

## 伊豆鳥島火山の岩石学的研究

杉本 健\*\*\*・石橋秀巳\*\*\*・松島 健\*

(2004年1月19日受付, 2005年3月5日受理)

## Petrological Study of Torishima Volcano, Izu Islands, Japan

Takeshi SUGIMOTO\*\*, Hidemi ISHIBASHI\*\*\* and Takeshi MATSUSHIMA\*

The eruptive activity of Torishima volcano is divided into three stages; the stratovolcano stage, the caldera-forming stage and the central cone stage, respectively. Volcanic rocks of the stratovolcano stage are characterized by basalt containing abundant plagioclase phenocrysts. The chemical variation of this stage in oxide-oxide diagrams can be explained basically by addition of plagioclase and moderate removal of mafic minerals. Volcanic rocks of the caldera-forming stage are characterized by olivine-bearing dacite. Their whole-rock compositions lie on a straight line between the rhyolitic glass and the stratovolcano basalt with MgO = 8 wt.%. They also show different Ba/Zr and Nb/Zr ratios from stratovolcano-stage basalts, indicating contamination of crustal materials. So they were most likely to be formed by magma mixing of basaltic magma and rhyolitic melt formed by partial melting of mafic lower crust. Volcanic rocks of the central cone stage are classified into two groups; Komochi-yama basalts and Io-yama basaltic andesites, respectively. Io-yama basaltic andesites make a tholeiitic trend with stratovolcano-stage basalt in SiO<sub>2</sub> vs FeO\*/MgO diagram and have higher TiO<sub>2</sub> and FeO\* contents than other volcanic stages. On the other hand, they lie on a mixing line between caldera-forming-stage dacite and stratovolcano-stage basalt in Zr vs Ba/Zr and Nb/Zr diagrams. Therefore, their magmatic evolution can be explained by two processes; (1) TiO<sub>2</sub> and FeO\* enrichment by additional fractional crystallization of stratovolcano-stage basalt, (2) magma mixing between caldera-forming-stage dacite and differentiated magma with higher TiO<sub>2</sub> and FeO\* content.

**Key words:** Torishima volcano, Izu islands, magmatic differentiation, magma mixing, fractional crystallization

## 1. はじめに

伊豆鳥島火山は東京の南方約 570 km の、伊豆-小笠原弧火山フロント上に位置する二重式火山である (Fig. 1a, b). 2002 年に鳥島火山は 63 年ぶりにマグマ噴火をおこし、中央火口丘である硫黄山山頂南西部に新火口が生じた (伊藤・他, 2003). この噴火に先立ち、鳥島火山では、1902 年の爆発的噴火および 1939 年のストロンボリ式噴火活動が記録されている (猪間, 1902; 大森, 1902; 金原, 1903; 西村・猪間, 1903; 神保, 1903; 田中館, 1940). 高島 (1951) は鳥島火山岩類の岩石記載を行うと

共に地質図を作成し、成層火山体形成からカルデラ生成を経て中央火口丘形成へと移行する火山活動史を報告した. 本多・他 (1954) は現地測量および地質調査結果をもとに 1939 年噴火における噴出物総量を約  $1.9 \times 10^7 \text{ m}^3$  と見積もった. しかしながら以上の文献においては、鳥島火山岩類に関する岩石学的情報については、鏡下観察と全岩主成分元素組成がわずかに記載されているのみである. 東京都 (1992) は鳥島火山岩類 49 試料の全岩主成分元素組成を報告したが、他の北部伊豆弧の火山フロント上の火山同様、本火山岩類が低カリウムソレアイト系

\* 〒855-0843 島原市新山 2-5643-29

九州大学大学院理学研究院附属地震火山観測研究センター

Institute of Seismology and Volcanology, Faculty of Sciences, Kyushu University, Shin'yama, Shimabara 855-0843, Japan.

\*\* 現所属: 〒874-0903 別府市野口原 3088-176

京都大学理学研究科附属地球熱学研究施設

Present address: Institute for Geothermal Sciences,

Kyoto University, Noguchibaru, Beppu 874-0903, Japan.

\*\*\* 〒812-8581 福岡市東区箱崎 6-10-1

九州大学大学院理学府地球惑星科学専攻

Department of Earth and Planetary Sciences, Graduate School of Sciences, Kyushu University, 6-10-1 Hakozaki, Fukuoka 812-8581 Japan.

Corresponding author: Takeshi Sugimoto

e-mail: sugimoto@bep.vgs.kyoto-u.ac.jp

列であることを述べるにとどまっている。2002年噴火の経緯については伊藤・他(2003)に詳細が記載されているが、航空機観測による噴出物分布調査のため、岩石学的研究は行われていない。

今後の鳥島火山の活動を予測する上で、我々は過去の噴出物に対する詳細な岩石学的検討が不可欠と考える。この目的のため、我々は2003年5月に現地調査ならびに、鳥島火山岩類のサンプリングを行った。本稿では鳥島火山の噴火史を3ステージに分け、各ステージの噴出物について、従来報告されている岩石記載、全岩主成分元素組成分析に加え、全岩微量元素組成および鉱物化学組成分析の結果を報告し、噴火ステージ毎に見られるマグマの組成変化メカニズムおよび、先行活動のマグマとの成因関係について考察を行った。

## 2. 噴火史の概略

本稿では、鳥島火山の噴火史を高畠(1951)、本多・他(1954)の地質学的記載および歴史噴火の記録を基に編んだ(Table 1)。本火山の噴火史は、主成層火山体形成期、カルデラ形成期、中央火口丘活動期の3ステージに

区分される。

### 2-1 主成層火山体形成期

本ステージの噴火活動は、主成層火山体の主要部を形成する溶岩流と、岩脈の活動からなる(Table 1)。本島西部の初寝崎で観察されるように(Fig. 2)、主成層火山体溶岩は、厚さ1~数mの玄武岩溶岩流が十数枚、同質の火砕岩に挟まれて成層したものである。溶岩流の水平方向への連続性は乏しく、また、噴火間隙を示す堆積層は認められない。主成層火山体溶岩は初寝崎の他、本島全域の海蝕崖沿いおよび、硫黄山南西部のカルデラ壁沿いにも露出している。一方、南海岸の三石を中心に、主成層火山体に貫入する粗粒玄武岩の岩脈が認められる。

### 2-2 カルデラ形成期

本ステージの噴火活動は、カルデラ形成に伴う降下軽石の活動からなる(Table 1)。初寝崎では、降下軽石堆積物が、層厚約1mの主成層火山体溶岩の角礫を主体とする火山泥流層を挟んで、主成層火山体を覆うのが確認される(Fig. 2)。降下軽石堆積物は、淘汰の良い複数の降下ユニットから構成される。また、砂~シルトからなる基質中に不淘汰な垂円礫を多く含み、層厚の変化に富む

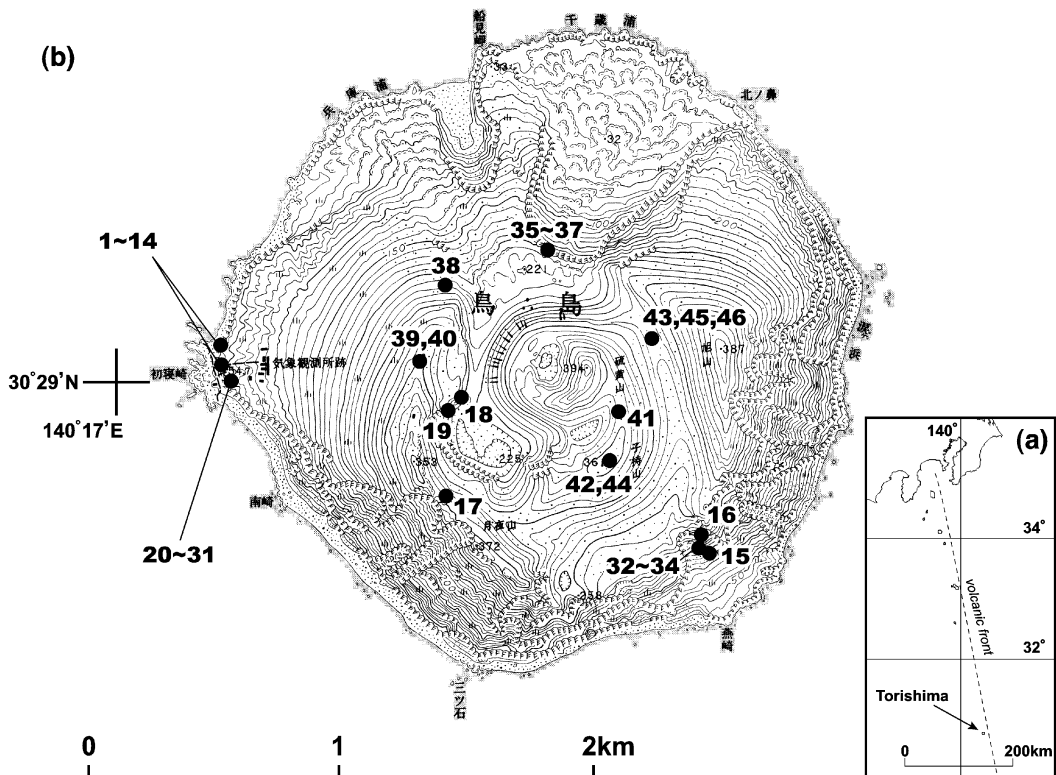


Fig. 1. (a) Map showing studied area. (b) Map showing sampling localities. Numerals correspond to sample number of whole-rock bulk chemical analysis. Topographic map of Torishima, 1 : 25,000 in scale (Geographical Survey Institute) is used.

火山泥流層が降下ユニット間に挟まれる。各降下ユニットには、ガラス光沢を持つ溶結レンズの岩片が伴われる場合がある。降下軽石堆積物は初寝崎のほか、本島全域の海蝕崖の最上部に露出する。全層厚は平均約10mで、本島南北域で厚い。特に南部の燕崎<sup>つばめさき</sup>では垂直方向に200mにわたり露出し、火山泥流層を含めた全層厚は60mに達し、一部では軽石が溶結レンズ化した溶結火砕岩の産状が確認された。

### 2-3 中央火口丘活動期

本ステージの噴火活動は、カルデラ形成後より現在までの、子持山および硫黄山の形成活動からなる (Table 1)。子持山は溶岩と火砕岩の互層からなる中央火口丘で (高島, 1951; 本多・他, 1954), 東京都 (1992) の報告では溶岩は玄武岩組成である。1902年の水蒸気爆発で子持山西麓部が破壊・飛散したが、本質物質の放出は起きなかった (大森, 1902)。硫黄山は1939年の玄武岩質安山岩マグマのストロンボリ式噴火で形成されたスコリア丘であり、後に北麓より湧き出した溶岩流が本島北域の千歳湾<sup>ちとせわん</sup>と兵庫湾<sup>ひょうごわん</sup>に流入し、溶岩扇状地を形成した (田中館, 1940)。カルデラ内部および主成層火山体の山頂部には、1939年噴火で放出されたスコリアと火山砂が堆積した上に、火山弾・火山礫が点在する。2002年噴火では硫黄山火口縁南西部よりスコリアが噴出し、周辺に最大約5

mの厚さで堆積した (伊藤・他, 2003)。

### 3. サンプリング及び分析手法

本研究でのサンプル採取地点を、Fig. 1b および Fig. 2 に示す。

主成層火山体形成期の岩石については、初寝崎にて成層する溶岩流14サンプル (Fig. 2; No. 1-14) のほか、燕崎東側崖にて成層する溶岩流より2サンプル (No. 15-16)、月夜山最上部の溶岩流 (No. 17)、硫黄山西部カルデラ壁の上位2枚の溶岩流 (No. 18-19) の合計19サンプルを採取した。初寝崎海岸とその他の採取地点の溶岩流との上下関係は不明である。なお、南海岸に分布する岩脈は今回サンプリングできなかった。

カルデラ形成期の岩石については、合計15サンプルを得た。このうち12サンプルは、初寝崎にて採取した、明灰色軽石 (No. 20-26)、暗灰色軽石 (No. 27-28)、溶結レンズ岩片 (No. 29-31) である。残る3サンプルは、燕崎にて採取した溶結レンズ (No. 32-34) である。初寝崎と燕崎で採取されたサンプル間の上下関係は不明である。

中央火口丘活動期の岩石については、合計12サンプルを採取した。このうち3サンプル (No. 35-37) は北部の千歳浦へ流下した1939年溶岩流であり、噴出口周辺で採取された。残りの9サンプル (No. 38-46) は直径10-20cmの転石であり、硫黄山東麓および北麓の火口原、子持山山頂、月夜山北部において、1939年噴火時に堆積したスコリア及び火山砂層の上から採取された。このうちNo. 38-43は球状ないし紡錘状の外形を示し、鏡下で1939年溶岩流と同様の岩石学的特徴を示すことから、1939年噴火の火山弾と判断した。一方、サンプルNo. 44-46は、垂角礫～垂円礫の外形を示し、肉眼及び鏡下で1939年溶岩流とは異なる岩石学的特徴を示すことから、1939年噴火の類質岩片と判断した。なお今回の調査で

Table 1. Volcanic history of Torishima volcano.

Stage	Volcanic products
Central cone stage	Io-yama basaltic andesites
	Komochi-yama basalts*
Caldera-forming stage	dacite pumice fall deposits
Stratovolcano stage	basalt lava flows, pyroclastics and dykes

\*Tokyo Metropolitan Government (1992)

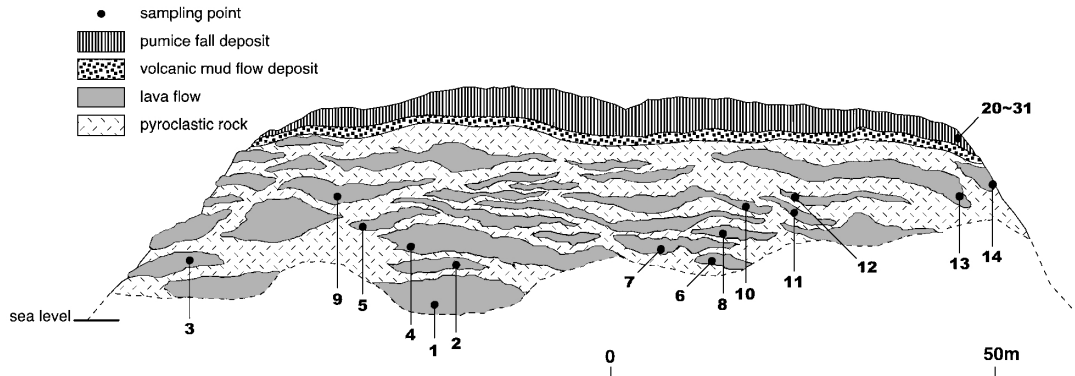


Fig. 2. Sketch of the stratovolcano volcanic rocks at cliff of Hatsunezaki. Numerals correspond to sample number of whole-rock bulk chemical analysis.

は、子持山溶岩、2002年噴出物のサンプリングはできなかった。

以上の46サンプルについて、岩石記載およびモード測定を行い、主成分および微量成分化学組成を測定した。全岩化学分析には1:5に希釈したガラスビードを使用し、九州大学理学研究院所有の蛍光X線分析装置(Rigaku GF3063P)を用いた。さらに各ステージを代表する3サンプル(No. 1, No. 31, No. 36)中に存在する、斜長石・単斜輝石・斜方輝石・カンラン石斑晶の主成分元素組成を測定した。なお、カルデラ形成期のサンプル(No. 31)については、斜長石斑晶中のガラス包有物および石基ガラスの測定も行った。分析には九州大学理学研究院所有の走査型電子顕微鏡(JEOL JSM 5800LV)およびX線検出器(Oxford LINK ISIS)を用いた。

#### 4. 岩石記載

##### 4-1 主成層火山体形成期の岩石

採取した全てのサンプル(No. 1-19)は、暗灰青色でよく発泡した、斑状組織を示すカンラン石単斜輝石玄武岩である。変質で生じた褐鉄鉱のために灰褐色を呈する場合もある。本ステージの岩石中の斑晶鉱物は斜長石、カンラン石、単斜輝石からなり、総斑晶量は33-58 vol.%である。斜長石斑晶は最大粒径約5 mmで内部が汚濁したものと清楚なものの2種が認められ、28-44 vol.%と多量に含まれている。カンラン石斑晶は、最大粒径2 mmの半自形で、モードで2-10 vol.%含まれる。しばしばイディンクス石に変質されているほか、骸晶や、まれにキンクバンドを示すものも見られる。単斜輝石斑晶は最大粒径2 mmの半自形を呈し、モードで1-10 vol.%含まれる。周縁部に汚濁帯をもつものや、まれにキンクバンドを示すものも見られる。集斑晶は斜長石だけから構成されるものが最も多く、次いで斜長石・カンラン石の集斑晶、斜長石・カンラン石・単斜輝石の集斑晶の順に頻度が落ちる。石基は、短冊状~針状の斜長石と粒状の単斜輝石・磁鉄鉱からなり、間粒状~充填状組織を示す。

##### 4-2 カルデラ形成期の岩石

採取したサンプルのほとんどは(No. 20-28)、亜円礫状の、明灰色~暗灰色を呈する軽石である。斜長石、単斜輝石、斜方輝石、カンラン石の巨晶(最大粒径10 mm)を含む斑状組織を示す。斑晶鉱物は上記の鉱物および磁鉄鉱からなり、総斑晶量は14-23 vol.%であるが、色調と各鉱物のモードの間に相関は認められない。一方、一部のサンプルは(No. 29-34)、降下軽石堆積物中に産する溶結レンズおよびその岩片であり、黒色ガラス光沢を呈し、気泡は軽石よりも緻密で少ない。これらは巨晶を含め軽石と同じ斑晶鉱物組み合わせを呈するが、総斑晶

量は31-41 vol.%と、軽石よりも多い。また軽石と同様の石基組織を持つ。

本ステージの岩石中の斜長石斑晶は、最大粒径10 mmでモードは8-23 vol.%である。大部分の斑晶が結晶内部全体にガラスが含まれた蜂の巣状構造を示す一方、清楚な斑晶も認められる。単斜輝石斑晶は、最大粒径7 mmの自形~半自形で、モードは3-10 vol.%である。斜方輝石斑晶は、最大粒径2 mmの自形ないし半自形で、モードは1-5 vol.%である。磁鉄鉱は最大粒径0.3 mmの半自形で、モードは1-4 vol.%である。斜長石・単斜輝石・斜方輝石・磁鉄鉱はしばしば集斑晶を形成する。カンラン石斑晶は、最大粒径1.5 mmの半自形で、モードは3 vol.%以下である。すべてのカンラン石斑晶は、微細な輝石の反応縁をもつ。石基はガラスと微小な気泡が大部分を占め、短冊状の斜長石、粒状の単斜輝石・磁鉄鉱を含むガラス基流質組織を示す。

##### 4-3 中央火口丘活動期の岩石

###### 4-3-1 1939年噴火の本質噴出物

採取した全てのサンプルは(No. 35-43)は、暗灰色~灰青色でガラス光沢を持ち、多孔質で斑状組織を示す両輝石安山岩および単斜輝石安山岩である。斑晶鉱物は斜長石・単斜輝石・斜方輝石・カンラン石からなり、総斑晶量は6-16 vol.%である。斜長石斑晶は、最大粒径4 mmでモードは3-15 vol.%である。内部が清楚なものがほとんどであるが、汚濁帯を持つものも見られる。単斜輝石斑晶は最大粒径1.5 mmの半自形で、モードは2 vol.%以下であり、周縁部に汚濁帯をもつ場合がある。ほぼ全ての単斜輝石斑晶が、斜長石斑晶との集斑晶として存在する。斜方輝石斑晶は、最大粒径0.7 mmの半自形で、モードは1 vol.%以下である。カンラン石斑晶はまれに存在し、最大粒径0.5 mmで半自形を示し、細粒の輝石反応縁をもつ。このほか、粒径0.3-0.1 mmの方形~柱状の斜長石および輝石微斑晶が特徴的に見られ、モードは合計21-28 vol.%に達する。石基は、微細な斜長石・単斜輝石・磁鉄鉱およびガラスからなる隠微晶質であり、充填状組織を示す。

###### 4-3-2 1939年噴火の類質岩片

サンプル No. 44-46 はいずれもガラス光沢を持たず、明灰色で気泡に乏しい。このうち2サンプル(No. 44-45)は斑状組織を示す両輝石安山岩および単斜輝石安山岩である。斑晶鉱物は斜長石、単斜輝石、斜方輝石、カンラン石、磁鉄鉱からなる。総斑晶量は37-40 vol.%であり、1939年噴火の本質噴出物と明瞭に異なる。斜長石斑晶は最大粒径3 mmで、31-33 vol.%と多量に含まれる。単斜輝石斑晶は最大粒径1 mmの半自形で、モードは3 vol.%以下である。斜方輝石斑晶は最大粒径1 mm

の半自形で、モードは1 vol.%以下である。カンラン石斑晶は最大粒径0.5 mmの半自形で、モードは2 vol.%以下であり、輝石反応縁をもつ。斜長石・単斜輝石・カンラン石は集斑晶をしばしば形成する。磁鉄鉱は最大粒径0.3 mmの半自形で、モードは3 vol.%以下である。石基は完晶質で、短冊状の斜長石、比較的粒の大きい単斜輝石・磁鉄鉱からなる間粒状組織を示す。残る1サンプル(No. 46)は、斑状組織を示すカンラン石普通輝石玄武岩であり、斑晶鉱物は斜長石、カンラン石、単斜輝石からなり、総斑晶量は35 vol.%である。斜長石斑晶は最大粒径約2 mmで、モードは30 vol.%である。内部が汚濁したものと清楚なもの2種が認められる。カンラン石斑晶は、最大粒径1 mmの半自形で、モードは4 vol.%である。縁部及びクラック周辺が強くイディングサイト化を受けている。単斜輝石斑晶は最大粒径0.5 mmの半自形で、モードは1 vol.%である。斜長石・カンラン石・単斜輝石はしばしば集斑晶をなす。石基は、短冊状～針状の斜長石と粒状の単斜輝石・磁鉄鉱からなり、間粒状組織を示す。

## 5. 全岩化学組成

分析結果をTable 2に示す。Fig. 3に鳥島火山岩類のハーカー図を示す。主成分元素については、東京都(1992)により地質ユニットの明らかな32サンプルも今回の分析値と共にプロットしたが、 $K_2O$ が系統的にやや高い値を示す以外はほぼ同様の組成を示している。また、カルデラ形成期のサンプル(No. 31)中の石基ガラス23点の平均組成(Table 4)も同じ図にプロットした。分析した全岩サンプルの $SiO_2$ 量は48.4–64.5 wt.%にわたり、噴火ステージごとに組成範囲が異なる。主成層火山体形成期の噴出物(本質物質)は玄武岩、カルデラ形成期のそれはデイサイト、中央火口丘活動期のそれは玄武岩質安山岩で、記載岩石学的特徴から類質岩片とした1サンプル(No. 46; Fig. 3a)のみ玄武岩である。なお、中央火口丘活動期の岩石とカルデラ形成期の岩石には、 $SiO_2$ に関する組成ギャップが存在する( $SiO_2=55-61$  wt.%)。上記の記載岩石学的特徴に基づく3グループは、 $SiO_2$ 量のみならず各々特徴的な全岩化学組成上の変化傾向が確認できる。

各グループとも $SiO_2$ 増加に伴い、 $Na_2O$ 、 $K_2O$ 、 $Rb$ 、 $Ba$ 、 $Y$ 、 $Zr$ 、 $Nb$ は増加し、 $CaO$ は減少する。これらの元素は直線的なトレンドを示す。一方、以下の元素についてはグループ毎、異なる変化傾向を示す。主成層火山体形成期の岩石では、 $SiO_2$ の微小な変化に対して $Al_2O_3$ 、 $MgO$ 、 $Sr$ 、 $Cr$ 、 $Ni$ の変化は急激である。中央火口丘活動期の岩石は、 $TiO_2$ 、 $FeO^*$ について濃集傾向を示す。

$MgO$ に対する主成分及び微量元素組成のプロットをFig. 4に示す。主成層火山体形成期および中央火口丘活動期の岩石は $MgO=5$  wt.%付近に屈曲点を持つ一連のトレンドを示すのに対し、カルデラ形成期の岩石と石基ガラスを結ぶ直線(図中の破線を参照)はこのトレンドには重ならず、 $MgO=8$  wt.%付近で主成層火山体のトレンドと交差する(Fig. 4a–4g)。カルデラ形成期の岩石は $Sr$ 、 $Cr$ 、 $Ni$ について、主成層火山体形成期および中央火口丘活動期の噴出物が形成するトレンドから外れる(Figs. 4i, 4m, 4o)。

主成層火山体形成期の岩石の $MgO$ の変化と噴出順序の関係について、初寝崎でのフローユニット層序(Fig. 2)を元にまとめたものをFig. 5に示す。全体的に下位から上位に向かって $MgO$ が減少し、 $MgO=5.5$  wt.%付近に収束する。一方、初寝崎以外で採取されたサンプル(No. 15–19)は、 $MgO=4.7-5.5$  wt.%の範囲を示す。

カルデラ形成期の岩石は、初寝崎で採取されたサンプル(No. 20–31)については、軽石の色調や産状(軽石と溶結レンズ岩片)に関係なく $MgO=2.8-3.5$  wt.%の範囲、燕崎で採取された溶結レンズ(No. 32–34)は $MgO=2.6-2.7$  wt.%の範囲を各々示す。

中央火口丘活動期の岩石のうち、1939年噴火の本質噴出物(No. 35–43)は均質な組成を示し、共存する類質岩片(No. 44–46)とは、全岩組成上も明瞭に区別できる(Fig. 3a)。類質岩片については、過去のどの噴火活動に属するものか不明であり、本稿では議論の混乱を避けるために以後取り扱わないものとする。 $MgO$ 値が高い1サンプルは東京都(1992)による子持山溶岩の分析値であり( $MgO=6.3$  wt.%, Fig. 3d)、主成層火山体形成期の組成分布に重なる(Fig. 4)。

## 6. 鉱物およびガラス化学組成

Table 3に代表的な鉱物組成を示し、Table 4にガラス包有物組成および石基ガラスの平均組成を示す。Fig. 6に斜長石斑晶および微斑晶組成のヒストグラムを、Fig. 7に各斑晶および微斑晶鉱物の核部・周縁部組成を示す。

### 6-1 主成層火山体形成期の岩石

今回分析したサンプル(No. 1)では、各鉱物ごとの単独斑晶と、集斑晶中の斑晶の組成分布に差が認められないため、一括して示した。斜長石斑晶の核部組成は、 $An=89-94$ と狭い一方、周縁部は $An=66-93$ と広い組成範囲で、正累帯を示す(Figs. 6, 7a)。単斜輝石斑晶は普通輝石であり、核部の $Mg\#$ は76–83と狭い範囲を示す(Fig. 7b)。カンラン石斑晶の核部組成は $Fo=73-85$ であり(Fig. 7c)、単斜輝石核部の $Mg\#$ と似た範囲を示す。

Table 2. Whole-rock chemical composition of the Torishima volcanic rocks.

No.	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17	18	19	20	21	22	23	
Stage																								
Type																								
(wt.%)																								
SiO <sub>2</sub>	48.74	48.77	48.93	48.94	48.58	48.94	48.73	48.65	48.72	48.63	48.52	49.13	48.77	48.39	48.53	49.06	48.89	50.97	50.99	62.19	62.36	63.09	62.42	
TiO <sub>2</sub>	0.53	0.53	0.60	0.52	0.52	0.54	0.59	0.58	0.58	0.58	0.59	0.58	0.58	0.58	0.57	0.59	0.60	0.55	0.55	0.61	0.58	0.58	0.59	
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	17.25	17.20	18.86	17.28	17.64	17.30	19.04	19.50	19.18	19.25	19.00	19.40	18.90	18.91	18.88	19.68	19.21	19.01	19.01	14.64	14.67	14.59	14.70	
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	11.21	11.08	11.11	10.98	10.97	11.06	11.05	10.86	10.96	10.90	11.07	11.04	10.97	10.97	11.17	10.99	10.85	9.99	10.02	7.41	7.30	7.12	7.31	
MnO	0.18	0.18	0.18	0.18	0.18	0.18	0.18	0.17	0.17	0.18	0.18	0.18	0.18	0.18	0.18	0.18	0.17	0.16	0.16	0.17	0.16	0.16	0.16	
MgO	7.87	7.53	5.61	7.17	7.30	7.03	5.61	5.50	5.84	5.50	5.80	5.93	5.67	5.84	5.43	5.49	5.01	4.89	4.73	3.17	3.34	3.14	2.82	
CaO	13.04	13.14	12.90	13.13	13.20	13.13	13.19	13.29	13.20	13.19	13.08	13.23	13.18	12.98	12.77	13.18	13.10	12.07	11.92	6.44	6.73	6.65	6.72	
Na <sub>2</sub> O	1.25	1.38	1.56	1.28	1.25	1.25	1.44	1.37	1.44	1.39	1.35	1.24	1.46	1.42	1.46	1.46	1.46	1.95	1.95	3.28	3.41	3.44	3.44	
K <sub>2</sub> O	0.08	0.08	0.11	0.08	0.08	0.09	0.09	0.10	0.11	0.10	0.10	0.10	0.07	0.09	0.05	0.07	0.10	0.22	0.22	0.54	0.53	0.56	0.53	
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.05	0.05	0.05	0.05	0.05	0.05	0.05	0.05	0.05	0.05	0.05	0.05	0.05	0.05	0.06	0.05	0.06	0.06	0.08	0.12	0.11	0.13	0.11	
Total	100.20	99.94	99.91	99.61	99.77	99.58	99.97	100.08	100.26	99.80	99.78	100.98	99.64	99.64	99.46	99.09	99.95	100.07	99.62	98.56	99.18	99.46	98.83	
(ppm)																								
Rb	2	n.d.	2	4	1	2	3	2	1	n.d.	2	2	3	3	1	1	1	2	3	8	6	8	7	
Sr	159	163	181	158	166	168	185	186	189	186	183	179	183	185	182	180	188	185	187	170	166	168	169	
Ba	14	20	18	16	8	18	16	12	20	14	17	16	12	10	21	18	15	37	42	116	104	112	110	
Y	6	6	7	7	6	7	8	6	5	7	7	6	7	6	6	8	6	10	9	24	24	23	22	
Zr	19	24	23	21	18	19	23	22	19	24	21	23	21	20	20	21	24	28	32	59	59	58	60	
Cr	79	79	49	78	84	79	50	48	47	47	47	50	53	44	49	51	44	52	48	69	53	57	63	
Ni	32	33	18	38	37	34	19	22	23	19	20	23	21	23	21	19	20	17	20	14	13	11	5	
Nb	8	8	7	8	5	7	8	7	8	7	8	6	7	7	8	8	8	7	9	11	11	13	10	
No.	24	25	26	27	28	29	30	31	32	33	34	35	36	37	38	39	40	41	42	43	44	45	46	
Stage																								
Type																								
(wt.%)																								
SiO <sub>2</sub>	62.52	62.64	62.74	62.31	61.61	61.91	62.89	62.97	64.33	64.48	64.38	54.55	54.17	54.62	54.63	55.08	54.29	54.15	54.18	54.70	52.58	52.70	49.66	
TiO <sub>2</sub>	0.60	0.59	0.58	0.60	0.57	0.56	0.59	0.58	0.62	0.60	0.62	0.76	0.75	0.76	0.76	0.76	0.76	0.75	0.77	0.75	0.59	0.58	0.63	
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	14.66	14.61	14.58	14.69	14.71	15.03	14.75	14.89	14.84	14.84	14.68	16.44	16.38	16.37	16.39	16.87	16.36	16.42	16.26	16.63	19.17	18.98	19.08	
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	7.49	7.46	7.23	7.60	7.13	7.46	7.34	7.26	7.27	7.26	7.31	11.68	11.54	11.63	11.69	11.59	11.65	11.49	11.68	11.62	10.04	9.97	11.24	
MnO	0.17	0.17	0.16	0.16	0.16	0.16	0.17	0.16	0.16	0.16	0.16	0.20	0.19	0.20	0.20	0.20	0.20	0.20	0.20	0.19	0.15	0.17	0.19	
MgO	2.98	3.29	2.90	3.12	3.22	3.48	3.01	3.17	2.62	2.57	2.69	3.89	3.93	4.03	4.20	3.81	4.06	3.93	3.88	3.92	3.97	4.12	5.33	
CaO	6.55	6.59	6.41	6.90	6.70	7.48	6.88	6.67	6.09	6.30	6.14	9.30	9.38	9.39	9.39	9.51	9.38	9.53	9.41	9.49	10.76	10.87	12.96	
Na <sub>2</sub> O	3.40	3.59	3.61	3.42	3.78	3.35	3.41	3.50	4.37	3.89	4.42	2.66	2.64	2.81	2.65	2.62	2.81	2.69	2.59	2.74	2.15	2.19	1.51	
K <sub>2</sub> O	0.55	0.55	0.56	0.52	0.54	0.49	0.54	0.54	0.58	0.57	0.59	0.31	0.31	0.30	0.31	0.30	0.30	0.30	0.30	0.31	0.27	0.28	0.08	
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.12	0.12	0.12	0.11	0.12	0.11	0.12	0.13	0.13	0.13	0.15	0.18	0.18	0.18	0.18	0.19	0.18	0.17	0.19	0.17	0.08	0.08	0.05	
Total	99.04	99.60	98.88	99.44	98.54	100.04	99.70	99.89	101.02	100.79	101.14	99.96	99.47	100.29	100.38	100.92	100.01	99.63	99.47	100.53	99.75	99.94	100.72	
(ppm)																								
Rb	7	6	7	6	7	5	6	7	13	9	10	3	4	1	3	5	2	3	4	7	3	3	2	
Sr	169	164	165	167	164	165	165	166	169	171	174	186	190	185	190	190	192	189	188	190	195	193	185	
Ba	109	114	111	109	105	102	105	114	127	113	114	67	75	65	61	78	62	77	68	71	46	52	21	
Y	24	23	24	22	24	23	23	23	22	27	26	16	17	16	15	14	17	16	18	17	12	12	8	
Zr	60	60	61	59	61	56	59	62	64	63	61	42	36	40	39	39	37	38	40	39	36	36	22	
Cr	53	53	44	45	53	64	62	46	34	38	39	32	35	35	36	34	36	35	33	33	37	38	45	
Ni	13	14	14	13	15	20	14	19	5	10	10	14	8	11	10	9	11	9	10	13	14	15	20	
Nb	11	11	11	12	12	10	12	11	12	17	14	8	8	7	7	10	8	10	7	9	11	11	8	

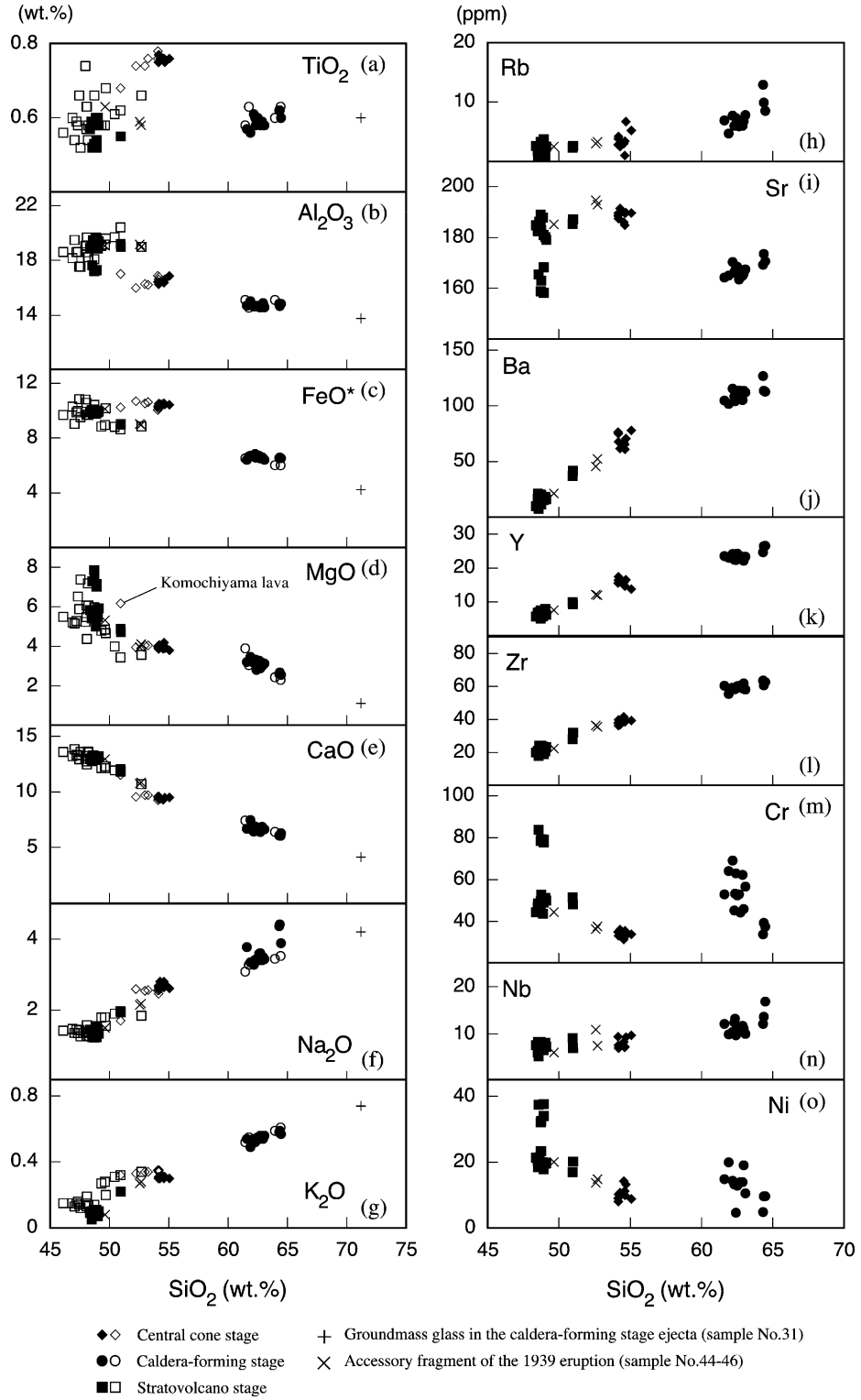


Fig. 3. Harker's variation diagrams for Torishima volcanic rocks. Open symbols indicate the data from Tokyo Metropolitan Government (1992).

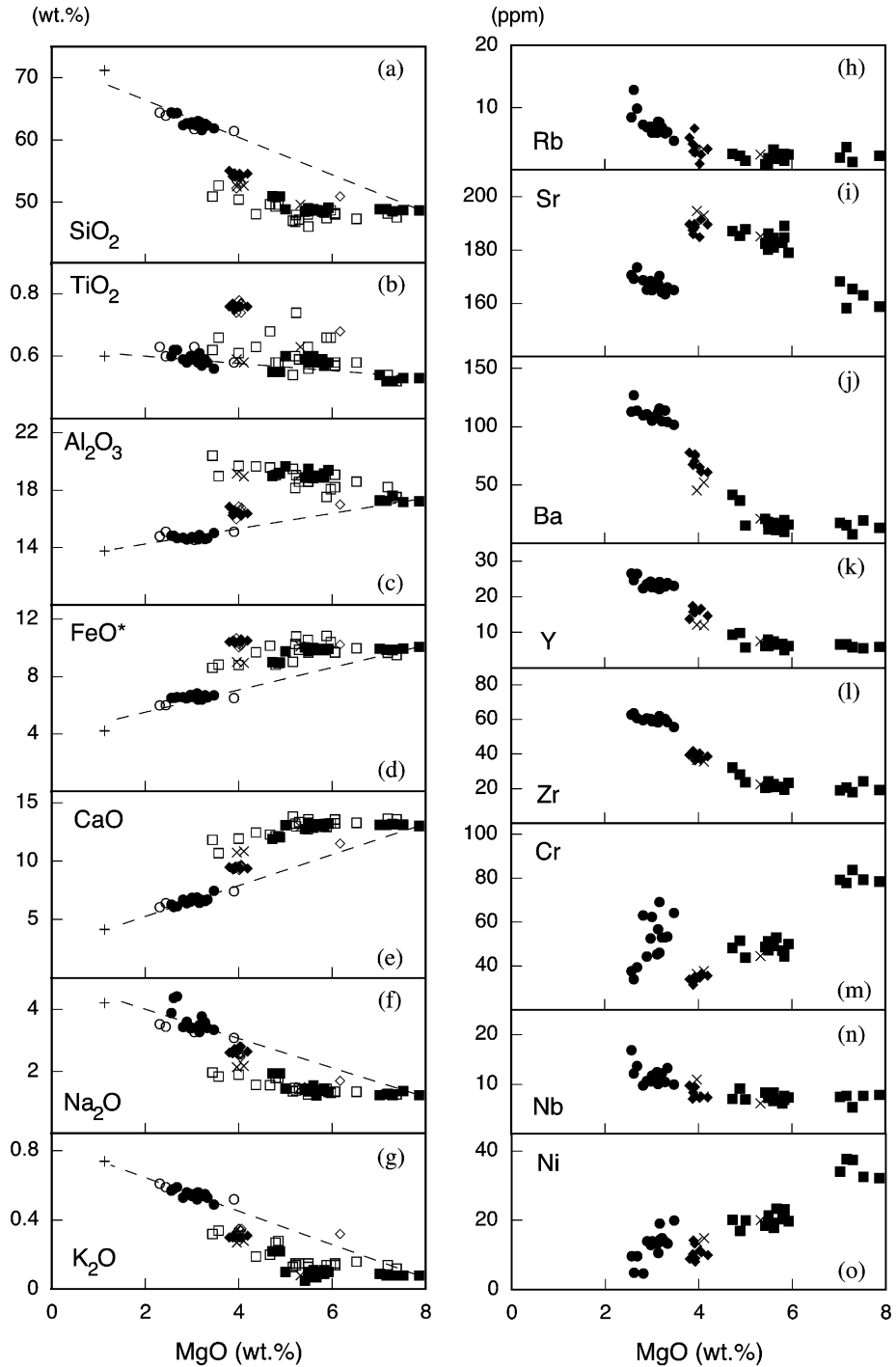


Fig. 4. Variation diagrams for major and trace elements versus MgO. Symbols are the same as in Fig. 3. Broken lines are the mixing lines proposed for the caldera-forming stage (see text for details).



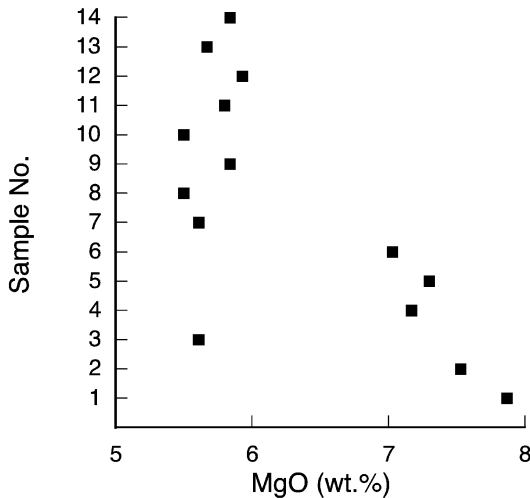


Fig. 5. Variation in MgO content in the strato-volcano lavas exposed at cliff of Hatsunezaki.

## 6-2 カルデラ形成期の岩石

本サンプル (No. 31) では、斜長石斑晶の核部組成は  $An=65-92$  と主成層火山体溶岩 (No. 1) のものより広い範囲を示す (Fig. 6)。これは清楚な斑晶は  $An=78-92$ 、蜂の巣状組織を持つ斑晶では  $An=67-77$  と組成域が分かれる (Fig. 7d) ことも一因である。更に周縁部において、前者が正累帯、後者は逆累帯構造を示す。単斜輝石斑晶はいずれも普通輝石であるが、核部の  $Mg\#$  が 84 付近を示すものと 68-69 を示す 2 種類が認められる。後者は周縁部で  $Mg\#=69-71$  となり、ごく弱い逆累帯構造を示す (Fig. 7e)。斜方輝石斑晶核部の  $Mg\#$  は 62-65 で、周縁部において逆累帯構造を示す (Fig. 7f)。単斜輝石斑晶 (核部の  $Mg\#=68-69$ ) と、斜方輝石斑晶の平衡温度 (Lindsley, 1983) は  $800-900^{\circ}\text{C}$  で (Fig. 8)、周縁部の方が高温側にプロットされる。また、連晶として存在する単斜輝石・斜方輝石斑晶の周縁部組成について、QUILF (Frost and Lindsley, 1993) を用いた計算結果は、 $925 \pm 40^{\circ}\text{C}$  の平衡温度を示した。カンラン石斑晶の核部組成は  $Fo=87$  である (Fig. 7g)。

蜂の巣状構造を持つ斜長石斑晶 (核部組成  $An=72-74$ ) 中のガラス包有物は、同時に分析された石基ガラス 23 点の平均組成とともに流紋岩質組成を示す (Table 3)。

## 6-3 中央火口丘活動期の岩石

本サンプル (No. 36) では、斜長石斑晶の核部組成は  $An=82-95$  と狭く、周縁部組成は  $An=61-86$  の範囲で、正累帯を示す (Figs. 6, 7h)。これに対して微斑晶斜長石は  $An=66$  付近に核部組成が集中する正累帯構造を示し、斜長石核部に関しては  $An=90$  付近と  $An=65$  付近

に頻度のピークを持つバイモーダルな組成分布を示す (Fig. 6)。単斜輝石は、その大半を占める微斑晶はすべてピジョン輝石であり、その核部の  $Mg\#$  は 60-71 で、ほぼ正累帯を示す。また、斜長石 ( $An=94$ ) 斑晶と共に集斑晶として産する単斜輝石は普通輝石で、核部の  $Mg\#$  が 82 である (Fig. 7i)。

## 7. 議 論

鳥島火山の噴出物は、Table 1 に示した噴火ステージの順に、玄武岩 (主成層火山体形成期)・デイサイト (カルデラ形成期)・玄武岩～玄武岩質安山岩 (中央火口丘活動期) と、岩型が著しく変動する。しかし全岩化学組成プロット上で、未分化な玄武岩とデイサイトには直線的な関係が認められる一方で、玄武岩～玄武岩質安山岩には独自のトレンドが認められる (Figs. 3, 4)。未分化玄武岩とデイサイトの間、および一連の玄武岩～玄武岩質安山岩には、各々成因的関連性の存在することが示唆される。以下では、各噴火ステージの噴出物の組成変化を起こす要因について考察する。

### 7-1 主成層火山体形成期の岩石の成因

本ステージの岩石中には斜長石斑晶量が普遍的に 30 vol.% 以上と多量に含まれ (Fig. 9a)、 $MgO$  の減少と共にカンラン石、単斜輝石モードが減少する (Figs. 9b, 9c)。また、 $MgO$  の減少に対して、 $SiO_2$  がほぼ一定であるのに対し (Fig. 4a)、 $Al_2O_3$ 、 $Sr$  が増加する (Fig. 4c, 4i) ことから、伊豆諸島の伊豆大島火山 (藤井・他, 1988; 中野・他, 1988)、八丈鳥島山火山 (津久井・星野, 2002)、青ヶ島火山 (Takada *et al.*, 1992) 等と同様に、斜長石斑晶の玄武岩マグマへの濃集が起きたと考えられる。一方、 $MgO$  の減少と共に  $Cr$ ・ $Ni$  が減少する (Figs. 4m, 4o) ことは、カンラン石・単斜輝石モードの変化を反映していると考えられる。そこで、初寝崎露頭 (Fig. 2) の最下部の溶岩組成 (No. 1,  $MgO=7.9$  wt.%) から、最小自乗法によるマスバランス計算で、最上部の溶岩組成 (No. 14,  $MgO=5.9$  wt.%) の再現を試みた。鉱物組成は、サンプル No. 1 中の斑晶の核部組成を用いた。結果は、No. 1 に斜長石 2.4% を加え、カンラン石 3.4%、普通輝石 5.2% を分別させると、No. 14 によく近似できる (Table 5)。すなわち、本ステージの岩石の全岩化学組成およびモード組成の変化は、マグマ溜まりでの斜長石の濃集と、カンラン石・単斜輝石の分別で説明可能である。この計算結果はまた、No. 1 はより多くのカンラン石・単斜輝石を混染させ、一方、No. 14 がより斜長石を濃集させた、と解釈することも可能である。

### 7-2 カルデラ形成期の岩石の成因

本ステージの岩石は、ハーカー図上で主成層火山体形

成期の岩石と共に、直線的なトレンドを形成する (Fig. 3). 特に主成分元素では、本ステージに属するサンプル (No. 31) 中の石基ガラス組成と主成層火山体溶岩組成を結ぶ直線上に、本ステージの岩石の組成はプロットされる (Figs. 3a-3g). また、サンプル No. 31 中の斜長石には、核部組成が Ca に富み、正累帯を示す清楚な斑晶 (An=78-92) と、核部組成が Ca にやや乏しく、逆累帯を示す蜂の巣状の斑晶 (An=67-77) の 2 種が存在する

(Fig. 7d). 以上の特徴は、本ステージの岩石がマグマ混合によって生じたことを示唆する.

サンプル No. 31 において、蜂の巣状の斜長石斑晶は結晶内部全体に流紋岩質ガラス包有物 (Table 4) を含み、800-900°C の平衡温度を示す両輝石斑晶 (Fig. 8) および磁鉄鉱斑晶と共に集斑晶を形成する. 以上のことから、珪長質端成分マグマは、これらの鉱物と流紋岩質メルトから成ると想定される. 本ステージの岩石の SiO<sub>2</sub> 値

Table 3. Representative compositions of phenocrysts and microphenocrysts in the Torishima volcanic rocks.

rock	No. 1				No. 31						No. 36					
	c	r	c	r	c	r	c	r	c*	r*	c	r	c	r	mc	mr
(wt.%)																
SiO <sub>2</sub>	43.8	44.0	44.4	52.8	44.8	43.4	44.9	48.3	49.9	48.6	43.9	51.8	45.3	45.9	51.2	51.6
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	34.4	35.0	34.3	29.3	35.3	35.7	34.2	32.1	30.0	32.0	35.8	28.9	33.8	33.7	28.7	28.2
FeO	0.8	1.0	0.8	1.4	0.5	0.5	0.7	0.7	0.6	0.7	0.5	1.1	0.7	1.0	1.3	1.2
CaO	19.1	19.5	18.9	13.3	19.6	20.0	18.6	16.0	14.2	16.0	20.1	13.4	18.3	18.1	13.4	13.0
Na <sub>2</sub> O	1.0	0.9	1.3	3.8	0.9	0.6	1.4	2.7	3.7	2.7	0.6	4.0	1.6	1.7	3.9	4.0
K <sub>2</sub> O	0.0	0.0	0.0	0.2	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0
Total	99.1	100.3	99.6	100.7	101.1	100.2	99.7	99.7	98.4	99.9	100.9	99.2	99.6	100.3	98.5	98.0
(mol%)																
An	91.4	92.6	89.2	65.5	92.3	94.8	88.4	76.9	68.2	76.8	94.5	64.7	86.7	85.7	65.7	64.3

c: phenocryst core, r: phenocryst rim, mc: microphenocryst core, mr: microphenocryst rim, \*:shieved phenocryst

rock	No. 1				No. 31						No. 36					
	c	r	c	r	c	r	c	r	c	r	c	r	mc	mr	mc	mr
(wt.%)																
SiO <sub>2</sub>	51.8	51.2	52.2	53.1	51.8	51.8	52.0	52.6	52.6	52.6	51.0	50.3	53.0	52.1	51.8	52.1
TiO <sub>2</sub>	0.5	0.4	0.3	0.3	0.3	0.5	0.4	0.4	0.3	0.4	0.3	0.5	0.2	0.2	0.1	0.3
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	3.2	3.6	4.0	1.6	4.5	3.3	1.6	1.1	1.5	1.4	3.2	4.6	1.1	0.9	0.8	1.3
FeO	8.8	10.3	5.8	8.4	5.4	9.0	11.2	10.7	11.1	10.7	5.9	7.7	17.4	20.8	20.6	20.9
MnO	0.3	0.2	0.1	0.3	0.1	0.4	0.7	0.6	0.4	0.4	0.2	0.2	0.4	0.4	0.6	0.5
MgO	15.6	15.7	15.5	17.0	15.6	15.3	13.4	13.9	13.8	14.2	15.0	14.8	24.2	20.2	19.9	19.9
CaO	19.9	18.3	23.2	19.5	23.1	20.2	20.5	20.9	20.8	20.9	23.0	21.4	1.9	4.1	4.1	4.3
Na <sub>2</sub> O	0.1	0.0	0.0	0.1	0.0	0.1	0.2	0.2	0.2	0.1	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0
Total	100.2	99.8	101.0	100.2	100.7	100.4	99.9	100.3	100.8	100.8	98.4	99.4	98.2	98.8	97.9	99.4
(mol%)																
Wo	40.8	37.8	47.1	38.9	47.1	41.3	41.9	42.4	42.1	42.2	47.4	44.4	3.9	8.5	8.5	8.8
Mg#	75.9	73.0	82.7	78.2	83.7	75.1	68.1	69.7	68.9	70.2	81.9	77.4	71.3	63.4	63.2	62.9

c: phenocryst core, r: phenocryst rim, mc: microphenocryst core, mr: microphenocryst rim

rock	No. 31					
	c	r	c	r	c	r
(wt.%)						
SiO <sub>2</sub>	53.4	52.9	52.6	52.6	52.5	52.9
TiO <sub>2</sub>	0.1	0.3	0.2	0.1	0.2	0.2
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0.8	0.9	0.6	0.6	0.6	0.7
FeO	21.5	21.1	22.0	21.2	23.0	21.1
MnO	0.8	0.9	0.9	0.9	1.1	0.8
MgO	22.2	22.1	21.4	21.7	20.6	21.8
CaO	1.4	1.6	1.5	1.5	1.5	1.4
Na <sub>2</sub> O	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0
Total	100.1	99.6	99.2	98.6	99.6	98.9
(mol%)						
Wo	2.8	3.1	3.1	3.1	3.1	2.9
Mg#	64.8	65.1	63.4	64.6	61.6	64.8

c: phenocryst core, r: phenocryst rim

rock	No. 1				No. 31			
	c	r	c	r	c	r	c	r
(wt.%)								
SiO <sub>2</sub>	40.3	36.8	38.0	38.0	40.6	40.4	41.4	40.0
TiO <sub>2</sub>	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0
FeO	14.2	32.7	24.0	26.6	11.8	11.9	12.1	12.0
MnO	0.2	0.5	0.3	0.4	0.2	0.2	0.2	0.3
MgO	45.1	29.5	37.1	34.9	46.3	46.2	47.3	46.0
NiO	0.2	0.0	0.0	0.0	0.0	0.1	0.2	0.0
CaO	0.3	0.4	0.4	0.3	0.3	0.3	0.2	0.3
Total	100.3	99.9	99.7	100.2	99.1	99.0	101.4	98.6
(mol%)								
Fo	85.0	61.6	73.4	70.1	87.5	87.4	87.5	87.3

c: phenocryst core, r: phenocryst rim

Table 4. Compositions of melt inclusions in plagioclase and groundmass glass for sample No. 31.

	mi			gm**
(wt.%)				
SiO <sub>2</sub>	72.60	72.93	73.05	71.21
TiO <sub>2</sub>	0.56	0.50	0.61	0.60
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	13.15	13.50	13.25	13.78
FeO*	4.83	3.57	3.71	4.23
MnO	0.11	0.12	0.09	0.11
MgO	1.13	0.81	0.81	1.14
CaO	3.00	4.12	4.05	4.16
Na <sub>2</sub> O	3.61	3.54	3.45	4.21
K <sub>2</sub> O	1.00	0.91	0.97	0.74
Total	99.99	100.00	99.99	100.19

mi: melt inclusion, gm: groundmass glass

\* Total iron as FeO

\*\* average composition of 23 analysis points

の上限および、ガラス包有物組成から推定される珪長質端成分マグマの組成範囲は、SiO<sub>2</sub>=65-73 wt.%である。一方、サンプル No. 31 に含まれる、Ca に富む清楚な斜長石 (An=78-92)、単斜輝石 (Mg#=84)、カンラン石 (Fo=87) 斑晶の核部組成は、主成層火山体溶岩 (No. 1) 中の各斑晶鉱物の核部組成 (Fig. 7a, 7b, 7c) と重なる。更に、Fig. 4 では、石基ガラス組成と本ステージの岩石を結ぶ直線を苦鉄質側に延長すると、MgO=8 wt.% 付近で主成層火山体形成期の岩石が形成するトレンドと交差する。以上から、最も未分化な主成層火山体形成期の岩石 (MgO=8 wt.%, SiO<sub>2</sub>=48-49 wt.%) が、苦鉄質端成分マグマに相当すると考えられる。なお、本ステージの岩石のトレンドを MgO=8 wt.% まで延長すると、Ni と Cr は主成層火山体形成期の岩石よりも著しく高濃度となる。これは主成層火山体形成期の岩石と、本ステージの岩石の苦鉄質端成分では、カンラン石やスピネルの斑晶量が異なる可能性が考えられる。

以下に見られる事実は、珪長質端成分マグマが苦鉄質端成分マグマとは独立に生じたことを示唆する。Ba, Nb, Zr は、本研究対象噴出物中の斑晶鉱物に対しインコンパティブル元素としてふるまうため、分別結晶作用でマグマが分化した場合、これらの元素比はほぼ一定となるはずである。しかし、カルデラ形成期の岩石と、主成層火山体形成期の岩石とでは、これらインコンパティブル元素比は異なる (Figs. 10a, 10b)。また、本ステージの岩石は SiO<sub>2</sub>-FeO\*/MgO 区分図 (Miyashiro, 1974) 上で、主成層火山体形成期および中央火口丘活動期の岩石からなるソレイト系列トレンドとは明瞭に異なり、カルクアルカリ系列領域にプロットされる (Fig. 11)。

分別結晶作用以外の珪長質端成分マグマの成因とし

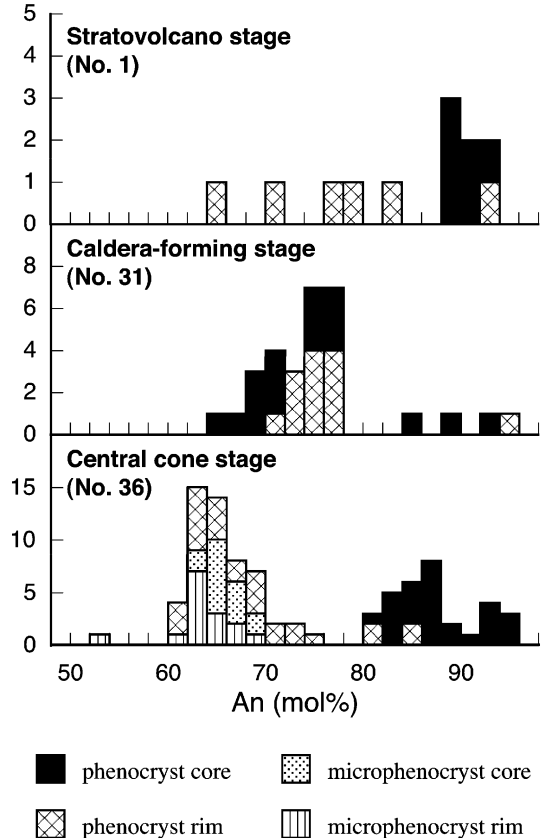


Fig. 6. Histograms of phenocryst and microphenocryst plagioclase composition.

て、マグマの熱による地殻物質の溶融が挙げられる。実際、サンプル No. 31 中のガラス包有物および石基ガラス (Table 4) は、下部地殻苦鉄質岩相当物質の脱水融解実験 (Beard and Lofgren, 1991) で生じた流紋岩質メルトの組成範囲内にプロットされる (Fig. 11)。さらに Fig. 11 において本ステージの岩石は、破線で示された両端成分マグマ (珪長質側は SiO<sub>2</sub>=73 wt.% のガラス包有物組成) の混合トレンド上にプロットされる。この関係は、Fig. 3 および Fig. 4 における、本ステージの岩石と石基ガラス、MgO=8 wt.% の主成層火山体形成期の岩石からなる直線的トレンドと矛盾しない。

### 7-3 中央火口丘活動期の岩石の成因

本ステージの岩石には、マグマ混合と分別結晶作用を示す岩石学的特徴が共に認められる。

マグマ混合を示唆する特徴には以下のものがある。まず、本ステージの岩石中の斑晶鉱物は、大部分が微斑晶として存在し、0.3 mm 以上の斑晶は少ない。サンプル No. 36 中の斜長石および単斜輝石は共に、全体としてバ

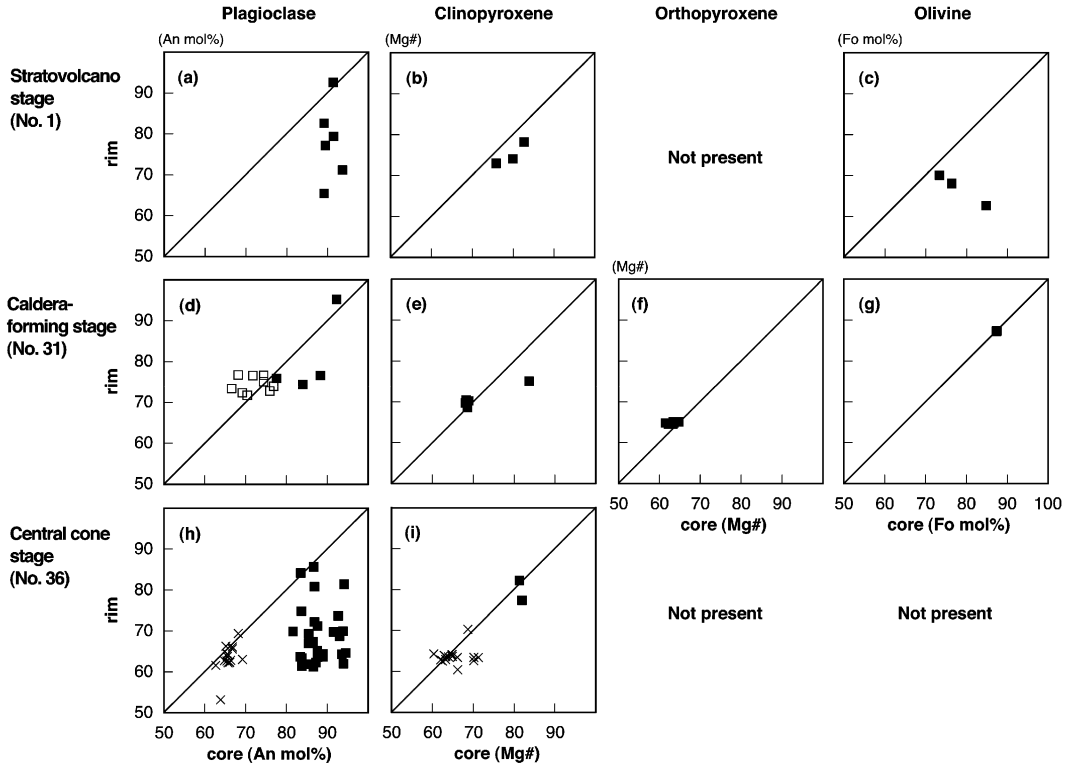


Fig. 7. Core and rim compositions of phenocrysts and microphenocrysts. Solid squares : phenocryst, crosses : microphenocryst, open squares : plagioclase phenocryst with shieved texture.

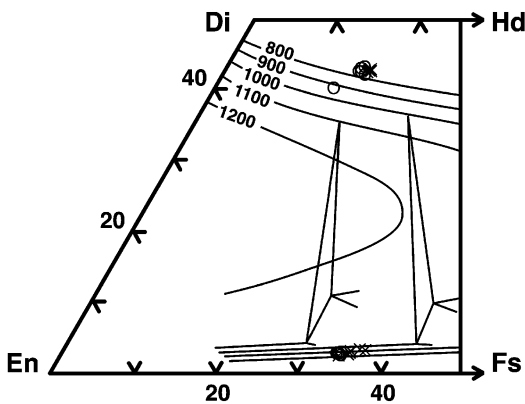


Fig. 8. Chemical compositions of pyroxenes in sample No. 31. The isothermal lines are from Lindsley (1983). Crosses : phenocryst core, open circles : phenocryst rim.

イモーダルな核部組成範囲を示す (Figs. 6, 7h, 7i). また, Zr vs Ba/Zr および Nb/Zr 図上では, 本ステージの岩石を含め鳥島火山岩類は, 低 Zr 組成を持つ主成層火山体形成期の岩石と高 Zr 組成を持つカルデラ形成期の岩石を両端成分とする混合線 (図中の破線を参照) 上にプロットされる (Figs. 10a, 10b). さらにハーカー図 (Fig. 3) 上で, 主成層火山体形成期およびカルデラ形成期の岩石と共に,  $\text{TiO}_2$ ,  $\text{FeO}^*$ , Sr, Cr, Ni を除き直線的なトレンドを形成する. 以上より, マグマの混合プロセスが, 本ステージの岩石の成因にも関与していると考えられる.

一方, 本ステージの岩石は  $\text{SiO}_2$  vs  $\text{FeO}^*/\text{MgO}$  図で, 主成層火山体形成期の岩石と共に一連のソレイト系列トレンドを示すように見える (Fig. 11). また, ハーカー図では  $\text{TiO}_2$ ,  $\text{FeO}^*$ , Sr, Cr, Ni に関して, 主成層火山体形成期の岩石およびカルデラ形成期の岩石を結ぶ混合線上に乗らない (Figs. 3a, 3c). さらに  $\text{MgO}$  vs Oxides 図では, 主成層火山体形成期の岩石と共に, カルデラ形成期の岩石と未分化な主成層火山体形成期の岩石が結ぶ直線から外れたトレンドを形成する (Figs. 4a-4g). これらの事実は, 本ステージの岩石のマグマ進化に, 分別結晶作用が

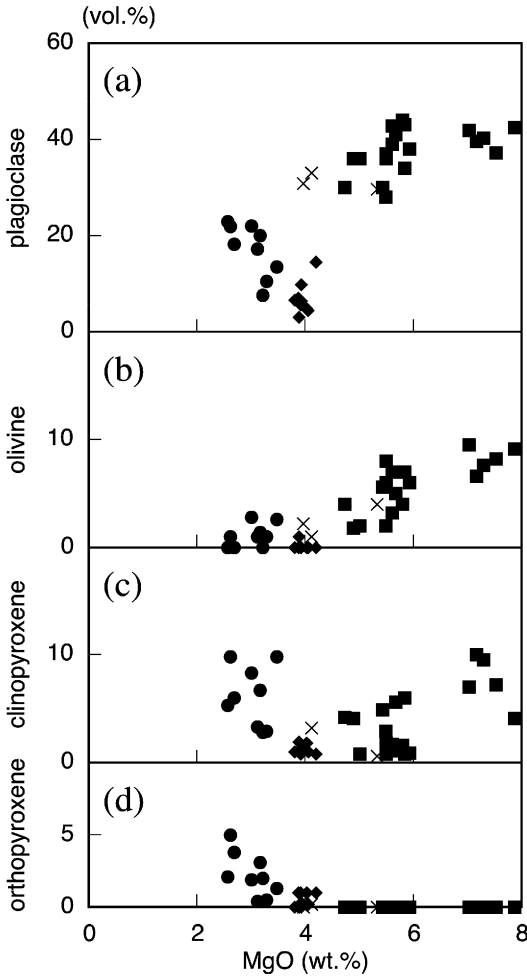


Fig. 9. Variation diagrams for modal compositions versus MgO. Symbols are the same as those in Fig. 3.

関与したことを示唆する。特に MgO の減少に対して、本ステージの岩石が示す  $\text{Al}_2\text{O}_3$  の急激な減少は (Fig. 4 c), 斜長石斑晶モードの変化に対応しており (Fig. 9a), 主成層火山体形成期ではマグマ中に残留していた斜長石斑晶が、マグマの密度低下によって、効率的に分別され

た結果と考えられる。

以上より、本ステージの岩石の成因として、マグマ混合、分別結晶作用という2つのプロセスの競合が考えられる。そこで1つの可能性として、次のようなマグマ分化モデルを検討した。Fig. 12には、本ステージの単斜輝石安山岩(サンプル No. 36)中の斜長石および単斜輝石の中心部組成がプロットされており、両者を主要な分別相と仮定することで、主成層火山体形成期の分化した玄武岩質マグマ ( $\text{MgO}=5 \text{ wt.}\%$ ) から、高  $\text{TiO}_2 \cdot \text{FeO}^*$  組成を持つ仮想的端成分マグマ(仮にマグマ X とする)を導くことができる(図中の実践矢印を参照)。このマグマ X と、カルデラ形成期のデイサイトマグマとの間でマグマ混合が起これば、本ステージの岩石の組成分布は定性的に説明可能である (Fig. 12)。今後、両プロセスの定量的な検討を行うことによって、より具体的なモデルが構築できると考える。

## 8. まとめ

伊豆鳥島火山の噴火史を、3つの噴火ステージに分け、各ステージの岩石記載および、全岩・鉱物化学分析を行った結果、以下のことが明らかとなった。

1) 主成層火山体形成期の岩石は、斑晶鉱物に富む玄武岩であり、その成因は玄武岩マグマ溜まりでの斜長石斑晶の濃集および、カンラン石・単斜輝石斑晶の分別または混入で説明可能である。

2) カルデラ形成期の岩石は、カンラン石斑晶を含むデイサイトであり、その成因は  $\text{MgO}=8 \text{ wt.}\%$  の主成層火山体形成期の玄武岩質マグマと、地殻融解起源の珪長質マグマの混合で説明可能である。

3) 中央火口丘活動期の岩石(硫黄山 1939 年噴出物)は、微斑晶に富む玄武岩質安山岩であり、その岩石学的特徴はマグマ混合と分別結晶作用の両者が本ステージのマグマ分化に関与したことを示唆する。  $\text{MgO}=5 \text{ wt.}\%$  の主成層火山体形成期の玄武岩質マグマが、斜長石および単斜輝石主体の分別結晶作用を行うことで生じる仮想的な高  $\text{TiO}_2 \cdot \text{FeO}^*$  端成分マグマと、カルデラ形成期のデイサイトマグマの混合で、本ステージの岩石の組成分布を説明可能である。

Table 5. A result of least square calculation for fractional differentiation. Plag : plagioclase, Oliv : olivine, Cpx : clinopyroxene. RSS : residual sum of squares.

	sample No.1	Plag An94	Oliv Fo85	Cpx Mg#83	calculated magma	sample No.14	residual
<b>(wt.%)</b>							
SiO <sub>2</sub>	48.67	43.40	40.21	51.70	48.68	48.69	-0.02
TiO <sub>2</sub>	0.53	0.00	0.00	0.26	0.55	0.57	-0.02
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	17.22	35.22	0.00	3.97	19.04	19.02	0.02
FeO*	11.19	0.67	14.36	5.69	11.11	11.04	0.07
MnO	0.18	0.00	0.21	0.09	0.18	0.18	0.00
MgO	7.86	0.00	45.06	15.33	5.89	5.88	0.01
CaO	13.02	19.96	0.17	22.97	13.11	13.06	0.05
Na <sub>2</sub> O	1.25	0.74	0.00	0.00	1.35	1.47	-0.12
K <sub>2</sub> O	0.08	0.00	0.00	0.00	0.09	0.09	0.00
<b>total**</b>	<b>100.00</b>	<b>100.00</b>	<b>100.00</b>	<b>100.00</b>	<b>100.00</b>	<b>100.00</b>	<b>RSS=0.02</b>
<b>volume proportion (%)</b>							
	100.00	-2.38	3.40	5.22	93.76		

\*Total iron as FeO

\*\*Normalized to 100 wt.%

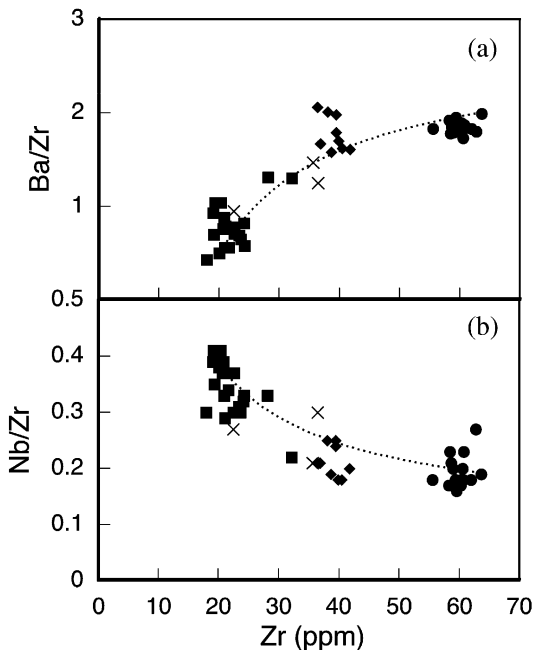


Fig. 10. Variation diagrams for Ba/Zr and Nb/Zr versus Zr. Symbols are the same as in Fig. 3. Dotted line is hypothetical mixing curve.

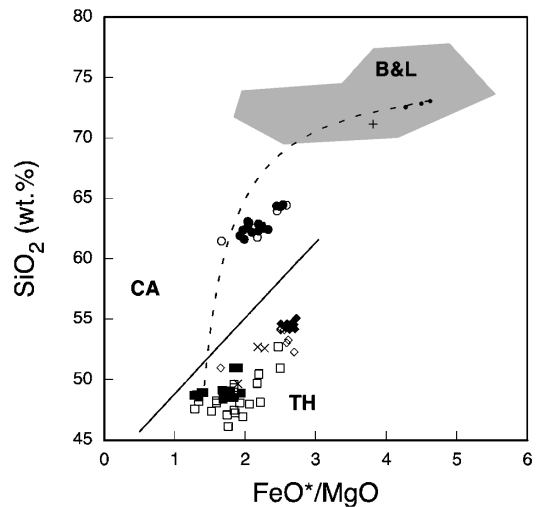


Fig. 11. Variation diagrams for FeO\*/MgO versus SiO<sub>2</sub>. Small dots are melt inclusions of plagioclase in sample No. 31. Other symbols are the same as in Fig. 3. The discrimination line is from Miyashiro(1974). CA : calc-alkali, TH : tholeiite. Shaded field represents selected rhyolitic melt compositions from dehydration experimental data (Beard and Lofgren, 1991). Dotted line is hypothetical mixing curve.

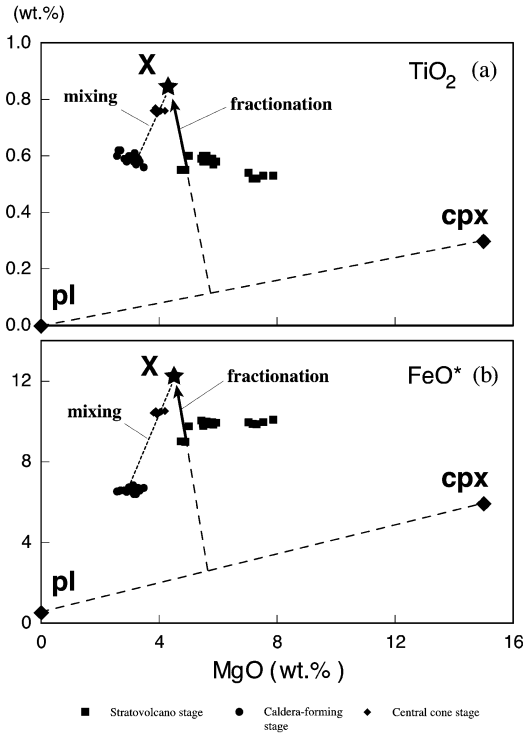


Fig. 12. Variation diagrams for  $\text{TiO}_2$  and  $\text{FeO}^*$  versus  $\text{MgO}$  showing relationship among volcanic rocks of stratovolcano stage, caldera-forming stage and central cone stage. Pl: plagioclase, Cpx: clinopyroxene.

## 謝 辞

本研究を進めるにあたり、現地調査では(財)山階鳥類研究所の佐藤文男氏をはじめとする第44次鳥島アホドリ調査隊の皆様にお世話になりました。蛍光X線分析に際しては、九州大学理学研究院地球惑星科学部門岩石循環科学研究分野の皆様にお世話になりました。また、柳孝氏には粗稿を見ていただきました。査読者である藤縄明彦氏と一名の匿名の査読者、編集担当の東宮昭彦氏の助言によって、本論文の内容は大きく改善されました。以上の方々に深く感謝いたします。

## 引用文献

- Beard, J. S. and Lofgren, G. E. (1991) Dehydration melting and water-saturated melting of basaltic and andesitic greenstones and amphibolites at 1, 3, and 6.9 kb. *J. Petrol.*, **32**, 365–401.
- Frost, B. R. and Lindsley, D. H. (1993) Equilibria among Fe-Ti oxides, pyroxenes, olivine, and quartz: Part II. Application. *Amer. Mineralogist.*, **77**, 1004–1020.
- 藤井敏嗣・荒牧重雄・金子隆之・小沢一仁・川辺禎久・福岡孝昭 (1988) 伊豆大島火山 1986 年噴火噴出物の岩石学的特徴. *火山*, **33**, S234-S254.
- 本多 彪・諏訪 彰・竹山一郎・多賀 将 (1954) 東京都鳥島火山の地形と地質. *験震時報*, **19**, 15–23.
- 猪間收三朗 (1902) 鳥島破裂実検記. *地学雑*, **14**, 630–640.
- 伊藤弘志・大谷康夫・小野智三・大島 治・成田 学・山野寛之・佐藤勝彦・渡邊健志・小河原秀水 (2003) 鳥島火山 2002 年噴火の経緯. *火山*, **48**, 235–239.
- 神保子虎 (1903) 明治三十五年八月鳥島火山噴出後ノ地勢調査報文. *震災予防調査会報告*, **43**, 43–48.
- 金原信泰 (1903) 鳥島の破裂. *地学雑*, **15**, 211–220, 296–304.
- Lindsley, D. H. (1983) Pyroxene thermometry. *Amer. Mineralogist.*, **68**, 477–493.
- Miyashiro, A. (1974) Volcanic rock series in island arcs and active continental margins. *Amer. J. Sci.*, **274**, 321–335.
- 中野 俊・富樫茂子・山元孝広 (1988) 1986 年伊豆大島火山噴出物の化学組成および鉱物組成. *火山*, **33**, S 255-S264.
- 西村萬壽・猪間收三朗 (1903) 鳥島破裂調査概報. *震災予防調査会報告*, **43**, 35–41.
- 大森房良 (1902) 鳥島破裂概報. *地学雑*, **14**, 665–674, 728–737, 819–826.
- Takada, A., Oshima, O., Aramaki, S., Ono, K., Yoshida, T. and Kajima, K. (1992) Geology of Aogashima Volcano, Izu Islands, Japan. *Bull. Volcanol. Soc. Japan*, **37**, 233–250.
- 高島 彰 (1951) 東京都鳥島火山調査報告. *地調月報*, **2**, 547–552.
- 田中館秀三 (1940) 昭和 14 年来の鳥島噴火概報. *地質雑*, **47**, 378–403.
- 東京都 (1992) 伊豆諸島における火山噴火の特質及び火山防災に対する調査研究資料集 (地学編). 374 p.
- 津久井雅志・星野希宜 (2002) 八丈島西山火山のマグマの分化. *火山*, **47**, 57–72.

(編集担当 東宮昭彦)