隠岐島後における末期中新世，隠岐アルカリ 火山岩類の地質とマグマ供給系

Magma plumbing systems of the Latest Miocene Oki Alkaline
Volcanic Group, Oki-Dogo Island, SW Japan, based
on geology and petrology

小林 伸治 (Shinji KOBAYASHI)*

沢田 順弘 (Yoshihiro SAWADA)**

吉田 武義 (Takeyoshi YOSHIDA)*

A huge volume of lavas and pyroclastic rocks were erupted in Oki-Dogo island in the latest Miocene. They compose the Oki Alkaline Volcanic Group, the Hei Trachyte Group, the Tsuzurao Volcanic Group and the Tokage Trachyte Group. We examine the geology, petrography and geochemistry mainly for the Oki Alkaline Group, and present a magma plumbing story in the latest Miocene age.

The rocks from the Oki Alkaline Volcanic Group are shoshonite, trachyandesite, trachyte and rhyolite, based on their chemical composition and stratigraphy. The trachytes are divided into Trachyte-1 (Nb 35-50 ppm) and -2 (Nb 49-75 ppm), and the rhyolites are divided into Lower Rhyolites (Moderate-SiO₂: 71.4-73.6 wt%), Middle Rhyolites (High-SiO₂: 74.7-75.7 wt%), and Upper Rhyolites (Low-SiO₂: 70.7-71.6 wt%). Lower Rhyolites, Trachyte-1 were formed at the early volcanic stage. Middle Rhyolites, Trachyte-1 were formed at the middle stage, and Upper Rhyolites, Trachytes-1 and -2, trachyandesite and shoshonite were formed at the later stage. Rhyolitic lava domes with different compositions and feeder dikes of trachyte corresponding to individual volcanic vents occur at a number of places. This may indicate that the eruptions took place from several different vents aligned along a circular fracture.

Lower Rhyolites were derived from the lower crust, and Middle Rhyolites were derived from middle crust by partial melting processes. While, Upper Rhyolites, Trachyte-2 and trachyandesite were generated by fractional crystallization from shoshonite magma. The heat source triggered melting of the crusts is inferred to be latent heat of crystallization in the mafic magma. These rhyolite to shoshonite magmas could have ascended through the ring fractures formed by the doming event, and have consolidated as the rocks composing the Oki Alkaline Volcanic Group. After the formation of this group, Cauldron collapse, and it is followed by the eruption of the Hei Trachyte Group and the Tsuzurao Volcanic Group. In the early Pliocene, The tectonic environment of the crust changed from a compressive to an extensional stress field. Then the eruption of the Omine Group and the Tokage Trachyte Group took place.

Keywords: Geology, Stratigraphy, The Oki Alkaline Volcanic Group, Tectonic event, Magmatic evolution, Miocene, Oki-Dogo

(平成 13 年 8 月 6 日受付，平成 14 年 3 月 18 日受理)

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

**島根大学総合理工学部地球資源環境学教室，〒 690-8504 松江市西川津町 1060

*Institute of Mineralogy, Petrology and Economic Geology, Graduate School of Science, Tohoku University, Aoba, Sendai 980-8578, Japan

**Department of Geoscience, Faculty of Science and Engineering, Shimane University, 1060 Nishikawatsu-cho, Matsue 690-8504, Japan

I. はじめに

島根県沖約 60 km の日本海に位置する隠岐島後 (以後島後と呼ぶ) は隠岐群島中最大で、直径約 17~18 km のほぼ円形の島である。島後の地質については山上 (1895) や 冨田 (1927~1932) 以来古くから多くの報告があり、その特徴として、島の半分以上を覆う多量のアルカリ火山岩類の存在があげられている (Fig. 1)。特に末期中新世には多様なアルカリ火山岩類が活動しており、これらは隠岐アルカリ火山岩類、平粗面岩類、葛尾火山岩類、トカゲ岩粗面岩に分けられている (Uchimizu, 1966; 小林・沢田, 1998; 沢田ら, 1999)。それらの K-Ar 年代は、隠岐アルカリ火山岩類の全岩年代が 5.5~5.4 Ma (Uto *et al.*, 1994)、葛尾火山岩類に属する粗面岩中のサニディンによる年代が 5.45±0.17 Ma (沢田ら, 未発表データ) であり、また 5.4~5.7 Ma の全岩年代を示すシヨシヨナイト (藤巻ら, 1989; ミュジアライトと記載) も分布する (Fig. 2A)。これらのことから、5~6 Ma 頃は多様なアルカリ火山岩類が広く活動していた時期であったといえる。これらの火山岩について多くの岩石学的研究がなされているが、隠岐アルカリ火山岩類についての詳しい地質学的研究は少ない。また、石田 (1985) が島後西部地域において定義した油井層が、山崎

(1998) により^{こおり}累層と隠岐粗面岩一流紋岩類 (隠岐アルカリ火山岩類) の一部として再定義されるなど、まだ解決すべき問題が残されている。

小林・沢田 (1998) は島後北西部に分布する隠岐アルカリ火山岩類についての詳細な地質学的データと全岩およびガラスの化学組成に基づき、隠岐アルカリ火山岩類の主要なメンバーである流紋岩類には起源の異なる 2 種類が存在することを明らかにした。本論文では、隠岐アルカリ火山岩類についてのマグマ成因論や、そのダイナミックスを明らかにするために、全島的な地質調査を行い、特に火山層序学、火山構造、火道の位置などを検討する。また岩石記載、構成鉱物の化学組成、全岩およびガラスの組成から、マグマの多様性についても明らかにする。それらに基づき、島後において最も火山活動が活発に起こった末期中新世火山活動の全容を明らかにし、それらの成因、マグマ相互の関係、ダイナミックスについて論じる。

II. 地 質

1. 地質概略

島後の地質は、島後北東部に分布するドーム状の片状構造を示す (葛尾山ドーム) 先第三紀の隠岐片麻岩類と「陸弧ステージ」(26~23 Ma) のカルクアルカリ火山岩類から

Fig. 1. Geological map of Oki-Dogo Island (modified from Yamasaki, 1998). Distribution of the Tsuzurao Volcanic Group is after Sawada *et al.* (1999).

Fig. 2. Stratigraphy and ages of latest Miocene and early Pliocene volcanic and sedimentary rocks in Oki-Dogo island.

A: for previous works, and B: for this study.

ときばりやま
なる時張山累層，日本海形成に伴う「リフティングステージ」(20~10 Ma) のカルクアルカリ火山岩類 (一部ショショナイトを含む) や堆積岩類からなる郡累層と，主に堆積岩類からなる久見累層，隆起，離水し現在の島後の地形骨格が形成された「隆起・陸化およびドーミングステージ」(10~5.5 Ma) の末期に形成された，主に堆積岩類からなる都万累層と大規模な中〜酸性アルカリ火山岩類，そして「傾動ステージ」(4.5~0.6 Ma) に伴うアルカリ玄武岩類に大分される (山崎, 1998)。陸弧ステージおよびリフティングステージの初期から末期中新世まで，火成活動はほとんど認められない (Fig. 1; 例えば Uchimizu, 1966; Hoshino, 1979; 小林ら, 1980; 山崎, 1998; Uto et al., 1994)。

Uchimizu (1966) によれば末期中新世のアルカリ火山岩類の層序は，Figure 2A に示すように，下位から「隠岐アルカリ火山岩類」(隠岐粗面岩一流紋岩類と記載)，「平粗面岩類」，「葛尾火山岩類」(葛尾石英流紋岩類と記載)，「トカゲ岩粗面岩」(含エジリン粗面岩質岩脈と記載) の順である。今回の調査でも隠岐アルカリ火山岩類と平粗面岩類との上下関係は認められた。しかしながら，平粗面岩類の活動後に噴出したとされる葛尾火山岩類と，隠岐アルカリ火山岩類や平粗面岩類との直接の関係は不明である。沢田ら (1999) の報告によれば，葛尾山ドーム頂部には円形の凹地があり，カルデラ状の構造を成している。葛尾火山岩類は，主に火砕流堆積物や流紋岩溶岩からなり，この凹地を埋め

て分布する (沢田ら, 1999)。本論ではこの凹地を「葛尾山カルデラ」と呼ぶことにする。葛尾火山岩類を貫く岩脈として産するトカゲ岩粗面岩は、島後に見られる他の火山岩類とは大きく異なる全岩組成を示し (徐ら, 1987; Xu, 1988; 沢田ら, 2000), 独立した火山岩グループ (Uchimizu, 1966; 徐ら, 1987; Xu, 1988), または葛尾火山岩類に属する (松本, 1984) とされてきたが, その Sr 同位体比初生値 (SrI 値: 0.70516) は鮮新世~第四紀の大峯玄武岩類 (0.70502) や, 藤巻ら (1991) により報告された西郷玄武岩類 (0.70490-0.70512) の SrI 値に類似している (小林ら, 2000)。以上の諸事実に基づき, 末期中新世に活動した火山岩類についての層序関係を新たに提案し Figure 2B に示す。Figure 2B には, すでに報告されている放射年代 (Fig. 2A) を, 本論における岩石区分に対応して示す。

2. 隠岐アルカリ火山岩類の地質

Uchimizu (1966) は, 島後の北東部を除く全域に分布する鮮新統の粗面岩類と流紋岩類を一括して隠岐粗面岩一流紋岩類とした。これは大部分が溶岩流からなり, 火砕岩は数% 前後と少ない。その総体積は約 21 km³ と見積もられている (松本, 1984)。その後, 島後北西地域にはシヨシヨナイトのシートや溶岩も認められ, 全岩 K-Ar 年代で見るとこれらのシヨシヨナイトが隠岐粗面岩一流紋岩類と, 同時期に活動したと考えられることから, 小林・沢田 (1998) はこれらを一括して「隠岐アルカリ火山岩類」と命名した。今回, 小林・沢田 (1998) によって報告された島後北西部と合わせて, 他地域に分布する隠岐アルカリ火山岩類についても詳細な地質調査を行なった。その結果, 島後南部地域には粗面安山岩溶岩も認められた。そこで, 本論では「隠岐アルカリ火山岩類」を再定義し, 島後の北東部を除く全域に分布する末期中新世のアルカリ質火山岩類で, 流紋岩類と粗面岩類を主とし, 少量の粗面玄武岩を含むシヨシヨナイト, および粗面安山岩を伴う火山岩類とする。地質図, 断面図, ルート柱状図をそれぞれ Figure 3 から Figure 8 に示した。本火山岩類は大きく下部層, 中部層, 上部層に区分される。また各層ごとの流紋岩類の全岩化学組成 (SiO₂ 量) には違いがあり, 上部層では最も SiO₂ に乏しく, 中部層では最も SiO₂ に富んでいる。また, 下部層では, 上部層よりも SiO₂ に富み, 中部層よりも SiO₂ に乏しい。粗面岩類もまた層序, 岩石記載, 全岩化学組成 (Nb 含有量) により大きく 2 つのグループに区分が可能であり, 下部層から上部層で流紋岩類と互層する粗面岩類 1, 上部層にのみ認められる粗面岩類 2 からなる。流紋岩類については分布地域, 記載岩石学, 全岩化学組成 (特に Nb, Zr 含有量) に基づきさらに細分できるので, 以下に分布地域ごとに地質および模式地を報告する。

(1) 島後北西部

小林・沢田 (1998) は本地域に分布する流紋岩類について, 下部層に属し SiO₂ に比較的乏しいグループを流紋岩 A, 中部層に属し SiO₂ に富むグループを流紋岩 B として区分した。しかしながら, 他地域で同じころ活動した流紋岩

類とは, 岩石記載, 全岩化学組成 (特に Nb, Zr 含有量) が異なるため, ここではこれらを, 「五箇流紋岩類」, 「久見流紋岩類」とし, 他地域の流紋岩類と区分した (Fig. 3)。火砕岩類については, 層序学的に下位から上位に向かって火砕岩 1 から 11 に区分できる (小林・沢田, 1998)。これら火山岩類の地質および岩相については, 小林・沢田 (1998) に詳しく記載されているため, 以下に新たな岩石区分と名称にしたがって, 各層の模式地および構成岩類のみを示す。

〈下部層〉模式地は大嶺トンネルから南東約 300 m の沢沿い, および長尾田川中流域 (Fig. 4, ルート 5, 10)。五箇流紋岩類の溶岩, 粗面岩類 1 の溶岩と岩床および流紋岩質粗面岩質火砕岩からなる。

〈中部層〉模式地は岳山の北西約 500 m の代川上流域, および空峰山の東方約 600 m の沢の中流域から上流域 (Fig. 4, ルート 23, 29)。久見流紋岩類の溶岩, 粗面岩類 1 の溶岩と岩脈, および流紋岩質火砕岩からなる。

〈上部層〉模式地は横尾山周辺, および都万村の南方北側の山嶺周辺 (Fig. 4, ルート 1, 2)。主に粗面岩類 2 の溶岩からなり, シヨシヨナイト溶岩と岩床を伴い, それらに挟まれる粗面岩質火砕岩からなる。

(2) 島後北部

本地域の隠岐アルカリ火山岩類上部層は, 主に流紋岩溶岩とその火砕岩からなる。これは層序, 岩石記載, 全岩化学組成 (乏しい SiO₂ 量, および他の流紋岩と比較して微量元素含有量が比較的一定の値を示す) が, 他の流紋岩類と異なるので, ここでは「白島流紋岩類」と命名する。本流紋岩類は, 白島海岸一帯にのみ分布し, 隠岐アルカリ火山岩類に属する流紋岩中最も SiO₂ に乏しく, 本地域の上部層にのみ分布する。これらは, 横尾山一帯に広く分布する粗面岩類と同時に異相であり, 火砕岩については火砕岩 12 として前述の火砕岩 1~11 と区分した (Fig. 5)。

〈中部層〉本地域で見られる中部層は久見流紋岩類に属する流紋岩溶岩とそれに挟まれる火砕岩 4 および火砕岩 5 からなる。火砕岩 5 は火砕流堆積物で, 伊後や西村では強溶結しているが, 寿仙崖~白島崎では溶結を示さないよく成層した水中堆積物からなる。

〈上部層〉模式地は伊後の北西約 1 km の沢の中流域から上流域, および白島崎一帯 (Fig. 8, ルート C, B)。これは中部層を整合に覆い, 白島流紋岩類の溶岩, 粗面岩類 1 の岩脈, および流紋岩質火砕岩からなる。白島流紋岩類の溶岩は青灰色~灰色を示し, 一部縞状構造を示す。この溶岩類は寿仙崖や白島崎東方約 250 m の海岸で火砕岩 5 を覆っている。隠岐白島海岸では大峯玄武岩に伴う 2 枚の玄武岩溶岩が本火山岩類にアバットしている。

白島流紋岩類の溶岩は一枚の流紋岩質火砕岩層を挟む。この火砕岩 12 の最大層厚は約 50 m で, 下位は火砕流堆積物からなり上位は降下火砕堆積物である。火砕流堆積物の側方への連続性は悪く, 降下火砕堆積物のみが広範囲に分布する。火砕流堆積物には最大 3 cm の流紋岩, 黒曜石の角礫状岩片が含まれ, 降下火砕堆積物は岩片が少なく軽石と

Fig. 3. Geological map and cross sections of the northwestern part of Oki-Dogo island (modified from Kobayashi and Sawada, 1998).

Fig. 4. Columnar sections from northwestern Oki-Dogo island (modified from Kobayashi and Sawada, 1998).

Fig. 5. Geological map of the northern part of Oki-Dogo island.

火山灰に富む。

(3) 島後南西～南東部

本地域の隠岐アルカリ火山岩類も北西部同様、大きく下部層、中部層、上部層に区分できる。本地域の上部層に流紋岩は見られず、下部層および中部層の流紋岩類について、北西部同様の SiO_2 量についての特徴が認められる。下部層流紋岩類は広く分布しており、五箇流紋岩類の分布域と比べても、単一の噴出源からこれらが供給されたとは考えにくい。そこで下部層流紋岩類をさらに二分した。また、島後北西部の下部層、中部層を構成する流紋岩溶岩とは岩石記載、全岩化学組成（特に Nb, Zr 含有量）が異なるため、本地域の下部層、中部層流紋岩類を以下のように命名した。

加茂流紋岩類: 隠岐アルカリ火山岩類の中部層を構成し、小湫山一帯に分布する。

都万流紋岩類: 隠岐アルカリ火山岩類の下部層を構成し、都万村一帯に分布する。

西郷流紋岩類: 隠岐アルカリ火山岩類の下部層を構成し、西郷湾周辺に分布する。

本地域の下部層は粗面岩類 1 の溶岩、都万流紋岩類および西郷流紋岩類の溶岩と火砕岩からなる。中部層は粗面岩類 1 の溶岩と加茂流紋岩類の溶岩と火砕岩からなる。上部層はショショナイトの溶岩と岩脈、粗面安山岩の溶岩、粗面岩類 1 および粗面岩類 2 の溶岩と火砕岩からなる。火砕岩類については、層序的に下位から上位へ火砕岩 a～f に区分した。このうち a, b は同時異相の関係にある (Fig. 6)。

〈下部層: 都万村一帯〉模式地は高田山の東約 500 m の沢沿い、および 1.5 km の沢沿い (Fig. 7, ルート g, o)。本地域の下部層は都万流紋岩類の溶岩と火砕岩からなり、大津久、歌木そして鳥越峠の北方で久見累層を不整合に覆い、

Fig. 7. Columnar sections from the southwestern and southeastern part of Oki-Dogo island.

都万村^{なかざと}中里^{かまや}や釜谷で都万累層を覆う。山崎 (1984, 1998) によれば、都万累層は下部の釜谷砂岩部層と上部の中里凝灰質砂岩部層に区分され、後者は主によく成層した凝灰岩質砂岩で、泥岩やシルト岩を含み、しばしば砂礫岩および黒曜石岩片を含む酸性凝灰岩を数層挟む。この凝灰岩質砂岩部層中には、最大 20 cm、平均約 3 cm の隠岐アルカリ火山岩類の流紋岩質垂円礫や円礫も含まれることから、都万累層上部は、隠岐アルカリ火山岩類と指交関係にある。

都万流紋岩類の溶岩は球顆は持たないが淡赤色と白色の流動縞状構造を示す。流紋岩溶岩は 4 層あり、その厚さは、最大約 150~200 m で五箇流紋岩類の溶岩より薄く、側方への連続性が悪い。これらは唐尾トンネル^{からお}の北約 1 km の尾根で加茂流紋岩類の溶岩に覆われる。

都万流紋岩類の溶岩は 3 枚の流紋岩質火砕岩層を挟む(下から火砕岩 a, c, d)。火砕岩 a の岩相および層厚の側方変化は著しく、高田山の南南西約 500 m の地点、山里の南約 250 m の沢、壇鏡滝の下流域では最大層厚約 70 m に達する水中堆積物であるが、歌木の南約 1.3 km の沢 (Fig. 7, ルート n) では層厚 1 m 程度の流紋岩質溶結凝灰岩である。前者は、主によく成層した軽石層を多く含む凝灰岩質砂岩からなり、最大 15 cm、平均約 5 cm の流紋岩や黒曜石の角礫や垂角礫を含む。また、本火砕岩は局所的に約 1 m の流紋岩の礫を多く含む。火砕岩 c は降下火砕堆積物で、数 cm 程度の流紋岩質火山岩片を含む流紋岩質軽石凝灰岩からなる。火砕岩 d の下位は火砕流堆積物で、上位は降下火砕堆積物である。前者は強溶結の流紋岩質溶結凝灰岩、流紋岩、黒曜石の岩片を含む非溶結火山角礫岩~凝灰角礫岩からなる。降下火砕堆積物は火砕岩 c に比べて明らかに軽石量に乏しく、流紋岩、黒曜石の岩片を含む非溶結流紋岩質火山礫凝灰岩や凝灰岩からなる。

〈下部層: 西郷湾周辺〉模式地は飯ノ山西側の採石場跡とその南側の沢沿い、および金峯山東側の沢沿い (Fig. 7, ルート aa, ab, ad)。本地域の下部層は西郷流紋岩類の溶岩と火砕岩、粗面岩類 1 の溶岩からなり、飯ノ山の北西約 400 m の採石場跡で都万類層や久見類層を不整合に覆い、隠岐空港一帯に分布する岬玄武岩類によって不整合に覆われる。金峯山山頂では粗面安山岩に覆われる。

西郷流紋岩類の溶岩は淡赤色~淡紫色と白色の流動縞状構造を示す。本流紋岩類は火砕岩 b を一枚挟在する。これは主に降下火砕堆積物で、流紋岩質軽石凝灰岩や流紋岩、黒曜石の岩片を含む流紋岩質火山礫凝灰岩からなる。飯ノ山西側の採石場跡では、粗面岩類 1 の溶岩を覆っている本火砕岩中に、最大径 1 cm、平均粒径 4 mm の火山豆石が多く見られる。上部の軽石凝灰岩は酸化し橙色を呈す。

〈中部層〉模式地は小鉢山東側の沢沿い、および神尾から箕浦にかけての海岸沿い (Fig. 7, ルート z)。本地域の中部層は唐尾トンネル北側で下部層を覆い、加茂から西田にかけて久見類層を不整合に覆う。加茂流紋岩類の溶岩と火砕岩、粗面岩類 1 の溶岩からなる。

加茂流紋岩は淡赤色と白色の流動縞状構造や稀に球顆

状を示す。本流紋岩類は 2 枚の火砕岩 (下位から火砕岩 e, f) を挟む。火砕岩 e の岩相および層厚の側方変化は著しく、神尾の北西約 500 m の道路沿いでは、流紋岩、黒曜石の岩片を含む層厚約 10 m の流紋岩質軽石凝灰岩や火山礫凝灰岩、加茂漁港の西側の道路沿いでは層厚数 m 程度の流紋岩質火山礫凝灰岩からなる。これらは一部降下火砕堆積物であるが、主に火砕流堆積物からなる。加茂漁港の東側から箕浦や西田にかけては、砂岩層が挟在されることから水中堆積物であると考えられる。層厚は約 70 m に達し、最上部の一部で溶結構造が認められる。火砕岩 f は降下火砕堆積物で、流紋岩、黒曜石の岩片を含む流紋岩質軽石凝灰岩からなる。

〈上部層〉模式地は寺山山腹の林道沿い、および蛸木の海岸沿い。上部層は下部層を直接に覆い、粗面岩類 1、粗面岩類 2 の溶岩、ショショナイトの溶岩と岩床、粗面安山岩の溶岩からなる。寺山山頂ではショショナイトの溶岩が粗面岩類 2 の溶岩を覆っている。粗面安山岩溶岩は蛸木の海岸沿い、金峯山山頂でのみ活動が認められる。上里の北方一帯には大規模な崖錐堆積物が分布し、久見累層、都万累層、都万流紋岩類の溶岩を覆い、粗面岩類 1 の溶岩により覆われる。さらに本崖錐堆積物に含まれる岩片は、主に流紋岩や粗面岩であり、軽石凝灰岩からなる降下火砕堆積物を挟む。これらのことから、この崖錐堆積物は隠岐アルカリ火山岩類の活動期に形成された、「古崖錐堆積物」である。古崖錐堆積物は島後北方地域の長尾田から福浦に至るトンネル沿いにも認められる。

以上の地質学的諸事実は以下のようにまとめられる。

(1) 隠岐アルカリ火山岩類は下部層、中部層、上部層に区分される (Figs. 8 and 9)。また流紋岩類は層序と全岩化学組成 (SiO_2 量) から、上部層に属する最も SiO_2 に乏しい流紋岩類、中部層に属する SiO_2 に最も富む流紋岩類、下部層に属し上部層流紋岩類よりも SiO_2 に富み、中部層流紋岩類よりも SiO_2 に乏しい流紋岩類に大きく三分できる (Fig. 12)。粗面岩類は層序、岩石記載および全岩化学組成 (Nb 含有量) から、下部層~上部層で流紋岩類と互層する粗面岩および火砕岩 (粗面岩類 1)、上部層に属し、粗面岩類 1 に遅れて活動した粗面岩および火砕岩 (粗面岩類 2) に二分できる。また、本火山岩類の上部層にはショショナイト、粗面安山岩の活動も認められる。

(2) 石田 (1985) は隠岐アルカリ火山岩類 (隠岐粗面岩一類流紋岩類) の特徴について、火砕岩に比べて溶岩が多く、その流動単位が厚く、分布が広いとし、かなりの流動性をもって多量に噴出したと述べている。しかし、島後北西部に分布する隠岐アルカリ火山岩類の流紋岩類は、下部層の五箇流紋岩類と中部層の久見流紋岩類に二分でき、従来、流紋岩とされた、油井で郡累層を直接覆う溶岩が粗面岩類 1 の溶岩であることから、流紋岩溶岩の流動単位の分布面積は従来考えられていたほど広くはない (小林・沢田, 1998)。

本論にて報告した他地域の下部層、中部層流紋岩類は、

Fig. 8. Correlation of the main columnar sections of the Oki Alkaline Volcanic Group. Ornaments as in Figures 3-7.

五箇流紋岩類、久見流紋岩類と岩石記載および全岩化学組成 (特に Nb, Zr 含有量) がそれぞれ異なることから、隠岐アルカリ火山岩類の全分布域における流紋岩類は以下のよう

- 〈島後北部〉 上部層流紋岩類: 白島流紋岩類
- 〈島後北西部〉 中部層流紋岩類: 久見流紋岩類
- 下部層流紋岩類: 五箇流紋岩類
- 〈島後南西～南東部〉 中部層流紋岩類: 加茂流紋岩類
- 下部層流紋岩類: 都万流紋岩類、西郷流紋岩類

(3) 代港南側の海岸では粗面岩類 1 のフィーダー岩脈が認められ、また重柗港南側の採石場跡で見られる粗面岩質火山礫凝灰岩 (火砕岩 1) には、長径約 0.5 mm～5 cm のスパターと考えられるガラスレンズが多く見られることから、本火砕岩類は噴出源近くで堆積した降下火砕物であると考えられている (沢田ら, 2000)。3 層認められる五箇流紋岩溶岩のうち最も大規模な下位から 2 層準目の溶岩、島後

北西部に分布する粗面岩類 2 の溶岩は、それらの形態から高尾山、横尾山付近にそれぞれ噴出源があったと考えられる。島後南西～南東部では、隠岐アルカリ火山岩類の活動期に形成された「古崖錐堆積物」の分布域が広く、さらに流紋岩溶岩の側方への連続性が島後北西部に比べて悪いいため噴出源を特定することは困難である。しかしながら、隠岐アルカリ火山岩類の分布域以外の地域において本火山岩類の噴出源は全く認められないことから、島後南西～南東部においても北西部同様、現在の隠岐アルカリ火山岩類の分布域に対応した複数の火道から供給されたと考えられる。

III. 岩石記載

Table 1 に隠岐アルカリ火山岩類の鉱物組み合わせ、Table 2 に粗面岩類、流紋岩類について各グループごとの斑晶量最大時のモード組成を示した。

鉱物組成の分析は、無水鉱物は東北大学の走査電子顕微

Fig. 9. Stratigraphy of the Oki Alkaline Volcanic Group in Oki-Dogo island.

鏡 (JEOL 製 JSM-5410) に搭載した、エネルギー分散型 X 線マイクロアナライザー (Oxford Link ISIS300) を用い、加速電圧 15 kV、ビーム電流 50 μ A で行なった。補正は ZAF 法によった。含水鉱物の分析には、島根大学汽水域研究センター設置の X 線マイクロアナライザー (JEOL 製 JXA-8800M) を用い、加速電圧 15 kV、試料電流 2 nA で行なった。ビーム径は数 μ m で、測定時間はピーク位置で 10 ~ 20 秒、バックグランド位置で 2 ~ 5 秒で行なった。補正は ZAF 法によった。

1. 流紋岩類

下部層、中部層の流紋岩は一般に淡赤色または淡紫色を

示し、流動縞状構造や球顆状を示す。細分される流紋岩類の全岩化学組成には違いが認められるものの、いずれも無斑晶質のものが多く、斑晶はどの流紋岩類でもアルカリ長石を主とし、鉱物組み合わせに大差はない。しかしながら、都万流紋岩類の溶岩、西郷流紋岩類の溶岩の斑晶量が他の流紋岩類よりも多く、さらにアルカリ長石の組成領域が広い。また、これらについてのみ、極く稀に石英斑晶が認められる (Tables 1 and 2)。また、上部層の白島流紋岩類の溶岩は灰色を示し、粗面岩類 2 の岩相と類似する (Tables 1 and 2)。以下にグループごとの岩石記載および鉱物組成を報告する。五箇流紋岩類、久見流紋岩類については小林・

Table 1. Constituent minerals for the Oki Alkaline Volcanic Group

Oki Alkaline Volcanic Group	Phenocryst	Groundmass
Shoshonite*	$\pm$ Pl, $\pm$ Cpx, $\pm$ Ol	Pl, Cpx, Ol, Fe-Ti, gl
Trachyandesite	$\pm$ Af, $\pm$ Pl, $\pm$ Cpx, $\pm$ Ol	Af, Pl, Cpx, Ol, Fe-Ti
Trachyte-1	Af, $\pm$ Pl, Cpx, Opx, $\pm$ Bt, Fe-Ti	Af, Pl, Cpx, Opx, Fe-Ti, Zir, Ap, gl
Trachyte-2	Af, Cpx, $\pm$ Opx, Fe-Ti	Af, Opx, Fe-Ti, Ap, gl
Shirashima Rhyolite	Af, Cpx, Fe-Ti	Af, Fe-Ti, Zir, gl
Goka Rhyolite (Rhyolite A)*	Af, $\pm$ Cpx, Fe-Ti	Af, Qz, Fe-Ti, Zir, Ap, gl
Tsuma Rhyolite	Af, $\pm$ Qz, $\pm$ Cpx, Fe-Ti	Af, Qz, Fe-Ti, Zir, gl
Saigo Rhyolite	Af, $\pm$ Qz, Fe-Ti	Af, Qz, Fe-Ti, Zir, gl
Kumi Rhyolite (Rhyolite B)*	Af, $\pm$ Opx, Fe-Ti	Af, Qz, Fe-Ti, Zir, gl
Kamo Rhyolite	Af, Fe-Ti	Af, Qz, Fe-Ti, Zir, gl

*Kobayashi and Sawada (1998). Af, alkali feldspar; Pl, plagioclase; Qz, quartz; Cpx, clinopyroxene; Opx, orthopyroxene; Ol, olivine; Bt, biotite; Fe-Ti, Fe-Ti oxide; Ap, apatite; Zir, zircon; gl, glass.

Table 2. Modal compositions for porphyritic trachytes and rhyolites of the Oki Alkaline Volcanic Group

Stratigraphic classification	Lower part			Middle part		Upper part	Lower - Upper part	Upper part
Group	Goka Rhyolite	Tsuma Rhyolite	Saigo Rhyolite	Kumi Rhyolite	Kamo Rhyolite	Shirashima Rhyolite	Trachyte-1	Trachyte-2
Af	2.4	6.9	6.1	2.1	0.7	6.1	12.9	14.3
Pl							-	
Qz		-	-					
Opx				-			0.2	-
Cpx	-	-				0.4	0.2	0.7
Bt							-	
Others	0.2	0.2	0.1	-	0.1	0.3	0.6	0.6
Groundmass	97.4	92.8	93.8	97.9	99.2	93.3	86.1	84.4
Total	100	100	100	100	100	100	100	100

Mineral abbreviations as in Table 1. Dash (-), trace component; Blank, absent.

沢田 (1998) により流紋岩 A および流紋岩 B として、また ショショナイトについても報告されているため、本論では省略する。

(1) 都万流紋岩類 (溶岩)

斑晶: 主にアルカリ長石で、少量の単斜輝石や Fe-Ti 酸化物を伴う。極く稀に石英も認められる。アルカリ長石はコア組成が Or_{14-56} で、リムが Or_{14-52} を示し、単一斑晶中において弱い累帯構造が認められる。自形～他形で、一部融食形を示す。最大長軸は 3.5 mm で一部集斑状を示す。単斜輝石は非常に稀に見られ、粒径 0.5 mm、半自形～他形で、コアが $Wo_{40-42}En_{15-16}Fs_{42-45}$ で、リムが $Wo_{41}En_{14-17}Fs_{42-45}$ の組成をもつ鉄普通輝石である。Fe-Ti 酸化物は主に磁鉄鉱で、最大 0.5 mm で他形を示し、加茂流紋岩類の溶岩に比べて多く含まれる。

石基: ガラス基流晶質あるいは球顆状組織を示し、ガラス、アルカリ長石、石英、ジルコン、Fe-Ti 酸化物からなる。

(2) 西郷流紋岩類 (溶岩)

斑晶: 主にアルカリ長石で、Fe-Ti 酸化物を伴う。極く稀に石英も認められる。アルカリ長石はコアの組成が Or_{18-44} で、リムが Or_{11-46} を示す。弱い累帯構造が認められる。自形～他形で、一部融食形を示す。最大長軸は 1.5 mm で一部集斑状を呈す。Fe-Ti 酸化物は主に磁鉄鉱で、最大 0.2 mm で他形を示す。

石基: ガラス基流晶質あるいは球顆状組織を示し、ガラス、アルカリ長石、石英、ジルコン、Fe-Ti 酸化物からなる。

(3) 加茂流紋岩類 (溶岩)

斑晶: 主にアルカリ長石で、Fe-Ti 酸化物を伴う。アルカリ長石はコア組成が Or_{41-53} で、リムが Or_{39-44} を示す。弱い累帯構造が認められる。一部融食形を示し、半自形～他形で、稀に自形を示す。最大長軸は 2.5 mm で一部集斑状を呈す。Fe-Ti 酸化物は主に磁鉄鉱からなり、最大 0.3 mm で他

形を示す。

石基: ガラス基流晶質あるいは球顆状組織を示し、ガラス、アルカリ長石、石英、ジルコン、Fe-Ti 酸化物からなる。

(4) 白島流紋岩類 (溶岩)

斑晶: ほとんどがアルカリ長石であるが、他の流紋岩類と比べて単斜輝石や Fe-Ti 酸化物を多く含む。アルカリ長石はコアの組成が Or_{38-52} で、リムが Or_{28-54} を示し、非常に弱い累帯構造が認められる。最大長軸は 2.0 mm で、自形～半自形を示し、一部融食形を示す。単斜輝石は普通輝石から鉄普通輝石 (コア: $Wo_{36-42}En_{24-32}Fs_{29-34}$, リム: $Wo_{42-43}En_{21-29}Fs_{29-36}$) で、最大 1.2 mm の自形～半自形を示す。Fe-Ti 酸化物は主に磁鉄鉱からなり、半自形～他形で最大粒径は 0.5 mm である。斑晶鉱物はしばしば集斑状を呈する。

石基: ハイアロオフィティックまたはガラス基流晶質で、アルカリ長石の間を埋めるように極めて細粒な鉱物が分布する。

2. 粗面岩類

一般に灰色から黒色で斑状組織を示すが、稀に無斑晶質である。粗面岩類は層序、化学組成に違いがある粗面岩類 1 と粗面岩類 2 に区分される。岩石記載における相違は、粗面岩類 1 は斜長石、黒雲母の斑晶を稀に含むのに対し、粗面岩類 2 には認められないこと、またどちらの粗面岩も両輝石を斑晶鉱物として含むが、粗面岩類 2 には斜方輝石の斑晶は極く稀にしか含まれないことが挙げられる (Table 1)。

(1) 粗面岩類 1 (溶岩, 岩床)

斑晶: ほとんどがアルカリ長石で、少量の斜長石、単斜輝石、斜方輝石、Fe-Ti 酸化物を伴う。アルカリ長石はコア組成が Or_{53-57} で、リムが Or_{54-56} を示す。自形～他形で、一部融食形を示し、最大長軸 5 mm である。斜長石はコア組成が An_{27-40} , リム組成が An_{7-14} を示す。自形～他形で、一部融

Table 3. Whole rock chemical compositions for aphyric rocks from the Oki Alkaline Volcanic Group

Shoshonite												
Trachyandesite												
Trachyte-1												
No	A	B	C	D	E	F	G	H	(1)	(2)	Trachyte-2	
Sample	9908	9609	0003	0003	0003	9908	9505	9511	9705	9705	I	J
SiO ₂ (wt%)	50.42	52.74	50.86	53.67	54.45	57.79	65.58	65.92	62.30	61.74	65.44	65.80
TiO ₂	2.90	3.05	2.98	2.49	2.53	1.88	0.70	0.68	0.58	0.62	0.58	0.89
Al ₂ O ₃	14.09	14.49	14.57	15.11	14.83	14.96	15.68	15.55	15.72	15.78	16.03	17.27
Fe ₂ O ₃	6.60	7.84	8.92	6.57	5.18	7.93	3.67	3.53	3.40	3.60	4.31	1.89
FeO	5.43	3.60	3.76	4.26	4.85	0.14	0.14	0.13	0.13	0.14	0.16	0.07
MnO	0.19	0.15	0.18	0.19	0.18	0.08	0.05	0.06	0.04	0.04	0.09	0.04
MgO	3.19	3.18	2.73	2.51	2.62	1.07	0.46	0.71	0.34	0.46	0.42	0.05
CaO	6.62	6.72	6.89	5.96	6.23	3.43	1.40	1.75	1.33	1.41	0.81	0.97
Na ₂ O	3.75	3.33	3.77	3.80	3.73	4.41	4.45	4.34	4.38	4.41	5.03	5.06
K ₂ O	2.88	2.79	3.34	3.38	3.86	4.24	5.75	5.62	6.22	6.20	5.95	6.34
P ₂ O ₅	1.31	1.22	1.39	0.78	1.01	0.68	0.15	0.15	0.10	0.12	0.11	0.17
H ₂ O(+)	1.24	0.25	1.33	1.06	0.58	2.82	1.13	1.06			1.15	0.73
Total	99.02	99.54	100.90	99.71	100.41	99.41	99.15	99.50	94.56	94.50	100.08	99.28
Sr (ppm)	656	584	672	707	578	523	195	188	129	156	110	176
Zr	353	369	361	398	411	459	548	520	760	747	722	462
Nb	46	40	44	48	43	45	44	43	39	38	58	60
Ce	111	111	122	126	123	109			179	170	175	
Th	5	3	3	4	4	8			15	12	17	
Goka Rhyolite												
No	L	M	N	O	(7)	P	Q	R	S	T	U	V
Sample	9812	1406	9812	9806	9812	97101	98-A	98-B	98-C	98-G	98-H	98-I
SiO ₂ (wt%)	71.37	69.88	70.86	70.54	69.79	70.56	72.02	72.56	72.15	72.06	72.45	71.61
TiO ₂	0.31	0.31	0.30	0.30	0.34	0.24	0.22	0.21	0.22	0.22	0.23	0.22
Al ₂ O ₃	14.99	14.77	14.75	14.58	14.77	14.11	13.54	13.74	13.65	13.74	13.78	13.68
Fe ₂ O ₃	1.64	2.52	2.57	2.48	3.01	2.66	3.02	2.41	2.98	2.55	2.48	2.62
FeO	0.06	0.09	0.10	0.09	0.11	0.10	0.11	0.09	0.11	0.10	0.09	0.11
MnO	0.06	0.02	0.03	0.02	0.06	0.06	0.02	0.02	0.03	0.03	0.04	0.11
MgO	0.02	0.12	0.13	0.14	0.17	0.11	0.03	0.01	0.01	0.02	0.05	0.01
CaO	0.48	0.47	0.47	0.51	0.74	0.60	0.61	0.39	0.55	0.57	0.58	0.57
Na ₂ O	4.57	4.53	4.59	4.40	4.73	4.45	4.35	4.43	4.45	4.41	4.47	4.48
K ₂ O	6.18	6.04	6.12	6.02	6.11	5.59	5.51	5.59	5.56	5.62	5.63	5.62
P ₂ O ₅	0.02	0.03	0.03	0.03	0.04	0.01	0.02	0.02	0.02	0.02	0.02	0.02
H ₂ O(+)	0.37	0.51	0.40	0.59		0.73	0.67	0.36	0.53	0.56	0.54	0.66
Total	100.07	99.29	100.36	99.69	99.86	99.20	100.12	99.82	100.26	99.90	100.33	99.68
Sr (ppm)	20	22	20	20	25	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
Zr	591	592	565	564	620	551	563	559	569	571	574	578
Nb	55	53	52	58	54	65	63	66	64	65	65	65
Ce	171	171	160	178	190	236	255	247	251	233	209	215
Th	18	18	18	19	17	23	19	22	20	23	20	22

The trachytes, Shirashima Rhyolite, Tsuma Rhyolite and Saigo Rhyolite are generally characterized by moderate volumes of phenocrysts (see Table 2). However, most of the analyzed samples from these groups contain few phenocrysts (trachyte-1, <5.5 vol%; trachyte-2, <8.5 vol%; Shirashima Rhyolite, <4.7 vol%; Tsuma Rhyolite and Saigo Rhyolite, <4.2 vol%). Seven representative analysis for porphyritic samples are shown as (1) to (7). n.d. not detected; Blank, not determined.

Table 3. Continued

Tsuma Rhyolite													
No Sample	AB 98-O	AC 97101	AD S	AE	AF	AG	AH	AI	AJ	AK	AL	AM	AN
		701(10)		9908	2001	1004	2901	2905	2906	2802	2101	10	2901
SiO ₂ (wt%)	72.41	72.73	72.62	72.78	71.04	71.99	70.73	72.60	71.83	72.38	72.02	73.21	70.26
TiO ₂	0.22	0.23	0.22	0.23	0.23	0.25	0.25	0.23	0.21	0.22	0.19	0.18	0.23
Al ₂ O ₃	13.95	14.25	14.03	13.89	14.25	14.19	13.84	14.03	13.50	13.77	13.98	13.71	13.54
Fe ₂ O ₃	1.92	2.47	2.61	1.88	2.36	2.08	2.54	2.00	2.32	1.53	1.39	2.81	2.73
FeO	0.07	0.09	0.10	0.07	0.09	0.08	0.10	0.07	0.09	0.06	0.05	0.11	0.10
MnO	0.02	0.02	0.02	0.09	0.02	0.10	0.06	0.03	0.02	0.02	0.01	0.02	0.10
MgO	0.01	0.03	0.07	0.02	0.03	0.02	0.03	0.04	0.04	0.01	0.01	0.09	0.03
CaO	0.35	0.38	0.34	0.56	0.47	0.66	0.66	0.44	0.44	0.42	0.43	0.39	0.62
Na ₂ O	4.46	4.50	4.28	4.30	4.20	4.30	4.22	4.14	4.31	4.23	4.57	4.38	4.11
K ₂ O	5.70	5.57	5.72	5.70	5.84	5.88	5.81	5.79	5.65	5.76	5.73	5.53	5.68
P ₂ O ₃	0.02	0.01	0.02	0.01	0.02	0.02	0.01	0.01	0.01	0.01	0.02	0.02	0.01
H ₂ O(+)	0.33	0.47	0.61	0.65	0.52	0.32	1.10	0.44	0.57	0.97	0.62	0.50	0.31
Total	99.45	100.76	100.65	100.19	99.05	99.88	99.34	99.81	99.00	99.35	99.00	100.93	97.39
Sr (ppm)	n.d.	n.d.	n.d.	6	7	n.d.	7	5	5	4	4	5	7
Zr	586	525	580	544	443	422	582	553	549	540	437	430	547
Nb	67	68	67	59	52	58	55	59	61	60	60	59	57
Ce	168	135	128	288	116	192	268	188	201	228	163	174	279
Th	22	24	21	25	20	22	21	25	26	26	23	21	22

食形を示し、最大長軸 0.8 mm である。長石類の斑晶には弱い累帯構造が認められる。普通輝石 (コア: $\text{Wo}_{37-42}\text{En}_{36-43}\text{Fs}_{19-23}$, リム: $\text{Wo}_{38-42}\text{En}_{34-42}\text{Fs}_{18-25}$) は最大 1 mm で自形～他形を示す。紫蘇輝石 (コア: $\text{Wo}_3\text{En}_{50-54}\text{Fs}_{43-47}$, リム: $\text{Wo}_{3-4}\text{En}_{50-54}\text{Fs}_{43-47}$) は他形で、一部融食形を示し、褐色～淡褐色の弱い多色性を示す。最大粒径は 1 mm である。黒雲母は極く稀に存在し、 $\text{Mg}/(\text{Mg}+\text{Fe})$ は 0.58 である。大きさは 0.3 mm で融食形を示し、褐色から濃褐色の強い多色性を示す。Fe-Ti 酸化物は磁鉄鉱、チタン鉄鉱からなり、半自形～他形で最大粒径は 0.7 mm である。斑晶鉱物はしばしば集斑状を呈する。

石基: 粗面岩状組織またはピロタキシティック組織を示し、ガラス基流晶質な組織を示す場合もある。極く稀に自形～半自形のアパタイトを含む。

(2) 粗面岩類 2 (溶岩)

斑晶: ほとんどがアルカリ長石で、少量の単斜輝石、斜方輝石、Fe-Ti 酸化物を伴う。アルカリ長石はコア組成が Or_{45-55} , リムが Or_{41-50} を示し、弱い累帯構造が認められる。自形～他形で、一部融食形を示し、最大長軸 3 mm である。単斜輝石は普通輝石から鉄普通輝石 (コア: $\text{Wo}_{40-42}\text{En}_{26-30}\text{Fs}_{29-33}$, リム: $\text{Wo}_{42}\text{En}_{27-30}\text{Fs}_{28-32}$) で、最大 1 mm で自形～他形を示す。紫蘇輝石 ($\text{Wo}_3\text{En}_{51}\text{Fs}_{46}$) は極く稀に認められ、最大 0.5 mm で他形を示す。Fe-Ti 酸化物は主に磁鉄鉱からなり、他形で最大粒径は 0.3 mm である。斑晶鉱物はしばしば集斑状を呈する。

石基: 粗面岩状またはピロタキシティック組織を示し、ガラス基流晶質組織を示す場合もある。極く稀に自形～半自形のアパタイトを含む。

3. 粗面安山岩 (溶岩)

灰色から黒色で、斑晶は少なく無斑晶質である。

斑晶: アルカリ長石、斜長石、単斜輝石、カンラン石からなる。斑晶鉱物のほとんどはアルカリ長石 (コア: $\text{An}_{14}\text{Ab}_{55}\text{Or}_{31}$, リム: $\text{An}_{26}\text{Ab}_{56}\text{Or}_{18}$) と斜長石 (コア: $\text{An}_{29-36}\text{Ab}_{58-56}\text{Or}_{8-13}$, リム: $\text{An}_{30-36}\text{Ab}_{55-60}\text{Or}_{9-10}$) で、どちらの斑晶も自形～半自形で、最大長軸 2 mm に達する。単斜輝石 (コア: $\text{Wo}_{41}\text{En}_{40}\text{Fs}_{19}$, リム: $\text{Wo}_{43}\text{En}_{34}\text{Fs}_{24}$) は斑晶としては稀に存在し、半自形～他形で、最大粒径は 0.2 mm である。カンラン石は半自形～他形で、最大長軸 0.2 mm である。多くはイディンクス石に交代されている。Fe-Ti 酸化物は主に磁鉄鉱からなり、半自形～他形で、最大粒径は 0.5 mm である。斑晶鉱物は稀に集斑状を呈する。

石基: 填間組織で、アルカリ長石と斜長石の間を埋めるように、ガラスや隠微晶質な苦鉄質鉱物や Fe-Ti 酸化物が分布する。

IV. 全岩化学組成

1. 分析方法

全岩分析は島根大学総合理工学部地球資源環境学教室設置の波長分散型蛍光 X 線分析装置 (リガク製 RIX2000) を用い、ガラスビード法で行なった。試料と融剤の希釈率

は 1:5 法 (試料:融剤 $\text{Li}_2\text{B}_4\text{O}_7=0.7\text{ g}:3.5\text{ g}$) (沢田ら, 1997) と 1:2 法 (小林・沢田, 1998) を併用した。1:2 法は試料と混合融剤 ($\text{LiBO}_2:\text{Li}_2\text{B}_4\text{O}_7=1:4$) の割合を 1.8 g:3.6 g とし、分析方法は Kimura and Yamada (1996) に準拠した。補正計算法はいずれも主成分の補正係数は多重回帰法で求め、微量成分 (Sr, Zr, Nb, Ce, Th) に関しては Peak over back 法を用いた。なお、FeO は過マンガン酸カリ滴定法、 $\text{H}_2\text{O}(+)$ は重量法により定量した。流紋岩類および粗面岩類の FeO, Fe_2O_3 については、過マンガン酸カリ滴定法により求めた FeO の平均値 (18 試料) を用いて、 Fe_2O_3 を全鉄 (Fe_2O_3 total) の 0.96 ($\pm 0.01:3\sigma$) 重量比として求めた。

隠岐アルカリ火山岩類中の無斑晶質岩 (一部、少量の斑晶を含む試料を含む) の化学組成及び試料採取地点を Table 3, Figures 10 と 11 にそれぞれ示す。

2. 分析結果

Figure 12 の SiO_2 -Total Alkalis 図に示されるように、隠岐アルカリ火山岩類中のショショナイト、粗面安山岩、粗面岩類の全岩組成は連続しており、これまで報告されてきたショショナイトと粗面岩類との間における組成ギャップ (Uchimizu, 1966; Xu, 1988; 小林・沢田, 1998) は存在しない。粗面岩類、流紋岩類については Figure 13 に液組成を示す無斑晶質岩または極く少量の斑晶を含む岩石の組成をプロットした。

粗面岩類は、前述のように粗面岩類 1 および粗面岩類 2 に区分される。これらは Nb 含有量が異なり、粗面岩類 1 の Nb 含有量が 35-50 ppm であるのに対し、粗面岩類 2 は 49-75 ppm と比較的高い値を示す (Fig. 13a)。流紋岩類は各グループについて SiO_2 含有量、微量元素含有量 (特に Nb, Zr) に違いがある (Fig. 13a, b)。以下に各層序ごとの流紋岩類についての組成的特徴を示す。

(1) 下部層流紋岩類

五箇流紋岩類、都万流紋岩類、西郷流紋岩類は、中部層の流紋岩類に比べて SiO_2 に比較的乏しく、71.4-73.6 wt% の狭い範囲にプロットされる。 Fe_2O_3 を除く主要元素もまた狭い組成範囲を示し、各グループ間に組成差は認められない。しかしながら Nb 含有量について五箇流紋岩類が 62-79 ppm を示すのに対し、都万流紋岩類、西郷流紋岩類はそれぞれ 52-61 ppm, 47-59 ppm と比較的低い値を示す。

(2) 中部層流紋岩類

久見流紋岩類、加茂流紋岩類は下部層の流紋岩類に対し SiO_2 に比較的富み、74.7-75.7 wt% の狭い範囲にプロットされる。この 2 つの流紋岩は Fe_2O_3 を除く主要元素もまた狭い組成範囲を示し、2 つのグループ間に組成差は認められない。しかしながら Nb 含有量について久見流紋岩類が 75-91 ppm を示すのに対し、加茂流紋岩類は比較的低い値、65-69 ppm を示す。また、Zr 含有量について久見流紋岩類が 292-359 ppm を示すのに対し、加茂流紋岩類は比較的高い値、410-517 ppm を示す。

Fig. 12. Total alkali-silica diagram for the Oki Alkaline Volcanic Group. Major element compositions are normalized to 100% on water-free basis. The boundaries are after Le Bas *et al.* (1986).

(3) 上部層流紋岩類

白島流紋岩類は、下部層および中部層流紋岩類に比べ SiO_2 に最も乏しく 70.7–71.6 wt% の範囲にプロットされる。また、下部層、中部層流紋岩類がほとんど Sr を含まない (<13 ppm) のに対して比較的高い値、20–22 ppm を示す。また、次に示すような他の流紋岩類に見られる特徴的な組成変化は示さない。

3. 各流紋岩グループ内にみられる特異な組成変化

小林・沢田 (1998) は、五箇流紋岩類、久見流紋岩類について、それぞれのグループ内で、 SiO_2 の変化に比べ Fe_2O_3 、微量元素含有量 (特に Y, Ce, Th) が著しく変化する特徴的な組成変化を記載した。その成因として、部分融解域での残存固相中における副成分鉱物 (磁鉄鉱、アパタイト、ガーネット等) の有無と量比、または起源物質中における量比の違いによって生じた、元素含有量が異なるマグマの混合によって形成可能であると論じた。Figure 13c, d で示されるように、これら 2 つの流紋岩類の他に、都万流紋岩類 (下部層)、加茂流紋岩類 (中部層) についても同様な組成変化が認められる (西郷流紋岩類は分布域が狭く、試料数が少ないため不明)。なお、中部層の久見流紋岩類と加茂流紋岩類を比べると、前者の Th 含有量が 21–32 ppm の組成幅をもつのに対し、後者は 24–26 ppm で、ほとんど変化しない。

V. 考察

1. 隠岐アルカリ火山岩類のマグマ供給系

隠岐アルカリ火山岩類の噴出源について、Uchimizu (1966) は、島の縁辺地域の多くの火道から噴出したとし、

約 20 の火道を報告した。さらに、松本 (1984) は、本火山岩類が環状割れ目から噴出したとし、島後におけるカルデラ説を唱えた。

地質の項で述べたように隠岐アルカリ火山岩類は、全島のみにて大きく下部層、中部層、上部層に区分され、これらを構成する粗面岩類および流紋岩類は、層序、岩石記載、鉱物組成、全岩化学組成に基づき、6 種類の流紋岩類 (下部層: 五箇流紋岩類、都万流紋岩類、西郷流紋岩類; 中部層: 久見流紋岩類、加茂流紋岩類; 上部層: 白島流紋岩類) と 2 種類の粗面岩類 (下～上部層: 粗面岩類 1; 上部層: 粗面岩類 2) に細分される。特に流紋岩類については、6 種類の流紋岩類がそれぞれ限られた地域に分布し、中部層流紋岩類は、下部層流紋岩類に比べて SiO_2 に富むという層序に対応した組成変化が認められる。さらに分布地域の異なる 2 つの中部層流紋岩類は、Nb, Zr 含有量がそれぞれ異なり、Th についても異なる挙動を示す。これらのことは、Uchimizu (1966) が指摘したような、複数の異なる火道から本火山岩類が噴出したとする考えを支持する。さらに、松本 (1984) がカルデラ形成モデルにより説明したように、隠岐アルカリ火山岩類の分布は現在の海岸線に沿って環状に分布し、その内側である島後北東部には分布しない。このことは、本火山岩類を供給した複数の火道群の位置を規制するような、環状構造の存在を考える必要がある。山崎 (1998) は、26–23 Ma の時張山累層の形成時期に大規模なコールドロンが存在したと考え、末期中新世には大量の中～酸性アルカリ火山活動に伴い、葛尾山ドームを中心としたドーム状の隆起運動が島後全島にわたり起きたと考えている。したがって、隠岐アルカリ火山岩類の環状分布は、後期漸新世

Fig. 13. Trace elements-silica variation diagrams for aphyric trachytes and rhyolites of the Oki Alkaline Volcanic Group. Modal compositions for selected samples are given in the footnotes of Table 3.

(a) Nb: Nb contents of trachyte-1 are lower than those of trachyte-2. Nb contents of rhyolites in the southwestern and southeastern areas are lower than those in northwest Oki-Dogo.

(b) Zr: For rhyolites of the middle stage, Kamo Rhyolites have greater Zr contents than do Kumi Rhyolites. This is contrary to the relation in Nb contents between those rhyolites.

(c) Ce: Ce contents within each rhyolite group vary between factors of 1.9 to 2.5 times, compared with restricted SiO₂ variation of only 71.4 to 73.6 wt% for early stage rhyolites, and 74.7 to 75.7 wt% for middle stage rhyolites. Similar variation of other trace elements in Goka Rhyolite and Kumi Rhyolite are demonstrated by Kobayashi and Sawada (1998).

(d) Th: Among middle stage rhyolites, Th contents of Kumi Rhyolites vary between 21 and 32 ppm, whereas Kamo Rhyolites show a narrower range, from 24 to 26 ppm.

に形成されたコールドロンの環状割れ目を通してマグマが上昇したか、あるいは末期中新世のドーム状隆起に伴って形成された環状割れ目を火道としてマグマが上昇した結果と考えられる。

2. 下部層・中部層流紋岩類の形成

流紋岩マグマの成因について、小林・沢田 (1998) は、An-Qz-Ab-Or 系において隠岐北西部に分布する五箇流紋岩類、久見流紋岩類のノルム組成がそれぞれ異なる領域に集中し、それらの間に中間組成がないことを理由の一つとして、各流紋岩マグマは最低共融点 (cotectic point) における地殻物質の部分融解によって、それぞれ別個のマグマとして生じたと報告し、Johannes and Holtz (1990) の Qz-Ab-Or-H₂O-CO₂ 系での実験結果との比較から、五箇流紋

岩類が下部地殻物質、久見流紋岩類が中部地殻物質の部分融解によりそれぞれ形成されたとするマグマ成因モデルを提案した。そこで、これら流紋岩類と本論で示した他地域に分布する下部層および中部層流紋岩類のノルム組成を、An-Qz-Ab-Or 系において比較した。試料は液組成を示す無斑晶質岩または極く少量の斑晶を含む岩石を用いた (Table 3)。ただし、流紋岩類のノルム An は少量 (3.5 wt% 以下) なので、Qz-Ab-Or 系 (Fig. 14) で近似できる。

この図で明らかのように、本火山岩類の全分布域における地質調査および岩体区分に基づく複数の流紋岩類は、小林・沢田 (1998) で示されるように下部層、中部層の流紋岩類ごとにそれぞれ異なる領域にプロットされ、それら 2 つの間の中間組成を示すような流紋岩は本火山岩類に存在し

Fig. 14. Normative quartz (Qz), albite (Ab) and orthoclase (Or) compositions for aphyric rhyolites from the lower and middle parts of the Oki Alkaline Volcanic Group. The cotectic points, phase relationships and pressures (1, 2, 5, 10 kbar) in the system Qz–Ab–Or–H₂O–CO₂ are after Johannes and Holtz (1990).

ない。このことは、小林・沢田 (1998) の結論を支持している。しかしながら、下部層流紋岩類については主要な斑晶鉱物であるアルカリ長石は、五箇流紋岩類が最大 2.4 容量% であるのに対し、都万流紋岩類と西郷流紋岩類はそれぞれ最大 6.9 容量%, 6.1 容量% と比較的多く含まれ、またこれらのグループには石英斑晶が認められる (Table 2)。アルカリ長石の組成範囲は五箇流紋岩が Or_{41–35} であるのに対し、都万流紋岩類と西郷流紋岩類がそれぞれ Or_{56–14}, Or_{46–11} を示し、明らかに広い組成幅を示す。

小林・沢田 (1998) は、五箇流紋岩類、久見流紋岩類中の珪長質斑晶鉱物としてアルカリ長石しか認められない理由として、マグマ上昇による圧力の低下または H₂O 活動度の上昇によって、カリ長石領域が拡大したことで説明可能であると述べている。これに対し、都万流紋岩類、西郷流紋岩類では、マグマの上昇過程においてアルカリ長石の晶出がより進行したために、マグマ組成が石英領域に達したという考えが最も妥当である。

3. 2種類の粗面岩と粗面安山岩の存在

粗面岩類の主な成因については、シヨシヨナイトマグマからの結晶分化作用により形成可能であるとされる一方で、地殻物質の部分融解による形成の可能性が検討されてきた。その理由として、シヨシヨナイトと粗面岩類との間に組成ギャップが存在するとされたことが挙げられる

(Uchimizu, 1966; Xu, 1988; 小林・沢田, 1998)。しかしながら、今回、本火山岩類には粗面安山岩の活動があり、シヨシヨナイトと粗面岩類の間に組成ギャップは存在しないことが明らかとなった。また、白島流紋岩類には、他の流紋岩グループ内に認められる様な SiO₂ があまり変化しないにもかかわらず微量元素含有量が著しく変化するという特異な組成変化が認められず、粗面岩類からの連続的な全岩化学組成変化を示す (Fig. 13)。シヨシヨナイトから白島流紋岩類にかけて見られる連続的な組成変化について検討したモデル計算結果では、上部層の構成岩類であるシヨシヨナイト、粗面安山岩、粗面岩類 2、白島流紋岩類が一連の結晶分化により形成可能である (小林ら, 2000)。また粗面岩類 1 についての SrI 値 (0.70663–0.70709) は、シヨシヨナイトから白島流紋岩類の SrI 値 (0.70649–0.70740) の範囲に入る (小林ら, 2000)。これらのことは、粗面岩類 1 についても、より苦鉄質なマグマからの結晶分化作用 (+地殻物質の混染作用) により形成された可能性を否定しない。

4. 火成活動史

島後における末期中新世～鮮新世の火成活動史を Figure 15 に示した。

(1) 13 Ma 前後に始まった隆起運動により島後隆起帯が生じ、約 6 Ma には島嶼化し、その後のアルカリ火山岩類の火成活動による島後全体のドーミングによって現在の地

Fig. 15. History of the igneous activities (a to f) in Oki-Dogo island in the latest Miocene and early Pliocene. *Compiled data by Yamasaki (1998); **Whole rock K-Ar age after Uto *et al.* (1994). Other data sources are shown in Figure 2.

形骨格が形成された (山崎, 1998)。

おそらく塩基性マグマが島後下部の地殻内へ貫入し、その結晶分化作用に伴う潜熱や流体の供給によって下部地殻物質 (深度約 25 km) の部分融解が起こった。その結果、隠岐アルカリ火山岩類の下部層流紋岩類のマグマが生じ、地殻中に蓄積された (Fig. 15a)。この下部層流紋岩類や、中部地殻物質の部分融解物である中部層流紋岩類は、下部層から上部層にかけて活動が認められる粗面岩類 1 と指交関係にある。この粗面岩類 1 の成因については、今後の検討課題であるが、熱源となった塩基性マグマの結晶分化作用 (+地殻物質の混染作用) によって形成されたのではないかと筆者らは今のところ考えている。

(2) 相澤・吉田 (2000) によれば、岩床状マグマ溜りにおいて、下方からの δ_f が大きく、マグマ溜り上方の地塊を持ち上げ隆起を起こすような場合、マグマ溜りの肩の部分に応力が集中して環状断層が発生しやすくなる。隠岐アルカリ火山岩類の環状分布や、火成活動に伴うドーム現象から、Figure 15a で形成された下部層流紋岩マグマの部分融解域においても同様な現象が起きたと考えられる。つまり、ドーム縁辺のより火道を形成しやすい環状部分に沿って、隠岐アルカリ火山岩類が複数の火道を通して噴出したと考えられる (Fig. 15b)。

(3) 下部層流紋岩マグマの噴出が終わり、熱源であった塩基性マグマかあるいはその分化物である粗面岩質マグマが上昇して中部地殻物質 (深度約 10 km) の部分融解を起こし、中部層流紋岩マグマが生じた (Fig. 15c)。

(4) 新たにシヨシヨナイト質の塩基性マグマが深部より供給され、隠岐アルカリ火山岩類の最も上位で活動したシヨシヨナイトと、その分化物である粗面安山岩、粗面岩類 2、白島流紋岩類が形成された (小林ら, 2000)。シヨシヨナイトマグマは、Figure 15a と同様に、浮力中立点である下部地殻に停滞していたであろう (Fig. 15d)。しかしながら、それらを熱源として形成されたと思われる地殻の部分融解マグマは認められない。沢田・高須 (1999) は、島根県益田市産の含藍晶石片麻岩質捕獲岩中の部分融解ガラスの組成と、隠岐アルカリ火山岩類の下部層流紋岩類との組成的類似性を示すと共に、部分融解ガラスの形成に黒雲母の脱水分解による H_2O の供給と融点降下が大きく貢献した可能性を示している。部分融解作用において黒雲母が早期に消失してしまうことは、部分融解した捕獲岩類についての記載等により、古くより知られている (例えば、牛来, 1940)。これらのことから、下部層流紋岩マグマの形成の際に含水鉱物が消失し、Figure 15d のステージでは地殻物質の部分融解は起きなかったと考えられる。

(5) 平粗面岩類に属する粗面岩マグマが隠岐アルカリ火山岩類を貫くシートとして貫入し、また島後北東部では葛尾火山岩類が葛尾山カルデラを形成しながら噴出した (Fig. 15e)。これらの火山岩類についての SrI 値は、隠岐アルカリ火山岩類のシヨシヨナイトから白島流紋岩類が示す値 (0.70649–0.70740) に対して、平粗面岩類 (0.70904)、葛尾火

山岩類 (0.71626–0.71722) の順に高くなっている (小林ら, 2000)。これらのことは、地殻物質の混染による影響、または、異なるマグマ起源である可能性が考えられる。山崎 (1998) は、平粗面岩類のシル状～ラコリス状の貫入形態から、局所的か、広域的かは不明ながら、圧縮応力場での活動であったと考え、藤巻ら (1991) による平粗面岩類の SrI 値 (葛尾火山岩類を含める) はマグマが地殻物質を混染することにより、同時期に活動した火山岩類よりも高い値を示すに至ったとする解釈と調和的であるとした。隠岐アルカリ火山岩類、平粗面岩類、葛尾火山岩類の間におけるマグマ間の成因については今後検討の余地はあるが、平粗面岩類の貫入形態から考えられるモデルとして、Yoshida (1984) が、石鎚コールドロンにおいて考えたように、セントラルブルトンが陥没ブロック内の浅所に岩床状に貫入することで、再生カルデラが形成されたとするモデルが適用できるかも知れない。つまり隠岐アルカリ火山岩類の最も後期に噴出したシヨシヨナイト、粗面安山岩、粗面岩類 2、白島流紋岩類を構成したマグマの一部が、隠岐アルカリ火山岩類の環状分布の内側境界部分に貫入して平粗面岩類を構成し、そのマグマが地殻内をさらに移動して葛尾火山岩類を形成したと考えることができる。このモデルでは、シヨシヨナイトから白島流紋岩類を構成したマグマと地殻物質との混染量の違いにより、平粗面岩類および葛尾火山岩類の高い SrI 値の説明が可能であり、葛尾カルデラの形成時期は平粗面岩類の活動時期と少なくとも同じか、それ以降であり、葛尾火山岩類を覆う大峯玄武岩類の活動より前であったと考えられる。

(6) 鮮新世以降に活動したアルカリ玄武岩類、特に大峯玄武岩類中には大量のマントル由来の捕獲岩が存在する。青木 (1977) は、それらを運んできたアルカリ玄武岩マグマが地殻上部のマグマ溜りで止まった場合、比重の大きい超苦鉄質・苦鉄質捕獲岩は急速に除去されるとし、アルカリ玄武岩マグマは比較的短時間に噴出したと述べている。このような急速なマグマ上昇の理由として、山崎 (1998) は、引張応力場への変化に伴う傾動地塊運動の進行による地殻内での断裂系の発達を考えている。このとき、島後北東部では、アルカリ玄武岩類との成因関係が認められるトカゲ岩粗面岩の噴出が起きた (Fig. 15f)。

VI. まとめ

本論では、隠岐島後で末期中新世に活動した隠岐アルカリ火山岩類の全分布域にわたる詳細な地質図を作成して、「隠岐アルカリ火山岩類」を再定義した。さらに、本火山岩類の構成岩とそれらの層序関係を明らかにし、島後の末期中新世～鮮新世における火成活動史を論じた。

(1) 隠岐アルカリ火山岩類は、シヨシヨナイト、粗面安山岩、2 種類の粗面岩類 (下部層～上部層: 粗面岩類 1; 上部層: 粗面岩類 2)、6 種類の流紋岩 (下部層: 五箇流紋岩類、都万流紋岩類、西郷流紋岩類; 中部層: 久見流紋岩類、加茂流紋岩類; 上部層: 白島流紋岩類) からなり、従来の報

告に比べてはるかに多様な火山岩類が認められた。

(2) 粗面安山岩の存在が明らかとなり、このことによって従来隠岐アルカリ火山岩類の重要な特徴であるとされてきた「シヨシヨナイトと粗面岩類の間の組成ギャップ」は存在しないことが明らかとなった。

(3) 岩石記載、微量元素含有量に違いがある各流紋岩類の Qz-Ab-Or ノルム組成 ($An < 3.5 \text{ wt}\%$) は、隠岐アルカリ火山岩類の全分布域において、下部層流紋岩類、中部層流紋岩類ごとに異なる領域に集中し、それらの間に中間的な組成を示す流紋岩は存在しない。このことは、小林・沢田 (1998) が述べているように、下部層流紋岩類が下部地殻物質、中部層流紋岩類が中部地殻物質の部分融解により形成されたことを示唆している。

(4) 隠岐アルカリ火山岩類は、下部～中部地殻物質の部分融解を引き起こした塩基性マグマの上昇・貫入に伴うドーム状隆起の形成に関連した環状割れ目に沿った、複数の火道群から供給された。

(5) 多様な構成岩からなる隠岐アルカリ火山岩類の噴出後、平粗面岩類に属する粗面岩マグマがそれらに貫入した。それと同時期またはその後、葛尾火山岩類が葛尾山カルデラを形成しながら噴出した。これらの活動をもって珪長質アルカリ岩の活動は終焉し、傾動運動で特徴づけられる鮮新世に入ると、アルカリ玄武岩を主とする活動となった。

謝 辞 コスモ建設コンサルタント株式会社の村上久氏には地質調査にあたり御指導をいただいた。東北大学の蟹澤聰史名誉教授、石川賢一博士、島根大学の飯泉滋教授、小室裕明教授、木村純一助教授には本研究を進めるにあたり終始御助力いただいた。バリー・ロザー博士には英文要旨を書くにあたり御指導をいただいた。隠岐島後の町・村役場の方々には調査地域の地形図を頂いた。島根大学付属臨海実験所の方々には滞在中に大変御世話していただいた。また、藤林紀枝氏、永尾隆志氏には、初期原稿の不備の指摘と懇切丁寧な御助言をいただいた。以上の方々に深く感謝します。

引用文献

- 相澤幸治, 吉田武義 (2000): ラコリス状マグマ溜り. 月刊地球, **22**, 387-392.
- 青木謙一郎 (1977): 隠岐島後中村の超苦鉄質・苦鉄質捕獲岩. 岩鉱, **72**, 75-84.
- 藤巻宏和, 徐 紅, 青木謙一郎 (1989): 島根県隠岐, 島後のミュージアライトの K-Ar 年代. 岩鉱, **84**, 335-338.
- 藤巻宏和, 徐 紅, 青木謙一郎 (1991): 島根県隠岐, 島後火山岩類のストロンチウム同位体組成の時間的变化. 岩鉱, **86**, 16-26.
- 牛来正夫 (1940): 北満州五大連池火山産アルカリ玄武岩類の成因に関する 1 考察 (其の 1). 地質雑, **84**, 335-338.
- Hoshino, M. (1979): Two-pyroxene Amphibolites in Dogo, Oki Islands, Shimane-ken, Japan. *J. Japan. Assoc. Min. Petr. Econ. Geol.*, **74**, 87-99.
- 石田英明 (1985): 隠岐島後西部におけるアルカリ火山岩類の層序. 島根大学地質学研究報告, **4**, 69-79.
- Johannes, W. and Holtz, F. (1990): Formation and composition of H_2O -undersaturated granite melts. *In* High-temperature metamorphism and crustal anatexis (Ashworth, J.R. and Brown, M. Eds.). Unwin Hyman, London, 87-104.
- Kaneoka, I., Takahashi, E. and Zashu, S. (1977): K-Ar dating of alkali basalts from the Oki-Dogo island. *J. Geol. Soc. Japan.*, **83**, 187-189.
- Kimura, J. and Yamada, Y. (1996): Evaluation of major and trace elements XRF analyses using a flux to sample ratio of two to one glass beads. *J. Min. Petr. Econ. Geol.*, **91**, 62-72.
- 小林英夫, 松本徂夫, 星野光雄 (1980): 隠岐島後. 日本地質学会第 87 年総会年会, 見学旅行案内書, 1-39.
- 小林伸治, 沢田順弘 (1998): 隠岐島後における末期中新世隠岐アルカリ火山岩類の成因. 岩鉱, **93**, 162-181.
- 小林伸治, 沢田順弘, 吉田武義, 飯泉 滋, 木村純一 (2000): 隠岐島後における末期中新世アルカリ火山岩類の成因. 日本地質学会第 107 年学術大会講演要旨, 327.
- Le Bas, M.J., Lemaitre, R.W., Streckeisen, A. and Zanettin, B. (1986): A chemical classification of volcanic rocks based on the total alkali-silica diagram. *J. Petrol.*, **27**, 745-750.
- 松本徂夫 (1984): 島根県隠岐群島“島後カルデラ”についての考察. 島根大学地質学研究報告, **3**, 111-119.
- 沢田順弘, 中村唯史, 榎田禎久, Sun Yoon, 徳岡隆夫 (1997): 島根県大田市の掘削コアから発見された鬱陵島の完新世初期火山活動由来の漂着軽石. 第四紀研究, **36**, 1-16.
- 沢田順弘, 當銘あかね, 小林伸治, 小室裕明, 北川博也, 村上 久 (1999): 隠岐島後, 末期中新世葛尾火山岩類中の火道とフィーダー岩脈. 地質雑, **105**, VII-VIII.
- 沢田順弘, 高須 晃 (1999): 島根県益田市の部分融解ガラスを含む含藍晶石片麻岩質捕獲岩. 地質学論集, **53**, 35-46.
- 沢田順弘, 角替敏昭, 山崎博史, 小林伸治, 村上 久 (2000): 隠岐島後. 日本地質学会第 2000 年学術大会, 見学旅行案内書, B-8 班, 115-134.
- 富田 達 (1927-1932): 隠岐島後の地質学的並びに岩石学的研究. 地質雑, **34**, 321-338, 423-460, **35**, 463-491, 519-537, 571-600, **36**, 189-205, 303-337, **37**, 131-156, 521-546, **38**, 155-173, 203-222, 413-431, 461-479, 545-564, 609-628, **39**, 149-178, 197-218, 501-523, 609-640, 675-691.
- Uchimizu, M. (1966): Geology and petrology of alkali rocks from Dogo, Oki Islands. *J. Fac. Sci., Univ. Tokyo, Sec. II*, **16**, 85-159.
- Uto, K., Takahashi, E., Nakamura, E. and Kaneoka, I. (1994): Geochronology of alkali volcanism in Oki-Dogo Island, Southwest Japan: Geochemical evolution of basalts related to the opening of the Japan Sea. *Geochem. J.*, **28**, 431-449.
- 徐 紅, 吉田武義, 青木謙一郎 (1987): 隠岐島後に産するアルカリ火山岩類の地球科学的研究. 隠岐島後に産するアルカリ火山岩類の地球化学的研究. 東北大学地質学研究報告, **20**, 179-201.
- Xu, H. (1988): Petrology and geochemistry of the alkali rocks from Dogo, Oki Islands, Shimane Prefecture, Southwestern Japan. *Sci. Rept., Tohoku Univ., Ser. III*, **17**, 1-106.
- 山上万次郎 (1895): 20 万分の 1 地質図幅隠岐および説明書. 農務省地調, 1-31.
- 山崎博史 (1984): 隠岐島後の中新統. 島根大学地質学研究報告, **3**, 87-97.
- 山崎博史 (1998): 隠岐島後の後期新生代堆積一造講史と日

本海南部における地形的・構造的起伏起源, 広島大学学
校教育学部紀要, 第 II 部, **20**, 85-153.

Yoshida, T. (1984): Tertiary Ishizuchi Cauldron, Southwest-
ern Japan Arc. *J. Geophys. Res.*, **89**, 8502-8510.