) 式の反応により生じた $\text{CO}_2$ もまた $\text{CaCO}_3$ と反応する。



(7) ~ (9) 式から



一方、地下深部からの $\text{CO}_2$ と $\text{CaCO}_3$ との反応も考える必要がある(形式上は(9)式と同じ)。



(9)', (10) 式から

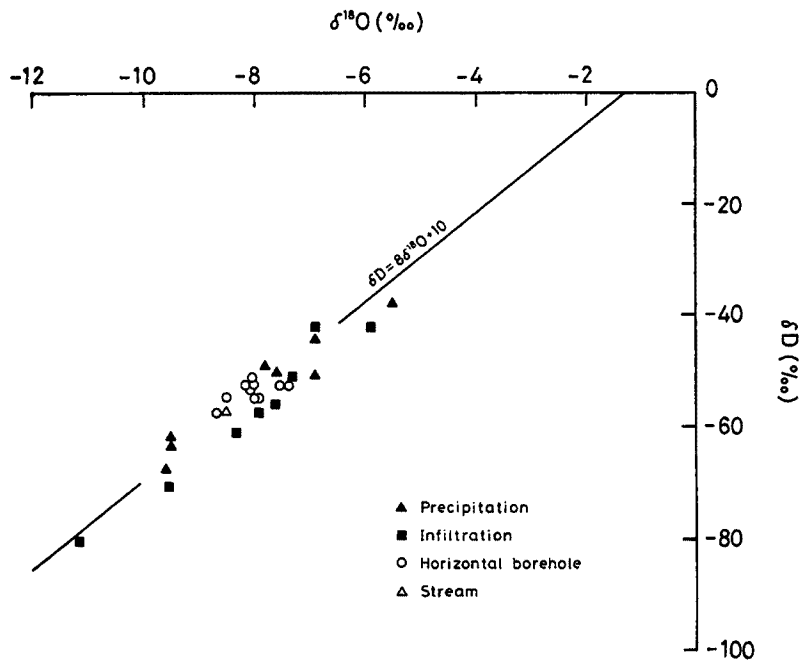
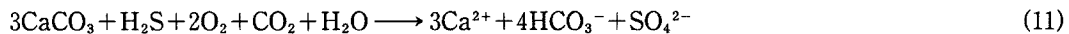


Fig. 15. Relationship between  $\delta^{18}\text{O}$  and  $\delta\text{D}$  values.



この地域で (11) 式の反応が卓越すると仮定すれば、試料中の  $\text{Ca}^{2+}/[\text{HCO}_3^- + \text{SO}_4^{2-}]$  の値は理論的には  $3/5$  となるはずである。また、次のような反応がおきているとすれば、



(11) 式中の  $\text{Ca}^{2+}$  の  $1 \text{ mmol}$  が  $\text{Na-Clay}$  の  $2 \text{ mmol}$  の  $\text{Na}$  とイオン交換することになる。したがって、 $\text{Ca}^{2+}/[\text{HCO}_3^- + \text{SO}_4^{2-}]$  の値は  $2/5$  となる。

Fig. 13 は AA ブロックにおける水中の  $[\text{HCO}_3^- + \text{SO}_4^{2-}]$  と  $\text{Ca}^{2+}$  との関係を描いたものである。鉛直ボーリング孔水の試料の  $\text{Ca}^{2+}/[\text{HCO}_3^- + \text{SO}_4^{2-}]$  の値は、 $2/5 \sim 3/5$  の範囲内にあることから、近似的には、このブロックの水中の  $\text{Ca}^{2+}$  および  $\text{SO}_4^{2-}$  の起源は、おもに (11) 式にもとづくものと考えられる。Fig. 14 は BA ブロックを中心に調査した湧水などの  $[\text{HCO}_3^- + \text{SO}_4^{2-}]$  と  $\text{Ca}^{2+}$  との関係のみたものである。ほとんどの試料中の  $\text{Ca}^{2+}/[\text{HCO}_3^- + \text{SO}_4^{2-}]$  の値は  $1/5 \sim 1/2$  の範囲内にある。浸透水および横ボーリング孔水の一部は AA ブロックと類似した機構、おもに (11) 式によって  $\text{Ca}^{2+}$  および  $\text{SO}_4^{2-}$  が水中にもたされてきたものと考えられる。その他の水については pH の値が AA ブロックより高いこと ( $5.8 \sim 8.6$ ) から、地下深部からの  $\text{H}_2\text{S}$  の供給量が、 $\text{CO}_2$  の供給量に比べて相対的に少なく、かつイオン交換反応 (12) 式が活発におきているとすれば、説明はつくであろう。

Fig. 15 は本調査域の湧水などに熱水起源の水が混入しているかどうかを検討するために、 $\delta^{18}\text{O}$  と  $\delta\text{D}$  との関係のプロットしたものである。これらの値は全体的には、 $\delta\text{D} = 8\delta^{18}\text{O} + 10$  の線上に分布しているので、これらの水はいわゆる天水起源であって、別府温泉の高温泉の影響を受けた水でないことが理解できる。

## 6. おわりに

以上、乙原地すべり地およびその近傍での地下水位、流量、E.C、化学成分、同位体などの測定結果をまとめると、次のようになる。

(1) E.C の測定によれば本地すべり地内には化学成分濃度の高い水と低い水との 2 種類が存在している。



(2) トリチウム濃度から本地すべり周辺には滞留時間の短い地下水と比較的長い地下水の2種類が存在している。

(3) 本地すべり地内の鉛直孔の水の化学成分濃度の変動には地下水水面の変化に大きく依存するものがある。

(4) 地すべり地およびその周辺の水はモンモリロナイトと平衡状態にあり、また  $\text{Ca}^{2+}$ ,  $\text{HCO}_3^-$ ,  $\text{SO}_4^{2-}$  などに富む水が相当多く存在している。

(5)  $P_{\text{CO}_2}$  が  $10^{-1}$  atm 以下の水はカルサイトに関して飽和あるいは過飽和状態にある。

(6) 本地すべり地内の水およびその周辺の水には高温泉あるいは熱水の混入はないものと考えられる。

### 謝辞

水素および酸素の同位体比測定にあたり岡山大学地球内部研究センターの日下部 実, 千葉 仁, 野儀多鶴恵の各氏の御協力をいただきました。ここに記して厚く御礼を申し上げます。なお, 本研究の一部は, 昭和61年度の文部省科学研究費自然災害特別研究(研究代表者・新藤静夫氏)の援助を受けて行なわれた。関係各位に謝意を表します。

### 参 考 文 献

- 1) 北岡豪一・樫根 勇・吉岡龍馬：阿蘇火山周辺地域の河川水, 湧水, 地下水のトリチウム濃度, 文部省科学研究費特定研究(1)研究成果報告書「比較河川学の研究」(研究代表者 岸 力) 1987, pp. 266-274。
- 2) 吉川恭三：「内山・隠山総合調査報告」, 第1章 地形・地質, 別府市。1982。
- 3) 森山善蔵・日高 稔：大分市温泉の地質, 大分県温泉調査研究会報告, 37号, 1986, pp. 38~49。
- 4) 別府土木事務所：昭和58年度府地对15号乙原地区地すべり対策調査報告書, 1983。
- 5) 別府土木事務所：昭和57年度地对13号乙原地区地すべり対策調査報告書, 1982。
- 6) 別府土木事務所：昭和52年度地对11号乙原地区地すべり対策調査報告書, 1977。
- 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) 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。
- 13) 由佐悠紀：熱変質帯における地下検層 (II) 乙原地熱変質帯について, 大分県温泉調査研究会報告 第20号, 1969, pp. 33~42。
- 14) Linke, W. F. : Solubilities-inorganic and metal-organic compounds, Vol. 1, 1958, pp. 537-544。