

長野県稗田山崩壊地における安山岩の化学風化について（予報）

相楽 渉^{*}・渡部 直喜^{**}・佐藤 修^{**}・丸井 英明^{**}・垣原 康之^{*}

Chemical Weathering of andesitic rocks at the Hieda-yama landslide area,
Nagano Prefecture.

by

Wataru SAGARA, Naoki WATANABE, Osamu SATO, Hideaki MARUI
and Yasuyuki KAKIHARA

(Abstract)

The Hieda-yama landslide area is located in the northwestern part of Nagano Prefecture. Landslides and debris flows have repeatedly occurred in this area. Bed-rock geology of this area is mainly composed of the Quaternary andesitic rocks. These andesites were weakly altered along joints and cracks in the rocks and are bearing secondary minerals such as pyrite, quartz and smectites. Ca and SO₄ ions of stream water are very concentrated in this landslide area. This fact suggests that the chemical weathering of andesitic materials is very active and the most important factor for occurrences of landslides and production of debris and soils. The chemical weathering in this area is dominated by the oxidation of pyrite, one of the secondary minerals by hydrothermal alteration. Rock forming minerals, particularly plagioclase are dissolved and their components are leached out by sulfuric acid formed by oxidation of pyrite.

The annual rate of soil production by chemical weathering is estimated by using parameters such as average annual precipitation, catchment area, Ca concentration of stream water, density of soil and fresh andesite, and CaO content of fresh and weathered andesites.

Keyword : The Hieda-yama landslide area, landslide, debris flow, chemical weathering, soil production

キーワード：稗田山、大崩壊地、土石流、化学風化作用、土砂生産

I は じ め に

稗田山は長野県の北西部（北安曇郡小谷村）に位置し（図-1），第四紀白馬大池火山の南東部分を占める。1911年（明治44年）8月と1912年4月・5月に稗田山で大崩壊とそれに伴う大土石流が発生した。姫川水系浦川支流の金山沢は、稗田山の大崩壊地の内部に谷を刻む荒廃渓流である。金山沢では、最近も小規模な崩壊や土石流が発生しており、発生頻度は浦川支流の中で最も高い。稗田山の崩壊や金山沢の土石流に関する研究は多い（例えば、横山，1912；町田，1964, 1975；青木ほか，1982, 1983, 1984, 1985, 1986；藤田ほか，1986；Sato et. al., 1991；Marui and Sato, 1995；

*新潟大学大学院自然科学研究科

**新潟大学積雪地域災害研究センター

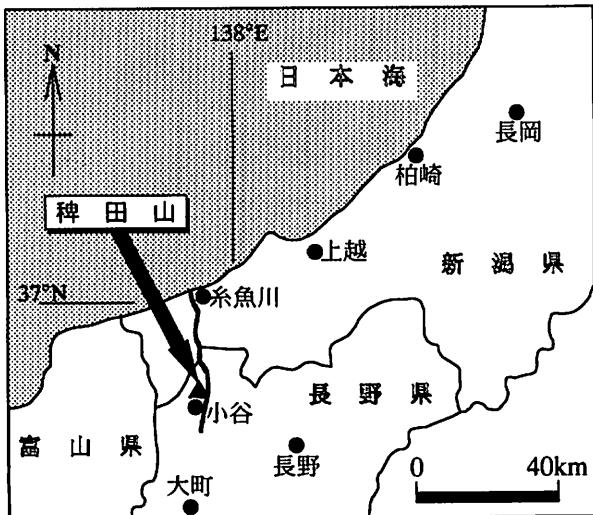


図-1 調査地域位置図
稗田山は長野県の北西部に位置する。

丸井ほか, 1996)。これらの研究のいくつかは、崩壊・土石流発生の素因として、この地域に分布する安山岩の風化・変質について言及している。土石流発生の直接的な引き金は豪雨や融雪であるが、その規模は渓床に堆積した不安定土砂の量に影響され、岩石の風化による土砂生産とも密接に関係している。金山沢源頭部付近では活発な化学風化作用がみとめられる。ここでは、地質・水質調査の結果に基づき、金山沢における安山岩の化学風化作用の特徴と大まかに見積もられる年間土砂生産量について報告する。

II 調査地域の概要

1. 地質の概要

金山沢を含む浦川流域の地質は、青木ほか (1982) および青木 (1984) が詳細な報告を行っている。これらに基づいて地質の概略のみを紹介する。この地域の基岩地質は大部分が第四紀白馬大池火山噴出物で構成されている。稗田山の大滑落崖は、稗田山溶岩類 (棚山, 1980) と呼ばれる成層した溶岩流と火碎流堆積物からなる。金山沢の左岸には、地窓状に先第三系 (蛇紋岩メランジェ, ジュラ紀来馬層群), 第三系 (石坂流紋岩および流紋岩質凝灰岩) が小規模に分布し、先第三系を貫く貫入岩 (赤倉山石英斑岩) もみられる。

金山沢では上述の基岩類を覆って、マス・ムーブメントに伴う堆積物 (崩壊堆積物、崖錐堆積物、土石流堆積物) が広く分布する。これらの堆積物のほとんどは第四紀の安山岩類で構成されている。

安山岩の一部は熱水変質作用を被っている。変質の程度は比較的弱い。アミグダルやクラックに沿ってパイライトおよび石英の析出がみとめられるが、岩石自体は比較的新鮮である。鏡下の観察ではガラス、紫蘇輝石の一部がスメクタイト化している程度である。一方、この地における化学風化作用は著しく活発であり、安山岩礫は乳白色に脱色し、土壤化しているものも多数見られる。化学風化作用は岩石の表面がら内側に向かって進行するので、中心部分だけがかろうじて灰色の安山岩組織を残している礫がある。

2. 金山沢の水質

金山沢の水質については、いくつかの報告がある (例えば, Sato *et al.*, 1991; Marui and Sato, 1995; 相楽, 1997MS)。Sato *et al.* (1991) や Marui and Sato (1995) は土石流の発生に寄与する地下水の地球化学的特徴について報告し、相楽 (1997MS) は、化学風化作用による水質の形成過程を報告している。ここでは相楽 (1997MS) に基づいて金山沢の水質の特徴を概説する。周辺の河川水に比べ、金山沢の水は極端に高い電解質濃度を有する (図-2)。これは、活発な化学風化作用

による鉱物の溶解を示唆している。金山沢の代表的な水試料をヘキサダイヤグラムに表し、それらの空間分布を図-3に示した。金山沢の水質は、全体としてCa-SO₄型で特徴づけられる。図-3にみられるように、源頭部下の大量の崩壊・崖錐堆積物周辺には、これらの堆積物を伏流し湧出した水が數ヵ所みとめられ、これらが最も電解質濃度が高い。さらに、これらの水のpHは低い。

高濃度のCa-SO₄型の水の成因は、2通り考えられる。

(1) : 石膏の溶解。

(2) : 黄鉄鉱の酸化で生じた硫酸による造岩鉱物（主に斜長石）の溶解。

図-4は、石膏に飽和した水が存

在する可能性を示している。ただし、石膏と水の飽和溶解平衡では、源頭部下でみられる酸性水の存在が説明できない。電解質濃度の最も高い水は、pH=3.9である。この水のCa²⁺とSO₄²⁻の当量はバランスしておらず（図-5）、主要陽イオンとしてCa²⁺のほかにH⁺とMg²⁺がある。このことから、高濃度Ca-SO₄型の水の成因は、(2)であると考えられる。

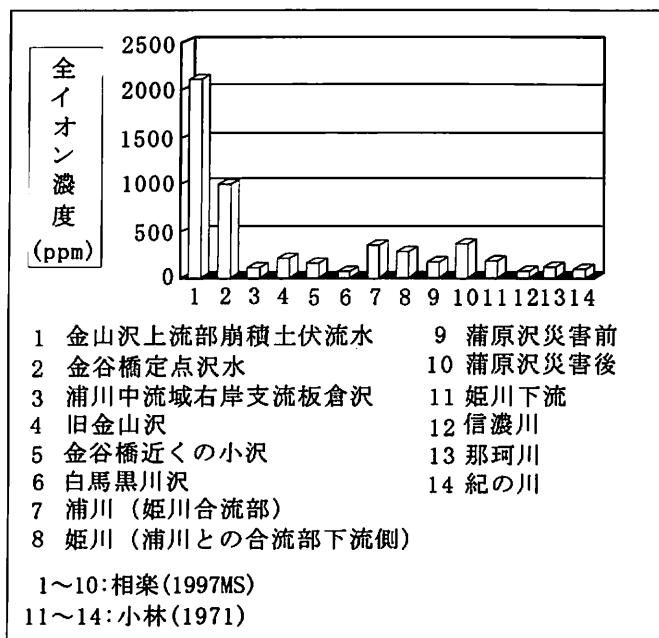


図-2 金山沢と周辺地域の溪流・河川の全イオン濃度の比較
金山沢は全イオン濃度が高い。

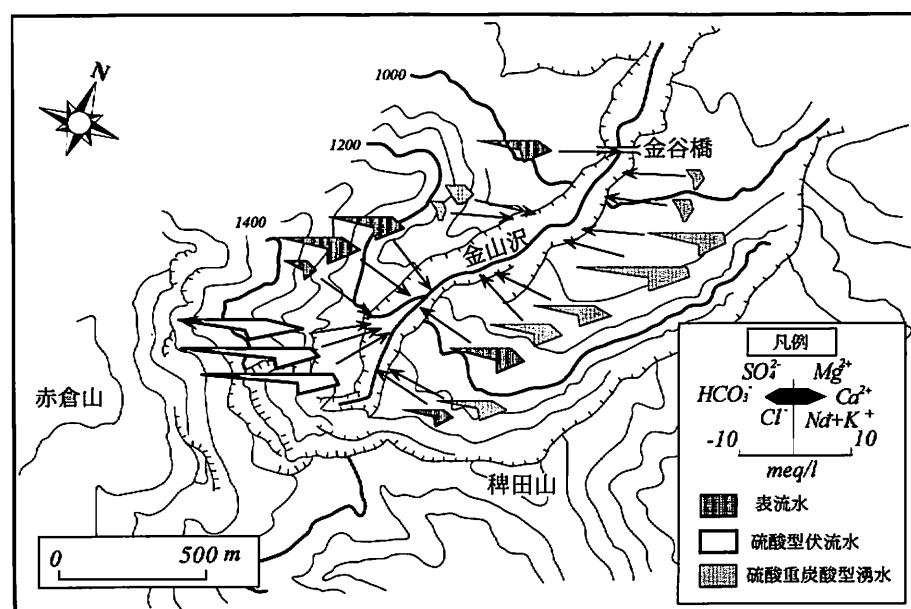


図-3 金山沢流域の地表水・湧水の水質の特徴
硫酸カルシウム型の水で特徴づけられる。

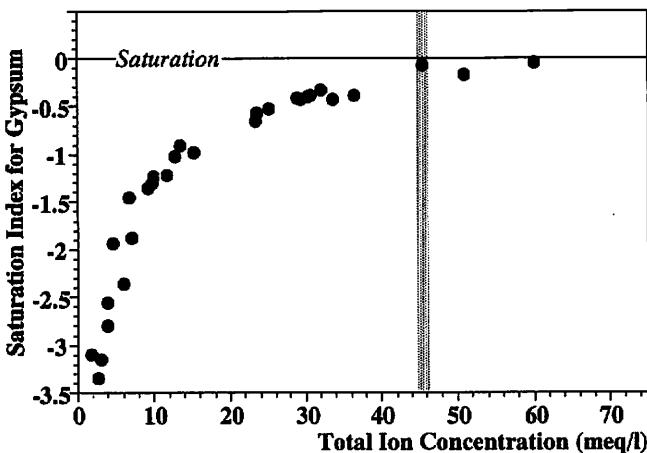


図-4 金山沢の地表水・湧水の石膏に対する飽和度

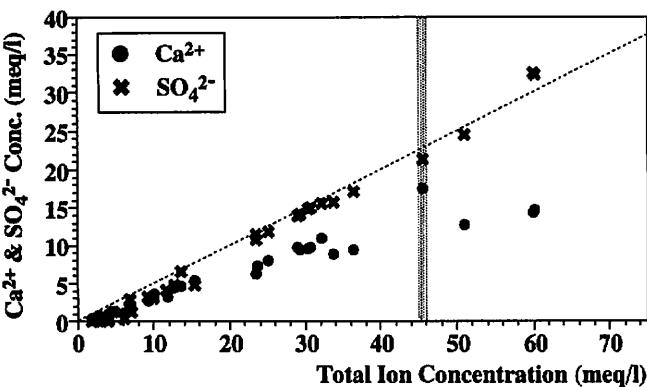


図-5 カルシウムイオンと硫酸イオンの濃度の比較

高濃度の水は陽イオンであるカルシウムイオンに比べ陰イオンの硫酸イオンが多い。これらの水のpHは低い。

3. 化学風化のプロセス

金山沢上流部～源頭部における安山岩類の化学風化は、変質安山岩に含まれる黄鉄鉱の酸化とそれによって生成した硫酸による造岩鉱物の溶解で特徴づけられる。この化学風化作用のプロセスは、大別的に以下の(1)～(4)に区分できる。

(1) : CO₂ガス分圧に支配された化学風化作用。

CO₂ガスが水に溶解することで生成した炭酸による造岩鉱物（主として斜長石）の溶解。

(2) : 黄鉄鉱の酸化による硫酸の生成。

炭酸による造岩鉱物の溶解が進む一方で、黄鉄鉱の酸化が進行する。この反応によって、黄鉄鉱から鉄の水酸化物あるいは酸化物と硫酸が生成する。硫酸が生成し始めるとpHが急激に低下する。

(3) : 硫酸に支配された化学風化作用。

硫酸の生成によってpHが低下（pH=4.8以下）すると、化学風化作用はCO₂ガス分圧支配系から硫酸支配系に変わる。多くの造岩鉱物の溶解度はpHに依存するので、硫酸支配系の化学風化作用が活発になる。前述のように硫酸によって造岩鉱物（主に斜長石）が溶解する。

(4) : 溶解反応速度の低下と鉱物の飽和。

新たに硫酸の生成あるいは供給がなければ、造岩鉱物の溶解が進行するにつれて H^+ が消費され、pHが上昇する。それにともなって、溶解反応速度は小さくなり、ギブサイトや $Fe(OH)_3$ が沈殿する。最終的に水質はpH = 5 ~ 7 のCa-SO₄型となる。この段階で石膏に飽和し、析出する場合もある。つまり、pHが中性に近い場合、金山沢でみられるCa-SO₄型の水の濃度は、石膏の溶解度で規定される。

III 採取試料および分析方法

1. 採取試料について

試料の採取は、風化の進行に伴う鉱物組成・全岩化学組成の変化を調べるために、風化の各段階がなるべく明確に存在している岩石試料を選定した。試料採取の手順は、以下の通りである。

- 1) 長径約1m以下の大きさの風化した安山岩礫を選定し、2つに割り断面を観察する。
- 2) 外側の周縁部～中心部に向かって風化の程度の違いが肉眼でも識別できる安山岩礫を選定する。
- 3) 周縁部～中心部に向かって系統的なサンプリングを行う。薬さじを使って、20～30gずつサンプル袋に採取する。

こうして採取された試料のうち、代表的なSP-A～Cについて、安山岩礫断面における採取箇所を写真1～3に示した。

2. 分析方法

採取した試料の鉱物の同定は、新潟大学理学部設置のX線回折装置 (Rigaku, Co. RAD-B SYSTEM) を使用し、粉末法で行った。粘土鉱物については水簸を行い分離した。

主成分および微量元素組成の分析には、新潟大学理学部に設置されている蛍光X線分析装置 (Rigaku, Co. RIX3000) を用いた。分析方法は、高橋・周藤 (1997) のガラスピード法を用いた。

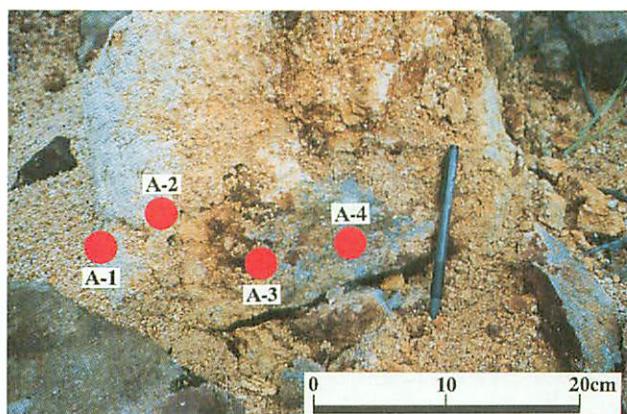


写真-1 SP-Aの写真とA-1～A-4の試料採取位置
A-1とA-2には黄鉄鉱が含まれない。

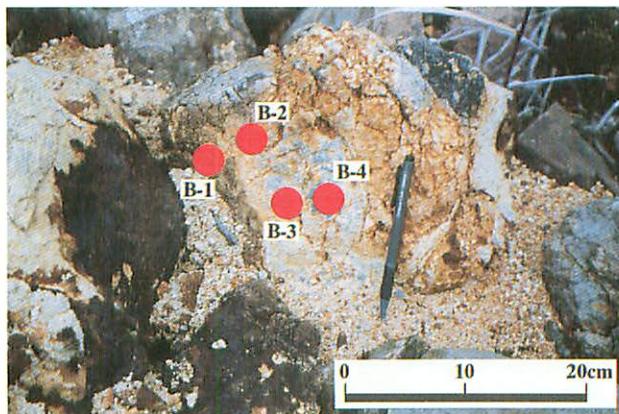


写真-2 SP-Bの写真とB-1～B-4の試料採取位置
B-1とB-2には黄鉄鉱が含まれない。

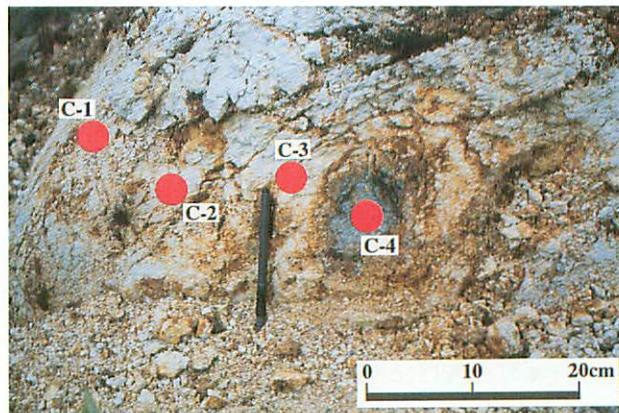


写真-3 SP-Cの写真とC-1～C-4の試料採取位置
C-2には黄鉄鉱が含まれない。

IV 結 果

1. X線回折の結果

化学風化変質した安山岩礫から採取した試料の全岩X線回折曲線についてSP-Cの例を示す(図-6)。C-4は風化安山岩礫の中心部分から採取した試料であり、C-3, C-2と試料番号が小さくなるにつれて外側の周縁部分に向かい、C-1が最も外側の試料に対応している。全岩X線回折曲線であるので、岩石の大部分を占める主要造岩鉱物の回折曲線(特に石英、斜長石)が卓越する。化学分析値のように数値として明瞭に現れないが、C-1～C-4までそれぞれの鉱物のX線回折曲線を比較すると、鉱物組み合わせがどのように変化していくかを読みとることができる。

最も変化せずに安定した回折曲線を示しているのは石英である。C-1～C-4まですべてにピークが出現する。これは石英が他の造岩鉱物に比べ化学風化作用に対する抵抗力が大きいためである。これに対して斜長石は、中心部から周縁部(C-4～C-1)へ向かってX線回折が大きく変化する。回折角 24° 付近の二つのピークが外側の試料に向かうにつれ弱まり、 29° のピークは消滅している。斜

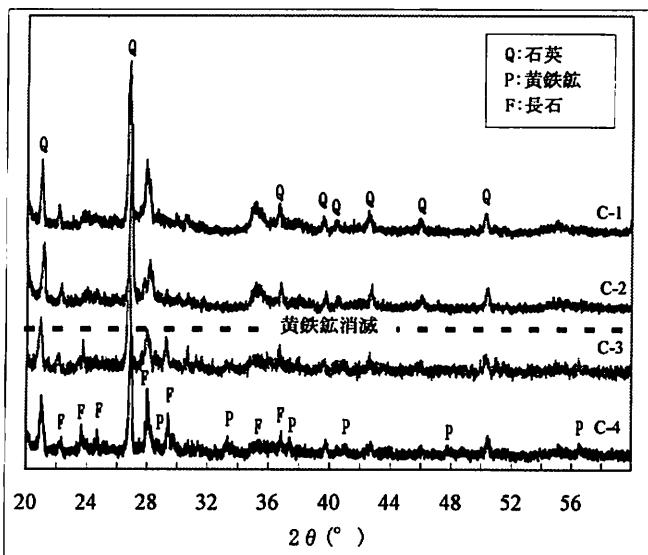


図-6 SP-Cの全岩試料のX線回折結果

の、C-2, C-1には存在しない。C-3とC-2の間を境に外側(C-2およびC-1の側)で消滅している。前述のように金山沢上流部では、岩石の風化が非常に活発な場所があり、pH値3.2の硫酸酸性水が湧出している。この硫酸酸性水は、黄鉄鉱が酸化されて形成した。酸化反応の結果、黄鉄鉱は溶解し、 Fe^{2+} さらには Fe^{3+} , SO_4^{2-} となり、最終的には消滅する。外側のC-1, C-2における黄鉄鉱ピークの消滅は、黄鉄鉱の酸化反応が水と接触し易い安山岩礫表面から内部に向かって進行していくことと調和的である。

上述の酸化反応の結果生じた硫酸酸性水と接触すると、斜長石などの造岩鉱物の大部分は溶解し、残留物である粘土鉱物に変化する。また、イオンの溶脱によって岩石全体の密度は低下する。その結果、大部分が粘土鉱物からなる土壌が生成し、不安定土砂となる。粘土の分離を行って、粘土鉱物の同定を行った。図-7はSP-CのX線回折曲線の例である。内側のC-4, C-3と比較して、外側のC-2, C-1は回折角2°～5°付近が相対的にもりあがっている。これは粘土鉱物が単一ではなく、二つないしそれ以上以上の種が混合層を形成していることを意味する。これらは、スマクタイトを主要構成鉱物とするスマクタイト-10 Å鉱物混合層鉱物である。さらに、C-2, C-1では化学風化の最終生成物であるカオリナイトが出現する。C-2とC-3の間にみとめられる鉱物組み合わせの境界は、化学風化作用

長石のX線回折曲線中の最強線である28°付近のピークは存在するが、ピークの形状が風化の進行とともに変化しており、本来の斜長石の構造ではなくなっている。斜長石は造岩鉱物の中でも風化しやすい鉱物であり、X線回折曲線にもその変化が明瞭に現れる。

金山沢に分布する安山岩の一部は、弱い熱水変質作用を被っている。これらの変質安山岩には二次鉱物である黄鉄鉱が存在している。黄鉄鉱は肉眼で鑑定できる程度に岩石中に含まれているので、全岩X線回折曲線上でも容易にピークを判別できる。黄鉄鉱のピークはC-4, C-3で確認できるもの

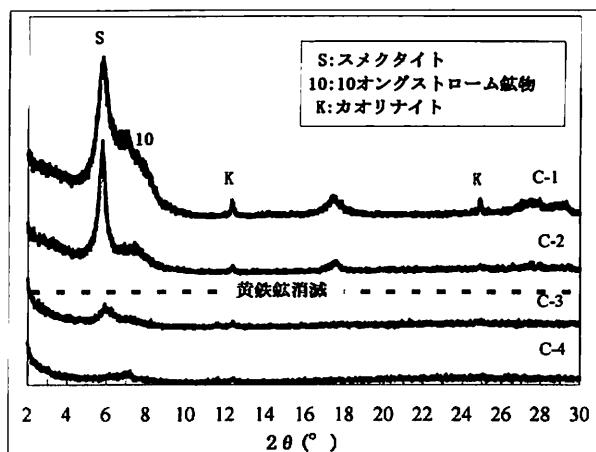


図-7 SP-Cから分離した粘土鉱物試料のX線回折結果

による岩石の土壌化フロントと見ることができる。土壌化フロントの外側部分は黄鉄鉱の酸化による硫酸酸性水の生成とその酸性水による造岩鉱物の粘土化がほぼ終了している。こうした傾向はSP-AおよびSP-Bにも同様に認められる。

2. 各主要元素の挙動

これまでに、岩石の化学風化の程度を表す有効な指標が数々提案されている(Reiche, 1943; Short, 1961; Ruxton, 1968; Parker, 1970; 三浦, 1973; 大見ほか, 1975; Vogel, 1975; Nesbitt & Young, 1982; Harnois, 1988; 天田・岡谷, 1989; Jayawardena & Izawa, 1994など)。ここでは、化学風化の程度よりはむしろ各元素の移動あるいはイオンの溶脱の程度を知りたい。そこで、上記の指標は利用せずに、化学風化に対して最も安定な主要元素であるAl₂O₃に着目した。まず、各試料についてAl₂O₃含有量(wt%)は化学風化の程度によらず一定であると仮定し、全岩化学分析値の再計算を行った。再計算結果を表-1~3に示す。

表-1~3の再計算結果を視覚化するため、化学風化による各主要元素の挙動を次式で規格化した。SP-A~CにおけるAl₂O₃に対する各元素の相対的な挙動を図-8~10に示す。

$$\frac{\text{(ある元素の含有量} / \text{Al}_2\text{O}_3\text{の含有量})_{\text{風化部分}}}{\text{(ある元素の含有量} / \text{Al}_2\text{O}_3\text{の含有量})_{\text{新鮮部分}}}$$

表-1 SP-Aの主成分元素組成
下段はAl₂O₃=一定として再計算後の
主成分元素組成

再計算前	A-1	A-2	A-3	A-4
SiO ₂	62.06	61.69	53.91	54.68
TiO ₂	1.11	1.06	0.94	0.92
Al ₂ O ₃	18.90	19.27	17.02	16.91
FeO*	3.07	3.06	6.08	8.08
MnO	0.25	0.29	0.32	0.36
MgO	2.65	2.95	3.32	2.75
CaO	2.21	2.47	4.63	4.72
Na ₂ O	2.03	2.04	1.72	1.77
K ₂ O	1.29	1.30	1.27	1.38
P ₂ O ₅	0.19	0.20	0.28	0.33

再計算後	A-1	A-2	A-3	A-4
SiO ₂	55.54	54.12	53.57	54.68
TiO ₂	0.99	0.93	0.93	0.92
Al ₂ O ₃	16.91	16.91	16.91	16.91
FeO*	2.75	2.68	6.05	8.08
MnO	0.22	0.25	0.32	0.36
MgO	2.37	2.59	3.30	2.75
CaO	1.98	2.17	4.60	4.72
Na ₂ O	1.82	1.79	1.71	1.77
K ₂ O	1.15	1.14	1.26	1.38
P ₂ O ₅	0.17	0.18	0.28	0.33

FeO* as total FeO

表-2 SP-Bの主成分元素組成
下段はAl₂O₃=一定として再計算後の
主成分元素組成

再計算前	B-1	B-2	B-3	B-4
SiO ₂	56.34	59.69	55.44	57.28
TiO ₂	1.09	1.04	0.88	0.91
Al ₂ O ₃	20.50	19.03	16.55	16.43
FeO*	4.37	3.93	7.40	6.78
MnO	0.21	0.22	0.29	0.35
MgO	2.63	2.57	2.84	2.92
CaO	3.37	3.44	4.61	4.67
Na ₂ O	2.80	2.43	1.94	2.00
K ₂ O	1.16	1.15	1.09	1.10
P ₂ O ₅	0.29	0.26	0.32	0.33

再計算後	B-1	B-2	B-3	B-4
SiO ₂	45.18	51.55	55.05	57.28
TiO ₂	0.87	0.90	0.87	0.91
Al ₂ O ₃	16.43	16.43	16.43	16.43
FeO*	3.50	3.40	7.35	6.78
MnO	0.17	0.19	0.29	0.35
MgO	2.11	2.22	2.82	2.91
CaO	3.18	2.97	4.58	4.67
Na ₂ O	2.25	2.10	1.93	2.00
K ₂ O	0.93	0.99	1.09	1.10
P ₂ O ₅	0.23	0.22	0.28	0.33

FeO* as total FeO

表-3 SP-Cの主成分元素組成
下段はAl₂O₃=一定として再計算後の
主成分元素組成

再計算前	C-1	C-2	C-3	C-4
SiO ₂	64.86	63.58	59.30	54.34
TiO ₂	1.07	1.05	0.95	0.87
Al ₂ O ₃	21.57	19.60	17.76	16.23
FeO*	1.26	3.77	5.61	6.99
MnO	0.03	0.44	0.18	0.46
MgO	0.77	0.76	1.34	1.92
CaO	0.73	0.93	3.61	9.02
Na ₂ O	1.42	1.39	1.52	1.58
K ₂ O	2.52	2.21	1.51	1.53
P ₂ O ₅	0.19	0.33	0.34	0.36

再計算後	C-1	C-2	C-3	C-4
SiO ₂	48.82	52.67	54.21	54.34
TiO ₂	0.80	0.87	0.87	0.87
Al ₂ O ₃	16.23	16.23	16.23	16.23
FeO*	0.95	3.13	5.13	6.99
MnO	0.02	0.36	0.16	0.46
MgO	0.58	0.63	1.22	1.92
CaO	0.55	0.77	3.30	9.02
Na ₂ O	1.07	1.15	1.39	1.58
K ₂ O	1.89	1.83	1.38	1.53
P ₂ O ₅	0.14	0.27	0.31	0.36

FeO* as total FeO

図-8～10について各サンプルとも内側に比べて外側のFeO*とCaOの含有量が少ない。地表水・浅層地下水の浸透により、化学風化作用は外側から進行する。地表水・浅層地下水は大気とほぼ平衡であり、高い酸素フガシティーを有する。外側のFeO*含有量の減少は、こうした地表水・浅層地下水による黄鉄鉱の酸化・溶解による鉄イオンの溶脱の結果である。さらに黄鉄鉱の酸化によって生成した硫酸は、造岩鉱物(特に斜長石)を溶解させ、カルシウムイオンの溶脱によって、岩石中のCaO含有量も減少する。TiO₂はAl₂O₃と同様に化学風化作用に対して安定であり、含有量の変動は小さい。SiO₂、MgO、Na₂O、K₂Oの挙動はサンプルによって多少異なる。それぞれの原岩の化学組成、鉱物組成、組織、斑晶量および热水変質の程度などに影響されている可能性がある。

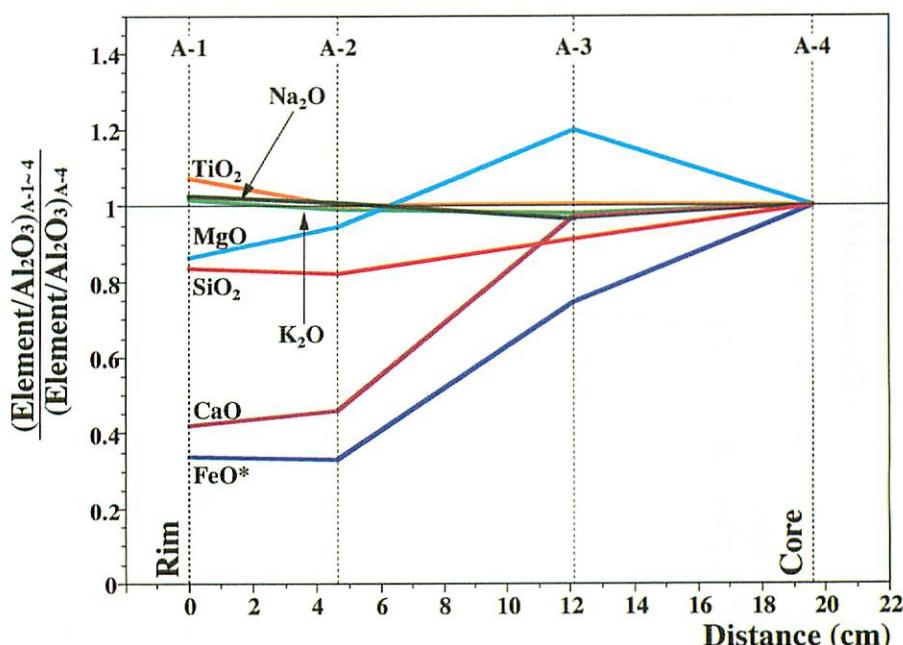


図-8 SP-Aの化学風化作用における各主要元素の挙動
Al₂O₃=一定として各主要元素量をA-4で規格化した。

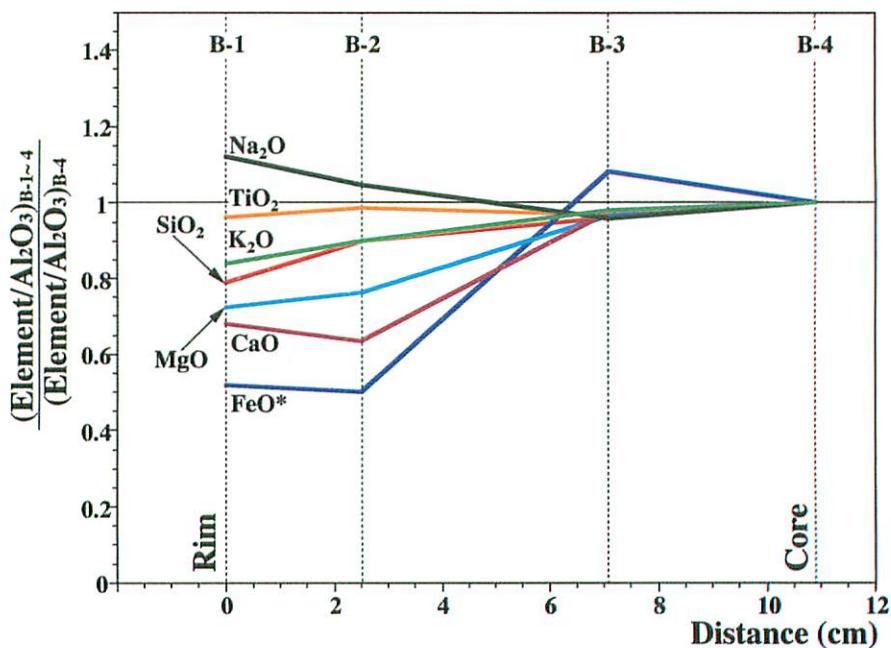


図-9 SP-Bの化学風化作用における各主要元素の挙動
 Al_2O_3 =一定として各主要元素量をB-4で規格化した。

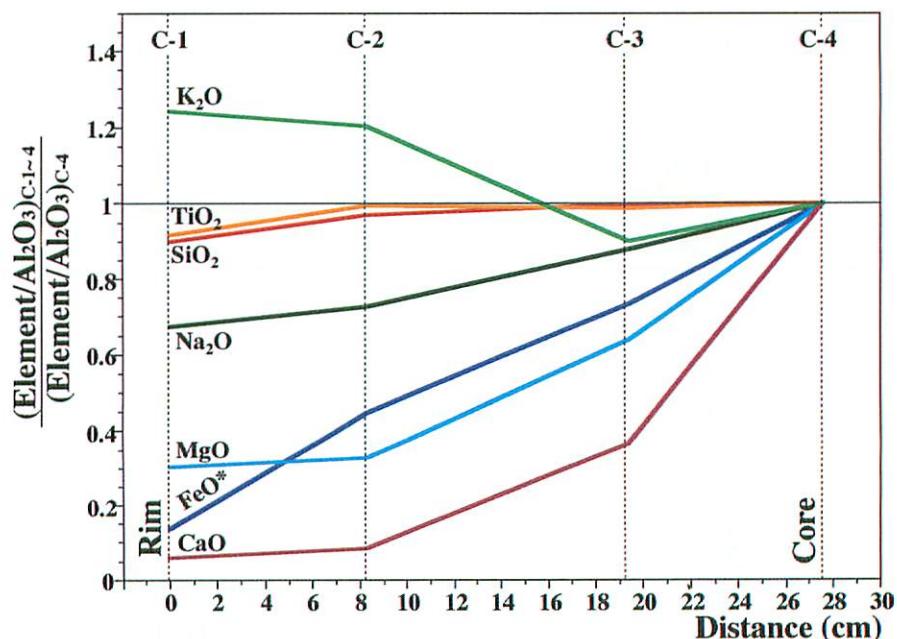


図-10 SP-Cの化学風化作用における各主要元素の挙動
 Al_2O_3 =一定として各主要元素量をC-4で規格化した。

V 化学風化による年間の土砂生産量のモデル計算

崩壊・土石流災害の予測・対策を行う上で、化学風化作用による年間土砂生産量の見積もりは重要な因子である。表-4に示したパラメータを用いて次の手順で年間土砂生産量の見積もりを行った。

表-4 年間土砂生産量を見積もる上で使用した
パラメーター

金山沢の集水面積	1.63km ²
年平均降水量	~2,200mm/yr.
年平均降水量-蒸発散量	~1,460mm/yr.
金山沢流水の Ca ²⁺ 濃度	190g/m ³
安山岩の密度	2.40 (t/m ³)
土砂の乾燥密度	1.10 (t/m ³)
A-1 の CaO 含有量(再計算後)	1.98 wt%
A-4 の CaO 含有量	4.72 wt%
B-1 の CaO 含有量(再計算後)	3.18 wt%
B-4 の CaO 含有量	4.67 wt%
C-1 の CaO 含有量(再計算後)	0.55 wt%
C-4 の CaO 含有量	9.02 wt%

まず、金山沢において水の溶存成分として排出される年間あたりのCa量を概算する。

$$\text{年間Ca排出量 (重量)} = \text{年間流量} \times \text{金山沢のCa}^{2+} \text{濃度}$$

金山沢では流量観測を行っていない。したがって、金山沢の集水面積 (1.63km²)、年間平均降水量 (2200mm) に蒸発散量を考慮した値 (1460mm) から年間流量を求める。金山沢の出口におけるCa²⁺濃度 (190mg/l) の季節変動は小さいことから、計算結果は単位を整理して、

$$\text{年間Ca排出量 (重量)} = 1,630,000 \text{ (m}^3\text{)} \times 1.46 \text{ (m)} \times 190 \text{ (g/m}^3\text{)} = 452 \text{ (t)}$$

となる。

いま、金山沢の安山岩から溶脱されるCa排出量は上記の年間Ca量 (452 t) に等しいとおく。次式を用いると、安山岩の化学風化によって生産される年間あたりの土砂の重量が計算できる。

$$\text{年間土砂生産量 (重量)} = \frac{\text{年間Ca排出量 (452 t)}}{\text{安山岩 1 tあたりのCaの溶脱量 (重量)}}$$

さらに、年間の土砂生産量 (体積) は、丸井ほか (1996) によって求められた金山沢源頭部付近の土砂の乾燥密度1.1 (g/cm³) を採用すると、

$$\text{年間土砂生産量 (m}^3\text{)} = \text{年間土砂生産量 (t)} / 1.1$$

となる。

SP-A～Cのそれぞれについて、年間の土砂生産量の計算を試みる。SP-A～CのCa成分の溶脱量 (wt%) は、表-1～3のAl₂O₃を一定と仮定した再計算結果から求める。ここでは、SP-A～Cのそれぞれについて、最も内側の試料と最も外側の試料のCaO含有量の差をCa成分の溶脱量 (wt%) に換算する。以下、SP-Aの例を紹介する。表-1の再計算後のCaOの値は最も内側のA-4が4.72

(wt%), 最も外側のA-1が1.98 (wt%) であるから,

$$\text{安山岩 } 1 \text{ t あたりのCaの溶脱量 (t)} = \frac{\text{Ca}}{\text{CaO}} \times \frac{(4.72 - 1.98)}{100}$$

であり、上記の手順で計算すると、

SP-Aの場合：年間土砂生産量=20,997 (m³)

となる。SP-B, SP-Cについても同様の計算を行うと、

SP-Bの場合：年間土砂生産量=38,619 (m³)

SP-Cの場合：年間土砂生産量= 6,792 (m³)

となる。

SP-A~Cの各試料をモデルにして得られた年間土砂生産量の計算結果には大きな違いがある。そこで、SP-A~Cの安山岩角礫の観察に立ち返り、計算結果の違いについて若干の考察をおこなう。まず、SP-Bについて見てみる。写真-2からも見てとれるように角礫の表面に比較的大きな亀裂が目立つ。これは、おそらく小さな亀裂に入り込んだ水の凍結・融解の繰り返しによって亀裂が拡大して生じたものであると考えられる。つまり、SP-Bは他の2試料に比較すると、岩石の破壊における物理的風化の影響がかなり大きな割合で含まれていると考えられる。したがって、化学風化作用による岩石の土壤化並びに土砂生産量を見積もる上では、これら3試料の中でSP-Bの計算結果が最も信頼性が低い。このような観点からSP-AとSP-Cを比較すると、両者の間に際だった違いは認められず、ともに岩石の破壊、土壤化の要因は主として化学風化作用である。表-1と表-3の化学分析値を比較してみる。SP-AとSP-Cそれぞれの最も原岩の組成に近い試料は、化学風化の影響の小さい中心部分であるA-4とC-4である。両者はSiO₂含有量がほぼ同程度である。しかしながら、CaO含有量はA-4が4.72%であるのに対し、C-4は9.02%である。これは、原岩に含まれていた斜長石斑晶のモードの違いを反映しているものと考えられる。このように、上述の計算結果は、原岩に含まれる斑晶鉱物の量、変質の程度、化学組成、発泡度、微細な亀裂の量などに影響を受ける。このように原岩の性質にも大きく依存することから、SP-AとSP-Cのどちらが年間土砂生産量を代表するのか、ここでは決定できない。本報告では、稗田山大崩壊地の金山沢流域で主に化学風化作用による年間あたりの土砂生産量は7,000~20,000m³程度と述べるにとどめておく。さらに研究を進展させ、計算結果の信頼性を向上させたい。ちなみに、CaO含有量が5.0%程度の安山岩のCa成分がすべて溶脱される(CaO含有量が0%になる)化学風化作用を仮定して見積もられる年間土砂生産量は金山沢では約10,000m³である。大局的に見れば、7,000~20,000m³の範囲から大きく外れることはなさそうである。また、土砂生産には物理的風化作用も大きな影響を及ぼす。実際の土砂生産量を見積もる上では、物理的風化作用の要因も無視できない。今後の研究課題としたい。

VI まとめ

(1) 化学風化した弱変質安山岩角礫について、外側の周縁部から内側の中心部にかけて試料を採取し、X線回折を行った。その結果、周縁部では黄鉄鉱のピークが消滅している。また、斜長石のピークの強度も弱まっており、29°のピークは消滅している。周縁部にみられる粘土鉱物はスメクタイトを主要構成鉱物とするスメクタイト-10Å鉱物混合層鉱物である。また、は化学風化の最終生成物であるカオリナイトも出現している。

- (2) 黄鉄鉱のピークの消滅は、黄鉄鉱の酸化による溶解で説明できる。この反応によって、硫酸が生成する。斜長石のピークの減衰や粘土鉱物の生成は、硫酸による斜長石の溶解で説明できる。
- (3) 周縁部から中心部にかけて採取した試料の化学分析を行った。その結果、中心部から周縁部にかけてCaOおよびFeO⁺が連続的に減少している。これは、黄鉄鉱および斜長石の溶解によるCa成分、Fe成分の溶脱で説明できる。水が浸透することにより、表面から内部に向かって化学風化が進行していく様子を表している。
- (4) Al₂O₃およびTiO₂含有量は中心部から周縁部にかけてほとんど変化せず、化学風化に対して安定である。
- (5) 金山沢の水質と安山岩の化学組成から適当なパラメータを仮定して、化学風化作用による年間あたりの土砂生産量を見積もった。金山沢流域における年間土砂生産量は約7,000~20,000m³となった。計算結果は、原岩の性質（斑晶鉱物の量、変質の程度、化学組成、発泡度、微細な亀裂の量など）に影響される。研究を進展させ、計算結果の信頼性を向上させる必要がある。

謝 辞

本研究は著者の一人相楽が積雪地域災害研究センターにおいて行った修士論文の一部を発展させたものである。筆者らの研究は、化学風化による水質の形成機構が中心であった。同センターの大木靖衛教授には、岩石鉱物学的な検討の重要性をご指摘・ご教示いただき、これによって研究を発展させることができた。X線回折装置の使用に当たっては、新潟大学理学部の吉村尚久教授・赤井純治助教授に便宜をはかりていただいた。蛍光X線分析にあたっては、新潟大学理学部の周藤賢治教授に便宜をはかりていただいた。本研究には、建設省松本砂防工事事務所の受託研究費の一部を使用させていただいた。以上の方々に厚くお礼申し上げます。

文 献

- 青木 滋（1984）稗田山崩壊について、地形、5巻、205~214。
- 青木 滋・藤田至則・茅原一也・佐藤 修・横堀正純・土屋 泉・宇都宮真・鈴木幸治（1982）姫川水系浦川流域における斜面崩壊と土石流についてーその1ー、新潟大学災害研年報、4号、1~34。
- 青木 滋・藤田至則・茅原一也・佐藤 修・霜鳥重雄・小田島一久・松沢 伸・鈴木幸治（1983）姫川水系浦川流域における斜面崩壊と土石流についてーその2ー、新潟大学災害研年報、5号、1~32。
- 青木 滋・佐藤 修・霜鳥重雄・藤田至則・茅原一也・早川嘉一・小林裕幸・田村 尚・一条芳浩・石本伊佐雄・鈴木幸治（1984）姫川水系浦川流域における斜面崩壊と土石流についてーその3ー、新潟大学災害研年報、6号、1~38。
- 青木 滋・佐藤 修・霜鳥重雄・藤田至則・茅原一也・早川嘉一・鈴木幸治・五日市好則・北出一郎・加藤陽一・森田信介（1985）姫川水系浦川流域における斜面崩壊と土石流についてーその4ー、新潟大学災害研年報、7号、115~155。
- 青木 滋・佐藤 修・霜鳥重雄・藤田至則・茅原一也・早川嘉一・仲川隆夫・鈴木幸治・池田信俊・五日市好則・田中大介・白田卓大・根本秀典・丸山浩一郎（1986）姫川水系浦川流域における斜面崩壊と土石流についてーその5ー、新潟大学災害研年報、8号、1~34。
- 天田高白・岡谷 直（1989）化学的風化指標に関する一考察、新砂防（砂防学会誌）、42巻4号、3~11。

- 藤田至則・青木 滋・佐藤 修・高浜信行・鈴木幸治・池田信俊 (1986) 鉢田山大崩壊の崩積土と崩壊の要因. 地質学論集, 28号, 147-159.
- Harnois, L. (1988) The CIW Index : A new chemical index of weathering. *Sed. Geol.*, Vol. 55, 319-322.
- Jayawardena, U. S. and Izawa, E. (1994) A new chemical index of weathering for metamorphic silicate rocks in tropical regions : A study from Sri Lanka. *Eng. Geol.*, Vol. 36, 303-304.
- 小林 純 (1971) 水の健康診断. 岩波新書, 207p.
- 町田 洋 (1964) 姫川流域の一溪流の荒廃とその下流部に与える影響. 地理学評論, 37卷, 477-487.
- 町田 洋 (1975) 烧岳・浦川における土石流調査関係資料集. 建設省松本砂防工事事務所, 272p.
- Marui, H. and Sato, O. (1995) Geotechnical and geochemical study on the debris flows in the Urakawa River basin. *Proc. XX IUFRO World Congress, Finland*, 1995, 1-12.
- 丸井英明・佐藤 修・渡部直喜・堀田伸之 (1996) 浦川流域における大規模崩壊と土石流に関する研究 (I) - 崩壊堆積物並びに土石流堆積物の土質特性について-. 新潟大学災害研年報, 18号, 43-70.
- 三浦 清 (1973) 深成岩類の風化に関する研究, 第一報. 応用地質, 14卷3号, 1-16.
- 中村康夫 (1996) 石造文化財の保存 : 3. 岩石の劣化・風化に関する実験的研究. 土と基礎 (地盤工学会誌), 44卷10号, 55-60.
- Nesbitt, H. W. and Young, G. M. (1982) Early proterozoic climates and plate motions inferred from major element chemistry of lutites. *Nature*, Vol.299, 715-717.
- 大見美智人・本田彰義・井上正康・吉田幸信 (1975) 風化安山岩の化学的・物理的性質の関係について. 応用地質, 16卷4号, 1-9.
- Parker, A. (1970) An index of weathering for silicate rocks. *Geol. Mag.*, vol.107, 501-504.
- Reiche P. (1943) Graphic representation of chemical weathering. *J. Sed. Petrol.*, Vol.13, No.2, 58-68.
- Ruxton, B. P. (1968) Measures of the degree of chemical weathering of rocks. *J. Geol.*, Vol.76, 518-527.
- 櫛山雅則 (1980) 白馬大池火山の地質. 地質学雑誌, 86卷, 265-275.
- 相樂 渉 (1997MS) 浦川における水質と岩石の風化. 新潟大学修士論文, 110p.
- Sato,O., Aoki,S. and Marui,H. (1991) Effect of ground water in initiation of debris flows in Urakawa River basin. *Proc. Japan-U.S. Workshop of Snow Avalanche, landslide, Debris flow Prediction and Control*, 453-462.
- Short N. M. (1961) Geotechnical variations in four residual soils. *J. Geol.*, Vol.69, 534-571.
- 高橋俊郎・周藤賢治 (1997) 蛍光X線分析装置RIX3000による、珪酸塩岩石中の主成分元素および微量元素の定量分析. 理学電機ジャーナル, 28, 25-37.
- Vogel,D.E. (1975) Precambrian weathering in acid metavolcanic rocks from the Superior Province Vill-ebon Township, South-Central Quebec. *Can. J. Earth. Sci.*, Vol.12, 2080-2085.
- 横山又次郎 (1912) 長野県下南小谷村山崩視察報告. 地学雑誌, 24卷, 608-620.