

大雪火山群，御鉢平カルデラ形成期における
珪長質マグマ溜まりの進化過程佐藤 鋭一^{*,**}・和田 恵治^{*}

(2012年2月24日受付，2012年10月29日受理)

Evolution of Silicic Magma Chamber for Caldera-forming Eruption of Ohachidaira
in the Taisetsu Volcanic Group, Central Hokkaido, JapanEiichi SATO^{*,**} and Keiji WADA^{*}

The 30 ka caldera-forming eruption of Ohachidaira started with plinian pumice fall and pyroclastic flows. The deposits contain pumice ($\text{SiO}_2 = 64.9\text{--}68.4 \text{ wt.}\%$), scoria ($\text{SiO}_2 = 56.6\text{--}59.0 \text{ wt.}\%$), and banded pumice. This study examined the evolution processes of silicic magma chamber through mineralogical and petrological analyses of the eruption products. Three types of plagioclase phenocrysts such as An-rich (type A : $\text{An}_{70\text{--}90}$), An-poor (type B : $\text{An}_{36\text{--}56}$), and intermediate (type C : $\text{An}_{56\text{--}70}$) were observed. Type-A plagioclase phenocrysts were further classified into two sub-types on the basis of MgO content in the cores; type A1 ($\text{MgO} > 0.05 \text{ wt.}\%$) and type A2 ($\text{MgO} < 0.05 \text{ wt.}\%$). Type-A1 and type-A2 plagioclase phenocrysts were derived from mafic magma, type-B plagioclase phenocrysts were derived from silicic magma, and type-C plagioclase phenocrysts were derived from hybrid magma formed by the mixing of mafic and silicic magmas. The pumice mainly contains type-B plagioclase phenocrysts with rare type-A2 and type-C plagioclase phenocrysts. The scoria contains type-A1, type-A2, and type-B plagioclase phenocrysts with rare type-C plagioclase phenocrysts. These assemblages in the products can be explained by the mixing of magmas. Initially, mafic magma including the type-A1 plagioclase phenocrysts was injected into the bottom of the silicic magma chamber, and a density-stratified magma chamber was formed. The first mixing occurred at the interface of mafic and silicic magmas, and a hybrid magma was formed at the interface of the two magmas. During the period from the mixing to the eruption, type-A2 plagioclase phenocrysts were formed due to the diffusion of MgO in type-A1 plagioclase phenocrysts. Whereas, type-C plagioclase phenocrysts were derived from hybrid magmas. During the eruptions, the lower-layer magmas (hybrid and mafic magmas) were sucked into the conduit due to the viscous force of the upper-layer silicic magma. Outer part of the conduit, silicic and hybrid magmas mixed. The mixed magma contained type-B, type-A2, and type-C plagioclase phenocrysts. Whereas, in the center of the conduit, the mixing of the three magmas (mafic, hybrid, and silicic magmas) occurred, and the mixed magma containing the type-A1, type-A2, type-B, and type-C plagioclase phenocrysts was formed.

Key words: Taisetsu volcanic group, Ohachidaira caldera, magma mixing, magma chamber, plagioclase

1. はじめに

島弧火山では噴火前にマグマ混合が生じている例が多く (Eichelberger, 1978, 1980; Sakuyama, 1979, 1981). その場合、マグマは均質または不均質に混合した状態で噴出

する。また、マグマ混合は噴火のトリガーになり得るばかりでなく (Sparks *et al.*, 1977; Blake, 1981; Pallister *et al.*, 1992), マグマ供給系の進化過程に影響を与える (Tomiyama and Takahashi, 1995; Chertkoff and Gardner, 2004; Toya *et*

* 〒070-8621 旭川市北門町9
北海道教育大学旭川校地学教室
Earth Science Laboratory, Hokkaido University of Education at Asahikawa, Hokumon-cho 9, Asahikawa 070-8621, Japan

** 現所属 : 〒 657-8501 神戸市灘区鶴甲 1-2-1

神戸大学大学教育推進機構
Institute for Promotion of Higher Education, Kobe University, Tsurukabuto 1-2-1, Nada, Kobe 657-8501, Japan

Corresponding author: Eiichi Sato
e-mail: esato@people.kobe-u.ac.jp

al., 2005; Nakagawa *et al.*, 2011). したがって、マグマ混合は、噴火に至る過程、マグマ溜まりの進化において鍵となる重要な現象である。

マグマ混合過程を理解するために、これまで、岩石学的な手法を用いて、噴出物からマグマ混合に関与した端成分マグマの化学組成、温度等を推定する研究が行われてきた (Tomiyama and Takahashi, 2005). また、鉱物の累帯構造プロファイルからマグマ混合のタイミングを明らかにする研究も行われている (Nakamura, 1995; Drits *et al.*, 2012). しかし、珪長質マグマへの苦鉄質マグマの注入が噴火のどのくらい前に生じ、その後、珪長質マグマ溜まりがどのような進化を経て噴火に至るのかについて十分に検討した例は多くない。

本研究の対象となる御鉢平カルデラの噴出物は、マグマ混合の証拠を多く保持している。また、カルデラ噴火の最盛期には岩石学的に異なる2種類の火砕流が流出しているという特徴を持つ (佐藤・和田, 2005; 若佐・他, 2005, 2006). 若佐・他 (2006) は、山麓に堆積する噴出物について岩石学的な手法を用いてマグマ供給系の推定を行い、その概要を明らかにした。本研究では、御鉢平カルデラ噴出物の噴出順序に関する最近の成果 (佐藤・和田, 2010, 2011) をもとに、マグマ供給系の再検討を行った。その結果、2種類の火砕流を流出した活動においてそれぞれ2端成分マグマの混合が生じていることが明らかとなった。本研究では、混合端成分マグマの温度、含まれる斑晶鉱物の種類を推定した。また、苦鉄質端成分マグマの注入のタイミング、注入から噴火に至るまでの珪長質マグマ溜まりの進化過程を明らかにしたので報告する。

2. 地質概説

大雪火山群は、北海道の中央部に位置する第四紀火山群であり (Fig. 1), 20以上の火山体から構成される複合火山である (国府谷・他, 1966, 1968; 勝井・他, 1979). 大雪火山群の活動は噴出物の K-Ar 年代値から約 100 万年前から開始したとされる (新エネルギー・産業技術総合開発機構 (NEDO), 1990). 活動開始以来、数 10 万年間は主に溶岩流や溶岩ドームを形成する比較的穏やかな噴火が続き、複数の火山体を形成した (勝井・他, 1979). その後、約 3 万年前に爆発的な噴火が生じ、御鉢平カルデラを形成した (勝井・他, 1979). 御鉢平カルデラの形成以降、再び溶岩を主体とする活動となり、旭岳などの火山体を形成した (勝井・他, 1979). 旭岳は大雪火山群の中で最も新しい火山体であり、約 1~2 万年前に活動を開始したと考えられている (大沼・和田, 1991). 旭岳の主なマグマの活動は約 3 千年前までには終了したと考

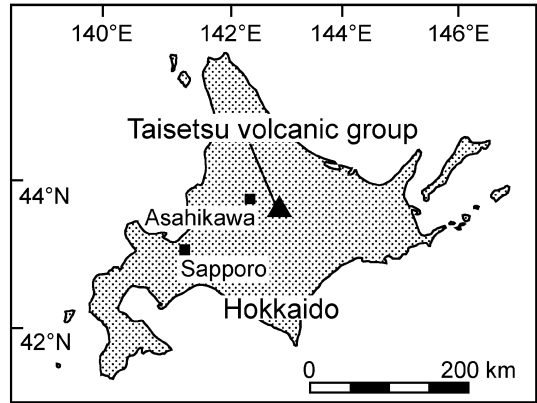


Fig. 1. Index map of Taisetsu volcanic group.

えられており、その後は水蒸気爆発が生じている (佐藤・和田, 2007). 最新の噴火活動は、250 年前以降に生じた水蒸気爆発である (和田・他, 2003). 旭岳では現在も活発な噴気活動が続いている。

御鉢平カルデラは大雪火山群の中央に位置しており、その直径は約 2 km である (Fig. 2). 御鉢平カルデラの活動では初期に山頂部で複数回の火砕噴火が生じた後 (目次, 1987), プリニー式噴火による降下軽石が北東から東方向に堆積し、最終的に火砕流が生じた (勝井・他, 1979). 火砕流は主に北東および南西方向に流下し、現在の石狩川と忠別川の源流域に厚く堆積した (勝井・他, 1979). 現在、御鉢平カルデラから北東の層雲峡や南西の天人峡では溶結した火砕流堆積物が最大で 200 m におよぶ柱状節理を形成している (勝井・他, 1979). 勝井・他 (1979) は、山麓に堆積する降下軽石および火砕流堆積物中に存在する炭化木片の ^{14}C 年代値から、御鉢平カルデラの形成時期を約 3 万年前と推定している。中村・平川 (2000) や山元・他 (2010) も御鉢平カルデラ起源の噴出物の直下の土壌から AMS 法による ^{14}C の補正年代値として、それぞれ $30,070 \pm 340 \text{ yBP}$, $32,640 \pm 820 \text{ yBP}$ の年代値を報告している。また、山元・他 (2010) は、 $32,640 \pm 820 \text{ yBP}$ という年代値に対して暦年校正を行うと、 $38,028 \pm 836 \text{ cal yBP}$ の年代値になることを示している。

御鉢平カルデラ起源の火山灰はカルデラから北東方向の白滝盆地 (中村・他, 1999), 東方向の道東地域 (隅田, 1988, 1996; 和田・他, 2007; 長谷川・他, 2009; 山元・他, 2010) で発見されており、道東地域では、約 3 万年前を示す鍵層となっている。これらの火山灰は、co-ignimbrite ash であった可能性が高い (和田・他, 2007).

3. カルデラ形成期の噴火推移

山麓における御鉢平カルデラ起源の噴出物として、プ

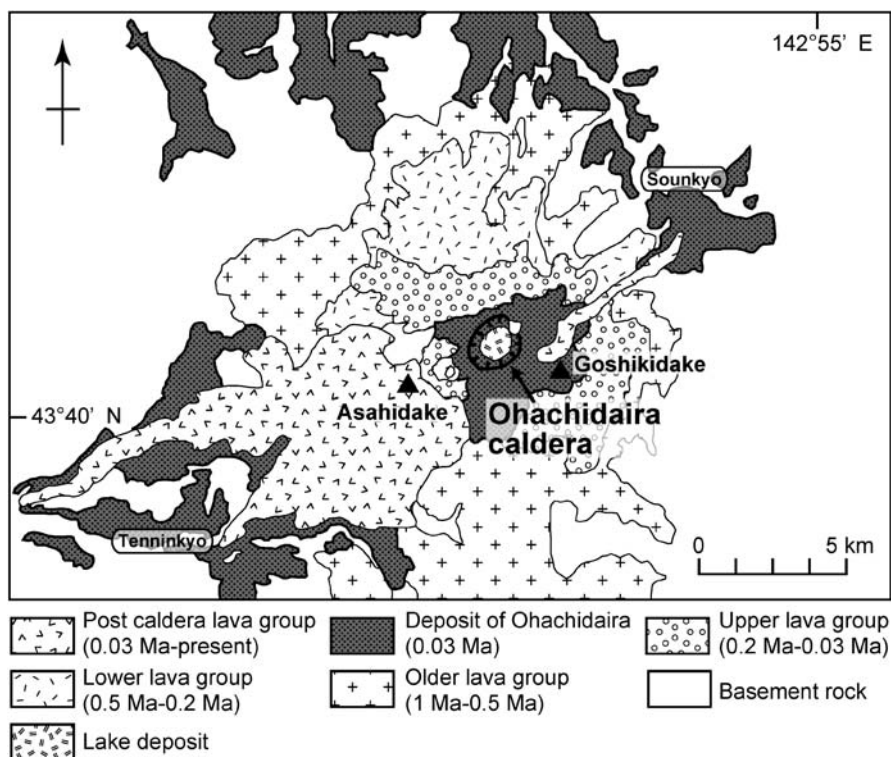


Fig. 2. Geological map of Taisetsu volcanic group. The map modified after Metsugi (1987).

リニー式噴火による降下軽石と火砕流堆積物が確認できる (勝井・他, 1979, 1988). カルデラの北東 10km の層雲峡天城岩付近には, 層厚約 2m の降下軽石堆積物とそれを直接覆う火砕流堆積物が確認でき, 降下軽石の堆積後に火砕流が流出した証拠とされた (勝井・他, 1988). 最近の研究で, 御鉢平カルデラ起源の火砕流は, 堆積物中に含まれる軽石中のホルンブレンド斑晶と輝石斑晶 (斜方輝石斑晶とオーゾイト斑晶) の量比で 2 種類に分類できることが明らかとなり, 火砕流を流出した噴火イベントが 2 回あったことが指摘されている (佐藤・和田, 2005; 若佐・他, 2005, 2006). 今回, 2 種類の火砕流堆積物に含まれる軽石について, 新たにホルンブレンド斑晶と輝石斑晶の量比を求めた (Fig. 3). その結果, 両タイプの軽石はホルンブレンドと輝石の斑晶量によって区別できることが確認できた. 本稿では, 2 種類の火砕流堆積物について, 軽石中にホルンブレンド斑晶を多く含むものを Hb-type 火砕流, 輝石斑晶を多く含むものを Px-type 火砕流とする.

佐藤・和田 (2010) は, カルデラの東北東 11 km の層雲峡大函付近で, 勝井・他 (1988) と同様の層序を示す露頭を確認し, 降下軽石堆積物を直接覆うのは, Px-type 火砕

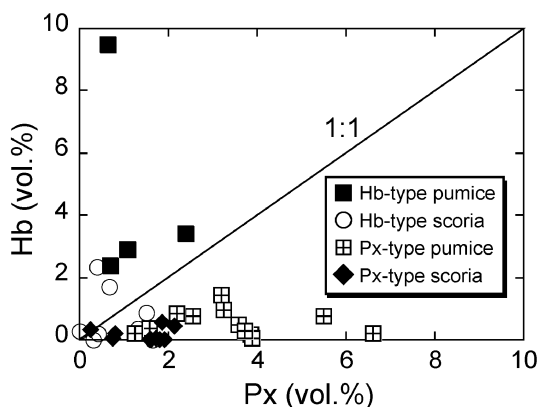


Fig. 3. Modal compositions of pyroxene (vol. %) and hornblende (vol. %) phenocrysts for pumice and scoria.

流堆積物であることを示した. また, 佐藤・和田 (2011) はカルデラの南西 12 km の天人峡付近で, 溶結した Hb-type 火砕流堆積物のブロックを含む 2 次的な流れの堆積物を, Px-type 火砕流堆積物が覆う露頭を確認した. この露頭を含め, カルデラから南西方向の露頭では, 北東および東北東方向で確認された降下軽石堆積物は確認で

きない。

山頂部においても山麓の層序と一致している。カルデラから東南東2kmの五色岳付近では、降下軽石堆積物をPx-type火砕流堆積物が直接覆っている。また、カルデラの南の沢では、Hb-type火砕流堆積物を火砕サージ堆積物が覆っている。この火砕サージ堆積物はカルデラの南西から東にかけて広く堆積しており、カルデラ壁の北西から北側では、火砕サージ堆積物をPx-type火砕流堆積物が覆っている(佐藤, 2005)。したがって、Hb-type火砕流の方がPx-type火砕流よりも先に流出している。

以上のことから、Hb-type火砕流の流出後、山頂付近では火砕サージを堆積させるような噴火が生じ、その後、プリニー式噴火による降下軽石がカルデラの北東～東南東方向に堆積し、その直後にPx-type火砕流が流下したことになる。Hb-type火砕流に先立つ降下軽石は現在のところ確認できていない。

安田・他(2012)は、山麓に堆積する2種類の火砕流堆積物の残留磁化を測定し、残留磁化方向の違いからこれらの火砕流の流出時期に数100年～数1000年の差があることを示した。上述したように、中村・平川(2000)と山元・他(2010)が報告したAMS法による ^{14}C の補正年代値には、誤差を考慮すると1410～3730年の差がある。中村・平川(2000)が示したのは、層雲峡大函の降下軽石堆積物直下の土壌の年代値であり、そこではPx-type火砕流堆積物が降下軽石堆積物を直接覆うことから、年代値はPx-type火砕流が流出した年代とほぼ同等と見なすことができる。また、山元・他(2010)が示したのは、Hb-type火砕流に伴う火山灰(和田・他, 2007)の直下の土壌の年代値であり、Hb-type火砕流が流出した年代とほぼ同等と見なすことができる。したがって、Hb-type火砕流とPx-type火砕流とは、流出した時期に1410～3730年程度の差があった可能性がある。これは安田・他(2012)が示した流出時期の差と調和的である。

4. 岩石記載

プリニー式噴火による降下軽石堆積物は主に軽石で構成されるが、スコリア、縞状軽石も含まれる。また、2種類の火砕流堆積物には本質物質として、軽石、スコリア、縞状軽石が同時に含まれる。以下に軽石とスコリアについて、顕微鏡下における特徴を記述する。また、降下軽石堆積物中の軽石を降下軽石とし、Hb-type火砕流堆積物に含まれる軽石、スコリアをそれぞれHb-type軽石、Hb-typeスコリア、Px-type火砕流堆積物に含まれる軽石、スコリアをそれぞれPx-type軽石、Px-typeスコリアとする。Table 1に噴出物の代表的なモード組成(Pl:斜長石, Opx:斜方輝石, Aug:オーザイト, Hb:ホルンブレン

ド, Ox:鉄チタン酸化物, Qtz:石英)を示す。

4-1 軽石 ($\text{SiO}_2=64.9\text{--}68.4\text{ wt.}\%$, 斑晶量 $=6.9\text{--}30.5\text{ vol.}\%$)

斑晶は斜長石・斜方輝石・オーザイト・ホルンブレンド・鉄チタン酸化物からなる。Hb-type軽石には石英が含まれることがある。斜長石(4.3–26.7 vol.%)は最大径4.0 mmで自形～他形を示す。内部が清澄な斜長石、内部に無色～淡褐色のガラス包有物(5–100 μm)を含む斜長石が多い。これらの多くは、中央部での累帯構造は顕著ではないが、リムで累帯構造を示す場合がある。また、内部に褐色～黒色のガラス包有物(2–70 μm)を含む斜長石も存在する。これらのうちコアからリムにかけて連続的に累帯構造を示すものも存在するが、多くは中央部での累帯構造は顕著ではなく、リムから数10–100 μm 程度にかけて累帯構造を示す。斜方輝石(0.4–5.6 vol.%)は最大径1.8 mmで自形～半自形であり、累帯構造は顕著ではない。オーザイト(0.1–3.2 vol.%)は最大径1.7 mmで自形～半自形である。斜方輝石と同様、累帯構造は顕著ではない。ホルンブレンド($<0.1\text{--}9.5\text{ vol.}\%$)は最大径2.4 mmで自形～半自形を示す。反応縁は発達しておらず、リムで累帯構造を示すもの、内部に斜長石を含むものがある。石英は丸みを帯びた形態を示す。斜長石、斜方輝石、鉄チタン酸化物は集斑晶を形成することがある。また、斜長石とホルンブレンドが接して存在する場合がある。

斑晶鉱物のうちホルンブレンドはHb-type軽石とPx-type軽石で斑晶量に明瞭な差があり(Hb-type軽石:2.4–9.5 vol.%, Px-type軽石:0.1–1.4 vol.%)、上述したようにホルンブレンドと輝石の斑晶量によって、Hb-type軽石とPx-type軽石は明瞭に分類できる(Fig. 3)。

石基はほとんどがガラスで構成され、わずかに針状の斜長石が存在する。発泡度は6.1–41.5 vol.%である。

4-2 スコリア ($\text{SiO}_2=56.6\text{--}59.0\text{ wt.}\%$, 斑晶量 $=2.5\text{--}17.5\text{ vol.}\%$)

斑晶は斜長石・斜方輝石・オーザイト・鉄チタン酸化物からなり、ホルンブレンドを伴うことがある。また、Hb-typeスコリアには石英が含まれることがある。斜長石(1.7–14.8 vol.%)は最大径5.0 mmで自形～他形を示す。内部に褐色～黒色のガラス包有物(2–40 μm)を含むことが多く、これらはコアやリムに濃集し、蜂の巣状や汚濁状の形態を示す場合がある。コアからリムにかけて連続的に累帯構造を示すものも存在するが、内部の累帯構造は顕著ではなく、リムから数10–100 μm 程度にかけて累帯構造を示すものが多い。一方、ガラス包有物をあまり含まず、斑晶内部の屈折率が高くリムでのみ顕著な累帯構造を示すものも存在する。軽石と同様に清澄な

Table 1. Representative whole-rock major element compositions and modal compositions.

Stage	Hb-type Pyf	Hb-type Pyf	Hb-type Pyf	Hb-type Pyf	Px-type Fall	Px-type Fall
Sample No.	0351102B	0352302B	0351102A	0352302A	0382001B	0461701B
Occur.	pumice	pumice	scoria	scoria	pumice	pumice
Whole-rock composition, major element (wt.%)						
SiO ₂	68.86	67.16	59.16	57.47	66.18	66.25
TiO ₂	0.56	0.58	1.09	1.13	0.64	0.71
Al ₂ O ₃	14.90	16.70	17.42	18.06	15.38	16.23
FeO*	3.98	4.28	7.96	8.38	4.95	5.04
MnO	0.10	0.11	0.16	0.17	0.12	0.18
MgO	1.80	2.02	3.03	3.02	2.38	2.57
CaO	3.97	4.65	6.80	7.00	4.62	5.00
Na ₂ O	3.26	3.40	3.45	3.45	3.22	2.97
K ₂ O	3.18	2.62	1.58	1.15	2.76	2.54
P ₂ O ₅	0.12	0.12	0.21	0.20	0.13	0.13
Total	100.73	101.64	100.86	100.03	100.38	101.62
Modal composition, phenocryst (vol.%)						
Pl	14.8	5.9	2.4	4.4	8.0	12.3
Opx	0.6	1.9	0.1	0.6	1.9	2.0
Cpx	0.1	0.5	0.2	0.9	0.7	3.2
Hb	9.5	3.4	0.0	0.9	0.7	0.0
Ox	1.7	0.6	0.2	0.3	0.6	1.1
Qtz	-	-	0.5	-	-	-
Total	26.7	12.3	3.4	7.1	11.9	18.6
Stage	Px-type Pyf	Px-type Pyf	Px-type Pyf	Px-type Pyf		
Sample No.	0352503B1	0352301D	0352503A	0351103A		
Occur.	pumice	pumice	scoria	scoria		
Whole-rock composition, major element (wt.%)						
SiO ₂	66.86	66.87	58.65	57.59		
TiO ₂	0.60	0.59	0.96	0.94		
Al ₂ O ₃	15.78	15.67	18.16	17.65		
FeO*	4.51	4.47	6.84	7.82		
MnO	0.10	0.10	0.14	0.16		
MgO	2.18	2.12	3.01	4.24		
CaO	4.94	4.69	7.82	7.70		
Na ₂ O	3.35	3.07	3.20	3.06		
K ₂ O	2.83	2.79	1.47	1.38		
P ₂ O ₅	0.13	0.12	0.17	0.17		
Total	101.28	100.49	100.42	100.71		
Modal composition, phenocryst (vol.%)						
Pl	20.6	17.1	12.6	9.3		
Opx	5.6	2.1	0.8	0.3		
Cpx	1.1	1.4	0.8	1.6		
Hb	0.2	0.5	-	0.6		
Ox	1.2	1.6	0.4	0.6		
Qtz	-	-	-	-		
Total	28.7	22.7	14.6	12.4		

Total Fe as FeO*.

Pl: Plagioclase, Opx: Orthopyroxene, Cpx: Clinopyroxene, Hb: Hornblende, Ox: Fe-Ti oxide, Qtz: Quartz

斜長石，内部に無色～淡褐色のガラス包有物 (5-120 μm) を含む斜長石も存在する。これらは，中央部での累帯構造は顕著でないものが多く，リムで累帯構造を示す場合がある。斜方輝石 (<0.1-1.9 vol.%) は最大径 1.6 mm で自形～半自形を示す。リムで累帯構造を示すものが存在する。オーザイト (<0.1-1.6 vol.%) は最大径 1.5 mm で自形～半自形を示す。斜方輝石と同様にリムで累帯構

造を示すものが存在する。ホルンブレンド (<0.1-2.4 vol.%) は最大径 2.0 mm で自形～半自形を示す。反応縁は認められない。また，斜長石，斜方輝石，オーザイト，鉄チタン酸化物は集斑晶を形成することがある。

石基にはガラスの他に，針状の斜長石，斜方輝石・オーザイト・鉄チタン酸化物が含まれる。発泡度は 3.8-37.3 vol.% である。

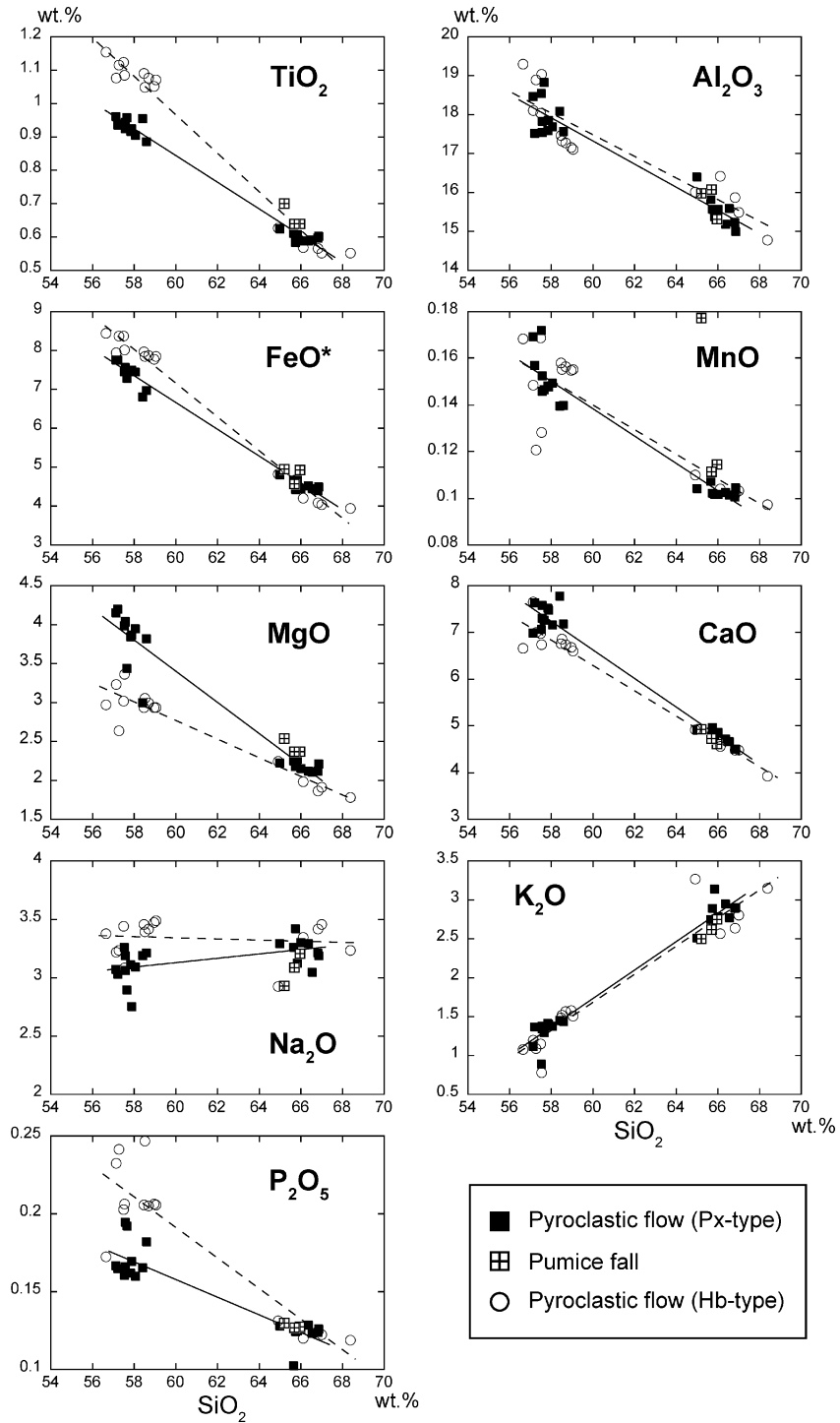


Fig. 4. Harker diagrams for major elements. Major element analyses are normalized to 100 wt.%. Solid and dashed lines, drawn by the method of least squares, show mixing lines for Px-type and Hb-type, respectively.

5. 全岩化学組成

岩石の化学組成分析（主成分元素）は北海道大学理学部地球惑星科学教室の蛍光 X 線分析装置（PANalytical 社製 Magix PRO）で、1:2 に希釈したガラスビードを測定して行った。今回分析を行った試料は軽石とスコリアである。Table 1 に岩石の代表的な化学組成分析値を示す。他の岩石の化学組成および試料の採取地点は、佐藤・他 (2005) に示している。

御鉢平カルデラ噴出物のうち軽石の SiO₂量は 64.9-68.4 wt.% であり、デイサイトの化学組成を示す (Fig. 4)。一方、スコリアの SiO₂量は 56.6-59.0 wt.% であり、安山岩の化学組成を示す (Fig. 4)。軽石、スコリアともに Hb-type と Px-type の SiO₂量は、ほぼオーバーラップしている。しかし、スコリアについては、MgO、CaO で Hb-type スコリアの方が Px-type スコリアに比べて低く、TiO₂、FeO*、Na₂O、P₂O₅ で Hb-type スコリアの方が Px-type スコリアに比べて高い。このように化学組成において、Hb-type スコリアと Px-type スコリアは明瞭に区別できる (Fig. 4)。軽石については、TiO₂、FeO*、MgO で Hb-type 軽石の方が Px-type 軽石に比べてわずかに低く、Al₂O₃ で Hb-type 軽石の方が Px-type 軽石よりもわずかに高い (Fig. 4)。

2 種類の火砕流堆積物に含まれる軽石とスコリアのペア (Hb-type 軽石と Hb-type スコリア、Px-type 軽石と Px-type スコリア) は全岩化学組成で異なる直線トレンドを示す (Fig. 4)。

6. 鉱物化学組成

鉱物の化学組成分析は北海道教育大学旭川校の EPMA (JXA-8600SX) を用いて行った。測定条件は、加速電圧 15 kV、試料電流は斜長石、ホルンブレンドが 1.5×10^{-8} A、斜方輝石、オーギャイト、鉄チタン酸化物が 2.0×10^{-8} A、ビーム径は 3 μ m である。補正は ZAF 法に従った。

6-1 斜長石

コアの An 組成 ($=100 \times \text{Ca}/(\text{Ca} + \text{Na})$) は An = 36-90 の広い組成範囲を示す (Fig. 5a)。頻度分布データをもとに、An > 70 のものを type A、An < 56 のものを type B、それらの中間的な組成のものを type C とすると、降下軽石、Hb-type 軽石、Px-type 軽石には type B が最も多く含まれる。一方、Hb-type スコリア、Px-type スコリアには type A と type B がほぼ同量含まれる。Type C は Px-type の噴出物に比べて、Hb-type の噴出物に多く含まれる。

Type A は、斑晶コアの MgO 量によって 2 種類に分類することができる (Fig. 5b)。ここで、斑晶コアの MgO が 0.05 wt.% より高いものを type A1、MgO が 0.05 wt.%

よりも低いものを type A2 とする。軽石に含まれる type A はほとんどが type A2 であるのに対し、スコリアには type A1 と type A2 が共存している (Fig. 5b)。

岩石記載で記した内部が清澄な斜長石と透明～褐色のガラス包有物を含む斜長石のほとんどは type B である。また、褐色～黒色のガラス包有物を含み、リムから数 10~100 μ m 程度にかけて累帯構造を示すものは type A2 であり、内部の屈折率が高く、リムで顕著な累帯構造を示すものは type A1 である場合が多い。また、比較的サイズが小さく (100-300 μ m)、自形であり、リムで累帯構造を示すものは type C である場合が多い。

Fig. 6 に各タイプの斜長石における代表的な累帯構造プロファイルを示す。Type A1 は、コアで高 An 組成を示し、内部でも高 An 組成を維持するが、リムで An が急減する (Fig. 6b, 6d)。Type A1 の MgO 量は常に 0.05 wt.% 以上を保つ (Fig. 6f, 6h)。Type A2 は、コアで高 An 組成を示すが、Hb-type についてはリムから 50-70 μ m、Px-type については、軽石がリムから 170-200 μ m、スコリアがリムから 70-80 μ m で An が急減し、そこからリムまでは低 An 組成でほぼ一定の値を示す (Fig. 6a, 6b, 6c, 6d)。また、MgO 量は常に 0.05 wt.% 以下である (Fig. 6e, 6f, 6g, 6h)。Type B はコアで低 An 組成を示し、リムまでほぼ一定であるが (Fig. 6a, 6b, 6c, 6d)、リムで An が上昇する場合もある (Fig. 6b)。MgO 量は、一部リムで高い値を示すが (Fig. 6f)、多くは 0.05 wt.% 以下である (Fig. 6e, 6f, 6g, 6h)。Type C は、内部で An = 60-70 のほぼ一定の組成を示し、リムで An が減少する (Fig. 6c)。

軽石中に存在するホルンブレンドに接する斜長石およびホルンブレンドに含まれる斜長石の化学組成を分析したところ、Px-type 軽石では、An = 52 (N = 1)、Hb-type 軽石では、An = 46-60 (N = 15) を示した (Fig. 5a)。Hb-type 軽石については、type B の一部、および type C と一致する An 組成を示した。

代表的な斜長石斑晶コアの化学組成を Table 2 に示す。

6-2 斜方輝石

斑晶コアの Mg# ($=100 \times \text{Mg}/(\text{Mg} + \text{Fe})$) は、多くが Mg# = 63-70 の狭い組成範囲を示し、Mg# > 70 を示すものは Hb-type スコリアにわずかに含まれるのみである (Fig. 7)。Mg# のピークは、Hb-type 軽石、Hb-type スコリアが Mg# = 65-67 であるのに対して、降下軽石、Px-type 軽石、Px-type スコリアが Mg# = 67-69 であり、Hb-type 軽石、Hb-type スコリアよりもわずかに高い値を示す (Fig. 7)。

Wo ($=100 \times \text{Ca}/(\text{Mg} + \text{Fe} + \text{Ca})$) は、多くが Wo = 1.5-2.3 の範囲内であるが、Hb-type スコリアには、Wo = 2.9-3.1 の高い値を示すものが存在する (Fig. 8)。また、Px-

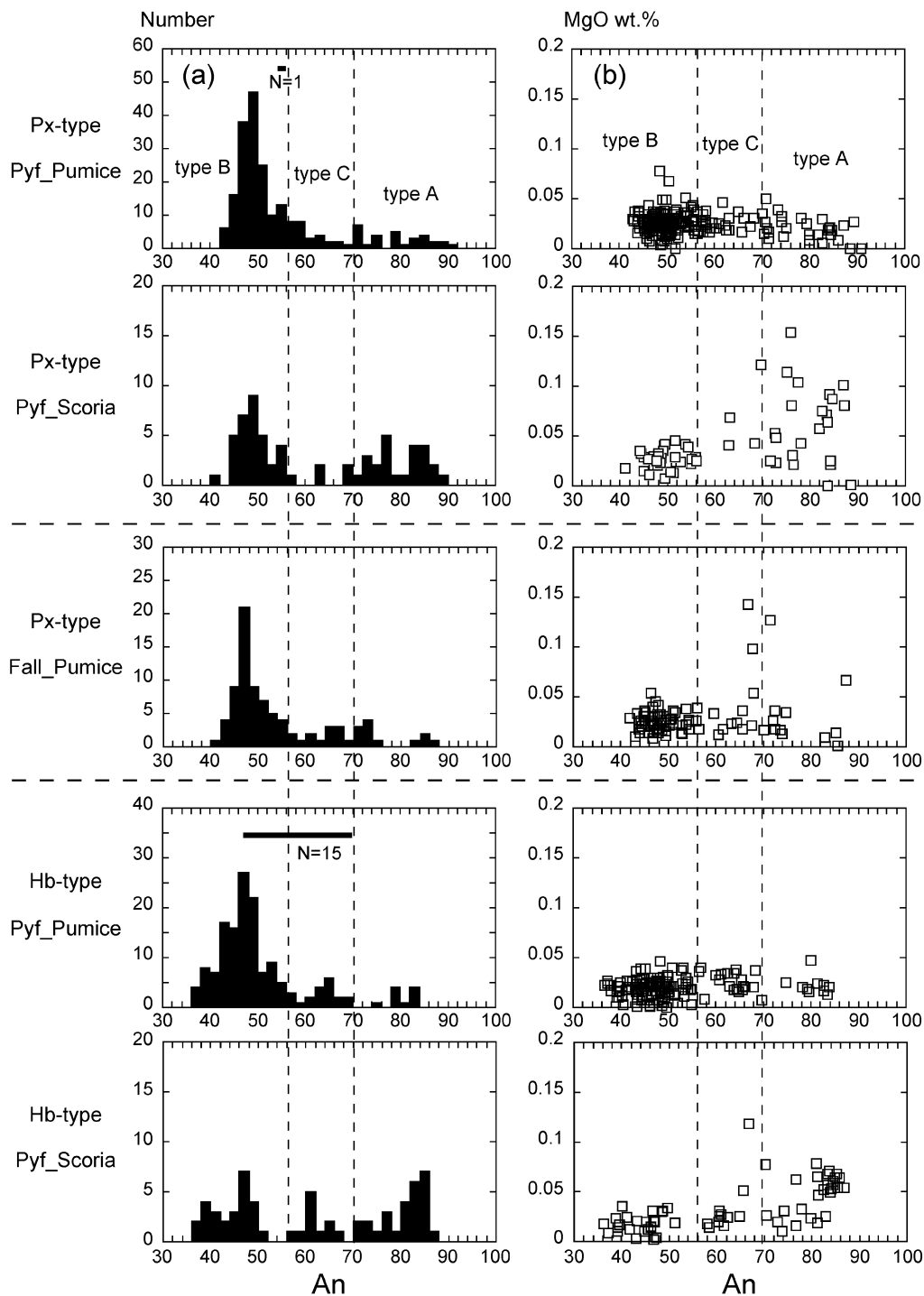


Fig. 5. (a) Histograms of core compositions of plagioclase phenocrysts. The horizontal bars represent the ranges of compositions of plagioclase contacted with and included in hornblende phenocrysts. (b) MgO versus An content variation diagrams of cores of plagioclase phenocrysts.

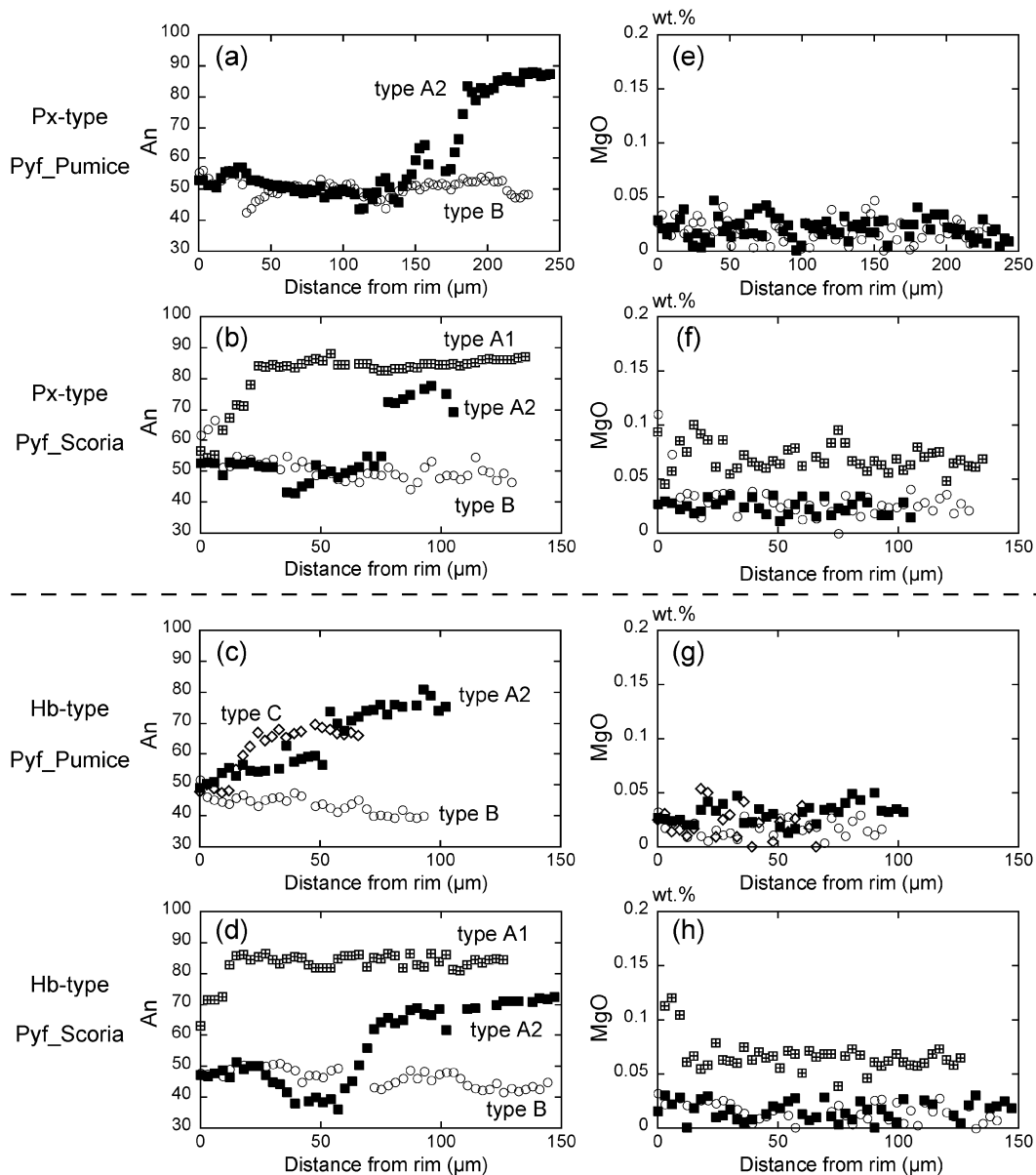


Fig. 6. Zoning profiles of plagioclase phenocrysts.

type スコリアには一つのみ $Wo=3.4$ を示すものが確認できる (Fig. 8). Wo が高い値を示すものは、Hb-type スコリアについては、 $Mg\#$ と相関があり、それらは $Mg\# > 70$ を示す。しかし、Px-type スコリアについては、 $Mg\#$ との相関はみられない。代表的な斜方輝石斑晶コアの化学組成を Table 3 に示す。

6-3 オーザイト

斑晶コアの $Mg\#$ は 72-78 の狭い組成範囲を示す (Fig.

7). Wo は 40.3-46.4 の範囲で、Hb-type スコリア中には $Wo=40-42$ と低い値を示すものが存在する (Fig. 8). 代表的なオーザイト斑晶のコアの化学組成を Table 3 に示す。

6-4 ホルンブレンド

斑晶コアの $Mg\#$ は、Hb-type 軽石、Hb-type スコリアで $Mg\#=65-72$ を示し、Px-type 軽石で $Mg\#=70-75$ を示す (Fig. 7). 代表的なホルンブレンドの化学組成を Table 4

Table 2. Representative chemical compositions of the core of plagioclase phenocrysts.

Stage	Hb-type Pyf	Hb-type Pyf	Hb-type Pyf	Hb-type Pyf	Hb-type Pyf	Hb-type Pyf	Hb-type Pyf	Px-type Fall	Px-type Fall
Sample No.	0351101B	0351101B	0351101B	0352302A	0352302A	0352302A	0352302A	0041701B	0041701B
Occur.	pumice	pumice	pumice	scoria	scoria	scoria	scoria	pumice	pumice
Grain No.	Pl-75	Pl-36	Pl-42	Pl-22	Pl-11	Pl-13	Pl-4	Pl-20	Pl-75
Type	type A2	type B	type C	type A1	type A2	type B	type C	type A2	type B
<i>wt. %</i>									
SiO ₂	47.25	58.03	52.88	47.97	51.50	58.09	52.20	47.63	58.97
Al ₂ O ₃	33.97	26.53	30.03	32.74	30.54	26.40	29.40	33.06	26.17
FeO	0.35	0.29	0.34	0.58	0.48	0.29	0.67	0.30	0.33
MgO	0.01	0.01	0.02	0.07	0.02	0.02	0.05	0.01	0.02
CaO	17.76	9.18	13.39	16.89	14.32	9.22	12.80	16.85	8.97
Na ₂ O	1.52	6.06	4.01	1.83	3.35	6.06	4.02	1.91	5.37
K ₂ O	0.05	0.43	0.21	0.04	0.15	0.44	0.19	0.08	0.47
Total	100.91	100.53	100.88	100.12	100.36	100.52	99.33	99.84	100.30
Cations (O=8)									
Si	2.155	2.591	2.383	2.202	2.340	2.594	2.390	2.191	2.626
Al	1.826	1.396	1.595	1.771	1.635	1.389	1.586	1.792	1.374
Fe	0.013	0.011	0.013	0.022	0.018	0.011	0.026	0.012	0.012
Mg	0.001	0.001	0.002	0.005	0.001	0.001	0.003	0.001	0.001
Ca	0.868	0.439	0.646	0.831	0.697	0.441	0.628	0.831	0.428
Na	0.134	0.524	0.350	0.163	0.295	0.524	0.357	0.171	0.463
K	0.003	0.025	0.012	0.002	0.009	0.025	0.011	0.004	0.027
Total	5.000	4.987	5.001	4.996	4.995	4.985	5.001	5.002	4.931
An	86.63	45.59	64.83	83.60	70.26	45.70	63.77	82.93	48.04

Stage	Px-type Fall	Px-type Pyf	Px-type Pyf	Px-type Pyf	Px-type Pyf	Px-type Pyf	Px-type Pyf	Px-type Pyf
Sample No.	0041701B	0352503B	0352503B	0352503B	0352503A	0352503A	0352503A	0352503A
Occur.	pumice	pumice	pumice	pumice	scoria	scoria	scoria	scoria
Grain No.	Pl-21	Pl-211	Pl-132	Pl-171	Pl-75	Pl-19	Pl-41	Pl-79
Type	type C	type A2	type B	type C	type A1	type A2	type B	type C
<i>wt. %</i>								
SiO ₂	52.93	47.64	58.33	54.02	48.61	48.29	57.57	53.34
Al ₂ O ₃	30.25	32.98	26.70	29.43	32.79	33.20	26.58	29.23
FeO	0.35	0.39	0.30	0.34	0.51	0.45	0.32	0.47
MgO	0.02	0.02	0.02	0.02	0.08	0.02	0.03	0.07
CaO	13.62	17.18	9.37	12.61	16.70	17.02	9.68	12.89
Na ₂ O	3.61	1.73	5.57	4.08	1.97	1.75	5.77	4.18
K ₂ O	0.18	0.07	0.38	0.19	0.05	0.07	0.44	0.17
Total	100.96	100.01	100.67	100.69	100.71	100.80	100.39	100.35
Cations (O=8)								
Si	2.381	2.190	2.595	2.428	2.215	2.199	2.577	2.413
Al	1.604	1.786	1.400	1.559	1.761	1.782	1.403	1.559
Fe	0.013	0.015	0.011	0.013	0.019	0.017	0.012	0.018
Mg	0.001	0.001	0.001	0.001	0.005	0.001	0.002	0.005
Ca	0.657	0.846	0.446	0.607	0.816	0.831	0.464	0.625
Na	0.315	0.154	0.481	0.356	0.174	0.154	0.501	0.366
K	0.010	0.004	0.022	0.011	0.003	0.004	0.025	0.010
Total	4.980	4.996	4.956	4.975	4.993	4.988	4.984	4.995
An	67.61	84.60	48.11	63.05	82.42	84.37	48.08	63.05

に示す。

6-5 鉄チタン酸化物

鉄チタン酸化物として、マグネタイトとイルメナイトを含む。マグネタイトのMg/Mnは、Hb-typeでMg/Mn=2-6、Px-typeでMg/Mn=5-10にピークがあり、Mg/Mn>10のものはスコリアにわずかに含まれるのみである (Fig. 9)。イルメナイトは軽石に多く含まれ、スコリアにはほとんど含まれない。Mg/Mnは、Hb-type軽石で、

Mg/Mn=3-6、Px-type軽石でMg/Mn=6-12にピークがあり、Mg/Mn>15のものはまれにしか存在しない (Fig. 9)。代表的なマグネタイトとイルメナイトの化学組成をTable 5に示す。

7. 議 論

御鉢平カルデラの噴出物には、マグマ混合によって形成された証拠が多く確認できる。以下にマグマ混合の証

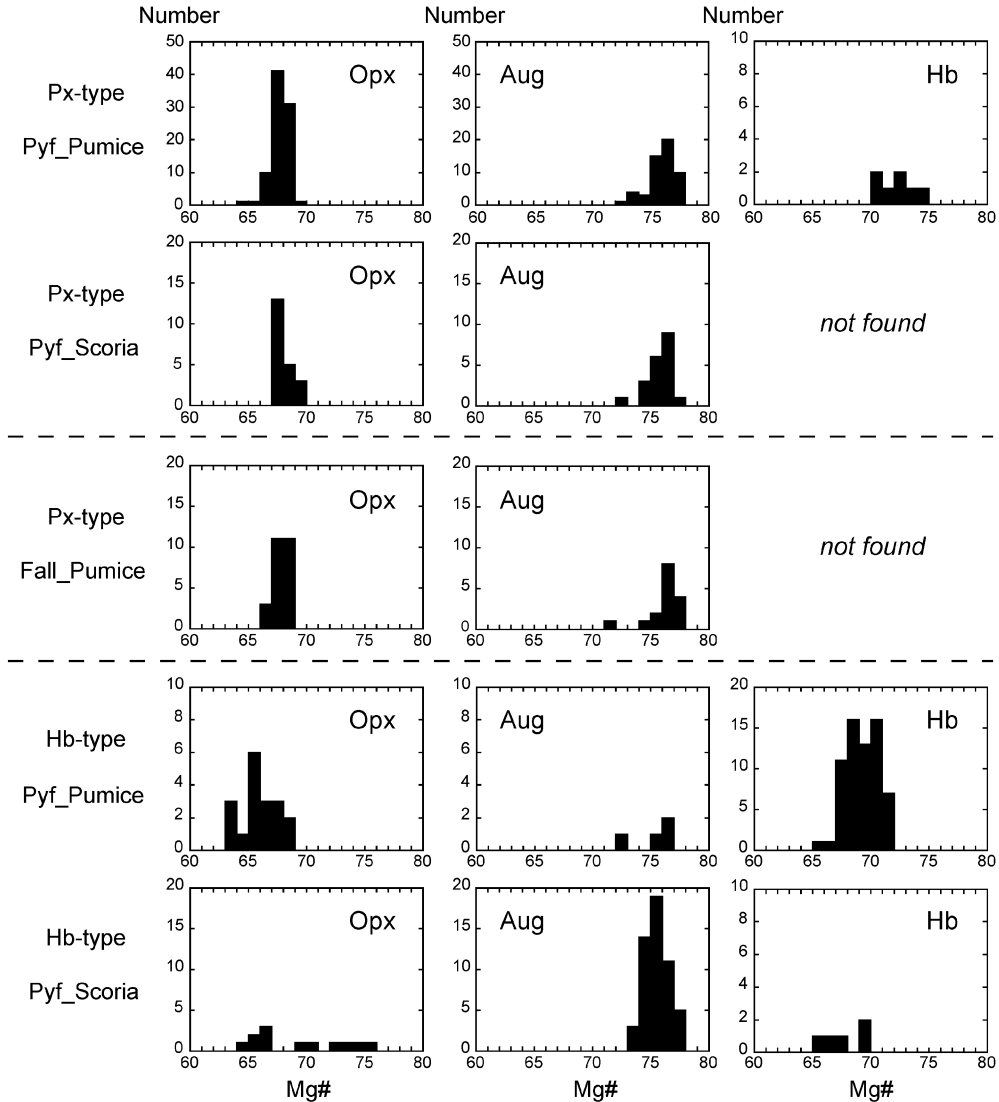


Fig. 7. Histograms of core compositions of orthopyroxene, augite and hornblende phenocrysts.

拠と端成分マグマの種類，温度，物性（粘性係数，密度）を示し，噴火に至ったマグマ供給系の進化過程を明らかにする。

7-1 端成分マグマ

御鉢平カルデラの噴出物には本質物質として，軽石，スコリア，縞状軽石が同時に含まれることから，化学組成の異なる複数のマグマが噴火前に混合したと考えられる。

噴出物中の斜長石斑晶に注目すると，化学組成の異なる斜長石斑晶（type A, type B, type C）が共存している（Fig. 5a）。マグマの液組成との平衡関係から，type-A 斜

長石斑晶は苦鉄質マグマ由来であり，type-B 斜長石斑晶は珪長質マグマ由来であると考えられる。また，type-C 斜長石斑晶は type-A と type-B 斜長石斑晶の中間組成を示すこと，斑晶のサイズが比較的小さく自形である場合が多いことから，苦鉄質マグマと珪長質マグマが混合したマグマから晶出したと考えられる。これら複数のマグマが混合することで化学組成の異なる斜長石斑晶が共存したと考えられる。ここで，type-A 斜長石斑晶を含む苦鉄質マグマを A マグマ，type-B 斜長石斑晶を含む珪長質マグマを B マグマ，type-C 斜長石斑晶を含む混合マグマを C マグマとする。

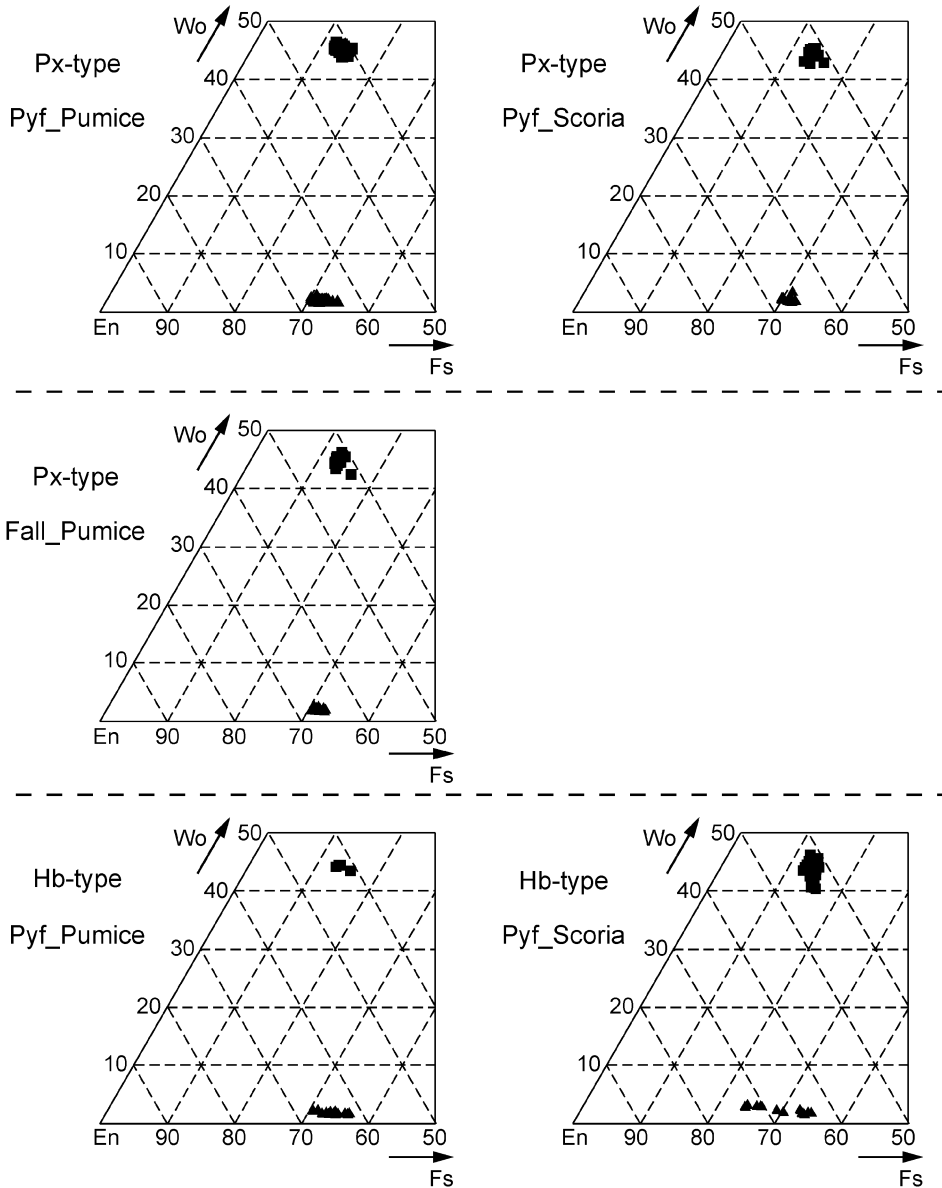


Fig. 8. Core compositions of orthopyroxene (triangles) and augite (squares) phenocrysts.

また、type-A 斜長石斑晶はコアの MgO 量によって 2 つのタイプに分類することができる (type A1 : MgO > 0.05 wt.%, type A2 : MgO < 0.05 wt.%) (Fig. 5b). 斜長石斑晶の MgO 量は晶出したマグマの MgO 量に依存することから (佐藤, 1996), type-A1 と type-A2 斜長石斑晶は異なる苦鉄質マグマ由来の可能性もある。一方、斜長石中の MgO 量の元素拡散は比較的速いことが知られている (Costa *et al.*, 2003). Costa *et al.* (2003) によると、サイズが 200–900 μm でコアの組成が An=80, MgO=0.06 wt.%

の斜長石斑晶が、850°C のマグマ中で拡散によって MgO = 0.02 wt.% まで低下するのに要する時間は数 10 年から 200 年程度である。したがって、type-A1 と type-A2 斜長石斑晶が元々同一の苦鉄質マグマから晶出し、ともに 0.05 wt.% よりも高い MgO 量を有していた場合でも、珪長質マグマと混合するタイミングの違いで MgO 量に変化が生じた可能性がある。

斜長石の累帯構造プロファイルに注目すると、type-A1 斜長石斑晶は、リムで An が急減しているのに対して (Fig.

Table 3. Representative chemical compositions of the core of orthopyroxene and augite phenocrysts.

Stage	Hb-type Pyf	Hb-type Pyf	Hb-type Pyf	Hb-type Pyf	Hb-type Pyf	Hb-type Pyf	Px-type Fall	Px-type Fall
Sample No.	0351101B	0351101B	0352302A	0352302A	0352302A	0352302A	0461701B	0461701B
Occur.	pumice	pumice	scoria	scoria	scoria	scoria	pumice	pumice
Grain No.	Opx 28	Aug 9	Opx 26	Opx 28 high Wo	Opx 24 low Wo	Aug 39	Opx 3	Aug 23
wt. %								
SiO ₂	54.26	53.14	53.21	54.10	53.71	52.61	53.96	53.67
TiO ₂	0.11	0.14	0.16	0.17	0.30	0.33	0.19	0.21
Al ₂ O ₃	0.30	0.69	0.71	1.55	0.73	1.48	0.74	0.92
FeO	21.13	8.39	21.71	15.71	9.46	8.37	19.86	7.93
MnO	1.62	0.39	1.38	0.40	0.44	0.38	0.88	0.56
MgO	22.25	14.98	22.41	26.18	15.48	14.90	23.64	14.94
CaO	0.75	21.91	0.88	1.57	19.82	21.74	0.92	21.71
Na ₂ O	0.00	0.28	0.02	0.02	0.30	0.27	0.01	0.26
Cr ₂ O ₃	0.00	0.04	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Total	100.41	99.95	100.47	99.69	100.25	100.07	100.20	100.19
Cations (O=6)								
Si	2.007	1.978	1.976	1.963	1.988	1.956	1.985	1.986
Ti	0.003	0.004	0.002	0.002	0.004	0.005	0.005	0.006
Al	0.013	0.030	0.031	0.066	0.032	0.065	0.032	0.040
Fe	0.654	0.261	0.674	0.477	0.293	0.260	0.611	0.245
Mn	0.051	0.012	0.043	0.012	0.014	0.012	0.027	0.018
Mg	1.227	0.831	1.240	1.416	0.854	0.825	1.296	0.824
Ca	0.030	0.874	0.035	0.061	0.787	0.866	0.036	0.861
Na	0.000	0.020	0.001	0.002	0.022	0.019	0.000	0.018
Cr	0.000	0.001	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Total	3.984	4.012	4.003	3.998	3.994	4.008	3.994	3.998
Wo	1.55	44.45	1.79	3.12	40.67	44.38	1.86	44.59
Mg#	65.24	76.09	64.79	74.81	74.47	76.04	67.97	77.07
Stage	Px-type Pyf	Px-type Pyf	Px-type Pyf	Px-type Pyf	Px-type Pyf			
Sample No.	0352503B	0352503B	0352503A	0352503A	0352503A			
Occur.	pumice	pumice	scoria	scoria	scoria			
Grain No.	Opx 6	Aug 16	Opx 11	Opx 20B high Wo	Aug 5B			
wt. %								
SiO ₂	54.83	53.47	54.38	51.85	52.23			
TiO ₂	0.16	0.24	0.11	0.22	0.48			
Al ₂ O ₃	0.76	1.00	0.44	1.22	1.71			
FeO	19.53	7.85	20.36	19.38	8.28			
MnO	0.86	0.40	0.98	0.75	0.36			
MgO	23.71	14.79	23.57	23.01	14.25			
CaO	0.93	22.50	0.90	1.65	21.81			
Na ₂ O	0.00	0.28	0.03	0.07	0.42			
Cr ₂ O ₃	0.01	0.03	0.00	0.00	0.13			
Total	100.79	100.56	100.76	98.14	99.66			
Cations (O=6)								
Si	1.998	1.975	1.993	1.955	1.951			
Ti	0.004	0.007	0.003	0.006	0.014			
Al	0.033	0.044	0.019	0.054	0.075			
Fe	0.595	0.242	0.624	0.611	0.259			
Mn	0.026	0.013	0.031	0.024	0.011			
Mg	1.288	0.814	1.288	1.293	0.793			
Ca	0.036	0.891	0.035	0.067	0.873			
Na	0.000	0.020	0.002	0.005	0.030			
Cr	0.000	0.001	0.000	0.000	0.004			
Total	3.981	4.006	3.995	4.015	4.011			
Wo	1.89	45.74	1.81	3.38	45.36			
Mg#	68.40	77.07	67.36	67.92	75.42			

6b, 6d), type-A2 斜長石斑晶は, Hb-type 軽石, Hb-type スコリアでリムから 50–70 μm, Px-type 軽石でリムから 170–200 μm, Px-type スコリアでリムから 70–80 μm で An が急減し, その後, 低 An 値で結晶が成長している (Fig. 6a, 6b, 6c, 6d). An の急な変化はマグマ混合による液組

成の変化で生じると考えられることから (Sakuyama, 1979), type-A1 と type-A2 斜長石斑晶ではマグマ混合のタイミングが違っていたと考えられる. つまり, type-A2 斜長石斑晶は type-A1 斜長石斑晶よりも早いタイミングで珪長質マグマに取り込まれ, 50 μm から最大で

Table 4. Representative chemical compositions of the core of hornblende phenocrysts.

Stage	Hb-type Pyf	Hb-type Pyf	Px-type Pyf
Sample No.	0351101B	0352302A	0352503B
Occur.	pumice	scoria	pumice
Grain No.	Hb 11	Hb 3	Hb 3
<i>wt.%</i>			
SiO ₂	49.27	48.41	49.61
TiO ₂	1.33	1.56	1.38
Al ₂ O ₃	6.28	6.84	6.11
FeO	11.79	12.07	10.93
MnO	0.52	0.36	0.27
MgO	15.33	15.10	16.18
CaO	11.18	11.53	11.24
Na ₂ O	1.24	1.25	1.25
K ₂ O	0.47	0.55	0.50
Total	97.40	97.67	97.46
<i>Cations (O=24)</i>			
Si	7.470	7.349	7.481
Ti	0.152	0.089	0.156
Al	1.123	1.224	1.086
Fe	1.495	1.533	1.378
Mn	0.066	0.046	0.034
Mg	3.466	3.418	3.636
Ca	1.818	1.877	1.816
Na	0.363	0.368	0.367
K	0.090	0.107	0.096
Total	16.043	16.010	16.051
Mg#	69.87	69.04	72.52

200 μm 程度結晶が成長するまで珪長質マグマ溜まり内に保持されたことになる。ここで、珪長質マグマ溜まり内での斜長石の成長速度 (10^{-11} – 10^{-10} mm/s, Tomiya and Takahashi, 1995) を用いて、An の急減後の type-A2 斜長石斑晶の成長時間を計算すると、Hb-type 軽石とスコリアで 10 年から 220 年程度、Px-type 軽石で 50 年から 600 年程度、Px-type スコリアで 20 年から 250 年程度という結果が得られた。これはいずれも Costa *et al.* (2003) が示した MgO の拡散時間と調和的である。したがって、type-A2 斜長石斑晶は元々高い MgO 量を有していたが、マグマ混合から噴火までの期間に MgO が拡散したと考えられる (Fig. 6e, 6f, 6g, 6h)。一方、type-A1 斜長石斑晶はマグマ混合から噴火までの期間に MgO が拡散するための十分な時間がなかったため、高い MgO 量が保持されたと考えられる (Fig. 6f, 6h)。

以上の議論をした上でも、type-A1 と type-A2 斜長石斑晶は元々 MgO 量の異なるマグマから晶出したという可能性を否定できない。しかし、全岩化学組成において、Hb-type と Px-type は、マグマ混合のトレンドをそれぞれ直線近似できる (Fig. 4)。このことは、それぞれの混合トレンドにおいて、1 種類の苦鉄質マグマの存在を示唆するものである。そのため、MgO 量の異なる斜長石斑晶は、元々は同一のマグマから晶出したと考える方が自然である。

本研究では、Hb-type、Px-type のそれぞれにおいて、2

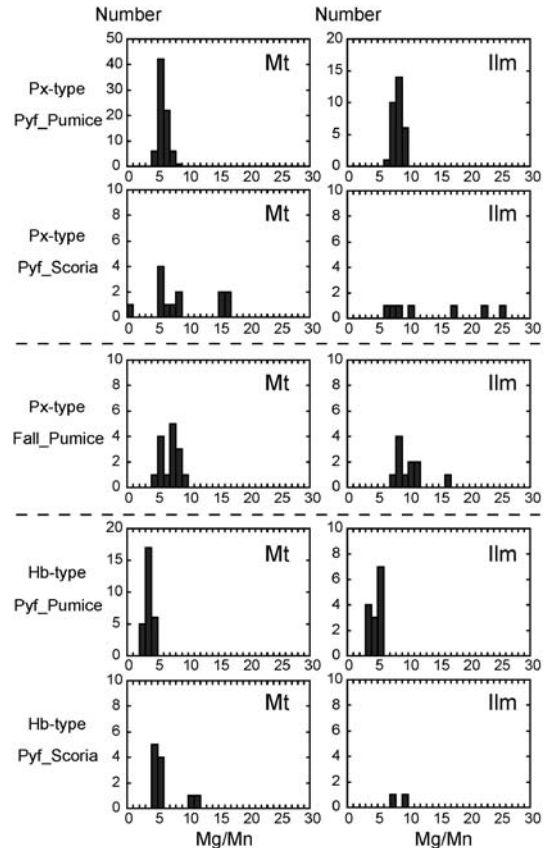


Fig. 9. Histograms of core compositions of magnetite and ilmenite phenocrysts.

端成分のマグマ混合が生じていたと考え、Hb-type を形成した珪長質端成分マグマを B_{Hb} マグマ、苦鉄質端成分マグマを A_{Hb} マグマ、Px-type を形成した珪長質端成分マグマを B_{Px} マグマ、苦鉄質端成分マグマを A_{Px} マグマとする。また、珪長質端成分マグマと苦鉄質端成分マグマが混合することで形成したマグマを C_{Hb} マグマ (B_{Hb} マグマと A_{Hb} マグマの混合マグマ)、C_{Px} マグマ (B_{Px} マグマと A_{Px} マグマの混合マグマ) とする。

全岩化学組成において、苦鉄質側は Hb-type と Px-type で 2 種類に分類できる (Fig. 4)。これはマグマ混合における苦鉄質端成分マグマが 2 種類存在したことを示唆している。つまり、A_{Hb} マグマと A_{Px} マグマは異なるマグマである。一方で、珪長質側は収束している (Fig. 4)。したがって、珪長質端成分マグマは 1 種類であった可能性がある。B_{Hb} マグマと B_{Px} マグマの関係性については後述する。

7-2 斑晶コアの平衡関係

上述したように type-A 斜長石斑晶は苦鉄質端成分マ

Table 5. Representative chemical compositions of the core of magnetite and ilmenite phenocrysts.

Stage	Hb-type Pyf	Hb-type Pyf	Hb-type Pyf	Hb-type Pyf	Px-type Fall	Px-type Fall
Sample No.	0351101B	0351101B	0352302A	0352302A	0461701B	0461701B
Occur.	pumice	pumice	scoria	scoria	pumice	pumice
Grain No.	Mt 42	Ilm 49	Mt 7	Ilm 12	Mt 15	Ilm 22
<i>wt. %</i>						
SiO ₂	0.08	0.05	0.08	0.07	0.06	0.05
TiO ₂	5.56	42.35	7.03	37.63	7.14	40.42
Al ₂ O ₃	1.80	0.17	1.83	0.24	1.64	0.23
FeO*	84.26	51.46	82.24	54.83	80.97	52.62
MnO	0.67	1.02	0.54	0.50	0.41	0.51
MgO	1.20	2.27	1.37	2.18	1.52	2.42
CaO	0.00	0.00	0.02	0.02	0.00	0.01
Cr ₂ O ₃	0.02	0.00	0.08	0.00	0.15	0.03
<i>Recalculated results</i>						
FeO	33.85	33.47	34.84	30.51	34.39	32.18
Fe ₂ O ₃	56.03	19.99	52.68	27.03	51.77	22.71
Total	99.20	99.32	98.46	98.19	97.08	98.55
	X_{usp} 0.159	X_{ilm} 0.782	X_{usp} 0.202	X_{ilm} 0.700	X_{usp} 0.208	X_{ilm} 0.750
Mg/Mn	3.13	3.93	4.48	7.61	6.51	8.42
Stage	Px-type Pyf	Px-type Pyf	Px-type Pyf	Px-type Pyf		
Sample No.	0352503B	0352503B	0352503A	0352503A		
Occur.	pumice	pumice	scoria	scoria		
Grain No.	Mt 28	Ilm 85	Mt 25	Ilm 6		
<i>wt. %</i>						
SiO ₂	0.10	0.02	0.11	0.14		
TiO ₂	6.82	40.42	6.74	40.43		
Al ₂ O ₃	1.75	0.22	1.57	0.19		
FeO*	83.11	53.34	81.84	51.40		
MnO	0.44	0.51	0.45	0.48		
MgO	1.46	2.29	1.34	1.95		
CaO	0.01	0.00	0.02	0.03		
Cr ₂ O ₃	0.13	0.08	0.07	0.04		
<i>Recalculated results</i>						
FeO	34.85	32.41	34.38	32.97		
Fe ₂ O ₃	53.64	23.26	52.75	20.48		
Total	99.20	99.21	97.43	96.71		
	X_{usp} 0.194	X_{ilm} 0.770	X_{usp} 0.196	X_{ilm} 0.774		
Mg/Mn	5.84	7.92	5.24	7.08		

*Raw data.

グマ (A マグマ) 由来であり, type-B 斜長石斑晶は珪長質端成分マグマ (B マグマ) 由来である. また, type-C 斜長石斑晶は A マグマと B マグマが混合した中間組成のマグマ (C マグマ) から晶出したと考えられる.

斜方輝石とオーザイトはそれぞれ Mg# の組成幅が狭く, それぞれの Mg# のピークにおよそ 10 の差がある (Fig. 7). これらは, 輝石の Mg-Fe 分配 (Brey and Köhler, 1990) において, 平衡関係にない. おそらく, 斜方輝石は B マグマ由来であり, オーザイトは A マグマ由来である. ただし, Hb-type スコリアにわずかに含まれる高 Mg# (>70), 高 Wo (=2.9-3.1) の斜方輝石はオーザイトと平衡関係にあったと考えられ, この斜方輝石に限り A マグマ (A_{Hb} マグマ) から晶出したと考えられる. また, Px-type スコリアに一つだけ含まれる高 Wo (=3.4) の斜方輝石は, 低 Mg# (=67.9) を示す. これは, 斜方輝石内で Ca よりも Mg の拡散が早かったためと考えられ

(Tomiya and Takahashi, 2005), 元々は A マグマ (A_{Px} マグマ) 由来であった可能性がある. しかし, 非常に量が少なく, 以下の議論では重要にならないので, これ以上は言及しない.

ホルンブレンドの Mg# は, 斜方輝石とオーザイトの中間的な組成を示す (Fig. 7). Tomiya and Takahashi (1995) は有珠山 1663 年噴火の軽石中に存在する斜方輝石とホルンブレンドについて, 低 Mg# を示す斜方輝石は珪長質マグマ由来であり, 高 Mg# を示す斜方輝石は苦鉄質マグマ由来であり, それらの中間的な Mg# を示すホルンブレンドは珪長質マグマと苦鉄質マグマの混合層から晶出したものと考えた. また, ホルンブレンドに接する斜長石およびホルンブレンドに含まれる斜長石は一部 type-B 斜長石斑晶とオーバーラップするが, 多くは type-C 斜長石斑晶と一致している (Fig. 5a). これらのことからホルンブレンドもまた type-C 斜長石斑晶と同様

にCマグマから晶出したと考えられる。

マグネタイトのMg/Mnは、Hb-typeでMg/Mn=2-6、Px-typeでMg/Mn=5-10にピークがあり、イルメナイトのMg/Mnは、Hb-typeでMg/Mn=3-6、Px-typeでMg/Mn=6-12にピークがある(Fig. 9)。噴出物中に共存するマグネタイトとイルメナイトはBacon and Hirschmann (1988)のMg/Mn比を用いると平衡に存在したと判断できる。これらはtype-B斜長石や斜方輝石と集斑晶を形成する場合があることから、Bマグマから晶出したと考えられる。また、Mg/Mn>10を持つ一部のマグネタイトはtype-A斜長石やオーザイトと集斑晶を形成する場合があることから、Aマグマから晶出したと考えられる。

以上のことから、Aマグマ(A_{Hb}マグマ、A_{Px}マグマ)には、高An組成の斜長石(type A)、オーザイト、わずかにマグネタイトが含まれ、A_{Hb}マグマに限り、少量の斜方輝石も含まれていたと考えられる。一方、Bマグマ(B_{Hb}マグマ、B_{Px}マグマ)には、低An組成の斜長石(type B)、斜方輝石、マグネタイト、イルメナイトが含まれ、B_{Hb}マグマには石英も含まれていたと考えられる。そして、AマグマとBマグマの混合によって形成したCマグマ(C_{Hb}マグマ、C_{Px}マグマ)からは、中間組成の斜長石(type C)、ホルンブレンドが晶出した。

7-3 端成分マグマおよび混合マグマの温度

珪長質端成分マグマ(B_{Hb}マグマ、B_{Px}マグマ)の温度は、平衡共存したと考えられる軽石中のマグネタイトとイルメナイトの化学組成を用いて、QUILF program (Lindsley and Frost, 1992)で推定した。上述したように、マグネタイトとイルメナイトの共存関係はBacon and Hirschmann (1988)のMg/Mn比を用いて確認した。マグネタイトとイルメナイトの元素拡散は非常に速いため、Nakamura (1995)と同様にサイズの大きい斑晶のコア組成を用いた。その結果、B_{Hb}マグマについては750-770°C、B_{Px}マグマについては800-810°Cの値が得られた。

苦鉄質端成分マグマの温度は、平衡共存する斜方輝石とオーザイトを用いてQUILF program (Lindsley and Frost, 1992)で推定した。上述のように、高温マグマから晶出した斜方輝石(Mg#>70, Wo=2.9-3.1)とオーザイトを含むのは、Hb-typeスコリアのみである。したがって、本研究ではA_{Hb}マグマの温度推定のみを行った。その結果、A_{Hb}マグマは1050°Cと見積もられた。

混合マグマ(C_{Hb}マグマ、C_{Px}マグマ)の温度は、平衡共存するホルンブレンドと斜長石(type C)を用いて推定した(Holland and Blundy, 1994)。その結果、C_{Hb}マグマについては780-920°C、C_{Px}マグマについては810-920°Cと見積もられた。

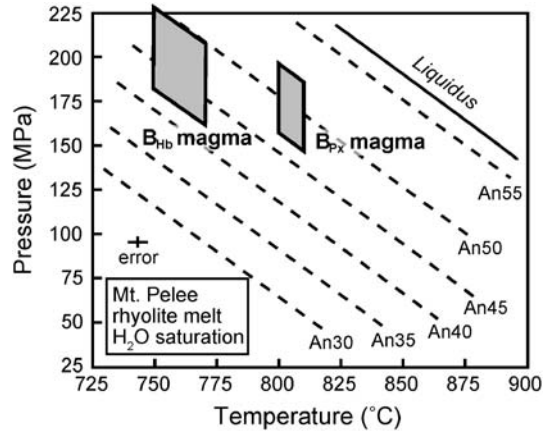


Fig. 10. Graph depicting the phase diagram of Mount Pelee rhyolite by Martel *et al.* (2006). Gray parallelograms represent the conditions of B_{Hb} and B_{Px} magmas.

7-4 珪長質端成分マグマの深度

御鉢平カルデラの珪長質端成分マグマ(B_{Hb}マグマ、B_{Px}マグマ)の深度については、モンブレール火山の流紋岩質のマトリックスガラス(SiO₂=75 wt.%)を用いた相平衡実験の結果(Martel *et al.*, 2006)を用いて検討した。上述のようにB_{Hb}マグマの温度は750-770°Cであり、B_{Hb}マグマ由来と考えられる斜長石のAn値のピークは42-50程度である(Fig. 5a)。また、B_{Px}マグマの温度は800-810°Cであり、B_{Px}マグマ由来と考えられる斜長石のAn値のピークは46-52程度である(Fig. 5a)。Fig. 10はMartel *et al.* (2006)の相平衡実験の結果であり、水に飽和したメルト中に晶出する斜長石斑晶のAn値が、温度・圧力条件とともに示されている。Hb-type軽石に含まれるホルンブレンドおよびPx-type軽石に少量含まれるホルンブレンドはどちらも自形を保っており、反応縁も確認できない。したがって、珪長質マグマは水に飽和した状態であったと仮定することができる。このことを考慮しつつ、Martel *et al.* (2006)の実験結果に、B_{Hb}マグマ、B_{Px}マグマの条件を適用すると、B_{Hb}マグマについては160-220 MPa、B_{Px}マグマについては150-200 MPaの値が得られる(Fig. 10)。これらは、深さに換算するとそれぞれ地下約6-9 km、約6-8 kmに相当する。

7-5 端成分マグマの粘性係数と密度

御鉢平カルデラの軽石は、苦鉄質マグマおよび混合マグマ由来の斜長石斑晶をあまり含まないことから(Fig. 5a)、珪長質端成分マグマに近い状態で噴出したと考えられる。そこで、珪長質端成分マグマのメルトの粘性係数および密度の推定には、和田・他(2007)が分析した軽

石のマトリックスガラスの化学組成 (Table 6) を用いた。

珪長質端成分マグマの含水量は、上述したように水に飽和していたと仮定すると、 B_{Hb} マグマ (160–220 MPa) と B_{Px} マグマ (150–200 MPa)、どちらもおよそ 5–6 wt.% になる (Moore *et al.*, 1998)。

軽石のマトリックスガラスの化学組成と含水量、および推定した温度と圧力を用いて、珪長質端成分マグマのメルトの粘性係数を Giordano *et al.* (2008) の方法により推定すると、 B_{Hb} マグマは $10^{5.3}$ – $10^{5.9}$ Pa s、 B_{Px} マグマは $10^{4.8}$ – $10^{5.3}$ Pa s となる。また、マグマの粘性係数は結晶が含まれることによって上昇する。推定した粘性係数を有するメルト中に結晶が浮遊していたと考え、Marsh (1981) の方法によりマグマの粘性係数を推定すると、 B_{Hb} マグマは $10^{5.8}$ – $10^{6.4}$ Pa s、 B_{Px} マグマは $10^{5.3}$ – $10^{5.8}$ Pa s となる (Table 7)。なお、結晶量については軽石の平均斑晶量 (Hb-type 軽石: 22.2 vol.%, Px-type 軽石: 18.5 vol.%) を用いた。

珪長質端成分マグマのメルトの密度は、Lange and Carmichael (1990) および Ochs and Lange (1999) を用いて計算した。また、メルト中には結晶が含まれるため、軽石の平均斑晶量と鉱物の密度 (Smyth and McCormick, 1995) を用いてマグマの密度を計算した。その結果、 B_{Hb} マグマが 2370 – 2400 kg/m³、 B_{Px} マグマが 2350 – 2380 kg/m³ となった (Table 7)。

Table 6. Glass compositions of Hb-type and Px-type pumice (after Wada *et al.*, 2007).

Number (wt.%)	Hb-type N=43			Px-type N=47		
	a ¹	b ²	c ³	a ¹	b ²	c ³
SiO ₂	75.28	79.16	0.30	76.17	78.06	0.26
TiO ₂	0.20	0.21	0.04	0.24	0.24	0.04
Al ₂ O ₃	11.24	11.82	0.12	11.57	11.86	0.12
FeO*	0.27	0.29	0.11	0.92	0.94	0.11
MnO	0.03	0.03	0.04	0.05	0.06	0.05
MgO	0.11	0.12	0.04	0.17	0.17	0.02
CaO	0.98	1.03	0.06	1.10	1.13	0.04
Na ₂ O	2.70	2.84	0.17	2.85	2.92	0.17
K ₂ O	4.26	4.48	0.17	4.35	4.45	0.14
Cl	0.01	0.01	0.02	0.16	0.17	0.04
Total	95.09	100.00		97.57	100.00	

a¹ Average of N analyses.

b² Analyses are normalized to 100 wt.%.

c³ Standard deviation of N analyses.

苦鉄質端成分マグマの粘性係数、密度に関しては、まず、最も SiO₂ 量の少ないスコリアの化学組成 (Hb-type スコリア: SiO₂=56.6 wt.%, Px-type スコリア: SiO₂=57.1 wt.%) について、含水量 2–4 wt.%, マグマの結晶量はスコリアの平均斑晶量 (Hb-type スコリア: 7.6 vol.%, Px-type スコリア: 10.2 vol.%) として、珪長質端成分マグマと同様の方法で推定した。含水量については、玄武岩～安山岩を端成分マグマに持つ他の火山を参考にした (Cioni *et al.*, 1995; Kinzler *et al.*, 2000)。温度については A_{Hb} マグマの推定値を用いた。その結果、 A_{Hb} マグマは $10^{2.1}$ – $10^{2.7}$ Pa s、 2490 – 2560 kg/m³、 A_{Px} マグマは $10^{2.3}$ – $10^{2.8}$ Pa s、 2500 – 2560 kg/m³ と推定された (Table 7)。

しかし、スコリアは苦鉄質マグマと珪長質マグマ由来の斜長石を同程度に含み、マグマ混合の影響を受けている。実際の苦鉄質端成分マグマはより SiO₂ 量に乏しく、推定値よりも粘性係数は小さく、密度は大きくなると考えられる。本研究では、粘性係数・密度の値は、マグマ混合モデルを構築する際に用いる。推定した値は苦鉄質端成分マグマとは異なるが、後述するようにマグマ混合モデルの議論を大きく変化させるものではない。

7-6 2種類の珪長質マグマの関係性について

B_{Hb} マグマから晶出した type-B 斜長石斑晶、斜方輝石斑晶、マグネタイト・イルメナイトは、 B_{Px} マグマから晶出したものよりも An 値、Mg#, Mg/Mn がそれぞれ低く、 B_{Hb} マグマには石英が含まれるという特徴がある。また、端成分マグマの温度は、 B_{Hb} マグマの方がやや低温である。このように B_{Hb} マグマは B_{Px} マグマよりもより珪長質であったことを示唆する証拠を有している。したがって、Hb-type 火砕流、Px-type 火砕流が噴出する時点で、それぞれの噴火に関連した珪長質端成分マグマは異なっていたと考えられる。しかしながら、推定した両マグマの深度は誤差を考慮するとほぼ同じであり、独立したマグマ溜まりとして存在したかは検討する必要がある。

ここで例えば、 B_{Hb} マグマの温度 (750–770°C) が Hb-type 火砕流の流出時のマグマ混合によって、 B_{Px} マグマの温度 (800–810°C) まで上昇した可能性について検討する。デイサイト～流紋岩質マグマの相平衡実験 (Scaillet and Evans, 1999; Holtz *et al.*, 2005) を参考にすると、温度上昇に伴い、晶出する斜長石の An 値、斜方輝石の Mg# が高くなり、また、石英の安定領域を超える。したがっ

Table 7. Viscosities and densities of the end-member magmas.

Magma	B_{Hb} magma	A_{Hb} magma	B_{Px} magma	A_{Px} magma
Viscosity (Pa s)	$10^{5.8}$ – $10^{6.4}$	$10^{2.1}$ – $10^{2.7}$	$10^{5.3}$ – $10^{5.9}$	$10^{2.3}$ – $10^{2.8}$
Density (kg/m ³)	2370–2400	2490–2560	2350–2380	2500–2560

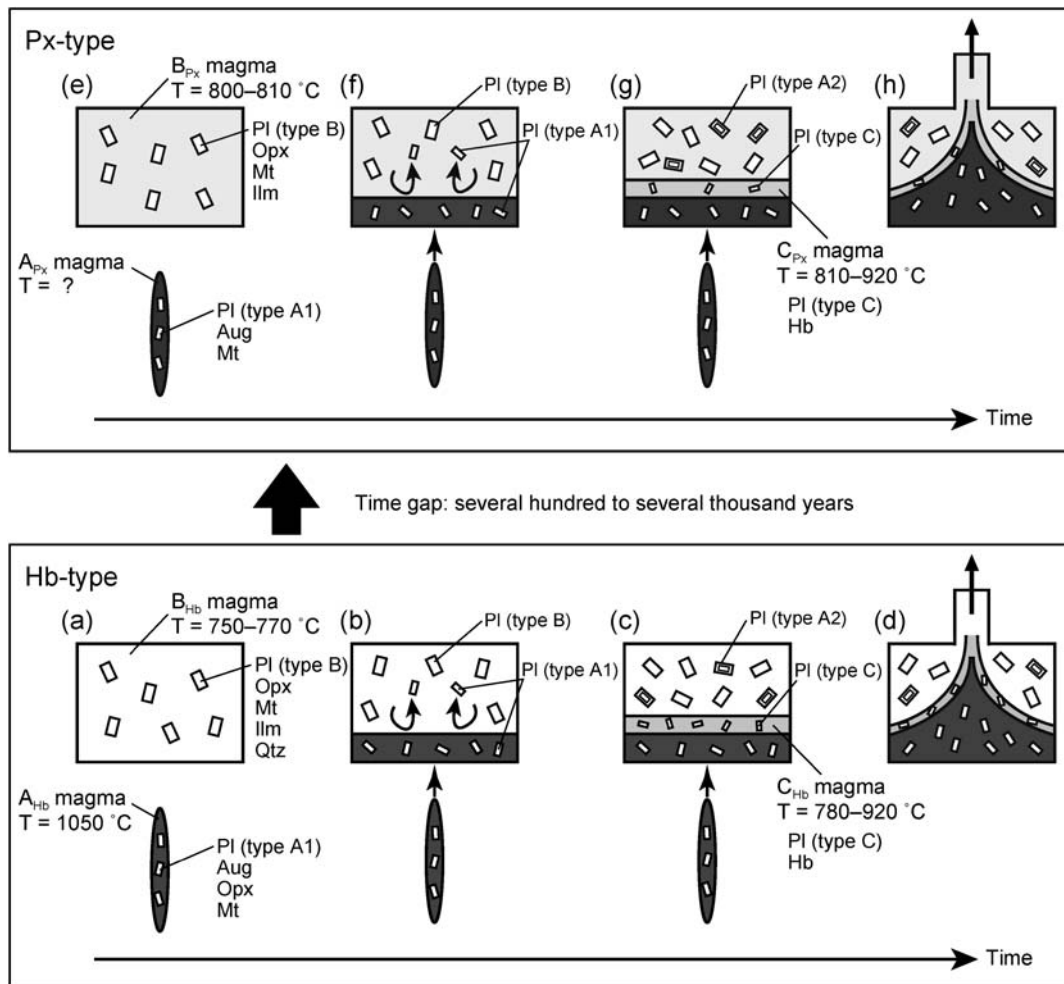


Fig. 11. Model of magma plumbing system for the Ohachidaira caldera eruptions. Two eruptions (Hb-type : (a)~(d) in bottom; Px-type : (e)~(h) in upper) are separated by a time gap with several hundred to several thousand years. See text for details.

で、 B_{Hb} マグマと B_{Px} マグマの違いはマグマの温度上昇で説明できる可能性がある。また、安田・他(2012)が示したように、Hb-type火砕流とPx-type火砕流が流出した時期には数100年~数1000年の差がある。これはHb-type火砕流の流出後、マグマ溜まりの温度が上昇するなどによって、マグマ溜まり自体が変化するのに十分な時間と考えられる。これらのことから、現時点では、独立したマグマ溜まりを想定する必然性を見出すことができないため、1つのマグマ溜まりを想定する。

7-7 マグマ混合モデルおよびマグマ供給系の進化過程

以上の結果をもとに、御鉢平カルデラにおけるマグマ供給系の進化過程を推定する(Fig. 11)。御鉢平カルデラでは、噴火前に珪長質マグマ溜まり(B_{Hb} マグマ)が地下

6-9 kmに存在し、それよりも深部に苦鉄質マグマ(A_{Hb} マグマ)が存在した(Fig. 11a)。

初めに、苦鉄質マグマが珪長質マグマの底部に注入した(Fig. 11b)。この時、苦鉄質マグマと珪長質マグマの粘性係数をそれぞれ μ_A 、 μ_B とすると、両者が等しい場合($\mu_A = \mu_B$)には、苦鉄質マグマの注入の駆動力によって2種類のマグマが混合する可能性がある。一方、珪長質マグマの粘性係数が、注入する苦鉄質マグマの粘性係数よりも大きい場合には($\mu_B/\mu_A > 10^2$)、珪長質マグマの粘性力によって混合が抑制される(Campbell and Turner, 1986)。御鉢平カルデラの場合は、Hb-typeとPx-typeのどちらについても珪長質マグマと苦鉄質マグマの粘性係数の比が大きく(Hb-type : $10^{2.7} < \mu_B/\mu_A < 10^{3.3}$, Px-type :

$10^{2.5} < \mu_B/\mu_A < 10^{3.1}$), 苦鉄質マグマの注入による混合は生じなかったと考えられる。したがって、苦鉄質マグマは珪長質マグマ溜まりの底部に溜まり、密度成層したマグマを形成した (Fig. 11b)。上述のように、実際の苦鉄質マグマの粘性係数は推定した値よりも小さく、密度は大きかったと考えられる。これらは珪長質マグマとの粘性係数の比および密度差を大きくさせるため、実際には苦鉄質マグマの注入による混合はより抑制され、成層マグマ溜まりを形成しやすい状況だったと考えられる。苦鉄質マグマと珪長質マグマが密度成層した後、その境界では、type-A1 斜長石を含む苦鉄質マグマの一部が巻き上げられて珪長質マグマに取り込まれる (Cardoso and Woods, 1996) (Fig. 11b)。取り込まれた type-A1 斜長石の An 値は、周囲の液組成の変化に伴い減少した。この取り込みは少なくとも噴火の数 10 年から数 100 年前に生じており、噴火までの期間に低 An 値で結晶が成長した。さらに斜長石中の MgO が拡散し、結果的に type-A1 斜長石は type-A2 斜長石に変化した (Fig. 11c)。また、苦鉄質マグマと珪長質マグマの境界では、Hybrid layer (C_{Hb} マグマ) が形成され (Bacon, 1986)、そこから type-C 斜長石およびホルンブレンドが晶出した (Fig. 11c)。Type-A 斜長石の MgO 量にはバリエーションがあること (Fig. 5b) やコアからリムにかけて累帯構造を示す斜長石が存在することからも、苦鉄質マグマは初めの注入後も断続的に上昇を行い、マグマ溜まり底部に注入していたと考えられる (Fig. 11c)。噴出時には、マグマ溜まり上部にある B_{Hb} マグマの粘性力によって、 C_{Hb} マグマ、 A_{Hb} マグマが引っぱり上げられ火道内を同時に上昇した (Blake and Ivey, 1986) (Fig. 11d)。この際、火道の外側では B_{Hb} マグマと C_{Hb} マグマが混合し、軽石を形成するマグマが生じた。このマグマには、type-A2、type-B、type-C 斜長石斑晶、そして、ホルンブレンドが含まれる。一方、火道の中央部では A_{Hb} マグマが不安定な流れとなり、 C_{Hb} マグマ、 B_{Hb} マグマを取り込むような混合が生じた (Koyaguchi, 1985; Blake and Campbell, 1986; Freundt and Tait, 1986)。Kouchi and Sunagawa (1985) は、接触する玄武岩マグマとデイサイトマグマの境界に剪断応力が加わった場合、玄武岩マグマはデイサイトマグマを取り込み、均質なマグマを容易に形成するが、デイサイトマグマは境界付近に玄武岩マグマとの縞状構造を形成するものの、均質化は生じず、組成にほとんど変化がないことを示した。上述のように、火道の中央部を流れる A_{Hb} マグマは流れの最中に C_{Hb} マグマ、 B_{Hb} マグマを容易に取り込み、均質なマグマを形成したと考えられる。これがスコリアを形成したマグマである。したがって、火道の外側に軽石を形成するマグマ、中央部にスコリアを形成するマグマが存在し、

それらのマグマの境界では縞状構造を形成する場合があったと考えられる。これらが同時に噴出し、軽石、スコリア、縞状軽石を含む Hb-type 火砕流が流出した。

Hb-type 火砕流の流出後、数 100 年～数 1000 年間の休止期を経て、再び珪長質マグマ溜まり (B_{Px} マグマ) に苦鉄質マグマ (A_{Px} マグマ) が注入した (Fig. 11e)。この苦鉄質マグマは Hb-type の活動とは異なるマグマである。珪長質マグマ溜まりは、Hb-type の活動時のマグマ混合によって温度が上昇しており、マグマ溜まりに含まれる斑晶鉱物の種類、化学組成に変化があったと考えられる。また、Px-type 軽石と Px-type スコリアには、 A_{Hb} マグマ由来の高 Mg# の斜方輝石や C_{Hb} マグマ由来の低 Mg# のホルンブレンドが含まれない (Fig. 7)。したがって、Hb-type の活動時に存在した A_{Hb} マグマ、 C_{Hb} マグマは Px-type の活動時にはほぼ消失していたと思われる。マグマ溜まりの進化過程は、Hb-type の活動とほぼ同様であるが (Fig. 11f, 11g, 11h)、Px-type の活動では、噴出物中に中間組成のマグマから晶出したと考えられる type-C 斜長石、ホルンブレンドはあまり含まれないことから (Fig. 5 and 7)、中間組成のマグマが形成されたものの結晶はあまり晶出しなかったと思われる。噴出時には、降下軽石の噴出があり、その直後に Px-type 火砕流が流出した。

8. ま と め

御鉢平カルデラ周辺の山麓には、プリニー式噴火による降下軽石と岩石学的に異なる 2 種類の火砕流堆積物 (Hb-type 火砕流と Px-type 火砕流) を確認することができる。地質学的な検討から Hb-type 火砕流が Px-type 火砕流よりも先に流出しており、これらの火砕流の流出時期には数 100 年から数 1000 年の休止期間がある。2 種類の火砕流堆積物は本質物質として、軽石、スコリア、縞状軽石を含み、それらはマグマ混合によって形成した証拠を持つ。御鉢平カルデラ形成期の活動は Hb-type 火砕流の流出から始まる。地下 6-9 km に珪長質マグマ溜まりが存在し、そこに苦鉄質マグマが注入することで噴火に至った。ただし、マグマの注入から噴火までには斜長石中の MgO が拡散するだけの時間 (数 10 年～数 100 年) があったと考えられる。その間、苦鉄質マグマと珪長質マグマの境界には新たに混合マグマが形成し、そこから中間組成の鉱物 (type-C 斜長石、ホルンブレンド) が晶出した。噴出時には火道内で苦鉄質マグマ、珪長質マグマ、混合マグマが混合し、軽石、スコリア、縞状軽石を形成するマグマが生じた。その後、数 100 年から数 1000 年の休止を挟み、再び、苦鉄質マグマの注入が生じ、Hb-type と同様にマグマ混合が生じ、Px-type 火砕流が流出した。

謝 辞

本研究をまとめる段階で、神戸大学の佐藤博明名誉教授には多くの議論、助言をして頂いた。神戸大学の鈴木桂子准教授にはセミナーでの議論の他、多くの助言を頂いた。北海道大学の中川光弘教授には XRF 分析装置の使用を許可して頂き、ガラスビード作成と分析の際には同大学の大学院生の皆様に大変お世話になった。地質調査は北海道教育大学旭川校の学生の協力を得た。大雪山国立公園内の岩石採取については環境省および文化庁の許可を得た。また、現地自然保護官事務所、教育委員会および営林署にご協力を頂いた。本稿は査読者である伴雅雄博士、東宮昭彦博士、および編集担当である前野深博士から有益なコメントを数多く頂き、大きく改善した。これらの方々に深く感謝致します。

引用文献

- Bacon, C. R. (1986) Magmatic inclusions in silicic and intermediate rocks. *J. Geophys. Res.*, **91**, 6091-6112.
- Bacon, C. R. and Hirschmann, M. M. (1988) Mg/Mn partitioning as a test for equilibrium between coexisting Fe-Ti oxides. *Am. Mineral.*, **73**, 57-61.
- Blake, S. (1981) Volcanism and the dynamics of open magma chambers. *Nature*, **289**, 783-785.
- Blake, S. and Campbell, I. H. (1986) The dynamics of magma-mixing during flow in volcanic conduits. *Contrib. Mineral. Petrol.*, **94**, 72-81.
- Blake, S. and Ivey, G. N. (1986) Magma-mixing and the dynamics of withdrawal from stratified reservoirs. *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, **27**, 153-178.
- Brey, G. P. and Köhler, T. (1990) Geothermobarometry in four-phase lherzolites II. New thermobarometers, and practical assessment of existing thermobarometers. *J. Petrol.*, **31**, 1353-1378.
- Campbell, I. H. and Turner, J. S. (1986) The influence of viscosity on fountains in magma chambers. *J. Petrol.*, **27**, 1-30.
- Cardoso, S. S. S. and Woods, A. W. (1996) Interfacial turbulent mixing in stratified magma reservoirs. *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, **73**, 157-175.
- Chertkoff, D. G. and Gardner, J. E. (2004) Nature and timing of magma interactions before, during, and after the caldera-forming eruption of Volcan Ceboruco, Mexico. *Contrib. Mineral. Petrol.*, **146**, 715-735.
- Cioni, R., Civetta, L., Marianelli, P., Metrich, N., Santacroce, R. and Sbrana, A. (1995) Compositional Layering and Syn-eruptive Mixing of a Periodically Refilled Shallow Magma Chamber : the AD 79 Plinian Eruption of Vesuvius. *J. Petrol.*, **36**, 739-776.
- Costa, F., Chakraborty, S. and Dohmen, R. (2003) Diffusion coupling between trace and major elements and a model for calculation of magma residence times using plagioclase. *Geochim. Cosmochim. Acta*, **67**, 2189-2200.
- Druitt, T. H., Costa, F., Deloule, E., Dungan M. and Scaillet, B. (2012) Decadal to monthly timescales of magma transfer and reservoir growth at a caldera volcano. *Nature*, **482**, 77-80.
- Eichelberger, J. C. (1978) Andesitic volcanism and crustal evolution. *Nature*, **275**, 21-27.
- Eichelberger, J. C. (1980) Vesiculation of mafic magma during replenishment of silicic magma reservoirs. *Nature*, **288**, 446-450.
- Freundt, A. and Tait, S. (1986) The entrainment of high-viscosity magma into low-viscosity magma in eruption conduits. *Bull. Volcanol.*, **48**, 325-339.
- Giordano, D., Russell, J. and Dingwell, D. B. (2008) Viscosity of magmatic liquids : A model. *Earth Planet. Sci. Lett.*, **271**, 123-134.
- 長谷川健・岸本博志・中川光弘・伊藤順一・山元孝広 (2009) 北海道東部、根釧原野および斜里平野における約3万5千~1万2千年のテフラ層序と後屈斜路カルデラ火山の噴火史. *地質雑*, **115**, 369-390.
- Holland, T. and Blundy, J. (1994) Non-ideal interactions in calcic amphiboles and their bearing on amphibole-plagioclase thermometry. *Contrib. Mineral. Petrol.*, **116**, 433-447.
- Holtz, F., Sato, H., Lewis, J., Behrens, H. and Nakada, S. (2005) Experimental petrology of the 1991-1995 Unzen Dacite, Japan. Part I : Phase relations, phase composition and pre-eruptive conditions. *J. Petrol.*, **46**, 319-337.
- 勝井義雄・横山 泉・伊藤太一 (1979) 旭岳-火山地質・活動の現状および防災対策. 北海道における火山に関する研究報告書, 第7編, 北海道防災会議, 42 pp.
- 勝井義雄・加藤 誠・河内晋平・和田恵治 (1988) 層雲峡天城岩付近の地質. 1987年北海道層雲峡溶結凝灰岩崩壊とその災害に関する調査研究, 9-16.
- Kinzler, R. J., Donnelly-Nolan, J. M. and Grove, T. L. (2000) Late Holocene hydrous mafic magmatism at the Paint Pot Crater and Callahan flows, Medicine Lake Volcano, N. California and the influence of H₂O in the generation of silicic magmas. *Contrib. Mineral. Petrol.*, **138**, 1-16.
- 国府谷盛明・松井公平・河内晋平・小林武彦 (1966) 5万分の1地質図幅および説明書「大雪山」. 北海道開発庁, 47 pp.
- 国府谷盛明・小林武彦・金 結祐・河内晋平 (1968) 5万分の1地質図幅説明書「旭岳」. 北海道開発庁, 52 pp.
- Koyaguchi, T. (1985) Magma mixing in a conduit. *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, **25**, 365-369.
- Kouchi, A. and Sunagawa, I. (1985) A model for mixing basaltic and dacitic magmas as deduced from experimental data. *Contrib. Mineral. Petrol.*, **89**, 17-23.
- Lange, R. A. and Carmichael, I. S. E. (1990) Thermodynamic properties of silicate liquids with emphasis on density, thermal expansion and compressibility. *Rev. Mineral.*, **24**, 25-64.
- Lindsley, D. H. and Frost, B. R. (1992) Equilibria among Fe-Ti oxides, pyroxenes, olivine and quartz : Part I. Theory. *Am. Mineral.*, **77**, 987-1003.
- Marsh, B. D. (1981) On the crystallinity, probability of occurrence, and rheology of lava and magma. *Contrib. Mineral. Petrol.*, **78**, 85-98.

- Martel, C., Radadi Ali, A., Poussineau, S., Gourgand, A. and Pichavant, M. (2006) Basalt-inherited microlites in silicic magmas : Evidence from Mount Pelee (Martinique, French West Indies). *Geology*, **34**, 905-908.
- 目次英哉 (1987) 御鉢平カルデラの火山活動史. 層雲峡博物館研究報告, **7**, 1-8.
- Moore, G., Vennemann, T. and Carmichael, I. S. E. (1998) An empirical model for the solubility of H₂O in magmas to 3 kilobars. *Am. Mineral.*, **83**, 36-42.
- Nakagawa, M., Hiraga, N. and Furukawa, R. (2011) Formation of a zoned magma chamber and its temporal evolution during the historic eruptive activity of Tarumai Volcano, Japan : Petrological implications for a long-term forecast of eruptive activity of an active volcano. *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, **205**, 1-16.
- Nakamura, M. (1995) Continuous mixing of crystal mush and replenished magma in the ongoing Unzen eruption. *Geology*, **23**, 807-810.
- 中村有吾・平川一臣 (2000) 大雪御鉢平テフラの岩石記載学的特徴. *火山*, **45**, 281-288.
- 中村有吾・平川一臣・長沼 孝 (1999) 北海道白滝遺跡と周辺地域のテフラ. *地学雑誌*, **108**, 616-628.
- Ochs, F. A. and Lange, R. A. (1999) The density of hydrous magmatic liquids. *Science*, **283**, 1314-1317.
- 大沼靖治・和田恵治 (1991) 大雪山, 旭岳の地質と岩石. 北海道教育大学大雪山自然教育研究施設研究報告, **26**, 45-53.
- Pallister, J. S., Hoblitt, R. P. and Reyes, A. G. (1992) A basaltic trigger for the 1991 eruptions of Pinatubo volcano? *Nature*, **356**, 426-428.
- Sakuyama, M. (1979) Evidence of magma mixing : Petrological study of Shirouma-Oike calc-alkaline andesite volcano, Japan. *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, **5**, 179-208.
- Sakuyama, M. (1981) Petrological study of the Myoko and Kurohime volcanoes, Japan : crystallization sequence and evidence for magma mixing. *J. Petrol.*, **22**, 553-583.
- 佐藤鋭一 (2005) 大雪火山, 御鉢平カルデラと旭岳の岩石学的研究—特にマグマ供給系の時間変化について—. 北海道教育大学修士論文. 27 pp.
- 佐藤鋭一・和田恵治 (2005) 大雪火山, 御鉢平カルデラ噴出物に見られるマグマ混合過程. 日本火山学会 2005 年度秋季大会講演予稿集, p 31.
- 佐藤鋭一・和田恵治 (2007) 大雪火山群, 旭岳におけるマグマ混合と 3 種類の端成分マグマ. *岩石鉱物科学*, **36**, 125-139.
- 佐藤鋭一・和田恵治 (2010) 大雪火山噴出物の露頭紹介 1—大函の御鉢平カルデラ噴出物—. 北海道教育大学自然教育研究施設研究報告, **44**, 1-5.
- 佐藤鋭一・和田恵治 (2011) 大雪火山噴出物の露頭紹介 2—天人峡の御鉢平カルデラ噴出物—御鉢平カルデラから流出した 2 種類の火砕流の流出順序. 北海道教育大学自然教育研究施設研究報告, **45**, 1-8.
- 佐藤鋭一・和田恵治・中川光弘 (2005) 大雪火山, 御鉢平カルデラおよび旭岳の岩石記載と岩石の化学組成. 北海道教育大学自然教育研究施設研究報告, **39**, 1-16.
- 佐藤博明 (1996) 雲仙普賢岳噴出物の岩石組織と噴火モデル. *地質学論集*, **46**, 115-125.
- Scaillet, B. and Evans, B. W. (1999) The June 15, 1991, eruption of Mount Pinatubo : I. Phase equilibria and Pre-eruption P - T / O_2 - fH_2O conditions of the dacite magma. *J. Petrol.*, **40**, 381-411.
- 新エネルギー・産業技術総合開発機構 (NEDO) (1990) 平成元年度全国地熱資源総合調査 (第 3 次, 十勝地域地熱資源総合調査, 広域熱水流動系調査十勝地域, 火山岩分布・年代調査) 報告書要旨. 新エネルギー・産業技術総合開発機構, 227 pp.
- Smyth, J. R. and McCormick, T. C. (1995) Crystallographic data for minerals. In *Mineral Physics and Crystallography : a Handbook of Physical Contents 2* (Ahrens T. A. ed), 1-17. Amer. Geophys. Union, Washington, D. C.
- Sparks, R. S. J., Sigurdsson, H. and Wilson, L. (1977) Magma mixing : a mechanism for triggering acid explosive eruptions. *Nature*, **267**, 315-318.
- 隅田まり (1988) 斜里地域におけるテフラ層序. 知床博物館研究報告, **9**, 19-32.
- 隅田まり (1996) 清里～斜里地域に分布する後期更新世テフラ層—屈斜路, 摩周起源のテフラと広域テフラ—. 日本第四紀学会編第四紀露頭集—日本のテフラ, p 105.
- Tomiya, A. and Takahashi, E. (1995) Reconstruction of an evolving magma chamber beneath Usu volcano since the 1663 eruption. *J. Petrol.*, **36**, 617-636.
- Tomiya, A. and Takahashi, E. (2005) Evolution of the magma chamber beneath Usu volcano since 1663 : a natural laboratory for observing changing phenocryst compositions and textures. *J. Petrol.*, **46**, 2395-2426.
- Toya, N., Ban, M. and Shinjo, R. (2005) Petrology of Aoso volcano, northeast Japan arc : temporal variation of the magma feeding system and nature of low-K amphibole andesite in the Aoso-Osore volcanic zone. *Contrib. Mineral. Petrol.*, **148**, 566-581.
- 和田恵治・中村瑞恵・奥野 充・佐藤鋭一 (2003) 大雪山, 旭岳における最新の噴火年代について. 日本火山学会 2003 年度秋季大会講演予稿集, p 158.
- 和田恵治・石崎直人・佐藤鋭一 (2007) 根釧台地, 別海町中春別露頭で同定された大雪山・御鉢平カルデラ起源の広域火山灰. 北海道教育大学自然教育研究施設研究報告, **41**, 55-65.
- 若佐寛子・中川光弘・斉藤 聡 (2005) 大雪火山, 御鉢平カルデラに関する岩石学的研究. 日本火山学会 2005 年度秋季大会講演予稿集, p 32.
- 若佐寛子・中川光弘・斉藤 聡 (2006) 大雪火山, 御鉢平カルデラ形成時のマグマ供給系の構造と噴火プロセス. *月刊地球*, **28**, 296-301.
- 山元孝広・伊藤順一・中川光弘・長谷川健・岸本博志 (2010) 北海道東部, 屈斜路・摩周カルデラ噴出物の放射炭素年代値. *地質調査研究報告*, **61**, 161-170.
- 安田裕紀・佐藤鋭一・和田恵治・鈴木桂子 (2012) 古地磁気測定により推定される大雪山, 御鉢平火砕流の堆積期間. 日本地球惑星科学連合 2012 年大会講演予稿, SVC54-P03.

(編集担当 前野 深)