

## (2) 十和田火山活動以前の第四紀火山活動史について

### はじめに

十和田火山先カルデラ期噴出物の下位には、玄武岩～安山岩溶岩を主体とした古い火山体（爺倉岬火山，十和田山火山，戸来岳火山，十和利山火山など：本報告書では「先十和田火山群」と呼ぶ）が存在する（谷口，1972；Hayakawa, 1985）。これらの火山の活動時期については，これまでに爺倉岬火山から  $0.45 \pm 0.16$  Ma,  $0.62 \pm 0.16$  Ma の K-Ar 年代が報告されているのみであり（佐々木ほか，1998），その詳細は不明なままであった。これらの火山の扱いについては，Hayakawa (1985) は十和田火山とは別の古い火山として区分しているが，谷口 (1972)，井上ほか (1973)，村岡・高倉 (1988)，Hunter and Blake (1995) は一部を十和田火山先カルデラ期に相当するものとしており，研究者間で見解が異なっている。この問題を解決するためには，これらの古い火山と十和田火山先カルデラ期の間長期の火山活動間隙があるのかどうか，それを基に別の火山として区別すべきなのかどうかを検討する必要がある。そこで，昨年度から引き続き，本年度においても，これらの火山体の形成時期を明確にすることを目的として，火山岩の K-Ar 年代測定（2 試料），FT 年代測定（1 試料）及び U-Pb 年代測定（1 試料）を実施した。また，今回得られた放射年代データに加えて，これまでの委託研究により得られたデータ，5 万分の 1 地質図幅「十和田湖」の調査によって得られたデータを合わせて，本地域における第四紀火山活動史を構築したので，ここで報告する。

### 地質概説

5 万分の 1 地質図幅「十和田湖」作成のための地質調査により，十和田火山先カルデラ期噴出物の下位に存在する第四紀火山噴出物として，溶岩・火砕物から成る 11 の主要な地質ユニットと複数枚の大規模火砕流堆積物が認識された（工藤，未公表）。前者は下位より，高山火砕岩・溶岩（新称），宇樽部川火砕岩・溶岩（新称），十和田山溶岩（新称），三ツ岳溶岩（新称），温川沢溶岩（新称），爺倉岬溶岩・火砕岩（Hayakawa, 1985 を再定義），堀切沢溶岩（新称），奥入瀬川火砕岩（宝田・村岡，2004），岩岳溶岩・火砕岩（新称），中滝溶岩（新称），双竜の滝溶岩（新称）からなる。これらの地質ユニットの分布を図 1.2.6 に示す。また，本地域外に給源を持つとみられるデイサイト～流紋岩質の大規模火砕流堆積物としては，下位より，カラ沢火砕流堆積物（新称），黒滝火砕流堆積物（新称），東の沢火砕流堆積物（新称），水無沢火砕流堆積物（新称）が識別されている（工藤，未公表）。

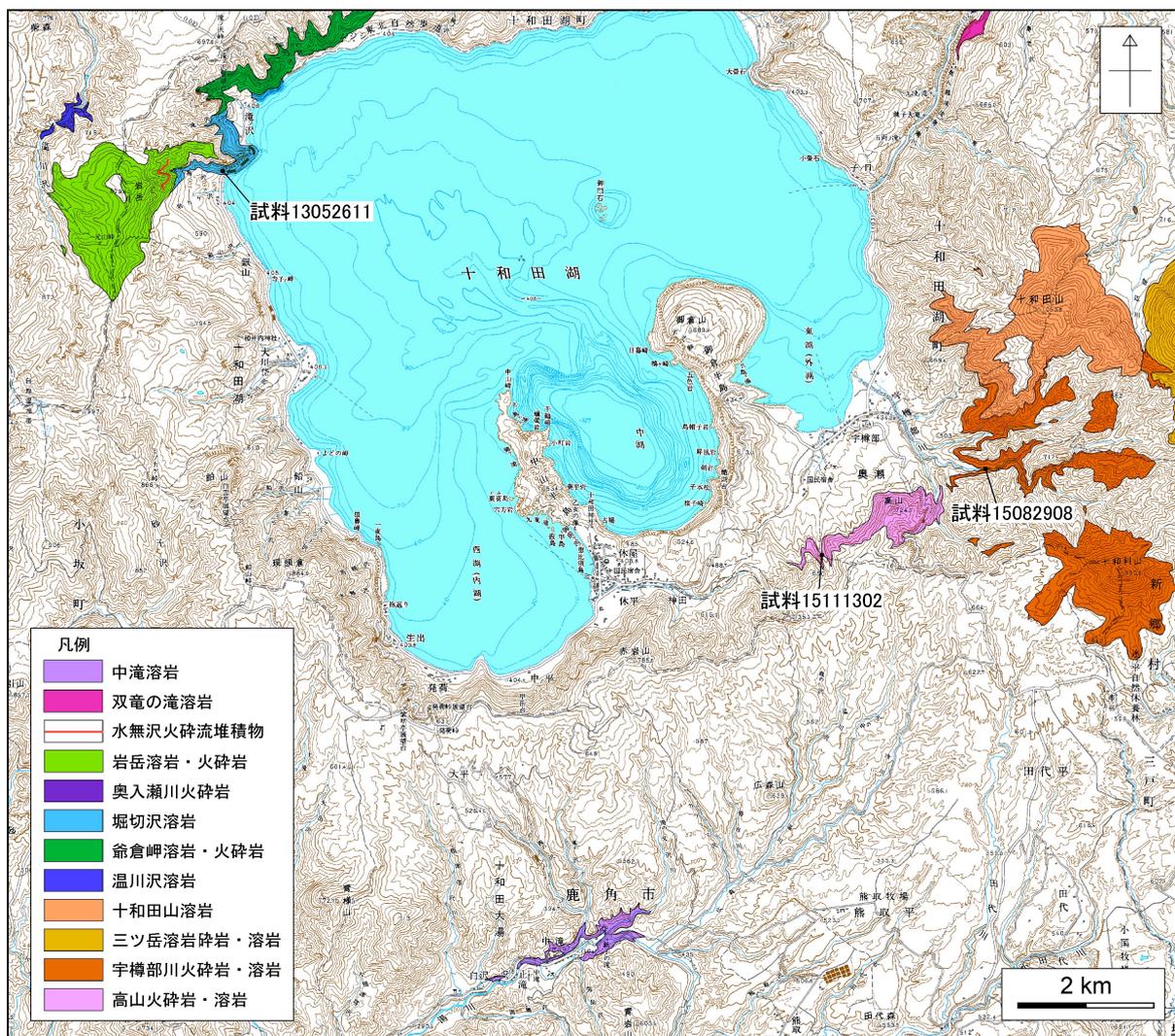


図 1.2.6 十和田火山噴出物よりも古い第四紀火山岩類の分布. 5 万分の 1 地質図幅「十和田湖」の調査結果による. 被覆層と基盤岩は省略. 試料採取地点を示す.

## 放射年代測定

### 分析手法

K-Ar 年代測定は, (株) 蒜山地質年代学研究所に依頼した. 測定対象は石基とし, 分離方法は八木 (2006) に従った. 年代測定方法は, 長尾ほか (1984), 長尾・板谷 (1988), Itaya et al. (1991) に従った. K の定量は分光光度計を用いて炎光分光法により行なった. Ar の定量には  $^{38}\text{Ar}$  をトレーサーとした同位体希釈法を用いた. Ar 同位体の測定は 2 回行ない. それぞれの測定値を用いて年代を計算した. 年代値の計算には Steiger and Jäger (1977) による壊変定数を用いた. K-Ar 年代測定結果を表 1.2.2 に示す.

表 1.2.2 K-Ar 年代測定結果

試料名	ユニット名	採取地点	測定物 (メッシュサイズ)	カリウム含有量 (wt.%)	放射性起源 <sup>40</sup> Ar (10 <sup>-6</sup> cc STP/g)	K-Ar年代 (Ma)	K-Ar年代 (Ma)加重平均値	非放射性起源 <sup>40</sup> Ar (%)
15111302	高山火砕岩・溶岩	青森県十和田市 宇樽部カラ沢	石基 (#60-80)	0.437 ± 0.009	4.29 ± 0.14 4.30 ± 0.12	2.53 ± 0.10 2.54 ± 0.09	2.53 ± 0.07	60.9 57.0
13052611	爺倉岬溶岩・火砕岩	秋田県小坂町銀 山爺倉岬	石基 (#60-80)	0.323 ± 0.006	1.05 ± 0.22 1.07 ± 0.17	0.84 ± 0.18 0.85 ± 0.13	0.85 ± 0.11	92.7 90.6

FT 年代測定及び U-Pb 年代測定は、(株) 京都フィッション・トラックに依頼した。年代測定にはエキシマレーザーと組み合わせたレーザーアブレーション型質量分析計(LA-ICP-MS) システムを使用した。測定対象はジルコン結晶とした。FT 年代値の算出はゼータ較正法にて行なった。FT・U-Pb 年代測定結果を表 1.2.3 に示す。

表 1.2.3 FT・U-Pb 年代測定結果

試料名	(1) 測定鉱物	(2) 測定方法	結晶数 (個)	自発核分裂飛跡 $\rho_s$ (cm <sup>-2</sup> )	$N_s$	総計数 $\rho_u$ (cm <sup>-2</sup> )	$N_u$	(3), (4) Uスタンダード計数 $\rho_{ustd}$ $N_{ustd}$ ( $\times 10^4$ cm <sup>-2</sup> )	(5) 相関係数 $r$	(6) $\chi^2$ 検定 Pr( $\chi^2$ )	ウラン 濃度 (ppm)	(7), (8), (9) 年代値 (Ma) Age ± 1 $\sigma$	U-Pb年代値 (Ma) Age ± 2 $\sigma$
15082908	Zr	Ext.S	30	$5.32 \times 10^{-4}$	56	$3.74 \times 10^{-8}$	393636	2744 26382	0.559	79	130	1.5 ± 0.3	1.59 ± 0.08

- (1) 測定鉱物 Zr: ジルコン, Ap: アパタイト, Sp: スフェーン  
 (2) 測定方法 LA-ICP-MS-FT (内部面 IntS, 外部面 ExtS)  
 (3) <sup>238</sup>U濃度, U-Pb年代測定用標準試料 91500(Zr), Durango(Ap)  
 (4) レーザービーム径 35 $\mu$ m  
 (5)  $r$   $\rho_s$ と $\rho_u$ の相関係数  
 (6) Pr( $\chi^2$ ):  $\chi^2$ 値の自由度(n-1)の $\chi^2$ 分布における上側確率 (Galbraith, 1981)  
 (7) 年代値:  $T = (1/\lambda_D) \cdot \ln[1 + \lambda_D \cdot \epsilon \cdot (\rho_s/\rho_u) \cdot \rho_{ustd}]$  (Int.Sは $\rho_s \times 1/2$ )  
 (8) 誤差  $\sigma_T = T \times [1/\Sigma N_u + 1/\Sigma N_s + 1/\Sigma N_{ustd} + (\sigma_r/\epsilon)^2]^{1/2}$   
 (9) <sup>238</sup>Uの全壊変定数  $\lambda_D = 1.55125 \times 10^{-10} \text{ yr}^{-1}$

## 分析結果

試料 15111302 (高山火砕岩・溶岩): 採取地点は青森県十和田市宇樽部南方のカラ沢である (図 1.2.6)。試料は沢沿いに露出する安山岩火山角礫岩から採取した。この火山角礫岩は、長径 1 m 以下の安山岩角礫で構成され、単一岩種で、しばしば放射状の冷却節理を持つ岩塊を含む。このような産状から水冷破碎溶岩であると考えられる。本試料より 2.53±0.10, 2.54±0.09 Ma の K-Ar 年代が得られた (表 1.2.2)。この 2 つの年代値の加重平均値は 2.53±0.07 Ma となる。高山火砕岩・溶岩は、カラ沢火砕流堆積物を侵食面を挟んで覆う。カラ沢火砕流堆積物からは、2.4 ± 0.1 Ma の U-Pb 年代が得られており (十和田湖図幅の調査による)、本研究で得られた K-Ar 年代と調和的である (図 1.2.7)。

高山火砕岩・溶岩は、井上ほか (1973)、通商産業省資源エネルギー庁 (1976)、村岡・高倉 (1988) では十和田火山先カルデラ期噴出物に区分されていた。今回得られた年代は、本火山角礫岩が先十和田火山群の活動による産物であることを示す。

試料 13052611 (爺倉岬溶岩・火砕岩): 採取地点は秋田県小坂町爺倉岬東方である (図 1.2.6)。試料は厚さ 2 m の玄武岩質安山岩溶岩の塊状部から採取した。この溶岩塊状部は、上下を火山角礫岩に挟まれており、側方にも火山角礫岩へと移化する。周辺露頭での産出状況も参考にすると、水底環境に定置した溶岩流であると考えられる。本試料より 0.84±0.18, 0.85±0.13 Ma の K-Ar 年代が得られた (表 1.2.2)。この 2 つの年代値の加重平均値は 0.85±0.11 Ma となる。従来、爺倉岬溶岩・火砕岩からは、0.45±0.16 Ma, 0.62±0.16 Ma の K-Ar 年代が報告されている (佐々

木ほか, 1998). これらの年代は, 誤差の範囲内で一致している. また, 爺倉岬溶岩・火砕岩は,  $0.82 \pm 0.05$  Ma の K-Ar 年代 (2015 年度委託研究による) が得られた岩岳溶岩・火砕岩,  $0.72 \pm 0.07$  Ma の U-Pb 年代値 (2014 年度委託研究による) が得られた水無沢火砕流堆積物よりも下位に存在する (図 1.2.7). 以上の年代値は層序と良く調和する.

爺倉岬溶岩・火砕岩は, 井上ほか (1973), 村岡・高倉 (1988) では十和田火山先カルデラ期噴出物に区分されていた. 一方, Hayakawa (1985) は, 本溶岩を「爺倉岬火山」と区分し, 十和田火山先カルデラ期噴出物よりも古い堆積物と考えた. 今回得られた年代は, Hayakawa (1985) による見解と調和的であり, 本火山角礫岩が先十和田火山群の活動による産物であることを示す.

**試料 15082908 (宇樽部川火砕岩・溶岩)**: 採取地点は青森県十和田市宇樽部川上流である (図 1.2.6). 試料は沢沿いに露出する流紋岩火山角礫岩から採取した. この火山角礫岩は, 長径 30 cm 以下の流紋岩角礫で構成され, 単一岩種で, しばしば放射状の冷却節理を持つ岩塊を含む. このような産状から水冷破碎溶岩であると考えられる. 流紋岩礫は斑晶質で, 石英及び普通角閃石斑晶が目立つ. 本試料より,  $1.5 \pm 0.3$  Ma の FT 年代,  $1.59 \pm 0.08$  Ma の U-Pb 年代が得られた (表 1.2.3). 両者は誤差の範囲内で一致する. 宇樽部川火砕岩・溶岩からは, 2014 年度委託研究により  $1.97 \pm 0.22$  Ma の K-Ar 年代が報告されている. これらの年代値を比較すると, FT 年代と K-Ar 年代は誤差の範囲内で一致するが, U-Pb 年代は誤差の範囲を越えて有意に若い. この原因は今のところ不明である. ただし, 宇樽部川火砕岩・溶岩を覆う十和田山溶岩・三ツ岳溶岩からは, 2015 年度委託研究により 1.7 Ma 前後の 4 個の K-Ar 年代が報告されていることから (図 1.2.7), 今回得られた U-Pb 年代は何らかの原因で若返っている可能性があると考えられる.

本火砕岩・溶岩は, Hayakawa (1985) では先十和田火山群の噴出物, 井上 (1973), 通商産業省資源エネルギー庁 (1976), 村岡・高倉 (1988) では十和田火山先カルデラ期噴出物に区分されていた. 今回得られた年代は, 本溶岩が先十和田火山群の活動による産物であることを示す.

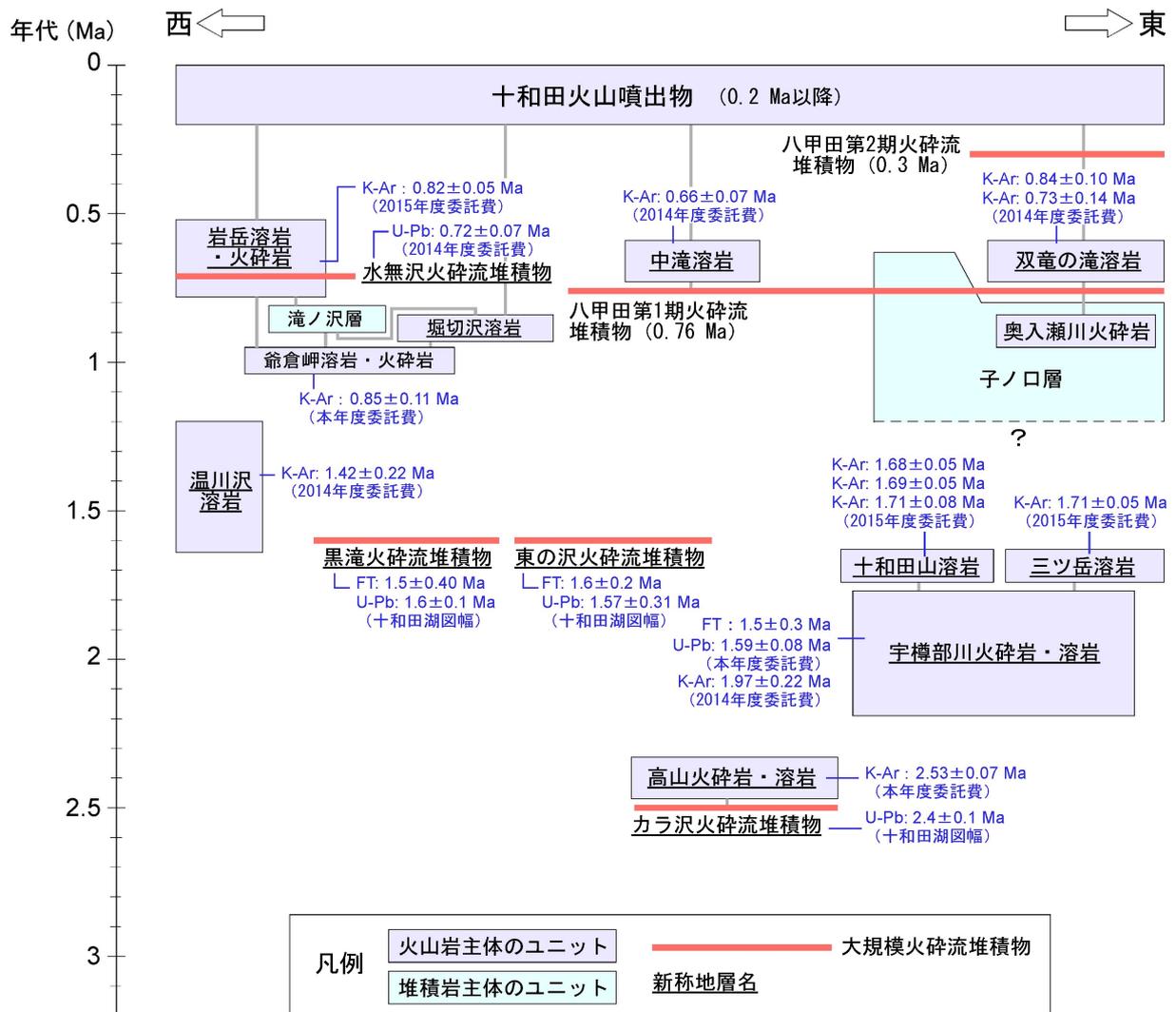


図 1.2.7 十和田火山近傍における 3 Ma 以降の層序. 5 万分の 1 地質図幅「十和田湖」の調査による未公表データを含む。

### 主成分全岩化学組成

図 1.2.8 に主成分元素全岩化学組成ハーカー図を示す。先十和田火山群噴出物は、玄武岩～流紋岩組成に及ぶが、玄武岩質安山岩と安山岩組成のものが卓越する。また、先十和田火山群噴出物は、全岩化学組成より大きく 2 つのグループに区分される。この組成差は、 $\text{Na}_2\text{O}$  のハーカー図で顕著であることから、それぞれ低 Na グループ、高 Na グループと呼ぶことにする。両者の違いは  $\text{TiO}_2$ 、 $\text{P}_2\text{O}_5$  のハーカー図でも顕著である。一方、 $\text{K}_2\text{O}$  のハーカー図では、低 Na グループの方が若干  $\text{K}_2\text{O}$  に富む傾向が認められるものの、両者の組成域は重複しており、明瞭には区分できない。

低 Na グループは、高山火砕岩・溶岩、宇樽部川火砕岩・溶岩、十和田山溶岩、三ツ岳溶岩、奥入瀬川火砕岩に相当する。一方、高 Na グループは、温川沢溶岩、爺倉岬溶岩・火砕岩、堀切沢溶岩、岩岳溶岩・火砕岩、中滝溶岩、双竜の滝溶岩に相当する。奥入瀬川火砕岩を除けば、おおよそ 1.6 Ma より古い火山岩が低 Na グループ、1.6 Ma より新しい火山岩が高 Na グループからなる。これは、おおよそ 1.6 Ma を境として、供給されるマグマの性質が変化したことを示唆

する。また、高 Na グループと十和田火山先カルデラ期噴出物には、顕著な組成差は認められない。特に高 Na グループの中でも上位にある岩岳溶岩・火砕岩、中滝溶岩、双竜の滝溶岩については、十和田火山先カルデラ期噴出物と非常に類似した組成を示す。

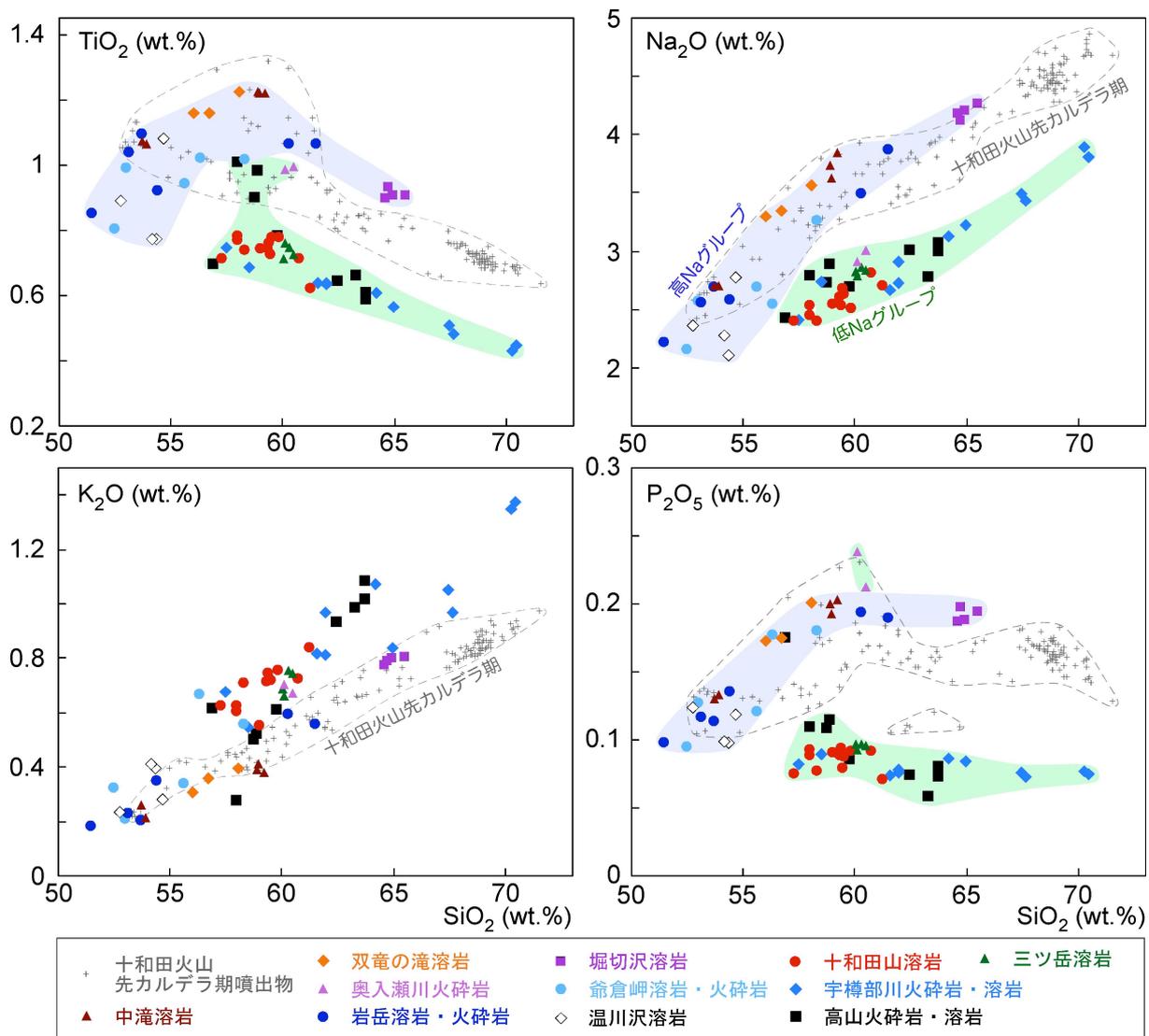


図 1.2.8 主成分全岩化学組成ハーカー図. 5 万分の 1 地質図幅「十和田湖」の調査による未公表データを含む。

### 火山活動史と火山活動の時空変遷

本年度までの委託研究及び 5 万分の 1 地質図幅「十和田湖」による研究成果を取りまとめると、十和田火山周辺地域における第四紀火山活動史は、以下のように構築される。本地域における火山活動は、後期鮮新世に存在した火山活動停滞期（十和田湖図幅のデータによる）を経て、2.5 Ma 以降に本格的に開始したと考えられる（図 1.2.7）。いわゆる「先十和田火山群」の活動は大きく前期（2.5～1.6 Ma）と後期（1.6～0.5 Ma）に区分される。

**前期（2.5～1.6 Ma）：**本地域南東部において火山活動が開始された。複数の噴出中心より安山岩～流紋岩マグマが噴出し、高山火砕岩・溶岩、宇樽部川火砕岩・溶岩、十和田山溶岩、三ツ岳

溶岩が形成された (図 1.2.7). 堆積物は, 水冷破碎溶岩, 陸上溶岩, 火砕流堆積物, 降下火砕堆積物からなる. 堆積環境は, 初めは湖水底であったが, 次第に埋め立てられ, 陸上へと変化した. これらの火山活動は, 1.7 Ma 頃の十和田山や三ツ岳の溶岩ドーム群の形成によって一旦終了したと見られる. この時代に噴出したマグマは, 低 Na グループからなる (図 1.2.8).

**後期 (1.6~0.5 Ma)**: 本地域南東部で火山活動が終了した後, 北西部において火山活動が開始された. その後, 0.9 Ma 以降には活動域が拡大し, 南部, 北東部でも火山活動が発生した. この時代に噴出したマグマは, 奥入瀬川火砕岩を除いて高 Na グループである (図 1.2.8). 1.6 Ma 頃に, 火山活動場の移動とマグマ化学的性質の変化が同時期に起こったことを示す.

1.6~0.8 Ma には, 本地域北西部において, 複数の噴出中心より玄武岩質安山岩~デイサイトマグマが噴出し, 温川沢溶岩, 爺倉岬溶岩・火砕岩, 堀切沢溶岩が形成された (図 1.2.7). 堆積環境は主に湖水底で, 堆積物は水冷破碎溶岩を主体とし, 一部で陸上溶岩を産する.

0.8~0.5 Ma には, 北西部, 南部, 北東部において, 複数の噴出中心より玄武岩質安山岩~安山岩マグマが噴出した. 北西部では, 陸上環境で小規模成層火山を構成する岩岳溶岩・火砕岩が形成された (図 1.2.7). 北東部では, 湖水底で奥入瀬川火砕岩が形成された後, 陸上環境にて双竜の滝溶岩が流下した (図 1.2.7). 南部では陸上環境にて中滝溶岩が流下した (図 1.2.7). 北東部と南部の火山活動は単発的であり, 単成火山的な活動であった可能性がある. これらの活動は 0.5 Ma までに終了したと考えられる (図 1.2.7).

**0.5 Ma 以降**: 本地域を給源とする 0.5~0.2 Ma の顕著な火山噴出物は認められない. 十和田火山の活動開始 (0.2 Ma) までには, 約 30 万年間の活動間隙 (あるいは停滞期) が存在したと考えられる (図 1.2.7). 0.2 Ma から開始した十和田火山の活動では, 6~1.5 万年前には大規模カルデラ噴火へと発展した. 主成分全岩化学組成からは, 1.6~0.5 Ma の火山岩と十和田火山噴出物は明瞭には区別できない (図 1.2.8). しかし, 約 30 万年間にわたる長期の活動間隙が存在することから, 0.5 Ma 以前の火山活動は, 十和田火山とは別の火山として扱うのが良いと考える.

### (3) 噴出物の化学分析結果

大規模カルデラ噴火へと至るマグマ供給系の発達過程を解明し, マグマ供給系の進化と噴火活動様式変遷の関係について評価を行なうためには, 基礎情報として噴出物の全岩化学組成データを系統的に揃える必要がある. 後カルデラ期については, 従来の研究によって, 小規模な噴火も含め噴出物の全岩化学組成データはほぼ揃えられており, 噴火エピソード毎の組成変化トレンドの違いやマグマ組成の時代変遷傾向が明らかにされている (久利・栗田, 1999, 2004; 久利・谷口, 2007; 工藤, 2010a, b). 一方, 先カルデラ期~カルデラ形成期に関しては, 一部の大規模噴火堆積物や溶岩流で全岩化学組成が報告されているのみであり (Chiba, 1966; 谷口, 1972; Hunter and Blake, 1995), 時代に沿ったマグマ組成変化やマグマ供給系変遷について十分な検討がなされていない. そこで, 平成 26 年度委託研究では, 先カルデラ期~カルデラ形成期噴出物を主な対象として, 主成分元素全岩化学組成 (185 試料) 及び Sr 同位体比 (7 試料) の分析を行なった. 平成 27 年度委託研究では, 先カルデラ期~カルデラ形成期噴出物を主な対象として, 微量元素全岩化学組成分析 (78 試料) 及び Sr・Nd 同位体比全岩分析 (Sr: 36 試料, Nd: 30

試料)を行なった。本年度の委託研究においては、前年度に引き続いて、先カルデラ期～カルデラ形成期噴出物の Nd 同位体比全岩分析 (6 試料)を行なうとともに、既存研究では希土類元素の分析値が未報告であった後カルデラ期噴出物について、微量元素全岩化学組成分析 (15 試料)を実施した。

## 微量元素全岩化学組成分析

### 分析手法

微量成分の分析には約 100 mg の粉末化試料を使用した。試料をテフロン分解容器内に入れ、正確に秤量した後、酸により分解した。試料の分解には、HF と HNO<sub>3</sub> を用いた。酸を試料に加えた後、ホットプレート上で約 140℃で 48 時間加熱した。加熱終了後、試料を蒸発乾固し、さらに塩酸及び硝酸を繰り返し滴下、蒸発させることによりフッ化物を除去したのち、6MHNO<sub>3</sub>にて溶解した。

分析には産業技術総合研究所に設置された Agilent 社製 7900 型 ICP-MS を使用した。分析方法は Ishizuka et al. (2003, 2007)に準ずる。分析対象の元素は、Li, Be, V, Cr, Ni, Rb, Sr, Y, Zr, Nb, Cs, Ba, La, Ce, Pr, Nd, Sm, Eu, Gd, Tb, Dy, Ho, Er, Tm, Yb, Lu, Hf, Ta, Pb, Th, U である。分析時には試料は 2%HNO<sub>3</sub> 溶液として測定し、希釈率は約 6000 倍とした。検量線作成は、岩石標準試料を分析することにより行った。通常用いた標準試料は、JB2, JB3, JGb1, JA1, JB1A, AGV1, BCR1, BRR1(in-house standard of University of Southampton)である。測定中のマシンのドリフト補正には、外部補正法、内部補正法の両方を用いた。内部標準として In, Re を測定溶液に添加した。希土類元素(REE)の一部と Ta については、必要な妨害元素の補正を行った。分析誤差 (2s.d.)は、通常 REE 元素で 4%、それ以外の元素で 6%程度あるいはそれより小さい。分析値の再現性をチェックするために、検量線に用いた溶液とは別途、試料を分解して用意した JB2, JB3, BHVO<sub>2</sub> を、未知試料とともに毎回測定した。

### 分析結果

図 1.2.9 に十和田火山噴出物の微量元素全岩化学組成ハーカー図を示す。本年度、分析に供したのは後カルデラ期噴出物 15 試料である。これにより、十和田火山全活動期における代表的試料の分析値が揃ったことになる。十和田火山噴出物は、主成分元素において噴火エピソード毎に特有の組成領域を示す特徴が、工藤 (2010a) 及び平成 26 年度委託研究により判明している。この特徴は、微量元素においても、Y や Tb のハーカー図などで顕著に認められる (図 1.2.9)。また、噴火エピソード毎の組成差を越えた大きな組成差が、噴出時期の違いにより認められる。中でも、噴火エピソード Q 以前と P 以降の噴出物でその組成差が顕著である。また、噴火エピソード P 以降の噴出物でも、カルデラ形成期と後カルデラ期で組成差が認められることがある。例えば、Y 及び Tb のハーカー図においては、同じ SiO<sub>2</sub> 量で比較したとき、噴火エピソード Q 以前の噴出物が P 以降の噴出物よりも Y, Tb 含有量が多い特徴を示す。また、Rb, Th, U のハーカー図においては、噴火エピソード P 以降の噴出物は、Q 以前の噴出物よりも Rb, Th, U 含有量が高い特徴を示す。さらに、噴火エピソード P 以降では、カルデラ形成期噴出物よりも後カルデラ期噴出物で Rb, Th, U 含有量が高い特徴を示す。他方、Zr, La のハーカー図では、噴出時期による顕著な組成差は認められない。大局的には、噴出時期が新しいものほど Rb, Ba, Ta, Th,

U が高く, Y, Sm, Gd, Tb, Dy, Ho, Er, Tm, Yb, Lu が低くなる傾向がある. 一方, Zr, Hf, Be, Li, Pr, Nb では噴出時期による組成差は顕著ではない.

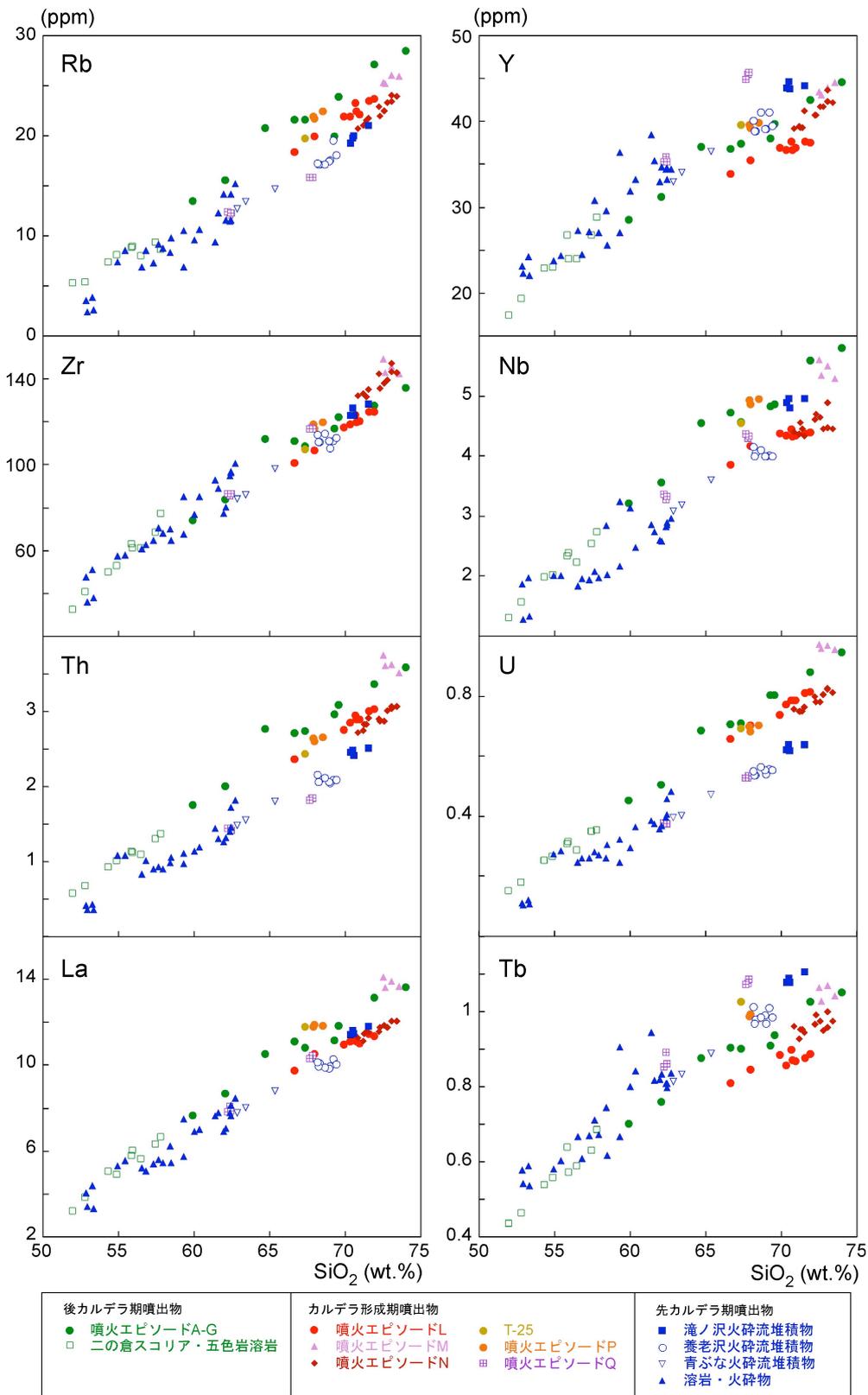


図 1.2.9 十和田火山噴出物の微量元素全岩化学組成ハーカー図.

図 1.2.10 に、Tb-La 図及び希土類元素のコンドライト規格化パターン図を示す。先に示したハーカー図上での噴火エピソード Q 以前と P 以降での組成差は、軽希土類元素・重希土類元素比で顕著となる。具体的には、噴火エピソード P 以降の噴出物がそれ以前の噴出物に比較して、重希土類元素に枯渇した組成を示す。例えば、Tb-La 図においては、噴火エピソード Q 以前と P 以降では明瞭に組成領域が異なり、噴火エピソード P 以降で Tb/La が低くなる傾向がある(図 1.2.10)。また、コンドライト規格化パターン図においては、後カルデラ期(噴火エピソード C, D', D)噴出物と噴火エピソード L 噴出物は、噴火エピソード Q 噴出物及び滝ノ沢火砕流堆積物と比較して、La や Ce などの軽希土類元素量はほぼ同量なのに対して、明らかに重希土類元素に枯渇したパターンを示す(図 1.2.10)。

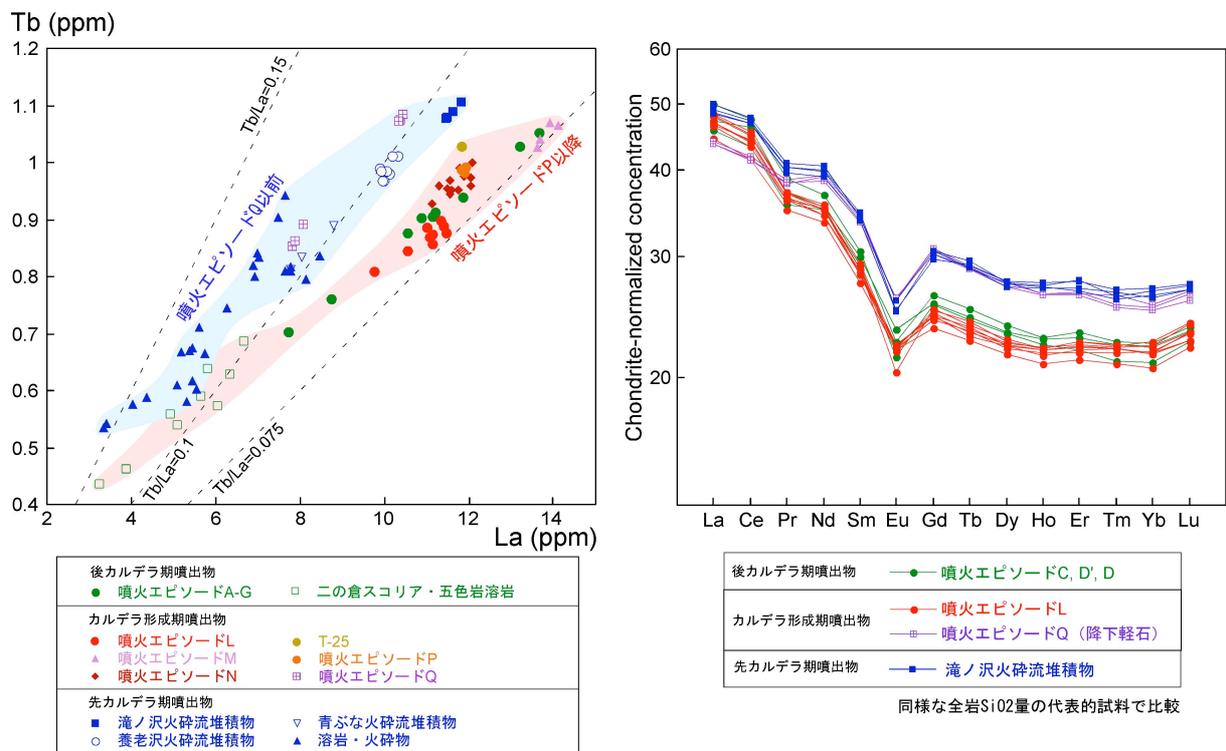


図 1.2.10 十和田火山噴出物の全岩 La-Tb 図及び希土類元素のコンドライト規格化パターン図。後者の図では同様な全岩 SiO<sub>2</sub> 量を示す代表的試料のみをプロットした。コンドライトの組成は Sun and McDonough (1989) による。

## Nd 同位体比全岩分析

### 分析手法

分析および分析のための試料処理作業を地質調査総合センターで実施した。粉末試料を対象に、Nd の同位体組成分析を行なった。イオン交換樹脂による元素の分離のために使用された酸および水は、TAMA-Pure AA-10 級である (Hoang and Uto, 2003)。取り分けられた約 30 ミリグラムの試料粉末を、濃硝酸およびフッ化水素酸 (比率は 1 : 2) で溶解後、再び硝酸を用いて完全に溶解した。Nd の抽出には、AG50W8X 200-400 樹脂を用い、さらに 0.25 規定の塩酸と LN-resin を用いることで Nd を分離した。Nd の同位体比分析には、地質調査総合センターの熱イオン化

方式のマルチコレクター質量分析計 VG セクター54 を用いた。その詳細については, Hoang and Uto (2006) に報告されている。

### **分析結果**

図 1.2.11 に  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}\text{-SiO}_2$  図及び  $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}\text{-SiO}_2$  図を示す。図 1.2.11 では, 本年度委託研究によるデータに加え, 平成 26・27 年度の委託研究で得られたデータ及び Hunter and Blake (1995) のデータを用いた。十和田火山噴出物は, 活動期毎に  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  の組成幅が変化することが報告されている (Hunter and Blake, 1995)。 $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  は, 先カルデラ期で 0.70398-0.70421, カルデラ形成期で 0.70418-0.70430, 後カルデラ期初期で 0.70406-0.70421, 後カルデラ期 (初期以外) で 0.70425-0.70438 である (図 1.2.11)。噴火エピソード Q 以前と P 以降と比較すると, 一部で重なってはいるものの, 噴火エピソード P 以降でより  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  が高い特徴を示し, 後カルデラ期ではさらに高くなる傾向が認められる (図 1.2.11)。 $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$  では, 先カルデラ期とカルデラ形成期では顕著な違いは認められないものの, 後カルデラ期ではそれ以前よりも有意に  $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$  が低くなる傾向が認められる (図 1.2.11)。

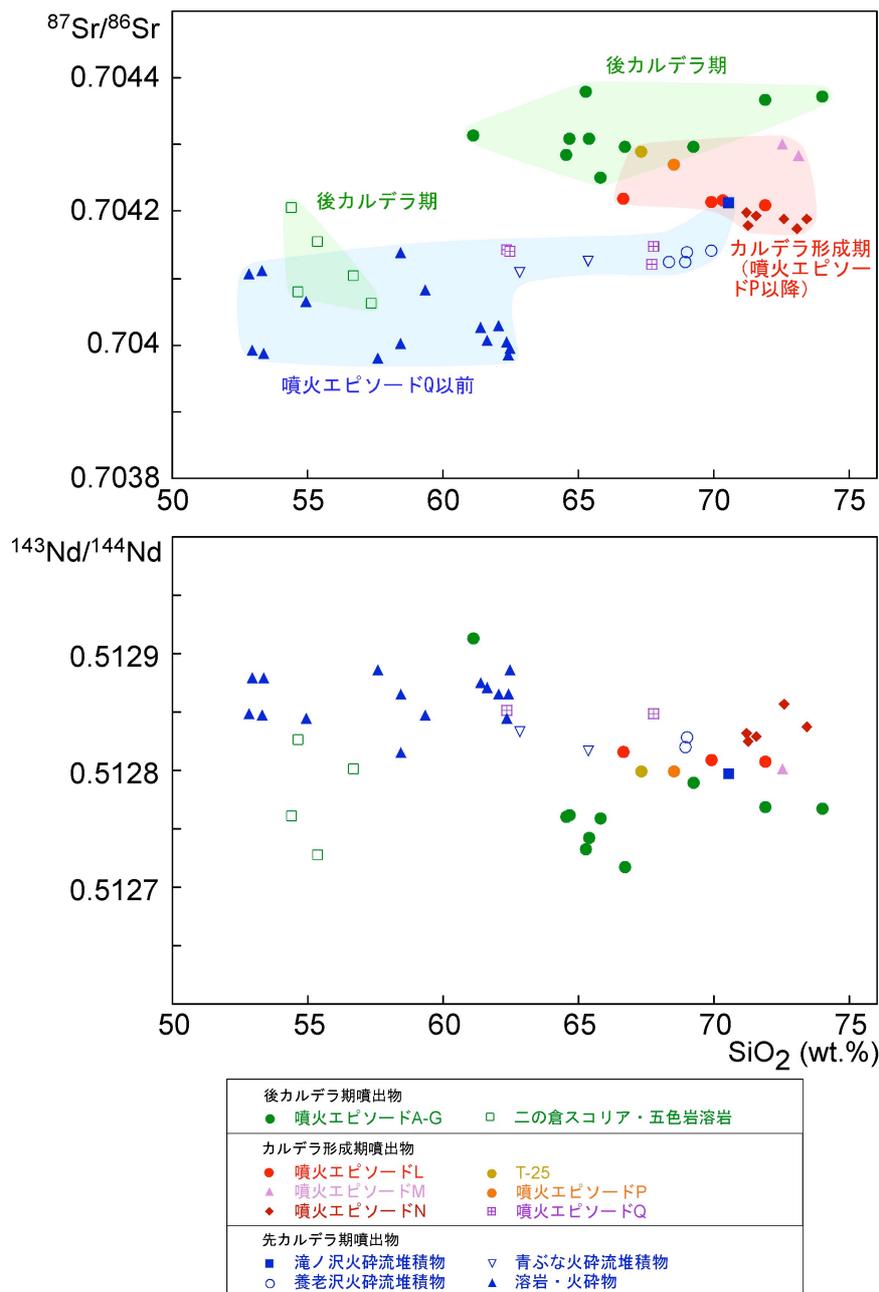


図 1.2.11 十和田火山噴出物の全岩  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ - $\text{SiO}_2$  及び  $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ - $\text{SiO}_2$  図. 平成 26・27 年度・本年度委託研究によるデータ及び Hunter and Blake (1995) のデータを使用した. Hunter and Blake (1995) のデータについては, 本研究で分析を実施していない地質ユニットのデータのみを引用した.

### 考察と今後の課題

微量元素の分析結果からは, 噴火エピソード Q 以前と P 以降で軽希土類元素・重希土類元素比に有意な差が認められる. 具体的には, 噴火エピソード P 以降の噴出物がそれ以前の噴出物と比較して重希土類元素に枯渇した組成を示す (図 1.2.10). 同位体比分析結果からは, Sr 同位体比が若干の増減は繰り返しながらも, 大局的には時代とともに徐々に増加する傾向を示す (図 1.2.11). これらの傾向は, 既に昨年度の委託研究で判明したものであるが, 本年度の測定値を加えて検討した結果においても, 同様の特徴・傾向が確認された. 特に, 噴火エピソード Q・P 間に

における希土類元素比の変化は、この期間にマグマ生成条件が変化したことを示唆する。その変化としては、マグマ起源物質の変化や、地殻の溶融条件の変化などが可能性として挙げられる。例えば、下部地殻を構成する角閃岩を溶融させる場合には、含水量や部分溶融度の違いによって、残存固相の角閃石量に多様性が生じることが判明している (Beard and Lofgren, 1991 など)。角閃石は、軽希土類元素よりも重希土類元素の分配係数が高い。そのため、軽希土類元素・重希土類元素比の変化は、角閃石の量、つまりは溶融条件の違いに規制されている可能性がある。他方、Sr 同位体比の時間変化の要因としては、起源物質が時代とともに変化している可能性や、地殻の同化の程度が時間とともに増大している可能性が考えられる。特に、後カルデラ期においては、Sr 同位体比の増加率が上昇しているように見えることから (図 1.2.11)、Hunter and Blake (1995) が論じたように、カルデラ陥没が地殻の同化作用を促進した可能性も検討すべき課題である。本年度までの研究によって、十和田火山噴出物の化学組成データはほぼ網羅されたことになる。今後、上記の希土類元素比や同位体比の変化について、モデル計算などを行ない、その要因について検討していく必要がある。

#### (4) まとめ

今年度を実施した内容と得られた成果は以下の通りである。

1) 十和田火山先カルデラ期噴出物の給源近傍相と遠方相の対比を目的として、火山ガラスの主成分元素分析を行なった。既存の野外地質データ、全岩化学組成及び記載岩石学的データと合わせて検討した結果、給源近傍において先カルデラ期の火砕流堆積物が 3 枚認識され、そのうちの 2 枚が遠方テフラと対比された。先カルデラ期の顕著な火砕流噴火は、92~60 ka の間に 3 回発生した。これらの火砕流噴火は、10 万年以降の噴出率が上昇した時期、かつカルデラ形成期に先行する時期に発生した。このうち、約 90 ka に発生した火砕流噴火は、総噴出量が 2.4 km<sup>3</sup> (DRE) であり、先カルデラ期最大規模の噴火である。この約 90 ka の噴出物はカルデラ壁のほぼ全周にわたって追跡できることから、先カルデラ期噴出物中の同時間面として、更なる詳細な火山活動史の把握に有用である。

先カルデラ期噴出物は、カルデラ北東壁付近に分布するものに対して「青樺火山」、カルデラ南西壁付近に分布するものに対して「発荷火山」という名称と呼ばれ、それぞれが別々の噴出中心からもたらされた産物と見なされてきた。しかし、両者は上記の 90 ka の噴出物を挟有することから、同時期の火山活動による産物と見なされる。先カルデラ期において、複数の火山・給源を想定すべき積極的な根拠は、今のところ見い出せない。

2) 十和田火山先カルデラ期に先行する火山活動の時期を明確にするため、火山岩の K-Ar 年代測定 (2 試料)、FT 年代測定 (1 試料) 及び U-Pb 年代測定 (1 試料) を行なった。また、今回得られた放射年代データに加えて、これまでの委託研究により得られたデータ、5 万分の 1 地質図幅「十和田湖」の調査によって得られたデータを合わせて、本地域における第四紀火山活動史を構築した。その結果、十和田火山先カルデラ期に先行する火山活動が、250~50 万年前頃に場所を変えながら断続的に起こっていたこと、十和田火山の活動とそれ以前の火山活動の間には、少なくとも 30 万年間の活動間隙が存在することが判明した。長期の活動間隙の存在から、十和田火山とそれ以前の火山活動は、別個の火山によるものと捉えるのが妥当と判断される。十和田火

山の大規模カルデラ噴火を発生させる一連のシステムは、約 20 万年前から開始したと考えられる。

3) 十和田火山噴出物について、マグマ組成の特徴及びその時代変遷を把握することを目的として、前年度に引き続き、微量元素全岩化学組成及び Nd 同位体比の分析を行なった。本年度までの研究により、十和田火山噴出物の化学組成データはほぼ網羅された。それらの結果、昨年度の委託研究で判明した、時代によるマグマ組成の特徴の違いをより詳細に把握することができた。微量元素の分析結果からは、噴火エピソード Q 以前と P 以降で軽希土類元素・重希土類元素比に有意な差が認められる。同位体比分析結果からは、Sr 同位体比は大局的には時間とともに徐々に増加する傾向を示す。また、噴火エピソード Q-P 間における希土類元素比の変化は、この期間にマグマ生成条件が変化したことを示唆する。

## 引用文献

- Beard, J. S. and Lofgren, G. E. (1991) Dehydration melting and water-saturated melting of basaltic and andesitic greenstones and amphibolites at 1, 3, and 6.9 kb. *J. Petrol.*, **32**, 365-401.
- Chiba, M. (1966) Genesis of magmas producing pumice flow and fall deposits of Towada Caldera, Japan. *Bull. Volcanol.*, **29**, 545-558.
- 土井宣夫 (2000) 岩手山の地質－火山灰が語る噴火史－. 滝沢村文化財調査報告書第 32 集, 岩手県滝沢村教育委員会, 234p.
- 古澤 明 (2003) 洞爺火山灰降下以降の岩手火山のテフラの識別. 地質雑, **109**, 1-19.
- Galbraith, R. F. (1981) On statistical models for fission track counts. *Jour. Math. Geol.*, **13**, 471-478.
- Hayakawa, Y. (1985) Pyroclastic geology of Towada volcano. *Bull. Earthq. Res. Inst.* **60**, 507-592.
- 早川由紀夫 (1993) 火山の地質巡検案内 2: 十和田湖. 群馬大学教育学部紀要 自然科学編, **41**, 53-78.
- Hoang, N. and Uto, K. (2003) Geochemistry of Cenozoic basalts in the Fukuoka district (northern Kyushu, Japan): implications for asthenosphere and lithosphere mantle interaction. *Chemical Geology*, **198**, 249-268.
- Hoang, N. and Uto, K. (2006) Upper mantle isotopic components beneath the Ryukyu arc system: evidence for 'back-arc' entrapment of Pacific MORB mantle. *Earth and Planetary Science Letters*, **249**, 229-240.
- Hunter, A. G. and Blake, S. (1995) Petrogenetic evolution of a transitional tholeiitic – calc-alkaline series: Towada volcano, Japan. *J. Petrol.*, **36**, 1579–1605.
- 井上 武・乗富一雄・上田良一・白田雅朗 (1973) 5 万分の 1 総合地質図幅「十和田湖」及び同説明書. 秋田県, 45p.

- Ishizuka, O., Taylor, R. N., Milton, J. A. and Nesbitt, R. W. (2003) Fluid-mantle interaction in an intra-oceanic arc: constraints from high-precision Pb isotopes. *Earth Planet. Sci. Lett.* **211**, 221-236.
- Ishizuka, O., Taylor, R. N., Yuasa, M., Milton, J. A., Nesbitt, R. W., Uto, K. and Sakamoto, I. (2007) Processes controlling along-arc isotopic variation of the southern Izu-Bonin arc. *Geochem. Geophys. Geosys.* Q06008, doi:10.1029/2006GC001475.
- 磯 望 (1976) 岩手山東麓の火山灰層. 日本地理学会予稿集, no. 11, 130-131.
- Itaya, T., Nagao, K., Inoue, K., Honjou, Y., Okada, T. and Ogata, T. (1991) Argon isotope analysis by a newly developed mass spectrometric system for K-Ar dating. *Mineral. Jour.*, **15**, 203-221.
- Ito, K., Tamura, T., Kudo, T. and Tsukamoto, S. (submitted) Optically stimulated luminescence dating of Late Pleistocene tephric loess intercalated with Towada tephra layers in northeastern Japan. *Quaternary International*.
- 町田 洋・新井房夫・宮内崇裕・奥村晃史 (1987) 北日本を広く覆う洞爺火山灰. 第四紀研究, **26**, 129-145.
- Matsu'ura, T., Furusawa, A., Shimogama, K., Goto, N. and Komatsubara, J. (2014) Late Quaternary tephrostratigraphy and cryptotephrostratigraphy of deep-sea sequences (Chikyu C9001C cores) as tools for marine terrace chronology in NE Japan. *Quaternary Geochronology*, **23**, 63-79.
- 松山 力・大池昭二 (1986) 十和田火山噴出物と火山活動. 十和田科学博物館, no.4, 1-64.
- 村岡洋文・高倉伸一 (1988) 10 万分の 1 八甲田地熱地域地質図説明書. 特殊地質図 no.21-4, pp.27, 地質調査所, 27 p.
- 長尾敬介・板谷徹丸 (1988) K-Ar 法による年代測定. 地質学論集, no.29, 5-21.
- 長尾敬介・西戸裕嗣・板谷徹丸・緒方惟一 (1984) K-Ar 法による年代測定. 岡山大学蒜山研究所研究報告, no.9, 19-38.
- 工藤 崇 (2010a) 十和田火山, 御倉山溶岩ドームの形成時期と噴火推移. 火山, **55**, 89-107.
- 工藤 崇 (2010b) 十和田火山, 御門石溶岩ドームの形成時期に関する考察. 地質調査研究報告, **61**, 477-484.
- 工藤 崇 (2016) 十和田火山, 先カルデラ期溶岩の K-Ar 年代. 地質調査研究報告, **67**, 209-215.
- 久利美和・栗田 敬 (1999) 十和田火山後カルデラ期の降下火砕物の推移. 地質調査所月報, **50**, 699-710.
- 久利美和・栗田 敬 (2004) 十和田火山二の倉期のマグマプロセス. 火山, **49**, 367-381.
- 久利美和・谷口宏充 (2007) 十和田火山後カルデラ期新郷軽石噴火にみるサブプリニアン噴火の噴火推移. 東北アジア研究, no.11, 159-172.
- 中川久夫・松山 力・大池昭二 (1986) 十和田火山噴出物の分布と性状. 東北農政局計画部, 48p.
- 大池昭二・中川久夫 (1979) 三戸地域広域農業開発基本調査「地形並びに表層地質調査報告書」. 東北農政局計画部. 103p.

- 佐々木実・茂貫雅祥・西岡孝尚・梅田浩司（1998）八甲田火山群および十和田火山溶岩類の K-Ar 年代と岩石学的特徴. 日本岩石鉱物鉱床学会平成 9 年度学術講演会公園予稿集, p.65.
- 沢田順弘・中村唯史・榎田禎久・Yoon Sun・徳岡隆夫（1997）島根県大田市の掘削コアから発見された鬱陵島の完新世初期火山活動由来の漂着軽石. 第四紀研究, **36**, 1-16.
- Sun, S.-s., McDonough, W.F. (1989) Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes. In: Saunders, A.D., Norry, M.J.(Eds.), *Magmatism in the Ocean Basins: Geological Society Special Publication*, **42**, 313-345.
- Steiger, R. and Jäger, E. (1977) Subcommittee on geochronology, convention on the use of decay constants in geo- and cosmo-chronology. *Earth Planet. Sci. Lett.*, **36**, 359-362
- 宝田晋治・村岡洋文（2004）八甲田山地域の地質. 地域地質研究報告（5 万分の 1 地質図幅）, 産業技術総合研究所地質調査総合センター. 86p.
- 谷口宏充（1972）十和田火山の岩石学的研究. 岩鉱, **67**, 128-138.
- 通商産業省資源エネルギー庁（1976）昭和 50 年度広域調査報告書 八甲田地域. 88p.
- 八木公史（2006）K-Ar 年代測定のための鉱物分離マニュアル. 地質技術, 創刊準備号（蒜山地質年代学研究所創立 10 周年記念特集）, 19-25.
- 大和伸友（2005）第 1 章第 2 節 第四紀の地質と地形. 新編八戸市史 別編 自然編. 八戸市, 48-66.

### 1.3 大山火山の事例調査

#### 【実施内容】

大山火山は山陰地方に位置する大型のデイサイト質成層火山である。この火山は、約6万年前の大山倉吉降下火砕堆積物（DKP）に代表されるような大規模な火砕物を日本列島沿いに降下させる噴火を更新世に度々起こしたことで知られている。大山火山の既存研究には層序学的な問題や評価手法上の問題が残されていたため、平成27年度はこの火山の過去約20万年間の噴火層序の見直しとマグマ噴出量の再計測を行い（表1.3-1）、新たに積算マグマ噴出量階段図を作成している（図1.3-1）。また、国内主要火山の階段図を類型化した結果、マグマ噴出率は一定でなく上昇もしくは低下している事例の方が多くを明らかにし、噴出率上昇期にはマグマ供給系の変化が起きている事例が多いこと、低下期には、供給系の変化がほとんど起きていない傾向があることも指摘している。

平成28年度は、このような成果を受けて、火山活動の将来予測に結びつけられるようなマグマ噴出率変化とマグマ組成変化の関係が大山火山でも確認できるかどうかを目的に、噴出物の岩石学的な検討を実施した。具体的には代表的な噴出物試料の全岩化学組成分析を実施し、岩石化学的な性質の時系列変化に注目している。その結果、大規模プリニー式噴火の頻発した高マグマ噴出率期とその他の時期では、K、SrやBa含有量に違いがあり、特にSr/Y比で明瞭に両時期が二分されることを明らかにした。

#### 【研究成果】

#### 大山火山マグマの特徴

大山火山のマグマは、平成27年度にマグマ組成の時系列変化を検討した火山（桜島，沼沢，赤城，十和田，那須，安達太良，吾妻火山）のような標準的な島弧マグマとは異なる成因を持つ

年代 (ka)	溶岩 (km <sup>3</sup> DRE)	火砕流 (km <sup>3</sup> DRE)	降下火砕物 (km <sup>3</sup> DRE)	計 (km <sup>3</sup> DRE)
20.8	三鈷峰 (SL) 1.5 × 10 <sup>-1</sup>	阿弥陀川 (AmP) 6.7 × 10 <sup>-3</sup>		1.6 × 10 <sup>-1</sup>
21			草草原 3.4 × 10 <sup>-2</sup>	3.4 × 10 <sup>-2</sup>
28.6	弥山 (ML) 1.9 × 10 <sup>0</sup>	榊水原 (MsP) 7.3 × 10 <sup>-1</sup>	東大山 1.3 × 10 <sup>-1</sup>	2.8 × 10 <sup>0</sup>
29.3	烏ヶ山 (KL) 7.2 × 10 <sup>-2</sup>	笹ヶ平 (SsP) 1.0 × 10 <sup>0</sup>	オドリ 4.4 × 10 <sup>-1</sup>	1.5 × 10 <sup>0</sup>
41.6		禰原 (MkP) 1.9 × 10 <sup>-1</sup>	鴨ヶ岡 3.5 × 10 <sup>-2</sup>	2.3 × 10 <sup>-1</sup>
60			倉吉 (DKP) 1.1 × 10 <sup>1</sup>	1.1 × 10 <sup>1</sup>
67			関金 (DSP) 3.0 × 10 <sup>-1</sup>	3.0 × 10 <sup>-1</sup>
80			生竹 (DNP) 2.1 × 10 <sup>0</sup>	2.1 × 10 <sup>0</sup>
83			荒田2 8.0 × 10 <sup>-2</sup>	8.0 × 10 <sup>-2</sup>
93			荒田1 2.4 × 10 <sup>-2</sup>	2.4 × 10 <sup>-2</sup>
100	振子山 (FL) 3.6 × 10 <sup>-1</sup>	名和 (NwP) 1.3 × 10 <sup>0</sup>		1.7 × 10 <sup>0</sup>
115			蒜山原 8.7 × 10 <sup>-2</sup>	8.7 × 10 <sup>-2</sup>
130			松江 (DMP) 9.9 × 10 <sup>-1</sup>	9.9 × 10 <sup>-1</sup>
170			樋谷 2.2 × 10 <sup>-1</sup>	2.2 × 10 <sup>-1</sup>
190			別所 (DBP) 1.0 × 10 <sup>0</sup>	1.0 × 10 <sup>0</sup>
200			HPM2 1.6 × 10 <sup>-1</sup>	1.6 × 10 <sup>-1</sup>
210			奥津 (DOP) 1.9 × 10 <sup>0</sup>	1.9 × 10 <sup>0</sup>

表 1.3-1 大山火山噴火ユニット層序とマグマ体積

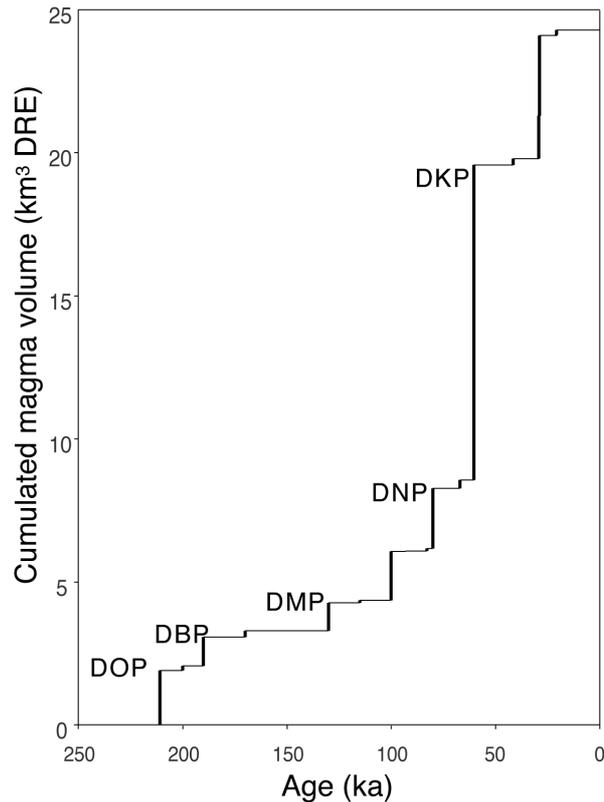


図 1.3-1 大山火山の積算マグマ噴出量階段図

ている。すなわち、大山火山の噴出物は Sr に富み Y に乏しい、すなわち高 Sr/Y 比を持つこと、コンドライトで規格化した希土類元素パターン (REE パターン) が軽希土から重希土側に急傾斜すること、Eu の負の異常を持たないことなど、通常の島弧火山岩とは異なるアダカイトと共通した特徴を持っている (Morris, 1995; Kimura et al., 2005)。通常の島弧火山では、沈み込むプレート (スラブ) からの脱水作用により放出されるスラブ起源流体が関与して、ウェッジマントルが部分溶融を起こすことにより島弧玄武岩が発生して様々な火山活動が起きているものと理解されている (Iwamori, 2000; 2007; 長谷川ほか, 2008; Kimura et al., 2009 など)。これに対してアダカイトの地球化学的な特徴は、ざくろ石±角閃石が安定で斜長石が不安定である高压条件下での玄武岩質岩石の部分溶融を示唆しており、スラブそのものの融解で形成されたと考えられてきた (Kay, 1978 など)。大山の位置する山陰地域の地下には、日本列島の中では特異的に中新世の背弧拡大で形成された四国海盆由来のスラブが沈み込んでおり、大山火山アダカイトの成因もこの若いスラブの部分溶融に由来すると指摘されている (Morris, 1995; Kimura et al., 2005)。このようなマグマの成因の違いゆえ、大山火山のマグマ供給系の時系列変化の特徴は、昨年度検討した標準的な島弧火山の事例とは全く異なるものであることが期待されよう。

### 全岩化学組成分析

全岩化学組成の分析対象噴火ユニットは、古期大山火山の大山寺 (L4 地点)、野田ヶ山 (L5 地点)、弥山南 (L9 地点) の溶岩と、新期大山火山の名和火砕流堆積物 (L1 地点)、槇原火砕流堆積物 (L3 地点)、笹ヶ平火砕流堆積物 (L10 地点)、弥山溶岩 (L7 地点) と同時異相の榎水原

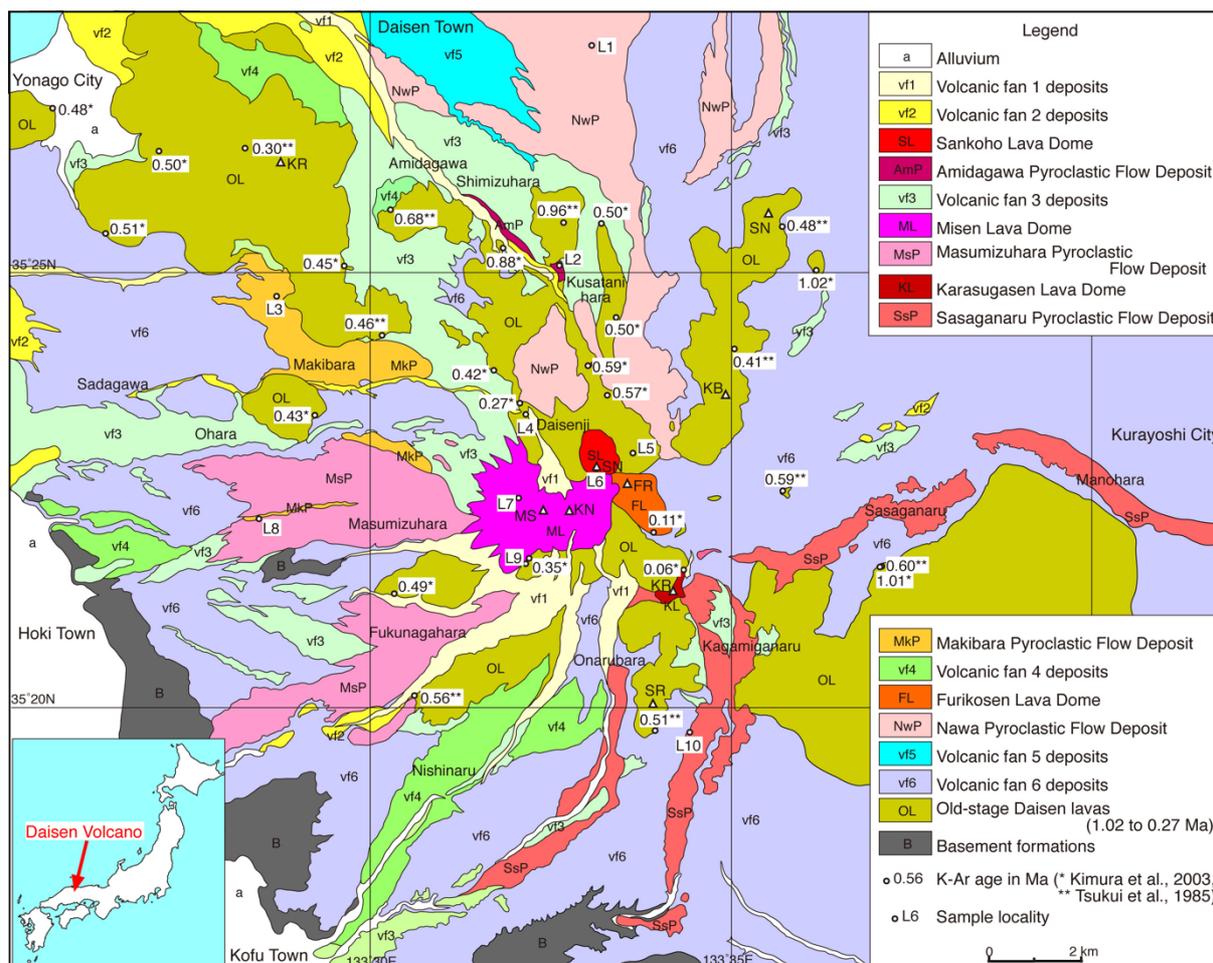


図 1.3-2 大山火山の地質図と試料採取地点. 山元 (2017) を改変.

火砕流堆積物 (L8 地点), 三鈷峰溶岩 (L6) と同時異相の阿弥陀川火砕流堆積物 (L2 地点) である (図 1.3-2). 分析は Activation Laboratories 社に依頼し, 主要元素及び Sc, V, Ba, Sr, Y, Zr については Thermo Jarrell-Ash ENVIRO II ICP, これら以外の微量元素については Perkin Elmer SCIEX ELAN 6000 ICP-MS で測定されている.

### 主要及び微量元素分析結果

分析を行った試料は, いずれも  $\text{SiO}_2$  量が 63.1~66.1wt% のデイサイトである.  $\text{SiO}_2$  量を横軸にしたハーカー図 (図 1.3-3) では, 主要成分である  $\text{Al}_2\text{O}_3$ ,  $\text{Fe}_2\text{O}_3$ ,  $\text{MgO}$ ,  $\text{CaO}$ ,  $\text{Na}_2\text{O}$  量で試料間の差は小さく, 単一の直線トレンドをなしている. これに対して同じく主要成分である  $\text{K}_2\text{O}$  量では, 高  $\text{K}_2\text{O}$  と低  $\text{K}_2\text{O}$  の 2 つのグループに噴火ユニットが区別できる. 前者は古期大山火山の大山寺・野田ヶ山溶岩, 笹ヶ平火砕流堆積物と三鈷峰溶岩・阿弥陀川火砕流堆積物からなり, 後者はこれら以外となっている. 微量成分では, Sr 量がいずれの試料でも 600ppm 以上と典型的なアダカイトの特徴を示している. ただし, ここでも高 Sr と低 Sr の 2 つのグループが区別でき, 前者は古期大山火山の大山寺・野田ヶ山溶岩と三鈷峰溶岩・阿弥陀川火砕流堆積物からなり, 後者はこれら以外となっている (図 1.3-3). 同様な含有量の違いは Ba でも確認できるものの, 他の微量元素では試料間に大きな違いは認められない. 例えば REE パターンでは, いずれの試

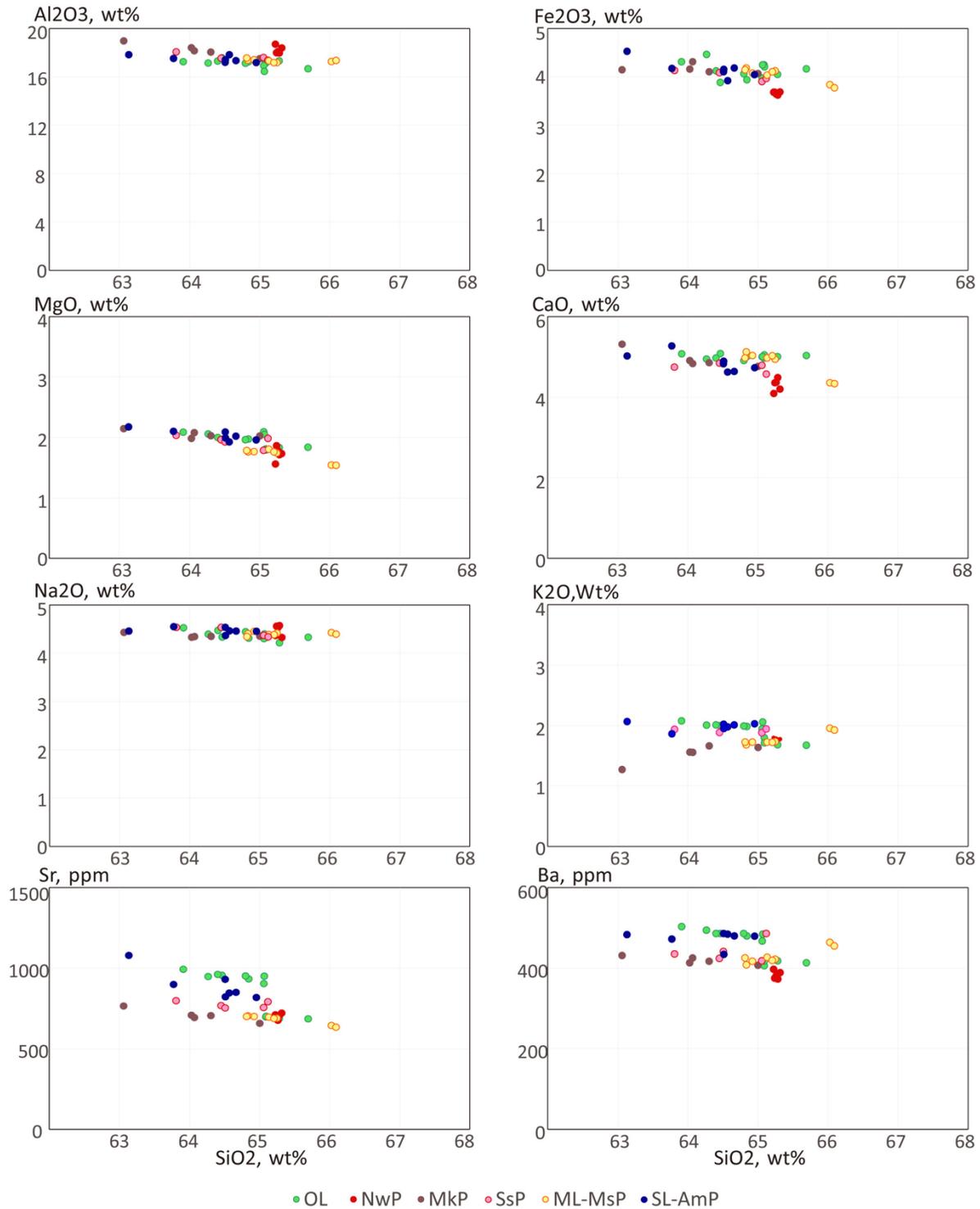


図 1.3-3 大山火山噴出物の SiO<sub>2</sub>-Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, -Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, -MgO, -CaO, -Na<sub>2</sub>O, -K<sub>2</sub>O, -Sr, -Ba 図. OL=古期大山火山溶岩; NwP=名和火砕流堆積物; MkP=榎原火砕流堆積物; SsP=笹ヶ平火砕流堆積物; KL=弥山溶岩; MsP=榭水原火砕流堆積物; SL=三鈷峰溶岩; AmP=阿弥陀川火砕流堆積物.

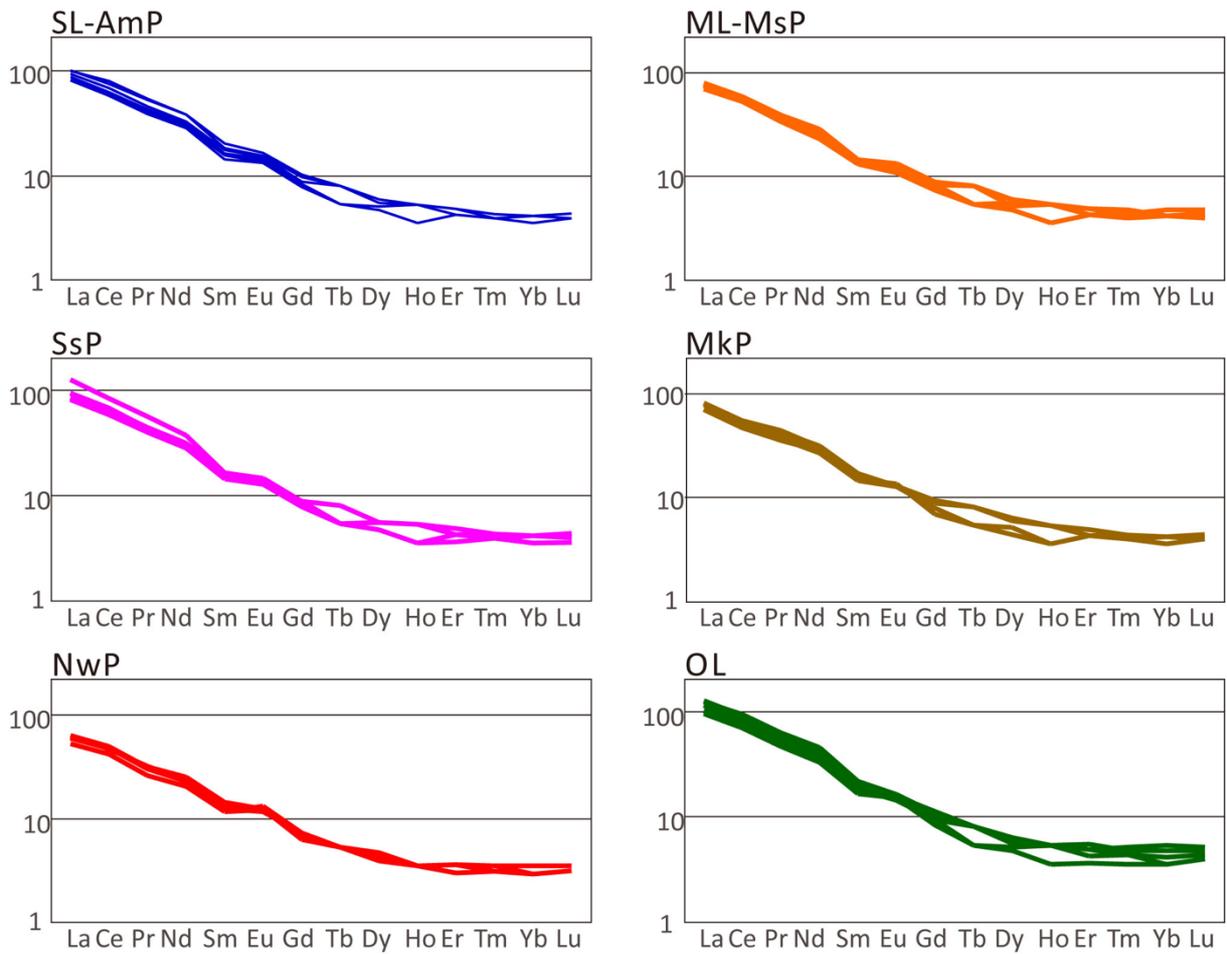


図 1.3-4 コンドライトで規格化した大山火山噴出物の希土類元素量

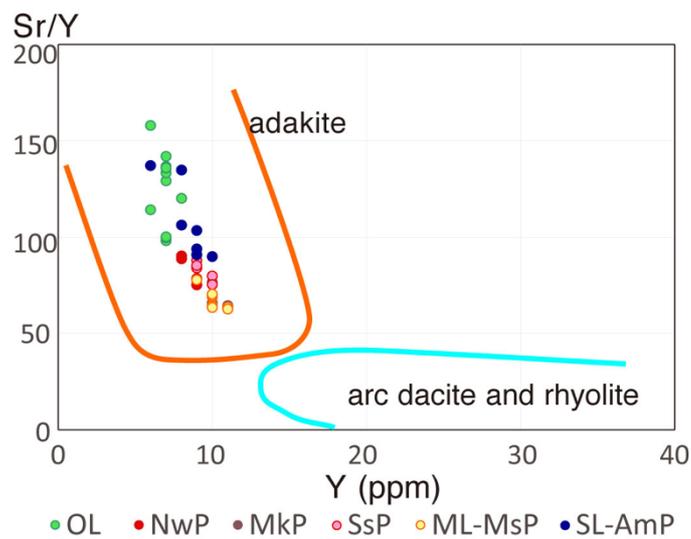


図 1.3-5 大山火山噴出物の Sr/Y-Y 図

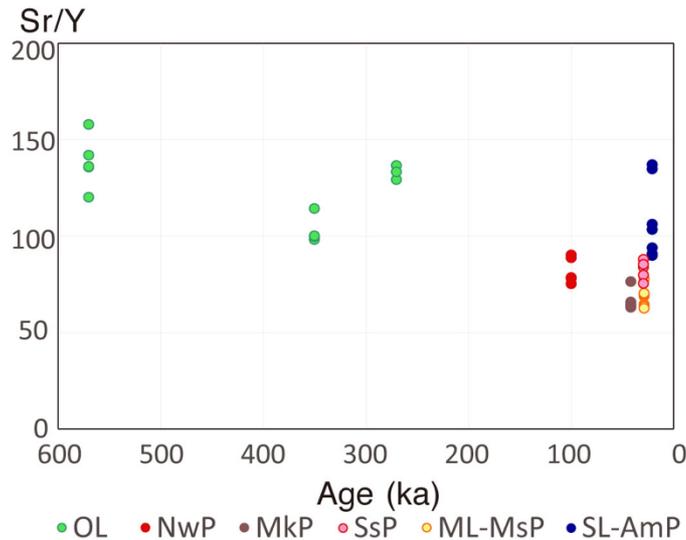


図 1.3-6 大山火山噴出物の Sr/Y 比時間変化

料もアダカイトに特徴的な左下がりの急傾斜傾向を示しており，噴火ユニット間での違いはほとんどない（図 1.3-4）。

大山火山噴火ユニットのマグマ組成区分で最も顕著な指標は，アダカイト判定図として一般的な Sr/Y 比と Y 量の関係である。大山火山噴出物はいずれも典型的なアダカイト領域にプロットされ，標準的な島弧のデイサイトや流紋岩との違いが明瞭に示されている（図 1.3-5）。一方で，Sr/Y 比は噴火ユニット毎に異なっており，90 を境に古期大山火山の大山寺・野田ヶ山・弥山南溶岩と三鈷峰溶岩・阿弥陀川火砕流堆積物の高 Sr/Y 比グループと，これら以外の低 Sr/Y 比グループに明瞭に分けることができる。

### マグマ噴出率とマグマ組成変化の関係

第 122 回原子力発電所の新規規制基準適合性に係る審査会合の配付資料にある電力事業者の大山火山の評価では，新期大山の活動で約 5 万年前の DKP だけが突出して大きいこと，DKP 噴火に至る活動間隔は 30 年以上であることが示されていた。しかしながら，この評価の基となった階段図は津久井（1984）の層序を基本としていること，降下火砕物の体積として明らかな過小評価である須藤ほか（2007）の値を採用していること，須藤ほか（2007）の火砕物の見かけ体積値と溶岩の岩石体積値を区別しないで図示していることに問題がある（山元，2017）。昨年度に計測し直し作成した最近約 20 万年間の大山火山噴出物のマグマ噴出量時間階段図（図 1.3-1）と第 122 回審査会合配付資料の階段図を比較すると，最大規模の噴火であった DKP と他の噴火との違いが小さくなったことが指摘できる。また，図 1.3-1 の階段図では 10 万年前頃から階段の傾きが急に，すなわちマグマ噴出率が大きくなる傾向が認められ，その中で DKP が発生したように見ることが出来る。

Sr/Y 比の時間変化に着目すると，約 21 万年前の奥津降下火砕物（DOP）以前の大規模なプリニー式噴火の起きていない時期に当たる古期大山溶岩と DKP 前後の噴出率の高かった時期の溶岩では，前者が高 Sr/Y 比，後者が低 Sr/Y 比とマグマ組成が明瞭に異なっている（図 1.3-6）。ま

た大山火山では三鈷峰溶岩・阿弥陀川火砕流堆積物の噴出を最後に約 2 万年間噴火活動が停止しているが、この噴火ユニットでは Sr/Y 比が古期大山溶岩と同程度に上昇している。三鈷峰溶岩・阿弥陀川火砕流堆積物のマグマ噴出量は直前の弥山溶岩・榎水原火砕流堆積物のものよりも明らかに小さく（表 1.3-1）、噴出率の低下に伴いマグマ組成が変化したように見ることが出来る。

### まとめと今後の展開

大山火山噴出物の全岩化学組成分析を行い、マグマ組成の時系列変化を明らかにした。その結果、大規模プリニー式噴火の頻発した高マグマ噴出率期とそれ以前の時期では、K、Sr や Ba 含有量に違いがあり、特に Sr/Y 比で明瞭に両時期が二分されることを明らかにした。アダカイトの成因として考えられているスラブ溶融モデルでは、高 Sr/Y 比マグマが初成マグマとして発生することが期待されるので、Sr/Y-Y 図での組成トレンドは高 Sr/Y 比マグマと通常の島弧由来の低 Sr/Y 比物質との混合トレンドである可能性がある（図 1.3-5）。その場合、高マグマ噴出期の Sr/Y 比の低さは地殻物質の関与の度合いの大きさの指標である可能性がある。このような考え方の正否を判断するためには Sr の起源を明らかにするための Sr 同位体比測定が必要であるほか、スラブメルトの指標でもある Pb 同位体比の測定も今後必要となろう。

### 引用文献

- 長谷川昭・中島淳一・北佐枝子・辻 優介・新居恭平・岡田知己・松澤 暢・趙 大鵬 (2008) 地震波でみた東北日本沈み込み帯の水の循環 —スラブから島弧地殻への水の供給—. 地学雑誌 **117**, 59-75.
- Iwamori, H. (2000) Deep subduction of H<sub>2</sub>O and deflection of volcanic chain towards backarc near triple junction due to lower temperature. *Earth and Planetary Science Letters* **181**, 41-46.
- Iwamori, H. (2007) Transportation of H<sub>2</sub>O beneath the Japan arcs and its implications for global water circulation. *Chemical Geology* **239**, 182-198.
- Kay, R.W. (1978) Aleutian magnesian andesites: melts from subducted Pacific Ocean crust. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* **4**, 117-132.
- Kimura, J.-I., Tateno, M., Osaka, I. (2005) Geology and geochemistry of Karasugasen lava dome, Daisen-Hiruzen Volcano Group, southwest Japan. *Island Arc*, **14**, 115-136.
- Kimura, J.-I., Hacker, B.R., van Keken, P.E., Kawabata, H., Yoshida, T., Stern, R.J. (2009) Arc Basalt Simulator version 2, a simulation for slab dehydration and fluid-fluxed mantle melting for arc basalts: Modeling scheme and application. *Geochemistry Geophysics Geosystems* **10**, doi:10.1029/2008gc002217.
- Morris, P.A. (1995) Slab melting as an explanation of Quaternary volcanism and aseismicity in southwest Japan. *Geology* **23**, 395-398.
- 須藤 茂・猪股隆行・佐々木 寿・向山 栄 (2007) わが国の降下火山灰データベース作成. 地質調査研究報告 **58**, 261-321.
- 津久井雅志 (1984) 大山火山の地質. 地質学雑誌 **90**, 643-658.
- 山元孝広 (2017) 大山火山噴火履歴の再検討. 地質調査研究報告 **68**, 1-16.

## 1.4 阿蘇カルデラ噴火の事例調査

### 【実施内容】

平成 28 年度は、主に阿蘇カルデラ最大の噴火である阿蘇 4 火砕流噴火とその 1 つ前の阿蘇 3 火砕流噴火の間の降下火砕物（以下、阿蘇 4/3 間テフラ）について、野外調査を実施し層序を明らかにするとともに、全岩化学組成分析を行い化学組成の時間的変遷を明らかにした。このことは、阿蘇 4 火砕流噴火にいたるまでのマグマの長期的変化を示すものである。また、阿蘇 4 火砕流噴火以前の活動史について詳細化をはかるため、主要降下テフラについて層厚分布をとりまとめるとともに、多数の全岩化学分析を行った。

平成 28 年度の新たな知見の主なものとして、(1) 阿蘇 4/3 間テフラは、玄武岩～玄武岩質安山岩 ( $\text{SiO}_2=51\sim 56 \text{ wt}\%$ ) のスコリア噴火から始まり、主にデイサイト ( $\text{SiO}_2=62\sim 71 \text{ wt}\%$ ) の軽石噴火へと移行した。(2)  $\text{K}_2\text{O}$  含有量のトレンドは、阿蘇 4/3 間テフラの前半はより  $\text{K}_2\text{O}$  が高い阿蘇 3 に近い位置に、後半は阿蘇 4 に近い  $\text{K}_2\text{O}$  が低い位置にあり、阿蘇 3 から阿蘇 4 のトレンドに漸移したことを示す。(3) 阿蘇 4/3 間テフラからこれまで知られていなかった黒雲母斑晶を含むものが 4/3 間の末期（ユニット X, Y, F）からみつかった。これらのユニットは 4/3 間でも比較的  $\text{SiO}_2$  に富む特徴がある。(4) 昨年度確認した阿蘇 4 火砕流直下の降下軽石（小規模火砕流を伴う）から、黒雲母斑晶が確認された。これまで阿蘇 4 火砕流自体からは黒雲母斑晶は見つかっていないことと岩石学的特徴（2.2.1 章参照）から、降下軽石は、ユニット Y に対比される可能性が高い。

### 【研究成果】

#### 阿蘇 4/3 間テフラ

阿蘇カルデラでは約 27 万年前以降、4 回の大規模火砕流噴火があり、下位からの阿蘇 1, 2, 3, 4 火砕流と呼ばれている。これらの大規模火砕流噴火の間には小規模な噴火が何回も発生し、主に降下火砕物がカルデラ東方に堆積している（小野ほか, 1977）。これら阿蘇カルデラ噴出物について主要ユニットを表 1.4-1 に、全岩化学組成の新分析値を表 1.4-2 に掲載した。

大規模火砕流間の噴火活動の様式や化学組成は、一定ではなく時期ごとに異なる特徴を示す（表 1.4-1）。阿蘇 1 と阿蘇 2 の間には、数枚の降下スコリア層と溶岩流（玄武岩質安山岩～安山岩溶岩）が、阿蘇 2 と阿蘇 3 の間には、4 枚以上の降下軽石層（小野ほか, 1977）が、阿蘇 3 と阿蘇 4 の間は、多数の降下軽石層があり降下スコリア層は少ない（星住, 1990）。また、阿蘇 4 以降現在に至るまでの阿蘇カルデラでは、降下スコリアが多く、降下軽石は少ない（宮縁ほか, 2003 ; Miyabuchi, 2009）。カルデラ噴火の準備がどのように進むかを考察する上で、大規模火砕流噴出前にどのような噴火推移があったかを把握することは重要である。

今回、阿蘇カルデラで最大の噴火である阿蘇 4 火砕流の準備過程である阿蘇 4/3 間テフラについて詳細な調査を行い、層序関係、全岩化学組成、層厚分布をとりまとめた。

以下に、阿蘇 4/3 間の主要なテフラについて野外での特徴と全岩化学組成の特徴を示す。

X 降下軽石層は、これまでに 1 地点でのみ観察されている（図 1.4-2）。黒雲母斑晶を含むことが特徴である。阿蘇 4A 火砕流堆積物に直接覆われるが、一連の火山活動なのか土壌が削剥され見かけ一連に見えるのかは不明である。この地域で阿蘇 4 火砕流は、4/3 間テフラを削りこんで

堆積することが多く、後述する ABCD や EF を削り込んで直接覆う露頭がよく観察される。阿蘇 4 火砕流堆積物と X 降下軽石層は斑晶組み合わせが異なるので、ここでは、阿蘇 4 火砕流とは別のより古い噴火活動によるものとする。下位の Y 降下軽石層との間には、厚さ 20cm 程度の土壌がある。

Y 降下軽石層は、X 降下軽石層と同様に黒雲母斑晶を含むことが特徴である。Y 降下軽石層は、カルデラ東方では単一の降下ユニットからなる。下位の ABCD 降下軽石層との間には土壌が認められる (図 1.4-2)。昨年度、阿蘇 4 火砕流直下にあるとしたカルデラ南東方の降下軽石層は、黒雲母斑晶を含むことや磁鉄鉱の化学組成から Y 降下軽石層に対比される (図 1.4-3) (2.2-b 章参照)。カルデラ南東方での Y 降下軽石層は、複数の降下ユニットからなり薄い火砕流堆積物 (Y 火砕流堆積物) を伴う (図 1.4-4,5)。なお、ABCD 降下軽石層と阿蘇 4A 火砕流堆積物の間には、鬼界カルデラ起源の K-Tz (鬼界葛原) 火山灰が挟まれる (町田, 1996) とされるが、K-Tz 火山灰と X, Y 降下軽石層との層位関係は確認できていない。

ABCD 降下軽石層は、下位から D (降下軽石層)、C (降下軽石・降下火山灰互層)、B (降下火山灰層)、A (降下軽石層) のユニットからなる (図 1.4-6)。間に土壌や顕著な侵食間隙がなく、一連の噴火活動により堆積した堆積物である。斑晶として斜方輝石、単斜輝石を含む。A, B, C, D の各ユニットは、それぞれ複数の降下ユニットから構成される。ABCD 降下軽石層は、九州東岸近くに達するほか、広域テフラとして長野県でも確認されており (長橋ほか, 2004)、阿蘇カルデラ起源の降下火砕物では最大規模のものである。全岩化学組成は、ほぼ SiO<sub>2</sub> 一定のデイサイトであるが、最上部でやや SiO<sub>2</sub> 量が下がる傾向が認められた (図 1.4-7)。

EF 降下軽石層は、ABCD 降下軽石層とその下位の阿多火山灰に土壌を挟んで覆われるテフラ層である。最下部の降下軽石層 (F) とそれを覆う、成層した火山灰と軽石の互層 (E) から構成される (図 1.4-6)。F には黒雲母斑晶を含むがその上位の E では黒雲母斑晶を欠き、単斜輝石、斜方輝石を含む。全岩化学組成は、上位に向かって大きく SiO<sub>2</sub> 量が下がる。

G 降下軽石層は、EF 降下軽石層の下位に位置する。カルデラ東方では単一の降下ユニットからなるが、南東方では多数の降下ユニットから構成される。G 降下軽石層の下位に、土壌をはさんで厚い黒色の降下火山灰層 (G') が認められる (図 1.4-6)。

HI 降下軽石層は、下位から降下軽石層 (I) と成層した火山灰と軽石の互層 (I) から構成される (図 1.4-6)。H の内部には一見土壌のように見える茶色い降下ユニットを挟むのが特徴である。

JKL 降下火山灰層は、下位から薄い降下軽石の累層 (L)、厚い降下軽石 (K)、成層した火山灰と軽石の互層 (J) から構成される (図 1.4-6)。K が L を侵食することがあるので、両者の間に土壌ができない程度の若干の時間間隙が存在する。L の下位に土壌を挟んで厚い黒色火山灰層 (L) が認められる。

MN 降下火山灰層は、下位から降下軽石層 (N) と成層した火山灰と軽石の互層 (M) から構成される。

これより下位には、薄い降下テフラが 29 枚みとめられ、上位から Z1, Z2, ... と命名されている (星住, 1990)。このうち主要なものとして、Z2 と Z6 の降下軽石層、Z15, Z20, Z27, Z28, Z29 の降下スコリア層がある。これら以外は降下火山灰層や小規模な降下軽石 (スコリア) 層である。

4/3 間降下テフラの斑晶組み合わせは、斜長石や鉄鉱物の他は斜方輝石、単斜輝石のみである場合が多い。例外的に X, Y, F ユニットで黒雲母斑晶を含んでいる。全岩化学組成では、Z29, Z28, Z27, Z20, Z15 の降下スコリア層が  $\text{SiO}_2=51\sim 56\%$  の玄武岩～玄武岩質安山岩、Z6 以降が  $\text{SiO}_2=62\sim 71\%$  の主にデイサイトからなる (図 1.4-7)。阿蘇 3 噴火の最後の 3C 火砕流が玄武岩質安山岩 ( $\text{SiO}_2=55\sim 56\%$ )、阿蘇 4 噴火最初の 4A がデイサイト ( $\text{SiO}_2=67\sim 70\%$ ) なので、 $\text{SiO}_2$  量では、阿蘇 3 の組成から阿蘇 4 の組成に徐々に変化したといえる。また、 $\text{K}_2\text{O}$  含有量のトレンドは、阿蘇 4/3 間テフラの前半は  $\text{K}_2\text{O}$  が高い阿蘇 3 に近い位置に、後半は  $\text{K}_2\text{O}$  が低い阿蘇 4 に近い位置にある (図 1.4-8,9)。すなわち  $\text{K}_2\text{O}$  のトレンドが、阿蘇 3 から阿蘇 4 に向かい徐々に低下したことを示す。

阿蘇 4/3 間テフラに関する既存の岩石学的研究としては、古川ほか (2006) は、4/3 間テフラの一部 (ユニット A, C, D, F, I, K, M) の火山ガラスを測定し、メルトの含水量、 $\text{K}_2\text{O}$  量 (K レベル) 等が、多少の変動を伴いつつも一方向に変化するとした。一方、杉山ほか (2016) は、ABCD テフラの軽石の全岩化学組成のトレンドは阿蘇 4 ではなく阿蘇 3 上にプロットされ、メルト包有物組成も阿蘇 3 組成とほぼ一致するとした。今回、阿蘇 4/3 間テフラのほぼ全体について全岩主成分分析値を行った結果、ABCD を含む阿蘇 4/3 間テフラ後半のユニットは阿蘇 4 に近い組成を示し、それ以前のユニットは阿蘇 3 に近い組成を示すといえる。

今後の課題としては、全岩化学組成だけではなく火山ガラスや鉱物の化学組成などの測定を増やす必要がある。また、大規模火砕流噴火にいたるまでのマグマ噴出率の変化を明らかにするために、精度の高い等層厚線を書き噴出物量積算ダイアグラムを作成する必要がある。

表 1.4-1 阿蘇カルデラ，大峰，赤井火山の主要噴出物の層序と特徴

噴火サイクル	年代	サブユニット	本質物	全岩化学組成(SiO <sub>2</sub> )
阿蘇中央火口丘	<90 ka	溶岩， 降下火砕物	溶岩， スコリア>軽石	49-72 %
阿蘇4	90 ka	阿蘇4B火砕流堆積物	軽石>>スコリア	64-70 %， 54 %
		阿蘇4KS火砕流堆積物(九ノ峰スコリア流)	スコリア	50-52 %
		阿蘇4T火砕流堆積物	軽石	67-69%
		阿蘇4BS火砕流堆積物(弁利スコリア流)	スコリア>軽石	51-55 %
		阿蘇4A火砕流堆積物 (阿蘇4用木， 八女， 鳩平， 肥猪， 小谷)	軽石(小谷のみ微量のス コリア伴う)	67-70 %， 52 %
大峰火山	90 ka	大峰火砕丘， 高遊原溶岩	溶岩， 軽石， スコリア	63-65 %
阿蘇4/3		X降下軽石層	軽石	69%
		Y降下軽石層， 火砕流堆積物	軽石	68%
		ABCD降下軽石層	軽石	62-65 %
		EF降下軽石層	軽石	67-71 %
		G降下軽石層	軽石	66%
		HI降下軽石層	軽石	65-66 %
		JKL降下軽石層	軽石	64-66 %
		MN降下軽石層	軽石	66%
		Z2降下軽石層	軽石	69%
		Z6降下軽石層	軽石	65%
		Z15降下スコリア層	スコリア	51%
		Z20降下スコリア層	スコリア	56%
		Z27降下スコリア層	スコリア	56%
		Z28降下スコリア層	スコリア	51%
Z29降下スコリア層	スコリア	53%		
阿蘇3	120 ka	阿蘇3C火砕流堆積物	スコリア	55-56 %
		阿蘇3B火砕流堆積物	スコリア>軽石	57-67 %
		阿蘇3A火砕流堆積物	軽石>>スコリア	63-69 %
		阿蘇3W降下軽石層	軽石	69%
阿蘇3/2		U降下軽石層	軽石	
		OPQ降下軽石・火山灰層	軽石	68%
		R降下軽石層	軽石	66%
		S降下軽石層	軽石	64%
阿蘇2	140ka	阿蘇2T降下スコリア層	スコリア	57 %
		阿蘇2B火砕流堆積物	スコリア	56-60 %
		阿蘇2A火砕流堆積物	スコリア>軽石	66 %
		阿蘇2TL降下軽石層	軽石	63-66 %
		阿蘇2R火砕流堆積物		
阿蘇2V降下スコリア層	スコリア	61 %		
赤井火山	150 ka	赤井火砕丘， 砥川溶岩	溶岩， スコリア	58-59 %
阿蘇2/1		玉来川溶岩， 秋田溶岩， 的石溶岩など	溶岩	54-63 %
		降下火砕物	スコリア	
阿蘇1	270 ka	阿蘇1C降下軽石層	軽石	
		阿蘇1B火砕流堆積物	スコリア， 軽石	
		阿蘇1A火砕流堆積物	軽石	66-68， 55 %
		阿蘇1P降下軽石層	軽石	
先阿蘇1	270 ka	古閑溶岩	溶岩	57%

全岩化学組成は、新出値(表1.4-2)，松本(1974)，宮縁ほか(2004)，水田ほか(1990)，小野・渡辺(1985)，小野ほか(1977)，田島・小屋口(1994)による。

表 1.4-2a 阿蘇カルデラ及び大峰，赤井火山噴出物の全岩化学組成（その1）

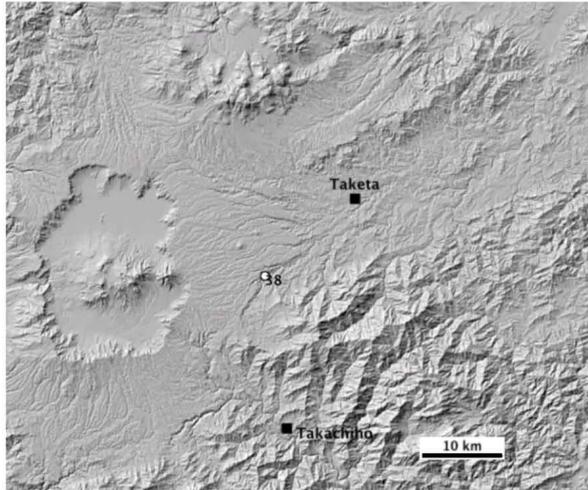
蛍光 X 線分析装置による分析値. pfa:降下火砕物, pfl:火砕流堆積物, pm:軽石, sc:スコリア, lense:本質レンズ, obs:黒曜石岩片, lava:溶岩.

facies sample no.				SiO <sub>2</sub>	TiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	FeO*	MnO	MgO	CaO	Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O	P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	total
<b>Aso-4</b>														
4KS(九ノ峰)	pfl	sc	AS5166j	52.05	1.21	19.85	9.60	0.20	4.04	7.86	3.41	1.22	0.56	100.00
4T	pfl	pm	ME4046	68.61	0.57	16.13	2.59	0.13	0.73	2.13	4.71	4.26	0.14	100.00
4T	pfl	pm	TK8530e	67.39	0.61	17.77	2.78	0.14	0.76	2.23	4.38	3.79	0.14	100.00
4T	pfl	pm	TK8986c	68.84	0.56	16.04	2.44	0.13	0.73	2.13	4.61	4.39	0.14	100.00
4B	pfl	lense	TM4603b	67.84	0.61	16.09	3.01	0.13	1.00	2.60	4.79	3.78	0.16	100.00
4B	pfl	lense	AS5153a	68.68	0.57	16.09	2.56	0.13	0.75	2.24	4.84	3.99	0.14	100.00
4B	pfl	lense	AS5153b	68.72	0.57	16.20	2.59	0.13	0.69	2.18	4.85	3.95	0.12	100.00
4B	pfl	lense	AS6513d	67.20	0.63	17.23	3.04	0.14	0.90	2.50	4.56	3.65	0.17	100.00
4B	pfl	sc	AS6752	54.31	1.11	19.31	8.44	0.20	3.57	7.39	3.78	1.49	0.41	100.00
4B	pfl	pm	TK8524a	66.15	0.72	18.26	3.56	0.14	1.07	2.72	3.99	3.30	0.10	100.00
4B	pfl	pm	TK8524c	68.21	0.60	17.23	2.70	0.13	0.74	2.16	4.30	3.80	0.13	100.00
4B	pfl	pm	TK8452a	67.11	0.66	18.87	2.97	0.13	0.82	1.91	3.91	3.55	0.07	100.00
4B	pfl	pm	TK8452b	68.60	0.60	16.60	2.73	0.13	0.74	2.24	4.09	4.13	0.14	100.00
4B	pfl	pm	TK8452c	67.26	0.67	18.20	3.00	0.13	0.76	2.18	3.93	3.76	0.11	100.00
4B	pfl	pm	TK8987b	69.40	0.52	15.88	2.36	0.12	0.64	2.07	4.67	4.20	0.13	100.00
4BS(弁利)	pfl	sc	KC4713b	54.57	1.08	18.50	8.08	0.20	3.49	7.90	3.93	1.66	0.60	100.00
4M(用木)	pfl	pm	YH4721a	70.36	0.49	15.77	2.03	0.11	0.48	1.62	4.40	4.67	0.08	100.00
4O(小谷)	pfl	sc	MF4704e	51.72	1.19	19.20	9.08	0.23	3.88	8.73	4.09	1.11	0.76	100.00
4A	pfl	pm	BP1006a	67.41	0.63	18.05	2.82	0.12	0.73	2.04	4.33	3.75	0.13	100.00
4A	pfl	pm	AS4318b	69.48	0.54	15.86	2.42	0.13	0.66	2.00	4.48	4.29	0.13	100.00
4A	pfl	pm	OT4686b	70.13	0.51	15.56	2.14	0.14	0.55	1.64	4.62	4.60	0.09	100.00
4A	pfl	pm	KJ5665	70.50	0.49	15.62	2.00	0.11	0.50	1.57	4.37	4.74	0.09	100.00
4A	pfl	pm	AS5767b	69.22	0.56	16.05	2.47	0.13	0.67	2.01	4.38	4.38	0.12	100.00
4A	pfl	pm	AS5767d	68.82	0.58	16.19	2.59	0.13	0.71	2.12	4.60	4.11	0.14	100.00
4A	pfl	lense	MY5774	70.42	0.49	15.41	2.01	0.11	0.53	1.67	4.97	4.29	0.09	100.00
4A	pfl	pm	TO6716	68.36	0.59	17.13	2.65	0.13	0.58	2.17	4.37	3.90	0.13	100.00
4A	pfl	pm	TO6717b	67.33	0.60	17.58	2.83	0.14	0.81	2.21	4.51	3.85	0.14	100.00
4A	pfl	pm	TO7042a	68.81	0.53	17.57	2.17	0.11	0.48	1.41	4.40	4.43	0.07	100.00
4A	pfl	pm	TO7042b	68.02	0.59	16.70	2.64	0.13	0.78	2.14	4.81	4.06	0.12	100.00
4A	pfl	pm	TK8441a	68.83	0.56	16.04	2.54	0.13	0.73	2.25	4.75	4.03	0.13	100.00
4A	pfl	obs	TK8441c	55.27	0.83	19.15	7.53	0.14	2.95	8.96	3.17	1.79	0.19	100.00
4A	pfl	obs	TK8441d	68.88	0.57	15.88	2.53	0.13	0.76	2.21	5.02	3.89	0.13	100.00
4A	pfl	pm	TK9384	68.49	0.58	17.18	2.47	0.12	0.68	1.90	4.32	4.14	0.12	100.00
4A	pfl	pm	AS10084a	69.74	0.52	16.06	2.22	0.12	0.62	1.85	4.48	4.28	0.11	100.00
4A	pfl	obs	AS10084c1	69.67	0.50	15.84	2.30	0.11	0.60	1.87	4.76	4.24	0.11	100.00
4A	pfl	pm	03d-1	69.20	0.57	16.59	2.46	0.12	0.71	1.95	4.28	4.04	0.07	100.00
4A	pfl	pm	03d-2	68.94	0.58	16.16	2.59	0.13	0.80	2.12	4.62	3.98	0.08	100.00
4A	pfl	pm	03d-3	68.78	0.57	16.73	2.51	0.13	0.77	1.97	4.54	3.94	0.07	100.00
4A	pfl	pm	25b-1	68.34	0.60	16.68	2.75	0.13	0.85	2.21	4.30	4.01	0.14	100.00
4A	pfl	pm	25b-2	67.70	0.64	18.02	3.04	0.15	0.87	2.07	3.80	3.64	0.07	100.00
4A	pfl	pm	25b-3	67.73	0.64	17.65	2.89	0.13	0.85	2.23	4.15	3.66	0.08	100.00
4A	pfl	pm	13f-1	69.35	0.53	16.48	2.30	0.13	0.60	1.83	4.47	4.21	0.12	100.00
4A	pfl	pm	13f-2	69.24	0.56	16.66	2.40	0.13	0.64	1.80	4.23	4.23	0.11	100.00
4A	pfl	pm	13f-3	68.99	0.56	16.27	2.46	0.13	0.74	2.08	4.55	4.09	0.13	100.00
<b>Omnie (PC: Omnie pyroclastic cone, Lv: Takayubaru Lava)</b>														
PC	pfa	pm	MF9622a	64.99	0.92	16.98	3.89	0.14	1.24	3.45	4.68	3.48	0.23	100.00
PC	pfa	sc	MF9622c	65.37	0.90	16.51	3.75	0.14	1.25	3.40	4.81	3.63	0.23	100.00
PC	pfa	sc	MF9622d	65.29	0.88	16.56	3.76	0.14	1.24	3.45	4.84	3.62	0.23	100.00
PC	pfa	sc	KC9624b	64.34	0.94	17.51	3.91	0.14	1.27	3.59	4.77	3.33	0.20	100.00
PC	pfa	sc	MF9625a	63.18	1.13	20.75	4.66	0.18	1.43	1.80	2.92	3.82	0.13	100.00
PC	pfa	sc	MF9625b	65.10	0.92	16.92	3.84	0.14	1.14	3.33	4.84	3.50	0.25	100.00
Lv	lava	lava	MF9622f	64.82	0.92	16.80	3.92	0.14	1.25	3.51	4.92	3.48	0.24	100.00
Lv	lava	lava	MF9626	65.24	0.90	16.65	3.73	0.14	1.25	3.41	4.93	3.52	0.23	100.00
<b>Aso-4/3</b>														
4/3X	pfa	pm	TK2751b2	69.43	0.52	18.33	2.07	0.13	0.44	1.33	3.46	4.23	0.07	100.00
4/3Y	pfa	pm	TK2751c	68.16	0.58	19.83	2.37	0.12	0.42	1.24	3.13	4.08	0.07	100.00
4/3Y	pfa	pm	AS10042	68.33	0.56	19.18	2.19	0.11	0.44	1.23	3.61	4.25	0.08	100.00
4/3A	pfa	pm	TK2751d6	61.93	0.93	22.01	5.07	0.16	1.45	3.63	2.70	1.99	0.12	100.00
4/3A	pfa	pm	TK2751d4	64.24	0.81	18.68	4.35	0.15	1.40	3.65	3.45	3.04	0.24	100.00
4/3A	pfa	pm	TK2751d2	64.55	0.80	18.07	4.48	0.15	1.44	3.70	3.42	3.16	0.24	100.00

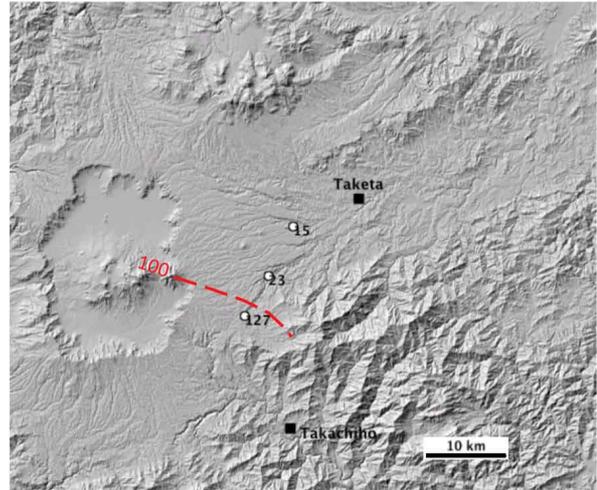
表 1.4-2b 阿蘇カルデラ及び大峰, 赤井火山噴出物の全岩化学組成 (その 2)

蛍光 X 線分析装置による分析値. pfa:降下火砕物, pfl:火砕流堆積物, pm:軽石, sc:スコリア, lense:本質レンズ, obs:黒曜石岩片, lava:溶岩.

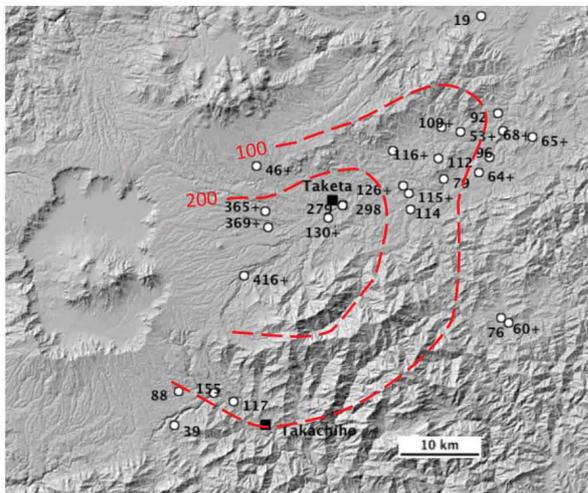
	facies	sample no.	SiO <sub>2</sub>	TiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	FeO*	MnO	MgO	CaO	Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O	P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	total	
4/3C	pfa	pm	TK2751f5	64.22	0.77	17.83	4.39	0.15	1.48	3.91	3.82	3.18	0.25	100.00
4/3C	pfa	pm	TK2751f3	64.47	0.78	18.28	4.37	0.14	1.42	3.78	3.47	3.03	0.26	100.00
4/3D	pfa	pm	TK2751g1	64.80	0.77	18.41	4.15	0.14	1.34	3.51	3.46	3.18	0.24	100.00
4/3E	pfa	pm	TK2751h4	64.00	0.81	19.77	3.97	0.14	1.13	3.01	3.89	3.19	0.11	100.00
4/3E	pfa	pm	TK2751h3	66.57	0.71	17.39	3.29	0.12	0.96	2.96	3.98	3.83	0.18	100.00
4/3F	pfa	pm	TK2751h1	71.06	0.47	15.54	1.86	0.10	0.47	1.33	3.94	5.17	0.06	100.00
4/3G	pfa	pm	TK2751i	65.62	0.75	18.43	3.87	0.14	1.41	3.00	3.21	3.47	0.11	100.00
4/3H	pfa	pm	TK2751k1	65.06	0.84	16.61	4.56	0.14	1.41	3.56	3.68	3.86	0.29	100.00
4/3I	pfa	pm	TK2751m1	66.29	0.79	16.14	4.00	0.13	1.21	3.18	3.74	4.27	0.25	100.00
4/3J	pfa	pm	TK2751n4	66.45	0.83	16.45	4.11	0.13	1.09	2.93	3.55	4.21	0.25	100.00
4/3K	pfa	pm	TK2751n3	64.13	0.96	19.00	4.69	0.14	1.07	2.87	3.42	3.50	0.21	100.00
4/3K	pfa	pm	TK2751n1	65.88	0.87	17.21	4.10	0.14	1.08	2.97	3.54	3.98	0.23	100.00
4/3N	pfa	pm	TK2751r2	66.24	0.82	17.03	4.10	0.14	1.09	2.76	3.49	4.10	0.23	100.00
4/3M	pfa	pm	TK2751r3	65.89	0.82	16.72	4.20	0.13	1.14	2.95	3.68	4.22	0.25	100.00
4/3Z2	pfa	pm	TK2751s11	69.25	0.52	15.80	3.11	0.08	0.50	1.67	3.08	5.90	0.09	100.00
4/3Z6	pfa	pm	TK2751s10-1	64.52	0.80	18.00	5.11	0.12	1.24	3.30	2.96	3.73	0.22	100.00
4/3Z6	pfa	pm	TK2751s10-2	64.79	0.77	18.06	4.90	0.12	1.19	3.21	2.99	3.74	0.23	100.00
4/3Z15	pfa	sc	TK2751s8	50.92	0.99	20.99	10.94	0.17	4.58	8.58	2.32	0.44	0.07	100.00
4/3Z20	pfa	sc	TK2751s6	55.71	0.91	19.08	8.94	0.16	4.06	7.76	1.93	1.31	0.13	100.00
4/3Z27	pfa	sc	TK2751s3	55.76	0.94	18.43	8.97	0.17	3.33	7.96	2.66	1.62	0.16	100.00
4/3Z28	pfa	sc	TK2751s2	50.88	1.04	19.63	11.17	3.64	3.40	7.85	1.42	0.81	0.15	100.00
4/3Z29	pfa	sc	TK2751s1	53.32	0.92	24.28	8.12	0.14	1.86	8.46	1.97	0.83	0.10	100.00
Aso-3														
3C	pfl	sc	TM4598a	54.66	0.93	20.06	7.74	0.15	2.92	8.33	3.27	1.66	0.30	100.00
3C	pfl	sc	TM5269e	56.45	0.87	19.35	7.05	0.14	2.61	7.72	3.37	2.10	0.35	100.00
3B	pfl	lense	TO6729b	63.47	0.88	16.41	5.35	0.14	1.52	3.75	4.44	3.64	0.40	100.00
3B	pfl	obs	TO7114b	63.55	0.87	16.08	5.51	0.14	1.57	3.76	4.42	3.71	0.38	100.00
3B	pfl	obs	TO7139b	61.67	0.90	16.40	6.36	0.15	1.86	4.49	4.35	3.33	0.49	100.00
3B	pfl	obs	TO7139c	63.10	0.89	16.23	5.59	0.14	1.66	3.96	4.43	3.58	0.42	100.00
3B	pfl	sc	TO7911a	58.33	0.90	19.14	6.58	0.15	2.03	6.33	3.63	2.49	0.42	100.00
3B	pfl	obs	TO7911b	67.44	0.78	15.57	3.56	0.12	0.92	2.47	4.48	4.48	0.19	100.00
3B	pfl	sc	AS8789	57.17	0.93	19.91	7.15	0.15	2.15	6.23	3.59	2.33	0.39	100.00
3B	pfl	sc	KJ9586	58.83	0.85	18.79	6.13	0.13	1.96	6.50	3.75	2.66	0.40	100.00
3A	pfl	pm	TK2751u1	68.48	0.71	16.15	2.89	0.11	0.70	1.97	4.03	4.82	0.14	100.00
3A	pfl	obs	MY5644	68.43	0.73	15.36	3.15	0.12	0.80	2.23	4.46	4.58	0.15	100.00
3A	pfl	pm	TO6731a	68.52	0.72	15.69	2.96	0.11	0.74	2.01	4.22	4.90	0.14	100.00
3A	pfl	pm	TO6732b	65.01	0.97	16.15	4.49	0.14	1.29	3.28	4.44	3.93	0.30	100.00
3W	pfa	pm	TK2751v	69.18	0.70	16.10	2.81	0.11	0.61	1.78	3.70	4.90	0.12	100.00
Aso-3/2														
3/2P	pfa	pm	TK3113c	67.65	0.85	16.17	3.79	0.12	1.02	2.43	3.52	4.28	0.15	100.00
3/2R	pfa	pm	TK3113k	65.58	0.88	16.67	4.42	0.13	1.22	3.23	3.52	4.06	0.29	100.00
3/2S	pfa	pm	TK3113s	63.65	0.92	17.57	5.21	0.12	1.41	3.85	3.29	3.74	0.24	100.00
Aso-2														
2T	pfa	sc	TK3113w	57.08	1.01	20.52	7.29	0.12	1.94	7.20	2.70	1.93	0.22	100.00
2B	pfl	sc	AS5164	58.76	1.42	20.57	9.41	0.15	0.56	2.70	2.27	3.70	0.45	100.00
2B	pfl	sc	TO7915	58.28	1.28	17.65	8.35	0.29	2.14	5.11	3.88	2.65	0.38	100.00
2B	pfl	sc	AS9629a	57.73	1.22	17.62	8.06	0.15	2.08	5.63	3.98	3.08	0.45	100.00
2B	pfl	sc	AS9629b	58.48	1.17	16.80	7.86	0.15	2.35	5.60	3.99	3.19	0.40	100.00
2TL	pfa	sc	TK3114a	62.50	1.25	16.83	6.59	0.14	1.50	3.63	3.36	3.76	0.43	100.00
Akai (PC: pyroclastic cone)														
PC	pfa	sc	MF9670a	58.79	1.26	16.42	8.29	0.16	2.48	5.38	3.63	3.19	0.40	100.00
PC	pfa	sc	MF9670b	58.78	1.25	16.57	8.26	0.16	2.45	5.33	3.61	3.17	0.41	100.00
Aso-2/1 (Lv: Tamarigawa Lava)														
Lv	lava	lava	TK8733c	62.80	1.06	15.63	6.73	0.12	1.46	3.80	3.99	4.05	0.38	100.00
Lv	lava	lava	TK8822	60.69	1.11	15.57	7.81	0.14	2.05	4.84	3.84	3.58	0.37	100.00
Aso-1														
1A	pfl	lense	AS4581	67.12	0.85	15.79	4.27	0.05	0.49	2.39	3.98	4.85	0.21	100.00
1A	pfl	lense	AS5163a	66.88	0.82	15.90	4.33	0.08	0.60	2.39	3.99	4.80	0.21	100.00
1A	pfl	lense	AS5163b	67.12	0.84	15.96	4.29	0.07	0.57	2.18	3.85	4.90	0.21	100.00
Pre Aso-1 (Lv:Koga Lava)														
Lv	lava	lava	AS8704b	56.61	0.85	21.45	5.21	0.09	1.66	7.99	3.51	2.36	0.26	100.00



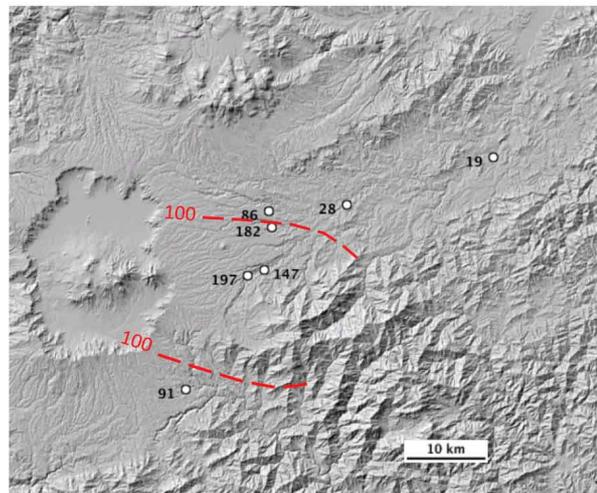
Aso-4/3X



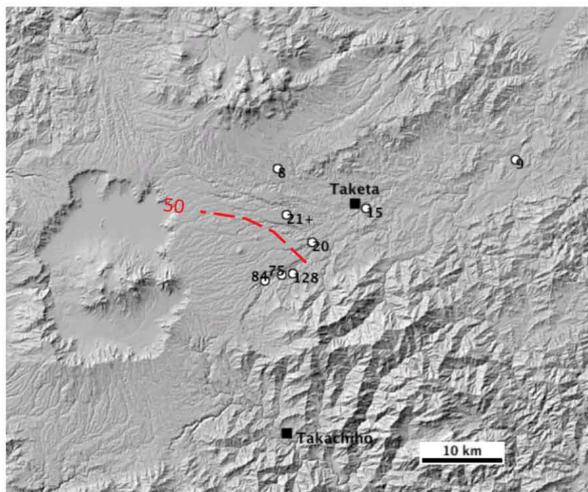
Aso-4/3Y



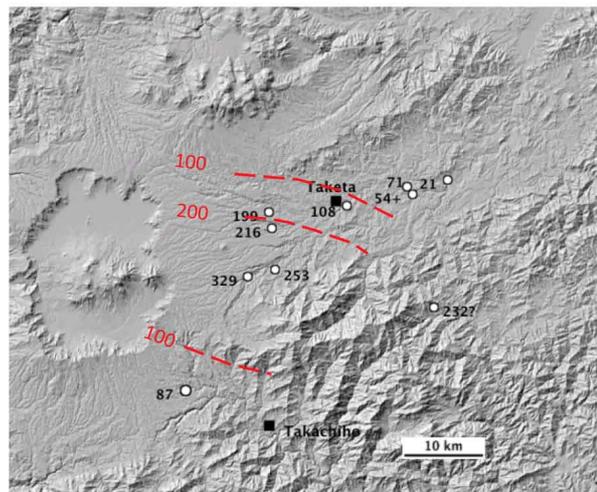
Aso-4/3ABCD



Aso-4/3 EF



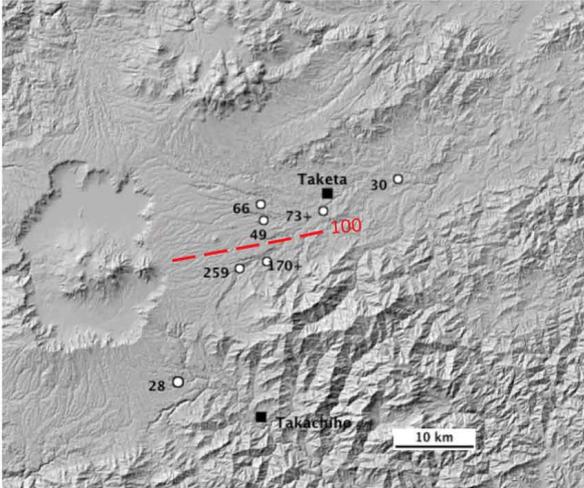
Aso-4/3G



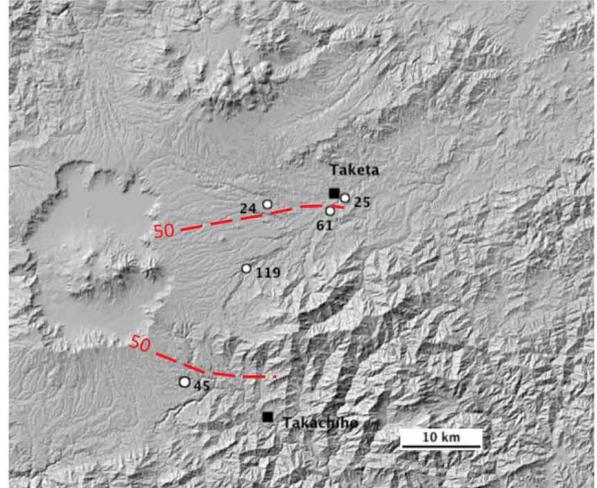
Aso-4/3HI

図 1.4-1a 阿蘇カルデラ主要テフラの層厚 (その1)

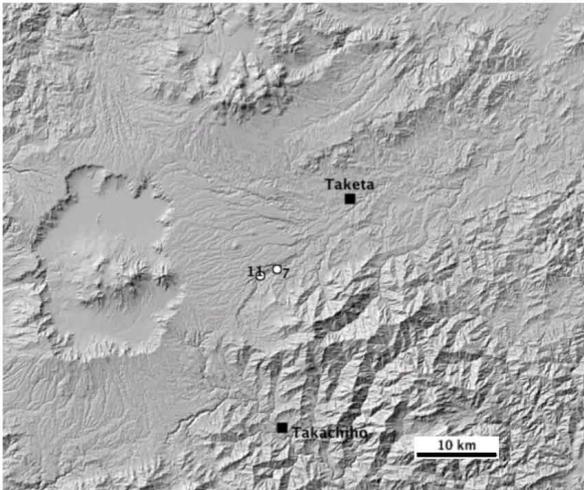
白丸:各地点での層厚 (cm). +は削剥や粘土化による圧密などでその以上の厚さがあると判断される地点. 赤線:等層厚線 (cm)



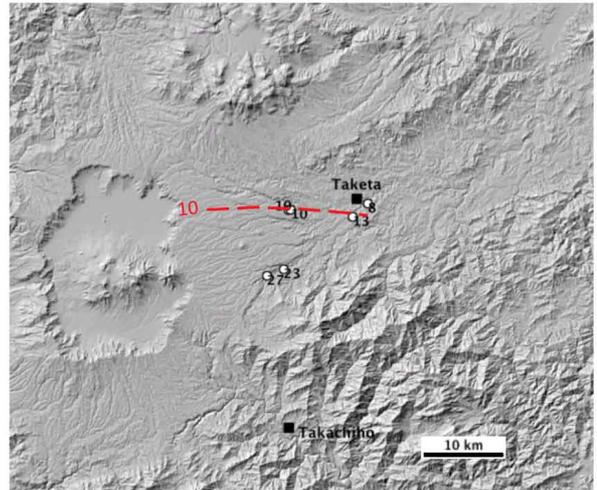
Aso-4/3JKL



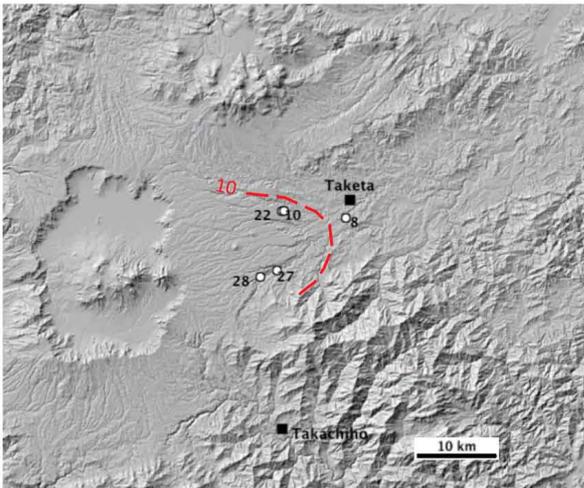
Aso-4/3MN



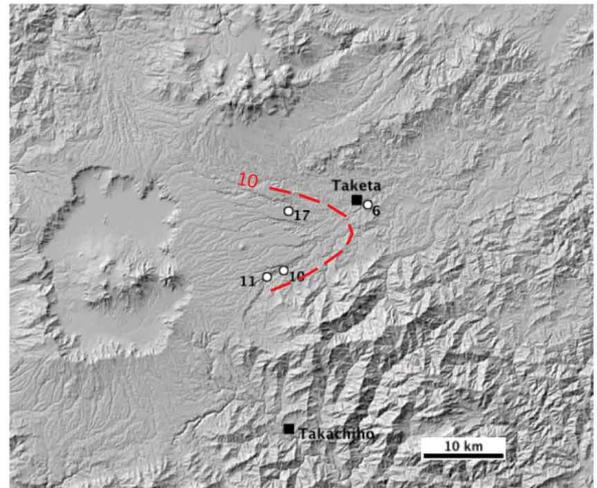
Aso-4/3 Z2



Aso-4/3Z6



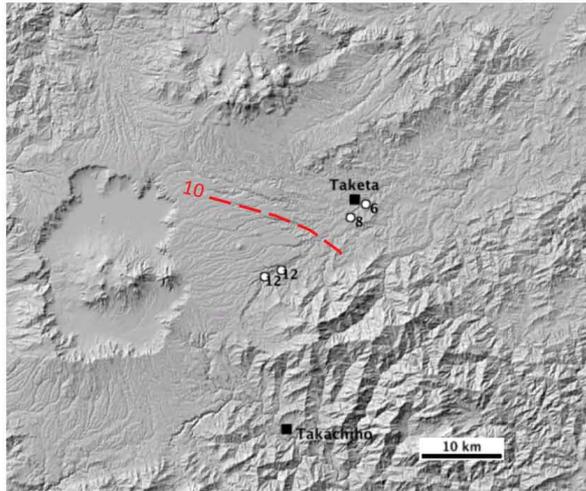
Aso-4/3Z15



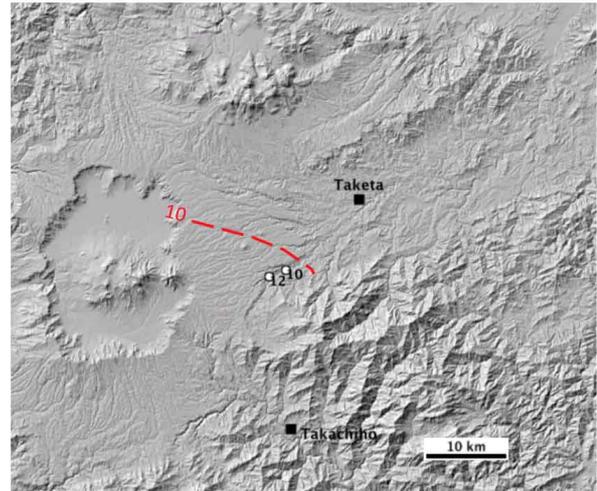
Aso-4/3Z20

図 1.4-1b 阿蘇カルデラ主要テフラの層厚 (その2)

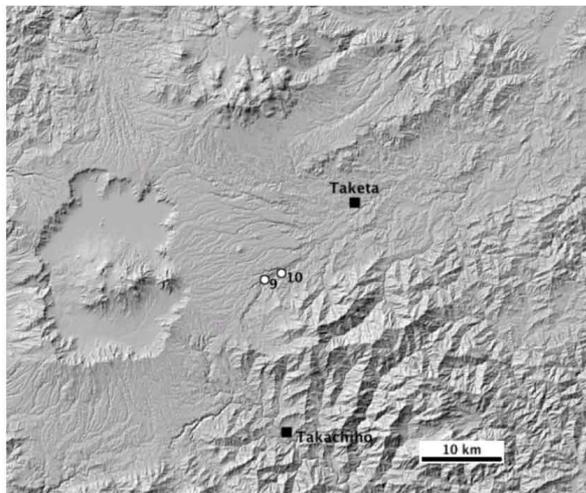
白丸:各地点での層厚(cm). +は削剥や粘土化による圧密などでその以上の厚さがあると判断される地点. 赤線:等層厚線(cm)



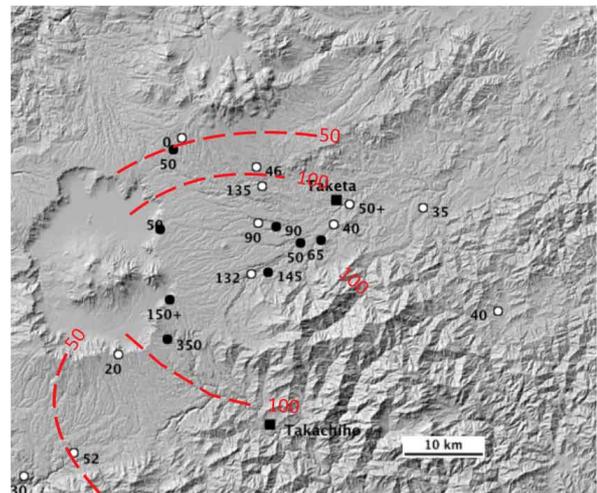
Aso-4/3Z27



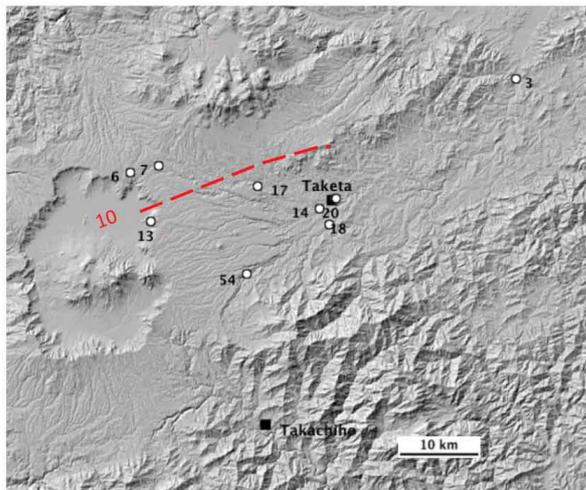
Aso-4/3Z28



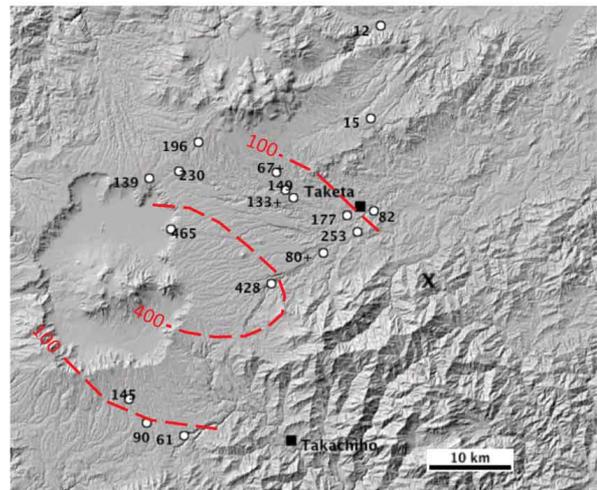
Aso-4/3Z29



Aso-3W



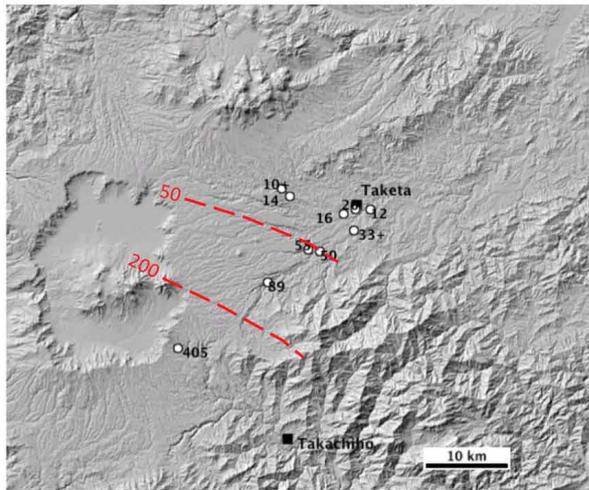
Aso-3/2U



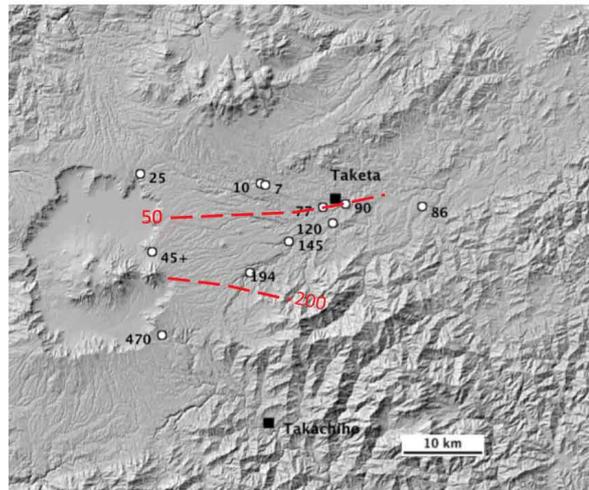
Aso-3/2OPQ

図 1.4-1c 阿蘇カルデラ主要テフラの層厚 (その 3)

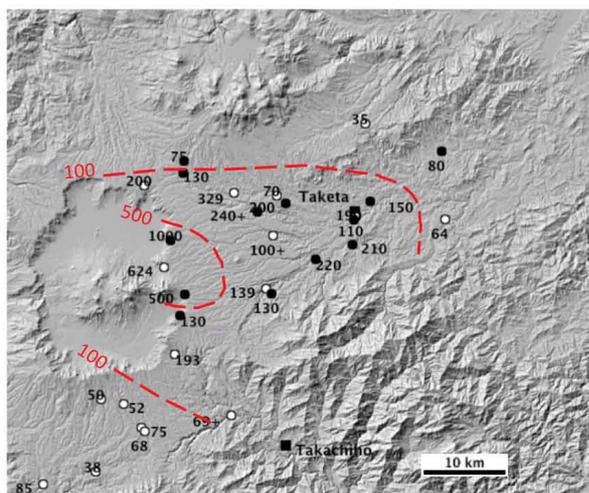
白丸:各地点での層厚(cm). +は削剥や粘土化による圧密などでその以上の厚さがあると判断される地点. 赤線:等層厚線(cm)



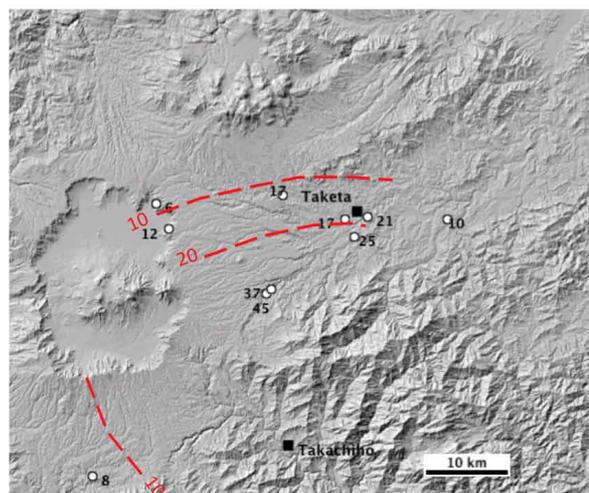
Aso-3/2R



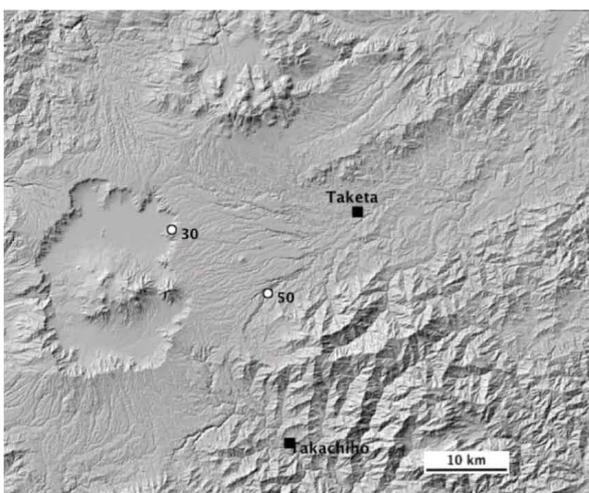
Aso-3/2S



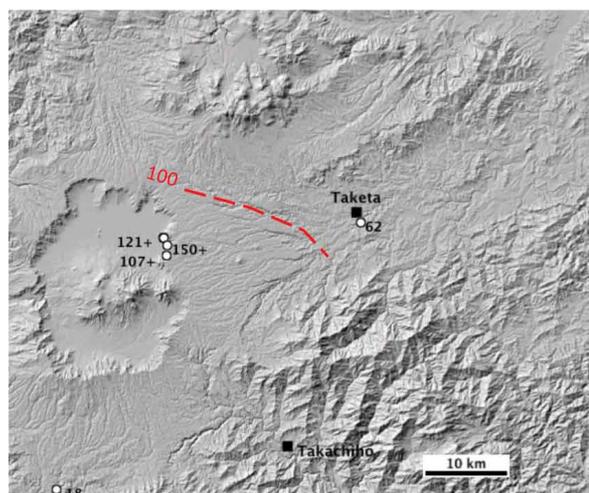
Aso-2T



Aso-2TL



Aso-1C



Aso-1P

図 1.4-1d 阿蘇カルデラ主要テフラの層厚 (その 4)

白丸:各地点での層厚(cm). +は削剥や粘土化による圧密などでその以上の厚さがあると判断される地点. 赤線:等層厚線(cm)



図 1.4-2 阿蘇 4/3 間テフラ X, Y と阿蘇 4 火砕流堆積物. 大分県竹田市荻町 TK2751 地点.

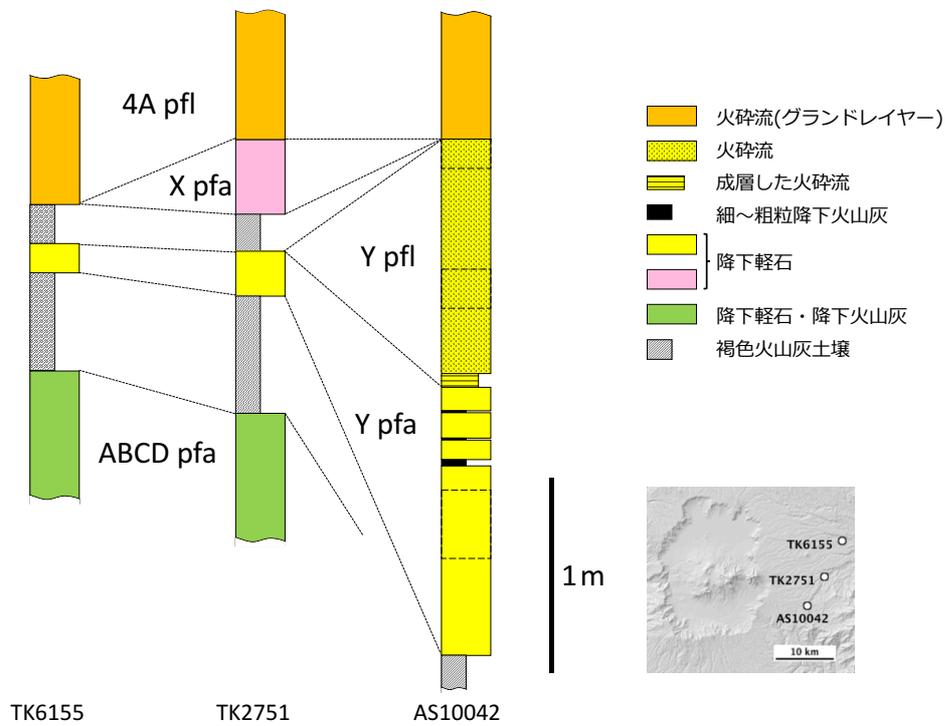


図 1.4-3 阿蘇 4/3 X, Y, ABCD と阿蘇 4 火砕流堆積物の層序関係  
pfa:降下軽石層, pfl:火砕流堆積物.

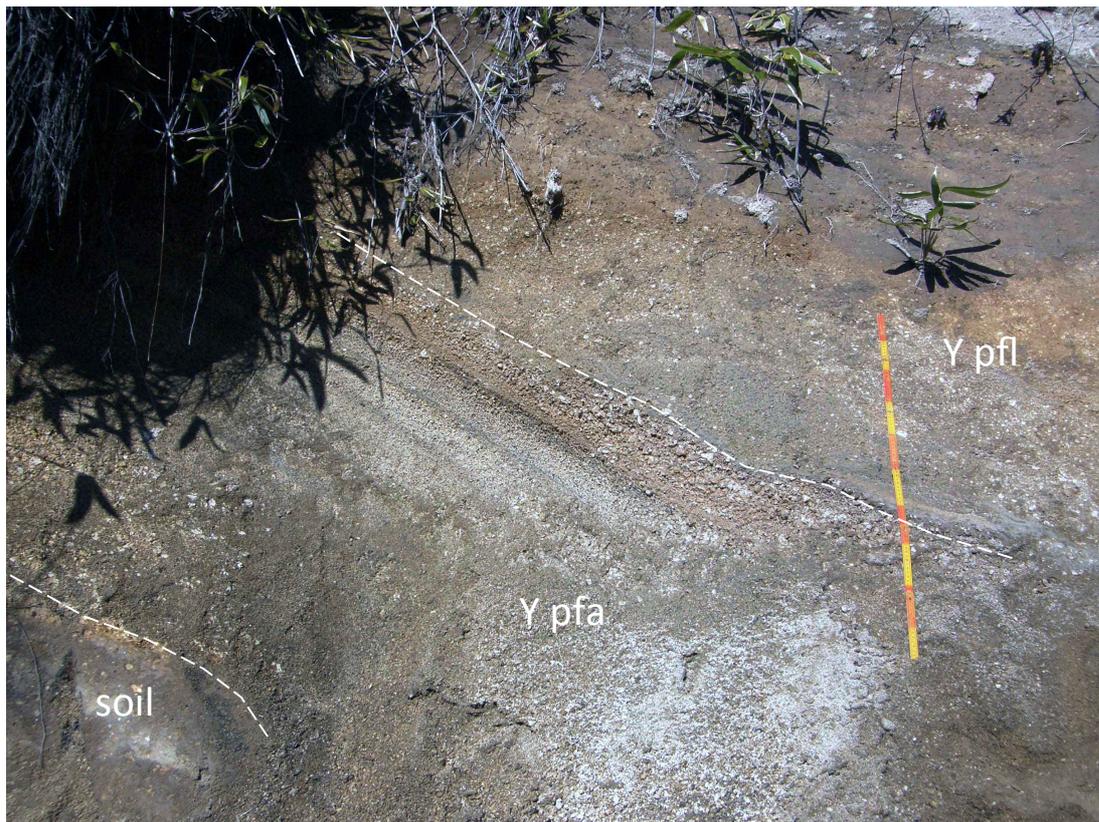


図 1.4-4 Y 降下軽石層とそれを覆う Y 火砕流堆積物. 熊本県高森町 AS10034 地点

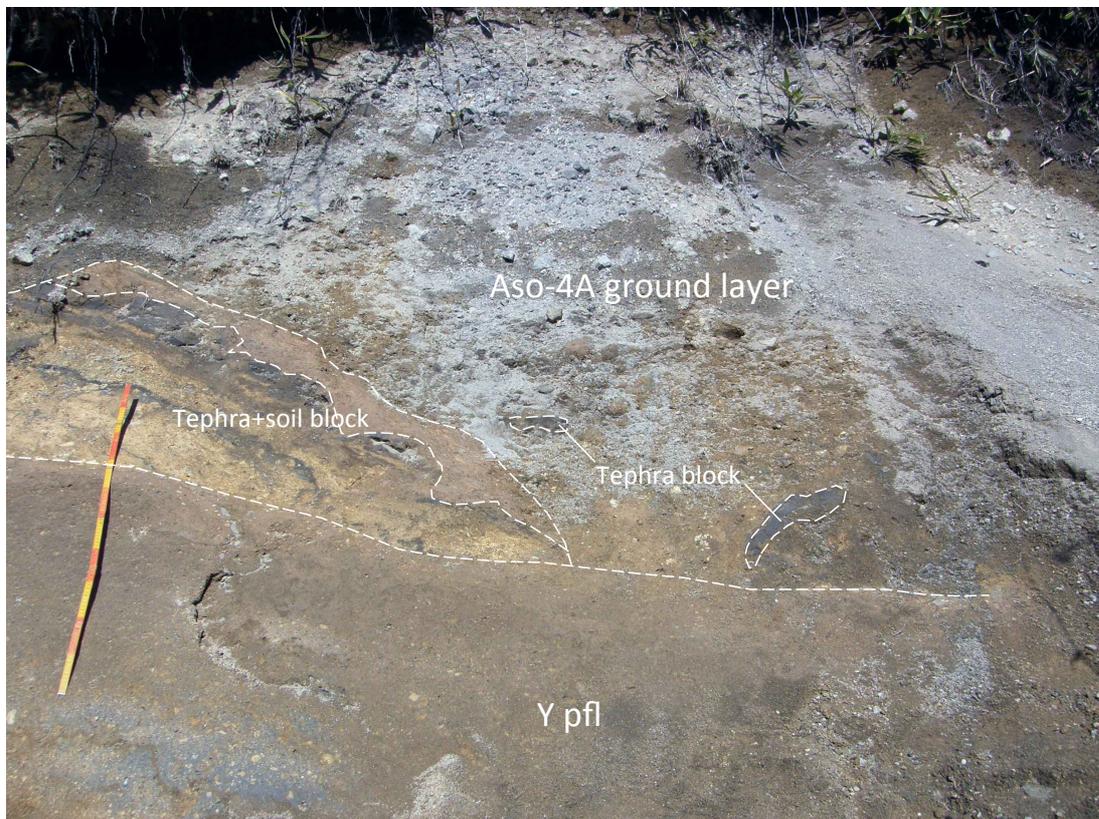


図 1.4-5 Y 火砕流堆積物とそれを覆う阿蘇 4A 火砕流堆積物のグラウンドレイヤー.  
テフラや土壌のブロックは阿蘇 4A 火砕流に取り込まれたもの. 熊本県高森町 AS10034 地点.



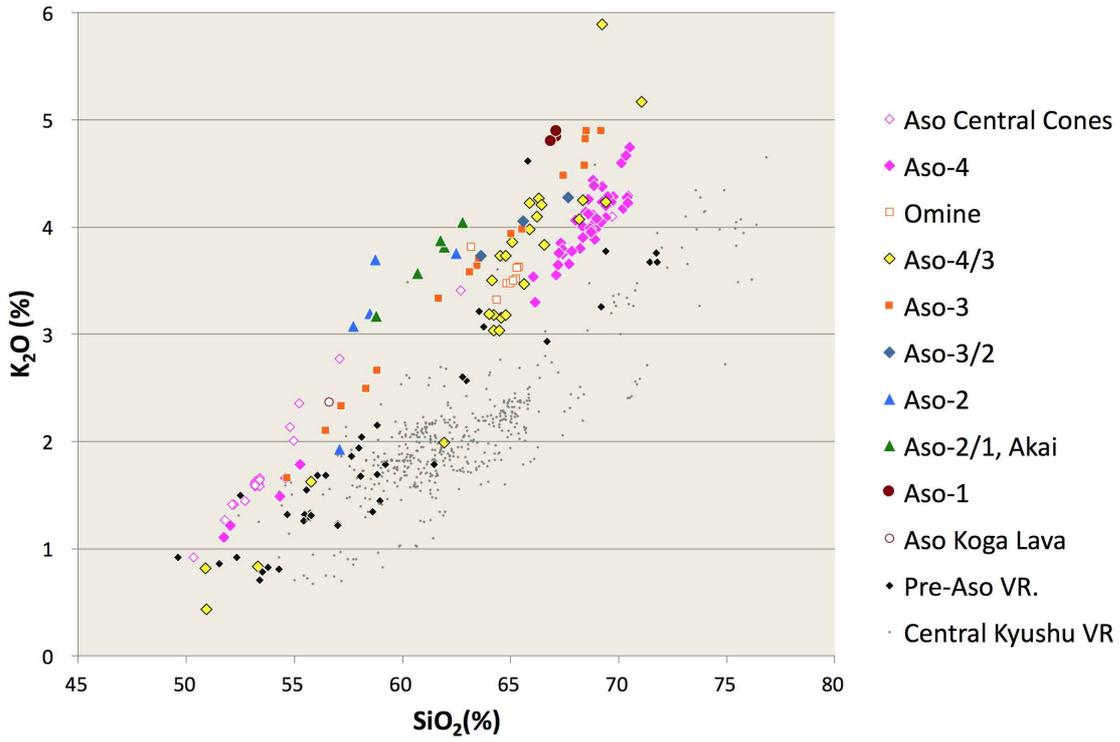


図 1.4-8 阿蘇カルデラ及び大峰，赤井火山噴出物の全岩化学組成データは，表 1.4-1 及び未公表測定値による．VR:火山岩類．

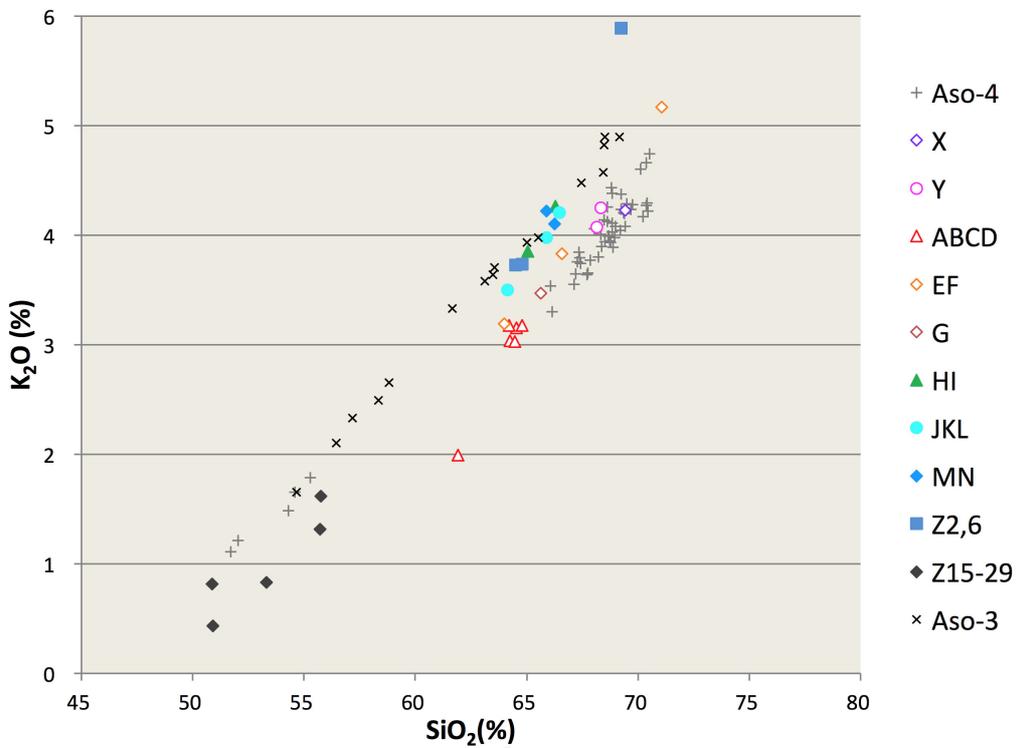


図 1.4-9 阿蘇 4/3 間テフラの全岩化学組成データは，表 1.4-1 による．

## 文 献

- 古川邦之・金子克哉・小屋口剛博（2006）阿蘇火山における大規模および小規模噴火活動の岩石学的特徴．月刊地球，28，386-391.
- 星住英夫（1990）阿蘇-4/3 降下火砕物-阿蘇-4 噴出以前の阿蘇火山活動史．火山学会講演予稿集，1990，1，92.
- 町田 洋（1996）阿蘇東麓における阿蘇 4 テフラと阿多テフラ．第四紀露頭集-日本のテフラ-，日本第四紀学会，56-57.
- 松本幡郎（1974）砥川溶岩について．火山，第 2 集，19，19-24.
- Miyabuchi, Y. (2009) A 90,000-year tephrostratigraphic framework of Aso Volcano, Japan. *Sedimentary Geology*, 220, 169-189.
- 宮縁育夫・星住英夫・高田英樹・渡辺一徳・徐 勝（2003）阿蘇火山における過去約 9 万年間の降下軽石堆積物．火山，vol.48，p.195-214.
- 宮縁育夫・増田直朗・渡辺一徳（2004）溶岩流とテフラとの層序関係からみた阿蘇火山中央火口丘群西部地域の発達史．火山，49，267-282.
- 水田敏夫・小畑正明・江上桂子（1990）砥川安山岩溶岩中の気泡の形態と分布．火山，第 2 集，35，249-262.
- 長橋良隆・佐藤孝子・竹下欣宏・田原敬治・公文富士夫（2007）長野県，高野層ボーリングコア（TKN-2004）に挟在する広域テフラ層の層序と編年．第四紀研究，46，305-325.
- 小野晃司・渡辺一徳（1985）阿蘇火山地質図（5 万分の 1）．火山地質図 4，地質調査所．
- 小野晃司・松本徕夫・宮久三千年・寺岡易司・神戸信和（1977）竹田地域の地質．地域地質研究報告，5 万分の 1 図幅，地質調査所，145p.
- 杉山芙美子・長谷中利昭・安田 敦・外西奈津美・森 康（2016）阿蘇-4 火砕噴火前に噴出した Aso-ABCD テフラの岩石学的特徴．日本地球惑星科学連合 2015 年大会予稿集，2015，SVC47-P02.
- 田島靖久・小屋口剛博（1994）Aso-1 火砕流のマグマ溜り構造と噴火過程．地球惑星科学関連学会合同大会予稿集，1994，389.