噴出物中の熱水変質鉱物の特徴：十勝岳火山噴出物の例

Characteristics of hydrothermally altered minerals in volcanic products at Tokachidake volcano, central Hokkaido, Japan

Abstract

井村 匠* 大場 司** 中川光弘***

Takumi Imura, Tsukasa Ohba** and Mitsuhiro Nakagawa****

2017年9月7日受付.

2018年11月6日受理.

* 秋田大学大学院国際資源学研究科資源学専攻
Department of Geosciences, Geotechnology,
and Materials Engineering For Resources,
Graduate School of Earth Resource Sciences,
Akita University, 1-1 Tegatagakuen-machi,
Akita 010-8502, Japan

** 秋田大学大学院国際資源学研究科資源地球科学
専攻
Department of Earth Resource Science,
Graduate School of International Resource
Sciences, Akita University, 1-1 Tegatagakuen-
machi, Akita 010-8502, Japan

*** 北海道大学大学院理学研究院地球惑星科学部門
Department of Earth and Planetary Sciences,
Graduate School of Science, Hokkaido Uni-
versity, Kita 10 Nishi 8, Kita-ku, Sapporo
060-0810, Japan

Corresponding author: T. Imura,
d6517101@s.akita-u.ac.jp

Volcanic products from Tokachidake volcano were observed mineralogically and petrographically, focusing on hydrothermal alteration of ash particles to interpret the pre-eruptive interaction between magma and the subvolcanic hydrothermal fluid. The 4.7 ka Ground Crater pyroclastic flow deposit, the 3.3 ka Ground Crater pyroclastic flow deposits, and the 1926 AD lahar deposits were examined. Each sample consists of ash grains undertaken alteration in various degrees from unaltered to intensely altered. Based on mineral assemblage, the alteration of ash is classified into three types: silica type (silica mineral alone), alunite type (silica mineral-alunite $\pm$ kaolin), and kaolin type (silica mineral-kaolin). Most ash grains in the 4.7 ka and 1926 AD products belong to either of silica and alunite types. The 3.3 ka products are rich in kaolin-type ash and exhibit a stratigraphic variation in the proportion of unaltered ash: unaltered ash increases with the stratigraphy. All the alteration observed in the ash imply acid hydrothermal alteration, regardless of degrees of alteration. The weakly altered ash grains consist of unaltered volcanic rock and acid alteration parts, indicating that an acid hydrothermal fluid-rock interaction at open-fluid flow system formed their altered rock texture. It shows the reaction process proceeding during discharging the reactant fluid from the inside of the rock. These features reflect an unstable process of a short-lived subvolcanic hydrothermal system accompanying with a magma intrusion to the shallow portion and also with the reaction between the rock and acidic fluid that passed through the rocks.

Keywords: subvolcanic hydrothermal system, hydrothermal alteration, hydrothermally altered mineral

はじめに

水蒸気噴火やマグマ水蒸気噴火の噴出物は熱水変質物に富むことが多く、それは火山体直下の熱水系に由来する可能性がある。沈み込み帯の火山では、山体の内部に熱水系が発達することが知られている。この熱水による変質作用によって生じた変質岩が、火山噴出物に含まれる熱水変質物の起源であるとされている(小坂・平林, 1981; 小坂, 1982; Hedenquist and Henley, 1985; 田口ほか, 1996; Browne and Lawless, 2001; 小坂, 2003; Ohba and Kitade, 2005; Ohba et al., 2007; John et al., 2008; 宮城ほか, 2010; 大場, 2011; Minami et al., 2016)。近年、噴出物中の変質物と火山体内部の変質分帯を比較し、噴出物の起原を推定する試みが行われている(Ohba and Kitade, 2005; Minami et al., 2016)。Ohba and Kitade(2005)は東北地方の8火山の火山灰試料について変質鉱物組み合わせを決定し、パイロフィライトを含む火山灰粒子については、火山体内の深部変質帯と対比で

きることを示している。Minami et al.(2016)は、御嶽火山2014年水蒸気噴火噴出物について、火山灰粒子ごとに鉱物組み合わせを決定し、斑岩銅鉱床の研究を基に提唱されていた成層火山内部の変質帯のモデル(Sillitoe, 2010)と対比することにより、噴出物の起源深度を推定している。これらの研究成果は、火山体内部に熱水の空間分布に対応して累帯配列した変質帯が存在することを示唆しており、それは斑岩銅鉱床システムに類似したものであると考えられる。

一方、山体浅部へのマグマ貫入によりマグマ噴火が頻発するような火山では斑岩銅鉱床システムに類似した変質帯の累帯配列は発達しない可能性がある(大場, 2011)。なぜならば、そのような火山の熱水系の物理・化学条件は噴火時のマグマ貫入が起こる度に変化するため、熱的および化学的に安定ではないからである。これに伴い、マグマ貫入以前に形成されていた熱水変質帯の空間分布は大幅に改変され得る。マグマ貫入が熱水系および熱水変質帯に与える影響について、大場(2011)は以下のように考察している。(1)山体内部へマ

グマが貫入するたびに新鮮な岩石からなる岩体が山体内部に形成され、その場所からは変質岩が消滅する。(2)熱水の化学組成は静穏時とマグマ貫入時とは異なる可能性が高い。マグマ貫入時には、高温火山ガス成分が大きく貢献するのに対し、静穏時は天水の影響が大きいと考えられる。(3)マグマ貫入時には山体内部の熱的状态が大きく変化し、熱水系もそれに対応して変化する。したがって、マグマ噴火の頻度高い火山における噴出物の岩石学・鉱物学的特徴は(1)~(3)の影響を反映したものであり、累帯熱水変質帯が発達する火山とは本質的に異なる可能性が高い。そのような火山に対しては累帯変質帯と火山噴出物を対比するという方法を採用するよりも、噴出物に保持されている変質の過程をより詳細に検討すべきであろう。そのためには変質鉱物組み合わせの検討だけではなく、顕微鏡での岩石組織観察が効果的であると考えられる。

本研究では、浅部へのマグマ貫入ならびにマグマ噴火が頻発する火山を対象とし、噴出物中の熱水変質物の岩石学的特徴から熱水系の情報を探る。我々は十勝岳火山をそのような火山の例と考え、調査対象とした。十勝岳火山では温泉湧出、活発な噴気といった地熱兆候が認められ、熱水変質物を多く放出する噴火(例えば、1926年噴火)も発生している(NEDO, 1990; 上澤, 2008; Uesawa, 2014; Takahashi et al., 2015 など)。そのため山体内部に熱水系が発達する火山であるといえる。一方、20世紀だけでも3回のマグマ噴火が発生していることから(1926年, 1962年, 1988–89年)、マグマ貫入頻度が高い火山でもある。20世紀に生じたマグマ噴火の際には、赤外放射温度計および赤外熱映像装置による火口内の地表表面温度(最高値)が数年間で100°Cから500°Cまで大きな変化を示した[URL1]。これは過去25年間、サーミスタ温度計による火口内(王滝頂上火口付近噴気地帯)の地表表面最高温度が50~150°Cの間で推移している御嶽山とは対照的である[URL2]。本研究では、十勝岳火山噴出物中の熱水変質物について、組織観察を含む岩石・鉱物学的分析を行い、その意義を考察する。そのため、熱水変質物を多く含む噴出物である4.7 ka, 3.3 ka, 西暦1926年の噴出物を対象とする。

地 質 背 景

1. 十勝岳火山の地質概要

十勝岳火山は北海道中央高地の大雪—十勝火山列南西端に位置する玄武岩—安山岩質火山である(勝井・高橋, 1960; 高橋, 1960)。基盤は、鮮新世—前期更新世の火山岩類からなる(勝井ほか, 1963; 石塚ほか, 2010)。本火山はおおよそ100万年前に活動を開始し、その活動は古期(100~50万年前)、中期(30~約6万年前)、新期(数万年以降)の3つに区分される(石塚ほか, 2010)。このうち新期は、新期1(数万~1万年前)と新期2(1万年以降)に細分される。いずれも玄武岩—安山岩質溶岩および火砕物を主体とするが(藤原ほか, 2007, 2009; 石塚ほか, 2010)、新期2では変質物を多く伴う噴出物が認められる(Fig. 1a)。その代表的なものは4.7 kaと3.3 kaのグラウンド火口(Fig. 2)火砕流堆積物および

1926年ラハール堆積物である(藤原ほか, 2007, 2009; 上澤, 2008; Uesawa, 2014)。以下では、これらについて簡単に記載する。

2. 4.7 ka および 3.3 ka のグラウンド火口火砕流堆積物

藤原ほか(2007, 2009)はグラウンド火口で4.7 kaと3.3 kaに生じた火砕流噴火堆積物を次のように記載している(Figs. 1a, 1c)。4.7 kaに生じたグラウンド火口火砕流堆積物0(Gfl-0)は黄褐色~黄白色の塊状不淘汰な火砕堆積物であり、ラハール堆積物A2を被覆し、白金泥流堆積物に覆われる。本質物質は軽石とスコリアであり、基質部の約50 vol. %を異質岩片が占める。

3.3 kaのグラウンド火口火砕流堆積物は、白金泥流堆積物を被覆し、グラウンド火口火砕流堆積物1(Gfl-1)とグラウンド火口火砕流堆積物2(Gfl-2)に細分される。Gfl-1, Gfl-2ともにスコリア流堆積物であるが、Gfl-1は軽石も含む。Gfl-1は単一ユニットであるが、Gfl-2は複数のフローユニットからなる。全体に異質岩片を含むが、Gfl-1とGfl-2では含有量に差があり、Gfl-1が約80 wt%含むのに対してGfl-2では40 wt%以下である。また、本質物質にも違いがあり、Gfl-1はスコリアのほか軽石や縞状軽石を多く含むが、Gfl-2では軽石はまれである。基質の色調にも相違があり、Gfl-1は茶褐~黄褐色、Gfl-2は黒色である。

3. 1926年ラハール堆積物

1926年、中央火口(Fig. 2)にてラハールを伴う噴火が発生した(Fig. 1a)。このラハールは大正泥流の名称で知られ、甚大な人的被害をもたらした融雪型ラハールとして国内では有名である(多田・津屋, 1927)。この1926年ラハール堆積物は、北西斜面にて中央火口丘溶岩を覆い、火山岩塊・火山礫と変質した火山灰基質からなる極めて淘汰の悪い層相を示す(勝井ほか, 1963; 石川ほか, 1971)。上澤(2008)、Uesawa(2014)は本堆積物を細分し、下位より淡灰~青灰白色の岩屑なだれ堆積物Unit A、紫灰色~青灰色の熱水サージ堆積物Unit B、黄褐色の岩屑なだれ堆積物Unit Cとした(Fig. 1b)。堆積物中には熱水変質した茶褐色から白色の角礫を含み、白色珪化岩片も認められる(上澤, 2008)。多田・津屋(1927)、伊藤ほか(2004)は火口丘の崩壊に伴う高温岩屑なだれによる融雪がラハールの発生原因と考えたが、上澤(2008)、Uesawa(2014)では熱水系に由来する熱水サージの関与が指摘されている。それによると熱水および変質岩の放出による熱水サージの堆積層がUnit Bであり、下流側のラハールは、この熱水サージが流路上の雪を融かしながらUnit Aと混合したものである。

試 料 採 取

対象とする堆積物Gfl-0, Gfl-1, Gfl-2, および1926年噴出物の全ユニットが露出する十勝岳北西斜面にて、既往研究の地質記載と層序区分(藤原ほか, 2009; 藤原ほか, 2007; 上澤, 2008; Uesawa, 2014)に基づき、それぞれの分析用試料を採取した(Fig. 2, Table 1)。試料採取したユニットはいずれも火山灰を基質とする淘汰の悪い火山碎屑性堆積物である。採取の際には各露頭に露出する各層準から、約2 cm以

Fig. 1. Geological background of Tokachidake volcano. (a): The volcanic history of Tokachidake volcano during Holocene (Ishizuka et al., 2010). (b): The stratigraphy of 1926AD lahar deposit (Uesawa, 2014). (c): The stratigraphy of the 3.3 ka and 4.7 ka Ground Crater pyroclastic flow deposits (Fujiwara, 2009).

Table 1. The list of samples analyzed. Sample IDs are assigned after the geological units and abbreviated.

Sample ID	Eruption Age	Geological unit	Occurrence	Number on Fig. 2(c)	Sample location	
					Lat.	Long.
1926-C	1926 AD	Unit C	debris avalanche deposit	11	43° 25' 56.0" N	142° 39' 40.9" E
1926-B	1926 AD	Unit B	hydrothermal surge deposit	14	43° 25' 57.4" N	142° 39' 57.9" E
1926-A	1926 AD	Unit A	debris avalanche deposit	16	43° 25' 50.0" N	142° 40' 16.9" E
GFL-2U	3.3 ka	Gfl-2 upper	pyroclastic flow deposit	8	43° 26' 15.1" N	142° 39' 23.1" E
GFL-2L	3.3 ka	Gfl-2 lower	pyroclastic flow deposit	2	43° 26' 17.3" N	142° 38' 45.1" E
GFL-1	3.3 ka	Gfl-1	pyroclastic flow deposit	2	43° 26' 17.3" N	142° 38' 45.1" E
GFL-0	4.7 ka	Gfl-0	pyroclastic flow deposit	1	43° 26' 36.9" N	142° 39' 02.2" E

下の粒径からなる基質部を採取した。採取地点において Gfl-2 は二つのフローユニット (Gfl-2 上部, Gfl-2 下部) を認めたので、それぞれから採取し、分析試料とした。Gfl-0 と Gfl-2 上部の試料 (それぞれ GFL-0, GFL-2U) を Fig. 2c の地点 1 および地点 8, Gfl-1 と Gfl-2 下部の試料を地点 2 (GFL-1, GFL-2L), 1926 年ラハール堆積物の Unit A, Unit B, Unit C の試料 (1926-A, 1926-B, 1926-C) をそれ

ぞれ地点 11, 14, 16 より採取した。以下では必要に応じ、噴出年代ごとに 4.7 ka のグラウンド火口火砕流堆積物の試料 (GFL-0) を 4.7 ka-series, 3.3 ka のグラウンド火口火砕流堆積物の試料 (GFL-1, GFL-2L, GFL-2U) を 3.3 ka-series, 1926 年噴出物の試料 (1926-A, 1926-B, 1926-C) を 1926-series と表記する。採取地点付近における各層の産状と柱状図をそれぞれ Figs. 3, 4 に示す。本研究では、各層

Fig. 2. Location of studied area and sampling points. (a): Index map. (b): Map of Tokachidake and surrounding area created by using the 10m-mesh DEM from [URL3]. (c): Sampling and observation points (1-16). The map was created by using the 5m-mesh DEM data from [URL3]. The colored areas are the distributions of the products (Ishizuka et al., 2010); yellow: the 1926AD lahar deposit (Cm), orange: the 330AD lava (Cl), pink: the pyroclastic flow deposits in 3.3 ka and 4.7 ka (Gfl).

につき代表的な 1 試料を下記の手法により詳細に分析した。

分析手法

1. 各種分析

本研究では、局所分析(エネルギー分散型 X 線分光分析装置付属走査型電子顕微鏡 SEM-EDS, 顕微レーザーラマン分光分析)と粉末 X 線回折(XRD)による鉱物同定および個別火山灰粒子の岩石組織観察を行った。XRD は秋田大学国際資源学部設置リガク株式会社製 Multiflex を用い、バルク試料の鉱物同定を行った。本研究の試料は、粒子の集合体である火山砕屑性堆積物であり、かつ多様な変質物からなる。それらの粒子は変質した既存岩石が破碎した岩片であり、様々な深度に由来する可能性がある。したがって、変質物は粒子ごとに異なる起源を持つ可能性が高い。このため、変質岩からなる粒子の変質パターンを把握するために、粒子ごと

の岩石組織観察が必要となる。変質パターンの多様性を網羅するためには可能な限り多数の粒子を観察する必要がある。そこで、岩石学的特徴や構成比には粒径による違いはないものと仮定し、顕微鏡観察に適した火山灰サイズ(粒径 2 mm 以下)の粒子を観察対象とした。また、XRD で同定された鉱物の組み合わせが、個別火山灰粒子の鉱物組み合わせや岩石組織を示しているわけではない。そこで、XRD の同定結果を参照しながら、局所分析により個別火山灰を構成する鉱物の同定および火山灰の岩石組織観察を行った。

鉱物同定に用いた局所分析装置は、秋田大学教育文化学部設置日本電子株式会社製 SEM-EDS (JSM-6610LV および OXFORD 社製 INCA X-act) と秋田大学国際資源学部設置の顕微レーザーラマン分光分析装置(Renishaw 社製 inVia Raman microscope)である。シリカ鉱物のように多形があり、かつ XRD でも複数の多形が同定された鉱物は、SEM-

Fig. 3. Outcrops of the studied deposits of Gfl-0, Gfl-1, Gfl-2 (lower and upper), and 1926AD lahar deposits (Units A to C). Loc.1: Occurrence of the 4.7 and 3.3 ka pyroclastic flow deposits. A lahar deposit (Shirogane lahar deposit: Sm) intercalates between the 4.7 ka deposit (Gfl-0) and the 3.3 ka deposit (Gfl-1). The Gfl-2 upper deposit consists of upper a massive part and a lower surge layer. Loc.2: The 3.3 ka pyroclastic flow deposit. Gfl-2 consists of two units (upper and lower). Loc.12: The 1926 lahar deposit consisting of three units (A, B, and C).

EDS による化学分析値から鉱物同定ができない。その場合は顕微レーザーラマン分光分析装置を用いて鉱物同定した。SEM-EDS 分析では、鉱物同定と同時に反射電子像(BSI)による組織観察を行った。

2. 試料処理

湿式での篩い分けにより、未処理火山灰試料を 250 μm ~ 1 mm (粗粒部) と 250 μm 以下 (細粒部) の分画にそれぞれ分離し、分析用試料を作製した。粗粒部については局所分析用と XRD 分析用試料、細粒部については、XRD 分析用試料を作製した。粗粒部の SEM-EDS 分析用試料は、エポキシ樹脂で充填して研磨片を作製し、カーボン蒸着したものを用いた。SEM-EDS 分析終了後はカーボン蒸着膜を除去し、顕微レーザーラマン分光分析用試料とした。XRD 用試料には、粗粒部、細粒部ともに、瑪瑙乳鉢で粉末にしたものを用いた。粉末試料を XRD 用アルミニウム製サンプルホルダーに充填したものを不定方位試料とし、水簸後にガラス板に塗布したものを定方位試料とした。

3. 測定条件

XRD 測定には Cu 管球を用い、管電圧 30 kV、電流 16 mA の条件で測定した。走査角度 2θ 範囲を $2^\circ \sim 65^\circ$ 、走査速度を 0.25°/分とした。鉱物同定のためのデータ解析にはリガク株式会社製統合粉末 X 線解析ソフトウェア PDXL2 を用いた。この解析には ICDD (The International Centre for Diffraction Data) のデータベースと日本結晶学会無機結晶データベースを用いている。約 10 Å のピークが出現し

た試料については、120°C で 90 分間加熱処理し、雲母鉱物とハロイサイトを区別した。

SEM-EDS 分析ではタングステンフィラメントを用い、高真空モード、分析距離 10 mm、加速電圧 15 kV、試料電流 2.2 nA の条件で分析を行った。また、JEOL 社製 EPMA 用標準試料、既知組成の火山ガラス (XRF 分析値を得ている十勝石黒曜石) と組成既知の造岩鉱物を標準試料とし、主成分元素の定量値を得た。分析時間を 30 秒とし、適宜 Co による定量最適化を行った。

顕微レーザーラマン分光分析の条件は、アルゴンイオンレーザー線源 (RL532150 : Cobolt 社製) 使用、100 倍対物レンズ (DM2500M : Leica 社製)、励起レーザー光源波長 532 nm (グリーンレーザー)、レーザー出力 150 mW、レーザー径 1~3 μm である。露光時間、積算回数はそれぞれ、1 秒、1 回とした。ラマンシフトの補正には、シリコン試料のラマンスペクトルを用い、基準値の 520.5 cm^{-1} より誤差が $\pm 1 \text{ cm}^{-1}$ 以内になるよう調整した。樹脂充填試料にレーザーを照射すると、蛍光ノイズが発生することがある。本研究の試料では、火山灰粒子中の空隙が樹脂で充填されているため蛍光ノイズが発生した。このノイズを軽減するため、径約 10 μm の塊状均質部のみ分析を行った。ラマンスペクトルによる鉱物同定には RRUFF project のデータベース [URL4] を用いた。

4. 局所分析による鉱物同定

SEM-EDS による鉱物同定を次の手順で行った。長石、

Fig. 4. Columnar sections at the sampling points on the north-eastern slope (Loc. 1 to 16 in Fig. 2c).

輝石、カンラン石、黒雲母、普通角閃石、緑泥石、鉄チタン酸化鉱物、ミョウバン石族鉱物、重晶石、燐灰石、黄鉄鉱については分析値のストイキオメトリーと元素含有量の妥当性を基に同定した。Ca 硫酸塩については、XRD バルク鉱物同定結果を基に硬石膏か石膏のいずれかを判断した。なお、EDS の空間分解能に満たない細粒な鉱物を分析すると、隣接鉱物粒子からの X 線が干渉する。また反射電子像で均質にみえても細粒鉱物の集合である場合もあり、そのような部分を分析すると、複数の鉱物粒子からの複合スペクトルが得られる。Si, Al, O の元素のみが検出される場合でも、複数箇所の分析によるスペクトルの変化を評価すれば、細粒シリカ鉱物と Si, Al, O からなる細粒粘土鉱物の混合物であることが判断できる。例えば、カオリン鉱物とシリカ鉱物が細粒な混合物として産する場合、理想の組成 ($\text{Si}/\text{Al}=1$) から大きく離れ ($\text{Si}/\text{Al}>1$)、かつその比は分析点によって変化する。シリカ鉱物およびチタン酸化鉱物に対しては、顕微ラマン分光分析により多形の鉱物種を同定した。

鉱物同定結果

XRD によるバルク鉱物同定結果を Table 2 に、代表的な XRD チャートを Fig. 5 に示す。全ての試料に主要鉱物として含まれる鉱物は、クリストバライト、斜長石、ミョウバ

ン石である。石英、トリディマイト、普通輝石、カオリン族鉱物は、量に違いはあるものの、すべての試料に含まれる。3.3 ka-series と比べて 1926-series と 4.7 ka-series はミョウバン石とクリストバライトの X 線強度が大きく、斜長石の X 線強度が小さい (Figs. 5a, 5c)。石英と輝石類は 3.3 ka-series での X 線強度が大きい (Fig. 5b)。どの試料でもカオリン族鉱物の X 線強度が小さく、その細かい分類 (カオリナイト、ナクライト、ディッカイト) はできない。サニディン、カンラン石、雲母は 3.3 ka-series の試料にのみ含まれる。石膏、硬石膏は 1926-series にのみ認められ、細粒部で石膏が、粗粒部では硬石膏が優勢であることがそれらの X 線強度比から示される。鉄ミョウバン石と黄鉄鉱は 1926-series にわずかに認められる。

SEM-EDS 分析により、シリカ鉱物、黄鉄鉱、燐灰石、磁鉄鉱、チタン磁鉄鉱、チタン鉄鉱、ミョウバン石、硬石膏、鉄ミョウバン石、重晶石、チタン酸化鉱物、斜長石、アルカリ長石、輝石、カンラン石、黒雲母、普通角閃石、緑泥石が同定された。Si/Al 比が分析点によって変動する場合が認められ、これはシリカ鉱物と Si, Al, O からなる鉱物の混合物と考えられる。XRD で同定された鉱物のうち Si, Al, O のみからなる鉱物はカオリン族鉱物のみであることから、シリカ鉱物とカオリン族鉱物の混合物であると判断し

Table 2. Mineral identification by XRD. Abbreviations; F: fine fraction (<250 μm), C: coarse fraction (250 μm -1mm), Qtz: quartz, Crt: cristobalite, Trd: tridymite, Sa: sanidine, Pl: plagioclase, Aug: augite, En: orthopyroxene, Ol: olivine, Mca: mica mineral, Ilm: ilmenite, Rt: rutile or anatase, Kl: kaolin group mineral, Alu: alunite, Gp: gypsum, Anh: anhydrite, Jar: Jarosite, Mag: magnetite and Py: pyrite. The intensities of X-ray peaks in the XRD result are shown by asterisks; ***: intense, **: weak, *: minor, and f: faint.

Sample	Qtz	Crt	Trd	Sa	Pl	Aug	En	Ol	Mca	Mag	Ilm	Rt	Kl	Alu	Gp	Anh	Jar	Py
1926-C	F	**	*		*	*	*						*	**	***	*	**	
	C	*	***	*	f	**	*	f				f	*	**	*	*		
1926-B	F		***	*		*	*						f	**	***	*		
	C	*	***			**	*	*		*		*	*	**		*		*
1926-A	F		***	*		**				*		*	*	***	*	*		f
	C	*	***			**	*	*		*			*	***		f		
GFL-2U	F	**	**	**	**	**	***	**	*	*	*			*				
	C	**	**	**	*	**	***	**	*	*	*		f	*				
GFL-2L	F	**	**	*	*	***	***	*	*	f	*	*	*	*	*			
	C	**	**	*	**	***	**	*	*		*		*	*				
GFL-1	F	**	**	*	*	***	**	**	*	*			*	**				
	C	**	**	*	*	***	**	*	*	f			*	*				
GFL-0	F	*	***	**		*	*						*	***				
	C	**	***	**		**	*				*	*	*	**				

た。顕微ラマン分光分析からは、シリカ鉱物の多形として石英、クリストバライト、トリディマイト、チタン酸化鉱物の多形としてアナタースが同定された。SEM-EDSでシリカ鉱物として同定された鉱物の多くは石英とクリストバライトであり、トリディマイトは少量である。そこで、以降では特に明記しない限り、石英とクリストバライトをまとめてシリカ鉱物と表現する。

火山灰粒子のタイプ分け

1. 変質度の定義

本研究では、「火山灰粒子」とは個々の粒子を、「火山灰」とはその集合を指すものとする。また、火山灰粒子の変質度が多様であるため、未変質、弱変質、および強変質の語を用い、それぞれ次のように定義する。未変質とは火山灰粒子中に変質鉱物を含まない状態とする。変質鉱物を含まないスコリア、軽石、溶岩片、完晶質火成岩片は未変質とみなす。これらは必ずしも新たに貫入したマグマ片(本質物)ではない。次に、火山灰粒子全体が変質鉱物のみから構成され、未変質部を欠く場合は強変質とする。最後に、火山灰粒子中に未変質部と変質部が共存する場合は弱変質しているものとする。未変質部と変質部の量比は多様であるが、量比に関わらず弱変質と見なす。

2. 変質鉱物組み合わせによる火山灰粒子の分類

弱変質および強変質した火山灰粒子は変質鉱物組み合わせにより細分できる。変質した火山灰粒子に含まれる主要変質鉱物はシリカ鉱物(石英、クリストバライト)、ミョウバン石、カオリン鉱物である。主要変質鉱物に着目すると、火山灰粒子中の変質鉱物組み合わせは、シリカ鉱物のみ、シリカ鉱物

+ミョウバン石+カオリン鉱物、シリカ鉱物+カオリン鉱物の三種に大別できる。そこで、これらの鉱物組み合わせに対応する変質タイプをそれぞれシリカタイプ、ミョウバン石タイプ、及びカオリンタイプと命名する。これらのタイプは全てアナタース、鉄チタン酸化鉱物、少量の黄鉄鉱を伴う。

各タイプの火山灰粒子の岩石記載

以上の結果、検討した試料の火山灰粒子は、未変質火山灰粒子と弱～強変質した火山灰粒子に二分され、弱～強変質した火山灰粒子は、シリカタイプ、ミョウバン石タイプ、およびカオリンタイプの3つのタイプに分けられる。以下、未変質火山灰粒子、シリカタイプ変質火山灰粒子、ミョウバン石タイプ火山灰粒子、カオリンタイプ火山灰粒子の岩石記載を行う。

1. 未変質火山灰粒子

未変質な火山灰粒子は、半晶質斑状組織または完晶質等粒状組織を示す。半晶質斑状組織を示す粒子は発泡度の良いスコリアや軽石と、発泡が悪いもしくは未発泡な溶岩片などである。スコリアや軽石の石基はハイアロオフィティック組織を示す。それらに含まれる斑晶は斜長石(曹灰長石)、普通輝石、直方輝石、チタン磁鉄鉱であり、石基は安山岩～デイサイト質火山ガラスと少量の斜長石、普通輝石からなり、チタン磁鉄鉱、直方輝石、カンラン石を含むこともある。溶岩片からなる火山灰粒子の石基はインターサタル組織、ハイアロオフィティック組織あるいはハイアロピリティック組織を示す。斑晶は斜長石、普通輝石、直方輝石、カンラン石、チタン磁鉄鉱、石基はデイサイト～流紋岩質火山ガラス、斜長石、普通輝石、直方輝石、ピジョン輝石、普通角閃石、チ

(a): 1926-A **(b): GFL-1** **(c): GFL-0**

Fig. 5. Representative chart of XRD measurements for bulk ash samples (a fraction < 250 μm). Abbreviations are similar to Table 2.

タン磁鉄鉱からなる。完晶質等粒状組織を示す火山灰粒子は、数 10 μm の鉱物結晶からなる岩石片である。完晶質等粒状組織を示す火山灰粒子中の主要な鉱物は普通角閃石、石英、斜長石、アノソクレーヌ、サニディン、チタン磁鉄鉱、チタン鉄鉱である。まれに黒雲母を含むことがある。

2. シリカタイプ変質火山灰粒子

本タイプに属する火山灰粒子は、変質部の大部分がシリカ鉱物からなることが特徴的である。シリカ鉱物は塊状均質あるいは細粒結晶の集合体として産する。鉄チタン酸化鉱物、アナタース、黄鉄鉱が変質部に脈状及び鉱染状に含まれる。これらは塊状均質シリカ鉱物中の空隙を部分的に充填している。その空隙中にはまれに硬石膏が産する。変質部の組織は変質の程度により異なる。

強変質したこのタイプの火山灰粒子は、溶脱組織を示し塊

状均質なシリカ鉱物からなるものと、交代組織を示すものに大別できる。前者は、塊状均質なシリカ鉱物が全体を占め、その中に空隙を伴う。この空隙は溶脱珪化により形成したと判断され、数 10 μm の柱状、脈状、不定形を呈する (Fig. 6a)。後者は、もとの火山岩の斑状組織を構成していた斑晶・石基鉱物が仮像として残されており、この仮像はすべてシリカ鉱物からなる (Fig. 6b)。仮像中のシリカ鉱物は、塊状均質または細粒結晶集合体である。

弱変質した火山灰粒子のうち、変質部が優勢な粒子では変質部分は溶脱組織を示し、塊状均質シリカ鉱物中に空隙が散在する。これは強変質した火山灰粒子のうちの塊状均質シリカ鉱物からなる組織と同様である。残存鉱物として未変質の斜長石や輝石を伴う。未変質部が優勢な火山灰粒子では、火山岩の斑状組織の一部が細粒シリカ鉱物の集合体に交代され

Fig. 6. Representative backscattered electron images of silica type ash grains with analyzed grain names referred from Table 1. (a) 1926-A-004: a massive silica containing abundant vugs. This texture develops in scale of 100 nm to several 10 µm. (b) GFL-0-006: silica pseudomorphs of phenocryst and groundmass crystals. (c) 1926-A-006: unaltered phenocrysts penetrated by alteration minerals veins. (d) GFL-2U-013: Partly altered porphyritic rock, remaining primary phenocryst minerals and glass-bearing groundmass.

ている。この変質部分は、斜長石や輝石の斑晶中に脈状もしくは鉱染状に産する (Fig. 6c)。この他には輝石斑晶中のガラス包有物を交代しているものも認められる。細粒シリカ鉱物からなる変質部は斑状組織を構成している斑晶・石基鉱物と粒間ガラスを部分的に交代することもある。この場合、火山灰粒子の外縁部には変質部が卓越するが、粒子内部では未変質部が優勢となる (Fig. 6d)。

3. ミョウバン石タイプ変質火山灰粒子

このタイプに属する火山灰粒子は、空隙を鉱物の集合体が埋める充填組織が特徴的である。この集合体はミョウバン石のみからなる場合もあるが、他の鉱物との混合物のこともあり、その組み合わせはシリカ鉱物+ミョウバン石、またはシリカ鉱物+ミョウバン石+カオリン鉱物である。変質の程度により異なる種類の空隙が充填されている。たとえば強変質した火山灰粒子では塊状均質シリカ鉱物中の空隙 (溶脱孔) が充填されている。一方、弱変質した火山灰粒子では初生鉱物中のへき開や裂開、新鮮な石基粒間ガラス内に発達した亀裂や、スコリアの気泡が充填されている。強変質した火山灰粒

子の中には充填組織だけではなく交代組織も認められ、細粒鉱物の集合体が火山岩組織を残したまま交代している。この場合、シリカ鉱物+ミョウバン石+カオリン鉱物の組み合わせが一般的であるが、シリカ鉱物+カオリン鉱物の組み合わせも認められる。組織に関わらず鉱染状または脈状のアナタース、黄鉄鉱、鉄チタン酸化鉱物を伴い、まれに鉄ミョウバン石や重晶石を含む。

本タイプの強変質した火山灰粒子で最も多いのは、塊状均質シリカ鉱物中の空隙を細粒ミョウバン石結晶集合物が充填するものである (Fig. 7a)。ミョウバン石の他形単結晶が空隙を充填することもある。空隙を充填しているのがミョウバン石とシリカ鉱物の混合物の場合、その結晶は細粒なものの (Fig. 7b) から粗粒なもの (Fig. 7c) までである。これらの火山灰粒子は、粒子全体もしくはその大部分が充填組織を示すものである (Figs. 7b, 7c)。このことは、ミョウバン石などが沈殿した元の空隙よりも火山灰粒子のサイズが小さいために、火山灰粒子全体が充填部の内部に由来することを示している。また、これらの粒子の中にはコロフォーム状シリカを

Fig. 7. Representative backscattered electron images of alunite type ash grains with analyzed grain names referred from Table 1. (a) GFL-2L-009: Vugs in massive silica, partly filled with fine-grained crystals of alunite and silica. (b) GFL-1-24: An ash grain composed of fine-grained crystals (<10 μm) of silica mineral, alunite and kaolin mineral. (c) GFL-0-004: An aggregate of alunite crystals filling the vugs in massive silica. The alunite aggregates consist of fine-needle shaped crystal (<10 μm) and coarse-massive crystal (several 10 μm). (d) 1926-A-001: Pseudomorphs of phenocryst crystals replaced by silica and kaolin minerals. The matrix part consists of crystals of silica and alunite. (e) 1926-A-002: Unaltered phenocrysts penetrated by veins composed of silica mineral, alunite, and kaolin mineral. (f) GFL-1-014: Fine-grained crystals of silica and alunite filling the bubbles in scoriaceous ash grain.

Fig. 8. Representative backscattered electron images of kaolin type ash grains with analyzed grain names referred from Table 1. (a) GFL-1-022: An ash grain consisting of fine-grained crystals of silica and kaolin. (b) GFL-1-013: Colloform texture consisting of layered silica and kaolin mineral, developed in the weakly altered ash grain. (c) GFL-1-042: Partly altered holocrystalline equigranular rock. Altered part consists of silica and kaolin mineral. (d) GFL-1-032: An ash grain mostly composed of unaltered volcanic rock. Silica and kaolin replace glassy groundmass partly.

伴うものもある。交代組織を示す火山灰粒子では、斑状組織の形状のみが残存し、斑晶や石基鉱物の仮象が特徴的に認められる。この場合、石基・斑晶の仮象はともにシリカ鉱物、ミョウバン石、カオリン鉱物の細粒鉱物集合体からなることが多いが、斑晶の仮象のみシリカ鉱物とカオリン鉱物の組み合わせも認められる (Fig. 7d)。

弱変質した火山灰粒子では、変質部の占める面積によって変質鉱物の産状が異なる。変質部が優勢な火山灰粒子の多くは、変質部がシリカ鉱物、ミョウバン石、およびカオリン鉱物の微細結晶集合体からなり、残存する初生鉱物のへき開や裂開、石基の粒間ガラス中の亀裂を埋めている (Fig. 7e)。一方、変質部が塊状均質シリカ鉱物からなる火山灰粒子も一部あり、その空隙はシリカ鉱物+ミョウバン石+カオリン鉱物の細粒結晶集合体により充填されている。この産状は強変質した火山灰粒子でも認められる。未変質部が優勢な火山灰粒子の変質部は充填組織を示すことが多いが、空隙は完全に充填されていない。スコリア中の気泡の一部をシリカ鉱物、ミョウバン石、カオリン鉱物の微細結晶集合体が充填するが、周囲の火山岩部分は未変質である (Fig. 7f)。

4. カオリンタイプ変質火山灰粒子

このタイプの火山灰粒子は、ミョウバン石を欠き、シリカ鉱物+カオリン鉱物の組み合わせの変質部を伴うことが特徴的である。この変質部の産状は変質の程度により異なる。脈状のアナタースおよび鉄チタン酸化鉱物を伴い、ごくまれに緑泥石が産する。このタイプにのみ、完晶質等粒状組織の火成岩由来の火山灰粒子が存在する。

強変質した火山灰粒子、弱変質した火山灰粒子ともに、塊状〜コロフォーム状のものと仮像組織を示すものがある。塊状の火山灰粒子は、粒子全体がシリカ鉱物とカオリン鉱物の微細結晶集合体からなる (Fig. 8a)。コロフォーム組織を示すものでは、シリカ鉱物とカオリン鉱物が層状に重なる。これらの組織を示す弱変質した火山灰粒子もあるが、いずれも変質部が優勢であり、未変質部は輝石や斜長石の残晶である (Fig. 8b)。仮像組織を示すものでは、シリカ鉱物とカオリン鉱物の集合体が原岩火成岩の等粒状もしくは斑状組織を残したまま交代している。この原岩は弱変質した火山灰の未変質部に残存しており、未変質な火山灰として産するものと同一である。それぞれ完晶質等粒状組織の火山灰粒子、火山岩

Fig. 9. Relative abundances of altered to unaltered ash grains. The proportion is estimated by counting numbers of the ash grain types under the views of SEM-EDS.

片からなる火山灰粒子にあたる。弱変質した火山灰粒子のうち、完晶質等粒状組織の岩石を交代しているものは、初生鉱物結晶あるいはその結晶集合体を部分的に交代しているものが多い (Fig. 8c)。また、変質鉱物からなる脈が未変質部に発達することもある。火山岩片からなる火山灰粒子では、溶岩片中の石基ガラスが部分的に変質しているものも多く、その場合は火山灰粒子の外部だけが変質している (Fig. 8d)。溶岩片からなるものの他には、スコリアの気泡内部や表面に変質鉱物が付着していることもまれにある。この特徴はミョウバン石タイプでみられたもの (Fig. 7f) に類似している。

5. 火山灰粒子の構成：ユニットによる差

各ユニットの試料中に含まれる火山灰粒子に対して上記のタイプ分類を行い、それらが含まれる割合を求めた (Fig. 9)。割合は、試料ごとに 21～63 個の火山灰粒子をランダムに選出し、含まれる各タイプ火山灰粒子数を決定し求めた。

いずれの試料も変質した火山灰粒子を含み、その多くは弱変質である。シリカタイプおよびミョウバン石タイプ変質火山灰粒子は全試料に含まれる。4.7 ka-series と 1926-series には未変質な火山灰粒子が少なく、シリカタイプおよびミョウバン石タイプ変質火山灰粒子が多く含まれる。ただし、4.7 ka-series はミョウバン石タイプ変質火山灰粒子が支配的である一方、1926-series はミョウバン石タイプに加えてシリカタイプに属する火山灰粒子の割合が大きい。4.7 ka-series および 1926-series と比較して、3.3 ka-series は未変質火山灰粒子が占める割合が大きく、カオリンタイプ変質火山灰粒子を含むことが特徴的である。含まれる各タイプ火山灰粒子の割合はユニット間で若干の差異がある。Gfl-1 の試料 (GFL-1) および Gfl-2 下部の試料 (GFL-2L) はカオリンタイプに属する弱～強変質した火山灰粒子に富むが、Gfl-2 上部の試料 (GFL-2U) では未変質火山灰粒子が支配的

である。Gfl-2 の試料 (GFL-2L と GFL-2U) に含まれる未変質な火山灰粒子は火山岩 (スコリアおよび溶岩) および完晶質等粒状火成岩に由来するものである。一方、GFL-1 には未変質火山灰粒子として火山岩 (スコリアおよび溶岩) に由来したもののみが含まれる。

議論

1. 変質鉱物組み合わせと組織からみた熱水の化学的条件

全ての噴出物において、シリカ鉱物、ミョウバン石、カオリン鉱物が変質火山灰粒子の主要変質鉱物である。これらの鉱物は珪化変質や高度粘土化変質に特徴的であり、酸性流体による変質作用を示している (Hayashi 1973; 小坂・平林, 1981; 小坂, 1982, 2003; Hedenquist et al., 2000; Sillitoe, 2010)。したがって、観察した火山灰粒子の多くは酸性変質帯に由来すると考えられる。火山灰粒子中には、溶脱組織 (例えば, Fig. 6a)、仮像組織 (例えば, Figs. 6b, 7d)、充填組織 (例えば, Figs. 7a, 7c, 7f) などの特徴的な組織も認められる。溶脱組織はシリカ鉱物中に発達する不定形～柱状の空隙で特徴づけられ、アナタースを伴う。シリカ鉱物からなる仮像も普遍的に認められる (Fig. 6b)。一般に酸性変質では岩石中の陽イオンの多くが溶脱し、溶脱しにくい Si と Ti がシリカ鉱物やチタン酸化鉱物として残る (野上・吉田, 1993; Nogami and Yoshida, 1995; 木川田ほか, 2000)。交代鉱物が初生鉱物の仮像を形成することも知られている (Stoffregen, 1987; Hedenquist et al., 2000)。したがって、これらの特徴は従来知られている溶脱珪化岩の特徴と一致する。そのため、酸性流体が変質に関与したことが同様に強く示唆される。

シリカタイプに特徴的に認められた溶脱痕や仮像 (Figs. 6a, 6b) は、ミョウバン石タイプおよびカオリンタイプ変質

火山灰粒子にも認められる。特に、ミョウバン石タイプでは、ミョウバン石結晶(微小結晶集合体または他形単結晶)が溶脱痕を充填している。これは溶脱珪化の後に空隙を硫酸酸性熱水が流通した際、ミョウバン石が沈殿して充填組織を形成したものである。このことから、シリカタイプとミョウバン石タイプは、一連の酸性変質作用で連続的に生成したものと考えられる。カオリンタイプについても溶脱珪化とともに生じたものである可能性が高いが、ミョウバン石タイプとの連続性は不明である。

また、火山灰粒子中にはコロフォーム組織も認められた(Fig. 8b)。酸性変質帯で観察される珪化岩中のコロフォーム組織は、溶液の冷却もしくは溶液沸騰に伴い、過飽和な熱水流体からのコロイド状～準コロイド状シリカの沈殿により形成されることが知られている(例えば、Fournier, 1985; Dong et al., 1995)。このため、コロフォーム組織は熱水流体からの鉱物の沈殿により形成するものと考えられている。本研究で観察されたコロフォーム組織は主にカオリンタイプ変質した火山灰粒子中のシリカ鉱物とカオリン族鉱物が積層したものである。このような組織は、岩石から溶脱した Si や Al に富んだ酸性流体から、シリカ鉱物とカオリン族鉱物がお互いに安定な条件を繰り返しながら交互に沈殿したものと考えられる。

次に、変質に関与した酸性流体の化学的性質について考察する。火山における酸性熱水の形成には、地下水と火山ガスの混合が大きな役割を果たす(Giggenbach, 1997)。それによると火山ガス中の二硫化硫黄と塩化水素はそれぞれ加水反応により、強酸である硫酸や塩酸をつくり、これにより硫酸-塩酸酸性熱水を形成する。この熱水は気液分離や硫酸塩鉱物の沈殿によって分化し、気相卓越部からは硫酸イオンが濃集した硫酸酸性の熱水が生じ、一方で分化した残液は塩酸酸性に変化する(Giggenbach, 1997)。本研究で観察されたミョウバン石タイプ変質火山灰粒子では、硫酸塩鉱物であるミョウバン石が卓越することから、硫酸-塩酸酸性熱水または硫酸酸性熱水が重要な役割を果たしていると考えられ、一連の変質作用により生じたシリカタイプの変質もそのような熱水による可能性が高い。一方、カオリンタイプ変質火山灰粒子はミョウバン石を欠くことから、他の二つのタイプとは化学的に異なった条件での変質作用に由来すると考えられる。変質に関与した熱水の硫酸イオン濃度は少なくともミョウバン石などの硫酸塩鉱物を晶出するほど高くはなかったと考えられ、組織からは溶脱珪化とともにカオリン鉱物を生じていることが明らかである。これらの点を満たす熱水としては高い溶脱能力を持ちながらも硫酸イオン濃度が低い酸性熱水、すなわち塩酸酸性熱水が妥当と考えられる。また、シリカタイプおよびミョウバン石タイプ変質火山灰粒子に認められた原岩の多くは火山岩(溶岩やスコリア)であるが、カオリンタイプ変質火山灰粒子にはそれらとは異なる原岩(等粒状火成岩)が認められる。このような原岩の差異は各タイプ熱水変質の起源の違いを反映している可能性があるが、本研究では言及しない。

2. 弱変質した火山灰粒子が示す反応時間

本研究で観察した試料は、弱変質した火山灰粒子が支配的であり、火山ガラスが残る粒子もある。そのような火山灰粒子では、亀裂や気泡表面から数 10 μm から 150 μm の深さまで変質し、それより深いところで火山ガラスが残存している(例えば、Figs. 6d, 8d)。このことは熱水と岩石の界面から、最大 150 μm 程度の深度まで熱水変質が進行し、それ以上は反応が進まなかったことを示している。この観察結果は、次の原・土屋(2006)および Hara and Tsuchiya (2009)による岩石の熱水流通実験の結果と完全に一致する。(1)熱水流通系における熱水と岩石の反応は岩石-熱水の固・液界面から岩石内部に向かって進行する。(2)反応が進行する際には、岩石の表面に表面層が形成される。表面層は、流体相が対流する境膜と熱水により元素が溶脱した変質岩石部からなる。この変質岩石部よりも内部では岩石は変質していない。十勝岳の弱変質した火山灰の場合、表面層に相当する変質部分には酸性変質を示す鉱物(シリカ鉱物、ミョウバン石、カオリン鉱物)のみが認められる。この変質部には原・土屋(2006)および Hara and Tsuchiya (2009)が報告している溶脱変質部に加え、酸性流体からの沈殿物(主にミョウバン石)も含まれる。酸性熱水流通系の場合、これらの酸性変質鉱物組み合わせは岩石に対する酸性流体の量が十分に多くなければ安定ではない(Reed, 1997)。したがって、多量の酸性熱水流体が岩石中を通過し岩石と反応しながら流体が排出されるような過程が考えられる。

野上・吉田(1993)によると、数 10 μm の火山岩粉末と酸性溶液を 160°C で反応させると、数日で完全に珪化する。実験条件が限定的であるため、この実験結果を十勝岳の変質作用に直接適用することはできないが、大まかな比較はできる。この実験の試料のサイズと本研究で観察された変質部の厚さは大きく異ならない。また、この実験は比較的低温で行われており、十勝岳火口下の条件よりも低温の可能性が高い。したがって、十勝岳火山では反応に要した時間は同等か、それよりも短い可能性もある。つまり、ごく短期間に多量の酸性熱水が岩石と反応しながら岩石中を通過したと考えれば、弱変質した火山灰粒子の組織は説明できそうである。

3. 十勝岳火山の熱水系

十勝岳火山はマグマ貫入頻度が高く、マグマ噴火が繰り返し発生している(藤原ほか, 2007, 2009; 石塚ほか, 2010 など) [URL1]。また、十勝岳火山では、噴火前後にはマグマ貫入に伴うと考えられる火山性地震・微動回数が増加し、火口内の平均温度が上昇することが多い[URL1]。特に 1989 年マグマ噴火の際には、火口温度が一時的に約 600°C まで上昇し、その後まもなく下降に転じている。1985 年と 2004 年の水蒸気噴火の際にも火口内の平均温度が約 500°C まで上昇し、火山性地震・微動回数の増加が認められた。このことからこれらの水蒸気噴火の際にも地下にマグマが貫入した可能性がある。また、1989 年マグマ噴火直前に吹上温泉の温泉水に、マグマから分離したマグマ水と考えられる NaCl 型の温泉水が注入し、化学組成に明瞭な変化があった(Takahashi et al., 2015)。上記に述べた火口温度上昇や火

山性地震・微動の増加、温泉水の化学組成の変化は、いずれもマグマ貫入時に伴われる地表浅部での変化が表面現象として現れたものと考えられる。

マグマが浅所に貫入すると、マグマから分離した高温の火山ガスが浅所の帯水層に流入し、火山ガス成分が強く影響した熱水系、すなわち酸性で高温の熱水系が浅所に発達する可能性が高い。したがって、今回観察した噴出物中の火山灰に記録されている変質作用は火山ガスが本質的に強く影響した酸性熱水によるものと考えられる。弱変質した火山灰が示す組織からは、それらを形成した岩石—熱水反応が短期間のうちに生じたことが示唆される。このことは、マグマ貫入時に一時的に酸性変質作用が生じたと考え、短期間の火口温度上昇や火山性地震・微動の増加といった観測事実とも整合的である。

4. 十勝岳噴出物と御嶽山 2014 年噴火・秋田焼山 1997 年噴火との比較

変質した火山灰粒子の観察を基に火山直下の熱水系について議論した例として、御嶽山 2014 年水蒸気噴火 (Minami et al., 2016) と秋田焼山 1997 年水蒸気噴火 (Ohba et al., 2007) の報告がある。両者ともに変質した火山灰粒子の特徴が既存の酸性変質帯モデルと岩石学・鉱物学的に類似することから、前者では斑岩銅鉱床地域に発達する変質分帯に対比され、後者では松川地熱地域等の地下に発達する酸性変質帯に対比されている。いずれの事例でも、火山灰粒子の変質鉱物組み合わせは多様であり、異なる変質分帯に由来すると解釈されている。一方、十勝岳火山噴出物の変質火山灰粒子は、主要変質鉱物がシリカ鉱物、ミョウバン石、カオリン鉱物の三種のみであり、その組み合わせも単調である。そのため、斑岩銅鉱床地域や地熱地帯における変質分帯に対比することはできない。

十勝岳火山噴出物は弱変質した火山灰粒子が卓越するという点が特徴的であり、前述の通り、短期的な岩石—流体反応のみを記録している火山灰粒子を主体とする。十勝岳は数十年に一度の頻度でマグマ噴火が発生しており、その際のマグマ貫入によって短時間に大きく熱水の状態が異なっていることが示唆される。

結 論

十勝岳火山の噴出物のうち、熱水変質鉱物を含む 4.7 ka 噴火、3.3 ka 噴火、1926 年噴火噴出物中の個別火山灰粒子について記載岩石学的観察を行ったところ、以下の結論を得た。

1. 分析試料中の火山灰粒子は、未変質、弱変質、強変質と様々な程度に変質している。変質した火山灰粒子はすべて山体内部の酸性変質帯に由来したものである。それらの変質には、主に硫酸酸性および硫酸—塩酸性の熱水が関与した可能性が高い。
2. 弱変質した火山灰粒子の岩石組織は熱水流通系における岩石—酸性流体反応により形成したものである。この反応過程としては、多量の酸性流体が岩石と反応しながら岩石中を通過するようなものであったと考えられる。さ

らに、この反応はごく短期間で終了したものと考えられる。

3. このような短期間の酸性変質作用は、マグマ貫入時に伴って一時的に形成した酸性熱水系により生じたものと考えられる。

謝 辞

本論は 125 周年特集号「水蒸気噴火の地質学的研究の進展」に投稿されたものである。本研究は、第一著者が、秋田大学博士課程教育レアメタル等資源ニューフロンティアリーダー養成プログラムにおける必修課題研究の一環として実施したものである。編集委員である産業技術総合研究所の及川輝樹博士からは本論執筆の機会を頂いた。また、及川輝樹博士および 2 名の匿名の査読者には多くの原稿の不備をご指摘頂いた上、貴重なご助言を多数頂き、本稿は大幅に改善された。秋田大学教育文化学部の林信太郎教授には SEM-EDS の使用に際し、便宜を図って頂いた。九州大学工学研究院地球システム工学部門の今井亮教授 (元秋田大学大学院国際資源学研究科)、秋田大学大学院国際資源学研究科の高橋亮平博士には XRD の使用に際し便宜を図って頂き、分析方法についてご指導頂いた。同研究科の越後拓也准教授には、顕微ラマン分光分析の分析方法についてご指導頂いた。産業技術総合研究所の南裕介博士 (元北海道大学大学院理学院) には地質調査にご同行頂き、本論の内容について深くご議論頂いた。秋田大学大学院国際資源学研究科の星出隆志博士ならびに元秋田大学大学院工学資源学研究科准教授の山元正継博士からは、本論で使用した分析結果について適切かつ建設的なコメントを多数頂いた。環境省北海道東川自然保護官事務所には、本研究地域における土石採取の御許可を頂く際にお世話になった。また、調査滞在中には、吹上温泉白金荘の方々にご協力を頂いた。以上の方々に深く感謝いたします。尚、本研究は、文部科学省科学技術・学術審議会測地学分科会地震火山部会の「災害の軽減に貢献するための地震火山観測研究計画」平成 26 年度実施計画 (4) 火山現象のモデル化：[多項目観測に基づく火山熱水系の構造の時空間変化の把握と異常現象の検知 (課題番号 1003)]、日本学術振興会科学研究費助成金基盤研究 (C) 課題番号 15K01245 および 17K01319 により助成を受けている。

文 献

- Browne, P. R. L. and Lawless, J. V., 2001, Characteristics of hydrothermal eruptions, with examples from New Zealand and elsewhere. *Earth-Sci. Rev.*, **52**, 299–331
- Dong, G., Morrison, G. and Jaireth, S., 1995, Quartz texture in epithermal veins, Queensland-classification, origin and implication. *Econ. Geol.*, **90**, 1841–1856.
- Fournier, R. O., 1985, The behavior of silica in hydrothermal solution. *Rev. Econ. Geol.*, **2**, 45–62.
- 藤原伸也・中川光弘・長谷川撰夫・小松大祐 (Fujiwara, S., Nakagawa, M., Hasegawa, S. and Komatsu, D.), 2007, 北海道中央部、十勝岳火山の最近 3,300 年間の噴火史 (Eruptive history of Tokachi-dake volcano during the last 3,300 years, central Hokaido, Japan). *火山 (Bull. Volcanol. Soc. Japan)*, **55**, 53–64.

- 藤原伸也・石塚吉浩・山崎俊嗣・中川光弘(Fujiwara, S., Ishizuka, Y., Yamazaki, T. and Nakagawa, M.), 2009, 十勝岳北西麓で新たに発見された4,700年前の火砕流堆積物と十勝岳完新世の活動の再検討(Newly found 4.7 ka pyroclastic flow deposit on the Northwestern foot of Tokachi-dake volcano, central Hokkaido, Japan and reexamination of the eruptive activity during holocene). 火山(Bull. Volcanol. Soc. Japan), 6, 253–262.
- Giggenbach, W. F., 1997, The origin and evolution of fluids in magmatic-hydrothermal systems. In Barnes, H. L., ed., Geochemistry of Hydrothermal Ore Deposit 3rd ed. Wiley, 737–796.
- Hayashi, M., 1973, Hydrothermal alteration in the Otake geothermal area, Kyushu. Jour. Japan Geotherm. Energy Assoc., 10, 9–46.
- 原 淳子・土屋範芳(Hara, J. and Tsuchiya, N.), 2006, 熱水流通試験に基づく変質岩石の固-液界面構造の評価(Evaluation on solid-liquid interface structure of altered rock based on hydrothermal flow experiments). 日本地熱学会誌(Jour. Geotherm. Res. Soc. Japan), 28, 1, 95–106.
- Hara, J. and Tsuchiya, N., 2009, Chemical modification of pyroclastic rock by hot water: an experimental investigation of mass transport at the fluid-solid interface. Geofluids, 9, 24–38.
- Hedenquist, J. W. and Henley, R. W., 1985, Hydrothermal eruptions in the Waiotapu geothermal system, New Zealand; their origin, associated breccias, and relation to precious metal mineralization. Econ. Geol., 80, 1640–1668.
- Hedenquist, J. W., Arribas, A. and Gonzalez-Urien, E., 2000, Exploration for epithermal gold deposits. Rev. Econ. Geol., 13, 245–277.
- 石川俊夫・横山 泉・勝井義雄・笠原 稔(Ishikawa, T., Yokoyama, I., Katsui, Y. and Kasahara, M.), 1971, 十勝岳, 火山地質・噴火史・活動の現況及び防災対策(Tokachidake, Geology, Eruptive History, Recent Activity and Countermeasure for Prevention)*. 北海道防災会議(Committee for Prevention of the Natural Disaster of Hokkaido, Sapporo), 136p.
- 石塚吉浩・中川光弘・藤原伸也(Ishizuka, Y., Nakagawa, M. and Fujiwara, S.), 2010, 十勝岳火山地質図. 火山地質図16(3万分の1地質図幅)(Geological Map of Tokachidake Volcano, Scale 1: 30,000 and its Explanatory Text). 産総研地質調査総合センター(Geol. Surv. Japan, AIST).
- 伊藤英之・脇山勘治・吉田真理夫・長山孝彦・原田憲邦・楠木雅弘(Ito, H., Wakiyama, K., Yoshida, M., Nagayama, T., Harada, N. and Kusunoki, M.), 2004, 融雪型火山泥流の発生メカニズム—十勝岳1926年火山泥流の融雪実験によるアプローチ—(Mechanism of snowmelt type mudflow-Experimental approach and interpretation of 1926 mudflow of Tokachidake volcano-). 日本火山学会2014年度秋季大会講演予稿集(Volcanol. Soc. Japan. Meet. 2004, Abstr.), 36.
- John, D. A., Sisson, T. W., Breit, G. N., Rye, R. O. and Valance, J. W., 2008, Characteristics, extent and origin of hydrothermal alteration at Mount Rainier volcano, Cascades Arc, USA: Implications for debris-flow hazards and mineral deposits. Jour. Volcanol. Geotherm. Res., 175, 289–314.
- 勝井義雄・高橋俊正(Katsui, Y. and Takahashi, T.), 1960, 大雪—十勝火山列の熔岩の化学成分(A note on chemical composition of the lavas from Daisetsu-Tokachi volcanic chain). 岩石鉱物鉱床学会誌(Jour. Mineral. Petrol. Econ. Geol.), 44, 142–151.
- 勝井義雄・高橋俊正・土居茂雄(Katsui, Y., Takahashi, T. and Doi, S.), 1963, 5万分の1地質図幅「十勝岳」及び説明書(Explanatory Text of The Geological Map of Japan, scale 1: 50,000, Tokachidake(Kusiro-I)). 北海道開発庁(Geol. Surv. Hokkaido), 47p.
- 木川田喜一・井上敦子・小坂知子・大井隆夫・小坂丈予(Kikawada, Y., Inoue, A., Ossaka, T., Oi, T. and Ossaka, J.), 2000, 草津湯畑で行われた岩石変質実験の結果とその解釈(Rock alteration by Kusatsu-Yubatake hot spring water). 温泉科学(Japan. Soc. Hot Spring Sci.), 49, 186–196.
- Minami, Y., Imura, T., Hayashi, S. and Ohba, T., 2016, Mineralogical study on volcanic ash of the eruption on September 27, 2014 at Ontake volcano, central Japan: correlation with porphyry copper systems. Earth Planets Space, 68: 67, doi: 10.1186/s40623-016-0440-2.
- 宮城磯治・伊藤順一・篠原宏志・鹿児島地方気象台(Miyagi, I., Itoh, J., Shinohara, H. and Kagoshima Observatory, JMA), 2010, 火山灰から見た2008年桜島昭和火口の再活動過程(Revolcano in 2008: evidence from volcanic ash). 火山(Bull. Volcanol. Soc. Japan), 55, 21–39.
- 新エネルギー・産業技術総合開発機構(NEDO), 1990, 火山岩分布・年代調査報告書. 平成元年度全国地熱資源総合調査(第三次)広域熱水流動活動系調査十勝地域(1989AD Nationwide Geothermal Resources Exploration Project(3rd phase), Regional Exploration of Geothermal Fluid Circulation System, Tokachi Region)*, 新エネルギー・産業技術総合開発機構(NEDO), 54–89.
- 野上健治・吉田 稔(Nogami, K. and Yoshida, M.), 1993, 岩石の酸性変質に伴う主要成分の溶脱過程(Leaching process of rock forming components through acidic alteration). 日本化学学会誌(Jour. Chem. Soc. Japan), 3, 251–258.
- Nogami, K. and Yoshida, M., 1995, Leaching rates of rock-forming components through acidic alteration. Jour. Volcanol. Geotherm. Res., 65, 289–314.
- 大場 司(Ohba, T.), 2011, 熱水変質鉱物に富む火山噴出物—火山直下熱水系との関係、噴火機構、繰り返し様式(Hydrothermal mineral-bearing volcanic products: relationships with sub-volcanic hydrothermal systems, and styles and patterns of their formation). 地質雑(Jour. Geol. Soc. Japan), 117, 344–356.
- Ohba, T. and Kitade, Y., 2005, Subvolcanic hydrothermal systems: implication from hydrothermal minerals in hydrovolcanic ash. Jour. Volcanol. Geotherm. Res., 145, 249–262.
- Ohba, T., Taniguchi, H., Miyamoto, T., Hayashi, S. and Hasenaka, T., 2007, Mud plumbing system of an isolated phreatic eruption at Akita Yakeyama volcano, northern Honshu, Jour. Volcanol. Geotherm. Res., 161, 35–46.
- 小坂丈予(Ossaka, J.), 1982, 粘土鉱物による火山活動の解析(Activity of volcanoes and clay minerals). 粘土科学(Jour. Clay Sci. Soc. Japan), 22, 127–137.
- 小坂丈予(Ossaka, J.), 2003, 日本各地の火山噴出物に含有される粘土鉱物と噴火活動様式の考究(Clay minerals contained in volcanic ejecta and their correlation with volcanic activities in Japan). 火山(Bull. Volcanol. Soc. Japan), 48, 43–61.
- 小坂丈予・平林順一(Ossaka, J. and Hirabayashi, J.), 1981, 火山活動に伴う粘土鉱物(Clay minerals in volcanic ejecta). 鉱物学雑誌(Jour. Mineral. Soc. Japan), 15, Special issue, 223–228.
- Sillitoe, R. H., 2010, Porphyry Copper Systems. Econ. Geol., 105, 3–41.
- Stoffregen, R., 1987, Genesis of acid-sulfate alteration and Au-Cu-Ag mineralization at Summitville, Colorado. Econ. Geol., 82, 1575–1591.
- Reed, M. H., 1997, Hydrothermal alteration and its relationship to ore fluid composition. In Barnes, H. L., ed., Geochemistry of Hydrothermal Ore Deposit 3rd ed. Wiley, 303–365.
- 多田文男・津屋弘達(Tada, F. and Tsuya, H.), 1927, 十勝岳の爆発(The eruption of the Tokachidake volcano, Hokkaido, on May 24th, 1926). 地震研究所彙報(Bull. Earthq. Res. Inst. Univ. Tokyo), 2, 49–84.
- 田口幸洋・糸井龍一・甲斐辰治・渡部公一郎・江原幸雄・筒井智樹(Taguchi, S., Itoi, R., Kai, S., Watanabe, K., Ehara, Y. and Tsutsui, T.), 1996, 噴出物からみた1995年九重硫黄山の噴火過程. 文部省科研費突発災害調査研究成果報告書, 1995年10月九重火山の水蒸気爆発の発生機構と火山活動推移の調査・研究(Reports on Mechanism of Phreatic Eruption and Process

- of Volcanic Activity in October, 1995 at Kuju Volcano)*, 75–82.
- Takahashi, R., Shibata, T., Murayama, Y., Ogino, T. and Okazaki, N., 2015, Temporal changes in thermal waters related to volcanic activity of Tokachidake Volcano, Japan: implications for forecasting future eruptions. *Bull. Volcanol.*, **77**, 2–13.
- 高橋俊正 (Takahashi, T.), 1960, 大雪—十勝火山列南西部の地質および岩石 I 十勝火山群の地質および火山構造について (Geology and petrology of the south-western part of the Daisetsu-Tokachi volcanic chain I. Geology of the Tokachi volcanic group and its volcano-tectonic structure). 北海道地質要報 (*Bull. Geol. Comm. Hokkaido*), **39**, 7–18.
- 上澤真平 (Uesawa, S.), 2008, 北海道十勝岳火山 1926 年噴火大正泥流堆積物層序の再検討と古地磁気特性 (Restudy of stratigraphy and paleomagnetic characteristics of Taisho lahar deposit associated with the 1926 eruption on Tokachidake volcano, central Hokkaido, Japan). 火山 (*Bull. Volcanol. Soc. Japan*), **53**, 171–191.
- Uesawa, S., 2014, A study of the Taisho lahar generated by the 1926 eruption of Tokachidake Volcano, central Hokkaido, Japan, and implications for the generation of cohesive lahars. *Jour. Volcanol. Geotherm Res.*, **270**, 23–34.
- [URL1] 札幌管区気象台 (Sapporo District Meteorological Observatory), 2018, 十勝岳の火山活動解説資料 (*Monthly Report for Volcanic Activity of Tokachidake Volcano*)* (平成 30 年 8 月). http://www.data.jma.go.jp/svd/vois/data/tokyo/STOCK/monthly_v-act_doc/sapporo/16m08/108_16m08.pdf. (2018 年 8 月 8 日引用)
- [URL2] 気象庁 (Japan Meteorological Agency), 2014, 平成 26 年 (2014 年) の御嶽火山の火山活動 (*Annual Report for 2014 Volcanic Activity of Ontake Volcano*)*. http://www.data.jma.go.jp/svd/vois/data/tokyo/STOCK/monthly_v-act_doc/tokyo/2014y/312_14y.pdf. (2018 年 8 月 8 日引用)
- [URL3] 国土地理院 (Geographical Information Authority of Japan), 2016, 基盤地図情報ダウンロードサービス (*Download Service of Fundamental Geospatial Data in Japan*)*. <http://fgd.gsi.go.jp/download/demsel.php>. (2016 年 8 月 10 日引用)
- [URL4] RRUFF Project, 2016, Database of Raman spectroscopy, X-ray diffraction and chemistry of minerals. <http://rruff.info>. (2016 年 9 月 8 日引用)

* English translation from the original written in Japanese.

(著者の貢献)

井村 匠 野外調査、分析試料の試料処理、XRD バルク分析、SEM-EDS 分析および顕微ラマン分光分析を行い、研究全体における議論および論文執筆を担当。

大場 司 野外調査における実施指導、XRD バルク分析および SEM-EDS 分析における鉱物同定および岩石記載の指導、研究全体における議論および論文執筆を担当。

中川光弘 野外調査における資料提供および実施指導、研究全体における議論および論文執筆を担当。

(要 旨)

井村 匠・大場 司・中川光弘, 2019, 噴出物中の熱水変質鉱物の特徴: 十勝岳火山噴出物の例. 地質雑, **125**, 203–218. (Imura, T., Ohba, T. and Nakagawa, M., 2019, Characteristics of hydrothermally altered minerals in volcanic products at Tokachidake volcano, central Hokkaido, Japan. *Jour. Geol. Soc. Japan*, **125**, 203–218.)

十勝岳火山噴出物の変質火山灰粒子について岩石学的観察を行った。4.7 ka 噴火、3.3 ka 噴火、1926 年噴火噴出物を対象とした。これらの火山灰粒子は様々な程度に変質し、鉱物組み合わせからシリカタイプ(シリカ鉱物のみ)、ミョウバン石タイプ(シリカ鉱物+ミョウバン石+カオリン鉱物)、カオリンタイプ(シリカ鉱物+カオリン鉱物)に分類される。いずれの鉱物組み合わせも酸性熱水変質を示している。全試料において、酸性変質部と未変質部からなる弱変質した火山灰粒子が卓越する。このような岩石組織は、熱水流通系における酸性熱水-岩石反応により形成したものである。これには多量の熱水が岩石と反応しながら排出されるような反応過程が考えられ、反応時間はごく短期間であった。これらの特徴は、マグマ貫入時に一時的に形成した高温酸性熱水系による非定常プロセスに由来している。以上の点はマグマ貫入頻度が高い十勝岳の火山熱水系の特徴であると考えられる。

科学論文では、学説の検証可能性を保証することが重要です。そのため、地質学雑誌掲載論文には、重要な証拠となった試料がどこで得られたかを示しているものがあります。言うまでもないことですが、見学や採取を行う場合、各自の責任において地権者や関係官庁への連絡と許可の取得が必要であることに注意下さい。詳しくは、以下のサイトをご覧ください。

<http://www.geosociety.jp/publication/content0073.html>

一般社団法人日本地質学会