小笠原群島母島に産する初生的ソレイトおよび カルク・アルカリ系列岩

Primitive tholeiites and calc-alkaline rocks from Hahajima,
Bonin (Ogasawara) archipelago

矢嶋 一仁 (Kazuhito YAJIMA)*

藤巻 宏和 (Hirokazu FUJIMAKI)*

黒田 直 (Naoshi KURODA)**

Hahajima, Bonin archipelago, is located approximately 1050 km away to the south-south east of Tokyo. Hahajima is the Tertiary volcano mainly composed of evolved island arc andesites and primitive volcanics also occur. The primitive volcanics can be classified into tholeiitic basalts and calc-alkaline basaltic andesites. Their genetical relationships were considered. Primitive tholeiites (TH-P) and calc-alkaline rocks (CA-P) show magnesian compositions ($\text{FeO}^*/\text{MgO} < 1$, $\text{Cr} > 700\text{ppm}$, $\text{Ni} > 150\text{ppm}$). They can be distinguished, however by assortment of groundmass pyroxenes.

Euhedral olivines with $\text{Mg} \# > 90$ exist in the TH-P. The olivine should be the phenocrysts which crystallized from the liquid. Olivines in the CA-P could not be analyzed because of the serpentinized alteration. Their augite and Cr-spinel compositions are significantly magnesian.

The CA-P is not distinguished from the TH-P by the Sr isotopic ratio. Cr-spinels in olivines in CA-P are systematically enriched in Cr than those in the TH-P. Therefore, the TH-P and CA-P would have originated from different primitive magmas. Judging from Cr-spinel compositions and REE modelings, the CA-P's parental mantle might be more depleted than the TH-P's. Hydrous partial melting experiments of lherzolite imply that the CA-P would have been produced under more hydrous condition than the TH-P. This inference is not contradictory to the CA-P's alkali and alkali-earth elements enrichment. The TH-P might have been produced at the deeper region of oceanic mantle where was not so refractory, while the CA-P might be produced at the shallower region where is relatively deplete.

Incompatible trace elements characteristics of the TH-P and CA-P are very similar to those of the tholeiite and calc-alkaline volcanics from Funagata volcano (North east Japan arc). This feature might imply that the geochemical characteristics of relatively unevolved island arc volcanics could be explained by immutable process not according to the age or region of subduction.

Keywords: Hahajima, Bonin archipelago, Primitive magma, Tholeiite, Calc-alkaline

I. はじめに

ひとつの火山において、ソレイトとカルク・アルカリ系列岩が共存する例は、東北日本弧第四紀火山などで報告され、数多くの研究がなされている。ソレイトとカルク・アルカリ系列岩の起源的な関係や分化系列の成因について

も、多くの考え方が提唱されている (吉田, 1989 など)。しかし、多くの場合、最も未分化なソレイト質玄武岩であっても、Cr や Ni 含有量は低く ($\text{Cr} < 200\text{ ppm}$, $\text{Ni} < 100\text{ ppm}$)、マントルと共存できる初生マグマから分化が進んだ組成を示していると考えられている (石川ら, 1984; 吉田ら, 1987 など)。共存するカルク・アルカリ岩についても同

(平成 13 年 4 月 20 日受付, 平成 13 年 5 月 30 日受理)

*東北大学大学院理学研究科地学専攻, 〒980-8578 仙台市青葉区荒巻字青葉

**〒420-0866 静岡市西草深町 20-19

*Institute of Mineralogy, Petrology and Economic Geology, Graduate school of Science, Tohoku University, Aoba, Sendai 980-8578, Japan E-mail: yajima@mail.cc.tohoku.ac.jp

**20-19 Nishikusabuka-cho, Shizuoka 420-0866, Japan

Fig. 1. Location of Hahajima.

様であり、初生カルク・アルカリ質マグマが存在するか否かは議論は分かれる。すなわち、第四紀火山では、初生マグマの出現は一般に稀であり、特に、初生マグマから現在地表に見られる最も苦鉄質な火山岩までの組成変化は、いくつかの仮定を設けて推察せざるをえない制約がある。また、大陸地殻物質の混染や再溶融の可能性が、これらの成因的関係を複雑にしていると考えられる(倉沢ら, 1986 など)。

東京の南南東約 1050 km に位置する小笠原群島母島は、およそ 50 km 北に位置する父島とほぼ同時期に活動した第三紀火山である (Fig. 1)。父島が主としてポニナイトとその分化物から成るのに対し、母島は主として分化した組成の島弧安山岩から成っている (Shiraki *et al.*, 1978; 黒田ら, 1981 など)。しかし、少量ながら初生的な火山岩も産することが知られている (Kuroda *et al.*, 1983; 舟橋・黒田, 1988)。

小笠原群島周辺の海域では、非常に高い正のフリーエア異常が観測され、このことから地殻の厚さが薄い (7~8 km) と考えられている (Ishihara *et al.*, 1981; 白木ら, 1985 など)。このような海洋地殻どうしの沈み込み地域で、マグマの発生、分化過程を考えることは、大陸地殻の成長を考える上でも興味深い (白木, 1988; 海野ら, 1988)。つまり、マグマの SiO_2 濃集メカニズム (分化系列の成因) について、大陸物質の混染の影響はほとんどないと考えられ、比較的単純なプロセスによる初生マグマの組成変化を追うことが出来る。

母島の火山岩に関する研究のうち、分化系列に着目し議論した論文は、Taylor and Nesbitt (1995) のみである。彼らは、ソレライトとカルク・アルカリ系列岩の成因的関係を、同一親マグマからの結晶分別過程の違いで説明した。しかし、彼らが扱った火山岩は分化が進んだものであり、

分析数が少なく、その解釈に十分な制約が与えられているとは言いがたい。初生的な火山岩の記載・分析がなされている Kuroda *et al.* (1983), 舟橋・黒田 (1988) では、初生的火山岩が MORB に類似した化学的特徴を持つとされている。しかし、分化系列への分類、微量元素組成などの地球化学的特徴は充分には明らかにされていない。

本研究では、母島に産するソレライトおよびカルク・アルカリ系列岩のうち、特に初生的な火山岩に着目し、これらの成因的関係について論じる。分化プロセスについては稿を改めて論じたい。

II. 地質概略

母島は古くから、始新世大型有孔虫 *Nummulites* (貨幣石) の産出で知られる。しかし、島全体にわたる火山地質についての研究は少ない。ここでは、舟橋・黒田 (1988) に従い地質概略を述べる (Fig. 2)。母島は、大量の火山岩類と少量の海成堆積物から成る。海成堆積物は、島の南部と石門山北東部に分布する。島南部の化石を含有する砂岩層は火山岩類中に挟在するが、石門山北東部では、火山岩類を一部不整合で覆う凝灰質砂岩の上に石灰岩がのる。氏家・松丸 (1977) によると、島南部の化石を含有する砂岩層 (ユースン累層) は、中期始新世 Lutetian に、石門山北東部の石灰岩 (石門累層) は、Lutetian 末に対比されている。また、Kaneoka *et al.* (1970) では、北港の普通輝石斜方輝石安山岩の K-Ar 年代が、およそ 40 Ma と報告されている。

母島の大部分を成す火山岩類は安山岩質が優勢であるが、玄武岩質やデイサイト質のものも見られる。産状は、火山角礫岩が最も多いが、凝灰角礫岩、塊状溶岩、岩脈、そして一部では枕状溶岩としても産する。島の南部はかんらん石の斑晶を含む安山岩が優勢で、裏南京の海蝕崖で露出する安山岩角礫岩が南部の最下部層に相当する。南部の安山岩の岩質は下部と上部でやや異なる。船木山~南崎の海蝕崖には、連続的に白色凝灰角礫岩層が露出するが、玄武岩はこの下位と上位で厚さ 20~30 m の火山角礫岩、溶岩の層として産する。北部も南部と同様に、かんらん石斑晶を含む安山岩が優勢だが、岩質は南部の上部の安山岩に類似する。長浜の海岸に露出する安山岩の溶岩と火山角礫岩・凝灰角礫岩の互層が北部の最下部層に相当する。

舟橋・黒田 (1988) は、地質図において、火山岩類を白色凝灰角礫岩、玄武岩、安山岩に区分したが、本論でソレライト系列岩としたものは、“玄武岩”とされる場所で採取し、カルク・アルカリ系列岩としたものは“安山岩”とされる場所で採取した。つまり、母島では、大量のカルク・アルカリ質安山岩中に、少量のソレライト質玄武岩が狭在する。

舟橋・黒田 (1988) は、南部の安山岩は下部と上部で岩質がやや異なるとしたが、南部では、下位により苦鉄質な火山岩が産し、上位で分化が進んだ火山岩が産する傾向が認められる。

最も初生的なソレライト質玄武岩は、唐茄子海岸周辺で

Fig. 2. Geological map of Hahajima (after Funahashi and Kuroda 1988: partly modified).

採取し、最も初生的なカルク・アルカリ系列岩は播鉢周辺で採取した。Kuroda *et al.* (1983) は、母島本島の南西部に位置する向島で最も未分化な玄武岩が産出することを示したが、この玄武岩は化学組成から考えて、唐茄子海岸周辺に産する初生的ソレライトと同様なものと考えられる。

III. 分類・岩石記載

母島の広範囲から、そして母島の南西部に位置する向島、平島から溶岩、角礫岩を合計 41 個採取し、顕微鏡記載、主成分元素組成をもとにソレライト系列 (TH), カルク・アルカリ系列 (CA) に区分した。これらは、Kuno (1968) による $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$ vs. SiO_2 図の区分では、“tholeiite”の領域にプロットされる。Figure 3 に、AFM 図および Miyashiro

(1974) による判別図を示す。例外がそれぞれ 1 試料ずつ存在するが、TH はピジョン輝石質岩系に、CA は紫蘇輝石質岩系にそれぞれ対応する (Kuno 1950)。本論では、これらのうち $\text{FeO}^*/\text{MgO} < 1$ の初生的なソレライト (TH-P) およびカルク・アルカリ系列岩 (CA-P) に着目し議論を進めていく。

1. $\text{FeO}^*/\text{MgO} < 1$ のソレライト (TH-P: 普通輝石・かんらん石玄武岩)

斑晶は、かんらん石、普通輝石、斜長石、クロムスピネルから成る。かんらん石は、大きさが ~ 2 mm、自形で 10.7 $\sim$ 14.7 モード% 含まれる。輝石の反応縁を持つものは少ない。クロムスピネルを包有する。普通輝石は、大きさが ~ 1.6 mm で、自形 $\sim$ 半自形を示し、7.0 $\sim$ 8.7 モード% 含まれる。

Fig. 3. Tholeiitic (TH) and calc-alkaline (CA) rocks from Hahajima plotted in AFM and Miyashiro diagrams.

蜂の巣状にガラスを包有するものや、不透明鉱物を包有するものがある。斜方輝石を完全に取り込んでいるものもある。斜方輝石はすべて、普通輝石に取り込まれている。斜方輝石の $Mg\#$ は、縁を覆う普通輝石に比べて著しく低いので、外来結晶と考えられる。斜長石は、大きさが ~ 2.8 mm, 0.2~2.6 モード% 含まれる。大きさの大きい斜長石は、著しい融食形や汚濁帯を持つものが多いが、0.5 mm 前後の斜長石は自形性が良く、清澄である。クロムスピネルは、かんらん石に包有されることが多いが、単独で存在する場合や、普通輝石に包有される場合もある。磁鉄鉱も普通輝石の包有物として見られるが、磁鉄鉱を包有する普通輝石は著しい逆累帯を示す。

石基は、ピジョン輝石、普通輝石、斜長石、褐色ガラスから成り、石基組織は填間状である。変質の程度は、かんらん石が、完全に、あるいは部分的に蛇紋石化している程度である。

2. $FeO^*/MgO < 1$ のカルク・アルカリ系列岩 (CA-P: 斜方輝石含有普通輝石・かんらん石玄武岩質安山岩, 斜方輝石含有かんらん石・普通輝石玄武岩質安山岩)

斑晶は、かんらん石、斜方輝石、普通輝石、斜長石、クロムスピネルから成る。かんらん石は、大きさが ~ 1.8 mm, 自形~他形を示し、一般に輝石の反応縁が発達している。6.5~9.5 モード% 含まれる。クロムスピネルを包有する。完全に蛇紋石化している。斜方輝石は、極めて稀に、自形結晶として見られるが、普通輝石に完全に包有されるものもある。普通輝石は、大きさが ~ 3 mm, 自形~半自形を示し、6.9~16.3 モード% 含まれる。蜂の巣状にガラスを包有ものや、クロムスピネルまたは磁鉄鉱を包有するものがある。斜長石は、大きさが ~ 2.5 mm, 自形~半自形を示すものと、著しい融食形を示すものがある。3.0~5.3 モード% 含まれる。著しいふり状組織を示すものがあり、褐色ガラス、

普通輝石、磁鉄鉱などを包有する。クロムスピネルは、かんらん石に包有されることが多いが、普通輝石に包有される場合や、単独で存在する場合もある。

石基は、主として、斜方輝石、斜長石、褐色ガラスから成り、少量のピジョン輝石、普通輝石を含む。石基組織は填間状である。

IV. 分析方法

分析はすべて、東北大学大学院理学研究科地学専攻に設置されている機器で行った。

1. 鉱物化学組成

鉱物組成の分析には、日本電子社製 JSM-5410 走査電子顕微鏡に、Oxford 社製 Links Isis エネルギー分散型 Solid state detector (EDS) を取りつけたものを用いた。加速電圧は 15 kV, ビーム電流は $50 \mu A$ で、分析点の大きさは $5 \mu m$ 以下である。取り込み時間は 60 秒であり、補正計算は ZAFで行った。分析誤差は大きく見積もって、およそ 0.3 wt% である。

かんらん石の分析は、一部、波長分散型 EPMA (日本電子社製 JXA-8800M) を用いた。

2. 全岩化学組成

同位体以外の分析には、ガスバーナーで強熱し結晶水を取り除いた岩石粉末を用いた。主成分元素および V, Cr, Ni, Sr, Y, Zr, Nb の分析には、XRF (理学電機工業製 System 3080) を用いた。分析条件・精度は矢嶋ら (2001) で報告されている。

Rb は TIMS (Finnigan 社製 MAT261) を用いて同位体希釈法により分析した。

Ba は石川・蟹沢 (1986) に従って、フレームレス原子吸光分析装置 (日本ジャーナルアッシュ社製 AA-845+FLA-100) で分析した。

Table 1. Representative analyses of phenocrysts (core) in TH-P and CA-P

Rock type	TH-P (Primitive tholeiite)								CA-P (Primitive calc-alkaline)							
Sample	F2002-2	F2002-2	F2002-1	E2104	E1903	E2104	F2002-1	F2002-2	F2101-2	E1902	F2101-2	F2101-1	F2101-2	E1902		
Mineral	OL**	OL**	AUG	AUG	PL	PL	SPL***	SPL***	AUG	AUG	PL	PL	SPL***	SPL***		
Anal. Point	C5-2	C7-2	C4	C1	C6	c	ol	ol	C9	c23	C5	C5	ol	ol		
SiO ₂ (wt%)	40.66	41.16	52.01	52.59	45.70	45.36	0.16*	0.28	53.21	53.05	45.58	45.12	0.23	0.15*		
TiO ₂	-	-	0.27	0.42	-	-	0.89	0.46	n.d.	0.12*	-	-	0.29	0.11*		
Al ₂ O ₃	-	-	2.43	2.05	32.66	32.91	14.83	16.14	1.09	1.64	33.44	33.70	8.81	10.95		
V ₂ O ₃	-	-	-	-	-	-	0.08*	0.16*	-	-	-	-	0.06*	0.27		
Cr ₂ O ₃	-	-	0.73	0.90	-	-	42.40	43.14	0.90	1.02	-	-	55.25	54.15		
Fe ₂ O ₃	-	-	-	-	1.00	0.87	10.53	9.81	-	-	0.69	0.94	3.58	5.70		
FeO	10.11	9.48	4.50	4.51	-	-	22.56	19.28	3.71	3.60	-	-	25.25	18.72		
MnO	0.10	0.11	0.22*	n.d.	-	-	0.49	0.52	n.d.	n.d.	-	-	0.34*	0.69		
NiO	0.33	0.27	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-		
MgO	49.07	49.23	16.83	17.28	-	-	7.97	10.07	18.11	17.32	-	-	5.30	9.62		
CaO	0.13	0.15	22.74	22.43	18.01	18.09	-	-	22.51	23.29	18.50	18.63	-	-		
Na ₂ O	-	-	0.13*	n.d.	1.57	1.57	-	-	0.01*	n.d.	1.37	1.34	-	-		
K ₂ O	-	-	-	-	0.03*	0.04*	-	-	-	-	0.05*	n.d.	-	-		
Total	100.40	100.40	99.86	100.18	98.97	98.84	99.91	99.86	99.54	100.04	99.63	99.73	99.11	100.36		
Mg#	89.6	90.3	87.0	87.2	-	-	38.6	48.2	89.7	89.6	-	-	27.2	47.8		
Wo (Or)	-	-	45.8	44.9	0.2	0.2	-	-	44.5	46.4	0.3	0.0	-	-		
En (An)	-	-	47.1	48.1	86.2	86.2	-	-	49.8	48.0	87.9	88.5	-	-		
Fs (Ab)	-	-	7.1	7.0	13.6	13.6	-	-	5.7	5.6	11.8	11.5	-	-		
Cr/(Cr+Al)	-	-	-	-	-	-	0.66	0.64	-	-	-	-	0.81	0.77		

*, below 2-sigmas; **, determined by WDS; ***, FeO and Fe₂O₃ were calculated from the stoichiometry; OL, Olivine; AUG, Augite; PL, Plagioclase; SPL, Cr-Spinel; C and c, core of phenocryst; ol, included in olivine.

Fig. 4. TH-P's olivine phenocrysts frequency diagram (Core) (a) and the Core-Rim compositional relationship (b).

希土類元素は岩石粉末を HF+HNO₃+HClO₄ で分解・乾固した後、1.8 N HCl に完全に溶解させ、イオン交換樹脂を用いて抽出した。抽出液を、0.4 wt% HNO₃ 溶液 (希釈倍率は 300 倍) に調整し、ICP-MS (Perkin Elmer 社製 ELAN5000) で分析した。機器ドリフトを補正するために、溶液には同一濃度、同一量の In を正確に添加した。検量線作成には、Perkin Elmer 社製 Atomic Spectroscopy Standard (Multi-element ICP-MS Calibration Std. 2) を用いた。未知試料測定の前に、Ba, Pr and Nd, Gd and Tb の溶液を測定し、酸化物イオンの生成率を求め、測定質量数に対する

酸化物イオンの補正を行った (Date *et al.*, 1987)。毎回、測定の最初に、地質調査所の標準試料を測定し、分析の精確さを確認している。JB-2 を異なる日時に、試料溶解・測定をのべ 6 回行ったが、平均値に対する相対標準偏差はおよそ 5% であった (Table 2 参照)。

3. Sr 同位体組成

Sr 同位体分析には、変質や海水との相互作用の影響を取り除くために、強熱処理をしていない岩石粉末を HCl でリーチングしたものを用いた。リーチングの条件は、Pearce *et al.* (1992) や Taylor and Nesbitt (1998) を参考にして、

6N HCl に 140°C で 6 時間とした。HCl に浸した岩石粉末は冷却の後、上澄みを捨て、 $\text{HF} + \text{HNO}_3 + \text{HClO}_4$ で分解し、イオン交換樹脂を用いて Sr を抽出した。Sr は Ta フィラメントに塗布し、TIMS (Finnigan 社製 MAT261) で測定した。 $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 測定値は $^{86}\text{Sr}/^{88}\text{Sr}=0.1194$ で補正した。決定した $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ はすべて $2\sigma < 0.000030$ である。また未知試料の分析値は、同時にローディングした NBS 987 の分析値で規格化した。NBS 987 の規格化値は、これまでの平均値 ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}=0.710217$, $2\sigma=0.000075$, $n=97$) である。Table 2 に示した分析値は、 $t=40$ Ma とした時の初生値である。

V. 鉱物化学組成

ソレイト、カルク・アルカリ系列岩ともに、 $\text{FeO}^*/\text{MgO} < 1$ の初生的な火山岩について、それぞれ 4 試料ずつ分析した。全岩の FeO^*/MgO は、ソレイト (TH-P) が 0.82~0.89、カルク・アルカリ系列岩 (CA-P) が 0.88~0.94 と比較的狭い組成範囲を示すことから、分析結果は試料毎の区別をせずに、系列毎に一括してまとめた。Table 1 に、代表的な分析値を示す。

1. かんらん石 (斑晶)

かんらん石が分析可能だった試料は、TH-P のうち 2 試

料のみで、CA-P はすべて蛇紋石化のため分析不能だった。Figure 4 に TH-P の斑晶コアの Mg# の頻度分布と、コアとリムの Mg# の関係を示す。Mg# は最高 91 に達するが、87 のものが最も多い。Figure 4b から分かるように、正累帯を示す。WDS による NiO の定量結果は、0.33~0.25 wt% (斑晶コアを 5 回測定した平均値、 $\sigma < 0.01$ wt%) を示す。Mg# は高橋 (1986) で示された “mantle olivine array” の範囲に入るが、NiO はこれよりもやや乏しい傾向を示す。

2. 普通輝石 (斑晶, 外来結晶)

Figure 5 に TH-P と CA-P の斑晶コアの Mg# の頻度分布と、コアとリムの Mg# の関係を示す。

TH-P は、Mg# は最高 87 に達するが、86 のものが最も多い。著しい逆累帯を示すものがあり (Fig. 5b), それらのコアは Mg# = 73 前後を示す。斑晶リムの組成は、石基の普通輝石の組成とほぼ同じか、やや高い Mg# を示す (Fig. 6). Mg# = 73 前後の逆累帯を示す普通輝石は、外来結晶と考えられる。

CA-P は、Mg# は最高 89 に達するが、88 のものが最も多い。TH-P と同様に著しい逆累帯を示すものがあり、それらのコアは Mg# = 71 前後を示す (Fig. 5d). CA-P では、斑晶のリムは、石基の普通輝石よりもやや高い Mg# を示す (Fig. 6). Mg# = 73~71 の逆累帯を示す普通輝石は、外

Fig. 5. TH-P's and CA-P's augite phenocrysts frequency diagrams (Core) and the Core-Rim compositional relationships.

Fig. 6. TH-P's and CA-P's pyroxene compositions plotted in Wo-En-Fs quadrilateral. Phe., phenocryst; GM, ground-mass.

来結晶と考えられる。

3. 斜方輝石 (外来結晶)

TH-P, CA-Pともに、普通輝石に完全に取り込まれている斜方輝石は、Mg#が64前後と、リムの普通輝石のMg#に比べ著しく低い。石基に斜方輝石を持つCA-Pでは、石基斜方輝石よりもMg#, Wo含有量に乏しい傾向を示す(Fig. 6)。普通輝石に取り込まれている斜方輝石は、外来結晶と考えられる。

4. 斜長石 (斑晶, 外来結晶, 石基)

Figure 7にTH-PとCA-Pの斑晶コアのAn含有量(mol%)の頻度分布と、コアとリムのAn含有量の関係、そして石基のAn含有量の頻度分布を示す。

石基の最頻値は、TH-PがAn=77なのに対し、CA-Pでは74を示す。斑晶を見ると、どちらにも、著しい逆累帯を示すものが見られ、これらのコア組成(An=65~45)は、石基よりもAnに乏しい傾向を示す。逆累帯を示す斑晶は、著しく融食されていたり、汚濁帯が発達している場合が多い。コア組成がAn=65~45を示す斜長石は、外来結晶と考えられる。正累帯を示す斑晶の組成は、TH-Pが、An=86~80, CA-Pが89~80を示す。

5. クロムスピネル

Figure 8にTH-PおよびCA-Pのかんらん石に包有されるクロムスピネルのCr/(Cr+Al)の頻度分布を示す。単独で存在するものや、普通輝石に包有されるものもあるが、組成は、かんらん石に包有されるものと大きな差はない。

TH-Pは、Cr/(Cr+Al)=0.75前後および0.65前後にピークが見られるが、0.65前後のものが最も多い。CA-Pでは、0.78前後に最頻値が見られ、TH-Pのようにバイモーダルな分布を示さない。

VI. 全岩化学組成

Table 2に全岩化学組成を示す。TH-Pは、SiO₂=48.7~50.2 wt%, MgO=11.6~10.7 wt%, Cr=1194~941 ppm, Ni=227~216 ppm, CA-Pは、SiO₂=52.4~52.7 wt%, MgO=9.8~9.1 wt%, Cr=827~747 ppm, Ni=175~155 ppmを示す。全般的な特徴として、TH-P, CA-PともにMgO, Cr, Niに富むが、TH-Pの方がより苦鉄質な組成を示す。すなわち、TH-Pは玄武岩組成、CA-Pは玄武岩質安山岩組成である。その他の元素では、TH-PがTiO₂, Fe₂O₃*に富み、

Fig. 7. TH-P's and CA-P's plagioclase phenocrysts (Core) and groundmass (Core) frequency diagrams and the Core-Rim (phenocrysts) compositional relationships.

Fig. 8. TH-P's and CA-P's Cr-spinel (included in olivine) frequency diagrams.

Al_2O_3 にやや富む。CA-P は、 Na_2O , K_2O に富む。CaO では明瞭な違いが認められない。

Figure 9 に液相濃集元素の平均値を N-MORB で規格化した図を示す。図の横軸にはイオン半径をとり、同一価数の元素を直線で結んだ。TH-P, CA-P とともに、LILE (large-ion-lithophile elements) に富み、HFSE (high-field-strength elements), REE (rare earth elements) に乏しいといった一般的な島弧火山岩の特徴を示す。CA-P では、イオン半径の増加に伴い HREE (heavy rare earth elements),

LREE (light rare earth elements), Sr, Ba, K, Rb の順で比が増加するが、TH-P では、アルカリ元素がアルカリ土類元素に比べ比較的乏しい傾向を示す。Rb, K, Ba, REE, Y は、CA-P で富むが、Ti は TH-P の方が富む。その他の液相濃集元素には大きな違いが認められない。

Figure 10 に REE の隕石規格化図を示す。TH-P は、全体として水平で LREE に乏しい N-MORB と良く似たパターンを示す。伊豆大島のソレライト (JB-2) と比較すると、含有量はかなり乏しいものの、パターンは良く似てい

Table 2. Bulk rock chemistries of TH-P and CA-P

Rock type Sample	TH-P (Primitive tholeiite)				CA-P (Primitive calc-alkaline)				JB-2
	F2002-1	E1903	F2002-2	E2104	F2101-2	F2101-1	E1902	F2101-3	
SiO ₂ (wt%)	48.67	48.85	50.24	50.22	52.35	52.42	52.73	52.63	
TiO ₂	0.68	0.70	0.64	0.67	0.57	0.60	0.58	0.58	
Al ₂ O ₃	14.82	14.92	14.30	14.65	14.20	14.52	14.31	14.41	
Fe ₂ O ₃ *	10.82	10.71	10.62	10.52	9.52	9.58	9.50	9.41	
MnO	0.18	0.19	0.16	0.17	0.20	0.17	0.18	0.16	
MgO	11.81	11.63	11.38	10.68	9.78	9.37	9.23	9.05	
CaO	10.70	10.56	10.71	11.01	11.33	10.91	10.58	10.66	
Na ₂ O	1.93	1.62	1.92	1.75	1.98	2.12	2.20	2.20	
K ₂ O	0.15	0.15	0.13	0.09	0.26	0.28	0.32	0.28	
P ₂ O ₅	0.17	0.19	0.06	0.06	0.10	0.18	0.16	0.17	
Total	99.92	99.52	100.16	99.81	100.28	100.14	99.79	99.55	
FeO*/MgO	0.82	0.83	0.84	0.89	0.88	0.92	0.93	0.94	
H ₂ O-	1.10	2.26	0.76	2.08	0.76	0.78	1.42	1.11	
LOI	2.71	2.19	1.36	1.31	1.81	1.60	1.12	1.53	
V (ppm)	295	314	276	288	245	248	237	237	
Cr	1194	980	941	898	760	747	827	760	
Ni	227	221	224	216	175	156	155	161	
Rb	1.9	1.9	1.7	1.3	3.5	3.5	4.0	4.2	
Sr	153	159	158	165	167	170	165	171	
Ba	15	20	11	20	20	26	18	25	
Y	18	18	17	16	19	21	21	21	
Zr	36	35	33	35	42	43	42	41	
Nb	2.1	1.9	1.4	1.1	1.8	1.6	3.0	0.9	
									Ave. σ
La			1.60	1.63	2.29	2.51			2.32 0.13
Ce			4.16	4.24	5.60	5.90			6.51 0.19
Pr			0.70	0.71	0.93	0.99			1.14 0.04
Nd			3.88	3.95	4.88	5.22			6.34 0.23
Sm			1.33	1.34	1.58	1.67			2.24 0.07
Eu			0.51	0.52	0.57	0.62			0.82 0.03
Gd			1.84	1.83	2.10	2.28			3.23 0.13
Tb			0.33	0.33	0.38	0.41			0.58 0.02
Dy			2.23	2.22	2.51	2.79			3.94 0.19
Ho			0.48	0.48	0.55	0.61			0.87 0.04
Er			1.46	1.45	1.68	1.91			2.61 0.12
Tm			0.21	0.21	0.24	0.27			0.38 0.02
Yb			1.37	1.37	1.62	1.84			2.53 0.10
Lu			0.21	0.21	0.25	0.30			0.39 0.02
⁸⁷ Sr/ ⁸⁶ Sr(i)			0.70338	0.70338	0.70343	0.70352			

Fe₂O₃*, total Fe as Fe₂O₃; FeO*, total Fe as FeO; LOI, loss on ignition.

る。CA-P は、TH-P よりも全体的に含有量が高く、MREE (middle rare earth elements) に対する LREE の濃度は、TH-P ほど乏しくない。

Table 2 に Sr 同位体比の初生値 ($t=40$ Ma) を示す。TH-P が $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}(i)=0.7034$ 、CA-P が $0.7034\sim0.7035$ を示し、両者の間に明瞭な違いは認められない。

VII. 議論

1. 初生マグマの認定

上述のように、TH-P、CA-P とともに $\text{FeO}^*/\text{MgO}<1$ で、

Cr、Ni などの苦鉄質成分に富んだ全岩組成を示す。第四紀島弧火山では、一般に初生的組成の火山岩の産出は稀であるが、秋田県三ノ目湯火山では、初生玄武岩の産出が報告されており、中でも、最も未分化な組成は $\text{SiO}_2=48.5\%$ 、 $\text{FeO}^*/\text{MgO}=0.90$ 、 $\text{Ni}=184$ ppm、 $\text{Cr}=491$ ppm と報告されている (吉永・中川, 1999)。TH-P は、これよりも、Ni、Cr に富み、 SiO_2 にやや富む。CA-P は SiO_2 、Cr に富み、Ni にやや乏しい。

苦鉄質鉱物 (かんらん石+普通輝石) の斑晶量は、TH-P=22.5~17.7 モード%、CA-P=22.8~16.4 モード%と比較

Fig. 9. N-MORB-normalized incompatible element patterns of TH-P and CA-P. N-MORB, Sun and McDonough (1989).

Fig. 10. REE patterns of TH-P and CA-P. C1-chondrite, Sun and McDonough (1989).

Fig. 11. Relationships between olivines and their host-rock compositions of TH-P. $K_D((\text{FeO}/\text{MgO})^{\text{Ol-Liq}}) = 0.30$, Roeder and Emslie(1970); Bulk rock Mg # are calculated as $\text{Fe}^{3+}/\text{Fe}^{2+} = 0.05-0.15$.

的斑晶に富む。このため、苦鉄質鉱物の集積の効果で全岩組成がマグマの組成を反映していない可能性がある。そこで、かんらん石が分析可能だった TH-P について、Figure 11 を作成し、かんらん石の Mg # と全岩の Mg # の平衡関係を見た。図のようにかんらん石の組成は平衡関係を示す曲線の近くにプロットされる。CA-P は、かんらん石が蛇紋石化しており、分析出来なかった。しかし、かんらん石に包有されるクロムスピネルは、TH-P のかんらん石に包有されるクロムスピネルよりも系統的に高い $\text{Cr}/(\text{Cr}+\text{Al})$ を示すことや (Fig. 8)、普通輝石の Mg # が、TH-P の普通輝石とほぼ同じかやや高い値を示すことから (Fig. 5)、かんらん石の組成も TH-P と同様に Mg # = 90 前後だったと推測される。

TH-P, CA-P とともにかんらん石の自形性は良く、変質をまぬがれたかんらん石にはキンクバンドのような変形組織は認められない。

以上のことから、かんらん石は斑晶としてマグマから晶出したと考えられ、さらに、全岩組成に対する苦鉄質鉱物

Fig. 12. Predicted mixing trend between TH-P and evolved calc-alkaline rocks.

の濃集の影響は、かんらん石と全岩の Mg # の平衡関係から考えて、著しくはないと考えられる。

TH-P のかんらん石の Mg # は高橋 (1986) で示された“mantle olivine array”の範囲に入るが、NiO はこれよりもやや乏しい傾向を示す (前述)。このことから、TH-P はマントルで生成された初生マグマに近い組成と考えられるものの、若干の結晶分化作用を経た組成を示していると言える。

CA-P についても、かんらん石の Mg # が 90 程度を示すと推測されることや、普通輝石が高い Mg # を示すこと、クロムスピネルが TH-P よりも系統的に高い Cr # を示すことなどから判断して、マントルに由来する初生マグマに近い組成を示していると考えられる。

2. 異なる 2 つの初生マグマ

上で述べたように、TH-P、CA-P はマントルで生成された初生マグマに近い組成を示していると考えられるが、厳密には、ある程度、分化が進んでいると考えられる。また、両者には、非平衡組織を示す斑晶や著しい逆累帯を示す斑晶が認められるので、生成から噴出までの間に、マグマ混合などの現象により初生マグマの組成が変化した可能性も考えられる。

MgO や Cr、Ni 含有量の大小関係から考えると、CA-P は TH-P よりも分化が進んだ組成に見える。このことから、可能性として、TH-P と CA-P は、もともとは 1 つの初生マグマに由来し、それが結晶分化およびマグマ混合をし、その程度の違いにより両者が生成されたことが考えられる。Sr 同位体比からは、両者は区別されない (Table 2)。

Figure 12 を作成し、CA-P が TH-P と珪長質端成分との混合によって生成されるか検討した。本地域では大陸地殻は発達していないので、珪長質端成分としては、珪長質な

島弧マグマが適当と考えられる。母島の火山岩は分化の程度、系列に拠らずほぼ同じ Sr 同位体比 ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}(i) = 0.7034 \sim 0.7037$) を示す。

斜方輝石の斑晶は、カルク・アルカリ系列に特徴的に見られ、その組成は、Mg # = 80 ~ 67 を示す。TH-P、CA-P には、普通輝石に完全に包有された斜方輝石が見られ、その組成は Mg # = 65 前後を示す。このことから、初生的火山岩中の斜方輝石は、Mg # や産状から考えて、カルク・アルカリ系列の分化した安山岩に由来する外来結晶と考えられる。つまり、混合の珪長質端成分としては、カルク・アルカリ系列の分化した安山岩が最も適当と考えられる。Figure 12 のように、CA-P は、TH-P とカルク・アルカリ系列の分化した安山岩を結ぶ直線から外れた所にプロットされる。このことから、同一初生マグマと分化マグマの混合の程度で両者の組成差を説明することは困難と思われる。

次に、同一初生マグマからの結晶分化作用の程度の違いについて検討する。TH-P の方がより苦鉄質成分に富むので、TH-P がより分化して CA-P が生成された可能性を考える。この可能性については、液相濃集元素の多小関係から否定される。Rb、K、Ba などは CA-P の方が富むので結晶分化の傾向と矛盾しない。しかし、Ti は CA-P の方が乏しい。このことは単純な結晶分化作用では説明出来ない。

CA-P は、TH-P より分化の程度が進んでいると思われるが、全岩組成、鉱物組成から判断する限り、カルク・アルカリ系列の初生マグマと見なしても大きな問題はないように思われる。

以上の考察から TH-P と CA-P は、Sr 同位体比からは区別されない相異なる初生マグマに由来したと考えられる。かんらん石に包有されるクロムスピネルの組成は、両者で系統的に異なるが、このことは、異なる 2 つの初生マ

Fig. 13. REE calculations of the degree of mantle depletion and degree of partial melting of TH-P and CA-P. C1-chondrite and primitive mantle compositions, Sun and McDonough (1989); Primary mantle mode and melting mode, Kostopolus (1991); Distribution coefficients, Kelemen *et al.* (1990).

グマの存在を裏付ける事実と言える。

TH-P および CA-P は、カルク・アルカリ系列の分化した安山岩質マグマとの混合、結晶分化などの作用を蒙っているが、互いに異なる初生マグマに由来し、その組成は著しくは改変されていないと結論される。

3. 2つの初生マグマの成因的關係

これまでの議論で、TH-P、CA-P はマントルで生成された異なる初生マグマに由来することを示したので、ここでは、これらの起源マントルの枯渇度、部分溶融度、生成条件などについて考察する。

(1) クロムスピネル、REE モデリングからの推定

一般に、部分溶融度、枯渇度の見積りには、液相濃集元素を用いたモデリングがよく用いられる。しかし、実際にはモデリングのみで両者を明瞭に区別し定量化するのは極めて困難である。本論では、クロムスピネルの組成に着目し制約を与えた上で、REE のモデリングをして、部分溶融度、枯渇度の大小関係を半定量的に見積もった。

かんらん岩中のスピネルの $\text{Cr}/(\text{Cr}+\text{Al})$ は、かんらん岩の枯渇度が増大するほど大きくなることが知られている。従って、生成されるマグマは、かんらん岩の枯渇度が大きいほど、そして、部分溶融度が大きいほど Cr に富むスピネルを晶出させると考えられる (Arai, 1994; Hirose and Kawamoto, 1995)。Figure 8 を見ると、TH-P は $\text{Cr}/(\text{Cr}+\text{Al})$ に乏しいものと富むもののバイモーダルな分布を示す。TH-P の $\text{Cr}/(\text{Cr}+\text{Al})$ に富むスピネルは、CA-P のスピネルの組成とほぼ一致する。このことは、より初生的な

TH-P マグマが、CA-P とマグマ混合を起こし噴出したと考えればうまく説明出来るように思える。つまり、より深部で $\text{Cr}/(\text{Cr}+\text{Al})$ の低いクロムスピネルを持つより初生的な TH-P が生成され、上昇の過程で、浅部で生成された高い $\text{Cr}/(\text{Cr}+\text{Al})$ をもつ CA-P マグマと混合したと考えることが出来る。

一般的に、海洋性マントルは、中央海嶺玄武岩の生成に伴ない深部から浅部にかけて枯渇度が漸移的に増大すると考えられている (Plank and Langmuir, 1992 など)。TH-P、CA-P はその生成深度に対応して、海洋性マントルの枯渇度を反映していると考えて矛盾はない。すなわち、それほど枯渇していない比較的深部のマントルで生成されたマグマのスピネルは、 $\text{Cr}/(\text{Cr}+\text{Al})$ が相対的に低く (TH-P)、浅部の枯渇度の高いマントルで生成されたマグマのスピネルは $\text{Cr}/(\text{Cr}+\text{Al})$ が高くなると考えられる (CA-P)。

Figure 13 に、REE を用いて、枯渇度と部分溶融度を大まかに見積もった結果を示す。この計算では、non-modal なバッチ融解を仮定し、5% 刻みで枯渇度と部分溶融度を変化させ MREE~HREE をフィティングさせることにより見積もりをした。Figure 13 のように、メルトを 5% 搾り出した融け残りマントルが、さらに 20% 溶融した液は TH-P と、10~15% 溶融した液は CA-P と MREE~HREE が比較的良く合う。しかし、TH-P と CA-P の起源マントルの枯渇度が同じで (枯渇度=5%)、部分溶融度のみが異なっていたと考えると、CA-P のクロムスピネルの方がより Cr に富むことと、CA-P の全岩組成が SiO_2 に富むこと、そし

Fig. 14. TH-P's and CA-P's groundmass pyroxene compositions plotted in Lindsley (1983) at 1 atm isothermal grid to estimate the temperature.

て、TH-Pの方がTiに富むことを説明出来ない。メルトを10%搾り出した融け残りマンツルのモデリングの結果を見ると、CA-Pは、この融け残りマンツルが、さらに5%溶融した液と良く合うことが分かる。メルトを10%搾り出した融け残りマンツルが再溶融して出来る液は、MREE~HREEにかけて、右上がりのパターンになるので、TH-Pはこれらの液組成とは合わない。

以上から、TH-Pは、メルトを5%搾り出した融け残りマンツルが20%溶融した液、CA-Pはメルトを10%搾り出した融け残りマンツルが5%溶融した液と見積もられる。図のように、計算で見積もられる液と実際の岩石とは、LREE~MREEにかけて合わない。この不一致については、スラブに由来する付加成分 (H_2O 流体) の寄与を考慮することで説明可能と思われる。蛇紋石、角閃岩の脱水分解反応に伴う元素の移動度は、LREEでかなり大きく、イオン半径の減少に伴ない移動度も減少し、MREE~HREEではほとんど動かないことが実験岩石学的に示されている (Tatsumi *et al.*, 1986; Kogiso *et al.*, 1997)。

先にも述べたとおり、枯渇度、部分溶融度を液相濃集元素のモデリングのみで区別し定量化することは困難だが、クロムスピネルによる制約およびREEモデリングの結果から、少なくとも、起源マンツルの枯渇度は、CA-P>TH-Pであり、部分溶融度は、TH-P>CA-Pと推定される。

(2) 生成条件 (実験岩石学からの推定)

ここではTH-P, CA-Pについて、輝石温度計から生成温度を、実験岩石学的知見から圧力、 H_2O 分圧を推定する。

Figure 14に、TH-P, CA-Pの石基輝石の組成を輝石台形にプロットし、併せてLindsley (1983)による1 atmの輝石の isothermal gridを示した。この図から、石基輝石が示す温度、すなわち噴出時の温度は、およそTH-Pが1120~1100°C、CA-Pが1150~1100°Cと読み取れる。両者ともに比較的斑晶質であり、その斑晶は液から晶出したと考えられることから、部分溶融温度はこれよりも高く、ともに1200°C程度、あるいは、それ以上に達していたと推測される。

圧力については、TH-P, CA-PともにMORBを搾り出

Fig. 15. Normative compositions of TH-P, CA-P and the melts produced by hydrous partial melting experiments of lherzolite (after Hirose and Kawamoto 1995) in a Walker *et al.* (1979) projection.

した融け残りマントル (海洋性マントル) に由来することから考えて、およそ 10kbar 前後 (Fujii and Scarfe, 1985; Hirose and Kushiro, 1993) の圧力下で生成されたと推定される。

次に、含水系でのかんらん岩の部分溶融実験から、部分溶融時の H_2O 量の推定を行う。Figure 15 に、レールゾライトを含水条件下 ($H_2O=0.1\sim0.9$ wt%) で部分溶融させた時に生じた液組成を示す (Hirose and Kawamoto, 1995)。この実験は、圧力が 10 kbar、温度範囲が $1100\sim1350^\circ C$ の範囲でなされている。図には、TH-P, CA-P の組成も併せて示した。部分溶融時の H_2O は、斜方輝石の安定領域を狭める効果があり、生成される液を SiO_2 -rich に変化させることが知られている (Kushiro, 1969 など)。図に示した液組成も、多少は前後するものの、 H_2O に富む条件下で生成された液の方が、 SiO_2 に富む組成を示している。TH-P は、 $H_2O=0.2\%$ 、 $1200\sim1300^\circ C$ 、CA-P は、 $H_2O=0.5\%$ 、 $1200^\circ C$ で生成された液と良く似た組成を示している。

実験で用いられたレールゾライトと TH-P, CA-P の起源マントルかんらん岩は、枯渇の程度が異なると考えられるが、温度圧力条件も含めて、第一近似的には、実験から H_2O 量の推定が可能と言える。すなわち、部分溶融時に存

在した H_2O は、CA-P の方が多かったと考えられ、このことは、CA-P の方が LILE, LREE に富むことも矛盾しない (cf. Tatsumi *et al.*, 1986; Kogiso *et al.*, 1997)。

4. 東北日本弧第四紀船形火山との比較

ここでは、母島の TH-P, CA-P を、東北日本弧船形火山に産するソレアイト、カルク・アルカリ系列岩と比較する。

船形火山は、仙台市北西に位置する第四紀火山であり (Fig. 1)、ピジョン輝石を斑晶に持つソレアイト系列玄武岩が産することで知られている (青木, 1961; Wada, 1981; 藤縄, 1982 など)。このピジョン輝石玄武岩は、東北日本弧脊梁火山列では最も分化早期の火山噴出物と考えられている。ソレアイトとカルク・アルカリ系列岩の成因的な関係は、Wada (1981), Wada (1985), 吉田ら (1987) など論じられている。吉田ら (1987) は、ピジョン輝石玄武岩を含む船形火山噴出物について、網羅的に全岩化学分析を行い、これらを、TH, M, CA, CA* の 4 グループに分類し、成因を論じた。

吉田ら (1987) は、これら 4 グループのうち TH (ソレアイト系列)、CA (カルク・アルカリ系列) について、ハーカー図上のトレンドに曲線または直線の当てはめを行い、 $SiO_2=51\%$ とした時の液相濃集元素の比較を行なった

Fig. 16. Comparison of MORB normalized patterns between Hahajima and Funagata volcano. Funagata volcano, Yoshida *et al.* (1987); MORB, Pearce (1983).

(Fig. 16)。図のように、TH と CA は、異なるパターンを示すことから、両者は異なる初生マグマに由来したと結論した。Figure 16 には母島の TH-P, CA-P の平均組成も併せて示した。母島と船形火山は、ソレライト、カルク・アルカリ系列岩ともに良く似た液相濃集元素のパターンを示す。

ソレライトは、Sr に対して K, Rb が低い、カルク・アルカリ系列では、Sr とほぼ同じかやや高い傾向を示す。Sr の濃度は、ソレライトとカルク・アルカリ系列岩で著しくは違わない。そして、Nb から Y までのパターンは、ソレライトとカルク・アルカリ系列岩で著しくは違わない。このような特徴が、母島と船形火山で同じように認められる。このことは、比較的未分化な島弧火山岩が示す地球化学的特徴は、沈み込みの時期や地域によらず、普遍性のある比較的単純なプロセスによって説明出来ることを示しているのかも知れない。

吉田ら (1987) では、CA を玄武岩組成まで外挿させたが、本研究の CA-P の組成から見る限り、カルク・アルカリ系列の初生マグマは玄武岩質安山岩質であると思われる。“カルク・アルカリ系列玄武岩”は本質的に存在しないのかも知れない。

VIII. 結論

小笠原群島母島には、マントルで生成された初生マグマに近い組成のソレライトおよびカルク・アルカリ系列岩が産する。これらは、MORB を搾り出した融け残りマントルに由来し、ソレライトはより深部の比較的枯渇していない部分、カルク・アルカリ系列岩はより浅部の比較的枯渇した部分が融けて生成されたと考えられる。部分熔融時に存在した H₂O は、カルク・アルカリ系列岩を生じた浅部ほど多く供給されたと考えられる。

母島の初生的ソレライトおよびカルク・アルカリ系列岩は、最早期の分化過程を知る上で重要であり、沈み込み域における大陸地殻の生成、成長を考える上で重要な手がかりを与えてくれるものと思われる。

謝 辞 東北大学大学院理学研究科の蟹澤聰史教授 (現山形大学理学部教授)、石川賢一博士には、フレームレス原子吸光分析でお世話になった。同研究科の吉田武義教授、中村美千彦助教授、大場 司博士、宮本 毅氏にはご議論、ご助言をいただいた。薄片作成室の伊藤嘉紀技官には、波長分散型 EPMA でかんらん石の分析をしていただいた。TIMS 分析では、今野直美博士に、ICP-MS 分析では、堀江太郎博士にお世話になった。査読していただいた蟹澤聰史教授、琉球大学理学部の新城竜一助教授には、原稿の不備を指摘していただくとともに、大変有益なご助言をいただいた。以上の方々に申し上げます。

引用文献

- 青木謙一郎 (1961): 那須火山帯の早期玄武岩類. 岩鉱, **45**, 54-65.
- Arai, S. (1992): Chemistry of chromian spinel in volcanic rocks as a potential guide to magma chemistry. *Mineral Magazine*, **56**, 173-184.
- Date, A.R., Cheung, Y.Y. and Stuart, M.E. (1987): The influence of polyatomic ion interferences in analysis by inductively coupled plasma source mass spectrometry (ICP-MS). *Spectrochimica Acta*, **42B**, 3-20.
- Fujii, T. and Scarfe, C.M. (1985): Composition of liquids coexisting with spinel lherzolite at 10 kbar and the genesis of MORBs. *Contrib. Mineral. Petrol.*, **90**, 18-28.
- 藤縄明彦 (1982): 那須火山帯、島弧型ソレライト質マグマの早期結晶分化作用: 船形火山ビジョン輝石玄武岩類の岩石学的研究. 岩鉱, **77**, 419-437.
- 舟橋嘉浩, 黒田 直 (1988): 小笠原諸島、母島の高マグネシア玄武岩を伴う火山岩. 静岡大学地球科学研究報告, **14**, 35-46.
- Hirose, K. and Kushiro, I. (1993): Partial melting of dry peridotites at high pressures: Determination of compositions of melts segregated from peridotite using aggregates of diamond. *Earth Planet. Sci. Lett.*, **114**, 477-489.
- Hirose, K. and Kawamoto, T. (1995): Hydrous partial melting of lherzolite at 1 GPa: The effect of H₂O on the genesis of basaltic magmas. *Earth Planet. Sci. Lett.*, **133**, 463-473.
- Irvine, T.N. and Baragar, W.R.A. (1971): A guide to the

- chemical classification of the common volcanic rocks. *Can. J. Earth Sci.*, **8**, 523-548.
- Ishihara, T., Murakami, F., Miyazaki, T. and Nishimura, K. (1981): IV. Gravity survey. *Cruise Report*, **14**, Geol. Survey Japan, 45-78.
- 石川賢一, 吉田武義, 青木謙一郎 (1984): 那須北帯・第四紀岩手火山におけるマグマの結晶分化作用. 東北大学核理研報, **17**, 330-345.
- 石川賢一, 蟹沢聰史 (1986): フレームレス原子吸光法による珪酸塩岩石中の微量元素の定量. 岩鉱, **81**, 492-496.
- Kaneoka, I., Isshiki, N. and Zashu, S. (1970): K-Ar ages of the Izu-Bonin Islands. *Geochem. J.*, **4**, 53-60.
- Kelemen, P.B., Johnson, K.T.M., Kinzler, R.J. and Irving, A.J. (1990): High-field-strength element depletions in arc basalts due to mantle-magma interaction. *Nature*, **345**, 521-524.
- Kogiso, T., Tatsumi, Y. and Nakano, S. (1997): Trace element transport during dehydration processes in the subducted oceanic crust: 1. Experiments and implications for the origin of ocean island basalts. *Earth Planet. Sci. Lett.*, **148**, 193-205.
- Kostopoulos, D.K. (1991): Melting of the shallow upper mantle: a new perspective. *J. Petrol.*, **32**, 671-699.
- Kuno, H. (1950): Petrology of Hakone volcano and the adjacent areas, Japan. *Bull. Geol. Soc. Amer.*, **61**, 957-1020.
- Kuno, H. (1968): Differentiation of basalt magmas. In Basalts: The Poldervaart treatise on rocks of basaltic composition (Hess, H.H. and Poldervaart, A. Eds.). **2**, Interscience, New York, 623-688.
- 倉沢 一, 藤縄明彦, Leeman, W.P. (1986): ひとつの火山に共存するカルク・アルカリおよびソレライト質岩系マグマ: ストロンチウム同位体比による検討. 地質雑, **92**, 255-268.
- 黒田 直, 白木敬一, 浦野隼臣 (1981): 小笠原諸島父島および母島の地質. 小笠原諸島自然環境現況調査報告書, **2**, 111-131.
- Kuroda, N., Urano, H. and Shiraki, K. (1983): Least differentiated basalt from Mukoo-jima in the Haha-jima Group, Bonin Islands. *J. Geol. Soc. Japan*, **89**, 303-306.
- Kushiro, I. (1969): The system forsterite-diopside-silica with and without water at high pressures. *Amer. J. Sci.*, **267A**, 269-294.
- Lindsley, D.H. (1983): Pyroxene thermometry. *Amer. Mineral.*, **68**, 477-493.
- Miyashiro, A. (1974): Volcanic rock series in island arcs and active continental margins. *Amer. J. Sci.*, **274**, 321-355.
- Pearce, J.A. (1983): Role of the sub-continental lithosphere in magma genesis at active continental margins. In Continental basalts and mantle xenoliths (Hawkesworth, C.J. and Norry, M.J. Eds.). Shiva, Nantwich, 230-249.
- Pearce, J.A., Thirlwall, M.F., Ingram, G., Murton, B.J., Arculus, R.J. and Van der Laan, S.R. (1992): 13. Isotopic evidence for the origin of boninites and related rocks drilled in the Izu-Bonin (Ogasawara) forearc, Leg 125. In Proc. Ocean Drilling Program, Scientific Results, **125** (Fryer, P., Pearce, J.A., Stokking, L.B. et al. Eds.). College Station Texas, Ocean Drilling Program, 237-261.
- Plank, T. and Langmuir, C.H. (1992): Effects of the melting regime on the composition of the oceanic crust. *J. Geophys. Res.*, **97**, 19749-19770.
- Roeder, P.L. and Emslie, R.F. (1970): Olivine-liquid equilibrium. *Contrib. Mineral. Petrol.*, **29**, 275-289.
- 白木敬一 (1988): 日本における学術ボーリング候補地(2) 小笠原諸島: 世界初のモホールに向けて. 月刊地球, **10**, 247-251.
- 白木敬一, 黒田 直, 浦野隼臣, Nesbitt, R.W. (1985): 小笠原諸島父島・母島: マントルにいちばん近い島. 月刊地球, **7**, 632-637.
- Shiraki, K., Kuroda, N., Maruyama, S. and Urano, H. (1978): Evolution of the Tertiary volcanic rocks in the Izu-Mariana Arc. *Bull. Volcanol.*, **41**, 548-562.
- Sun, S.-s. and McDonough, W.F. (1989): Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes. In Magmatism in the Ocean Basins (Saunders, A.D. and Norry, M.J. Eds.). Geol. Soc. London Spec. Publ., **42**, 313-345.
- 高橋栄一 (1986): 玄武岩マグマの起源: 高温高圧実験の結果を踏まえて. 火山第2集第30巻特別号: 火山とは何か, S17-S40.
- Tatsumi, Y., Hamilton, D.L. and Nesbitt, R.W. (1986): Chemical characteristics of fluid phase released from a subducted lithosphere and origin of arc magmas: evidence from high-pressure experiments and natural rocks. *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, **29**, 293-309.
- Taylor, R.N. and Nesbitt, R.W. (1995): Arc volcanism in an extensional regime at the initiation of subduction: a geochemical study of Hahajima, Bonin Islands, Japan. In Volcanism associated with extension at consuming plate margins (Smellie, J.L. Ed.). Geol. Soc. London Spec. Publ., **81**, 115-134.
- Taylor, R.N. and Nesbitt, R.W. (1998): Isotopic characteristics of subduction fluids in an intra-oceanic setting, Izu-Bonin Arc, Japan. *Earth Planet. Sci. Lett.*, **164**, 79-98.
- 氏家 宏, 松丸国照 (1977): 小笠原・母島の地質: とくにその層位学的研究. 国立科博専報, **10**, 5-17.
- 海野 進, 白木敬一, 黒田 直 (1988): 小笠原諸島: 世界初のモホールに向けて. 荒牧重雄, 新妻信明編, 陸上学術ボーリング候補地集II, 陸上学術ボーリング・ワーキンググループ, 35-61.
- Wada, K. (1981): Contrasted petrological relations between tholeiitic and calc-alkalic series from Funagata volcano, northeast Japan. *J. Japan. Assoc. Min. Petr. Econ. Geol.*, **76**, 215-232.
- Wada, K. (1985): Magma mixing process of calc-alkalic andesites from Funagata volcano. *J. Japan. Assoc. Min. Petr. Econ. Geol.*, **80**, 467-483.
- Walker, D., Shibata, T. and DeLong, S.E. (1979): Abyssal tholeiites from the oceanographer fracture zone: II. Phase equilibria and mixing. *Contrib. Mineral. Petrol.*, **70**, 111-125.
- 矢嶋一仁, 小野 勝, 藤巻宏和 (2001): XRFによる1:5希釈ガラスビードを用いた全岩主要成分・微量成分の分析精度および精密度. 岩石鉱物科学, **30**, 28-32.
- 吉田武義 (1989): 東北本州弧第四紀火山岩類の研究. 地質学論, **32**, 353-384.
- 吉田武義, 阿部智彦, 谷口政碩, 青木謙一郎 (1987): 東北日本弧, 船形火山噴出物の地球化学的研究. 東北大学核理研報, **20**, 131-152.
- 吉永朋子, 中川光弘 (1999): 東北日本, 三ノ目湯火山からの初生玄武岩の発見とその組成変化. 岩鉱, **94**, 241-253.