

伊豆半島東方沖ドレッジ試料の岩石学的研究

メタデータ	言語: jpn 出版者: 公開日: 2008-01-25 キーワード (Ja): キーワード (En): 作成者: 中原, 竜二, 海野, 進, 渡辺, 一樹 メールアドレス: 所属:
URL	https://doi.org/10.14945/00000300

伊豆半島東方沖ドレッジ試料の岩石学的研究

中原竜二*・海野 進*・渡辺一樹**

Petrological study of volcanic rocks dredged from
submarine volcanoes off-east of Izu Peninsula

Ryuji NAKAHARA*, Susumu UMINO* and Kazuki WATANABE**

More than 40 topographic highs exist in the area between the eastern coast of Izu-Peninsula and Izu-Oshima island. Most of them are considered to be submarine volcanoes. From 27 April to 1 May in 1991, more than 60 volcanic rocks, sandstones and agglomerates were dredged at 30 points of tops of the seamounts by Ten-yo-maru of Hydrographic Department of Maritime Safety Agency. On the basis of whole rock chemical compositions plotted on a $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O} - \text{FeO}^*$ (total Fe as FeO)-MgO (AFM) diagram, these volcanic samples are divided into two rock types; the high-alkali tholeiite enriched in alkali elements and having lower Fe / Mg ratios and the low-alkali tholeiites depleted in alkalis and having higher Fe / Mg ratios. The former has chemical and petrographical similarities to volcanic rocks of the Higashi Izu Monogenetic Volcano Group. The latter is similar to those of Izu-Oshima volcano in terms of whole rock chemistry. These high-alkali tholeiites dredged from the seamounts and sampled from the Higashi Izu Monogenetic Volcano Group have higher Zr / Y ratios than the low-alkali tholeiites of the submarine volcanoes and Izu-Oshima volcano. The higher Zr / Y ratio of the high-alkali tholeiites are produced by lower degrees of partial melting of the source mantle than the low-alkali tholeiites. The high-alkali tholeiites from the submarine and subaerial volcanoes have a wide spectrum of Zr / Y ratio, indicative of various degrees of partial melting. This could be generated by 4 ~ 10 % fractional melting rather than by batch melting of the source mantle. Areal distribution of Zr / Y ratios, does not show any systematic changes. This is inconsistent with a model that the Higashi Izu Monogenetic Volcano Group derived from a single mantle diapir.

Key words: High-alkali tholeiite, Low-alkali tholeiite, Zr / Y ratio, degree of partial melting, fractional melting.

1992年3月24日受理

* 静岡大学理学部地球科学教室, 静岡市大谷836

Institute of Geosciences, School of Science, Shizuoka University, 836, Oya, Shizuoka 422, Japan.

** 海上保安庁水路部, 東京都中央区築地5-3-1

Hydrographic Department, Maritime Safety Agency, 3-1, Tsukiji 5-chome, chuo-ku, Tokyo 104, Japan.

要 旨

伊豆半島と伊豆大島間の海底には40ヶ所以上の地形的高まりが存在していて、そのほとんどは海底火山体と考えられている。1991年4月27日から5月1日にかけて海上保安庁水路部によって、この海域に存在する海山の頂上、約30ポイントから約60個の火山岩、砂岩、火山噴出物と砂などから成る集塊岩などがドレッジされた。 $\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}-\text{FeO}^*$ (全FeO)-MgO図 (AFM 図) で示される全岩化学組成から、ドレッジされた火山岩は、よりアルカリ元素に富み、低いFe/Mg比をもつ高アルカリソレイト系列と、よりアルカリ元素に乏しく、高いFe/Mg比をもつ低アルカリソレイト系列とに分かれる。両系列はその地球化学的、岩石学的特徴が、それぞれ東伊豆単成火山群、伊豆大島火山と似ている。これらの高アルカリソレイト系列の岩石と東伊豆単成火山群から得られる火山岩は低アルカリソレイト系列の岩石及び伊豆大島火山から得られる火山岩よりもより高いZr/Y比をもっている。マンツルの部分溶融の程度が高いほどZr/Y比は低くなる。したがって高アルカリソレイト系列の岩石と東伊豆単成火山群の本源マグマは低アルカリソレイト系列の岩石と伊豆大島火山よりもマンツルの部分溶融の程度の低いマグマに由来していると思われる。また、高アルカリソレイト系列の岩石と東伊豆単成火山群の岩石のZr/Y比はかなり広い組成領域をもち、マンツルの部分溶融の程度にもかなりの差がある。この違いはN-type MORBのソースマンツルが4~10%分別部分溶融を起こすことによって説明できる。Zr/Y比の地域変化を見ると、東伊豆単成火山群(海底火山も含む)は系統的な分布を示さず、部分溶融の程度も場所によってさまざまであると思われる。したがって東伊豆単成火山群が同一の部分溶融したマンツルダイアピールに由来するというモデルは成立しない。

I. 結 言

伊豆半島と伊豆大島間の海域(相模湾)には40個以上もの円錐状の海山が多数存在している。最近の研究により、それらのほとんどは海底火山体と考えられている(葉室ほか, 1980, 1983; 図1)。葉室ほか(1980)はこの多数の海底火山を総称して「東伊豆沖海底火山群」と呼んだ。

1990年4月27日から5月1日にかけて海上保安庁水路部の測量船「天洋」によって行われた海底ドレッジにより、東伊豆沖海底火山群の海域から多数の新鮮な溶岩塊が採集された。本研究はこれらのドレッジ試料の岩石記載、全岩化学組成及び鉱物組成の分析を行い、この海域の海底火山と東伊豆単成火山群及び伊豆大島火山との関係について考察する。

II. これまでの研究

この地域に存在する海底火山体は、その新鮮な地形から考えて極めて若い時代に出来たもので、火山学上、海底火山の生成機構や内部構造の研究に関連

して重要である。また、これらは大島火山(NAKAMURA, 1960, 1961, 1964; など)と伊豆半島の東伊豆単成火山群(荒牧・葉室, 1977; 葉室, 1978 など)の間に位置しており、島弧を横切る方向の火山岩の化学組成の変化を知る上でも重要である。個々の海底火山体の体積は、小さい山体で 10^{-4}km^3 、大きい山体で $1.5 \times 10^4\text{km}^3$ で 10^8 倍近い差がある(表1)。陸上の東伊豆単成火山群の火山体と比べるとわずかに海底の火山体のほうが大きい。東伊豆単成火山群のなかで最大の体積を持つ大室山でさえ海底の火山体と比べると小さいほうに入る。また、音響探査の解析により得られた海底火山の断面図によると、その山腹の傾斜はおよそ15度で、陸上の山体の傾斜(約30度)よりも緩傾斜である(葉室ほか, 1980)。

また、この海域を挟んで存在している東伊豆単成火山群と伊豆大島火山は古くから多くの研究がなされている。東伊豆単成火山群は島弧の火山フロントを形成する火山としては非常にまれな独立単成火山群であり、玄武岩~デイサイトのbimodalな組成分布を示すソレイト質マグマを約15万年前から噴出している(KOYAMA & UMINO, 1991)。伊豆大島は

同じくソレイト質マグマを噴出している第四紀火山である。また、この地域は島弧の火山フロントであると同時にユーラシアプレートに衝突しているフィリピン海プレート上の火山地域でもある。

葉室ほか (1980, 1983) は同海域のドレッジ試料

の全岩化学分析を行ない、 Na_2O に富む高アルミナ玄武岩 (高アルカリソレイト) 系列と Na_2O の少ない低アルカリソレイトに分類した。それぞれの火山岩は東伊豆単成火山群と伊豆大島火山に対応するものであるとした。葉室ほか (1980, 1983) は高

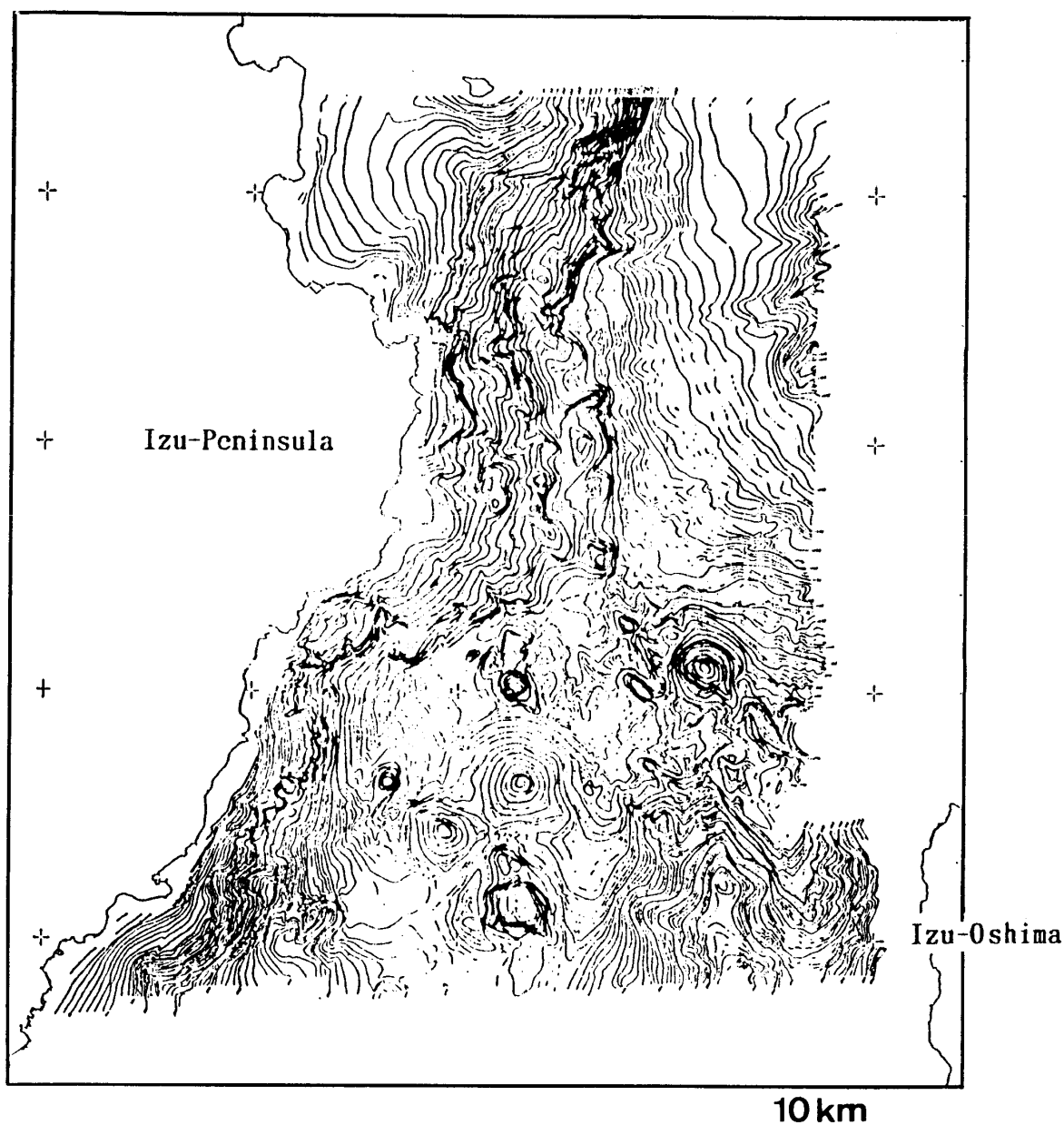


Fig. 1. Submarine topographic map of the off-east of Izu Peninsula (simplified from HAMURO *et al.*, 1980). More than 40 seamounts with circular contour lines are supposed to be submarine volcanic cones.

図1. 伊豆半島東方沖海底地形図 (葉室ほか, 1980を簡素化して引用)

Table 1. Volumes of submarine and subaerial volcanoes in the study area and Izu-Oshima and Omuroyama.

表1. 伊豆半島東方に分布する主な火山の体積比較表

伊豆大島	415 km ³
赤沢海丘	15 km ³
西乳が崎海丘	6 km ³
大室山	0.2 km ³
相模湾南西部に存在する 比較的中・小規模の海山（総数約40）	0.15 km ³

アルミナ玄武岩は伊豆半島側に、低アルカリソレイトは伊豆大島側に分布し、その境界はほぼ伊豆半島と伊豆大島の間を通ることを示した。

Ⅲ. 岩石記載

入手した岩石試料はおよそ60個で全岩分析が可能な量を有する約40個を今回の研究に用いた。試料は溶岩、スコリア、パミス、砂岩であるが、新鮮なもの、酸化したもの、風化したものまでさまざまだった。中にはスコリアの周囲が貝や砂で固まった集合体まであった。表2に個々の記載を示す。

Ⅳ. 薄片記載

試料の鏡下での記載を次に示す。試料は量が十分なものばかりではなかったので、全岩化学分析が行える程度の量の試料を切り取り、余ったものについて薄片を製作した。

溶岩はいずれも玄武岩～安山岩質で斑晶質の岩石と無斑晶質の岩石の両方が見られた。斑晶は斜長石、橄欖石、輝石、磁鉄鉱などが多く、橄欖石は磁鉄鉱を包有しているものが多い。変質している鉱物はほ

とんどない。また、葉室ほか(1980)で述べられているような花崗岩起源の捕獲結晶は見られなかった。以下に個々の記載を示す。

- 1-1: 玄武岩。斑晶は斜長石、斜方輝石、単斜輝石、磁鉄鉱、石基は斜長石、磁鉄鉱、褐色ガラスから成る。
- 1-2: 玄武岩。斑晶は斜長石、斜方輝石、単斜輝石、磁鉄鉱、石基は斜長石、単斜輝石、磁鉄鉱、褐色ガラスから成る。
- 3-2: 玄武岩。斑晶は単斜輝石、斜長石の微斑晶も含まれる。石基は斜長石、橄欖石、褐色ガラスから成る。
- 4-1: 玄武岩。橄欖石と斜長石の斑晶と斜長石と橄欖石、褐色ガラスの石基から成り、斜長石の微斑晶も見られる。石基ガラスの一部と気泡の縁に周りとは異なった、濃い色のガラスがある。
- 5-3: 安山岩。最大長2mmの斜長石斑晶を含む。石基は斜長石、磁鉄鉱、多量の単斜輝石、及びガラスから成る。流理構造が見られる。磁鉄鉱の周りには水酸化物が見られた。
- 7-1: 玄武岩。半自形～他形の斜長石斑晶と他形で丸味を帯びた橄欖石斑晶を含む。斜長石は橄欖石の小結晶を包有する。橄欖石斑晶は単斜輝石で縁取られる。石基は斜長石、橄欖石、単斜輝石及び褐色ガラスから成る。
- 10-2: 安山岩。非常に多孔質であり、斜長石、斜方輝石及び最大長1.5mmの単斜輝石を含む。斜長石は著しい累帯構造を持つ。石基は斜長石、褐色ガラス、磁鉄鉱から成る。
- 13-1: 玄武岩質安山岩。多量の橄欖石斑晶と斜長石斑晶を含む。橄欖石は半自形、最大径1mmでクロムスピネルと磁鉄鉱の小結晶を包有する。斜長石斑晶は最大長1.5mm、累帯構造を示し長柱状か菱形をなす。石基は斜長石、単斜輝石、赤褐色ガラスから成る。
- 15-1: 玄武岩質安山岩。最大径3mmで磁鉄鉱の小結晶を包有する橄欖石斑晶と自形～半自形で累帯構造を示す斜長石斑晶を含む。
- 15-2: 玄武岩質安山岩。非常に多孔質で集斑状。最大長8mmで自形～半自形の斜長石と橄欖石

Table 2. Macroscopic description of the dredged rock samples.
表2. ドレッジ試料の記載

サンプルNo.	岩質	岩石記載	目録の付着
1-1	B	最大12×10×6 cm 低発泡で、斜長石と輝石の斑晶を含む。炭酸塩鉱物が付着していた。	○
1-2	B	最大8×5×3 cm 3個 高発泡で斜長石と輝石の斑晶を含む。	○
3-1	AB	0.8 cm 数十個 スコリア状でガラス質。	
3-1	BB	最大2×1.5×1 cm その他に0.5 cm以下数十個。黄白色で丸みを帯びている。	
3-2	AS	1~0.1 cm 数百個 黒色で円磨されている。ガラス質	
3-2	B	最大1×0.6×0.4 cm 黄白色のバミス。円磨されている。	
4-1	B	最大6×5×3 cm 他9個 全体が褐色で一部腐食している。気泡の内部が一部ガラス質。	
5-2	SS	6×6×2.5 cm 細粒で灰白色。	○
5-3	A	3 cm 無発泡で最大1 mmの斜長石と輝石	
7-1	B	7×5×3.5 cm 無発泡	
10-1	BA	3×2.2×2 cm 端の一部で少し発泡している。	○
10-2	A	5×4×3 cm	
12-1	SS	最大6×4×3 cm 数個	
13-1	BA	7×5×5 cm 1個 表面は腐食している。	○
13-2	BA	6×5×3 cm 急冷緑有り。表面は腐食している。	
15-1	BA	7×6×6 cm 斑晶(斜長石)が20%位有る。気泡を炭酸塩鉱物が埋めている。	○
15-2	BA	5×4×4 cm 斑晶(斜長石、橄欖石、輝石)多い。気泡に炭酸塩鉱物	
15-3	BA	5 cm 斑晶質(斜長石)25%位 表面は酸化している。	
16-1	BA	7×6×5 cm 2個 よく発泡している。	○
16-2	BA	6×5×4 cm 表面変質 気泡中に炭酸塩鉱物有り。	
16-3	BA	最大7×5×3.5 cm 他3個 急冷緑 冷却節理	○
16-4	BA	最大7×5×3 cm 他4個 黒灰色をしていて、泥付着。微斑晶(斜長石)有り。	
17-1	B	12×7×6 cm 斑晶質(橄欖石、斜長石)	○
17-2	BA	12×10×10 cm 表面は腐食している。よく発泡していて、気泡が1方向に層を成している。	
17-3	BA	5×4×3 cm よく発泡していて、気泡はほとんど炭酸塩鉱物で埋められている。	
18-1	BA	6×6×7 cm 斑晶(斜長石、橄欖石) 表面は赤く酸化している。同原物質が礫状に取り込まれている。	○
18-2	BA	5 cm 斑晶(橄欖石、斜長石) 表面は赤褐色に変質している	
18-3	BA	6 cm 表面が赤褐色に変質	
19-1	BA	5×4×2 cm 斑晶(斜長石、橄欖石) 気泡中に炭酸塩鉱物有り。	
19-2	BA	5 cm クリンカーのようにガサガサしている。斑晶(斜長石、橄欖石)は少ない。	○
19-3	BA	3-2 cm 数個 斑晶(斜長石、橄欖石)有り。	○
21-1	BA	3×2×2 cm 他2個 一部ガラス質で斑晶(斜長石<1mm)有り。	
23-1	BA	4 cm 急冷緑有り。	
23-2	BA	5 cm 斑晶(斜長石)少々あり。	○
23-4	BA	最大3.5×2.5×2 cm 急冷緑有り。	
25-1	BA	5 cm	○
25-2	BA	6 cm	○
25-3	BA	8×7×4 cm	○
25-4	BA	9×6×4 cm 斑晶(斜長石、橄欖石 最大 3 mm) 灰色で非常に堅い。亀裂(気泡)に方向性が有る。	○
28-1	BA	最大7×5×5 cm 他2個 斑晶(橄欖石、斜長石、輝石)橄欖石は少々変質している。	○
28-2	BA	7×4×2.5 cm 無発泡で斑晶はほとんど無い。	
28-3	BA	5×4×3.5 cm 他1個 無発泡で斑晶(PL)及び砂付着	
28-4	BA	3.5×3×2 cm 無発泡で緑はガラス質 黒色 砂付着。	
30-1	BA	4 cm 無発泡で斑晶(斜長石)有り。礫状。	○

Legend

- A ----- Andesite
- B ----- Basalt
- BA ----- Basaltic Andesite
- SS ----- Sandstone
- S ----- Scoria

- 及び融食された単斜輝石を含む。石基は斜長石、単斜輝石、褐色ガラスから成る。
- 15-3：玄武岩質安山岩。半自形～他形の斜長石、単斜輝石、斜方輝石と最大径1mmの橄欖石の斑晶を含む。斜長石は最大長2mm、単斜輝石は双晶をなす。斜長石が単斜輝石に挟まれた組織があった。石基は斜長石、単斜輝石、ガラスから成る。
- 16-1：玄武岩質安山岩。平均径約0.8mm、自形～半自形の橄欖石斑晶と累帯構造をもつ斜長石斑晶を含む。橄欖石斑晶は磁鉄鉱の小結晶を包有する。石基は斜長石、多量の磁鉄鉱、橄欖石、褐色ガラスから成る。
- 16-2：玄武岩質安山岩。多孔質で最大長0.5mmで自形～半自形の橄欖石斑晶、長柱状で自形～半自形の斜長石と磁鉄鉱を含む。橄欖石斑晶は磁鉄鉱の小結晶を包有する。石基は斜長石、橄欖石、単斜輝石、ガラスから成る。
- 16-3：玄武岩質安山岩。磁鉄鉱の小結晶を多量に包有する橄欖石斑晶と斜長石斑晶を含む。橄欖石は最大径1.5mmで自形をしている。石基は斜長石、橄欖石、淡い褐色ガラスから成る。流理構造が見られる。
- 16-4：玄武岩質安山岩。多量の磁鉄鉱の小結晶を含有する橄欖石斑晶と磁鉄鉱斑晶を含む。石基は斜長石、橄欖石、ガラスから成る。
- 17-1：玄武岩。最大長3mm、自形～半自形の斜長石斑晶と単斜輝石斑晶、磁鉄鉱を多量に含む。斜長石は累帯構造を示す。石基は斜長石、斜方輝石、単斜輝石、橄欖石、褐色ガラスから成る。
- 17-2：玄武岩質安山岩。最大長1mm、自形～半自形で累帯構造を持つ斜長石斑晶、単斜輝石斑晶、半自形の橄欖石斑晶と斜方輝石斑晶を含む。斜方輝石斑晶は斜長石の小結晶を含有する。石基は斜長石、単斜輝石、褐色ガラスから成る。
- 17-3：玄武岩質安山岩。半自形で累帯構造をもつ斜長石斑晶と最大長1mmで半自形、磁鉄鉱の小結晶を含有する橄欖石斑晶から成る。斜長石斑晶、橄欖石斑晶は共に集斑状をなす。
- 石基は斜長石、橄欖石、単斜輝石から成る。
- 18-1：玄武岩質安山岩。非常に多孔質で、斑晶は斜長石、磁鉄鉱の小結晶を含有する橄欖石、単斜輝石からなる。単斜輝石斑晶と橄欖石斑晶はいずれも集斑状である。石基は斜長石、褐色ガラス、水酸化物から成る。
- 18-2：玄武岩質安山岩。多孔質で、半自形の累帯構造をもつ斜長石と自形～半自形で最大径6mmの橄欖石の斑晶を持つ。橄欖石斑晶は小さな斜長石と磁鉄鉱を包有する。石基は斜長石、褐色ガラスから成る。
- 18-3：玄武岩質安山岩。半自形で、磁鉄鉱の小斑晶を含有する橄欖石斑晶と累帯構造をもち集斑状の斜長石斑晶、単斜輝石斑晶、磁鉄鉱斑晶から成る。石基は斜長石、単斜輝石、褐色ガラスから成る。
- 19-1：玄武岩質安山岩。非常に多孔質で最大長4mm、半自形の斜長石斑晶、単斜輝石斑晶、斜方輝石斑晶からなる。石基は長柱状の斜長石と単斜輝石、斜方輝石、磁鉄鉱から成る。
- 23-1：玄武岩質安山岩。自形で累帯構造をもった斜長石斑晶と単斜輝石斑晶、斜方輝石斑晶から成る。斜方輝石と単斜輝石の平行連晶が見られる。石基は斜長石、単斜輝石、橄欖石、ガラスより成る。
- 23-2：玄武岩質安山岩。多孔質で斑晶は自形～半自形の斜長石、長柱状の単斜輝石と斜方輝石からなる。石基は斜長石とガラスから成る。
- 23-4：玄武岩質安山岩。斑晶は最大1mm長の斜長石、単斜輝石と斜方輝石から成る。単斜輝石と斜方輝石の平行連晶が見られる。石基は斜長石、単斜輝石、斜方輝石、磁鉄鉱、褐色ガラスから成る。この試料は全体がガラス質なので急冷縁部と思われる。
- 25-1：玄武岩質安山岩。斑晶は自形～半自形の斜長石、橄欖石、斜方輝石、単斜輝石と磁鉄鉱から成る。石基は斜長石、単斜輝石、斜方輝石、磁鉄鉱、褐色ガラスから成る。
- 25-2：玄武岩質安山岩。多孔質で累帯構造を持つ斜長石斑晶と最大径1mmで磁鉄鉱の小結晶を

含む橄欖石斑晶と磁鉄鉱斑晶を含む。石基は斜長石、褐色ガラスから成る。

- 25-3：玄武岩質安山岩。累帯構造を持つ斜長石斑晶、磁鉄鉱とクロムスピネルの小結晶を含む丸みを帯びた橄欖石斑晶、単斜輝石斑晶と磁鉄鉱斑晶から成る。橄欖石斑晶、斜長石斑晶、磁鉄鉱斑晶の多くは集斑状をなす。石基は斜長石、単斜輝石、磁鉄鉱から成り、流理構造を示す。
- 25-4：玄武岩質安山岩。斑晶は累帯構造をもつ斜長石、集斑状の単斜輝石と橄欖石、斜方輝石及び磁鉄鉱から成る。橄欖石斑晶は自形～半自形で磁鉄鉱の小結晶を包有する。また微斑晶大の橄欖石が見られる。石基は斜長石、単斜輝石、斜方輝石、磁鉄鉱から成る。
- 28-1：玄武岩質安山岩。最大長2mm、自形～半自形で集斑状の斜長石斑晶と半自形の橄欖石斑晶から成る。斜長石斑晶は累帯構造を示す。石基は斜長石、単斜輝石から成る。
- 28-3：玄武岩質安山岩。最大長1mmで半自形の斜長石斑晶と単斜輝石斑晶から成る。石基は斜長石、単斜輝石、褐色ガラスから成る。

V. 全岩化学組成

1. 試料処理方法

岩石試料は十分に量があるものばかりではなく、小指の先ほどしかない試料も混じっていたので、全岩化学分析が可能な量を有する試料のみを分析に用いた。試料は海水中に長時間存在していたために塩分を多く含み、貝殻や有機物が付着している。そのため貝殻や有機物が付着しているものは希塩酸（約1N）の中に反応しなくなるまでつけておき、それを取り除いた。つぎにそれを水洗し、一晚乾燥機（約80度℃）の中で乾燥させ、岩石カッターで1cm厚の板状に切り、グラインダーで表面や酸化部分を削り落とした。それをタングステン乳鉢で約1cm大に粉砕した。この試料と蒸留水とを入れたビーカーをホットプレートに載せ、4時間から48時間、約80度で放置し塩分を取り除いた（塩分が抜けたかどうかは硝酸銀水溶液を用いて白濁するかどうかで判断した）。

これを再び乾燥器で一晩乾燥させ、最後にタングステン乳鉢で約5mm大以下に粉砕し、粉砕機（オートミル）で15分、自動乳鉢（メノウ）で1～2時間すりつぶした。以上の作業によって全岩化学分析用試料を調整した。

2. 全岩化学組成

1) AFM ($\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O} - \text{FeO}^* - \text{MgO}$) 図

全岩化学組成は東京大学地震研究所の蛍光 X 線分析装置3080 E 3型を用いて主要、微量成分について分析した。表3に分析結果を示す。

これらの分析値を $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O} - \text{FeO}^* - \text{MgO}$ (AFM) 図にプロットしてみると、明瞭に2つのグループに分けられる(図2 a,b)。よりアルカリに富んだグループを高アルカリタイプ、相対的にアルカリに乏しいグループを低アルカリタイプとする。これらはそれぞれ東伊豆単成火山群（宮島ほか、1985）、伊豆大島（藤井ほか、1988；一色、1984）の組成領域に収まっている。表4と図3にタイプごとの斑晶組合せと斑晶のモード組成を示す。高アルカリタイプではかんらん石はほとんどの試料に含まれるのに対し、低アルカリタイプには一部の試料にしか含まれない。

2) 各酸化物及び微量元素-Mg# 変化図

横軸にMg#、縦軸にそれぞれの主要酸化物、微量元素をプロットしてみると(図4)高アルカリタイプは低アルカリタイプよりも高いMg#を有し、互いに異なった組成範囲と分化傾向を示し、かつそれぞれ東伊豆単成火山群、伊豆大島の組成範囲内にほぼ収まる。それぞれのタイプ内での組成変化を見ると低アルカリタイプは系統的で一つの分化経路をもっているようだが、高アルカリタイプではややばらついている。東伊豆単成火山群では玄武岩と花崗岩質岩の混成作用のために分化経路が不明瞭で組成のばらつきが大きい（HAMURO, 1985）。高アルカリタイプはその組成範囲から少しはずれるものが多い。低アルカリタイプでは伊豆大島火山の組成範囲にほとんど収まっているが、 TiO_2 、 Al_2O_3 、 FeO 、 MnO など一部の元素には範囲外にプロットされるデータも見られる。

高アルカリタイプにおいて Al_2O_3 は分化の初期で

SP LITHOLOGY	HIK19-1	HIK19-3	HIK23-4	HIK25-1	HIK25-2	HIK25-3	HIK28-1	HIK28-3	HIK3-1	HIK5-3	HIK13-2	HIK15-2	HIK15-3	HIK16-2	HIK17-2
	ANDESITE	ANDESITE	BASALT	ALTC	ANDE	BASALT	ANDESITE	ANDESITE	BASALT	ANDESITE	ANDESITE	BASALT	BASALT	ANDESITE	ANDESITE
SI	51.743	52.172	53.494	52.738	52.669	52.633	53.392	53.293	50.098	59.357	51.684	52.251	51.78	52.412	53.348
TI	1.074	1.092	1.273	0.862	0.868	0.863	1.157	1.149	0.867	0.744	0.867	1.017	1.004	0.962	0.802
AL	16.312	16.466	14.454	15.927	15.971	15.91	15.146	15.246	17.304	16.474	16.849	17.518	17.516	17.231	17.674
FE2	11.551	11.655	13.411	9.101	9.138	9.167	12.843	12.8	9.879	7.286	9.439	10.884	10.801	8.329	8.244
MNO	0.175	0.183	0.209	0.157	0.165	0.161	0.203	0.2	0.168	0.134	0.164	0.167	0.162	0.139	0.144
MG	5.004	5.03	4.749	8.082	8.078	8.073	4.713	4.814	7.349	4.822	6.941	4.622	4.55	7.205	5.997
CA	10.987	11.062	9.819	10.11	10.058	10.068	10.124	10.141	10.923	7.753	9.756	11.281	11.324	9.579	10.038
NA	1.864	1.832	2.023	2.371	2.399	2.479	1.946	1.949	2.147	3.128	2.419	1.821	1.791	2.951	2.572
K	0.389	0.407	0.464	0.461	0.456	0.453	0.393	0.383	0.288	1.057	0.439	0.386	0.375	0.488	0.492
P	0.096	0.1	0.106	0.192	0.199	0.194	0.084	0.084	0.112	0.171	0.171	0.092	0.089	0.203	0.157
TOTAL	99.195	99.25	99.18	99.542	99.659	99.216	99.609	99.722	99.135	100.926	98.729	100.038	99.392	99.499	99.468
RM	0.31	2.317	2.824	1.126	1.131	1.136	2.725	2.659	1.344	1.511	1.36	2.355	2.374	1.156	1.375
MGV	85.189	43.485	38.701	61.289	61.181	61.091	39.55	40.139	57.013	54.127	56.73	43.089	42.891	60.665	56.464
RB	3.7	5.1	5.2	4.1	5.1	5	3.1	5.5	1.8	19.5	5	3.9	3.5	5.4	4.6
SR	193	192.7	174	371.5	373.3	363.4	179.9	179	289.3	314.4	338.5	199.2	194	427.6	341.9
BA	169.2	162.6	225.6	92.9	82.5	90.1	187.2	179.5	85.1	226.3	96.9	178.4	174.4	84.7	121.8
Y	22.8	23	27	20.1	21.5	21	23.3	24	17.5	21.4	19.8	22.2	21.2	20.2	19.2
ZR	44.4	44.8	50.6	61.6	61.9	61.8	40.3	39.6	33.5	99.9	55.8	41.9	42.1	79.7	65.6
V	503.9	504.5	616.5	274.4	251.4	245.8	553	558.6	292.1	181	256.9	476	475.3	226.1	249.4
OR	62.7	61.5	39.7	400.5	390.7	404	42.5	50.8	188.6	151.3	208.3	51.1	54.8	275.1	110.1
NI	20.9	21.2	17.5	118.9	119.8	120	13.3	15.4	62.6	41.8	85.4	18.8	18.2	108.9	63.4
CJ	165.3	168.4	237.4	70.4	69	70.7	218.3	216.1	87.1	53	54.4	182.8	148.1	47.6	84.4
ZN	100.4	99.6	121.5	79.4	80.3	78.5	112.5	113	91.7	66	86.4	94.8	94.5	77.3	81.1
GA		0.2	1.4	2.3		1.2	17.7	16.3	17.2	16.6	16.6	17.2	0	0	0
TH		1.3	1.2	2.1	2.6	2.6	0.3	1.2	0.2	2.3	0.8	0	0.6	0.8	0.5
NB	0.7					2.6	0.3	0.7	1.6	3.4	1.7	1.4	1.3	2.9	1.9
SC							54	53.2	41.1	21.5	33.2	43.6	0	0	0
LA		3.6	4.9	9.6	11.8	12.9	1.6		0	0.5	7.3	4.6	3.8	6.6	0
OE	15	13.4	8.8	26.3	20.3	11.6	14.6	17.9	11.8	27.9	26.8	5.1	15.6	22	10.8

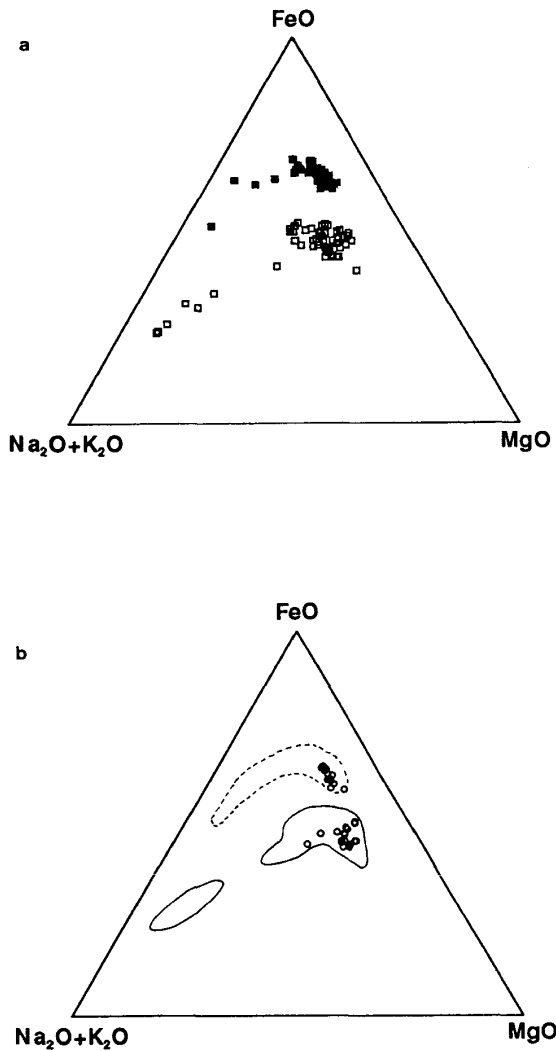


Fig. 2. a) $\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}-\text{FeO}^*-\text{MgO}$ (AFM) diagrams of the subaerial volcanoes, Higashi Izu Monogenetic Volcano Group (HIMGV) and Izu-Oshima volcanoes. Solid squares indicate Izu-Oshima volcano (data from FUJII *et al.*, 1988; ISSHIKI, 1984) and open squares indicate Higashi Izu Monogenetic Volcano Group (data from MIYAJIMA *et al.*, 1985). b) $\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}-\text{FeO}^*-\text{MgO}$ (AFM) diagram of volcanic rocks dredged from submarine volcanoes. The area encircled by the solid line is the range of the volcanic rocks from the Higashi Izu Monogenetic Volcano Group, and that encircled by the broken line is that from Izu-Oshima volcano.

図2. a) 東伊豆単成火山群及び伊豆大島の火山岩のAFMダイアグラム。■：伊豆大島(藤井ほか, 1988; 一色, 1984), □：東伊豆単成火山群(宮島ほか, 1985)。b) ドレッジ試料のAFMダイアグラム。○：ドレッジサンプル, 実線：東伊豆単成火山群の組成領域, 破線：伊豆大島の組成領域。

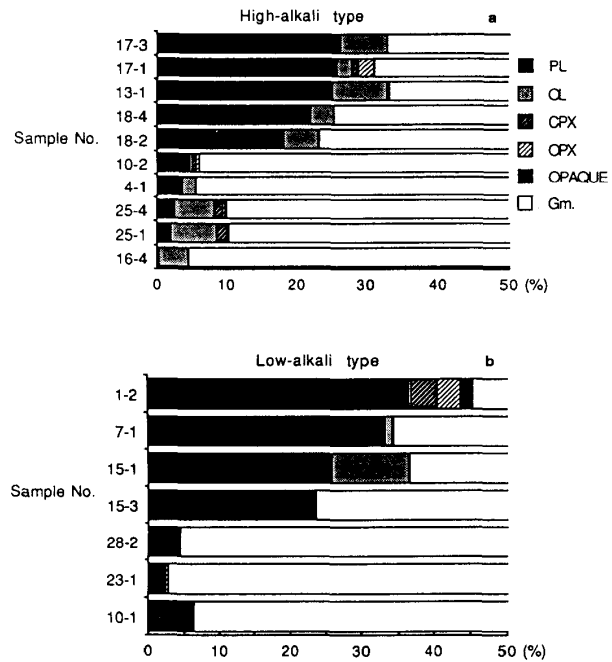


Fig. 3. Modal compositions of volcanic rocks dredged from submarine volcanoes. a) The high alkali tholeiites dredged from submarine volcanoes. b) The low alkali tholeiites dredged from submarine volcanoes.

図3. ドレッジ試料のモード組成. a) 高アルカリタイプのドレッジ試料. b) 低アルカリタイプのドレッジ試料.

増加し、その後減少することから分化の初期では斜長石の分別が起こっていないか、もしくは斜長石が濃集していることを示している。実際に Al_2O_3 の最も高い値を示す試料はMg#の最も高い試料よりも斜長石のモード組成は大きい。また、 MgO 、 NiO 、 Cr の変化は橄欖石とクロムスピネルの分別が効果的に起こっていることを示している。これらは斑晶組合せと調和的である。Mg# = 61~59の分化経路は、斜長石11.5%の集積と、単斜輝石0.5%の分別で説明でき、Mg# = 59~56の分化経路は、かんらん石1.4%、斜長石5.8%の分別と、単斜輝石1.3%、クロムスピネル0.9%の集積で説明可能である。ただし、Mg#の最も低い試料はどの変化図を見ても一連の組成領域からは外れているので単純な結晶分別作用以外の現象も起こっていることが考えられる。 K_2O 及び微量元素である Y, Zr, Ba, Rb, Sr はいず

Table 4. Phenocryst assemblages of volcanic rocks dredged from submarine volcanoes.

表4. ドレッジ試料の斑晶組合せ.

High-alkali type					
Phenocrysts					Number of samples
	OL	PL	CPX	OPX	
I	○				1
II	○	○			7
III	○	○	○		4
IV	○	○	○	○	5
V		○	○	○	2

Low-alkali type					
Phenocrysts					Number of samples
	OL	PL	CPX	OPX	
I	○	○			4
II	○	○	○		2
III	○	○	○	○	2
IV		○	○	○	4

れも液相濃集元素であるにもかかわらず、Mg#が減少しても増加しない。この原因として花崗岩質岩の混成作用、もしくはマグマ混合が考えられるが、東伊豆単成火山群にしばしば見られる斜長石や石英の捕獲結晶 (HAMURO, 1985) はほとんど見られなかったので花崗岩質岩の混成作用の可能性は低い。しかし、葉室ほか (1980, 1983) は石英の捕獲結晶を一部の試料から報告しているので、この可能性は否定できない。Ti, V, Cu, Zn はMg#の減少と共にわずかではあるが減少する傾向にある。これらの元素は低アルカリタイプの岩石の中では逆に増加していて、液相濃集元素としての傾向をよく示す。これは橄欖石中にひんぱんに含まれる鉄チタン鉱物が高アルカリタイプにおいて、より効果的に分別しているためと思われる。La と Ce は高アルカリタイプ、低アルカリタイプ共に非常にばらつきが大きい、これは XRF の検出限界ぎりぎりにあるため、おおよそ誤差範囲内で一定であると思われる。低アルカリタイプは Al_2O_3 の変化が分化の程度とは関係なく顕著に上昇していることと、斜長石のモード組成と Al_2O_3 及び Sr との間に正の相関 (図5 a,b) が認めら

れることから、斜長石の集積が起こっているものと考えられる。これは大島火山の全岩化学組成の変化が主に斜長石の集積で説明されるのと調和的である (NAKANO & YAMAMOTO, 1991)。低アルカリタイプの分化トレンドは、かんらん石5.9%、斜長石23.5%、斜方輝石16%の分別と単斜輝石18%の集積で説明できるが、Mg#が高く Al_2O_3 に富んだ試料は斜長石が濃集しているために、実際の液の組成は今回得られた試料のうちのMg#の低い方の全岩組成に近いだろう。表5に分別計算に用いた各鉱物の組成を示す。

VI. マグマの温度

石基輝石 (普通輝石、ピジョン輝石) を EPMA で分析し、その化学組成から石基の輝石が結晶したときの推定温度、すなわちマグマが噴出したときの温度を推定した。分析には静岡大学理学部地球科学教室の JEOL 製 JCSA 733型電子線マイクロアナライザー (EPMA) を使用した。また、輝石の平衡温度は LINDSLEY (1983) によって求めた。表6に得られた温度を示す。高アルカリタイプの岩石については二つのサンプルについてしか温度を決定していないが、高アルカリタイプの岩石の方が低アルカリタイプの岩石よりも噴出時の温度が高かったことがわかる。

VII. 考 察

1. 高アルカリタイプ、低アルカリタイプの分布

横軸にMg#、縦軸に Zr/Y 比をとって東伊豆単成火山群、伊豆大島、高アルカリタイプ、低アルカリタイプのすべての試料をプロットしてみると、東伊豆単成火山群と高アルカリタイプ、伊豆大島と低アルカリタイプはそれぞれ似かよった Zr/Y 比をもつ領域にプロットされる (図6)。Zr と Y はどちらも液相濃集元素であり、その比はマグマが分化してもほぼ一定の値を取る。すなわちその比の違いは本源マグマの違いを反映している。このことから東伊豆単成火山群と伊豆大島は異なった本源マグマをもち、高アルカリタイプと低アルカリタイプはそれぞれ東伊豆単成火山群と伊豆大島と同じ本源マグマか

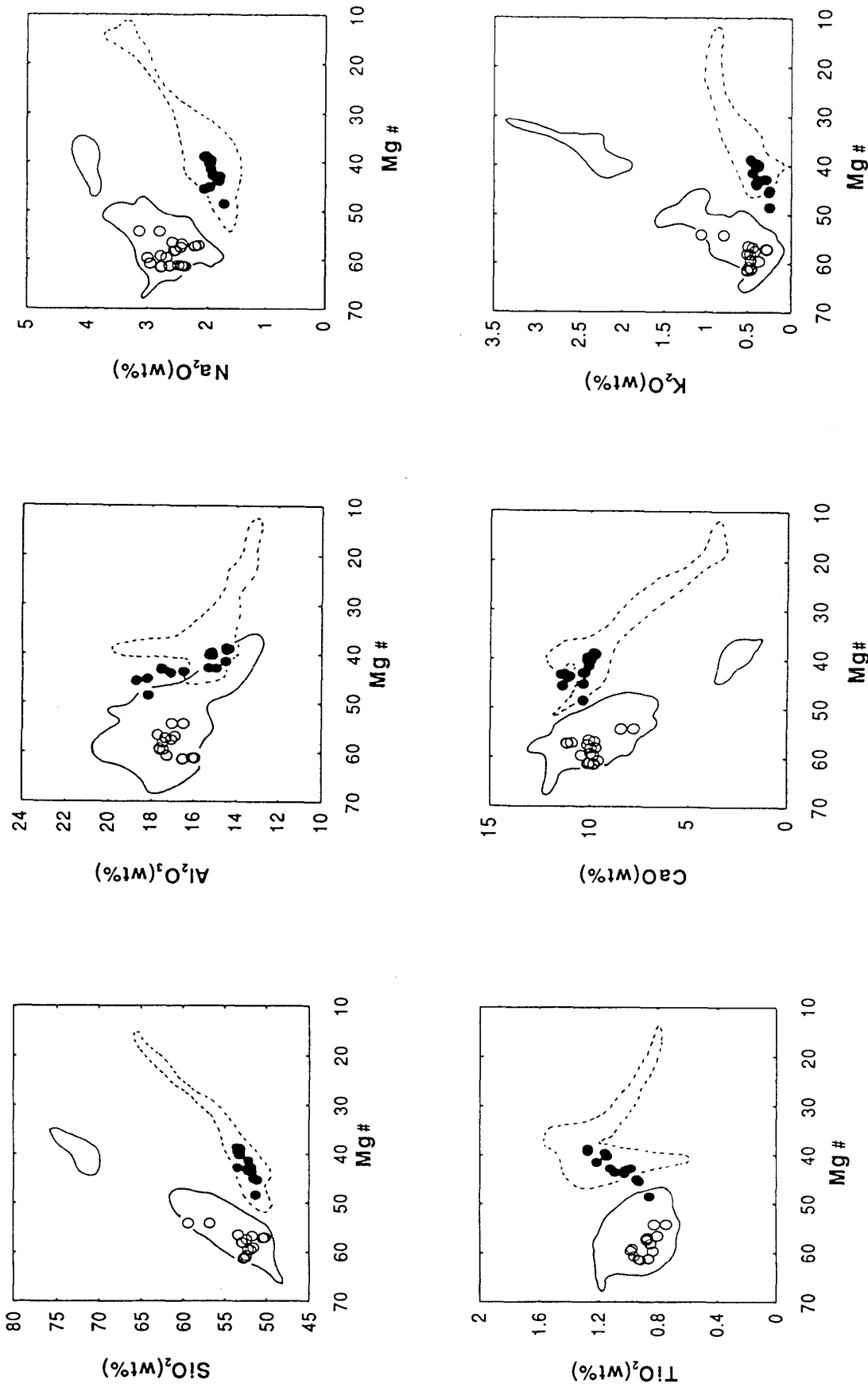
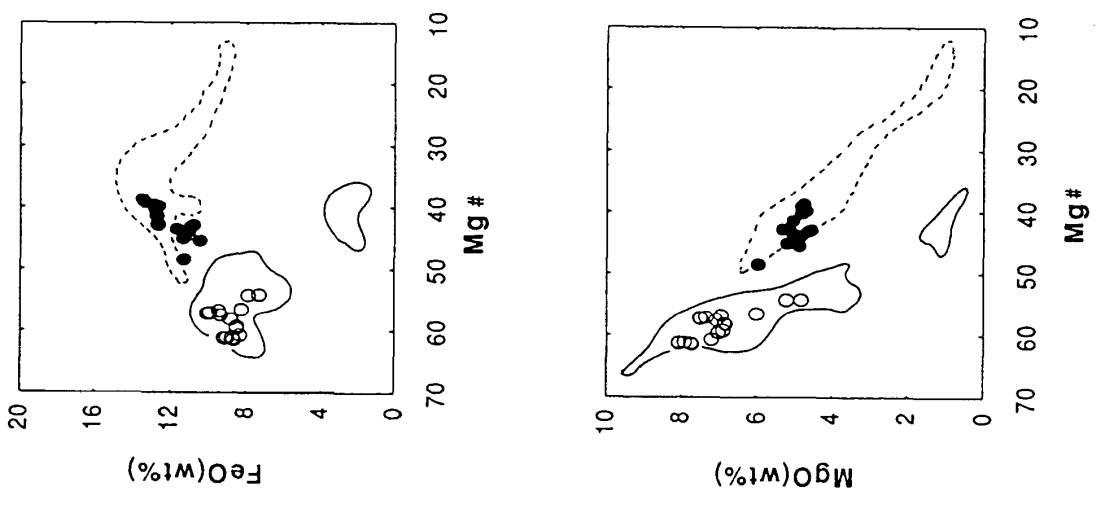
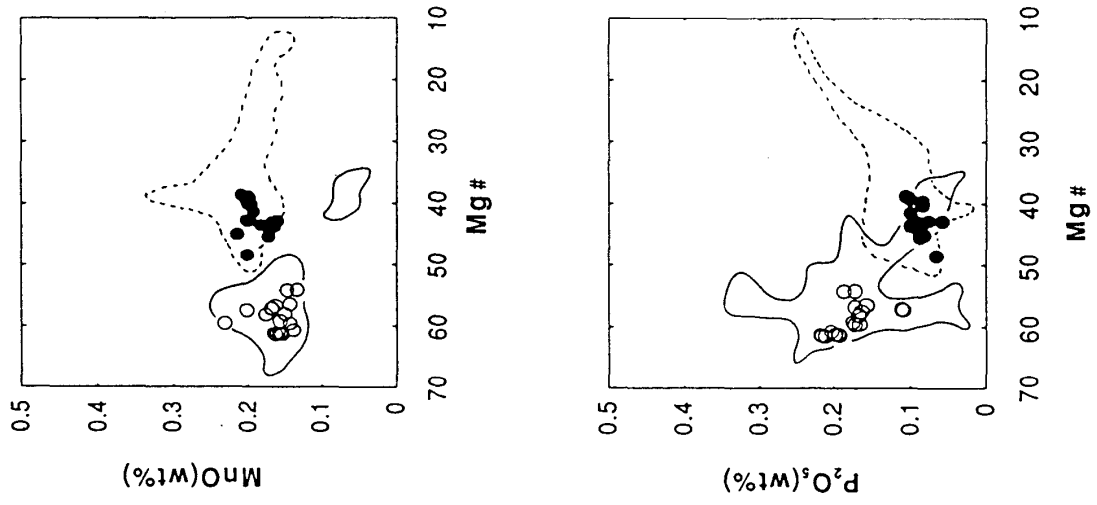
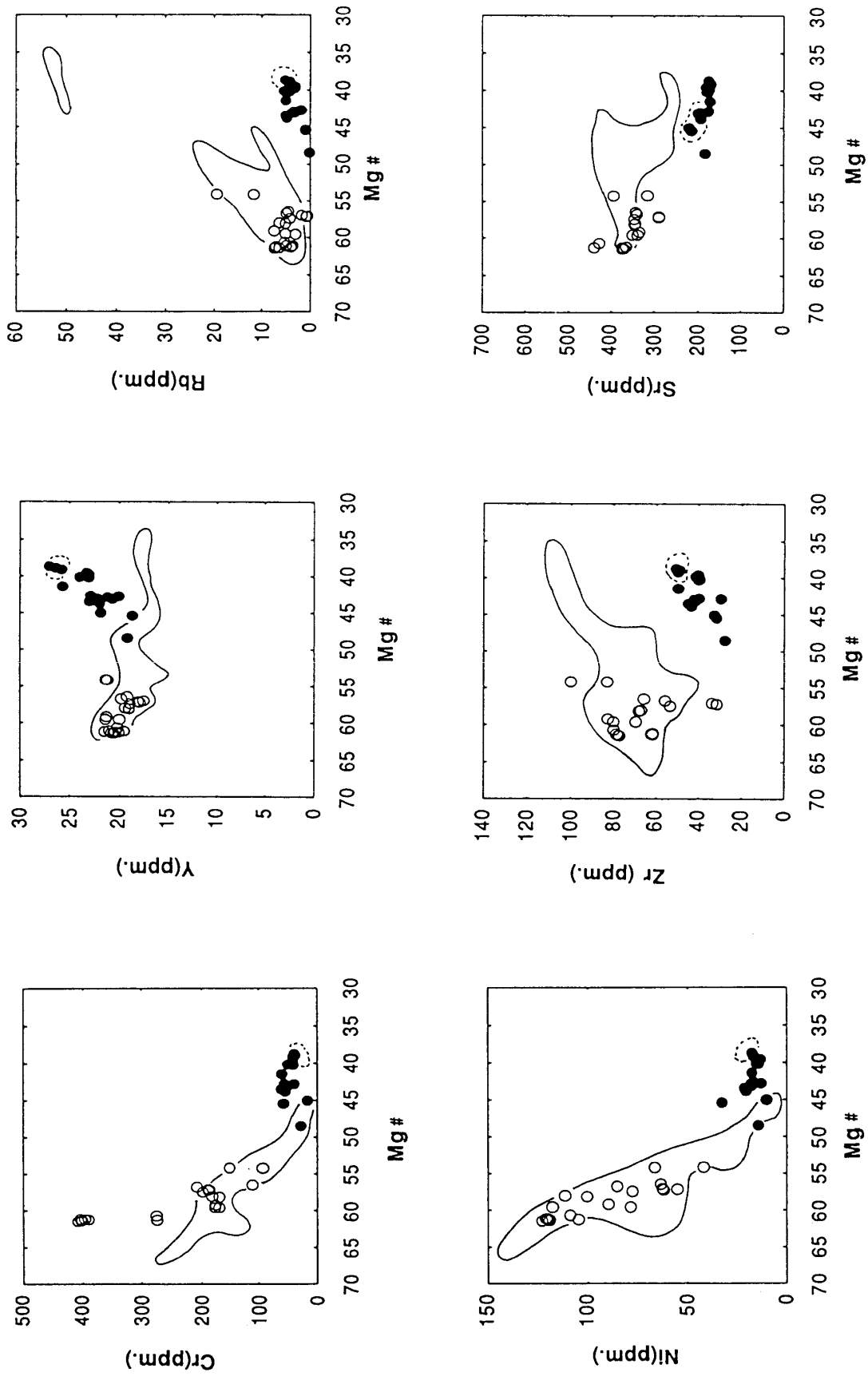


Fig. 4. Variation diagrams of oxides and trace elements compositions of volcanic rocks dredged from submarine volcanoes. The area encircled by solid lines indicate the Higashi Izu Monogenetic Volcano Group, and that encircled by broken lines indicate Izu-Oshima volcano.

図4. ドレッジ試料の主要元素及び微量元素のバリエーションダイアグラム. 実線で囲まれた領域は東伊豆単成火山群, 破線で囲まれた領域は伊豆大島の組成領域を示す.





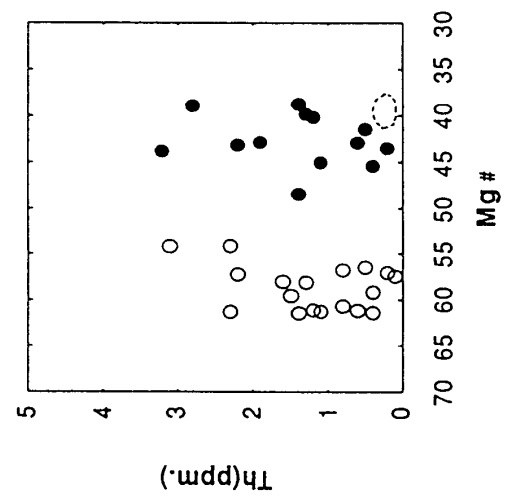
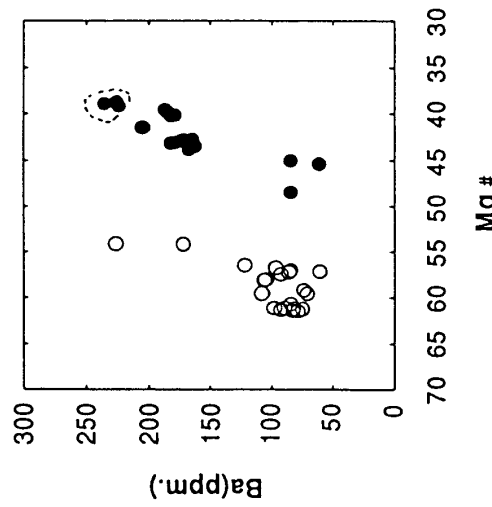
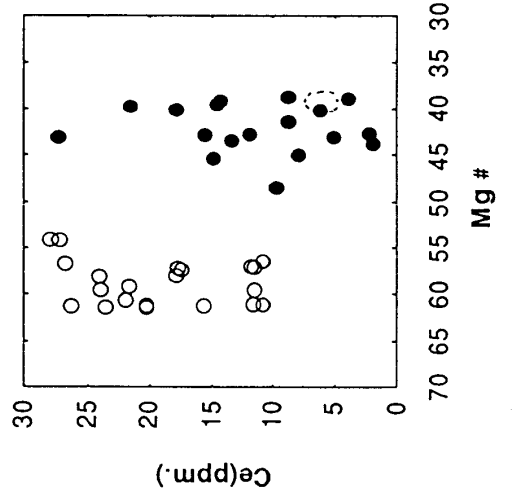
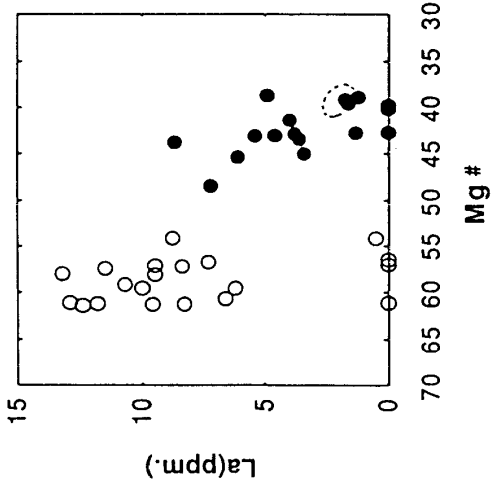
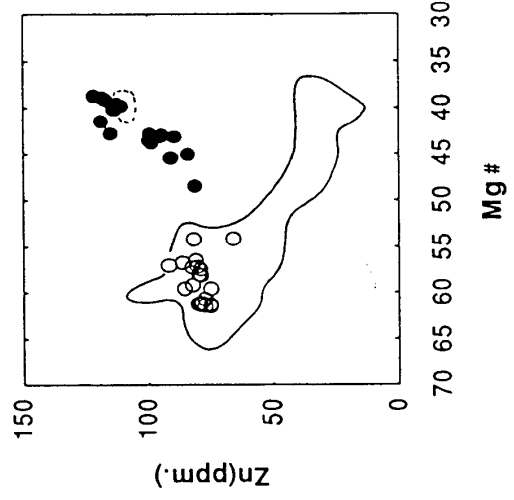
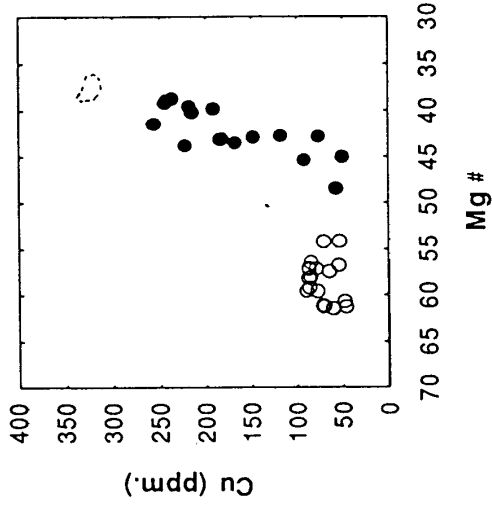


Table 5. End compositions of volcanic rocks and chemical compositions of minerals for addition-subtraction calculations.

表5. 結晶分別計算に用いた全岩化学組成と各鉱物の化学組成.

	High alkali toleite Path 1(57<Mg#<61)						Path 2(53<Mg#<57)					
	IC	FC	CFC	pl	cpx	sp	IC	FC	pl	ol	cpx	sp
SiO2	52.63	52.03	52.11	49.901	53.018	0.961	52.03	52.35	48.998	37.87	53.018	0.961
TiO2	0.86	0.98	0.78	0.036	0.256	1.371	0.98	0.88	0.02	0.005	0.256	1.371
Al2O3	15.91	17.76	17.39	29.853	1.744	13.4	17.76	17.07	31.693	0.038	1.744	13.4
FeO	9.17	8.58	8.2	0.713	9.227	50.4	8.58	9.56.017	0.784	15.607	9.227	50.4
MnO	0.16	0.16	0.14	0.014	0.314	0.4	0.16	7.03	0.045	0.231	0.314	0.4
MgO	8.07	6.97	7.05	0.245	18.89	7.679	6.97	9.88	1.914	42.328	18.89	7.679
CaO	10.07	10.08	10.61	15.299	16.081	0.062	10.08	2.45	16.435	0.186	16.081	0.062
Na2O	2.48	2.8	2.51	3.061	0.107	0.233	2.8	0.44	2.473	0	0.107	0.233
K2O	0.45	0.47	0.41	0.081	0	0.03	0.47	0.19	0.065	0.003	0	0.03
P2O5	0.19	0.18	0.17	0	0	0	0.18	0.05	0	0	0	0
Total	99.99	100.01	99.37	99.203	99.637	74.536	100.01	90.34	102.427	96.268	99.637	74.536

Low alkali toleite			
IC	FC	pl	ol
SiO2	51.2	53.44	45.536
TiO2	0.86	1.28	0.024
Al2O3	18.13	14.43	32.317
FeO	11.29	13.45	0.902
MnO	0.2	0.2	0.02
MgO	5.93	4.8	0.108
CaO	10.35	9.77	17.836
Na2O	1.72	2.06	1.291
K2O	0.24	0.46	0.017
P2O5	0.06	0.1	0
Total	99.98	99.99	98.051

IC=Initial Composition
FC=Final Composition
CFC=Calculated Final Composition

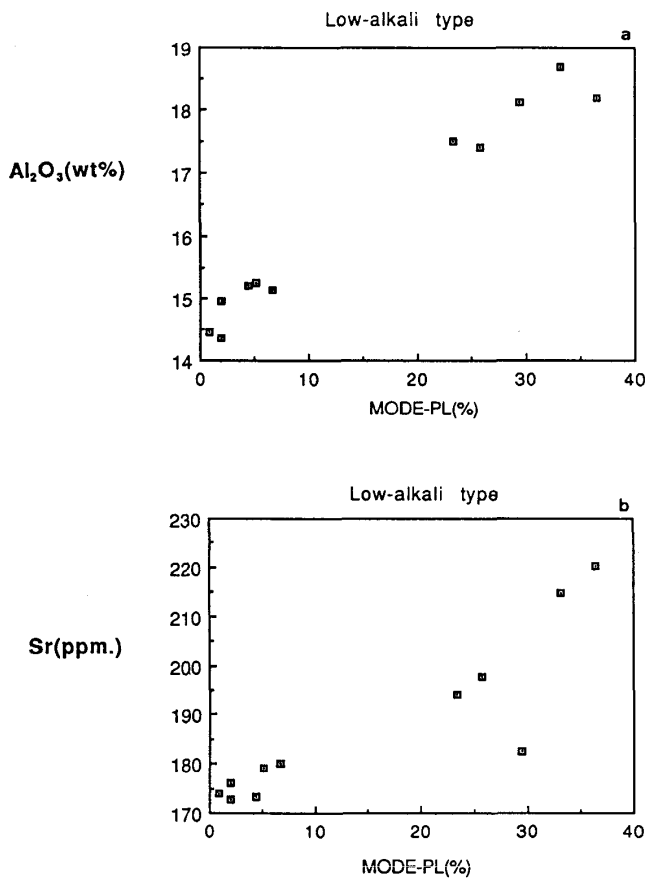


Fig. 5. Al_2O_3 and Sr vs. plagioclase modal compositions of low alkali tholeiites dredged from submarine volcanoes. a) Al_2O_3 . b) Sr.
 図5. 低アルカリソレライトにおける Al_2O_3 (a) 及びSr (b) と斜長石のモード組成との相関図

Table 6. Crystallization temperature of ground-mass pyroxenes of high alkali and low-alkali tholeiites dredged from submarine volcanoes. Calculations are after LINDSLEY (1983).

表6. 石基輝石の化学組成により推定されるマグマ噴出時の温度

Low-alkali type °C		High-alkali type °C	
1-1	1100	16-4	1200
1-2	1100	25-4	1200
7-1	1140		
10-1	1140		
15-1	1150		
19-2	1160		
23-1	1150		
28-2	1180		

らの噴出物であろう。

葉室ほか (1980, 1983) は本研究と同じ海域の火山岩を高アルミナ玄武岩系列と低アルカリソレイト系列に分類し、その地理的分布について述べた。それによると高アルミナ玄武岩は伊豆半島寄りに、低アルカリタイプは伊豆大島寄りに分布している。これに本研究の結果をプロットすると、一部のポイント (Site 1, 7, 10) を除いて同じような分布を示す (図7)。Site 1 は岩石の肉眼的特徴と薄片の観察により陸上の宇佐美火山からの転石と思われる。Site 7 と Site 10の高アルカリタイプの岩石は岩石の腐食の程度から転石と思われる。赤沢海丘と熱川海丘は東伊豆単成火山群が活動する前の古い火山体である (葉室ほか, 1980, 1983)。以上のことから、もう一度検討すると、おおまかに、高アルカリタイプ (高アルミナ玄武岩) が東伊豆単成火山群寄りに、低アルカリタイプ (低アルカリソレイト) が伊豆大島側に分布していて、中間付近で共存しているように見える。

HAMURO (1985) は東伊豆単成火山群の岩石を斑晶組合せに注目して玄武岩 I (斜長石+橄欖石)、玄武岩 II (斜長石+橄欖石+単斜輝石)、玄武岩 III (斜

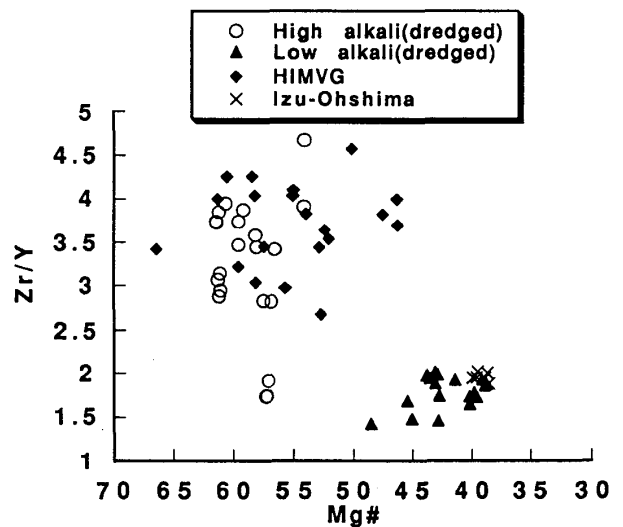


Fig. 6. Zr/Y ratios vs. Mg# of the dredged samples and the volcanic rocks of the Higashi Izu Monogenetic Volcano Group.
 図6. 東伊豆単成火山群におけるZr/Y-Mg#相関図

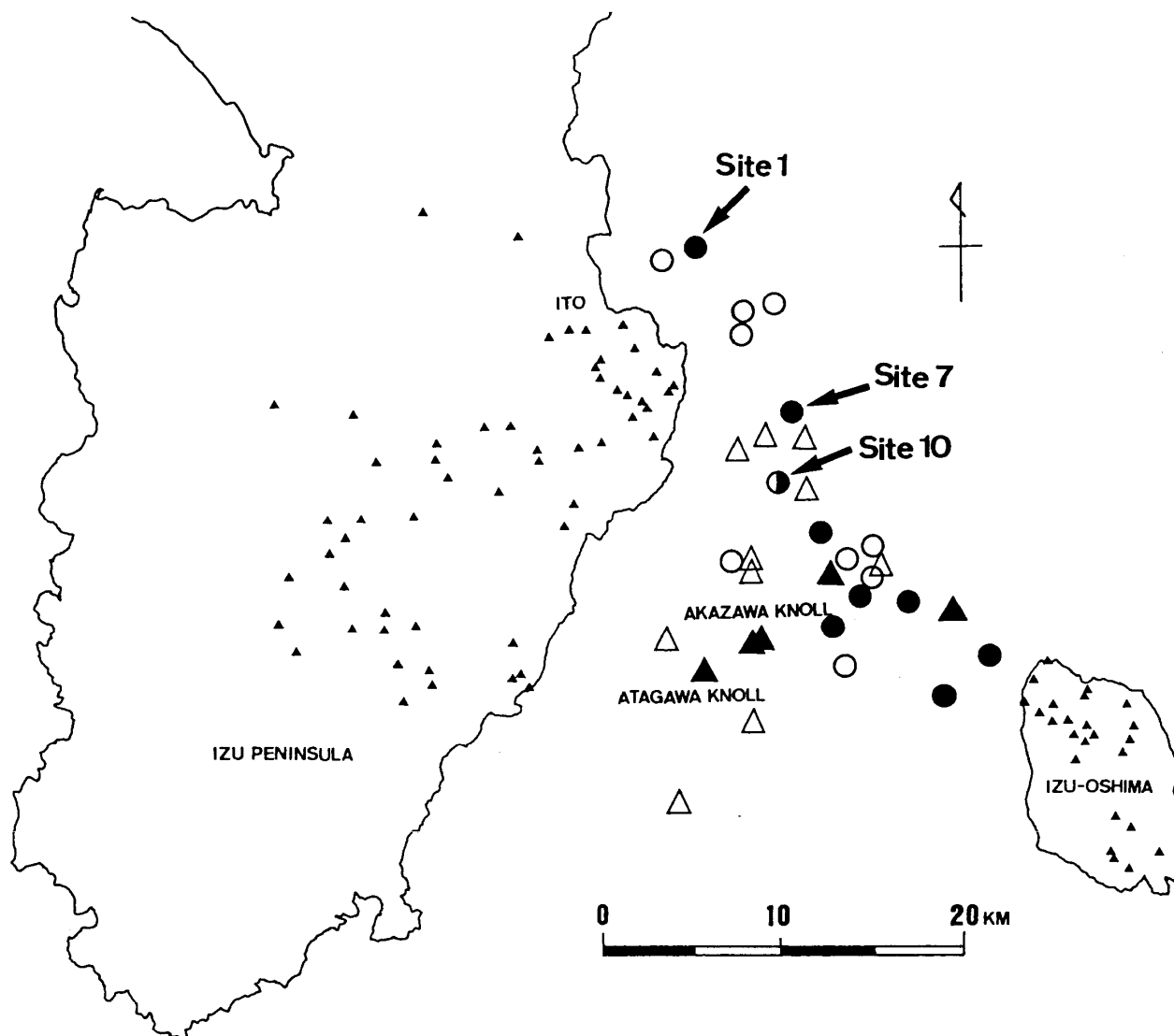


Fig. 7. Areal distribution of rock types of submarine volcanoes. Circles indicate volcanic rocks dredged by this study and triangles indicate those of HAMURO *et al.* (1980, 1983). Solid and open symbols indicate high-alkali and low-alkali tholeiites respectively. Small triangles are volcanic centers of subaerial volcanoes.

図7. 全岩化学組成の地域変化。●と▲は低アルカリソレアイトで、○と△は高アルカリソレアイトを示している。また丸印と三角印はそれぞれ本研究、葉室ほか(1980, 1983)のドレッジ結果。小三角は陸上の火口を示す。

長石+橄欖石+単斜輝石+斜方輝石)及び同様に安山岩Ⅰ, 安山岩Ⅱ, 安山岩Ⅲ, デイサイトⅠ, デイサイトⅡに分け, その地域変化とマグマの関係について述べた。おおまかに, 玄武岩Ⅰは大室山より北に, 玄武岩Ⅱはそれより南と大室山周辺に, また, カワゴ平を除けば安山岩とデイサイトも大室山周辺に分布する。同じ基準でドレッジ試料を分類し, そ

の地域変化を見ると(図8)あまり法則性はない。しかし, 一つだけ注目すべきことは西乳が崎海丘が3つのタイプの玄武岩をすべて噴出していることである。このことから西乳が崎海丘は単成火山ではなく複成火山の可能性も考えられる。この海丘がほかの単成火山に比べて極端に体積が大きい(表1)こともこの可能性を支持する。

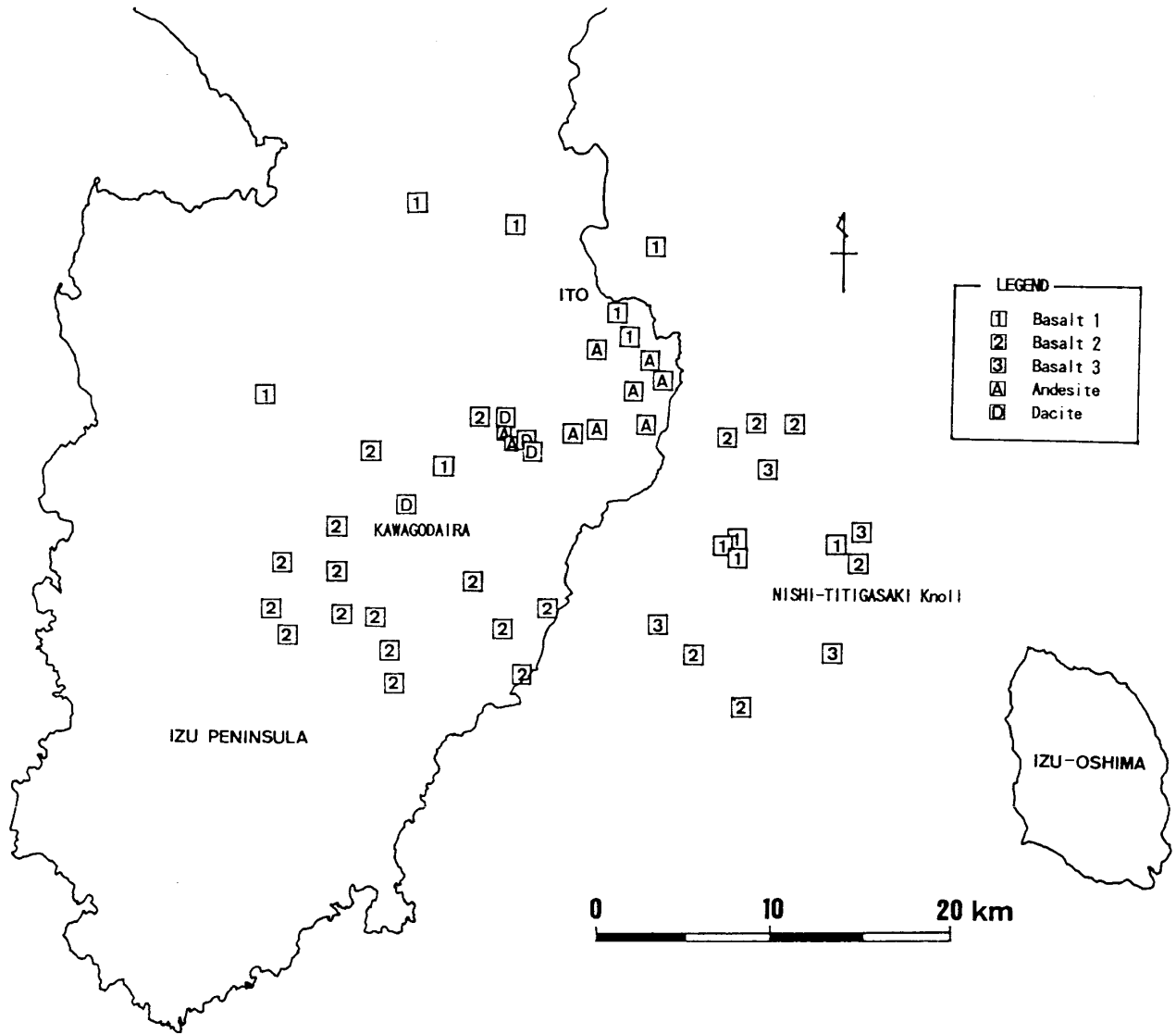


Fig. 8. Map of areal distribution of phenocryst assemblages of high-alkali tholeiites from subaerial and submarine volcanoes. Data of subaerial volcanoes are after MIYAJIMA *et al.* (1985). Data are classified after HAMURO (1985).

図8. 斑晶組合せの地域変化. 陸上のデータは宮島ほか (1985) から引用し, 葉室 (1985) に従って分類した.

2. 高アルカリタイプと東伊豆単成火山群の本源マグマ

東伊豆単成火山群の岩石と高アルカリタイプの岩石は図6からも判るように, Zr/Y 比が非常に広い組成範囲を示す. Zr と Y は液相濃集元素なので単なる結晶分化だけではこのばらつきは起こりえない. 考えられる原因としてソースマンタル自身の不均一性, 地殻物質による混染作用, ソースマンタルの部

分溶融の程度の違いが挙げられる. ここではソースマンタルは均一なものと仮定する. 図9は東伊豆単成火山群の火山岩(データはHAMURO, 1985を引用)の Zr/Y 比と SiO_2 との相関を示したものであるが, これを見る限り捕獲岩を含むものとそうでないものの Zr/Y 比に大きな違いは見られない. したがって地殻物質のコンタミネーションは Zr/Y 比のばらつきの直接的な原因ではない. そこでソースマンタル

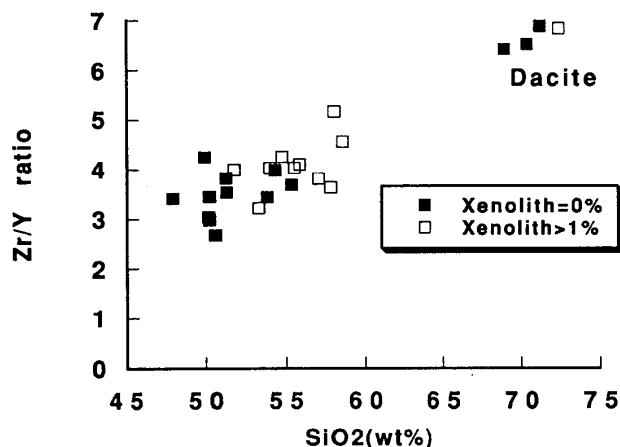


Fig. 9. SiO₂ vs. Zr/Y ratio diagram of HIMGV. Dotted squares indicate volcanic rocks that contain no xenolith and open squares indicate those that contain xenolith more than 1%.
 図9. 東伊豆単成火山群の火山岩のZr/Y-SiO₂図. ■は捕獲岩を含まないもの, □は捕獲岩を1%以上含むもの.

の部分溶融の程度の違いを考えてみる. 図10は東北日本弧で推定されているソースマンテル (SAKUYAMA & NESBITT, 1986) と N-MORB (WOOD *et al.*, 1979) を50%まで部分溶融させた時の液の組成を1%ごとにプロットしてある. 図10 aはバッチ溶融, 図10 bは分別溶融の場合である. まず, バッチ溶融の場合, 東伊豆単成火山群と高アルカリタイプのマグマを作るためには30~40%の部分溶融が必要であり, あまりにも非現実的である. しかし, 分別溶融なら4~10%の部分溶融でこれらのマグマが生成可能である. また, この図から分かるように, Zr/Y比は部分溶融の程度が大きくなるほど小さくなる. したがって東伊豆単成火山群と高アルカリタイプの火山がマンテルダイアピールに由来するとすれば, Zr/Y比はこの火山群の中心でもっと低く, 周辺に行くほど高くなることが予想される. 図11は東伊豆単成火山群と高アルカリタイプの玄武岩と安山岩のZr/Y比の地域変化を示したものであるが, この分布を見る限りそのようには見えない. また東伊豆単成火山群は現在までの約15万年間で総量約2.5 km³の噴出物を放出している, これが仮に10%の部分溶融を起こしているとするとマンテルダイアピールの大きさは25km³

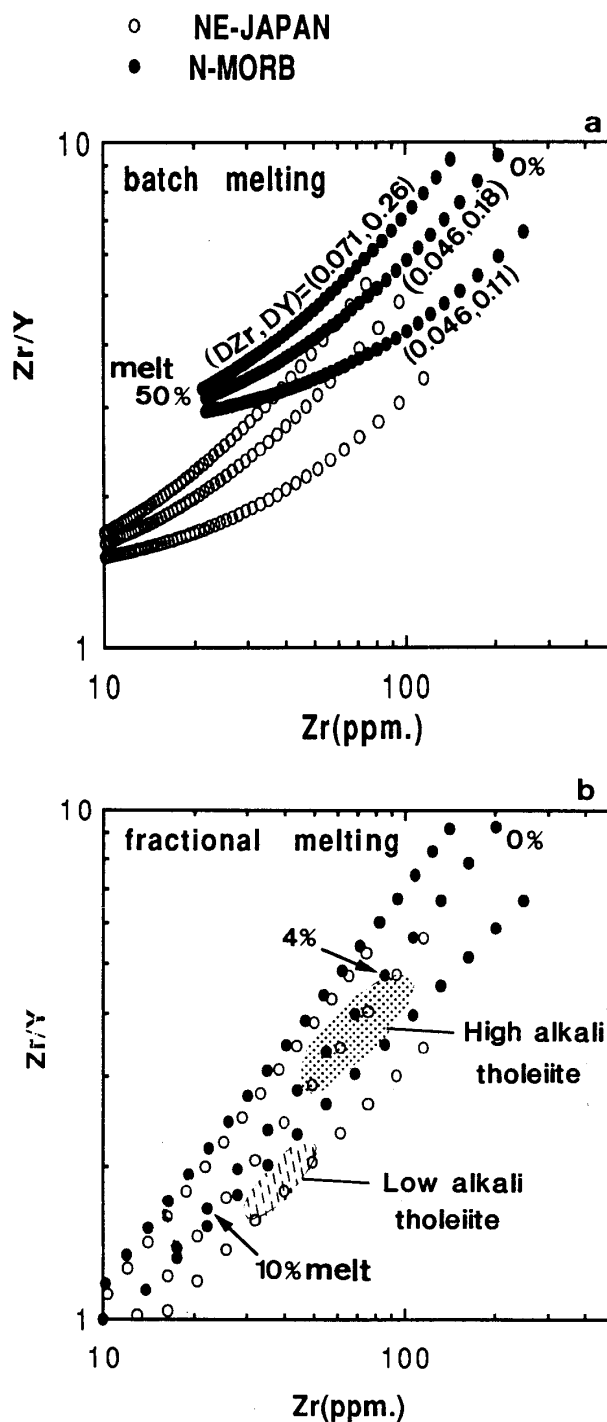


Fig. 10. Batch (a) and fractional (b) melting model. Estimated chemical compositions of source mantle and partition coefficient are after SAKUYAMA & NESBITT (1986) and WOOD *et al.* (1979) respectively.

図10. 平衡溶融と分別溶融による東北日本弧とN-MORBのソースマンテルの溶融計算. 液と残留相との分配係数及び東北日本とN-MORBのソースマンテルの化学組成はWOOD *et al.* (1979), SAKUYAMA & NESBITT (1986)を引用.

ということになる。東宮(1991)のモデルによると、東伊豆単成火山群の活動期間に対するマントルダイアピールの大きさは 1000 km^3 以上で、地殻中の貫入岩を考慮してもあまりにも大きすぎる。また多くの島弧火山では活動の初期において多量の噴出物を放出し、しだいにその噴出率が衰えていくが、東伊豆単成火山群では逆に最近35 ka以降の噴出量が大半をしめている。これらのことから東伊豆単成火山群と高アルカリタイプの火山はマントルダイアピールに由来するとは考えにくい。

3. 東伊豆単成火山群及び伊豆大島のマグマ供給システム

東伊豆単成火山群の岩石には上部地殻を構成すると思われるトーナライトの混成作用が認められることと、震源分布から、東伊豆単成火山群のマグマ溜りは上部地殻と下部地殻の境界付近(15km前後)に存在していると考えられる。これに対して、伊豆大島火山のマグマ溜りは(KOYAMA & UMINO, 1990)地下5~10kmと、東伊豆単成火山群よりも浅い位置に存在していると推定されている(井田ほか, 1988; 荒牧・藤井, 1988)。また東伊豆単成火山群及び高アルカリタイプの岩石は伊豆大島及び低アルカリタイプの岩石よりも高いZr/Y比を持つことから、伊豆大島及び低アルカリタイプのマグマは東伊豆単成火山群及び高アルカリタイプのマグマよりも部分溶融の程度が大きかったと思われる。表6に示すとおり、名基輝石の示す温度は高アルカリタイプの方が低アルカリタイプよりも高温であるが、これは低アルカリタイプの方がより高いFe/Mg値を有し、分化していることと調和的である。したがって、東伊豆単成火山群(高アルカリタイプも含む)は地下深部に発生した部分溶融の程度の低いマグマが分化することなく噴出し、伊豆大島火山(低アルカリタイプを含む)では比較的浅いところに発生した部分溶融の程度の高いマグマが地下浅所のマグマ溜りにある間に冷却し、分化が進んだ後に噴出したと考えられる。

以上の結果をもとにこの海域と東伊豆単成火山群及び伊豆大島の地下の構造を推定した(図12)。それぞれのタイプの岩石は高アルカリタイプの岩石が東伊豆単成火山群と同じマグマ溜りから、低アルカリ

タイプの岩石が伊豆大島と同じマグマ溜りから供給されていると考える。東伊豆単成火山群は北西-南東方向の配列を持つ、ほぼ同時代に噴出した火口列をもっていることから、マグマの陸上への到達は、北西-南東方向に伸びた岩脈によるものと思われる。

Ⅷ. 結 論

今回のドレッジ試料の分析及び東伊豆単成火山群と伊豆大島の化学組成について検討、比較することにより以下のことが分かった。

1. 伊豆半島と伊豆大島間の海底に存在している海底火山はその化学組成から、アルカリ元素に富む高アルカリソレイト系列とアルカリ元素に乏しい低アルカリソレイト系列に分けられる。
2. この二つの系列はAFMダイアグラム及びZr/Y比からそれぞれ東伊豆単成火山群、伊豆大島火山と同じ本源マグマ由来のものである。
3. 東伊豆単成火山群及び高アルカリソレイトのZr/Y比の地域変化はソースマントルの分別溶融の程度の違い(4~10%)で説明可能である。
4. 東伊豆単成火山群と高アルカリソレイトのマグマはマントルダイアピールに由来するものではない。

謝辞: 本研究を進めるにあたって、海上保安庁水路部の大島章一氏には伊豆東方沖で行われた海底ドレッジの岩石試料を提供していただいた。北海道大学の荒牧重雄教授(当時、東京大学地震研究所教授)には東京大学地震研究所において全岩化学分析を行っていただき、さらに本論文を査読していただいた。また、静岡大学理学部の黒田直教授にも査読していただいた。静岡大学教育学部の小山真人博士には相模湾の地下構造について有益な助言をいただいた。また、加藤 恵女修士には東伊豆単成火山群のデータを提供していただいた。同山本純一氏には図の作成にあたりご協力をいただいた。これらの方々に深く感謝いたします。

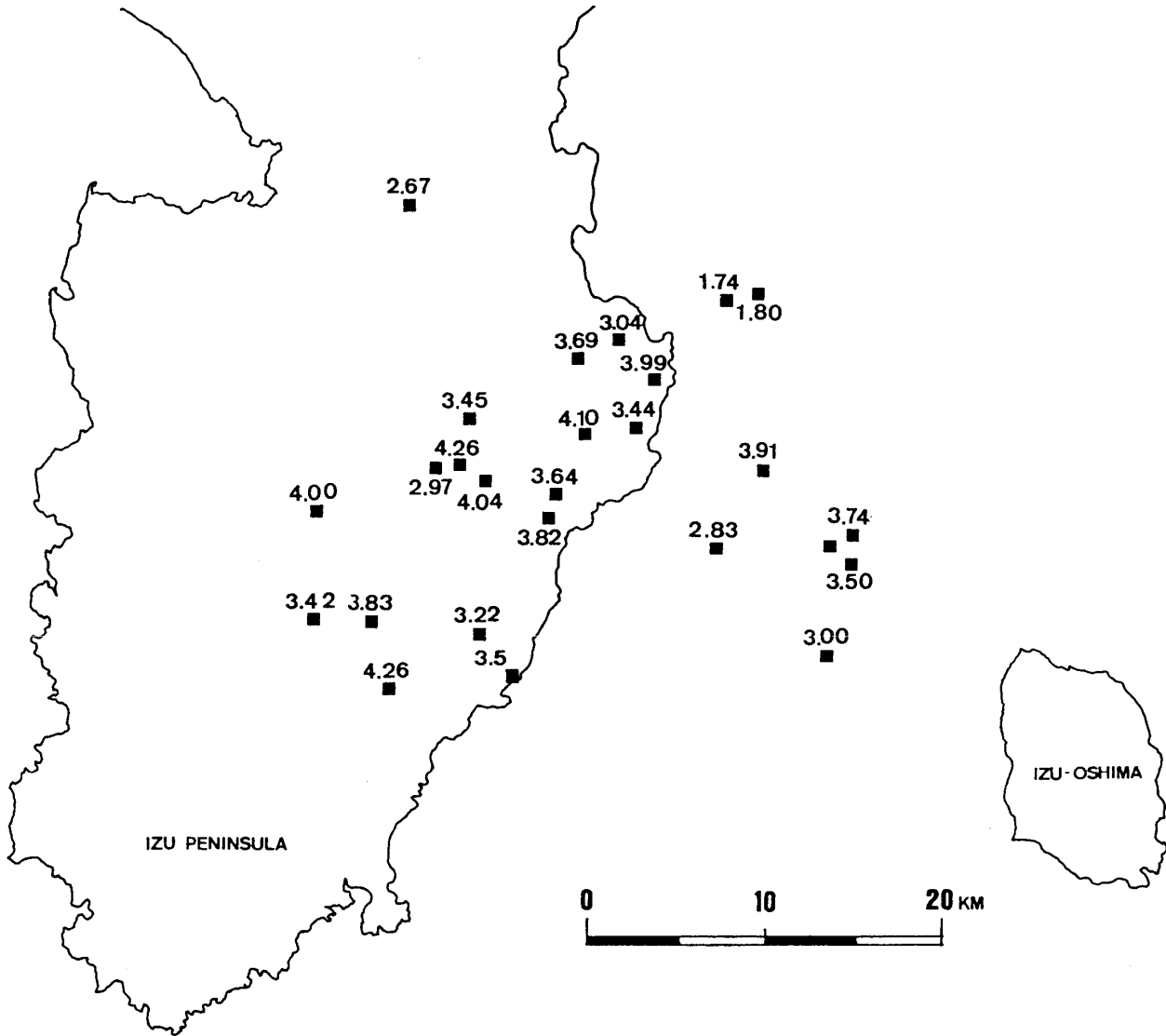


Fig. 11. Map showing the Zr/Y ratios of high-alkali tholeiites from submarine (this study) and subaerial volcanoes (Higashi Izu Monogenetic Volcano Group) after MIYAJIMA *et al.* (1985).

図11. 高アルカリソレイト系列の岩石におけるZr/Y比の地域変化. 東伊豆単成火山群のデータは宮島ほか(1985)を引用.

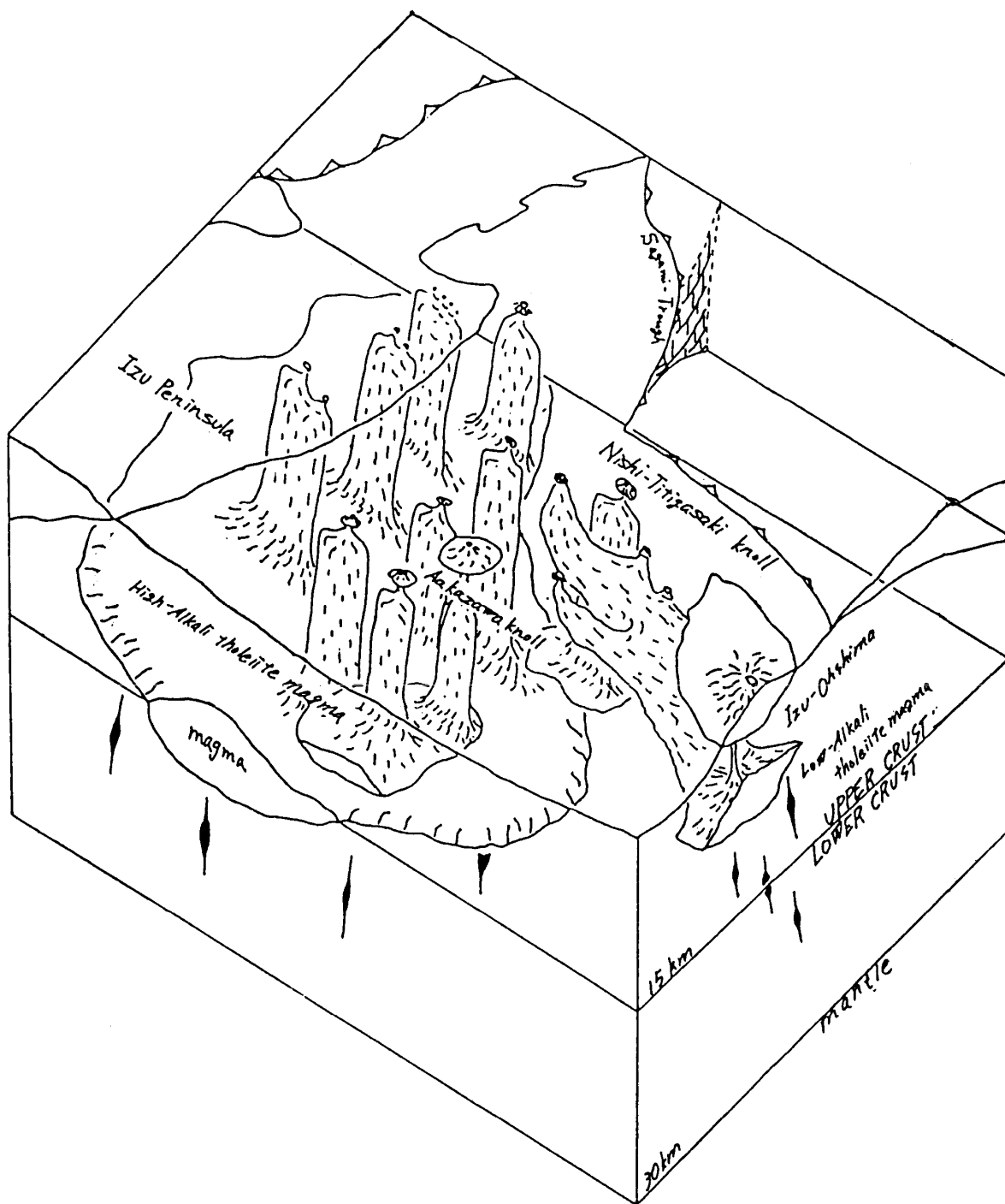


Fig. 12. Magma plumbing system beneath Sagami Bay.
 図12. 伊豆半島東方沖海底下のマグマ供給システム。

文 献

- 荒牧重雄・葉室和親(1977), 東伊豆単成火山群の地質—1975~1977中伊豆の異常地殻活動について—. 震研彙報, **52**, 235-278.
- 荒牧重雄・藤井敏嗣(1988), 伊豆大島火山1986~1987年噴火の岩石学的・地質学的モデル. 火山, 2集, 伊豆大島噴火特集号, **33**, 297-306.
- BENCE, A. E. and ALBEE, A. L. (1968), Empirical correction factors for the electron microanalysis of silicates and oxides. *Jour. Geol.*, **76**, 382-403.
- 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年噴出物の岩石学的特徴. 火山, 2集, 伊豆大島噴火特集号, **33**, 234-235.
- 葉室和親(1978), 大室山火山群の地質. 地質雑, **84**, 433-444.
- 葉室和親・荒牧重雄・加賀美英雄・藤岡換太郎(1980), 東伊豆沖海底火山群—その1—. 震研彙報, **55**, 259-297.
- 葉室和親・荒牧重雄・藤岡換太郎・石井輝秋・田中武男・宇都浩三(1983), 東伊豆沖海底火山群—その2—及び伊豆諸島近海海底火山. 震研彙報, **58**, 527-557.
- HAMURO, K. (1985), Petrology of the Higashi-Izu Monogenetic Volcano Group. *Bull. Earthq. Res. Ins., Univ. Tokyo*, **60**, 335-400.
- 井田喜明・山田耕春・渡辺秀文(1988), 伊豆大島1986年噴火と地下のマグマ活動. 火山, 2集, 伊豆大島噴火特集号, **33**, 307-318.
- 一色直記(1984), 大島地域の地質. 地域地質研究報告(5万分の1図幅), 地調, 133 p.
- KOYAMA, M. and UMINO, S. (1991), Why Does the Higashi-Izu Monogenetic Volcano Group exist in the Izu Peninsula? : Relationships between Late Quaternary Volcanism and Tectonics in the Northern Tip of the Izu-Bonin Arc. *Jour. Phys. Earth*, **39**, 391-420.
- LINDSLEY, D. H. (1983), Pyroxene thermometry. *Am. Mineral.*, **68**, 477-493.
- 宮島 宏・吉田武義・青木謙一郎(1985), 東伊豆単成火山群の地球化学的研究. 核理研研報, **18**(1), 158-174.
- NAKAMURA, K. (1960), Stratigraphic studies of the pyroclastics of Oshima volcano, Izu, deposited during last fifteen centuries. I. cyclic activity of "main craters" and the absolute chronology of the pyroclastic sediments. *Sci. Pap. Coll. Gen. Educ., Univ. Tokyo*, **10**, 125-145.
- NAKAMURA, K. (1961), Stratigraphic studies of the pyroclastics of Oshima volcano, Izu, deposited during last fifteen centuries. II. Activity of parasitic volcanoes. *Sci. Pap. Coll. Gen. Educ., Univ. Tokyo*, **11**, 281-319.
- NAKAMURA, K. (1964), Volcano-stratigraphic study of Oshima volcano, Izu. *Bull. Earthq. Res. Inst.*, **42**, 649-728.
- NAKAMURA, Y. and KUSHIRO, I. (1970), Compositional relations of coexisting orthopyroxene, pigeonite and augite in a tholeiitic andesite from Hakone volcano. *Contrib. Mineral. Petrol.*, **26**, 265-275.
- NAKANO, S. and YAMAMOTO, T. (1991), Chemical variation of magmas at Izu-Oshima volcano, Japan: Plagioclase-controlled and differentiated magmas. *Bull. Volcanol.*, **53**, 112-120.
- SAKUYAMA, M. and NESBITT, R. W. (1986), Geochemistry of the Quaternary volcanic rocks of Northeast Japan Arc. *Jour. Volcanol. Geotherm. Res.*, **29**, 413-450.
- 東宮昭彦(1991), 島弧火山の寿命に対応するマントルダイアピールの大きさ. 火山, 2集, **36**, 211-221.
- WOOD, D. A., JORON, J. L., TRUEIL, M., NORRY, M. and TARNEY, J. (1979), Elemental and Sr Isotope Variations in Basic Lavas from Iceland and the Surrounding Ocean Floor. *Contrib. Mineral. Petrol.*, **70**, 319-339.

APPNDIX

分析値について

1. 全岩化学分析

使用機器: 理学電気工業(株)製, ガイガーフレックス SYSTEM 3080 E 3.

分析方法: Rh 管球使用, 50 kv, 50 mA.

荒牧・藤井(1989)の方法による.

分析値の誤差: 荒牧・藤井(1989)参照

2. EPMA 分析

使用機器: 日本電子製 X線マイクロアナライザー JCXA 733.

補正方法: BENCE & ALBEE (1968)の方法に従い, NAKAMURA & KUSHIRO (1970)のアルファクターを用いた.

測定条件: 加速電圧 15 kv, 電流 1.20×10^{-8} A.

測定時間 ピーク時 3回カウント/10s

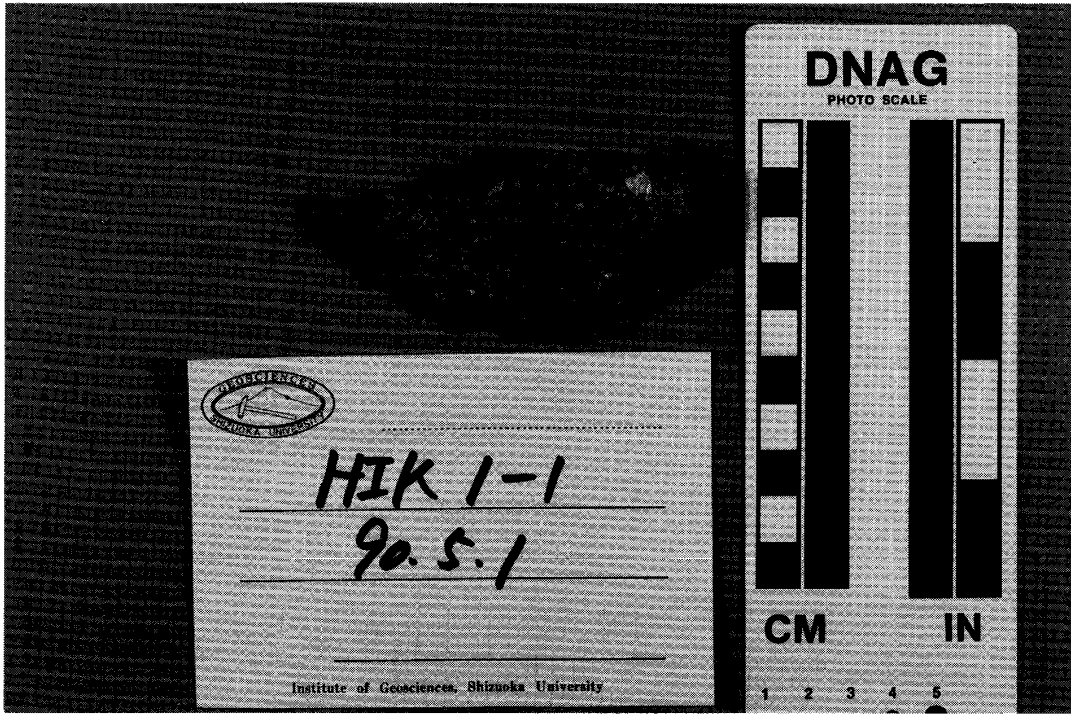
バックグラウンド 3回カウント/10s

ビーム径 3 μ m

Plate 1 Photographs of the dredged samples. a) Grayish basalt from site 1 containing plagioclase, clinopyroxene, orthopyroxene and magnetite phenocrysts. b) Black scoria from site 3.

図版 1 ドレッジサンプルの写真. a) site 1からドレッジされたもので斑晶は斜長石, 単斜輝石, 斜方輝石, 磁鉄鉱を含む. 周囲は褐色がかっていて, 丸みを帯びている. b) site 3からえられた黒色スコリア.

a



b

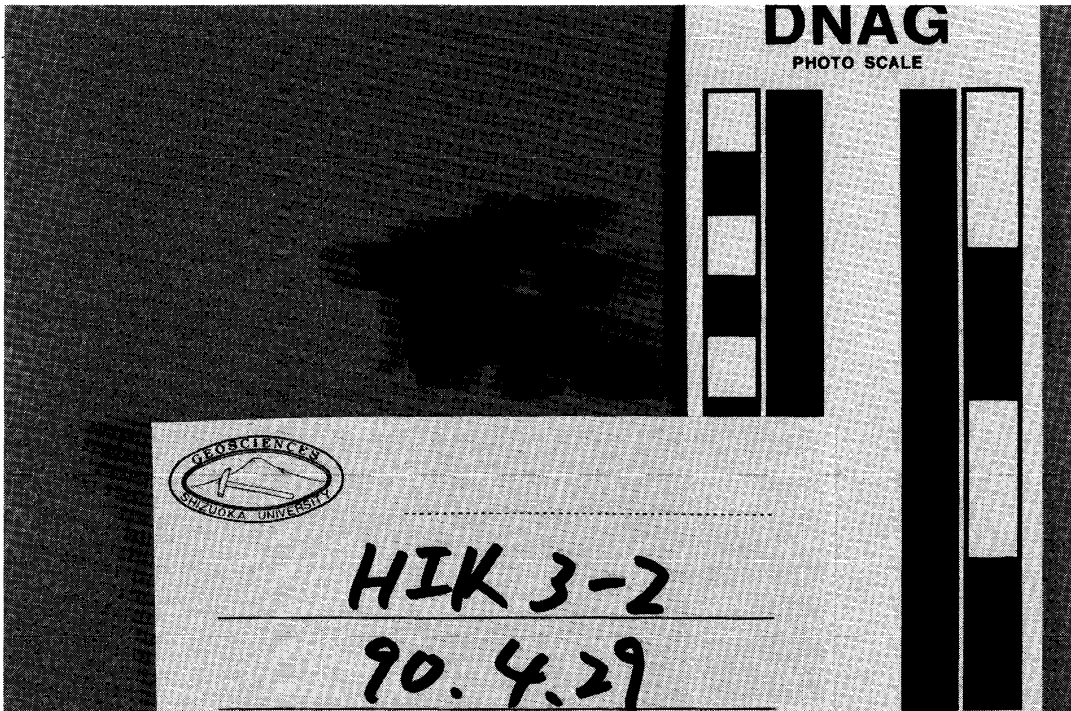
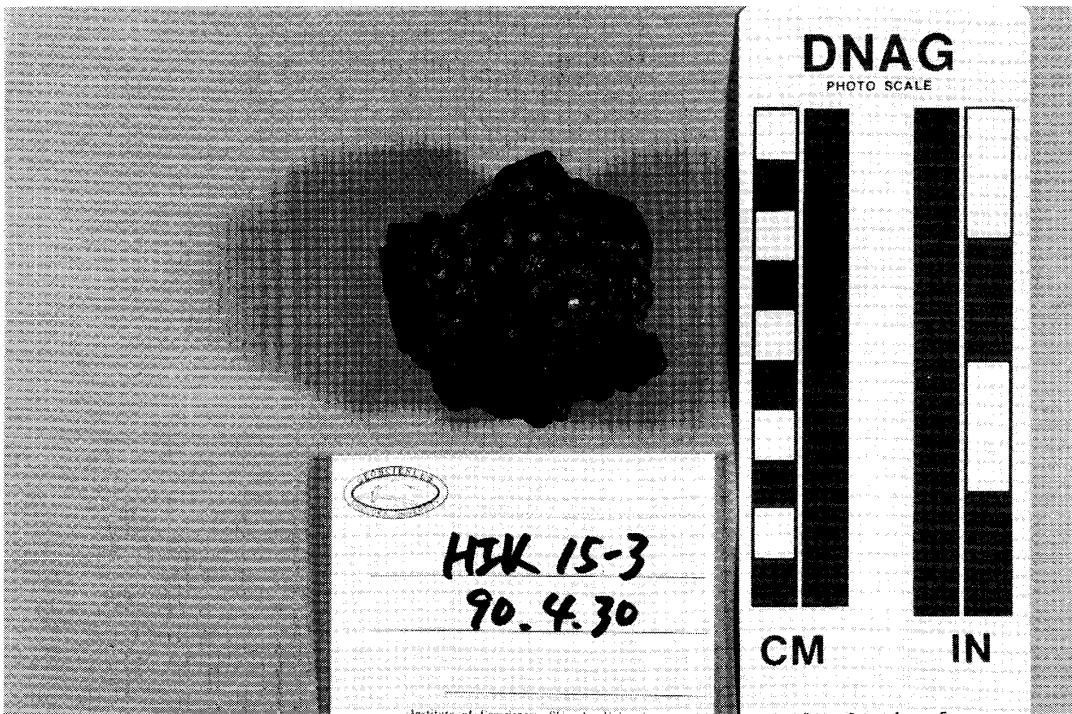


Plate 2 Photographs of the dredged samples. a) Fresh porphyritic scoria from site 15. This basalt contains much plagioclase. b) An altered conglomerate of scoria with shell and carbonate.

図版 2 ドレッジサンプルの写真。a) 斑晶質で黒色の玄武岩。site 15よりドレッジ。b) スコリアの集塊岩で貝殻や炭酸塩が付着している。

a



b

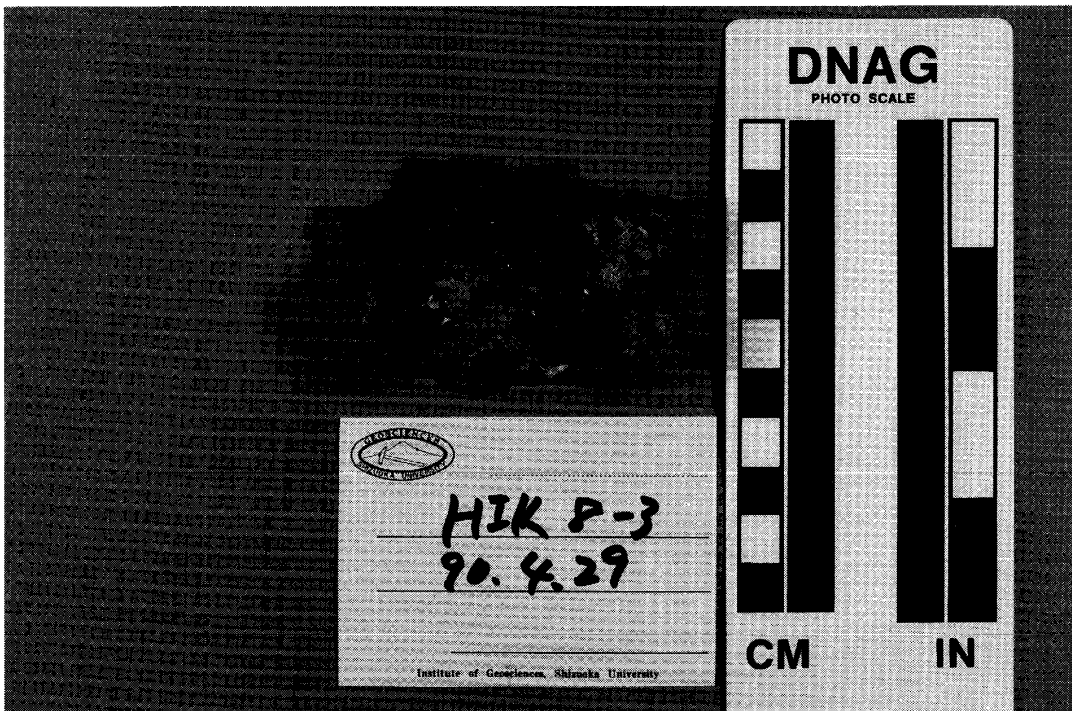
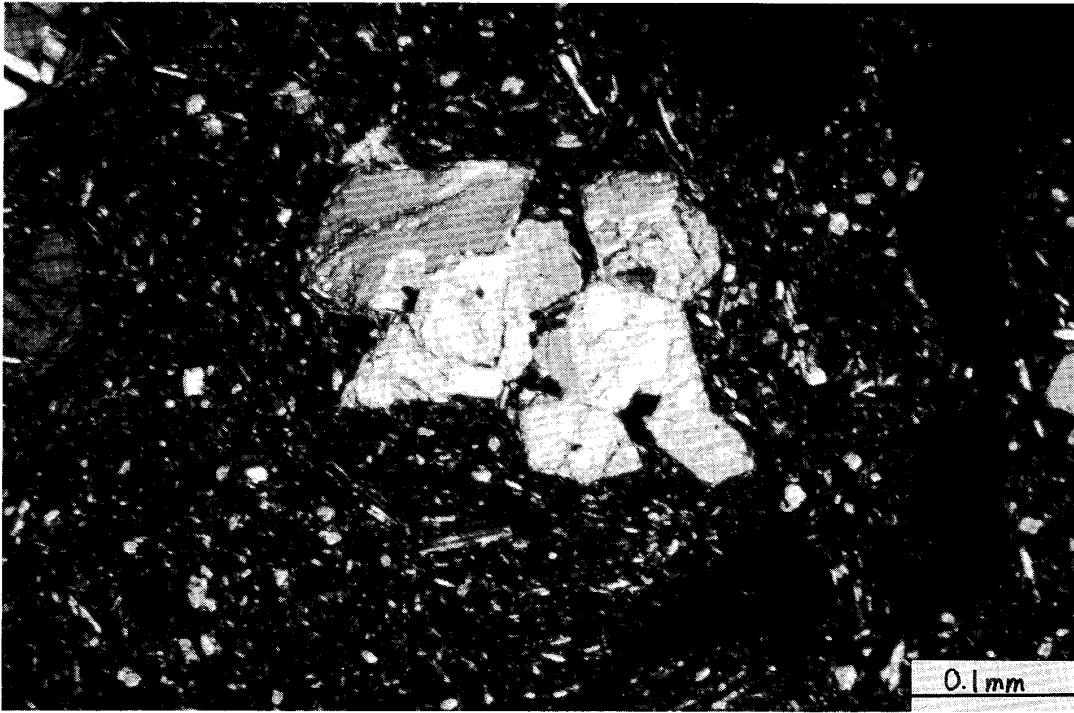


Plate 3 Photomicrograph of dredged samples of the high-alkali type from submarine volcanoes. a) Basaltic andesite dredged from site 17. b) Basaltic andesite dredged from site 25.

図版 3 ドレッジ試料, 高アルカリタイプの薄片写真. a) site 17 から得られた玄武岩質安山岩. 斑晶はかんらん石と普通輝石で主に集合している. b) site 25から得られた玄武岩質安山岩.

a



b

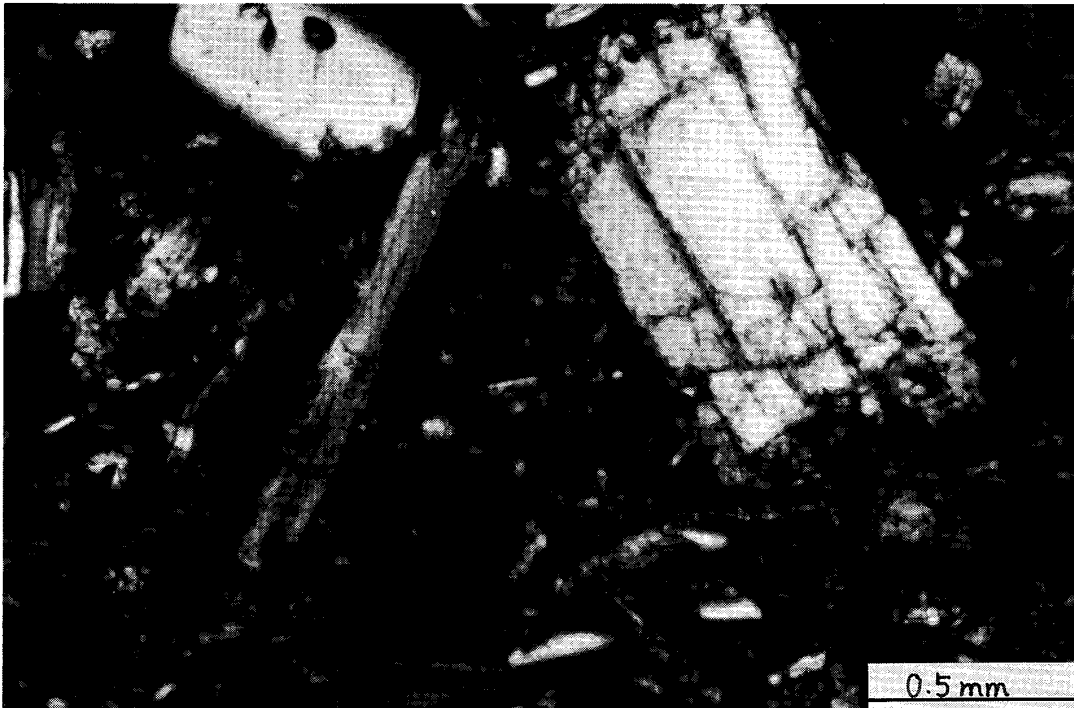
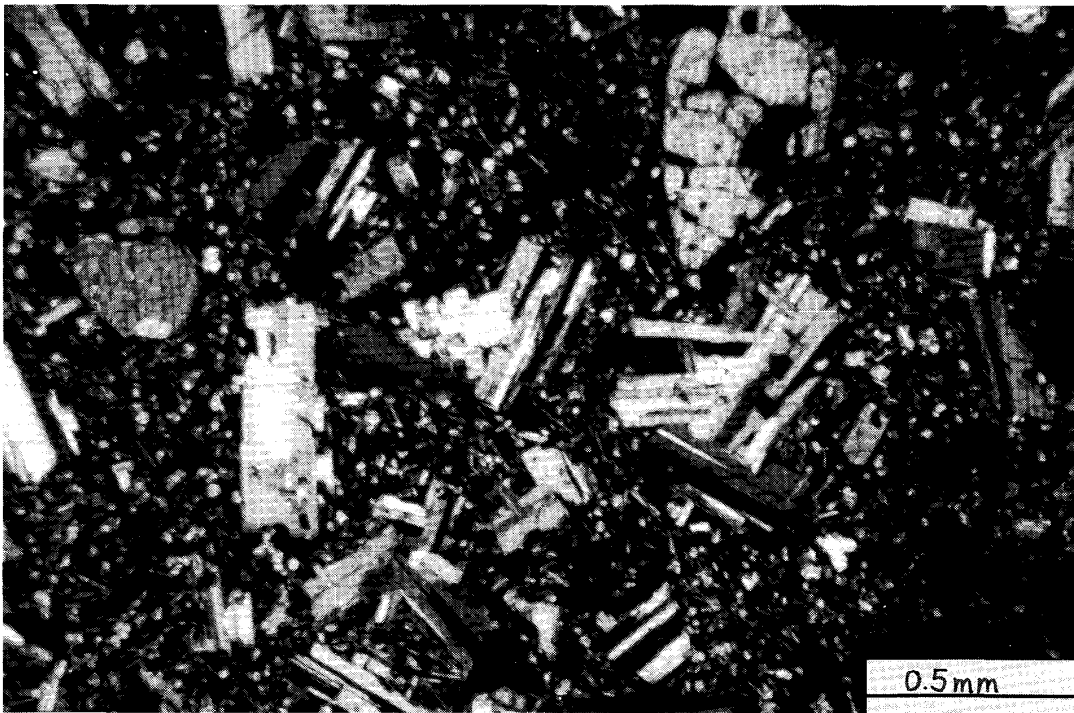


Plate 4 Photomicrograph of dredged samples of the low-alkali type from submarine volcano. a) Andesite dredged from site 15. b) Andesite dredged from the same site.

図版 4 ドレッジ試料, 低アルカリタイプの薄片写真. a) site 15 より得られた安山岩. b) 同じ site から得られた安山岩でどちらも非常に斑晶質.

a



b

