

## 最近1万年間における三宅島火山のマグマ供給系の進化

新堀賢志\*・津久井雅志\*\*・川辺禎久\*\*\*

(2002年10月8日受付, 2003年7月14日受理)

Evolution of Magma and Magma Plumbing System of Miyakejima Volcano  
in the Last 10,000 Years

Kenji NIIHORI\*, Masashi TSUKUI\*\* and Yoshihisa KAWANABE\*\*\*

Miyakejima, a volcano island, resting on the Izu–Mariana arc is an active basaltic stratovolcano. The eruptive activity is divided into five stages; (1) Ofunato stage (10,000 y. B. P.–4,000 y. B. P.), (2) Tsubota stage (4,000 y. B. P.–2,500 y. B. P.), (3) Oyama stage I (2,500 y. B. P.–1,300 y. B. P.), (4) Oyama stage II (1,300 y. B. P.–A. D.1469), (5) Shinmio stage (A. D.1469–1983 eruption). Evolution of the magma plumbing system during the last 10,000 years is discussed on the basis of petrological investigations of systematically collected rocks from various stratigraphic levels. All five stages consist of a number of lava flows and scoria fall deposits. SiO<sub>2</sub> content shows a range from 48.6 wt.% to 63.2 wt.%. Since 4,000 years ago, whole-rock Mg# (=Mg/(Mg+Fe)×100) systematically decreases at the initial eruption of each stage. These variations can be explained basically by fractional crystallization. On the other hand, mineral compositions and petrographical characters indicate that most of the eruptive products during the last 10,000 years contain three different types of phenocrysts (Type 1, Type 2 and Type 3), which can not equilibrate with each other. Different types of phenocrysts often exist within a single rock sample. Type 1 phenocrysts consist of calcic plagioclase (An<sub>90</sub>) and magnesian olivine (Fo<sub>80</sub>). Considering Fe–Mg partitioning between liquid and olivine, olivine of Type 1 phenocrysts can not equilibrate with any whole-rock compositions. Type 1 phenocrysts occur in Ofunato stage and in the earlier period of each stage. Abrupt increase of whole-rock Mg# strongly suggests that relatively undifferentiated magma carrying Type 1 phenocrysts was supplied into the preexisting magma plumbing system. Phenocrysts of Type 2 (plagioclase, olivine, and clinopyroxene) and Type 3 (plagioclase, clinopyroxene, orthopyroxene, and magnetite) are able to equilibrium with basaltic magma and andesitic magma, respectively. Type 2 phenocrysts occur since Hatchodaira eruption (2,500 y. B. P.). Type 3 phenocrysts occur in Tsubota and the later stage. Subsequently, whole-rock Mg# decreased by fractionation of Type 2 phenocrysts in Oyama and Shinmio stage and Type 3 phenocrysts in Tsubota stage.

**Key words:** Miyakejima volcano, magma plumbing system, evolution of magma, magmatic differentiation

## 1. はじめに

伊豆三宅島火山は東京の南南西約200 kmの伊豆・小笠原弧の火山フロント上に位置する円錐台形の成層火山である (Fig. 1)。2000年噴火前の三宅島火山は標高813 mで2つのカルデラが存在していた。北西山腹の標高

350 m付近のカルデラ縁が明瞭な直径4 kmの桑木平カルデラと、山体中央部の標高700 m付近に存在した直径1.6 kmの八丁平カルデラである (一色, 1960, 1984; 茅原・他, 1973; 早川, 1990; 津久井・鈴木, 1998; 津久井・他, 2001)。約2500年前に形成されたと考えられて

\* 〒263-8522 千葉県稲毛区弥生町1-33  
千葉大学大学院自然科学研究科  
Graduate School of Science, Chiba University, Chiba  
263-8522, Japan.

\*\* 〒263-8522 千葉県稲毛区弥生町1-33  
千葉大学理学部地球科学科  
Department of Earth Sciences, Faculty of Science,  
Chiba University, Chiba 263-8522, Japan.

\*\*\* 〒305-8567 つくば市東1-1-1 つくば中央 第7  
産業技術総合研究所地球科学情報部門  
Institute of Geoscience, Geological Survey of Japan,  
AIST Central 7, 1-1 Higashi 1-chome, Tsukuba,  
Ibaraki 305-8567, Japan.

Corresponding author: Kenji Niihori  
e-mail: kniihori@graduate.chiba-u.jp

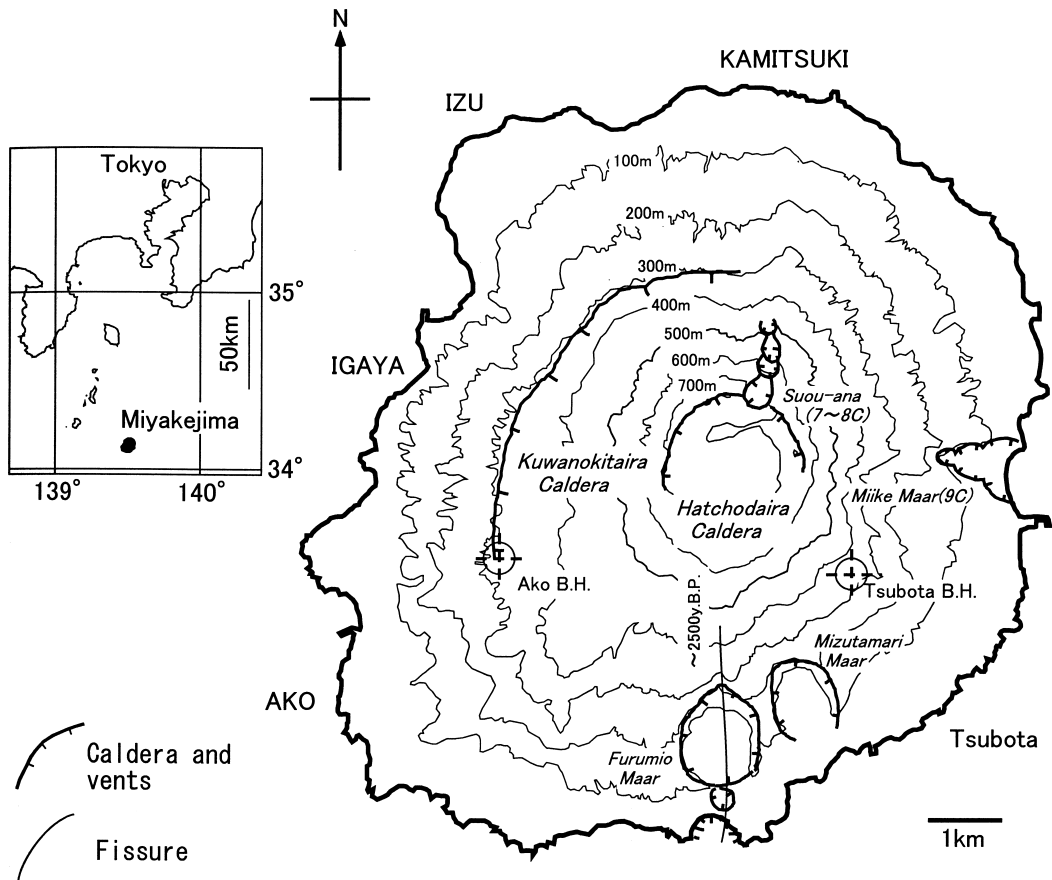


Fig. 1. Distributions of vents, fissures, and calderas in Miyakejima volcano. Ako B.H. (borehole station) and Tsubota B.H. are shown by cross.

いる八丁平カルデラは、2000年噴火のカルデラ形成により大部分が再陥没した(中田・他, 2001)。山体の形状は山体中央部に噴出中心が多いことを示すが、山腹にも多くの側噴火による割れ目火口やスコリア丘が並び、海岸部では爆裂火口が開口している。

1983年、2000年の噴火では科学的に調査され、噴出物の地下構造や地殻変動の詳細な研究が行われた(日本火山学会編, 1984; 笠原・他編, 2001)。噴火史については、大森(1915)、一色(1960, 1977, 1984)、津久井・鈴木(1998)などによる研究があり、津久井・他(2001)はそれらをまとめ、最近1万年間を四つの噴火期に区分した。一方、岩石学的な研究は一色(1960)、佐藤・他(1996)、宮坂・中川(1998)、宮坂(1999)、Ammu-Miyasaka and Nakagawa(2002)、伊藤・吉田(1999, 2000)などによる研究があり、宮坂(1999)は詳しい全岩および鉱物化学組成の検討から、歴史時代の噴出物は同源の初生マグマからなる玄武岩質マグマと安山岩質マグマの混合したもので、玄武岩質マグマは時間とともに単調に分

化していると述べた。

三宅島火山がどのように成長し、現在どのような噴火期にあるかを理解するためには、時間軸の入った岩石学的な検討は必要不可欠である。そこで今回、津久井・鈴木(1998)、津久井・他(2001)による三宅島火山の最近1万年間の噴火史に基づく火山噴出物と防災科学技術研究所(以下防災科研)から提供を受けた孔井試料について全岩化学組成を測定し、その時間変化について検討した。その結果、地質学的な噴火期ごとに噴出物の岩石学的な特徴を区別できることが確認されるとともに、各噴火期のマグマ供給システムを詳細に明らかにすることができた。

## 2. 噴火期の概要

1983年噴火までの最近およそ1万年間の噴火様式の変遷について、津久井・鈴木(1998)、津久井・他(2001)の地質学的記載を基に、以下にまとめる(Table 1)。三宅島火山は、活動年代・噴火頻度・噴火様式から、1) 大船

Table 1. Stratigraphic units of Miyakejima volcano after Tsukui and Suzuki (1998).

Stage	Event	Eruption age and sample name
2000	<b>A.D.2000eruption Formation of Caldera</b>	2000.8.18Scoria
Shinmio	<b>Mainly fissure eruption</b> A.D.1469	A.D.1983, 1962, 1940, 1874, 1835, 1763~69, 1712, 1643, 1595, 1535, 1469
Oyama	<b>Quiescence for 315 years</b> A.D.1154	A.D.1154, 1085, KMS, MKB・OYS・OYL(9C), DHS, ANL, KHS, MBS(1290y.B.P.), TSL, TGS, TYL(2050y.B.P.), IZS, HCA・FMB・HCS
Tsubota	<b>Summit and fissure eruption</b> 2500y.B.P. <b>Formation of the Hatchodaira Caldera</b>	KSL, NGS, MZL, IES(3550y.B.P.) Sample from Tsubota borehole Tsubota borehole(69.1m)3680±40y.B.P. ISL
Ofunato	<b>Quiescence for 3000 years</b> 7000y.B.P. 10000y.B.P.?	OFS, MTL L1, L2, L3, L4 Sample from Ako borehole

戸期：約 10000 年前～約 7000 年前の活動とそれに続く約 3000 年間の不活発な噴火期、2) 坪田期：約 4000 年前～約 2500 年前の噴火期、3) 雄山期：約 2500 年前の大規模な八丁平噴火とカルデラ形成にはじまり雄山が成長していった噴火期。最後に、4) 新濤期：1469 年噴火～1983 年噴火までの山腹噴火中心の噴火期、これら 4 期に大きく区分される（津久井・他、2001）。

a. 大船戸期（約 10,000 年前～約 4,000 年前）

桑木平カルデラ形成後、後桑木平カルデラ火山が成長した。噴出物は北側山腹では桑木平カルデラ縁を越えて広がったが、東から南側山腹では新しい火山噴出物に覆われているため確かではない。その後の火山活動が不活発な約 3000 年間に堆積した風化火山灰層中に鬼界アカホヤ火山灰 (ca. 6300 y. B. P.) が挟まれている（杉原・小田、1990）。

b. 坪田期（約 4,000 年前～約 2,500 年前）

坪田期の噴出物は、主に島の北西の伊豆岬近くと南側の坪田付近の海食崖に露出している。島内北部に分布する伊ヶ谷東方スコリア層 (IES) の基底付近の炭化木からは 3660±90 y. B. P. (TK-952: 鈴木・津久井, 1997) の年代値が得られている。

c. 雄山期（約 2,500 年前～A. D. 1469 年）

雄山期は最近 1 万年間で最大の八丁平噴火（総噴出

量：約 0.4 km<sup>3</sup> DRE, 津久井・鈴木, 1998）から始まった。この噴火で、八丁平スコリア層 (HCS)、古濤爆発角礫岩 (FMB)、八丁平火山豆石層 (HCA) が堆積した。八丁平噴火の噴火年代は約 2500～2200 年前と考えられている（津久井・他、2001；川辺・他、2002）。

八丁平カルデラ形成後、後八丁平カルデラ丘である雄山がカルデラを埋めて成長した。9 世紀中ごろには八丁平カルデラの東、南、西縁を溶岩が溢流した。古文書に残る 1154 年の噴火を最後に、315 年の休止期があった（大森、1915）。

d. 新濤期（A. D. 1469 年噴火～A. D. 1983 年噴火）

1469 年以降 12 回の噴火記録が残る新濤期は、すべて山腹で割れ目噴火がおこった。割れ目火口は 16 世紀の 2 回を除き、北東-南西方向に開口した（津久井・鈴木, 1998）。山頂噴火を伴う噴火もあり、1940 年噴火は山頂からも噴火した。

e. 2000 年噴火

2000 年 6 月 26 日に始まった一連の火山活動で、雄山の山頂火口付近は陥没し、直径 1.6 km のカルデラが形成された。中田・他 (2001) により報告された 2000 年噴火の推移は、2500 年前の八丁平カルデラを形成した噴火とも、また、新濤期のどの噴火様式とも異なることから、今回の報告では 2000 年噴火を新たな噴火期として扱う。

Table 2. Representative XRF analyses of major (wt.%) and trace (ppm) elements, and mode compositions (vol.%) in Miyakejima volcano. Major elements are normalized to 100 wt.%, H<sub>2</sub>O free basis.

	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>	Mg#	Zr	Y	Sr	Rb	Ba	Zn	Cu	Ni	Cr	V	pl	ol	opx	opx	opq	
	51.81	1.13	13.72	11.14	0.19	41.0	11.0	4.0	0.1	0.0	0.0	55	26	264	6	136	102	130	12	34	442	20.0	1.4	0.7	0.0	0.0	
<b>Shimrio stage</b>																											
1983Iava	53.31	1.38	15.19	13.16	0.24	4.09	9.22	2.71	0.54	0.15	35.7	64	32	232	7	166	118	150	13	10	371	3.0	tr.	0.3	tr.	tr.	
1962Sc	54.15	1.43	14.86	12.92	0.22	4.04	9.86	2.76	0.57	0.17	35.8	71	33	232	7	175	121	135	12	6	354	0.1	0.0	tr.	tr.	tr.	
1940Iava	56.90	1.27	14.78	11.56	0.23	3.42	7.83	3.14	0.70	0.18	34.5	85	39	237	9	218	110	83	11	5	264	1.4	0.0	0.5	tr.	0.1	
1874Sc	55.55	1.37	15.22	11.99	0.23	3.65	8.34	2.83	0.64	0.18	35.2	80	36	238	8	212	120	120	7	5	286	0.1	0.0	tr.	0.0	tr.	
1835Iava	55.63	1.30	15.20	11.87	0.23	3.53	8.38	3.01	0.66	0.18	34.7	77	37	241	8	209	113	107	8	12	286	4.9	tr.	0.3	0.2	0.7	
1763Iava	54.35	1.42	14.74	12.78	0.23	4.03	8.77	2.89	0.58	0.16	36.3	68	33	234	7	172	118	128	12	20	341	2.0	0.0	0.2	0.1	tr.	
1712Iava	52.29	1.33	15.03	13.35	0.24	4.92	9.82	2.42	0.46	0.14	39.7	58	32	229	4	147	113	159	15	27	365	0.1	0.0	0.1	0.0	tr.	
1643Iava	52.84	1.39	14.63	13.76	0.25	4.54	9.35	2.59	0.50	0.15	37.0	64	32	231	6	145	118	128	11	10	374	0.3	0.1	0.3	0.0	0.1	
1595Sc	51.92	1.25	16.14	12.57	0.21	5.06	9.99	2.28	0.45	0.13	41.8	59	30	227	5	143	108	126	13	43	346	2.0	0.1	0.1	0.0	0.0	
1535Iava	52.18	1.17	15.36	12.75	0.23	5.25	10.08	2.38	0.46	0.13	42.3	55	31	231	6	141	100	129	16	47	340	0.1	0.1	0.0	0.0	0.0	
1469Iava	54.18	1.24	15.13	12.03	0.21	4.50	9.27	2.69	0.59	0.16	40.0	79	36	237	8	193	102	121	13	31	324	2.0	0.1	0.1	0.0	0.1	
<b>Oyama stage</b>																											
1154SBB	56.27	1.26	14.72	12.16	0.24	3.50	7.89	3.08	0.70	0.17	33.9	77	38	217	8	206	119	145	19	5	283	2.6	0.3	tr.	0.0	0.0	
1085NTL	54.25	1.35	14.68	13.23	0.25	4.06	8.65	2.78	0.59	0.16	35.3	71	35	235	7	178	115	147	8	6	330	0.5	0.0	tr.	0.1	0.1	
KMSu	52.63	1.32	15.17	13.04	0.22	4.78	9.86	2.38	0.46	0.13	39.5	61	31	234	6	148	113	135	14	26	354	2.1	0.0	0.1	0.0	0.0	
MKB	52.66	1.25	15.17	13.13	0.22	4.80	9.61	2.52	0.49	0.14	38.4	61	31	232	6	159	105	137	16	29	334	3.7	0.3	0.3	0.1	0.4	
OYSu	52.75	1.14	15.78	12.01	0.21	5.20	9.96	2.37	0.45	0.13	43.6	59	28	233	5	155	99	123	24	30	336	7.2	3.3	0.6	0.3	tr.	
OYL	52.88	1.38	14.64	13.70	0.25	4.51	9.39	2.58	0.51	0.14	37.0	65	33	237	5	154	115	148	12	17	365	6.4	0.2	tr.	0.0	tr.	
DHsm	54.94	0.88	17.40	9.69	0.18	4.62	9.07	2.55	0.53	0.13	46.0	66	30	229	6	170	94	55	27	35	177	3.8	0.8	0.9	tr.	0.2	
DHSl	60.08	1.07	15.73	9.57	0.21	2.37	6.57	3.41	0.80	0.19	30.6	96	43	225	10	249	116	45	8	5	118	1.0	tr.	1.0	tr.	tr.	
ANL	51.50	1.27	16.58	12.94	0.21	4.36	10.39	2.52	0.43	0.13	38.1	53	24	235	5	136	108	135	14	22	377	26.8	0.3	tr.	0.1	tr.	
KH5u	52.14	0.85	17.20	10.98	0.19	5.97	9.89	2.20	0.37	0.10	49.2	52	26	228	5	126	95	69	34	34	278	24.5	4.6	0.3	0.2	0.2	
KHSl	53.03	1.03	16.60	11.12	0.20	5.04	9.96	2.46	0.44	0.12	44.7	56	26	236	5	141	98	97	21	29	300	10.3	0.5	6.9	0.2	0.2	
MBS	55.99	0.90	16.36	9.82	0.20	4.63	8.54	2.82	0.59	0.15	45.7	76	34	237	7	187	99	57	23	22	166	5.8	1.8	0.4	0.6	0.3	
TSL	52.04	1.23	16.61	12.41	0.22	4.14	10.28	2.50	0.45	0.11	37.3	57	29	256	5	146	99	118	11	12	382	23.2	0.4	1.6	0.0	0.0	
TGS	57.32	1.12	16.16	10.53	0.21	3.14	7.61	3.12	0.64	0.16	34.7	85	38	238	8	209	115	55	6	8	210	4.9	0.1	0.4	0.2	0.2	
NWSu	58.03	1.30	16.68	10.48	0.21	2.61	6.63	3.22	0.67	0.18	30.8	88	40	239	5	159	115	55	6	8	210	4.9	0.1	0.4	0.2	0.2	
NWSl	62.23	1.07	15.59	8.85	0.21	1.72	5.49	3.68	0.91	0.24	25.8	122	51	222	11	285	112	42	4	4	61	2.4	0.0	0.5	0.3	0.4	
TYL	52.11	1.28	15.16	13.26	0.24	4.98	9.97	2.46	0.41	0.12	40.1	52	26	238	5	130	108	103	11	31	381	3.9	0.1	0.4	0.0	tr.	
TEB	51.50	1.25	15.68	12.94	0.22	5.15	10.29	2.52	0.44	0.10	41.5	47	24	235	5	136	103	105	11	34	395	1.4	0.3	0.3	0.0	0.0	
FMEB	55.19	1.31	15.18	12.03	0.23	3.93	8.37	3.06	0.52	0.15	36.8	67	32	235	6	138	111	110	6	3	328	0.5	0.0	tr.	0.0	0.0	
HCSu	53.36	1.32	17.24	12.18	0.25	4.13	8.45	2.53	0.39	0.15	37.7	62	32	229	3	132	111	105	13	13	289	6.7	1.7	2.7	0.3	0.0	
HCSl	54.53	1.29	16.25	12.01	0.24	4.01	8.57	2.54	0.44	0.14	37.3	64	30	238	5	155	114	103	5	14	303	5.5	3.3	2.9	tr.	0.0	
HCSm	56.81	1.31	16.31	11.33	0.26	3.18	7.34	2.98	0.53	0.16	33.3	78	37	239	6	207	133	82	3	7	232	1.8	0.0	tr.	0.2	0.1	
<b>Tsuhota stage</b>																											
IZU	57.72	1.22	14.97	10.99	0.22	3.18	7.52	3.41	0.61	0.14	34.0	78	35	250	6	208	116	83	6	2	273	3.3	0.0	1.2	0.3	0.5	
KSL	58.16	1.16	14.99	10.94	0.23	3.02	7.32	3.36	0.65	0.15	33.0	74	39	236	7	223	114	111	4	4	239	4.4	0.0	1.3	0.2	0.3	
NGS	60.35	1.14	15.02	9.68	0.22	3.36	6.59	3.71	0.74	0.19	30.3	87	42	243	9	233	117	57	5	17	149	6.7	0.0	2.1	0.2	0.4	
MZL	59.10	1.21	14.74	10.63	0.22	2.85	6.90	3.56	0.75	0.18	30.7	88	44	226	10	245	115	109	6	7	224	11.5	0.0	1.9	1.2	1.0	
IES	58.57	1.20	15.09	10.57	0.22	2.97	7.27	3.31	0.63	0.17	33.4	82	37	241	8	206	120	75	6	3	225	2.5	0.0	0.4	0.3	0.3	
ISL	58.33	0.96	16.28	9.51	0.20	2.84	7.91	3.23	0.60	0.14	34.8	77	32	239	6	283	95	79	5	7	219	18.6	0.0	1.3	1.0	1.2	
IGS	55.85	1.15	16.41	11.76	0.21	3.78	7.90	2.46	0.40	0.11	36.3	65	31	227	4	159	99	107	6	4	278	0.1	0.0	0.1	0.0	0.1	
<b>Tsuhota borehole sample (depth)</b>																											
56.8 (m)	61.18	1.10	14.79	9.52	0.23	2.17	6.21	3.84	0.77	0.19	28.9	91	42	237	8	258	111	55	4	8	106	6.2	0.0	0.6	1.3	0.5	
77.5 (m)	60.27	0.88	15.95	8.32	0.20	2.90	7.15	3.50	0.67	0.16	38.3	81	36	239	8	226	90	40	13	8	153	19.4	0.1	4.2	1.4	1.5	
71.4 (m)	60.38	0.87	15.96	8.26	0.20	2.93	7.10	3.45	0.68	0.16	38.8	80	34	240	7	214	82	35	6	7	148	15.2	0.8	3.2	0.6	0.4	
90.1 (m)	61.12	0.85	15.90	8.28	0.19	2.67	6.88	3.68	0.71	0.17	37.9	84	37	236	7	242	85	36	5	7	128	17.3	0.1	3.0	0.4	1.0	
101.9 (m)	63.17	0.88	15.55	7.21	0.19	1.94	6.05	3.99	0.82	0.19	32.4	98	42	237	10	265	84	19	2	3	80	12.4	0.4	1.4	1.0	1.0	
<b>Ofunato stage</b>																											
OFS																											



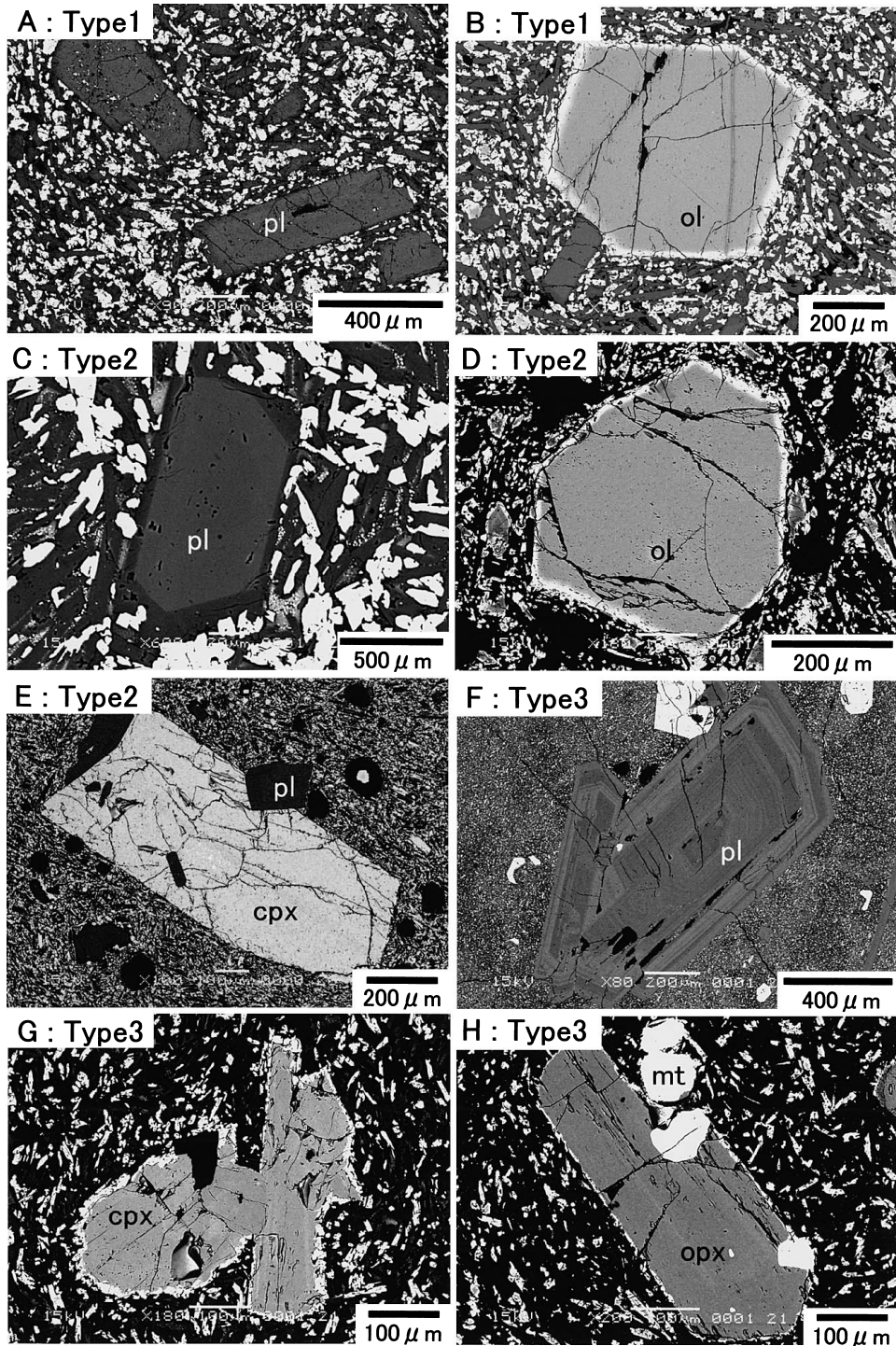


Fig. 2. Back-scattered electron images of Type 1, Type 2, and Type 3 phenocrysts. A, B: Type 1 plagioclase and olivine in L4 (Ofunato stage). C: Type 2 plagioclase in NTL (Oyama stage). D: Type 2 olivine in TYL (Oyama stage). E: Type 2 clinopyroxene in 1983 lava (Shinmio stage). F: Type 3 plagioclase in MZL (Tsubota stage). G: Type 3 clinopyroxene in KSL (Tsubota stage). H: Type 3 orthopyroxene and magnetite in ISL (Tsubota stage). pl: plagioclase, ol: olivine, cpx: clinopyroxene, opx: orthopyroxene, mt: magnetite.

値 (3680±40 y. B. P.: 川辺・他, 2002) から, 坪田期初期の噴出物とした (津久井・他, 2001).

### 3-1 斑晶鉱物の中心部組成による type 分け

鉱物の中心部組成, 粒径・組織から, 異なる組成をもつ3種類のマグマから晶出した斑晶が識別できた. 最も未分化な玄武岩質マグマから晶出した斜長石・カンラン石を Type 1, 玄武岩質マグマから晶出した斜長石・カンラン石・単斜輝石を Type 2, 安山岩質マグマから晶出した斜長石・単斜輝石・斜方輝石・磁鉄鉱を Type 3 とした (Table 3, Fig. 2). 同じ type に属する斑晶同士で集斑晶を形成することがしばしば認められるが, 異なる type の斑晶同士で集斑晶を形成することはない. 噴火期ごとおよび1噴火ユニット (八丁平噴火噴出物) の斑晶鉱物の中心部組成を Fig. 3 のヒストグラムに示した. 新澁期, 雄山期の噴出物は無斑晶質であるため分析数は少ないが, Type 1~3 の中心部組成はそれぞれ異なるピークを形成する.

Type 1 の斜長石とカンラン石の中心部組成は均一で, それぞれ An 値 ( $=100 \times \text{Ca}/(\text{Ca} + \text{Na} + \text{K})$ ) 90 前後, Fo 値 ( $=100 \times \text{Mg}/(\text{Mg} + \text{Fe})$ ) 80 前後を示す (Fig. 3). 粒径は, 斜長石が 1~15 mm, カンラン石が 0.5~4 mm である. いずれも, 周縁部まで組成が均質なものと, 周縁部で An 値, Fo 値が急減するものがある. 斜長石の周縁部は反復累帯構造を示すこともある. 3種類の type の中で最も An 値, Fo 値に富み, 粒径も最大であることで特徴付けられる (Fig. 2A, B).

Type 2 の斑晶には斜長石, カンラン石, オージェイトがある (Fig. 2C, D, E). 斜長石の中心部は An75~86 で比較的均質な内部組織をもつ. カンラン石の中心部は Fo67~74 で, Type 1 のカンラン石と明瞭な組成差をもつ. 単斜輝石の中心部は Mg# ( $=100 \times \text{Mg}/(\text{Mg} + \text{Fe})$ ) 70~75 を示した.

Type 3 の斑晶には斜長石, オージェイト, 斜方輝石, 磁鉄鉱がある (Fig. 2F, G, H). 斜長石は顕著な反復累帯構造を示すのが特徴で, 中心部は An78 以下である. オージェイト, 斜方輝石の中心部組成はともに Mg#70 以下で, 3種類の type の斑晶の中で最も An 値, Mg# に乏しく, しばしば逆累帯構造を示す.

Type 1~3 のカンラン石と単斜輝石の中心部組成の範

囲を Fig. 4 に示した. この図では, 玄武岩質から玄武岩質安山岩質マグマの温度 (1100°C 前後) で平衡に共存できるカンラン石, 単斜輝石中心部の組成が 1:1 の線よりやや上にプロットされる (Brey *et al.*, 1990). Type 1 のカンラン石の Fo 値 (Fo80) は, Type 2, 3 の単斜輝石の Mg# よりも明らかに高く, 両者は平衡に共存できない. 一方, Type 2 のカンラン石と単斜輝石は平衡に共存できる組成をもつ. つまり, Type 1~3 の斑晶はそれぞれ分化の程度が異なるマグマから晶出し, 同一 type 内での斑晶同士は, 集斑晶を形成することからも, 同じマグマから晶出したと考えられる.

次に, 全岩組成と共存できるカンラン石組成を, Fe-Mg 分配から検討した. 分配係数  $K_D = (\text{FeO}/\text{MgO})^{\text{ol}}/(\text{FeO}/\text{MgO})^{\text{magma}} = 0.30$  (Roeder and Emslie, 1970), マグマの  $\text{Fe}^{3+}/(\text{Fe}^{2+} + \text{Fe}^{3+})$  比を 0 および 0.2 としたとき, 全岩組成から計算される共存可能なカンラン石の組成は Type 2 の Fo70 前後であり, Type 1 の Fo80 に比べて有意に低い (Fig. 5). 伊藤・吉田 (1999) は, Fe-Mg 分配からマグマ組成と Type 1 カンラン石の中心部の組成は平衡に共存できないこと, 周縁部で急激に Fo 値が低下することから, Type 1 の斜長石, カンラン石はマグマ溜りの壁面に由来する外来結晶であると指摘した. また, 宮坂・中川 (1998), Amma-Miyasaka and Nakagawa (2002) は, 1940 年噴火に含まれる Type 1 の斜長石・カンラン石巨晶の成因を, キンクバンドを示すカンラン石の存在や斜長石とカンラン石からなる集積岩組織から北東山腹地下にある深成岩起源の外来結晶とした. しかし, 最近1万年間の噴出物における Type 1 の斑晶の産状や岩石学的特徴を検討すると, Type 1 の斑晶を含む噴出物は北東山腹だけでなく広域的に分布すること, 自形の単独斑晶としても数多く存在することから (Fig. 2A, B), 全てが外来結晶ではなく, 取り込まれる直前まで液と共存していた斑晶も多いと考えられる.

Type ごとの総斑晶量を噴火年代順に並べると (Table 4), Type 1~3 の出現時期は噴火期ごとに明瞭に異なり, Type 1 の斑晶は, 大船戸期, 噴火期の初期, そして総斑晶量が 15 vol.% 以上の岩石でみられた. Type 2 の斑晶は雄山期以降の玄武岩から玄武岩質安山岩で, Type 3 の斑晶は坪田期およびそれ以降の安山岩で卓越する. 一つ

Table 3. The characteristics of phenocrysts of Type 1, Type 2, and Type 3.

	Type1		Type2			Type3			
	pl	ol	pl	ol	cpx	pl	cpx	opx	mt
Core composition	An88-100	Fo76-84	An75-86	Fo67-74	Mg#70-75	<An78	<Mg#71	<Mg#68	usp24-48
Grain size (mm)	1-15	0.5-4	1-2	<1	1-2	0.5-2	<2	<1	<1
Zoning	Normal zoning		Normal zoning			Occasionally reverse zoning Plagioclase shows oscillatory zoning			

pl: plagioclase, ol: olivine, cpx: clinopyroxene, opx: orthopyroxene, mt: magnetite. usp: ulvospinel component.



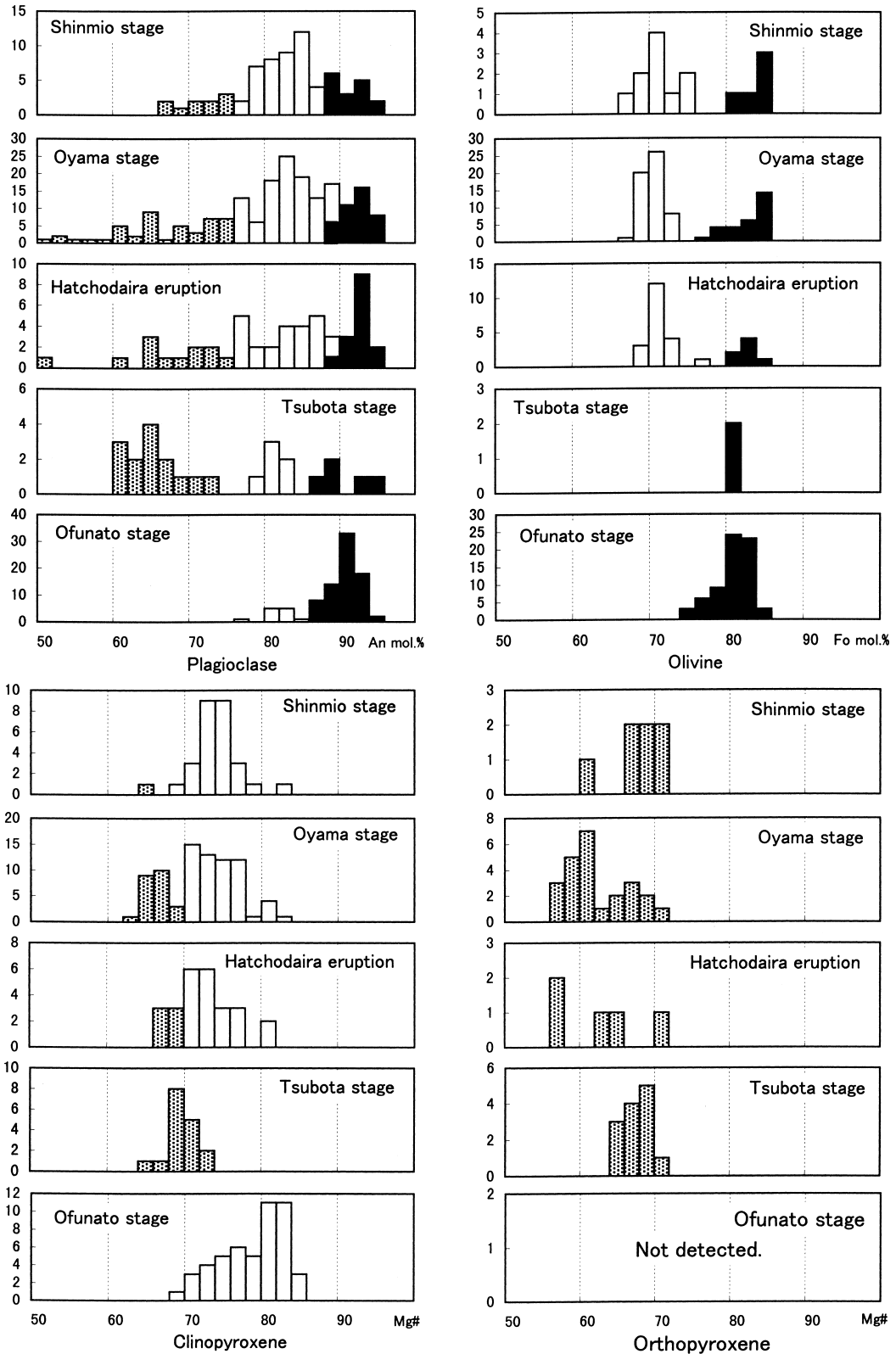


Fig. 3. Histograms of phenocrysts' core composition. Closed, open and dotted bars are Type 1, Type 2, and Type 3, respectively.

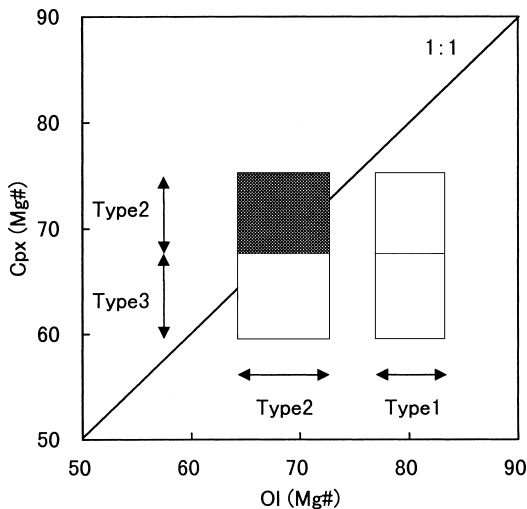


Fig. 4. Fe-Mg partitioning between olivine and clinopyroxene. Type 2 olivine is in equilibrium with Type 2 clinopyroxene.

の岩石試料中に複数の type の斑晶を含むこともあるが、Type 2 と Type 3 の斑晶をとともに含む場合、一方はごく少量しか含まれない。

Type 1~3 の分類は、宮坂・中川 (1998) が、三宅島の 1940 年・1962 年噴出物の検討からマグマ供給系を考える上で重要性を指摘した 3 種類の集斑晶と中心部組成は対応し、M-type が Type 1、B-type が Type 2、A-type が Type 3 に相当する。

### 3-2 各噴火期における斑晶の特徴

#### a 大船戸期

大船戸期の噴出物は斑状玄武岩が多く、総斑晶量は 20 vol.% 以上、最大 45 vol.% にまで達する。そのほとんどが Type 1 の斜長石・カンラン石で、単斜輝石は少量、斜方輝石はごくまれである。今回観察した噴火期の中では斑晶量が最も多く、特徴的に粗粒の斜長石 (長径 > 1 mm) ・カンラン石 (長径 > 0.5 mm) を含む。

Type 1 の斜長石・カンラン石は自形から半自形を示す。斜長石は 10~35 vol.% と最も多く、清澄なものに包有物 (ガラス、カンラン石) を含むものがみられるが、いずれも中心部の組成範囲は狭い (Fig. 3)。周縁部は An 61~90 で、反復累帯構造を示すものと中心から周縁部まで均質なものがある (Fig. 2A)。カンラン石は次に多く 2~10 vol.% 含まれる。自形のもは周縁部まで均質な組成をもつが、半自形のもは顕著な正累帯構造やピジョン輝石の反応縁をもつことがある。周囲や内部の亀裂に沿ってイデイングサイト化しているものも含まれた。また、ごくまれにキンクバンドを示すものも含まれる。カンラン石の周縁部は Fo63~80 を示す。

単斜輝石は径 1 mm 以下で半自形を示し、1 vol.% 以下である。反復累帯構造や逆累帯構造、セクターゾーニングを示し、Type 1 の斑晶とは集斑状組織を形成しない。中心部は Mg#71~81 で、Type 1 のカンラン石と非平衡な組成を示すことから Type 2 に分類した。斜方輝石の出現はごくまれで、粒径 0.3 mm 以下で半自形を示す。

#### b 坪田期

坪田期の噴出物は斑状安山岩で、総斑晶量は 5~20 vol.% である。斜長石が 3.3~19 vol.% と最も多く、単斜輝石が 4 vol.% 未満、斜方輝石は 2 vol.% 未満、磁鉄鉱は 1 vol.% 未満、カンラン石はごくまれである。噴火期早期は Type 1 と Type 3 の斑晶が共存するが、その後は Type 1 の斜長石・カンラン石は出現しなくなる (Table 4)。坪田期の岩石は斜方輝石を多く含むことで、他の噴火期と区別される。

Type 1 の斜長石・カンラン石は粗粒で、これらは均質な内部組織をもつことが多い。カンラン石は自形から半自形を示し、他の噴火期よりピジョン輝石の反応縁をもつものが多い。Type 1 の斑晶の中心部の組成範囲は狭く (Fig. 3)、周縁部は斜長石が An61~90、カンラン石が Fo 63~80 である。

Type 3 の斑晶は、雄山期以降と比較して自形で粒径が大きく、集斑状組織も顕著である。中心部の組成範囲も狭く (Fig. 3)、周縁部は斜長石が An50~74、単斜輝石が Mg#65~75、斜方輝石が Mg#62~67 で正累帯構造を示すことが多い。

#### c 雄山期

八丁平噴火で始まる雄山期の噴出物は無斑晶質の玄武岩や玄武岩質安山岩を主とする。総斑晶量は 0.1~30 vol.% で、斜長石・カンラン石・単斜輝石・斜方輝石・磁鉄鉱が含まれる。全ての噴出物に Type 2 の斑晶が含まれ、これとともに Type 3 の斑晶をごく少量含む試料と、全く含まない試料がある (Table 4)。スコリア層の下部で安山岩組成を示すことがまれにあり、このような試料では Type 3 の斑晶が卓越する (Table 2, 4)。Type 1~3 の斑晶が共存する試料は、八丁平噴火噴出物 (HCS) や、その後の北東山腹から噴出した見取畑スコリア (MBS)、風早スコリア (KHS)、大般若山スコリア (DHS) である。

Type 1 の斑晶を含む試料の総斑晶量は 5~30 vol.% で、Type 1 の斑晶が卓越する。Type 1 の斑晶を含まない試料のほとんどは総斑晶量が 5 vol.% 以下である。

Type 1 の斜長石・カンラン石は粗粒で、ガラス包有物を含むことが多い。中心部の組成範囲は狭く (Fig. 3)、周縁部は斜長石が An66~91、カンラン石が Fo64~80 で



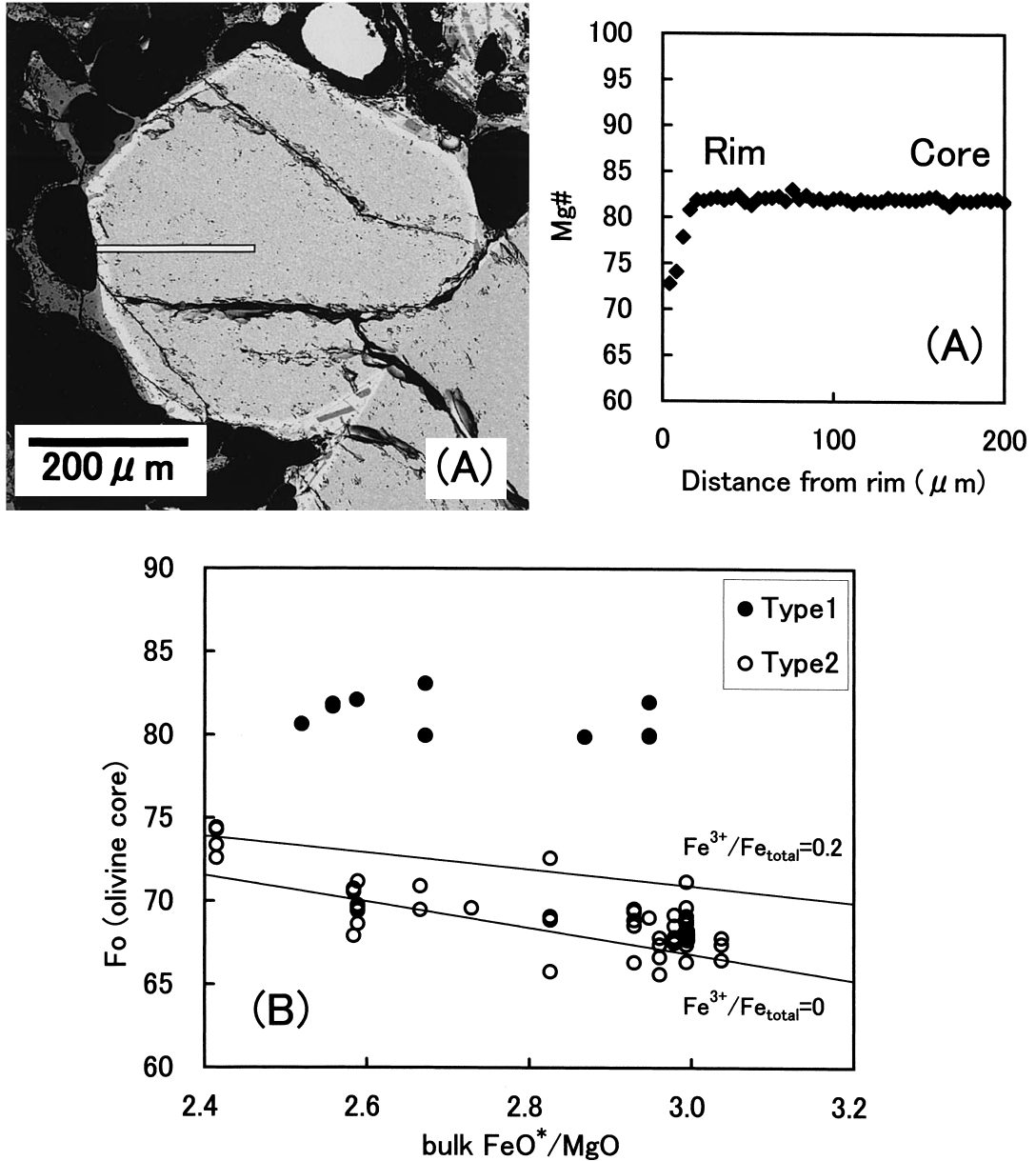


Fig. 5. (A) Back-scattered electron image with zoning pattern of Type1 olivine. White bar is the position of zoning analysis. Sample: HCS (Hatchodaira eruption). (B) Fo values of olivine phenocryst cores v. s. bulk  $\text{FeO}^*/\text{MgO}$ . Two lines indicate equilibrium Fo value assuming Fe-Mg distribution coefficients between olivine and liquid are 0.30 (Roeder and Emslie, 1970) and  $\text{Fe}^{3+}/\text{Fe}_{\text{total}} = 0, 0.2$ , respectively.  $\text{FeO}^*$  is total iron as  $\text{FeO}^*$ .

ある。

Type 2 の斑晶は自形で清澄なものが多いが、斜長石はまれに dusty zone がみられた。中心部組成は明瞭なピークを形成し (Fig. 3)、周縁部は斜長石が An51~85、カンラン石は Fo54~70、単斜輝石は Mg#52~75 と正累帯構造を示す。八丁平噴出物に含まれる Type 2 の斑晶は弱

い逆累帯構造を示すものもみられた。

Type 3 の斑晶は自形から半自形で、3 種類の type の中で最も粒径が小さい。斜長石は顕著な反復累帯構造のほか dusty zone を示す。どの斑晶も中心部の組成範囲は広い (Fig. 3)。周縁部は、斜長石が An56~86、単斜輝石が Mg#58~71、斜方輝石が Mg#54~66 で頻りに逆累帯構

Table 4. Three types of phenocrysts and modal volumes for the rocks of Miyakejima volcano with eruption age.

Stage	Sample	Type1	Type2	Type3
2000	A.D.2000.8.18Scoria	◎	○	
	A.D.1983Scoria+Lava		○	△
Shinmio	A.D.1962Scoria+Lava		○	△
	A.D.1940Scoria+Lava	◎*	○	△
	A.D.1874Scoria+Lava	△	○	△
	A.D.1835Lava		○	△
	A.D.1763-69Scoria+Lava		○	
	A.D.1712Lava		○	
	A.D.1643Scoria+Lava		○	△
	A.D.1595Scoria+Lava		○	△
	A.D.1535Scoria+Lava	○	○	△
	A.D.1469Scoria+Lava	○	○	△
Oyama	A.D.1154Scoria		○	△
	NTL (A.D.1085)		○	△
	KMS		○	
	MKB, OYS, OYL (9C)		○	△
	DHS	△	○	○
	ANL		○	
	KHS	○	○	△
	MBS	○	○	△
	TSL		○	△
	TGS		○	△
Tsubota	IWS		○	○
	TYS, TYL (2050y.B.P)		○	
	IZS		○	△
	HCS, HCA, FMB (2500y.B.P)	○	○	△
	KSL			◎
	NGS			◎
	TBS			◎
Ofunato	MZL			◎
	IGS			◎
	IES			◎
	Sample from Tsubota borehole	○		◎
	ISL	○	△	◎
Ofunato	OFS	◎		
	L1	◎		
	L2	◎		
	L3	◎	△	
	L4	◎		
Sample from Ako borehole	◎			

◎→>10vol.%, ○→1~10Vol.%, △→<1vol.%, \* : porphyritic part of 1940 lava

造を示す。

d 新濤期

新濤期の噴出物は、無斑晶質の玄武岩・玄武岩質安山岩が多く雄山期と類似している。斑晶は主に Type 2 からなり、Type 3 をわずかに含む試料と全く含まない試料がある (Table 4)。Type 1 の斑晶は 1469 年・1535 年・1874 年・1940 年噴出物に含まれる。新濤期の試料の総斑晶量は、斑晶量の多い 1940 年溶岩試料を除き、5 vol.% 以下であり、いずれも斜長石が最も多くマフィック鉱物は高々 3 vol.% 以下である。

1940 年溶岩は斑状の部分 (23 vol.% 前後) と無斑晶質な部分からなり、不均質である (一色, 1960)。前者に含まれる斑晶のほとんどは Type 1 である。

Type 1 の斜長石・カンラン石は粗粒で、これらは均質な内部組織を示すことが多い。中心部の組成範囲は狭く (Fig. 3), 周縁部は斜長石が An60~87, カンラン石が Fo63~76 である。

Type 2 の斑晶は自形で内部が清澄なものが多いが、斜

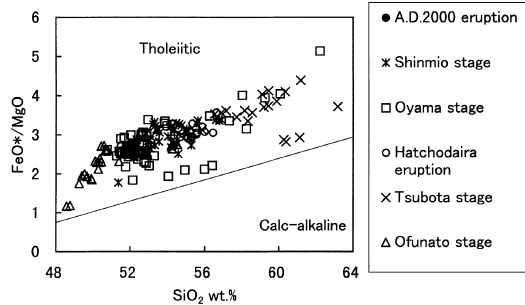


Fig. 6. SiO<sub>2</sub>-FeO\*/MgO diagram for the rocks of Ofunato stage (open triangle), Tsubota stage (cross), Hatchodaira eruption (2500 y. B.P; open circle), Oyama stage (open square), Shinmio stage (asterisk), and 18 Aug.2000 eruption (solid circle).

長石はまれに dusty zone をもつ。中心部組成は明瞭なピークを形成し (Fig. 3), 周縁部は斜長石が An61~87, カンラン石が Fo61~72, 単斜輝石が Mg#70~72 で正累帯構造を示した。

Type 3 の斑晶は、自形から半自形で 3 種類の type の中で最も細粒である。斜長石は顕著な反復累帯構造のほか dusty zone をもつ。周縁部組成は斜長石が An62~70, 単斜輝石が Mg#70~74, 斜方輝石が Mg#70~73 で逆累帯構造を示すことが多い。

4. 全岩化学組成

4-1 分析方法

地表試料と孔井試料について全岩主成分および微量元素分析を行った。地表試料は主成分 192 試料, 微量元素 187 試料を分析した。また、孔井試料は阿古観測点 (6 試料), 坪田観測点 (5 試料) から採取し、主成分, 微量元素を分析した。分析は地質調査所 (現産業技術総合研究所) の蛍光 X 線分析装置 PHILIPS 社製 PW1404 を使用し、Togashi (1989), Ujiie and Togashi (1992), Ujiie *et al.* (1993) の方法で行った。主な分析結果を Table 2 に示す。主成分は全鉄を FeO\* とし、無水 100 wt.% に再計算した値を表示した。

4-2 主要元素

分析した試料の SiO<sub>2</sub> 量は 48.6~63.2 wt.% にわたり、噴火期ごとに組成範囲が異なる (Figs. 6, 7)。大船戸期は玄武岩, 坪田期は安山岩~デイサイト, 雄山期以降は玄武岩~玄武岩質安山岩が多い。いずれもソレライト系列に分類される (Fig. 6)。

主要元素の組成変化を概観すると、SiO<sub>2</sub> とともに TiO<sub>2</sub>, FeO\* は増加し、SiO<sub>2</sub> 量が約 53 wt.% を超えると減少に転じる。一方、MgO, CaO, Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> は右下がりの、

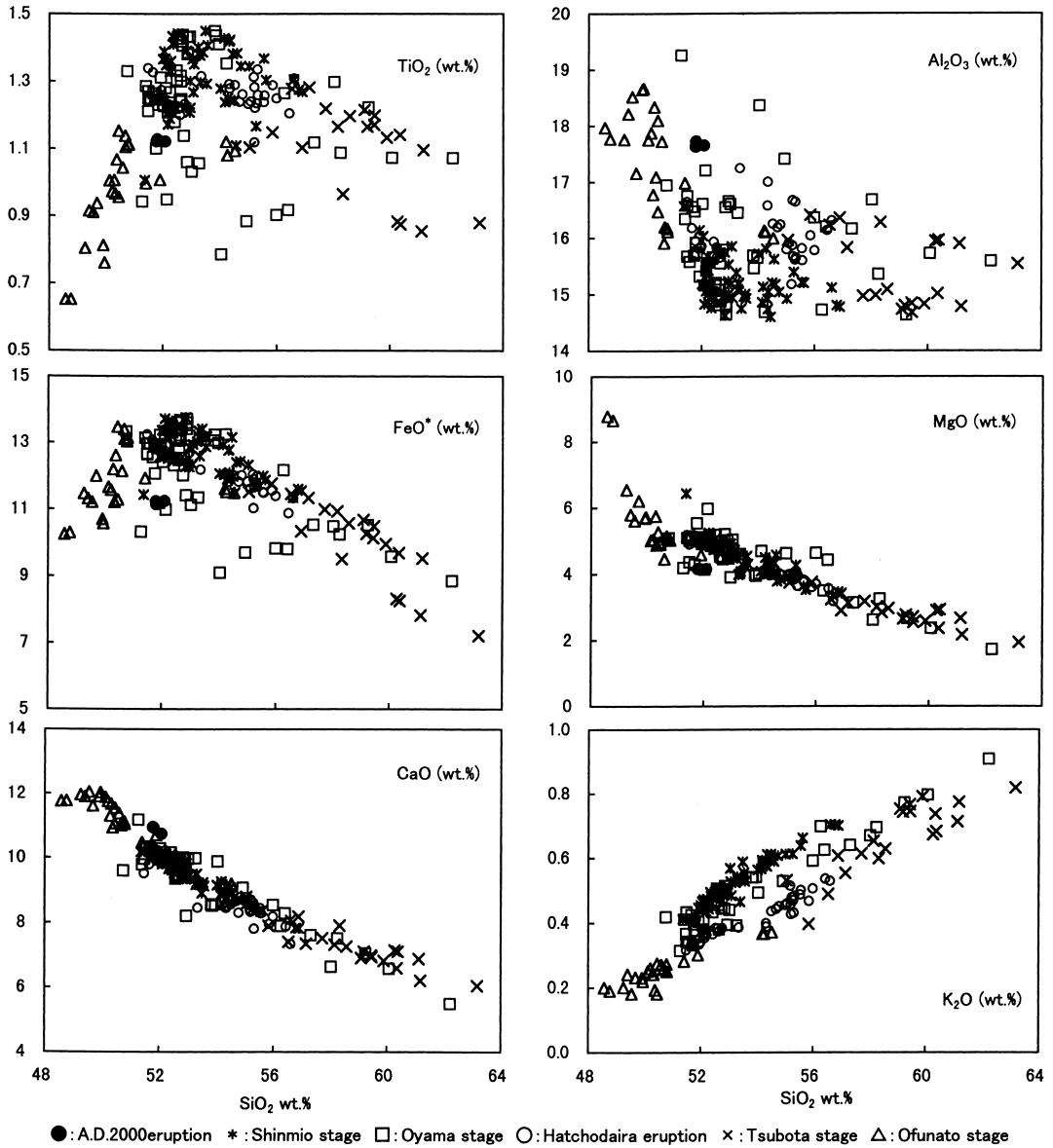


Fig. 7. Harker variation diagram for the rocks of Miyakejima Volcano.

Na<sub>2</sub>O, K<sub>2</sub>O, P<sub>2</sub>O<sub>5</sub> は右上がりのトレンドを示す (Fig. 7). これは斑晶鉱物の晶出と分別で説明できる.

MgO, CaO, Na<sub>2</sub>O, K<sub>2</sub>O, P<sub>2</sub>O<sub>5</sub> は噴火期ごとにそれぞれのトレンドを形成する. TiO<sub>2</sub>, FeO\*, Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> はばらつきが大きく, Type 1 の斜長石とカンラン石を 10vol.% 以上含む雄山期の MBS, KHS, DHS は,トレンドから大きく外れた. 一般に全岩の Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> の値は斜長石の含有量に大きく影響されることが報告されており (中野・山元, 1987; 中野・他, 1991), Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> と斜長石含有量の間には正の相関がみられた (Fig. 8A).

#### 4-3 微量元素

各噴火期における液相濃集元素は, 大船戸期が最も低く, 坪田期が最も高い. その間に雄山期, 新澗期がはいる (Fig. 9). 液相濃集元素同士の Ba-Zr 図, Ba-K<sub>2</sub>O 図 (Fig. 9) をみると, 最近1万年間の噴出物はいずれも原点をとる直線的なトレンドを形成していることから, 同源の起源物質から派生した可能性が高い. しかし, Ba, Zr に対する Y のトレンドは, 安山岩質マグマになると少し屈曲する. これは, Y の分配係数が Ba, Zr に比べて大きい単斜輝石 (分配係数:  $D_Y=0.5$ ), 斜方輝石 ( $D_Y=$



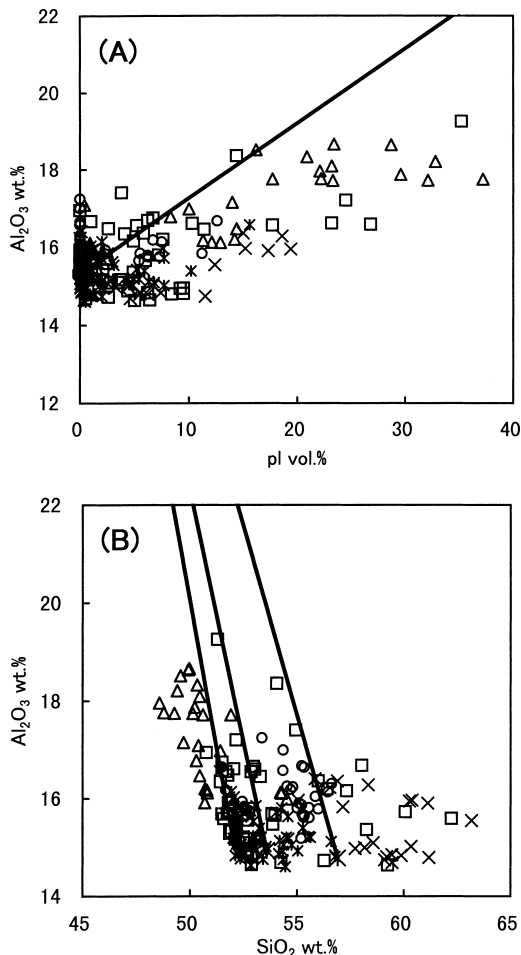


Fig. 8. (A): Relation between bulk  $\text{Al}_2\text{O}_3$  contents and modal compositions of plagioclase. (B):  $\text{Al}_2\text{O}_3$  vs.  $\text{SiO}_2$  diagram for the rocks of Miyakejima volcano. Solid lines denote plagioclase (An92)-controlled chemical variations with aphyric rocks. Aphyric rocks are TYS ( $\text{SiO}_2=51.9$ , Oyama stage), 1643 Sc ( $\text{SiO}_2=53.6$ , Shinmio stage), and 1940 lava ( $\text{SiO}_2=56.9$ , Shinmio stage). Symbols are the same as in Fig. 6.

0.2), 磁鉄鉱 ( $D_Y=0.2$ ) をより多く分別したためと考えられる (Pearce and Norry, 1979).

一方、最近1万年間の噴出物は、Sr/Ca-Ba/Ca 図 (Onuma *et al.*, 1983) 上で単一のトレンドを示すことから、部分熔融度に明瞭な差は認められない (Fig. 10).

#### 4-4 各噴火期における組成変化の特徴

##### a. 大船戸期

噴出物の  $\text{SiO}_2$  量は 48.6~54.5 wt.% の範囲にあり、多くは  $\text{SiO}_2=50$  wt.% 前後、 $\text{Al}_2\text{O}_3$  量は他の噴火期と比べ

で多く、組成範囲も広い。これは Type 1 の斜長石 (An 92) の濃集 (Fig. 8B) と、最大で 10 vol.% 含まれる Type 1 のカンラン石の濃集で説明が可能である (伊藤・吉田, 1999).

##### b. 坪田期

火山活動が不活発な約 3000 年間を経た後の坪田期の噴出物は、 $\text{SiO}_2$  量が 55.9~63.2 wt.% の分化の進んだ安山岩である。斜長石を多く含む試料は  $\text{Al}_2\text{O}_3$  に富み、 $\text{FeO}^*$ 、 $\text{TiO}_2$  に乏しい (Fig. 7).

##### c. 雄山期

雄山期の噴出物の  $\text{SiO}_2$  量は 50.8~62.2 wt.% で組成範囲は広いが、安山岩質マグマの噴出量は少ない。1 噴火ユニット内の組成範囲は、噴出物が玄武岩質では  $\text{SiO}_2$  で 1 wt.% 以下と狭く、安山岩質では 5 wt.% と広い。

雄山期最初の八丁平噴火噴出物は、山頂カルデラを形成した特異な噴火であることから、これ以降の雄山期噴出物とわけて検討した。この噴出物はほとんどの元素で、雄山期の中で最も  $\text{SiO}_2$  に乏しいマグマと坪田期のマグマを端成分とした直線的なトレンドを形成した。斜長石が多く含まれると  $\text{Al}_2\text{O}_3$  量が直線的なトレンドから外れた (Fig. 7).

##### d. 新澗期

新澗期の噴出物の  $\text{SiO}_2$  量は 51.4~56.8 wt.% の範囲で、他の酸化物の  $\text{SiO}_2$  に対する変化はほぼ一連の分化トレンドを描く。また、1 噴火ユニット内の組成範囲は狭い。しかし、Type 1 の斜長石・カンラン石を 23 vol.% 含む 1940 年噴出物の試料は、 $\text{SiO}_2$ - $\text{Al}_2\text{O}_3$  図で斜長石組成方向に、MgO 図でカンラン石組成方向に、新澗期のトレンドから大きく外れる。

雄山期・新澗期では、 $\text{SiO}_2$  に乏しい組成から 53 wt.% 前後まで  $\text{FeO}^*$ 、 $\text{TiO}_2$  は増加しその後減少する (Fig. 7)。この変化は、磁鉄鉱の晶出と分別に対応していると推定できる。

## 5. 考 察

### 5-1 全岩化学組成の時間変化と噴火期

噴出年代に対する全岩化学組成の変化に注目すると、大船戸期は活動期を通した全岩化学組成のシステムティックな変化を認めることはできない。しかし、坪田期以降の噴出物は、それぞれの噴火期の初期での全岩の Mg# の急激な増加とその後の時間経過に伴う減少というサイクルが複数回みられた (Fig. 11)。このサイクルは、活動年代、噴火様式などから区分した各噴火期に対応し、雄山期ではさらに 2 つのサイクルが認められた。この傾向は Mg# の変化に最も顕著にあらわれる。 $\text{SiO}_2$  または  $\text{K}_2\text{O}$  などの液相濃集元素は、各噴火期の始まり

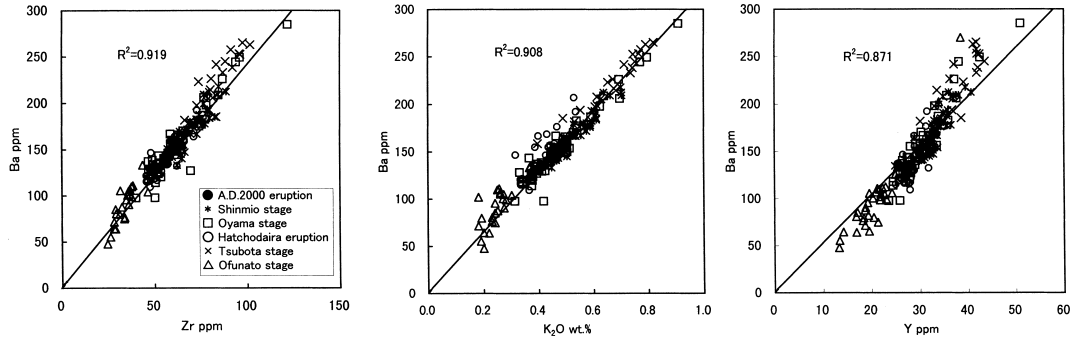


Fig. 9. Incompatible elements variation diagrams. The solid line is a linear least-squares regression analysis.  $R^2$  is for all plots.

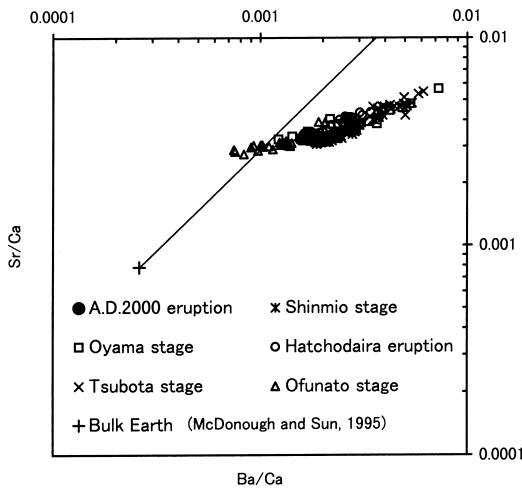


Fig. 10. Sr/Ca-Ba/Ca systematics defined by volcanic rocks from Miyakejima volcano (Onuma *et al.*, 1983).

から、時間とともに増加する。全岩の Mg# はマフィック鉱物の斑晶量を反映するが、坪田期以降の分析試料中のマフィック鉱物は 5 vol.% 以下であることから、全岩の組成は液組成を代表すると考える。

以上のことから、大船戸期（約 4000 年以前）、坪田期（約 4000 年前から約 2500 年前まで）、雄山期 I（約 2500 年前の八丁平噴火～約 1300 年前）、雄山期 II（約 1300 年前～A. D. 1469 年）、新澁期（A. D. 1469 年噴火～1983 年噴火）と再定義した。以下、噴火期はこの分類に従う。全岩化学組成をみると、坪田期以降の各噴火期は、相対的に未分化なマグマが次第に分化するという枠組みを捉えることができる。この定義に従うと 2000 年噴火は、新しい噴火期に入ったと言える。

5-2 各噴火期での組成変化—結晶分別による検討—  
坪田期以降の全岩化学組成の変化は、各噴火期で単一のマグマ溜りにおいて時間とともに結晶分別作用により分化が進行したことが示唆される。そこで、主成分・微

量成分の変化をそれぞれの噴火期で最も未分化な試料から結晶分別 (batch fractionation) によって説明できるか最小二乗法を用いて検討した。

各噴火期の親マグマからそれと共存できる主要な斑晶の中心部の組成 (Table 5) を用いて分別させた。坪田期以降のほとんどの試料は結晶分別作用で全岩の主成分変化を説明することが可能である (Table 6)。ただし、Type 1 の斑晶を多く含む試料は、結晶分別作用に加え Type 1 の斑晶を混入物質として計算すると説明できる。

さらに、Zr, Sr, Ba の変化について主成分変化が結晶分別で説明できる噴出物を対象に、主成分変化を説明する最適な斑晶量と、鉱物とメルトとの適当な分配係数 (Gill, 1981) を用いて、batch fractionation による分別計算を行った。その結果、分析値を結晶分別作用によって合理的に説明できた (Table 6, Fig. 12)。

以上のことから、三宅島の地下のマグマ溜りでは、結晶分別により分化が進行し、噴火のたびに地表にもたらされるモデルが支持される。

### 5-3 噴火期初期における Mg# の急激な増加

噴火期の初期に Mg# が大きく増加する機構を、約 2500 年前の八丁平カルデラを形成した噴火に注目して詳しく検討した。

八丁平噴火は最近 1 万年間において噴出量が最大 (0.4 km<sup>3</sup> DRE) であることから、マグマ溜まりの情報をより多くもたらすことが期待される。そこで時間経過を代表する降下火砕物 (八丁平スコリア: HCS) を検討した。HCS は、山体中央部から噴出し主に島北部に堆積したスコリア (S-HCS) と、その後の南に延びた割れ目火口から噴出し島南部に堆積したスコリア (F-HCS) からなる。噴火の推移から S-HCS, F-HCS の順に堆積したと考え、S-HCS を島北部 (10 地点) から、F-HCS を島南部 (7 地点) から採取した。

複数の層序から採取した八丁平スコリアの SiO<sub>2</sub> 量は、時間経過に伴い 57 wt.% から 51 wt.% へ減少する (Fig.

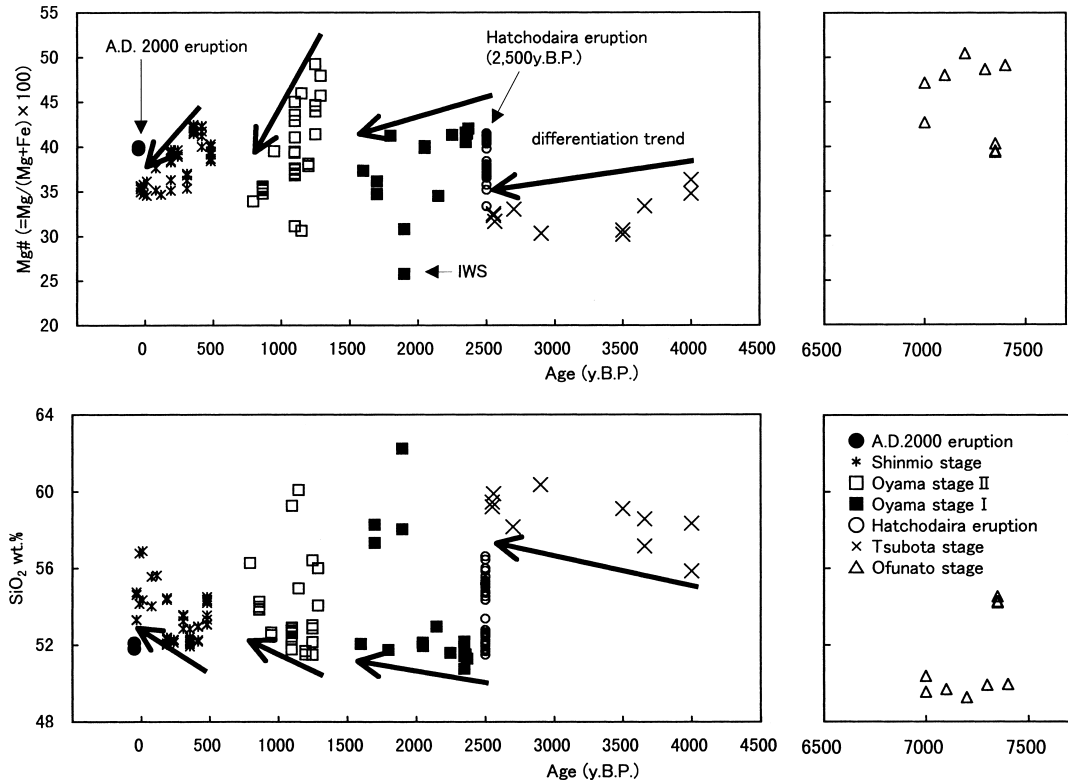


Fig. 11. Variations of whole-rock Mg# ( $=\text{Mg}/(\text{Mg}+\text{Fe})\times 100$ ) and  $\text{SiO}_2$  in the last 10,000 years. Symbols are the Ofunato stage (open triangle), Tsubota stage (cross), Hatchodaira eruption (2500 y. B.P; open circle), Oyama stage I (solid square), Oyama stage II (open square), Shinmio stage (asterisk), and 18 Aug. 2000 eruption (solid circle). Abbreviation: IWS is andesitic ejecta (Chapter 5-4).

Table 5. Crystal compositions for the calculation of fractional crystallization. Compositions of Type 2 and Type 3 are used for basalt and andesite, respectively.

(wt.%)	Type2			Type3			
	pl	ol	cpx	pl	cpx	opx	mt
$\text{SiO}_2$	48.06	37.45	53.39	50.54	53.02	52.89	0.16
$\text{TiO}_2$	0.00	0.00	0.27	0.00	0.26	0.34	10.37
$\text{Al}_2\text{O}_3$	33.36	0.00	0.00	31.69	0.00	1.37	4.22
$\text{FeO}^*$	0.00	27.76	10.86	0.00	12.74	20.06	80.91
$\text{MnO}$	0.00	0.12	0.00	0.00	0.00	0.57	0.00
$\text{MgO}$	0.00	34.67	14.98	0.00	14.21	22.29	2.78
$\text{CaO}$	16.31	0.00	20.51	14.35	19.77	2.48	0.33
$\text{Na}_2\text{O}$	2.22	0.00	0.00	3.37	0.00	0.00	1.23
$\text{K}_2\text{O}$	0.05	0.00	0.00	0.05	0.00	0.00	0.00
$\text{P}_2\text{O}_5$	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Total	100	100	100	100	100	100	100

13). 噴出物には全ての type の斑晶が含まれ (Fig. 3), Type 1 の斑晶は玄武岩から玄武岩質安山岩に含まれ, Type 2 は玄武岩, Type 3 は安山岩で卓越する. 玄武岩質安山岩を示す S-HCS の上位から F-HCS の下位で, Type 1-3 の斑晶の共存, 異なる組成をもつ石基同士の縞状構

造や包有関係がみられた. また, これらの全岩化学組成変化は直線的なトレンドを示し (Fig. 7), 結晶分別では説明できない. これらの記載岩石学的特徴や全岩化学組成のトレンドはマグマ混合によるものと考えられる.

また, Type 1 の斑晶の中心部組成は An 値, Fo 値が高く, 八丁平噴出物のどの全岩化学組成とも平衡に共存できず, 周縁部は急激に An 値, Fo 値が低くなる累帯構造をもつ (Fig. 5). Type 1 の産状も考慮すると, 上昇過程における混合前の玄武岩質マグマが, 噴火直前に Type 1 の斑晶を取り込んだと考えられる.

雄山期 I の初期の噴火である八丁平噴火のように, 全岩化学組成が急激に相対的に未分化に変化し, Type 1 の斑晶を含むといった特徴は, 坪田期, 雄山期 II, 新濤期の初期でもみられ, Mg# の急激な上昇は相対的に未分化なマグマの供給を反映している可能性が高い.

#### 5-4 雄山期の安山岩質マグマ

雄山期は安山岩質マグマの噴火は少なく, その噴出物は Fig. 11 の分化トレンドから大きく外れる. これらの噴出物の特徴は, 噴出量が少なく ( $0.01 \text{ km}^3 \text{ DRE}$  以下:



Table 6. Representative results of crystal fractionation.

<i>Shinmio stage</i>					<i>Oyama stage II</i>				
1595Sc		1643lava			OYL		1085NTL		
Parent		Daughter			Parent		Daughter		
(wt.%)	Obs.	Obs.	Calc.	phase (wt.%)	(wt.%)	Obs.	Obs.	Calc.	phase (wt.%)
SiO <sub>2</sub>	51.92	52.84	52.91	Plag= 11.2	SiO <sub>2</sub>	52.88	54.25	54.24	Plag= 6.3
TiO <sub>2</sub>	1.25	1.39	1.47	Oliv= 2.9	TiO <sub>2</sub>	1.38	1.35	1.35	Oliv= 0.0
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	16.14	14.63	14.66	Cpx= 1.3	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	14.64	14.68	14.68	Cpx= 5.3
FeO*	12.57	13.76	13.74	Opx= 0	FeO*	13.70	13.23	13.22	Opx= 1.0
MnO	0.21	0.25	0.25	Mt= 0	MnO	0.25	0.25	0.29	Mt= 2.0
MgO	5.06	4.54	4.57		MgO	4.51	4.06	4.05	
CaO	9.99	9.35	9.32		CaO	9.39	8.65	8.64	
Na <sub>2</sub> O	2.28	2.59	2.39	Σ R <sup>2</sup> = 0.053	Na <sub>2</sub> O	2.58	2.78	2.74	Σ R <sup>2</sup> = 0.004
K <sub>2</sub> O	0.45	0.50	0.52		K <sub>2</sub> O	0.51	0.59	0.60	
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.13	0.15	0.16		P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.16	0.16	0.19	
Total	100	100	100		Total	100	100	100	
(ppm)					ppm				
Zr	59	64	70		Zr	65	71	75	
Y	30	32	36		Y	33	35	38	
Sr	227	231	223		Sr	237	235	251	
Rb	5	6	5		Rb	5	7	6	
Ba	143	145	168		Ba	154	178	180	
Zn	108	118	124		Zn	115	115	116	
Ni	13	11	11		Ni	12	8	12	
<i>Oyama stage I</i>					<i>Tsubota stage</i>				
TEB		TYL			IZUL		Tsubota101.9m		
Parent		Daughter			Parent		Daughter		
(wt.%)	Obs.	Obs.	Calc.	phase (wt.%)	(wt.%)	Obs.	Obs.	Calc.	phase (wt.%)
SiO <sub>2</sub>	51.50	52.11	51.90	Plag= 4.7	SiO <sub>2</sub>	57.72	63.17	63.18	Plag= 10.0
TiO <sub>2</sub>	1.25	1.28	1.34	Oliv= 1.6	TiO <sub>2</sub>	1.22	0.88	0.85	Oliv= 0.0
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	15.68	15.16	15.12	Cpx= 0.4	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	14.97	15.55	15.55	Cpx= 7.9
FeO*	12.96	13.26	13.37	Opx= 0.0	FeO*	10.99	7.21	7.22	Opx= 1.9
MnO	0.22	0.24	0.24	Mt= 0.0	MnO	0.22	0.19	0.28	Mt= 5.3
MgO	5.15	4.98	4.87		MgO	3.18	1.94	1.93	
CaO	10.29	9.97	10.11		CaO	7.52	6.05	6.06	
Na <sub>2</sub> O	2.52	2.46	2.59	Σ R <sup>2</sup> = 0.110	Na <sub>2</sub> O	3.41	3.99	3.93	Σ R <sup>2</sup> = 0.013
K <sub>2</sub> O	0.34	0.41	0.36		K <sub>2</sub> O	0.61	0.82	0.81	
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.10	0.12	0.11		P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.14	0.19	0.19	
Total	100	100	100		Total	100	100	100	
(ppm)					ppm				
Zr	47	52	50		Zr	78	98	101	
Y	24	26	26		Y	35	42	46	
Sr	235	238	245		Sr	250	237	248	
Rb	3	5	3		Rb	6	10	8	
Ba	118	130	126		Ba	208	265	273	
Zn	103	108	110		Zn	116	84	94	
Ni	11	11	11		Ni	6	2	4	

Plag, plagioclase; Oliv, olivine; Cpx, clinopyroxene; Opx, orthopyroxene; Mt, magnetite.  
 Obs., observed bulk compositions; Calc., calculated bulk compositions.  
 ΣR<sup>2</sup>, sum of squares of oxide residuals (Obs.-Calc.)

津久井・鈴木; 1998), 1 噴火ユニット内の上部と下部で組成差が大きい。また、その変化は結晶分別作用で説明ができる。

例えば、雄山期 I の伊ヶ谷沢スコリア (IWS) 下部は

SiO<sub>2</sub> = 62 wt.%, 上部が SiO<sub>2</sub> = 57 wt.% の組成をもつ (Fig. 11)。IWS 上部は、Fig. 11 の分化トレンドにのる平山溶岩 (TYL: SiO<sub>2</sub> = 52wt.%) から、pl=16.5%, cpx=18.9%, opx=3.2%, mt=5.4% を取り去れば導くことが

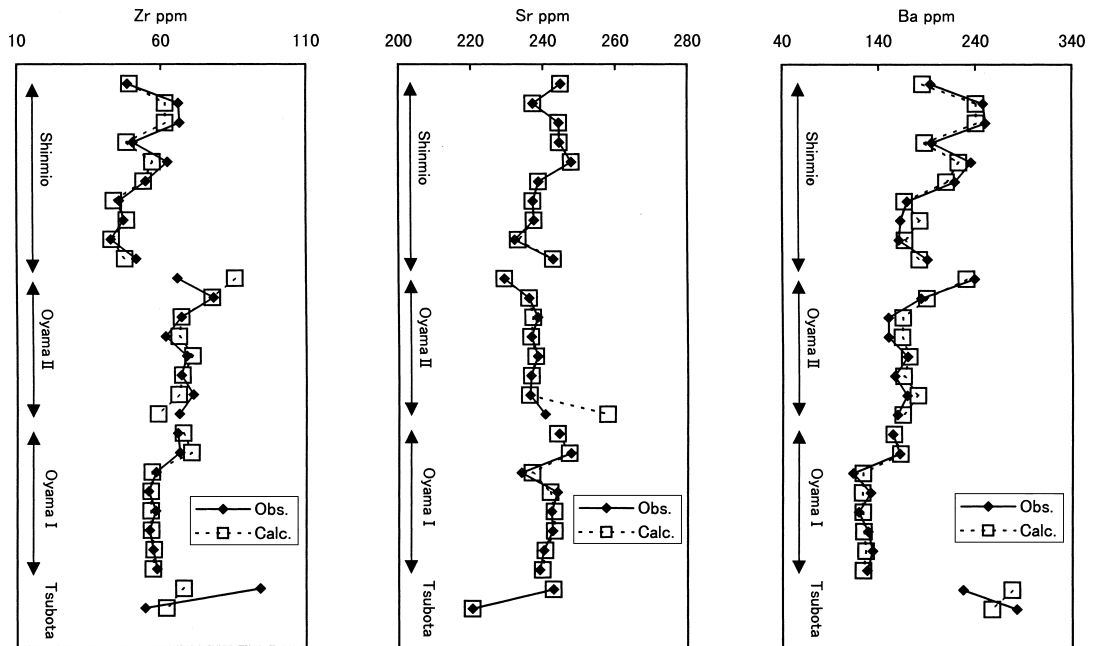


Fig. 12. Trace elements concentrations of observed (Obs.) and calculated (Calc.) compositions. The calculated compositions are obtained assuming batch fractional crystallization.

Unit		Type1	Type2	Type3	SiO <sub>2</sub> (wt.%)
upper	F-HCS	[Pattern]	[Pattern]	[Pattern]	50
					54
HCS	S-HCS	[Pattern]	[Pattern]	[Pattern]	58
					54
lower					50

Fig. 13. Summary of temporal variations of the appearance of phenocrysts and SiO<sub>2</sub> (wt.%) in Hatchodaira eruption (2500 y. B. P). HCS: Hatchodaira Scoria, S-HCS: HCS from summit eruption, F-HCS: HCS from fissure eruption.

できる ( $\Sigma R^2=0.07$ ). また、噴火後期に堆積しマグマ溜り下位からもたらされた IWS 上部から pl=14.3%, cpx=1.3%, opx=4.6%, mt=3.2% の分別で、初期に堆積した下部スコリアを導くことができる ( $\Sigma R^2=0.05$ ). 液組成は、カンラン石、オーザイト、斜方輝石、斜長石の反応点を通り、オーザイト、斜方輝石、斜長石の cotectic line 上に移行すると、わずかな温度低下に対しても大きく変化する (Grove and Donnelley-Nolan, 1985). また、他の安山岩質噴出物も同じ斑晶鉱物組合せをもつ。

以上のことから、分化トレンドから大きく外れる安山岩質マグマは、小規模なマグマ溜りの中などで、効率の

良い温度低下による結晶の晶出、分別によって組成勾配が形成されたと考えられる。また、安山岩質マグマがバルス的に出現する理由も、この考えと調和的である。

### 6. 全岩化学組成からみた噴火期の変遷

これまでの議論をもとに、三宅島火山最近 1 万年間の岩石学的モデルを整理し、坪田期以降で考えられる岩石モデルを示す (Fig. 14).

大船戸期の全岩化学組成は玄武岩質で範囲の狭い組成をもつが、含まれる Type 1 の斑晶はそれら玄武岩質マグマと平衡に共存できない組成をもつ。このことから、大船戸期の玄武岩質のマグマ溜りには、より深部から Type 1 の斑晶を伴ったマグマの供給が頻繁にあったと考えられる。Type 1 の斜長石の周縁部でしばしばみられる複雑な累帯構造や dusty zone (Fig. 2A), Type 1 のカンラン石の周縁部まで組成が変化しない斑晶と変化する斑晶の共存もこれを支持する。

坪田期の安山岩質～デイサイト質マグマは、坪田期に先立つ不活発な時期に分化が進行したものと考えられる。坪田期の初期に Mg# が増加すること、Type 1 の斑晶を含むことから、この頃に、相対的に未分化なマグマの上昇、供給があったと考えられる。その後の Mg# の単調減少は、単一のマグマ溜りで進行した結晶分別作用を反映したものと考えられる。しかし、噴火期を通して、逆累帯構造を示す Type 3 の斑晶や、顕著な反復累帯構

## (1) beginning of a stage

## (2) differentiation process

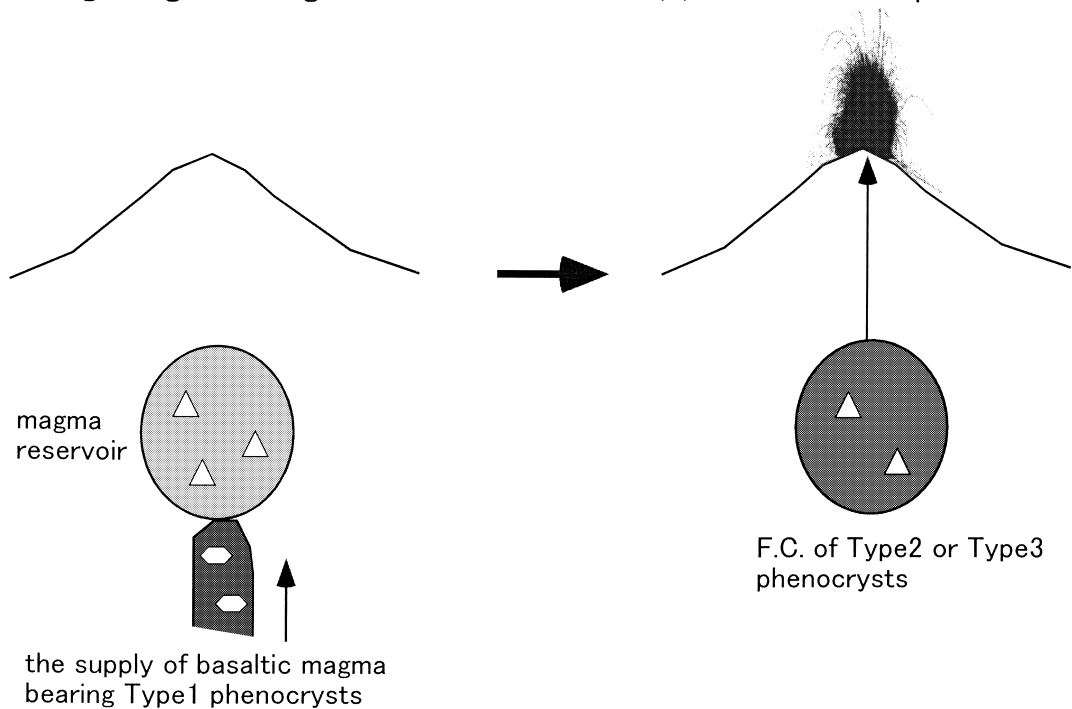


Fig. 14. Model of the differentiation process of Miyakejima during the last 4,000 years. (1) Basaltic magma carrying Type 1 phenocrysts was fed at the beginning of the next petrological stages. (2) Bulk Mg# decreases by fractional crystallization (F. C.) of Type 2 in Oyama stage I, II and Shinmio stage or Type 3 in Tsubota stage.

造を示す斜長石が含まれることから、完全に閉じたマグマ溜りではなくマグマの供給は断続的に続いていたのであろう。

雄山期最初の八丁平噴火噴出物は、噴火の進行とともに安山岩から玄武岩へと変化した。坪田期に機能していたマグマ溜りに未分化なマグマが供給され噴出したと考えられる。この噴火後、八丁平カルデラの形成により Type 2 の斑晶を晶出する玄武岩質マグマの噴出が卓越するマグマ供給系に替わった。雄山期 I, II, 新濤期の各噴火で、安山岩質マグマから晶出した Type 3 の斑晶が少量ながら含まれることから、坪田期のマグマ溜りの一部が小規模ながら残存していた可能性や、温度低下が効率良く進む壁岩近くの分化したマグマから Type 3 の斑晶が晶出した可能性も考えられるが、いずれにしても、Type 3 の斑晶を晶出した安山岩質マグマの混合が全岩化学組成に及ぼす影響は小さい。

雄山期以降のマグマ供給系は、坪田期同様、全岩化学組成や Mg# の時間変化、Type 1 と 2 の斑晶の産状から、(1) 各噴火期の始まりで、Type 1 の斑晶を含む相対的に未分化なマグマが、既存のマグマ溜りに供給される。(2)

そのマグマ溜りにおいて、Type 2 の斑晶を晶出し結晶分別作用で分化するサイクルが繰り返されるといっ種組みで説明できる。

しかしこれまでのところ、Type 1 の斑晶の晶出環境について明らかにできていない。Type 1 の Ca に富む斜長石と Mg に富むカンラン石の鉱物組合せは、伊豆大島や八丈島東山など伊豆-マリアナ弧の火山でしばしば見られ(川辺, 1991; 津久井・他, 1993), その晶出条件は、沈み込み帯の火山における進化やマグマ供給系の理解を深める上でも重要な情報であり、今後の課題として残された。

## 7. まとめ

(1) 坪田期以降の噴出物は、全岩化学組成の Mg# が急激に増加したのちに、時間経過とともに減少するサイクルが 4 回みられた。このことから岩石学的に噴火期を再定義し、大船戸期(約 4000 年以前)、坪田期(約 4000 年前から約 2500 年前まで)、雄山期 I (約 2500 年前の八丁平噴火～約 1300 年前)、雄山期 II (約 1300 年前～A. D. 1469 年)、新濤期 (A. D. 1469 年噴火～1983 年噴



火)とした。

(2) 最近1万年間の三宅島火山噴出物には、それぞれ異なるマグマから晶出し平衡に共存できない組成をもつ Type 1~3 の斑晶が一試料中に複数混在することがある。Type 1 は大船戸期と各噴火期初期に、Type 2 は雄山期以降の玄武岩~玄武岩質安山岩に、Type 3 は坪田期以降の安山岩~デイサイトにみられる。

(3) 各噴火期における全岩化学組成変化は、基本的には坪田期では Type 3 の斑晶、雄山期以降では Type 2 の斑晶を分別することで説明できる。

(4) Type 1~3 の斑晶の産状と全岩化学組成の時間変化から、坪田期以降の三宅島火山におけるマグマ供給系は、噴火期の初期で相対的に未分化な液と Type 1 の斑晶が上昇し既存のマグマ溜りに供給される。そこで結晶分別作用によりマグマの分化が進行するといったシステムが繰り返されるという大きな枠組みを捉えることができる。

#### 謝 辞

本研究を進めるにあたり、防災研の鶴川元雄氏には孔井試料を提供して戴いた。また、中川光弘氏、田村芳彦氏の査読により本稿は大幅に改善された。千葉大学岩石鉱物学グループの教官、研究室メンバーには議論、助言をして頂いた。以上の方々に深く感謝致します。

#### 引用文献

- Amma-Miyasaka, M. and Nakagawa, M. (2002) Origin of anorthite and olivine megacrysts in island-arc tholiites: petrological study of 1940 and 1962 ejecta from Miyakejima volcano, Izu-Mariana arc. *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, **117**, 263-283.
- Brey, G. P. and Kohler, T. (1990) Geothermobarometry in four-phase lherzolites II. New thermobarometers, and practical assessment of existing thermometers. *J. Petrol.*, **31**, 1353-1378.
- 茅原一也・青木 滋・八木健三・新藤静夫 (1973) 三宅島火山に関する新知見 (演旨). *火山*, **18**, 102-103.
- 下司信夫・嶋野岳人・長井雅史・中田節也 (2002) 三宅島火山 2000 年噴火のマグマ供給系. *火山*, **47**, 419-434.
- Gill, J. B. (1981) *Orogenic Andesites and Plate Tectonics*. 390 pp., Springer-Verlag Berlin; Heiderberg; New York.
- Grove, T. L. and Donnelly-Nolan, J. U. (1985) The evolution of young silica lavas at Medicine Lake Volcano, California: Implications for the origin of compositional gaps in calc alkaline series lavas. *Contrib. Mineral. Petrol.*, **92**, 281-302.
- 早川由紀夫 (1990) テフロクロノロジーとレスクロノメトリーによる三宅島火山の噴火史. 地質学会講演要旨, 416.
- 一色直記 (1960) 5 万分の 1 地質図幅「三宅島」及び同説明書. 地質調査所, 85p.
- 一色直記 (1977) 三宅島火山の過去 3,000 年間の活動 (演旨). *火山*, **22**, 290.
- 一色直記 (1984) 三宅島火山の過去 3,000 年間の活動. 火山噴火予知連絡会会報, **29**, 1-3.
- 伊藤弘志・吉田武義 (1999) 三宅島火山噴出物に含まれるカンラン石にみられる組成累帯構造. 平成 11 年度東大地震研・研究集会報告書「噴出物にもとづく火山成長史・噴火の推移の解読および長期噴火予測」, 72-79.
- 伊藤弘志・吉田武義 (2000) 三宅島火山マグマ供給系の進化. 平成 12 年度東大地震研・研究集会報告書「安山岩質マグマの爆発的噴火を中心とした火山の噴火様式と噴火機構に関する研究」, 23-27.
- 笠原順三・中田節也・宇都浩三編 (2001) 特集: 三宅島 2000 年噴火と神津島, 新島周辺の地震活動. *地学雑誌*, **110**, 292 pp.
- 川辺禎久 (1991) 伊豆大島火山の岩石学的発達史. *火山*, **36**, 297-310.
- 川辺禎久・津久井雅志・新堀賢志 (2002) 三宅島八丁平噴火の噴火年代. 日本火山学会 2002 年度秋季大会講演予稿集, P02.
- McDonough, W. F. and Sun, S. (1995) The composition of the Earth. *Chem. Geol.*, **120**, 223-253.
- 宮坂瑞穂・中川光弘 (1998) 1940 年, 1962 年噴出物の岩石学的研究から見た近年の伊豆諸島三宅島火山のマグマ供給系. *火山*, **43**, 433-455.
- 宮坂瑞穂 (1999) 三宅島火山歴史時代噴出物からみたマグマ供給システム. *月刊地球*, **21**, 412-416.
- 中田節也・長井雅史・安田敦・嶋野岳人・下司信夫・大野希一・秋政貴子・金子隆之・藤井敏嗣 (2001) 三宅島 2000 年噴火の経緯—山頂陥没口と噴出物の特徴—. *地学雑誌*, **110**, 168-180.
- 中野 俊・山元孝広 (1987) 1986 年伊豆大島火山噴出物の主成分化学組成. *地調月報*, **38**, 631-647.
- 中野 俊・山元孝広・一色直記 (1991) 八丈島, 西山火山噴出物の全岩化学組成. *岩鉱*, **86**, 72-81.
- 日本火山学会編 (1984) 三宅島の噴火—1983 年—. *火山*, **29**, 352 p.
- 大森房吉 (1915) 三宅島噴火記事. 震災予防調査会報告, **79**, 57-62.
- Onuma, N., Hirano, M. and Isshiki, N. (1983) Genesis of basalt magmas and their derivatives under the Izu islands, Japan, inferred from Sr/Ca-Ba/Ca. *Jour. Volcanol. Geotherm. Res.*, **18**, 511-529.
- Pearce, J. A. and Norry, M. J. (1979) Petrogenetic implications of Ti, Zr, Y, and Nb variations in volcanic rocks. *Contrib. Mineral. Petrol.*, **69**, 33-47.
- Roeder, P. L. and Emslie, R. F. (1970) Olivine-liquid equilibrium. *Contrib. Mineral. Petrol.*, **29**, 275-289.
- 佐藤 純・中村利廣・高橋春男・佐藤和郎 (1996) 三宅島の最近の噴出物の元素組成. *火山*, **41**, 269-274.
- 杉原重雄・小田静夫 (1990) 伊豆諸島の八丈島, 三宅島における鬼界—アカホヤ火山灰の発見と縄文遺跡編年上の意義—. *駿台史学*, **79**, 35-46.

- 鈴木裕一・津久井雅志 (1997) 三宅島火山噴出物の  $^{14}\text{C}$  年代. 火山, **42**, 307-311.
- Togashi, S. (1989) XRF Analytical Report 1/89, Determination of major elements in igneous rocks Sc/Mo dual anode tube. 地質調査所研究資料集, no. 132, 35p.
- 津久井雅志・鈴木将志・佐野綾子 (1993) 八丈島火山の最近30,000年間のマグマ供給系の変遷, 火山, **38**, 199-212.
- 津久井雅志・鈴木裕一 (1998) 三宅島火山最近7000年間の噴火史. 火山, **43**, 149-166.
- 津久井雅志・新堀賢志・川辺禎久・鈴木裕一 (2001) 三宅島火山の形成史, 地学雑, **110**, 156-167.
- Ujiie, M. and Togashi, S. (1992) XRF Analytical Report 2/92, Determination of Rb, Sr, Y, Zr and Ba in igneous rocks using Sc/Mo tube. 地質調査所研究資料集, no. 183, 25 p.
- Ujiie, M., Wakatsuki, S. and Togashi, S. (1993) XRF Analytical Report 1/93, Determination of Zn, Cu, Ni, Cr, V, and Ti in igneous rocks using Sc/Mo tube by the Compton scattering calibration. 地質調査所研究資料集, no. 198, 26 p.

(編集担当 岩森 光)