

北部フォッサマグナ, 鳥甲火山噴出物の岩石学—カルクアルカリ系列火山岩類の形成過程—

Petrology of the volcanic rocks from the Torikabuto Volcano, North Fossa Magna, central Japan — Differentiation process of calc-alkaline volcanic rocks —

Abstract

The Torikabuto Volcano is located at a northeastern end of the “Central Upheaval Zone” in the North Fossa-magna region, central Japan. Most of the volcanic rocks of the Torikabuto Volcano belong to the calc-alkaline rock series, and are composed of basaltic andesite, dacite lavas, and volcanoclastics.

Based on their stratigraphic data, volcanic activities in the Torikabuto Volcano are divided into four stages; Maekura Stage, Stage 1, Stage 2, and Stage 3. The rocks at the Maekura Stage are pyroxene-andesite pyroclastic and lava flows. The rocks at the Stage 1 are characterized by large amounts of pyroclastic flows, which are composed of the rocks ranging from basaltic andesite to dacite. The lava flows ranging from basaltic andesite to dacite are widely developed at Stage 2. A small quantity of dacitic pyroclastic flows was formed at the Stage 3. The volcanic rocks at the Stages 1 and 2 contain gabbroic inclusions and in some places they exhibit the layered structure. The K-Ar age dating data indicate that the age of the rocks at the Maekura Stage is ~3.2Ma and the age of those at the Stage 2 is between 0.9-0.8 Ma (Kaneko et al., 1989).

Base on the examination of the petrographical, mineralogical, whole-rock geochemical, and Sr-Nd isotopic characteristic of the volcanic rocks from the Torikabuto Volcano, we draws following conclusions.

- 1) Magma mixing is recognized from field observation, petrology of the volcanic rocks and mineralogy of plagioclase after the Stage 1.
- 2) However, fractional crystallization processes of the calc-alkaline magma mainly formed the calc-alkaline volcanic rocks from the Torikabuto Volcano. The fractionated minerals are plagioclase, clinopyroxene, orthopyroxene, Fe-Ti oxides and hornblende. This is supported by the results from mass-balance calculation.
- 3) The Sr-Nd isotopic ratios of volcanic rocks and inclusions from the Torikabuto Volcano, have the same values. This indicates that the volcanic rocks and inclusions formed from the same magma.
- 4) Accordingly, the magma mixing process that is recognized from the volcanic rocks of the Torikabuto Volcano is the “internal mixing” and the inclusions are cumulated rocks.

Key words: North Fossa Magna, Early Pleistocene, Torikabuto Volcano, fractional crystallization, internal mixing, Sr-Nd isotopic compositions

五十嵐聡*¹ 有馬 眞*²
木村純一*³ 周藤賢治*⁴

Satoshi Igarashi*¹, Makoto Arima*²,
Jun-ichi Kimura*³ and
Kenji Shuto*⁴

2006年11月17日受付.

2007年10月16日受理.

*¹ 法政大学第二中学校

Hosei University Daini Junior High School, 6-1 Kizukidaimachi, Nakahara-ku, Kawasaki 211-0031, Japan

*² 横浜国立大学環境情報研究院

Graduate School of Environment and Information Sciences, Yokohama National University, 79-1 Tokiwadai, Hodogaya-ku, Yokohama 240-8501, Japan

*³ 島根大学総合理工学部

Interdisciplinary Faculty of Science and Engineering, Simane University, 1060 Nishikawazu-cho, Matsue 690-8504, Japan

*⁴ 新潟大学理学部

Faculty of Science, Niigata University, 8050 Ikarashi nino-cho, Niigata 950-2181, Japan

Corresponding author; S. Igarashi,
sigarashi@hosei2.ed.jp

はじめに

東北日本弧と西南日本弧, 更に伊豆—小笠原—マリアナ弧の会合部にあたるフォッサマグナ地域には, 数多くの第四紀火山が分布している。これら第四紀火山は, 東日本火山帯と西日本火山帯, 富士火山帯に区分され, 特に北部フォッサマグナ地域において, それら火山帯の配列が交叉しているとの見方もある(島津, 1984)。

北部フォッサマグナの関田山脈～毛無火山～鳥甲火山地域

は, フォッサマグナ地域における第四紀火山フロントに位置する浅間火山から70～50 km 背弧側に位置し, この地域には鮮新世末～前期更新世の火山岩類が分布している (Fig. 1)。これら火山岩類は, ほぼすべてがSiO₂-K₂O 図においてMedium-K 系列 (Le Maitre et al., 1989) の領域に, SiO₂-(Na₂O + K₂O) 図では低アルカリソレライト系列 (Kuno, 1968) の領域にプロットされ, 第四紀火山フロント周辺の火山岩類, すなわち那須火山帯南帯 (Kawano et al., 1961) の火山岩, 東北日本の脊梁火山列の火山岩 (中川ほか, 1986)

と類似している事は、五十嵐ほか (1984), 金子 (1988) でも指摘されてきた。

五十嵐ほか (1984) は、関田山脈～毛無火山～鳥甲火山～志賀高原地域の鮮新世末～前期更新世火山岩類の全岩化学組成を検討し、関田山脈～志久見川流域～毛無火山地域の火山岩類にソレアイト系列火山岩類が、一方、毛無火山～鳥甲火山～志賀高原地域のものにはカルクアルカリ系列火山岩類が特徴的に認められることを示した。また、Shimazu et al. (1985) は、志久見川流域に分布する前期更新世火山岩類の岩石学的検討を行い、ソレアイト質マグマの分別結晶作用より生成したと考えられるアイスランダイト岩を報告している。さらに、Kaneko (1995) は、毛無火山噴出物、関田山脈、さらに南方の浅間地域を含む上信越高原地域に分布する鮮新世～第四紀火山岩類の全岩化学組成と K-Ar 年代を検討し、背弧側ではカリウム含有量が低い毛無火山噴出物の成因について、フィリピン海プレートの沈み込みの影響を論じている。

五十嵐 (1992) は、鳥甲火山噴出物の地質学的・岩石学的検討を行い、初期に噴出した前倉溶岩とそれに続く鬼沢～高山沢火砕流噴出を認め、これら火砕流の噴出以降に噴出した安山岩溶岩中にマグマ混合作用 (Eichelberger, 1975; Sakuyama, 1979, 1981) を示す記載岩石学的特徴を認めた。さらに、これら安山岩溶岩から集積岩起源捕獲岩類を記載し、

全岩主成分化学組成・鉱物化学組成等からマグマ混合作用の影響を議論した。

これまで、Shimazu et al (1985) は志久見川流域のソレ

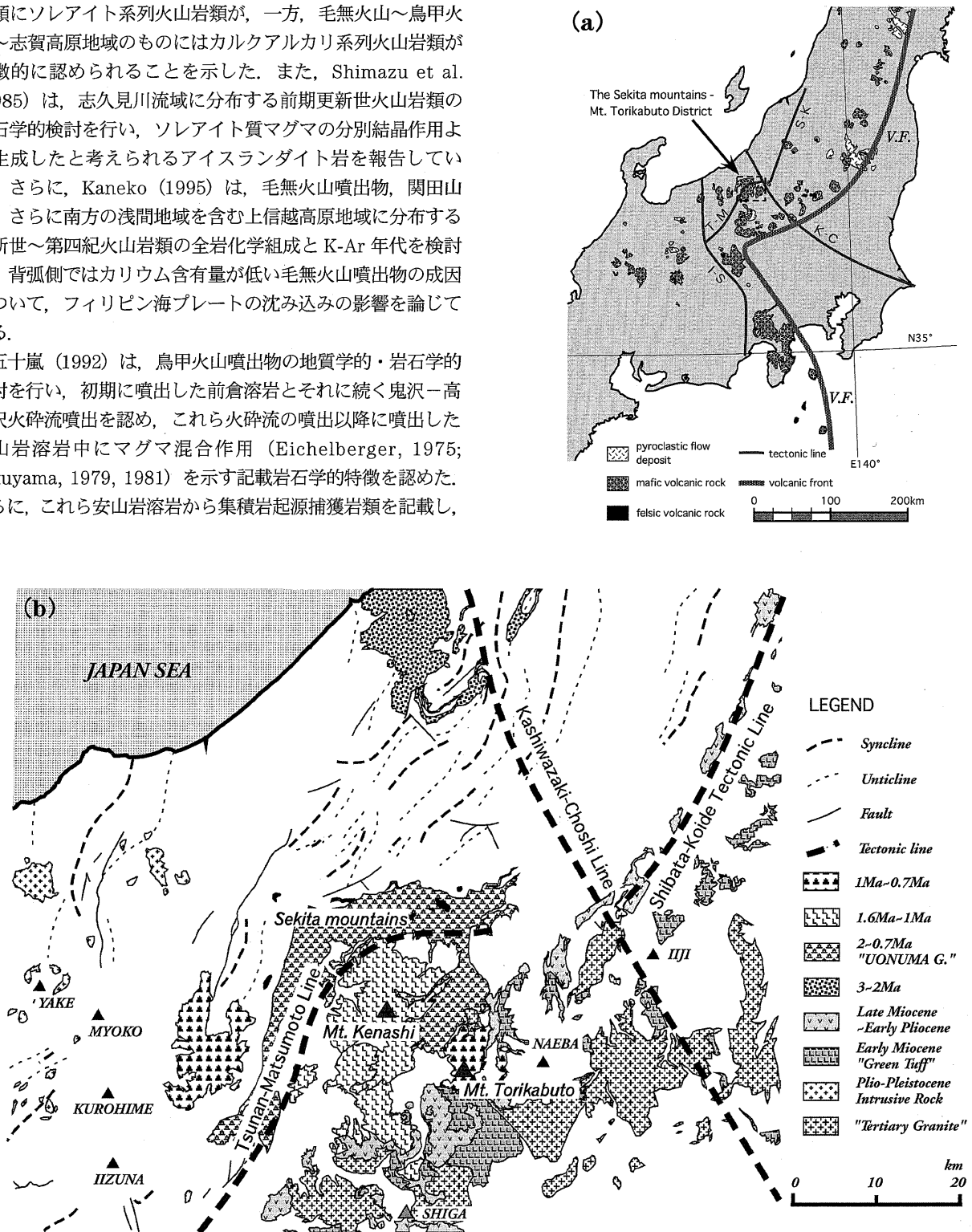


Fig. 1. (a) Index map of the Torikabuto Volcano area in Fossa Magna region. T-M: Tsunan-Matsumoto line (Kosaka, 1985), I-S: Itoigawa-Shizuoka tectonic line (Yabe, 1918), K-C: Kashiwazaki-Choshi tectonic line (Yamashita, 1970), S-K: Shibata-Koide tectonic line (Yamashita, 1970), V. F.: volcanic front. (b) Plio-Pleistocene volcanic rocks in 1:200,000 "Takada" area (after Takeuchi et al., 1994).

アイト系列火山岩類について, 五十嵐 (1992) は鳥甲火山のカルクアルカリ系列火山岩類について, 岩石学的に検討し, それぞれの形成過程について概説したにとどまっていた。筆者は, 関田山脈~毛無火山~鳥甲火山地域に分布するソレアイト系列火山岩類とカルクアルカリ系列火山岩類について, 地質学的・岩石学的に, さらに Sr-Nd 同位体化学組成を含む地球化学的な検討を行い, それらの成因関係について研究を行ってきた。

安山岩の成因に関して多くのモデルが提唱され, まとめられてきた (巽, 2003)。そのうち, 主なものは, 玄武岩マグマの結晶分化作用 (Bowen, 1928; Fenner, 1929; Osborn, 1959, 1962; Kuno, 1968; Grove and Baker, 1984 など), 下部地殻の部分融解作用, 沈み込む海洋地殻の部分融解作用, 玄武岩マグマと珪長質マグマの混合作用 (Eichelberger, 1975; Sakuyama, 1979, 1981 など), マントルの部分融解による初生安山岩マグマの生成とその結晶分化作用 (Tamura, 1994 など) などがある。さらに, 玄武岩マグマと地殻物質の混染作用を検討する必要がある。

本報告では, 全岩主成分・微量成分化学組成, Sr-Nd 同位体化学組成, 鉱物の化学組成から, カルクアルカリ系列火山岩類より構成される鳥甲火山噴出物の形成過程について検討を行う。

鳥甲火山の地質と形成史

鳥甲火山は, 北部フォッサマグナ中央隆起帯 (飯島, 1962) 北東部, 津南-松本線 (小坂, 1985) の南側に位置し, その噴出物は主に信濃川支流の中津川上流左岸~雑魚川左岸地域に分布する (Fig. 1)。鳥甲火山とその周辺地域の地質は, 八木・飯島 (1952, 1955), 島津ほか (1983), 五十嵐ほか (1984), 島津ほか (1985), 五十嵐 (1992), 島津・立石 (1993) により研究された。五十嵐 (1992) は, 鳥甲火山噴出物の岩石学的検討を報告した。

以下に, 五十嵐 (1992), 島津・立石 (1993) を基に鳥甲火山の地質と形成史について概説する。

1. 鳥甲火山の基盤地質

鳥甲火山の基盤地質は, 新第三系下部~中部中新統の主に変朽安山岩類よりなる結東変質火山岩層・雑魚川累層, 中部~上部中新統とされる安山岩質~デイサイト質火山碎屑岩類と碎屑岩類などからなる秋山郷累層, 上部中新統~下部鮮新統の安山岩質溶岩・火山碎屑岩類よりなる高井火山岩類より構成される (Fig. 2)。

結東変質火山岩層・雑魚川累層が海底堆積物であるのに対し, それらを不整合で覆う秋山郷累層の最下部には溶結凝灰岩が認められ, 海底堆積の証拠は認められない。高井火山岩類は雑魚川累層・秋山郷累層を不整合で覆う, 主に陸上に噴出した平坦面溶岩であるが, 最下部の一部に自破砕状溶岩, ハイアロクスタタイトが認められる。

これら新第三系には, 新第三紀花崗岩類と安山岩, デイサイト~流紋岩の貫入岩体が認められる。新第三紀花崗岩類としての石英閃緑岩体は, 切明で雑魚川累層に, 小赤沢で結東変質火山岩層に貫入している。なお, 切明において, 石英閃

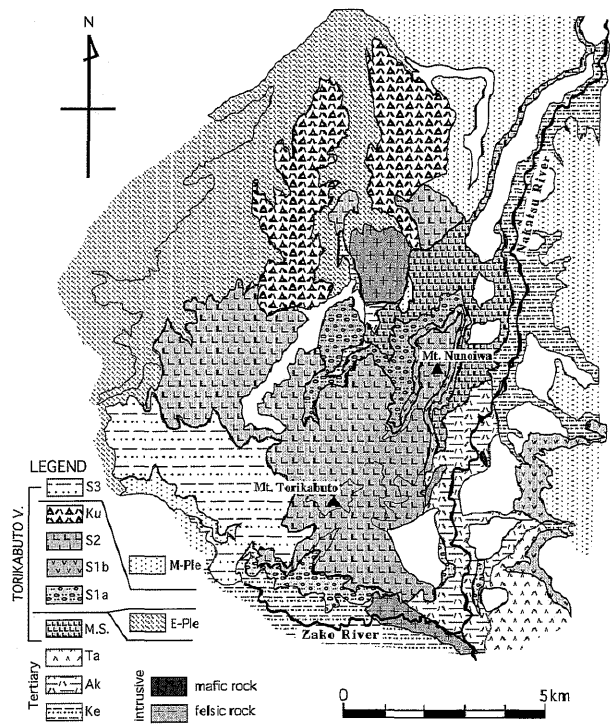


Fig. 2. Geological map of the Torikabuto Volcano (after Igarashi, 1992). Tertiary (Ke: Ketto altered volcanic formation, Ak: Akiyamao formation, Ta: Takai volcanic rocks). E-Ple: early Pleistocene volcanic rocks (Shikumi-gawa formation and Kenashivolcanic rocks). Volcanic rocks from the Torikabuto Volcano (M.S.:Maekura Stage, S1:Stage 1, S1a:Stage 1 (Onizawa-Takayamazawa pyroclastic rocks), S1b:Stage 1 (Uenohara welded tuff), S2:Stage 2, Ku:Kusso mud flow deposits, S3:Stage 3). M-Ple: middle Pleistocene (Naeba volcanic rocks, Kayanotaira volcanic rocks and lake deposits).

緑岩体と秋山郷累層との関係は, NW-SE 方向の切明断層による断層関係である。安山岩貫入岩体が屋敷周辺の秋山郷累層中に, 石英を含有するデイサイト~流紋岩貫入岩体が鳥甲山東麓の滝沢で秋山郷累層中に, 鳥甲山北方約 4.5 km の五宝木集落の北で結東変質火山岩層中に認められる。

2. 鳥甲火山噴出物

鳥甲火山噴出物は, 高井火山岩類以下の新第三系を不整合で覆って分布する。本稿では, 鳥甲火山噴出物を, 島津ほか (1983), 五十嵐 (1992) を基に記述する。五十嵐 (1992) は, 鳥甲火山噴出物を前倉期, 鬼沢期, 鳥甲期, 後鳥甲期に区分したが, 本論ではそれぞれを前倉ステージ, 鳥甲火山ステージ 1, 2, 3 とした。五十嵐 (1992) を一部修正した地質図を Fig. 2, 層序関係を Fig. 3 に示す。

1) 前倉ステージ噴出物 (五十嵐 (1992) の前倉期噴出物) 前倉ステージ噴出物は, 柱状節理の発達した複輝石安山岩溶岩および同質の火砕岩よりなる前倉溶岩・火砕岩より構成される。秋山郷累層堆積域の北縁地域を中心に中津川沿いに北方に分布する。前倉溶岩から 3.22 ± 0.12 Ma の K-Ar 年代が報告されており (金子ほか, 1989), 後述する鳥甲火山のステージ 1, 2, 3 とは時間間隙が大きな事からそれらとは区分し, 改めて前倉ステージとした。

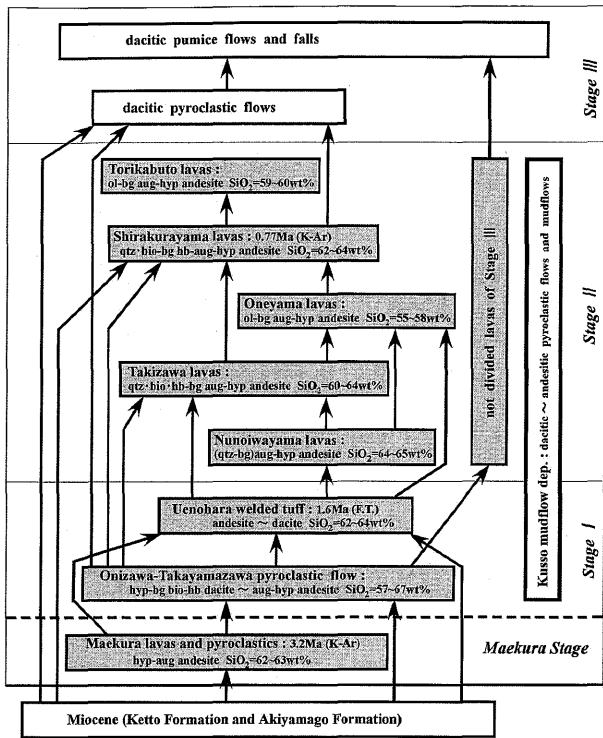


Fig. 3. Stratigraphical sequence of the Torikabuto Volcano (modified after Igarashi, 1992). Numerical values show SiO₂ wt.% of whole rock chemical compositions. (K-Ar) and (F.T.) indicate K-Ar age and fission track age, respectively.

2) ステージ 1 噴出物 (五十嵐 (1992) の鬼沢期噴出物) ステージ 1 噴出物は、鬼沢—高山沢火砕岩と上ノ原溶結凝灰岩よりなる。

鬼沢—高山沢火砕岩は、下部は斜方輝石黒雲母含有角閃石デイサイト質、上部は主に複輝石安山岩質火砕岩堆積物で、その一部に、玄武岩質安山岩～安山岩礫とデイサイト礫が本質岩片として混在する。また、暗灰色の溶結部、ラミナの発達した部分も認められる。鳥甲山頂の北東 3 km 付近に位置する勘五郎滝からエビリュウ沢などでは黒雲母花崗岩礫を含む。

上ノ原溶結凝灰岩は、暗灰色複輝石安山岩の扁平礫と新第三系の泥岩・緑色火山岩礫を含む、淡灰褐色安山岩～デイサイト質の基質からなる溶結凝灰岩で、柱状節理が発達している。

鬼沢—高山沢火砕岩が鳥甲火山ステージ 2 噴出物分布域を中心に分布しているのに対し、上ノ原溶結凝灰岩はステージ 2 噴出物の北東側縁辺域と中津川の右岸地域に分布している。中津川右岸域に分布する上ノ原溶結凝灰岩(栃川溶結凝灰岩)から 1.6 ± 0.3 Ma のフィッシュントラック年代が報告されている(長谷中, 1976)。

3) ステージ 2 噴出物 (五十嵐 (1992) の鳥甲期噴出物) ステージ 2 噴出物は、下位より布岩山溶岩、滝沢溶岩、尾根山溶岩、白くら山溶岩、鳥甲山頂溶岩および未区分鳥甲期火山噴出物よりなる。

布岩山溶岩は、流理構造、板状節理の発達する複輝石安山

Table 1. Modal compositions (vol.%) of volcanic rocks and inclusions from the Torikabuto Volcano. SiO₂; whole rock SiO₂ content (wt%), Qz; quartz, Pl; plagioclase, Bt; biotite, Hb; hornblende, Hy; hypersthene, Aug; augite, Ol; olivine, Mt; magnetite, Gm; groundmass, Pl/Pheno; the proportion of plagioclase among phenocryst minerals. MA-la; Maekura lava, ON-py; Onizawa-Takayamazawa pyroclastic rocks, UE; Uenohara welded tuff, NU-la; Nunoiwayama lava, TA-la; Takizawa lava, ONE-la; Oneyama lava, SHI-la; Shirakurayama lava, TO-la; Torikabuto-sancho lava, inclu; inclusions.

SP-No.	rock unit	SiO ₂ (wt%)	Phenocryst							Gm	Pl/Pheno (vol.%)	
			Qz	Pl	Bt	Hb	Hy	Aug	Ol			Mt
inclusion												
T-12b	inclu	57.98					11.7	3.3		3.8	2.3	80.7
SRR04gab	inclu	57.86	8.6	54.9			5.6	7.5		2.9	20.7	71.7
Stage 2												
T-12h	TO-la	59.91		36.4			5.3	2.0		2.6	53.8	78.7
WT-15	TO-la	59.74		38.9			5.1	5.6		2.1	48.4	75.4
OM-18	SHI-la	64.07	3.4	30.2		4.8	2.6	1.0		1.3	57.0	70.2
T-10	SHI-la	63.36	3.0	28.2		1.6	1.1	1.4		1.9	62.9	75.8
T-13	ONE-la	57.15		27.7			4.3	7.8		3.1	57.1	64.6
TT-03	ONE-la	56.27		33.0			4.5	6.1	0.3	2.0	54.2	72.1
T-08	ONE-la	55.25		29.1			6.0	6.3	0.1	2.8	55.8	65.7
TZ-04	TA-la	63.89	0.7	29.5	0.1	1.8	2.5	1.0		1.8	63.7	81.3
ON-06	TA-la	63.59	2.3	35.6	0.2	0.3	2.5	4.7		3.0	51.5	73.4
80507	NU-la	64.70		26.2			3.6	4.3		1.9	64.1	73.0
Stage 1												
T-01	UE-wel	63.02	0.3	32.5			5.0	4.1		1.5	56.8	75.1
80907	UE-wel	62.92		21.9		0.2	2.7	2.6		1.2	71.6	77.1
OZpy2	ON-py	66.84	2.1	27.9	0.7	8.7	0.1			1.4	59.2	68.4
OMP	ON-py	66.10	7.6	28.0	0.3	7.7	0.4			1.9	54.2	61.1
Z-03a	ON-py	61.96		34.2			5.0	4.9		1.8	54.0	74.3
KG-01	ON-py	58.75		27.0			1.8	6.8		1.6	62.8	72.6
Maekura Stage												
70302	MA-la	62.78		30.2			5.9	5.8		1.7	56.6	69.6
MAEKURA	MA-la	62.20		27.1			4.6	6.0		1.7	60.8	68.9

岩溶岩で石英を含有するものもある。最下部は凝灰角礫岩～火山角礫岩の岩相を呈する。溶岩は、1～3のフローユニットにわかれ、上部のものは赤鉄鉱化が著しい。

滝沢溶岩は、石英黒雲母角閃石含有複輝石安山岩溶岩および火砕岩、石英含有角閃石複輝石安山岩溶岩および火砕岩からなる。溶岩の一部には、流理構造が認められ、さらに、柱状節理、板状節理が発達している。輝石ハンレイ岩～閃緑岩質捕獲岩を含む。

尾根山溶岩は、柱状節理、板状節理の発達したカンラン石含有複輝石安山岩溶岩からなる。一部に火山角礫岩～凝灰角礫岩を薄く挟み、数層のフローユニットが認められる。直径数 cm の輝石ハンレイ岩～閃緑岩質捕獲岩を含む。

白くら山溶岩は、灰白色のやや粗粒な石英を含有する複輝石デイサイト質安山岩溶岩、石英黒雲母含有角閃石複輝石デイサイト質安山岩溶岩よりなる。黒雲母、角閃石のほとんどはオバサイト化している。柱状節理、板状節理が発達し、一部に同質凝灰角礫岩～火山角礫岩を挟む。直径数 cm のハンレイ岩～閃緑岩質捕獲岩、玄武岩質捕獲岩と、稀に単斜輝石の巨斑晶を含む。

鳥甲山頂溶岩は、灰白色の単斜輝石安山岩溶岩で、ごくわずかにカンラン石を含有するものもある。直径数 mm ～数 cm の輝石ハンレイ岩～閃緑岩質捕獲岩、玄武岩質捕獲岩を含む。

未区分鳥甲期火山噴出物は、主に暗灰色輝石安山岩と淡灰色角閃石輝石安山岩～デイサイト溶岩と、それらの縞状溶岩

からなり, 板状節理が発達している。

これらのうち, 布岩山溶岩が独立して鳥甲山の北側に分布している。それ以外のステージ2噴出物は, 鳥甲山を中心に溶岩ドーム状の形態を示し, 鳥甲火山本体を構成するように分布している。白くら山溶岩から 0.77 ± 0.07 Ma の K-Ar 年代が報告されている (金子ほか, 1989)。

4) **ステージ3 噴出物** (五十嵐 (1992) の後鳥甲期噴出物) ステージ3 噴出物は, サラサラ沢火砕流堆積物, 彦衛門沢軽石層, 大念山火砕流堆積物からなる。これらは, 比較的規模の小さいデイサイト質火砕流堆積物と降下堆積物で, いずれも鳥甲火山の活動休止期を経て噴出した中期更新世以降の噴出物で, 鳥甲火山の西方斜面に分布する。

5) **貫入岩体** 五宝木北方の釜川沿いに柱状節理の発達した厚さ 70 m 以上の輝石安山岩の岩床状貫入岩体が認められる。島津・立石 (1993) では, 上部中新統西田尻層に相当する火山岩とされたが, 岩石学的特徴と金子ほか (1989) が報告した K-Ar 年代 0.85 ± 0.05 Ma (TKB-12) とから, 鳥甲火山ステージ2に相当するものとした。

6) **鳥甲火山に見られる構造** 鳥甲火山では, 切明断層の延長方向である赤くら沢から北西の北野川支流大シ沢にかけて所々で著しい硫化変質帯が認められる。また, 大シ沢の三ツ山を挟んだ南東の沢では NW-SE 方向の溶岩を切る断層が認められる。このことは, 鳥甲火山形成後にも NW-SE 方向の断層活動があったことを示唆している。

3. 鳥甲火山の形成史

五十嵐 (1992), 島津・立石 (1993) を基に, 鳥甲火山の形成史をまとめる。

鳥甲火山地域における火山活動は, 鮮新世後期の輝石安山岩質溶岩の噴出で開始した (前倉ステージ)。その後, 100 万年を超える休止期間を経て, 鳥甲山周辺で火砕流の噴出が起り, 噴出中心部でカルデラが形成された (島津ほか, 1983)。火砕流の一部は, より高い標高に位置する中津川右岸地域にまで広がった (ステージ1)。その後, ステージ1の火砕流噴出域とその周辺部で, 安山岩質~デイサイト質溶岩の噴出がおよそ 80 万年前まで継続し火山体を形成した (ステージ2)。また, 同時期に鳥甲火山本体の北側地域で, 鳥甲火山と同様のマグマが岩床状に貫入した。さらに若干の休止期を経て, 鳥甲火山の西部で小規模のデイサイト質マグマの噴火活動が起こった (ステージ3)。

鳥甲火山噴出物の岩石記載

五十嵐 (1992) は, 代表的な火山噴出物の顕微鏡記載とモード測定, 全岩主成分化学組成, 鉱物の化学組成について報告している。本稿では, 新たなデータを中心に五十嵐 (1992) のデータを含めて鳥甲火山前倉ステージからステージ2 噴出物の特徴について述べる。

1. 顕微鏡記載

以下に, 五十嵐 (1992) が顕微鏡記載したもの以外の試料について記載する。

1-a) 前倉ステージ噴出物

sp. MAEKURA 前倉溶岩 複輝石安山岩

斜長石斑晶は最大 3 mm の自形~半自形結晶で, まれに破片状のものも認められる。正累帯構造を示し, 輝石, 鉄酸化鉱物とガラスを包有するものがある。斜方輝石, 単斜輝石は最大 1.5 mm の自形~半自形結晶で, 斜長石, 鉄酸化鉱物とごくまれにガラスを包有する。鉄酸化鉱物は最大 0.2 mm。ほかに, 斜長石, 単斜輝石, 斜方輝石, 鉄酸化鉱物よりなる 2 mm 程度の集斑晶を含む。

石基は, 0.02 mm の針状斜長石, 0.01 mm の鉄酸化鉱物とガラスよりなり, ごくまれに単斜輝石, 斜方輝石が認められることがある。ハイアロピリティック組織を呈する。

1-b) ステージ1 噴出物

sp. Z-02 鬼沢-高山沢火砕岩の本質岩片 黒雲母複輝石含有角閃石デイサイト

石英斑晶は最大 2 mm で自形~融食形をしめす。斜長石斑晶は最大 3 mm で自形~一部融食形を示す。累帯構造を示し, 輝石, 鉄酸化鉱物, ガラスを包有するものがある。単斜輝石斑晶は最大 1 mm の半自形, 斜方輝石斑晶は最大 1 mm の自形~半自形で, 鉄酸化鉱物を包有する。普通角閃石斑晶は最大 2.5 mm の自形~半自形で斜長石, 鉄酸化鉱物のほかごくまれに黒雲母を包有する。黒雲母斑晶は最大 1 mm の自形~半自形で, 斜長石, 鉄酸化鉱物を包有する。普通角閃石, 黒雲母はオパサイト化の著しいものもある。また, 普通角閃石, 斜長石, 鉄酸化鉱物からなる 4 mm 程度の集斑晶, 斜方輝石, 単斜輝石, 斜長石, 鉄酸化鉱物からなる 2 mm 程度の集斑晶を含む。

石基は, 0.05 mm 土の針状~拍子木状斜長石のほかはほとんどガラスからなるハイアロピリティック組織を呈する。

1-c) ステージ2 噴出物

sp. T-05, sp. T-08 尾根山溶岩 カンラン石含有複輝石安山岩

斜長石斑晶は全般的には最大 2 mm の自形~半自形で, 輝石, 鉄酸化鉱物, 塵状包有物を含むもの, 累帯構造を示すものがある。稀に 5 mm 前後のほぼ自形の斜長石斑晶 (T-05), 4.2 mm で周辺部が波状累帯構造を示す斜長石斑晶 (T-08) も認められる。カンラン石斑晶は最大 0.4 mm の半自形で鉄酸化鉱物を包有し, 輝石の反応縁の認められるものがある。単斜輝石斑晶は最大 1.5 mm の半自形で, 斜長石, 鉄酸化鉱物を包有する。斜方輝石斑晶は最大 1 mm の自形~半自形で, 斜長石, 鉄酸化鉱物を包有し, 累帯構造を示すものがある。また, 単斜輝石, 斜方輝石, 斜長石, 鉄酸化鉱物からなる集斑晶, 玄武岩質安山岩捕獲岩を含む。

石基はインターサタル組織を呈し, 0.05 mm 土の拍子木状斜長石, 単斜輝石, ビジョン輝石, 鉄酸化鉱物とガラスからなる。

sp. Z-01, T-10 白くら山溶岩 石英普通角閃石含有複輝石デイサイト質安山岩

石英斑晶は最大 1.2 mm の融食形を呈する。斜長石斑晶は最大 2.5 mm の自形~他形で, 輝石, 鉄酸化鉱物, ガラスを包有し, 累帯構造を示すものもある。単斜輝石斑晶は最大 0.8 mm の半自形で, 鉄酸化鉱物, 斜長石, 輝石を包有し, オパサイト化している部分もある。斜方輝石斑晶は最大 1.4

Table 2. Major and trace element compositions and isotopic compositions of volcanic rocks and inclusions from the Torikabuto Volcano. Sample numbers are same as in Table 1.

Sample	MAEKURA	KG	Z-03	OZpy1	Z-02	OZpy2	T-02	T-01	S-04	T-08	T-07	T-05
latitude	36°51'28"	36°51'28"	36°48'57"	36°51'17"	36°49'00"	36°51'17"	36°50'58"	36°50'58"	36°49'49"	36°50'41"	36°50'44"	36°50'58"
longitude	138°37'07"	138°36'24"	138°34'54"	138°36'15"	138°35'59"	138°36'15"	138°36'58"	138°37'00"	138°36'07"	138°36'08"	138°36'12"	138°36'44"
stage	Maekura	1	1	1	1	1	1	1	2	2	2	2
major element composition (wt%)												
SiO ₂	62.20	61.87	61.96	61.98	65.48	66.84	62.09	63.02	60.03	55.25	55.30	55.58
TiO ₂	0.63	0.60	0.58	0.57	0.51	0.44	0.61	0.57	0.60	0.74	0.76	0.71
Al ₂ O ₃	15.22	17.31	16.18	16.17	15.23	15.36	16.18	16.04	16.61	16.94	17.15	16.92
Fe ₂ O ₃	7.08	7.21	6.82	7.00	5.68	4.92	7.18	6.58	7.82	10.26	10.25	10.08
MnO	0.11	0.15	0.14	0.14	0.14	0.12	0.11	0.12	0.14	0.18	0.19	0.18
MgO	2.97	2.67	2.57	2.75	1.97	1.75	2.67	2.46	3.33	3.87	4.13	4.16
CaO	5.70	5.14	6.05	6.33	4.86	4.60	5.92	5.64	6.75	7.91	7.71	7.91
Na ₂ O	2.85	3.11	3.35	3.19	3.49	3.49	3.01	3.01	3.05	2.87	2.72	2.75
K ₂ O	2.46	1.33	1.52	1.53	2.01	2.11	1.90	2.13	1.32	0.93	0.86	0.96
P ₂ O ₅	0.13	0.14	0.14	0.14	0.13	0.12	0.12	0.11	0.15	0.16	0.07	0.15
total	99.35	99.52	99.30	99.78	99.48	99.75	99.77	99.67	99.79	99.11	99.13	99.40
trace element composition (ppm)												
Ba	553.9	603.0	544.0	512.8	630.0	641.6	467.5	521.9	454.7	358.0	361.8	348.8
Co	20.8	23.5	19.4	22.3	16.1	15.8	21.5	20.2	24.7	29.5	30.3	29.9
Cr	20.4	1.5	4.9	9.9	0.0	0.0	14.3	17.9	12.2	11.6	10.4	22.0
Cu	71.5	31.7	30.3	27.4	23.9	9.4	92.7	62.0	33.7	53.9	56.9	78.7
Nb	3.3	1.3	2.5	0.9	3.0	0.4	3.7	3.7	0.1	2.5	2.9	2.0
Ni	15.2	2.6	4.5	5.1	5.2	1.1	12.1	9.8	4.1	8.0	8.2	11.6
Rb	63.7	25.2	35.5	42.0	48.9	61.8	52.9	58.4	38.4	17.9	15.9	19.3
Sr	233.1	254.7	274.5	285.4	231.1	228.7	233.7	222.3	300.8	282.9	272.4	278.7
V	162.7	194.1	157.1	175.0	124.7	98.7	170.0	151.4	225.9	261.0	188.4	255.8
Y	26.8	36.9	27.7	34.5	24.0	29.1	38.7	28.4	36.2	23.7	20.7	22.6
Zn	66.4	67.1	75.0	64.8	65.6	57.2	77.4	71.0	73.1	84.5	86.9	86.1
Zr	126.3	99.4	93.3	88.8	96.8	96.1	104.6	108.7	75.4	58.8	59.3	56.3
La	8.34		8.33	8.86	7.65	9.49		9.20	8.22	6.39		6.45
Ce	19.33		19.10	20.07	17.55	20.82		20.46	17.66	14.74		13.66
Pr	2.58		2.58	2.75	2.29	2.58		2.76	2.59	2.05		1.96
Nd	11.66		11.64	12.41	10.00	10.91		12.12	11.63	9.73		9.12
Sm	2.83		3.00	3.09	2.48	2.57		3.06	2.85	2.59		2.43
Eu	0.75		0.88	0.92	0.71	0.76		0.82	0.90	0.90		0.84
Gd	3.16		3.23	3.40	2.70	2.88		3.30	3.35	2.96		2.78
Tb	0.55		0.58	0.57	0.48	0.48		0.59	0.55	0.53		0.49
Dy	3.49		3.67	3.64	3.06	3.11		3.76	3.63	3.41		3.21
Ho	0.74		0.79	0.78	0.62	0.66		0.77	0.77	0.71		0.66
Er	2.08		2.21	2.19	1.78	1.86		2.22	2.17	1.98		1.87
Tm	0.34		0.36	0.36	0.29	0.31		0.34	0.35	0.32		0.29
Yb	2.24		2.48	2.41	1.93	2.09		2.34	2.32	2.08		1.98
Lu	0.36		0.40	0.38	0.32	0.34		0.39	0.37	0.35		0.34
isotope ratios												
⁸⁷ Sr/ ⁸⁶ Sr	0.703885		0.703908			0.703993			0.703819	0.704009		
¹⁴³ Nd/ ¹⁴⁴ Nd	0.512911		0.512917			0.512917			0.512921	0.512930		

Table 2. (continued)

T-04	T-13	Z-01	SRR4host	T-10	T-11	T-12host	EBRB	EBRW	KMgab	SRR4gab	T-EBbr	T-12bas	280801B
36°50'58"	36°51'02"	36°48'55"	36°49'53"	36°50'28"	36°50'12"	36°50'10"	36°51'14"	36°51'14"	36°48'55"	36°49'53"	36°51'14"	36°50'10"	36°54'4"
138°36'46"	138°36'31"	138°36'20"	138°36'24"	138°35'50"	138°35'23"	138°35'14"	138°36'18"	138°36'18"	138°36'20"	138°36'24"	138°36'18"	138°35'14"	138°35'20"
2	2	2	2	2	2	2	2	2	inclusion	inclusion	inclusion	inclusion	intrusive
56.54	57.15	62.05	62.45	63.36	58.54	59.91	63.15	66.49	56.72	57.86	73.94	57.98	60.92
0.74	0.76	0.57	0.55	0.55	0.70	0.63	0.55	0.46	0.79	0.72	0.25	0.73	0.68
17.05	16.68	16.08	16.15	16.03	16.62	16.66	16.09	15.53	16.76	16.81	13.54	16.80	16.49
10.08	9.79	6.88	6.61	6.35	8.83	7.80	6.63	5.07	9.98	7.88	2.37	9.03	7.53
0.19	0.18	0.14	0.14	0.09	0.15	0.15	0.14	0.12	0.18	0.15	0.05	0.18	0.23
3.72	3.48	2.49	2.33	2.25	3.18	2.89	2.45	1.82	4.10	3.95	0.62	3.39	2.47
7.06	7.00	5.95	5.76	5.71	7.09	6.95	5.68	4.51	7.63	8.47	2.67	7.15	6.39
2.84	2.97	3.35	3.32	3.08	2.99	3.15	3.32	3.52	2.50	2.71	3.57	3.11	3.56
0.98	1.11	1.56	1.66	1.67	1.32	1.42	1.57	2.08	0.95	0.45	2.52	0.87	0.78
0.15	0.16	0.14	0.14	0.14	0.15	0.16	0.14	0.09	0.15	0.15	0.05	0.18	0.18
99.33	99.26	99.22	99.12	99.22	99.56	99.70	99.74	99.69	99.75	99.17	99.58	99.39	99.22
358.0	433.1	548.1	552.5	534.4	471.1	504.7	566.5	623.8	313.5	205.9	761.7	449.0	430.1
29.3	28.3	19.4	19.6	21.2	25.9	22.2	21.0	16.4	33.1	22.9	7.0	26.5	19.9
2.4	2.4	5.5	4.5	8.3	5.8	3.6	1.1	0.0	33.6	38.7	0.0	1.8	0.0
50.0	29.3	38.7	33.2	24.6	63.1	45.6	17.8	14.2	58.7	120.7	7.9	45.0	11.1
2.0	2.0	2.4	2.4	2.9	3.1	2.9	1.0	0.6	0.5	2.9	0.2	2.5	2.1
4.3	5.6	4.5	7.8	9.4	4.7	6.2	0.7	2.2	13.3	13.7	0.1	5.9	4.7
21.6	23.1	33.4	38.7	42.0	31.3	30.3	44.5	64.1	30.7	8.7	67.6	13.3	14.0
274.0	295.8	269.0	266.2	263.2	271.4	275.5	260.0	227.6	264.4	272.1	169.8	277.7	305.5
260.3	254.5	161.2	145.7	157.9	231.3	188.9	159.4	97.8	305.2	229.3	8.9	229.3	100.0
22.7	24.4	29.5	28.0	32.7	30.0	27.4	34.2	29.5	41.8	26.4	20.6	25.5	32.6
87.8	88.2	72.2	72.1	81.8	81.1	74.6	67.1	57.2	81.8	79.8	22.1	92.5	80.2
58.4	65.7	92.0	89.6	88.3	72.8	81.3	96.4	99.2	72.4	101.5	105.1	74.3	87.9
	5.92	9.15	7.80	9.71	8.68	8.30			9.10	7.20	9.11	7.54	
	13.38	20.62	17.94	23.13	21.85	18.39			18.92	19.08	18.23	17.92	
	1.86	2.72	2.47	3.15	2.92	2.46			3.01	2.73	2.11	2.34	
	8.64	12.24	10.94	14.15	13.49	11.19			14.13	12.70	8.32	10.79	
	2.47	3.04	2.75	3.54	3.67	2.91			3.77	3.32	1.81	2.87	
	0.86	0.90	0.84	0.92	0.96	0.90			1.06	0.98	0.55	0.94	
	2.77	3.35	3.05	3.79	4.03	3.19			4.39	3.52	1.91	3.16	
	0.50	0.59	0.55	0.66	0.70	0.56			0.73	0.64	0.31	0.58	
	3.25	3.80	3.52	4.19	4.41	3.61			4.75	4.02	2.04	3.58	
	0.68	0.79	0.75	0.86	0.88	0.74			1.02	0.83	0.43	0.76	
	1.91	2.22	2.09	2.41	2.44	2.14			2.86	2.36	1.23	2.12	
	0.31	0.35	0.34	0.37	0.38	0.34			0.45	0.37	0.20	0.34	
	2.10	2.51	2.32	2.47	2.46	2.27			2.90	2.57	1.31	2.31	
	0.35	0.41	0.37	0.38	0.40	0.37			0.47	0.41	0.22	0.38	
		0.703888				0.704002			0.703964	0.704096	0.703937		
		0.512906				0.512909			0.512914	0.512944	0.512918		

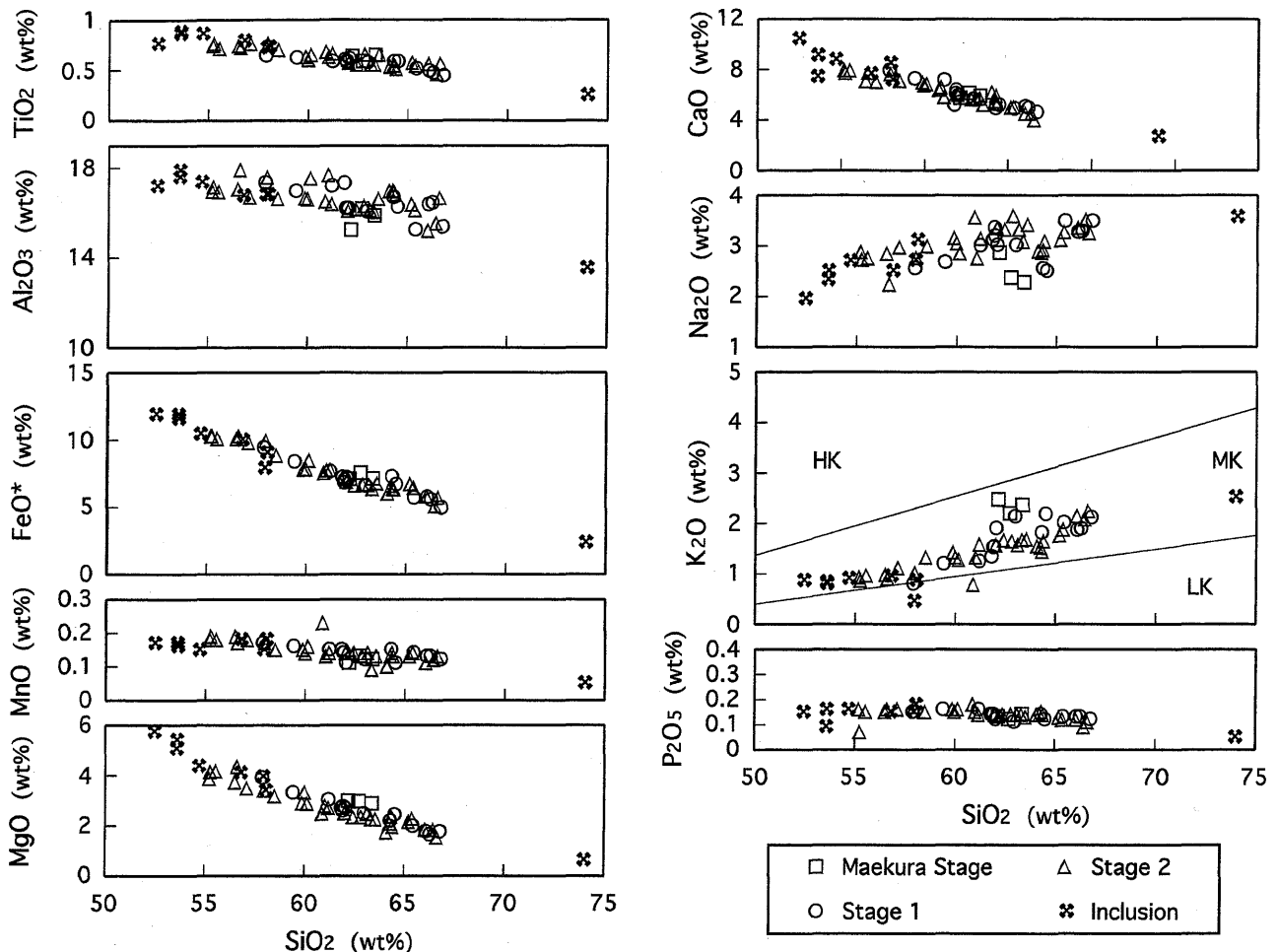


Fig. 4. Silica variation diagrams for volcanic rocks and inclusions from the Torikabuto Volcano.

mm の自形～半自形で、鉄酸化鋇物、斜長石を包有する。普通角閃石斑晶は完全にオバサイト化している。また、単斜輝石、斜方輝石、斜長石、鉄酸化鋇物よりなる玄武岩質安山岩捕獲岩、集斑晶を含む。

石基はハイアロオフィティック組織を呈し、0.03 mm 土の拍子木状斜長石、微細な鉄酸化鋇物のほかはガラスからなる。

sp. T-12host 鳥甲山頂溶岩 カンラン石含有複輝石安山岩

斜長石斑晶は最大 3 mm の自形～半自形で、全般的に清澄なものが多いが、輝石、鉄酸化鋇物、ガラスを包有し、累帯構造を示すものがある。単斜輝石斑晶は最大 1.2 mm の自形～半自形で、鉄酸化鋇物、斜長石を包有する。斜方輝石斑晶は最大 2 mm の自形で、鉄酸化鋇物、斜長石を包有する。カンラン石斑晶は自形～半自形で周辺部はサポーナイト化している。また、単斜輝石、斜方輝石、斜長石、鉄酸化鋇物からなるハンレイ岩～閃緑岩質捕獲岩、玄武岩質安山岩捕獲岩、集斑晶を含む。

石基はハイアロピリティック組織を呈し、0.03 mm 土の拍子木状斜長石、微細な鉄酸化鋇物、わずかな斜方輝石のほかはガラスからなる。

1-d) 捕獲岩類

捕獲岩類には、カンラン石複輝石ハンレイ岩、複輝石ハンレイ岩～閃緑岩、黒雲母花崗岩、複輝石玄武岩質安山岩があり、最も多いものは複輝石ハンレイ岩～閃緑岩である。

sp. T-12bas 玄武岩質安山岩

斜長石斑晶は最大 1.2 mm の自形～半自形で、0.05 mm 前後の斜方輝石、単斜輝石、鉄酸化鋇物を包有するものがある。斜方輝石斑晶は長柱状で最大 1 mm の自形を呈し、0.07 mm 前後の鉄酸化鋇物を包有する。単斜輝石斑晶は最大 1 mm の自形～半自形で、0.05 mm 前後の鉄酸化鋇物を包有する。また、斜方輝石、単斜輝石、斜長石、鉄酸化鋇物よりなる 3 mm 程度の集斑晶を含む。

全般的には 0.5 mm 前後の短冊状斜長石、長柱状斜方輝石、単斜輝石と 0.05～0.1 mm の鉄酸化鋇物からなり、インターグラニューラー組織を呈する。

sp. T-EBbr 黒雲母角閃石花崗岩

石英、斜長石、カリ長石、黒雲母、角閃石、鉄酸化鋇物結晶よりなる。石英、斜長石は 5 mm から 0.2 mm のものまで認められ、カリ長石は 1.5 mm 前後のものが多く一部は石英、斜長石の間隙を埋める形態も認められる。黒雲母は 1.5～0.7 mm、角閃石は最大 4 mm でほぼ自形のものが多いが、

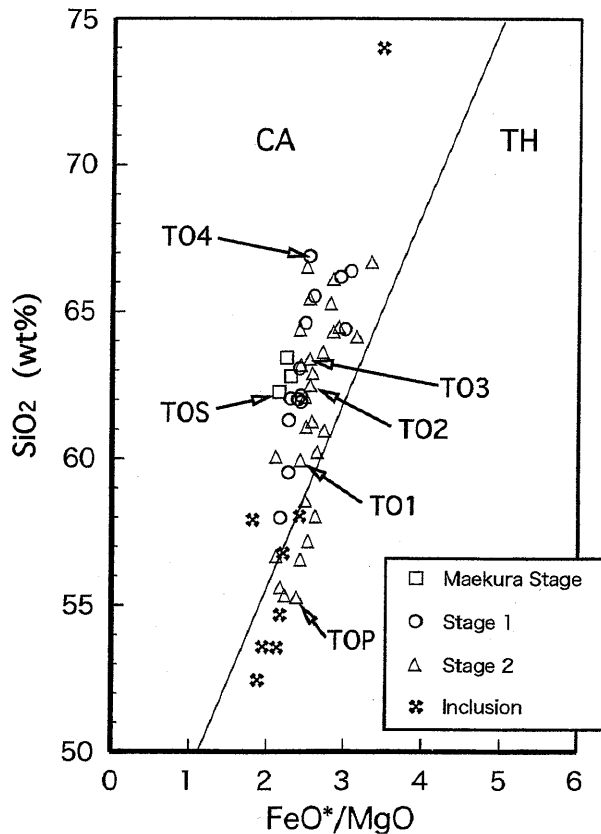


Fig. 5. FeO*/MgO vs. SiO₂ diagram for volcanic rocks and inclusions from the Torikabuto Volcano. The TH-CA boundary is after Miyashiro (1974). TOP: Oneyama lava (sp. T-08), TO1: Torikabuto sancho lava (sp. T-12), TO2: Sirakurayama lava (sp. Z-01), TO3: Sirakurayama lava (sp. T-10), TO4: Onizawa-Takayamazawa pyroclastic flow deposits (sp. OZpy2).

周辺部を 1 mm 前後の黒雲母で囲まれている形態を示すものもある。鉄酸化鉱物は 0.3 mm 前後のものが多く、一部に 1.5 mm 前後の外形が黒雲母の形態を残しているものもある。

2. 斑晶鉱物のモード組成

鳥甲火山噴出物の代表的な火山岩と捕獲岩についてモード測定 (2000 ポイント) を行った。結果を Table 1 に示す。火山岩の斑晶量は 40 % 前後を占め、多いものでは 50 % を越える。SiO₂ 含有量の増加に伴う斑晶量の系統的な変化は認められない。斑晶鉱物組み合わせと SiO₂ 含有量との関係には、SiO₂ 含有量が 57 % 以下のものにはカンラン石斑晶が、62 % 以上のものには斑晶として石英、普通角閃石、黒雲母を含む傾向が認められる。斑晶に占める斜長石の割合は 60 ~ 80 % で、信濃川を挟んだ関田山脈から志久見川流域のソレイト系列斑状火山岩類 (五十嵐ほか, 1984, Simazu et al., 1985) と比較して低い値である。

ステージ 1 以降の噴出物に認められるハンレイ岩~閃緑岩、花崗岩などの捕獲岩類は、いずれもアドキュームレイト (adcumulate) ~メソキュームレイト (mesocumulate) (Wager et al., 1960) の組織を呈し、顕微鏡下におけるそれらと母岩との境界部は全般的に明瞭ではない。

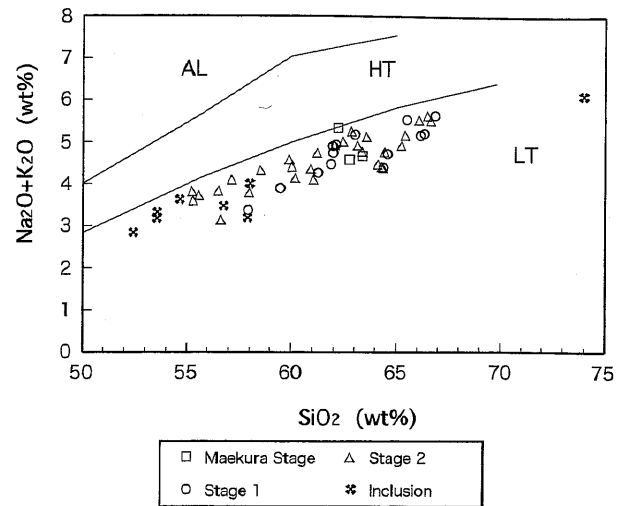


Fig. 6. Na₂O + K₂O vs. SiO₂ diagram for volcanic rocks and inclusions from the Torikabuto Volcano. The AL (alkaline)-HT (high alkali tholeiitic)-LT (low alkali tholeiitic) boundary lines are after Kuno (1968).

全岩化学組成

以下に、主成分化学組成、微量成分化学組成、希土類元素組成、同位体組成を記載する。主成分・微量成分化学組成分析は、国立極地研究所の理学電機工業製 RIX3000 を使用した。粉末試料と融剤の希釈率 1 : 2 のガラスピートを作成し、本吉ほか (1995, 1996)、瀬野ほか (2002) の方法で測定を行った。本研究で新たに得られた分析値と五十嵐 (1992) が報告した全岩主成分分析値を用い、全岩化学組成について検討した。

希土類元素等の微量成分化学組成は、鳥根大学の ICP-MS (Thermo ELEMENTAL, VGPQ 3) を使用して分析した。試料作成方法・分析方法は Kimura et al. (1995) に従った。

Sr, Nd 同位体化学組成は、新潟大学の質量分析装置 MAT262 を使用し Miyazaki and Shuto (1998) の方法で分析を行った。NBS987 を 5 回測定し、⁸⁷Sr/⁸⁶Sr = 0.710251 ± 0.000004 に平均化した。JNdi-1 を 6 回測定し、¹⁴³Nd/¹⁴⁴Nd = 0.512106 ± 0.000003 に平均化した。

全岩化学組成分析結果を Table 2 に示す。

1. 主成分化学組成

前倉ステージ噴出物の SiO₂ 含有量は 62 ~ 64 % であるが、ステージ 1 噴出物では 57 ~ 67 % と組成幅が拡大する。ステージ 2 噴出物の SiO₂ 含有量は 55 ~ 67 % でステージ 1 噴出物の範囲とほぼ重なるが、SiO₂ 含有量の低い側へやや拡大する。

前倉ステージ噴出物は、他ステージより高い K₂O, MgO と、低い Al₂O₃, Na₂O で特徴づけられる (Fig. 4)。また、ステージ 1 噴出物溶結凝灰岩は、K₂O, MgO, Al₂O₃, Na₂O において、前倉ステージ噴出物とステージ 2 噴出物の示すトレンドの中間的な位置にプロットされる。FeO*/MgO-SiO₂ 図 (Fig. 5) (Miyashiro, 1974) では、前倉ステージ噴出物から

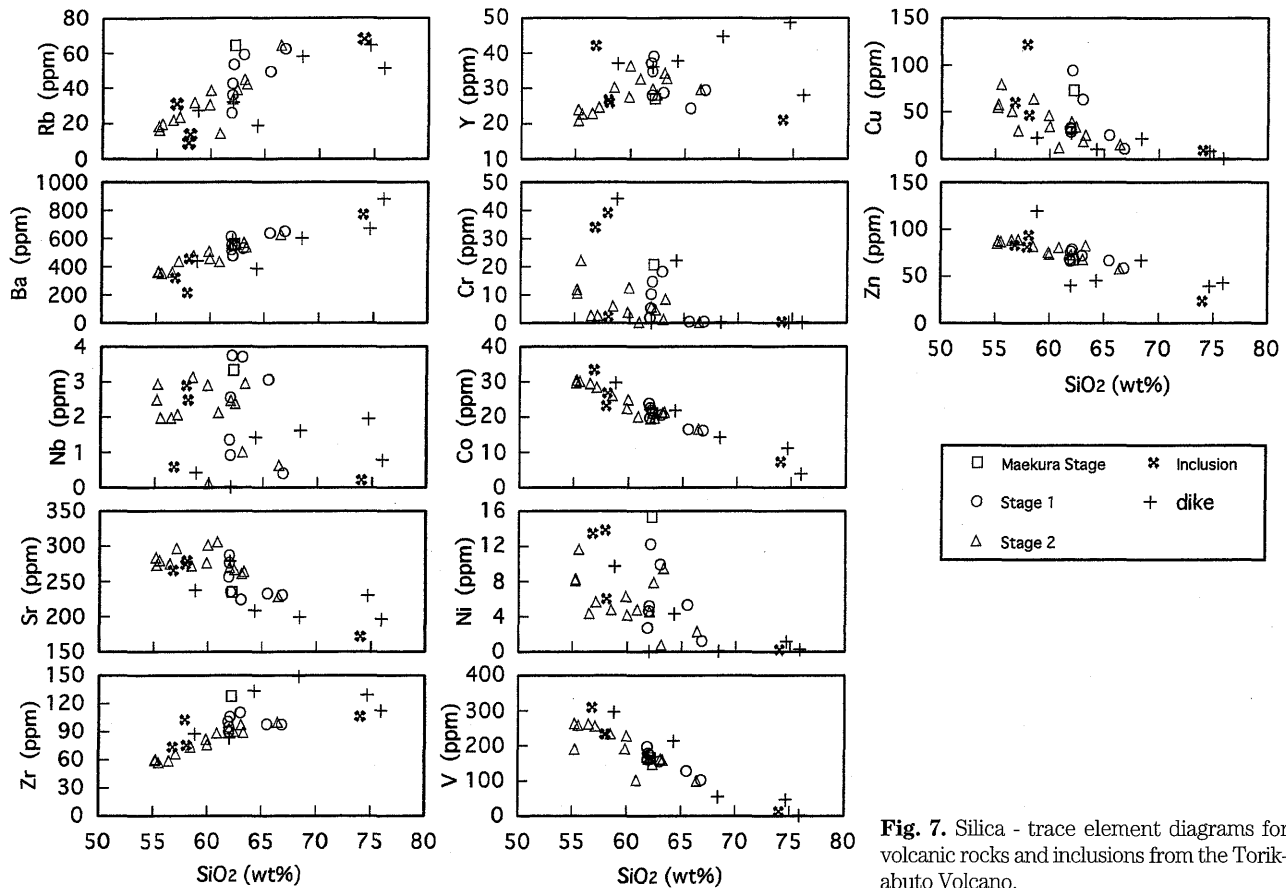


Fig. 7. Silica - trace element diagrams for volcanic rocks and inclusions from the Torikabuto Volcano.

ステージ1, ステージ2 噴出物へと FeO^*/MgO が若干高くなる傾向が認められるが, 全般的には FeO^*/MgO のわずかな増加に対して SiO_2 量が大きく増加する一連のカルクアルカリ系列のトレンドを示す。

$\text{SiO}_2 - (\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O})$ 図 (Fig. 6) で, 捕獲岩類を含めた噴出物すべてが低アルカリソレイト系列 (Kuno, 1968) の領域にプロットされる。また $\text{SiO}_2 - \text{K}_2\text{O}$ 図ではほぼすべてが MK (Le Maitre et al., 1989) の領域にプロットされる (Fig. 4)。

2. 微量成分化学組成

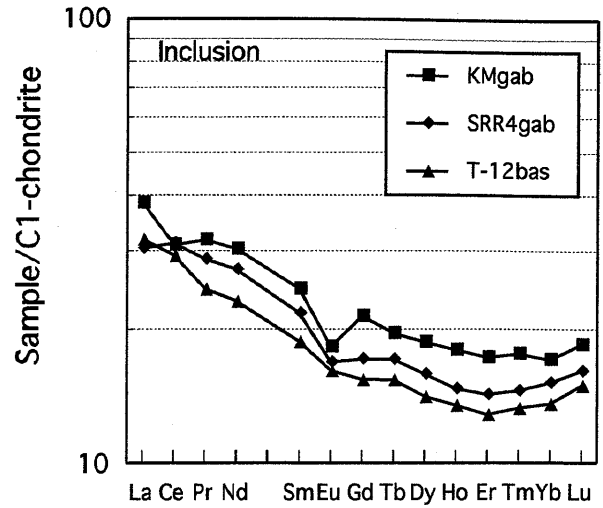
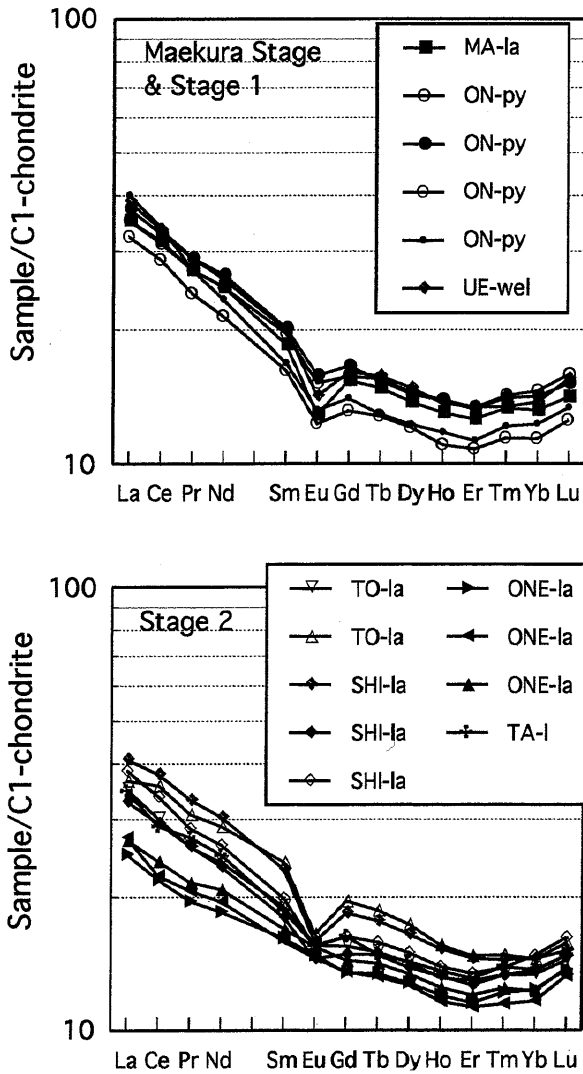
微量成分化学組成も, 主成分化学組成とほぼ同様の傾向を示す (Fig. 7)。すなわち, Rb, Nb, Zr, Cr, Ni, Cu において前倉ステージ噴出物とステージ1 噴出物溶結凝灰岩が, ステージ2 噴出物の示すトレンドより高い含有量を示す傾向にある。Sr 含有量は SiO_2 の 62% までは増加傾向を示し, その後は SiO_2 の増加に従い減少傾向を示す。前倉ステージ噴出物とステージ1 噴出物溶結凝灰岩は, ステージ2 噴出物の示すトレンドより低い。また, 火山岩の Y 含有量には, SiO_2 63% 以上で減少傾向が認められる。全岩 SiO_2 量 62% 以上の増加に従う Sr 含有量の減少傾向から斜長石の分別と, ステージ2 のトレンドが前倉ステージ噴出物とステージ1 噴出物溶結凝灰岩の Sr 含有量より高いことから, ステージ2 での斜長石の集積が示唆される。さらに Y 含有量の変化からアパタイトと角閃石の分別が示唆される。

3. 希土類元素組成

希土類元素の C1 コンドライト規格化パターン (Sun & McDonough, 1989) を Fig. 8 に示す。前倉ステージ・ステージ1 では, 前倉ステージの Eu 負異常が顕著な点での相違はあるが REE パターンにおける大きな相違は認められない。ステージ2 では, 尾根山溶岩が示す C1 コンドライト規格化パターンは全般的に平坦であり, 同ステージの滝沢溶岩, 白くら山溶岩, 鳥甲山頂溶岩のパターンは, 尾根山溶岩のパターンより全般的な REE 含有量が増加し, それに伴い Eu 負異常が顕著となる。捕獲岩類についてみると, 玄武岩質安山岩 (T-12bas) の C1 コンドライト規格化パターンは尾根山溶岩のそれに近く, ハンレイ岩質捕獲岩類 (閃緑岩, KMgab と SRR4gab) のパターンは玄武岩質安山岩より REE 含有量が高く, Eu 負異常が顕著となる。

4. Sr, Nd 同位体化学組成

全岩 Sr, Nd 同位体化学組成を $\text{SiO}_2 - ^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$, $\text{SiO}_2 - ^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ 図 (Fig. 9) に示す。噴出岩の $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 値は, 0.703819 ~ 0.704009 の 0.000190 の幅に入り, 捕獲岩類の $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 値を含めると花崗岩質捕獲岩の値が若干高くなり 0.703819 ~ 0.704096 の 0.000282 の幅を持つ。また, $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ 値は, 噴出岩が 0.512906 ~ 0.512930 の 0.000024 の幅に入り, 捕獲岩類の $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ 値を含めると花崗岩質捕獲岩の値が若干高くなり 0.512906 ~ 0.512944 の 0.000038 の幅を持つ。いずれも SiO_2 含有量増加に伴う系



MA-la : Maekura lava
 ON-la : Onizawa-takayamazawa pyroclastic flow
 UE-wel : Uenohara welded tuff
 TA-la : Takizawa lava
 ONE-la : Oneyama lava
 SHI-la : Shirakurayama lava
 TO-la : Torikabuto-sancho lava

Fig. 8. C1-chondrite normalized REE patterns for volcanic rocks and inclusions from the Torikabuto Volcano.

統的な変化は認められず, ほぼ一定の値が認められた.

構成鉱物の化学組成

斑晶鉱物, 石基鉱物, ガラス包有物の化学組成を, 新潟大学の JXA8600SX 型 EPMA を用いて測定した. 加速電圧 15 keV, 試料電流 1.3×10^{-8} A, ビーム径 1μ で行い, 補正計算は ZAF 法を用いた. ここでは特に斜長石とカンラン石・輝石の分析結果について五十嵐 (1992) が示したデータも含めて記述する.

1. 斜長石

斜長石組成を, An-Ab-Or 図に岩石試料ごとにプロットし, またステージ・層準ごとに区分し, 検討した (Fig. 10). 前倉ステージ噴出物の微斑晶も含めた斑晶斜長石の core 組成は An56 ~ An93 の範囲であるが, ステージ 1 以降その組成幅は An の低い側 (An33 ~ An90) に拡大する. 同様に, ステージ 2 斜長石は An42 ~ An96 の組成幅を示す. ステージ 2 噴出物の尾根山溶岩 (T-05, T-08, T-13), 鳥甲山頂溶岩 (WT-15) の斑晶斜長石 core 組成には若干の二極化が認められる. 斑晶斜長石中には塵状包有物やガラス包有物などが多

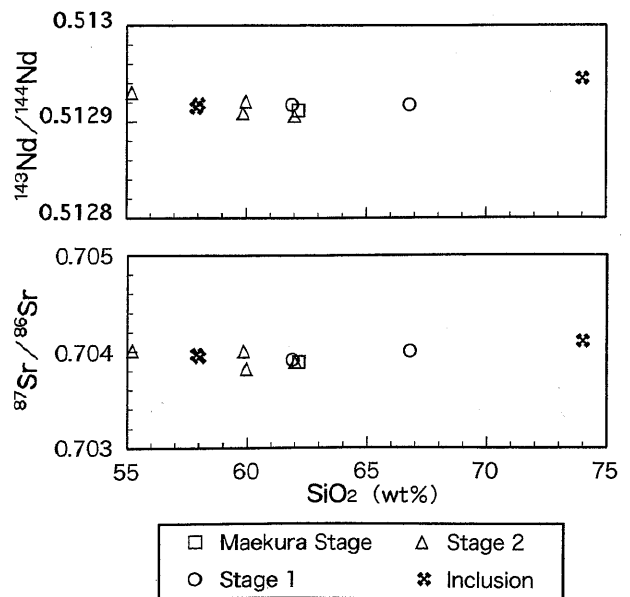


Fig. 9. NdI and SrI vs. SiO₂ diagram for volcanic rocks and inclusions from the Torikabuto Volcano.

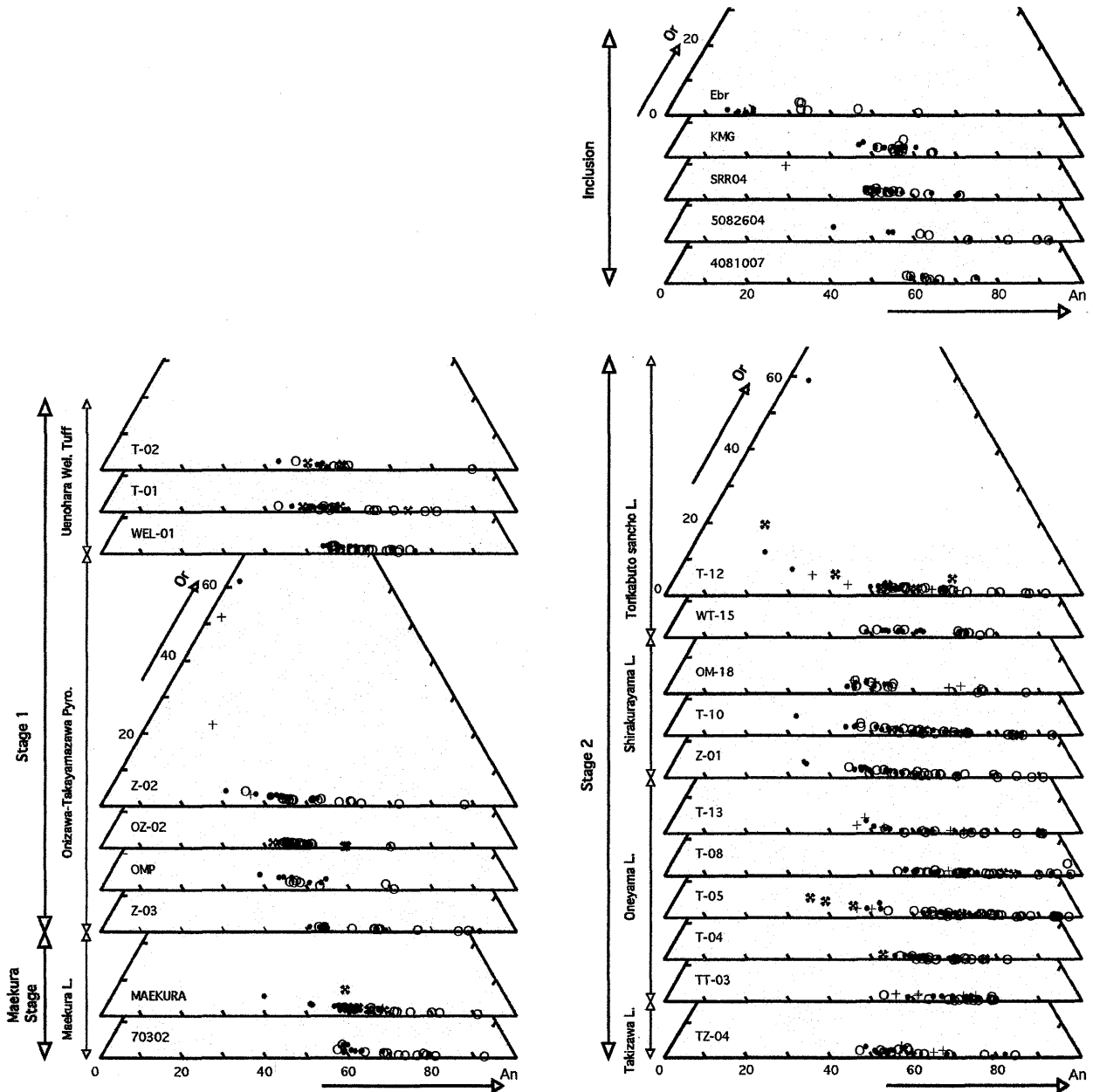


Fig. 10. Chemical compositions of plagioclase plotted in terms of An, Ab and Or. Open circles represent the core of phenocryst. Solid circles are the rim of phenocryst and reaction rim. Crosses are inclusion in the phenocrysts. Pluses are the core of groundmass.

く認められるが、顕著な逆累帯構造はほとんど認められない。石基斜長石および包有結晶の斜長石の組成は全般的には斑晶斜長石 core の An % よりも低い値を示し、Z-02、T-12 ではアルカリ長石領域にプロットされるものも認められる。

全岩 SiO₂ 含有量と斑晶斜長石組成 (An %) の関係を Fig. 11 に示す。この図は、斑晶 core、rim、石基の平均組成と標準偏差幅を示したものである。斑晶斜長石 core 組成の変化、斑晶斜長石 rim 組成の変化については、全岩 SiO₂ 含有量の増加に従い An % が減少していく傾向が認められるが、石基斜長石、包有結晶の斜長石の組成については、データが少なくあまり系統的な変化は認められない。また、斑晶斜長石 core 組成は斜長石斑晶 rim 組成と比較して An % が高い。

2. カンラン石、輝石

輝石台形図に、前倉ステージ (前倉溶岩)、ステージ 1 (鬼沢—高山沢火砕岩、上ノ原溶結凝灰岩)、ステージ 2 (滝沢溶岩、尾根山溶岩、白くら山溶岩、鳥甲山頂溶岩)、および捕獲岩類のカンラン石、輝石の組成をプロットした (Fig. 12)。

カンラン石は尾根山溶岩と捕獲岩に認められ、尾根山溶岩のものは X_{Mg} = 61 ~ 76、捕獲岩で X_{Mg} = 68 ~ 77 であり、尾根山溶岩のものが若干 X_{Mg} の低い傾向があるが、ほぼその領域は重なる。

輝石は、全般的に斜方輝石と単斜輝石からなり、尾根山溶岩で石基および斜方輝石斑晶反応縁の一部にピジョン輝石が認められる。斑晶斜方輝石 core の組成範囲についてみると、

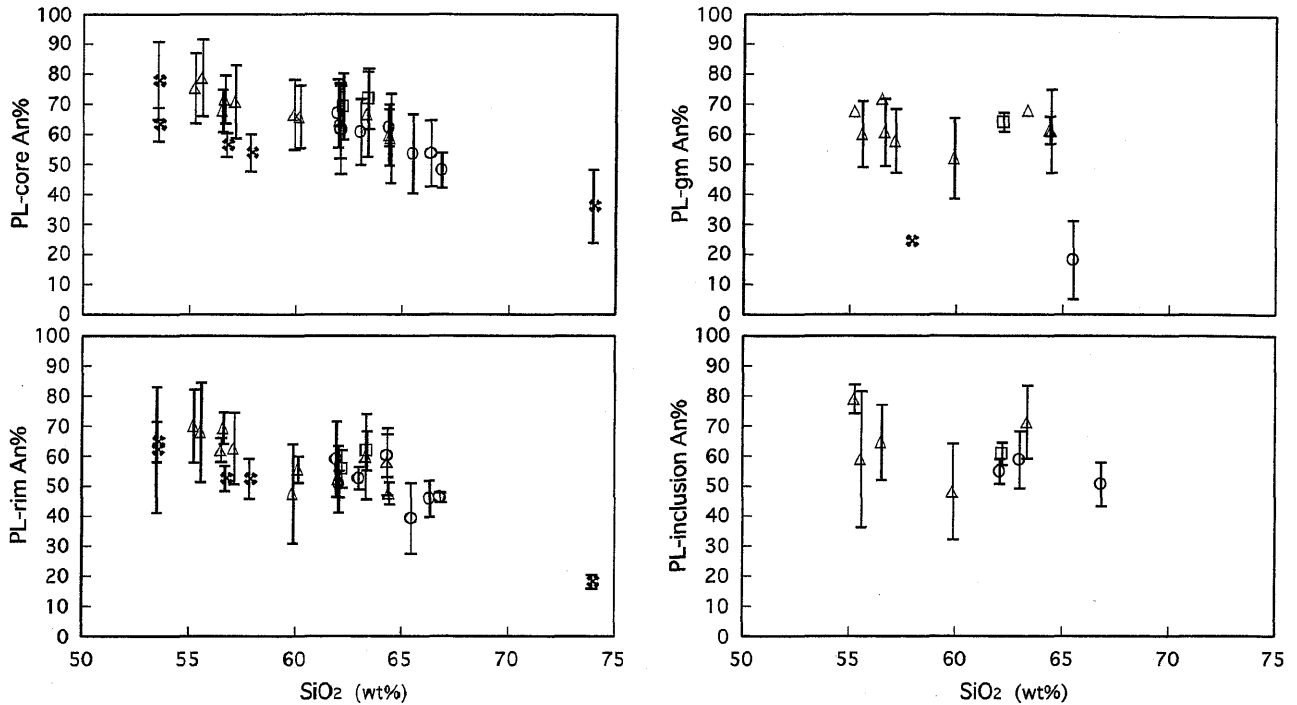


Fig. 11. An contents of plagioclase against SiO₂ contents of the host rocks from the Torikabuto Volcano. Symbols; □ = Maekura Stage; ○ = Stage 1; △ = Stage 2; × = inclusion.

前倉ステージ前倉溶岩で $X_{Mg} = 57 \sim 63$, ステージ1上ノ原溶結凝灰岩で $X_{Mg} = 57 \sim 66$ と狭い傾向があり, ステージ1鬼沢-高山沢火砕流のデイサイト礫で $X_{Mg} = 51 \sim 59$ と低く, ステージ1全体としては $X_{Mg} = 51 \sim 67$ となる. ステージ2では, 滝沢溶岩で $X_{Mg} = 60 \sim 70$, 尾根山溶岩で $X_{Mg} = 56 \sim 74$, 白くら山溶岩 $X_{Mg} = 60 \sim 74$, 鳥甲山頂溶岩で $X_{Mg} = 54 \sim 69$ で, 前倉ステージ・ステージ1と比較して組成範囲が拡大する. 単斜輝石についても同様の傾向が認められる.

鳥甲火山噴出物の生成過程

-カルクアルカリ系列火山岩類の形成過程-

鳥甲火山噴出物の生成過程について, 五十嵐 (1992) は, 前倉ステージ火山岩類は LIL 元素に富んだマグマの結晶分化作用により形成され, その後更に分化の進んだデイサイト質マグマと玄武岩質安山岩マグマが混合することによりステージ1の火砕流の噴出が起こり, マグマ混合と結晶分化作用によってステージ1以降の火山噴出物が形成されたとした. しかし, 混合マグマのそれぞれの起源, 生成に関わる物理条件等について検討をしていない. 本稿では, これらについて詳細に検討を行い, 鳥甲火山噴出物の生成過程について考察する.

1. 斜長石斑晶の形態からの検討

火山岩中の斜長石斑晶には, ガラス包有物, 斜長石・輝石・鉄酸化鉍物などの包有結晶が多く認められる. ステージ2の白くら山溶岩 (Z01, SiO₂ = 62.05 wt.%) 中の斜長石斑晶には累帯構造に沿って配列する包有物が認められ, その外

周部には若干 An に富むセクター (Fig. 13.a) が認められる. また, ステージ2のカンラン石含有輝石安山岩 (尾根山溶岩; T-08, SiO₂ = 55.25 wt.%) には, 径 2 mm 以上で An90 を超える組成を示す斜長石斑晶があり, その周辺部だけに正累帯構造が認められ, そこでは An 成分が急減する (Fig. 13.b). さらに鳥甲火山噴出物中の斜長石斑晶には, 包有物を含まず, 波動累帯構造を示すものが存在する (Fig. 13.c, 鬼沢-高山沢火砕流堆積物の本質岩片; OZpy2, SiO₂ = 66.84 wt.%) .

カンラン石含有輝石安山岩 (尾根山溶岩; T-08) の斜長石斑晶には Fig. 13.b に示すように, 大型のものは core 組成が An % 90 を超え, 斜長石斑晶のサイズが減少するに従い core 組成の An % が減少する. An % が 90 を超える大形斜長石斑晶は, その周辺部のみが An % 70 ~ 80 で波動累帯構造を示す事から, マグマ溜まりにおける沈積相起源である可能性がある. 白くら山溶岩 (Z01) の斜長石斑晶の An 組成が塵状包有物を境に上昇し, 外縁部で An が減少する正累帯構造を示す形態 (Fig. 13.a) から結晶成長段階におけるマグマ温度の上昇・マグマ組成の変化等が推定できる. さらにデイサイト (OZpy2) 中に波動累帯構造を示す斜長石斑晶 (Fig. 13.c) の存在から, デイサイトマグマ溜まり中で温度・圧力・組成等が変化する中での結晶成長が推定できる.

以上の斜長石の形態・組成変化等から, マグマ溜まり内での結晶の対流や新たなマグマの注入等が推定できる.

2. マスバランス計算からの検討

鳥甲火山噴出物におけるカルクアルカリ系列マグマの分別結晶作用を検証する目的で, マスバランス計算による検討を

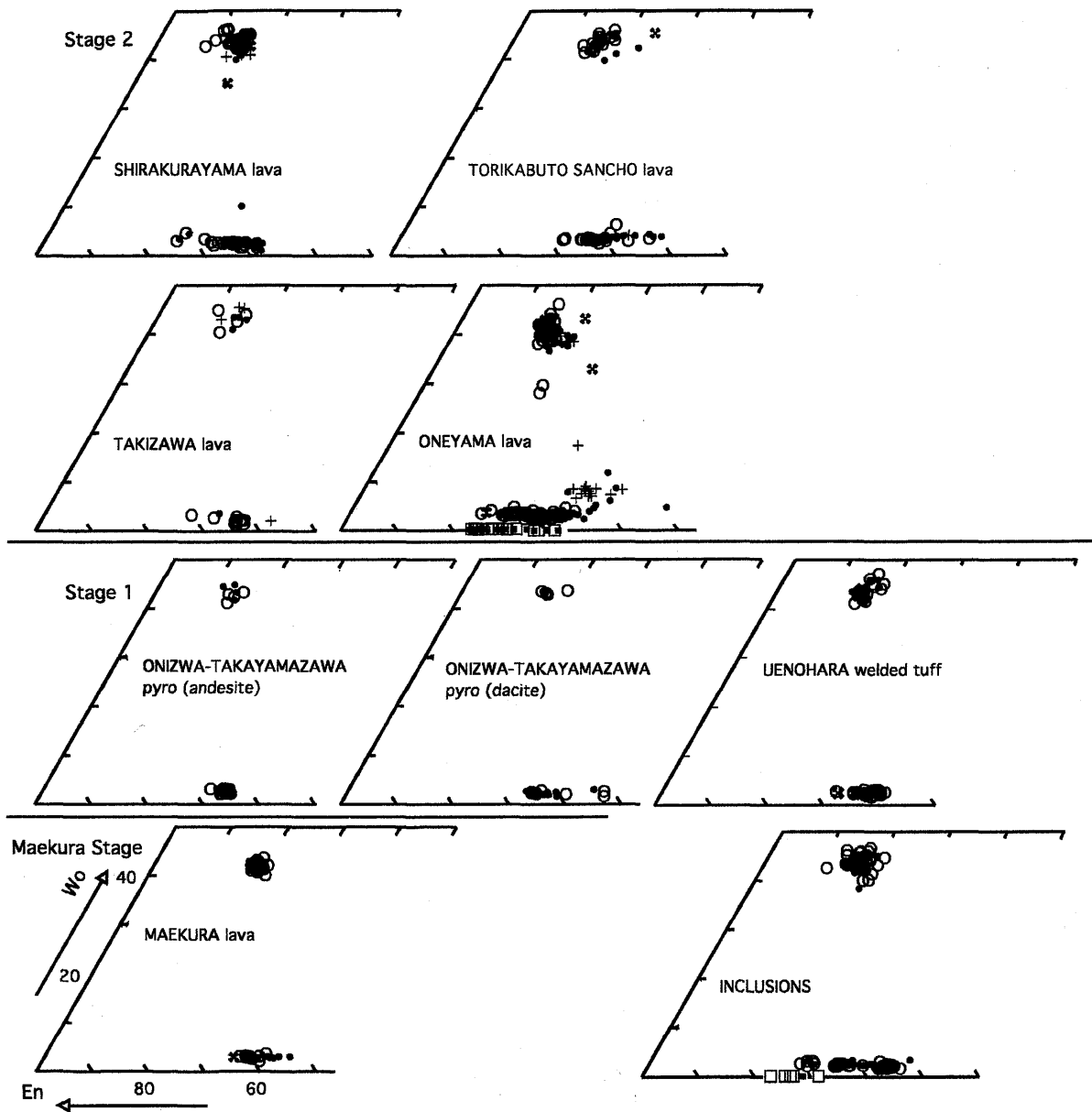


Fig. 12. Chemical composition of clinopyroxene, orthopyroxene and olivine plotted in terms of Wo, En and Fs. Open symbols represent the core of phenocryst. Solid symbols are the rim of phenocryst and reaction rim. Crosses are inclusion in the phenocrysts. Pluses are the core of groundmass.

行った。その際、マグマの親マグマ組成として、ステージ2尾根山溶岩のカンラン石含有輝石安山岩の組成 (sp.T-08, Fig. 5 の TOP) を用いた。

計算に用いた岩石は、ステージ2鳥甲山頂溶岩 (sp.T-12, Fig. 5 の TO1), ステージ2白くら山溶岩 (sp.Z-01, Fig. 5 の TO2 および sp.T-10, Fig. 5 の TO3), ステージ1鬼沢-高山沢火砕岩中のデイサイト礫 (sp.OZpy2, Fig. 5 の TO4) と前倉ステージ前倉溶岩 (sp.MAEKURA, Fig. 5 の TOS) である。また、鉍物化学組成は、鳥甲火山噴出物中の各試料中における各鉍物 core の EPMA 分析結果の平均値を用いた。

Table 3 に計算結果を示す。モード組成 (Table 1) から分別鉍物相を推定し、分別鉍物相として、TOP から TO1,

TO1 から TO2, TOP から TOS への分化では斜長石, 単斜輝石, 斜方輝石, 鉄酸化鉍物を, TO2 から TO3 への分化では斜長石, 斜方輝石, 鉄酸化鉍物, 角閃石を, TO3 から TO4 の分化の場合には斜長石, 鉄酸化鉍物, 角閃石, 黒雲母, 石英を用いた。計算結果の誤差は, TOP から TOS を求めた場合に $R^2 = 0.39$ とやや大きくなるが, TOP から TO1, TO1 から TO2, TO2 から TO3, TO3 から TO4 を求めた場合には, R^2 は 0.03 ~ 0.06 であった。TOP から TOS を求めた場合の R^2 の大きさは, TOS が他の火山岩と比較し形成年代が古く形成過程が区別されることを示唆している。

主成分元素に関するマスバランス計算結果から得られた各分別鉍物量を基に, 微量成分化学組成, 希土類元素化学組成

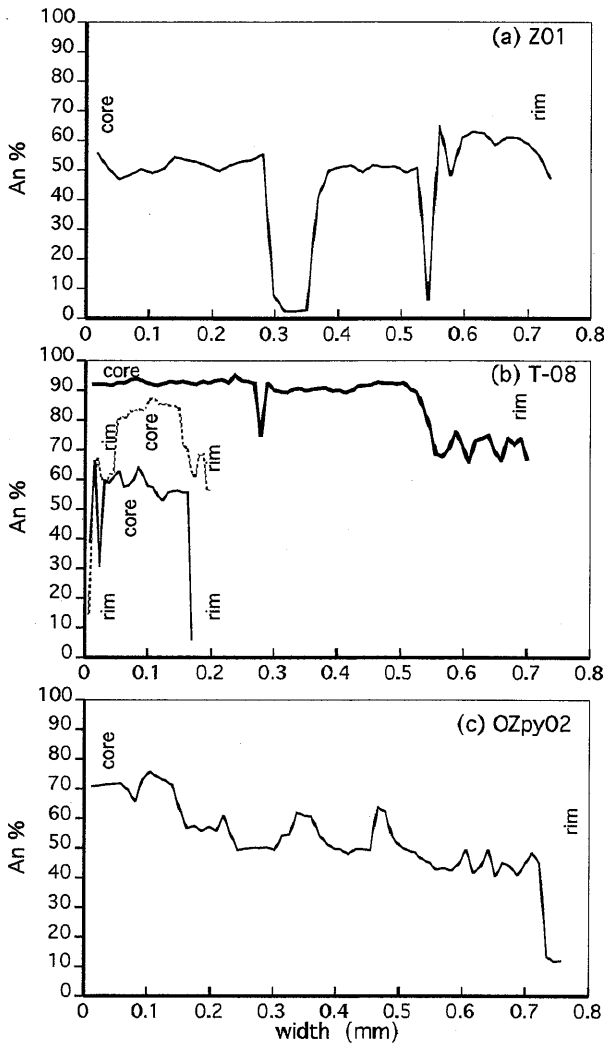


Fig. 13. Simplified zoning patterns of plagioclase phenocrysts. Abbreviations: (a) Z01 = Shirakurayama lavas; (b) T-08 = Oneyama lavas; (c) OZpy02 = Onizawa-Takayamazawa pyroclastics.

についても検討を行った。計算を行うにあたり、レイリー分別モデルを用い、斑晶組成を除いた石基 SiO₂ 量が 70 ~ 75 % 前後であることから、分配係数は Arth (1976), Gill (1981), Nash and Crecraft (1985), Pearce and Norry (1979), Schock (1979) より引用した。特に斜長石の分配係数については、TOP から TO1 では Arth (1976), Pearce and Norry (1979) を、それ以外は Nash and Crecraft (1985) を用いた。その結果を、微量元素ハーカークラフ図に示す (Fig. 14)。また、Fig. 15 に C1-chondrite REE 規格化パターンを示す。

微量元素ハーカークラフ図 (Fig. 14) では、Sr の計算値は実際の岩石組成より若干低い。これは斜長石-メルト間の分配係数を大きく見積もった事によるとも考えられる。また、前述した斜長石の形態的特徴、C1-chondrite REE 規格化パターン (Fig. 8) のステージ 1・2 で顕著な Eu 負異常を示すものが少ないことから、マグマ中への斜長石の集積も考えられ

る。Nb は分析値 (実測値) のばらつきが大きく、計算値が若干高いトレンドを形成する。しかし、全般的には、ほぼ鳥甲火山のカルクアルカリ系列火山岩類のトレンドと一致する。

また、C1-chondrite REE 規格化パターン (Fig. 15) では、角閃石、磁鉄鉱の分配係数データの制限から検討できた希土類元素は限られるが、ほぼ実測値と計算値のパターンが一致する。

3. 温度・圧力条件の推定

Wood and Banno (1973) と Wells (1977) の輝石温度計、および Putirka et al. (1996) の Cpx-melt 分配を用いた玄武岩質マグマの温度・圧力計を用いて、鳥甲マグマの温度・圧力を算出した。

輝石温度計による温度の算出に当たっては、各薄片における斜方輝石、単斜輝石それぞれの core および rim 組成の平均を求め、その値を基に計算を行い、その温度算出結果と全岩 SiO₂ との関係を示した (Fig. 16)。全岩 SiO₂ 含有量の増加に従って、Wells (1977) による core 温度は 1039 ~ 926 °C, rim 温度は 1056 ~ 923 °C, Wood & Banno (1973) による core 温度は 968 ~ 905 °C, rim 温度は 979 ~ 887 °C と低下する傾向が認められる。また、core 温度と rim 温度を比較すると、前倉ステージ、ステージ 1 では低下する傾向が認められるのに対し、ステージ 2 では上昇する傾向が認められる。それらの変化量は、Wells (1977) によると前倉ステージで -27 °C, ステージ 1 で -44 ~ +7 °C, ステージ 2 で -13.4 ~ +56 °C であり、Wood & Banno (1973) によると前倉ステージで -28 °C, ステージ 1 で -29 ~ +1 °C, ステージ 2 で -20 ~ +27 °C である。ただし、先にも述べたように斑晶輝石 X_{Mg} は core と rim で大きな差がなく、顕著な逆累帯構造は認められない。この輝石温度計によって求めた温度から、ステージ 2 での斜方輝石・単斜輝石が非平衡であった可能性、マグマ混合の影響があった可能性が存在する。

ステージ 2 尾根山溶岩のカンラン石含有輝石安山岩 (T-08) に含有される単斜輝石と全岩化学組成から Putirka et al. (1996) を用いて温度・圧力を算出し、1143 °C, 3.0 kbar を得た。なお、Putirka et al. (1996) の温度・圧力計は玄武岩質マグマに対して提案されたもので、安山岩について適応した温度・圧力条件は高く算出される傾向がある。

さらに、Baker and Eggler (1987) による Di - Ol - Si + Or, Plag - Ol - Si + Or の三成分系の液相領域図に捕獲岩類を含む鳥甲火山噴出物の組成をプロットした (Fig. 17)。2 kbar · H₂O = 2 % のコーテクティックよりも Pl 成分あるいは Di 成分の低い領域にこれら噴出物はプロットされる傾向がある。

4. Sr, Nd 同位体化学組成からの検討~基盤火成岩類との関係~

前述したように、鳥甲火山噴出物の Sr, Nd 同位体化学組成は、狭い範囲の値を示し、SiO₂ 含有量の間に系統的な相関は認められない (Fig. 9)。この事から、鳥甲火山噴出物が、同位体化学組成的に起源の異なった 2 つ以上のマグマの混合

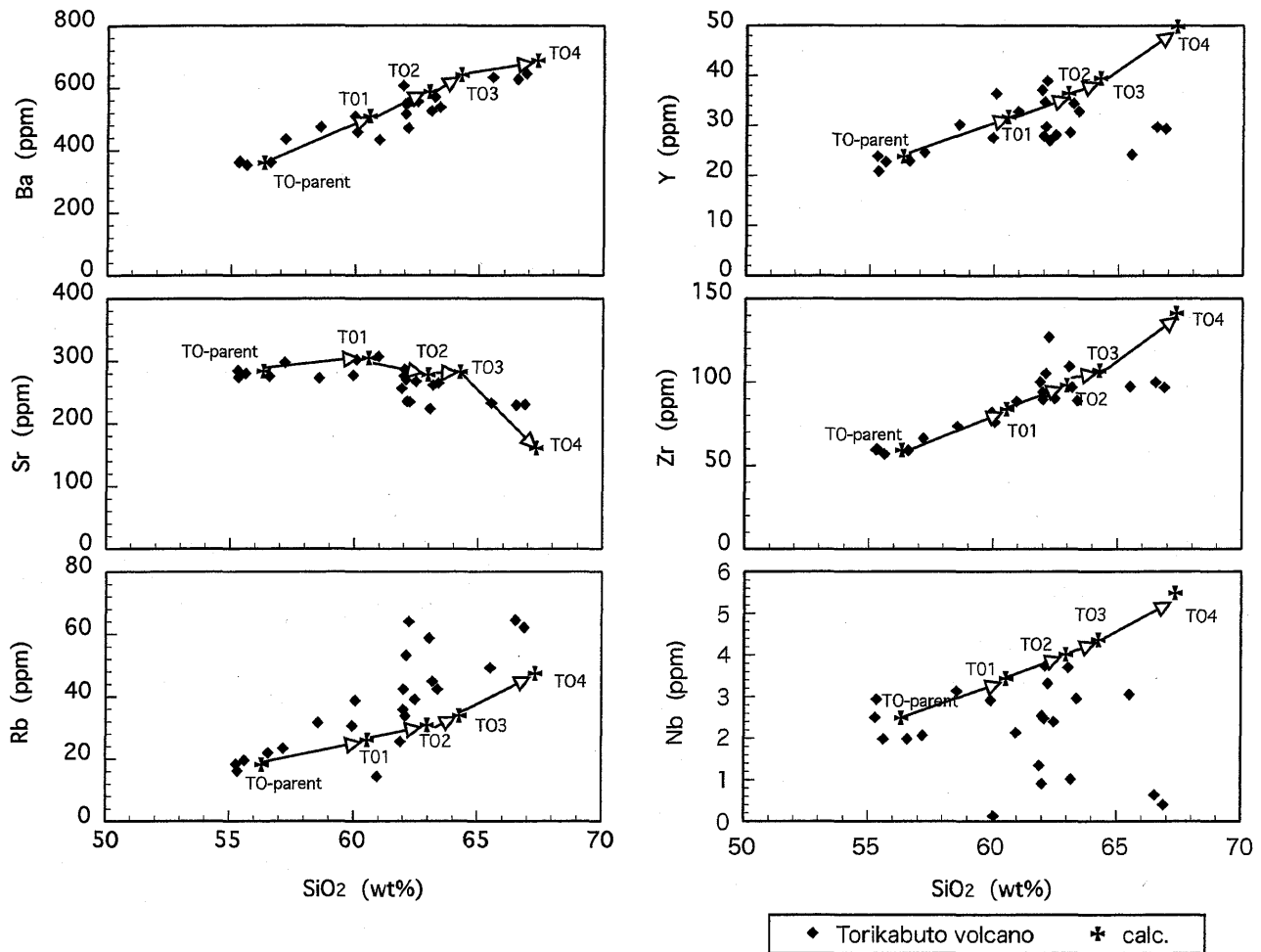


Fig. 14. Silica variation diagrams for volcanic rocks and calculated contents from the Torikabuto Volcano.

作用、地殻物質の混染作用あるいは同化作用により生成されたとは考えられない。鳥甲火山噴出物は、主に分別結晶作用により形成されたと考えられる。

五十嵐 (1992) が報告したステージ 1 初期の爆発的噴火と火砕流噴出および火砕流に認められる玄武岩質安山岩とデイサイトの混交現象、ステージ 2 に認められる縞状溶岩の存在および記載岩石学的特徴は、マグマ混合作用の存在を指摘している。閃緑岩、花崗岩質包有物も含めた鳥甲火山噴出物の同位体化学組成が狭い範囲の値を示すこと、主成分・微量元素化学組成を示したハーカー図 (Figs. 4, 7) 上で鳥甲火山噴出物のトレンド上にハンレイ岩～閃緑岩、花コウ岩質包有物および貫入岩がプロットされることから、ハンレイ岩～閃緑岩、花崗岩は集積岩であり、五十嵐 (1992) の指摘したマグマ混合作用は内部混合作用であると考えられる。つまり、鳥甲火山噴出物は、同源のマグマ供給による内部混合作用を行いつつながら分別結晶作用により形成されたと考えられる。

一方、鳥甲火山噴出物の Sr, Nd 同位体化学組成を、中央隆起帯の新第三紀花崗岩類 (川野, 2000) と苗場火山噴出物中のハンレイ岩ゼノリス (Shimazu et al., 1991) の Sr, Nd 同位体化学組成と共に $\epsilon\text{Sr} - \epsilon\text{Nd}$ 図 (Fig. 18) にプロットす

ると、鳥甲火山噴出物は、中央隆起帯須坂-上田地域の新第三紀花崗岩類 (SUG) の最もデプリートした組成範囲に重なる。この事は、鳥甲火山噴出物と新第三紀花崗岩類を形成した本源マグマが同位体化学組成的に同様のものではなかった可能性を示し、また、鳥甲火山噴出物を形成したマグマと新第三紀花崗岩類との相互作用があったとしても認識できない可能性を示している。

ま と め

以上のカルクアルカリ系列火山岩類よりなる鳥甲火山噴出物を対象とした形成過程についてまとめる。

①全岩化学組成では、前倉ステージとステージ 1 の一部 (溶結凝灰岩) をのぞきいずれも系統的なトレンドを形成し、これらが一連の分化物であると結論される。前倉ステージとステージ 1 の一部 (溶結凝灰岩) が一連のトレンドから若干はずれている原因は、時間的に古い前倉ステージマグマの分化程度の違いと、その後新たに供給されたマグマとの内部混合作用によると考えられる。

②斜長石の形態や化学組成上の特徴、斑晶輝石化学組成から求めた温度とその変化から、ステージ 1 以降に新たなマグ

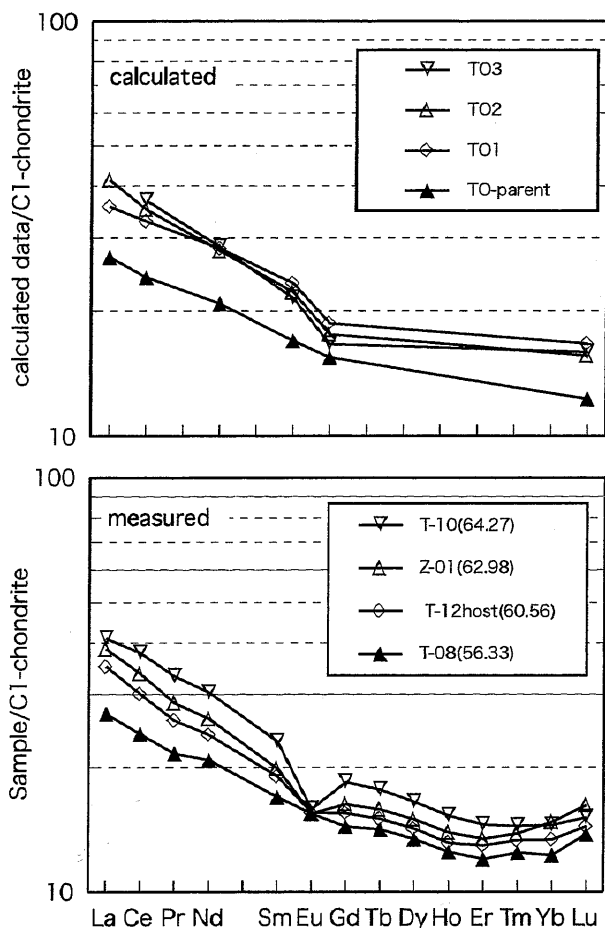


Fig. 15. C1-chondrite normalized REE pattern for calculated volcanic rocks in the Torikabuto Volcano. Normalization to values of Sun & McDonough (1989).

マの供給が示唆される。

- ③マスバランス計算から、主たる分化作用は分別結晶作用と考え矛盾はしない。
- ④マグマ溜まりの深さは、Putirka et al. (1996) と Baker and Eggler (1987) を基に、3 kbar 以浅と推定される。
- ⑤Sr, Nd 同位体化学組成的にみて、鳥甲火山噴出物を形成した前倉ステージ、1, 2 のマグマは同一起源のマグマである。

以上をまとめると、鳥甲火山噴出物を形成するカルクアルカリ系列マグマの分化過程は、3 kbar 以浅の環境下のマグマ溜まりで行われ、SiO₂ = 55 %前後の尾根山溶岩に相当する玄武岩～安山岩組成のマグマの供給が、ステージ1以降にデイサイトマグマ溜まり中に行われた。鳥甲火山噴出物から報告されたマグマ混合を示す縞状溶岩およびステージ1火砕流が示す玄武岩質安山岩とデイサイトの混交現象(五十嵐, 1992)は、マグマ溜まりへの新たなマグマ供給によるマグマ混合作用によるものと考えられる。これはカルクアルカリ安山岩質マグマによる内部混合作用 (internal mixing) であり、鳥甲火山噴出物は、内部混合作用を伴う分別結晶作用によって形成されたと考えられる。斑れい岩～閃緑岩、花崗岩類包有物は、前倉ステージもしくはそれ以前のマグマだまり

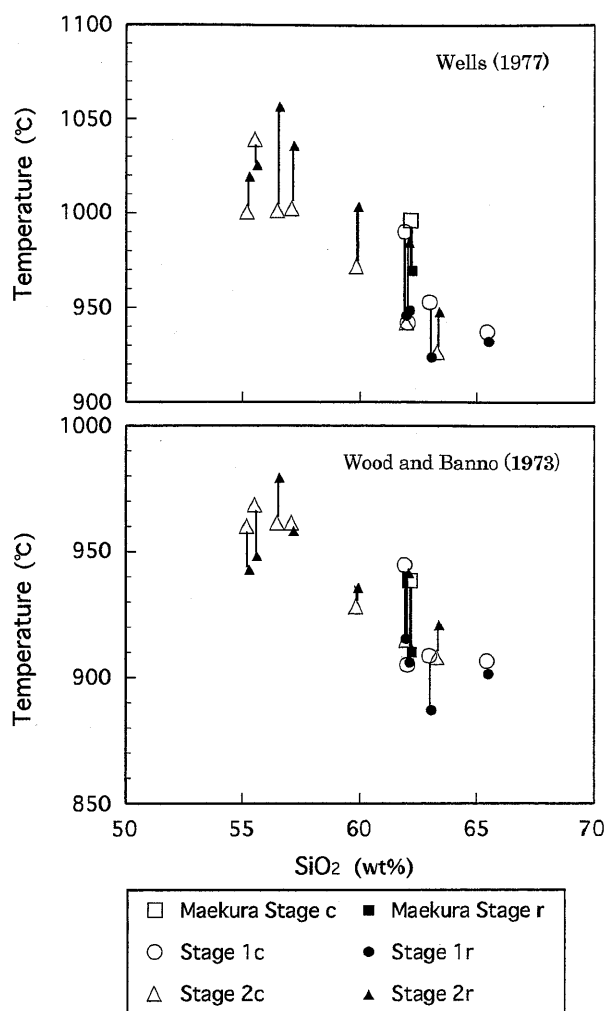


Fig. 16. Estimated temperature against SiO₂ contents of the host rocks. The temperatures are calculated by average chemical composition of pyroxene cores and rims, by the methods of Wells (1977) and Wood and Banno (1973).

で形成された集積相である可能性が高いと結論される。

謝辞 本論は、五十嵐の2004年度横浜国立大学における学位論文の一部をまとめたものである。国立極地研究所本吉洋一教授、白石和行教授、瀬野公美子氏にはXRF分析でお世話になった。新潟大学理学部志村俊昭助教授にはEPMA使用にあたり便宜をはかっていただき、新潟大学大学院の佐藤誠氏、青木豊樹氏には分析作業でお世話になった。また、新潟大学島津光夫名誉教授には長年にわたりご支援いただいた。伴雅雄博士(山形大学)には本稿の編集を担当していただいた。三宅康幸博士(信州大学)、下司信夫博士(産業技術総合研究所)には本稿を査読していただき、多くの有益なご指摘を頂いた。記して感謝申し上げます。

なお、本研究の一部に科学研究費補助金(奨励研究(B)12916012(2000年度)ならびに奨励研究16916032(2004年度))を使用した。

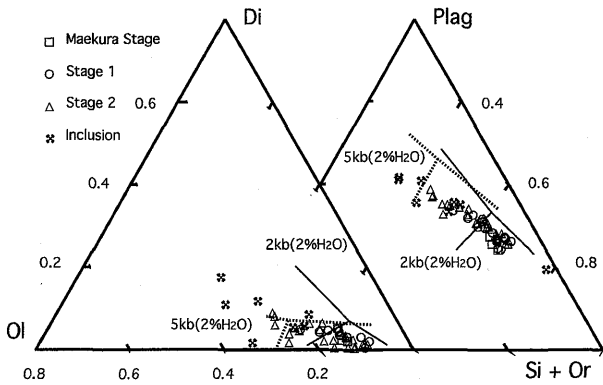


Fig. 17. Di-Ol-Si+Or and Plag-Ol-Si+Or pseudoternary projections for volcanic rocks and inclusions from the Torikabuto Volcano.

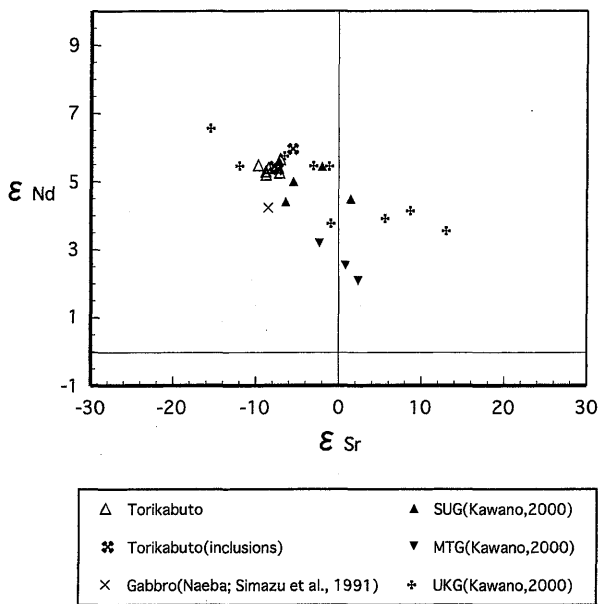


Fig. 18. ϵ_{Nd} vs. ϵ_{Sr} diagram for volcanic rocks and inclusions from the Torikabuto Volcano and "Tertiary granites". SUG, MTG and UKG indicate "Tertiary granites" in the Suzaka-Ueda group, Maki-hata-Tanigawa group and Utukushigahara-Kirigamine group respectively, after Kawano (2000).

Table 3. Results from mass-balance calculation for the volcanic rocks from the Torikabuto Volcano.

	TOP	TO1	TO2	TO3	TO4	TOS
Sp. No.	T-08	T-12	Z-01	T-10	OZpy2	MAEKURA
SiO ₂ of parental rock		56.33	60.56	62.98	64.27	56.33
SiO ₂ (wt%)	56.33	60.56	62.98	64.27	67.34	63.06
SiO ₂ of calculated groundmass						
	62.82	70.48		70.63	75.64	71.78
Result from mass balance calculation						
doaugther		69.1	84.5	90.8	68.8	43.3
PL		17.9	9.8	5.3	16.0	36.6
Cpx		3.1	2.8			7.4
Opx		7.0	1.5	0.6		7.9
Hb				2.4	4.9	
Bio					2.4	
Qtz				0.3	6.2	
Fe-Ti		2.9	1.4	0.6	1.7	4.7
Sum of R ² =		0.04	0.03	0.06	0.04	0.39
calculated contents for trace elements (ppm)						
Rb	17.9	25.9	30.6	33.7	47.2	41.1
Ba	358.0	506.7	584.5	638.7	685.6	744.6
Nb	2.5	3.4	4.0	4.4	5.5	4.6
Sr	282.9	304.1	277.3	282.0	160.1	164.5
Zr	58.8	83.3	97.9	106.7	140.7	121.1
Y	23.7	31.6	36.3	39.4	49.7	35.8
calculated contents for REEs (ppm)						
La	6.39	8.45	9.79			10.33
Ce	14.74	19.41	22.46	24.55	32.22	23.38
Nd	9.73	12.54	14.41	15.66	19.94	14.06
Sm	2.59	3.28	3.74	4.03	4.87	3.40
Eu	0.90	0.83	0.88	0.93	0.86	0.27
Yb	2.08	2.58	2.93	3.16	3.82	2.54
Distribution coefficients between acidic magma and minerals used for the calculation						
	Rb	Ba	Nb	Sr	Zr	Y
Pl	0.0041	0.308	0.06	4.4	0.1	0.1 ①, ②
Pl	0.105	1.515		15.633	0.135	0.13 ③
Cpx	0.032	0.131	0.8	0.516	0.6	4 ①, ②
Opx	0.003	0.003	0.8	0.009	0.2	1 ①, ②
Hb	0.014	0.044	4	0.022	4	6 ①, ②
Bio	3.2	23.533	6.367	0.447	1.197	1.233 ③
Qtz	0.041	0.022				③
Mt	0.01	0.01	1	0.01	0.2	0.5 ②, ④
	La	Ce	Nd	Sm	Eu	Yb
Pl	0.38	0.267	0.203	0.165	5.417	0.09 ③
Cpx	1.11	1.833	3.3	5.233	4.1	6.367 ③
Opx	0.78	0.93	1.25	1.6	0.825	2.2 ③
Hb		1.52	4.26	7.77	5.14	8.38 ②
Bio	5.713	4.357	2.56	2.117	2.02	1.473 ③
Qtz	0.015	0.014	0.016	0.014	0.056	0.017 ③
Mt	3	3	3	2.2	1.5	1.8 ⑤

reference ①: Arth (1976)
 ②: Pearce and Norry (1979)
 ③: Nash and Crecraft (1985)
 ④: Gill (1981)
 ⑤: Shock (1979)

文 献

Arth J. G., 1976, Behaviour of trace elements during magmatic processes—a summary of theoretical models and their applications. *Jour. Res. U.S. Geol. Surv.*, **4**, 41-47.
 Baker D. R. and Eggler D. H., 1987, Compositions of anhydrous and hydrous melts coexisting with plagioclase, augite, and olivine or low-Ca pyroxene from 1atm to 8 kbar; Application to the Aleutian volcanic center of Atka. *Amer. Mineral.*, **72**, 12-28.
 Bowen, N. L., 1928, *The evolution of the igneous rocks*. Princeton Univ. Press, 332p.
 Eichelberger, J. C., 1975, Origin of andesite and dacite: Evidence of mixing at Glass Mountain in California and the other circum-Pacific volcanoes. *Ibid.* **86**, 1381-1391.
 Fenner, C. N., 1929, The crystallization of basalts. *Amer. Jour. Sci.*, 5th

ser., 18, 225-253.
 Gill J. B., 1981, *Orogenic andesites and plate tectonics*. Springer-Verlag, 390p.
 Grove T. L. and Baker M. B., 1984, Phase equilibrium controls on the tholeiitic versus calc-alkaline differentiation trends. *Jour. Geophys. Res.*, **89**, B, 3253-3274.
 長谷中利昭, 1976, 苗場火山の地質と岩石. *火山*, 第2集, 21, 211. (演旨)
 五十嵐 聡, 1992, 北部フォッサ・マグナ, 志賀高原〜津南町周辺の鮮新世〜更新世火山岩類. その1; 鳥甲火山の火山岩類. *地球科学*, **46**, 325-338.
 五十嵐聡・高橋尚晴・大橋 克・喜多孝行・島津光夫, 1984, 新潟, 長野県境付近の津南-志賀地域の鮮新-更新世の火山岩類. *地質学*

- 論集, no.24, 3-19.
- 飯島南海夫, 1962, フォッサ・マグナ北東部の火山層序学的並びに岩石学的研究 (その1). 信州大教育紀要, 12, 86-133.
- 金子隆之, 1988, 志賀高原北部, 毛無火山の地質と岩石. 地質雑, 92, 75-89.
- Kaneko, T., 1995, A kinematic subduction model for the genesis of back-arc low-K volcanoes at a two-overlapping subduction zone, central Japan: another volcanic front originated from the Philippine Sea plate subduction. *Jour. Volcanol. Geotherm. Res.*, 66, 9-26.
- 金子隆之・清水 智・板谷徹丸, 1989, K-Ar 年代から見た信越高原地域の火山活動. 岩鉱, 84, 211-225.
- 川野良信, 2000, 北部フォッサマグナ新第三紀花崗岩類の起源. 地球号外, 30, 227-231.
- Kawano, Y., Yagi, K. and Aoki, K., 1961, Petrography and petrochemistry of the volcanic rocks of Quaternary volcanoes of northeastern Japan. *Sci. Rep. Tohoku Univ.*, Ser. III, 7, 1-46.
- Kimura, J., Yoshida, T. and Takaku, Y., 1995, Igneous rock analysis using ICP-MS with internal standardization, isobaric ion overlap correction, and standard addition methods. *Sci. Rep. Fukushima Univ.*, 56, 1-12.
- 小坂共栄, 1985, 信越方向, 大峰方向ならびに津南-松本線. 信州大理紀要, 19, 121-141.
- Kuno, H., 1968, Differentiation of basalt magmas. In H. H. Hess and A. Poldervaart eds., *Basalts*, New York, 623-688.
- Le Maitre R. W., Bateman P., Dudek A., Keller J., Lameyre Le Bas M. J., Sabine P. A., Schmid R., Sorensen H., Streckeisen A., Woolley A. R. and Zanettin B., 1989, *A classification of igneous rocks and glossary of terms*. Blackwell, Oxford.
- Miyashiro, A., 1974, Volcanic rock series in island arcs and active continental margins. *Amer. Jour. Sci.*, 274, 321-355.
- Miyazaki, T. and Shuto, K., 1998, Sr and Nd isotope ratios of twelve GSJ rock reference samples. *Geochem. Jour.*, 32, 345-350.
- 本吉洋一・白石和行, 1995, 蛍光 X 線分析装置による岩石の定量化学分析: (1) 主要元素. 南極資料, 39, 40-48.
- 本吉洋一・石塚英男・白石和行, 1996, 蛍光 X 線分析装置による岩石の定量化学分析: (2) 微量元素. 南極資料, 40, 53-63.
- 中川光弘・霜鳥 洋・吉田武義, 1986, 青麻-恐火山列: 東北日本弧火山フロント. 岩鉱, 81, 471-478.
- Nash W. P. and Crecraft H. R., 1985, Partition coefficients for trace elements in silicic magmas. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 49, 2309-2322.
- Osborn, E. F., 1959, Role of oxygen pressure in the crystallization and differentiation of basaltic magma. *Amer. Jour. Sci.*, 257, 609-647.
- Osborn, E. F., 1962, Reaction series for subalkaline igneous rocks based on different oxygen pressure conditions. *Amer. Mineral.*, 7, 211-226.
- Peace J. A. and Norry M. J., 1979, Petrogenetic implications of Ti, Zr, Y and Nb variations in volcanic rocks. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 69, 33-47.
- Putirka, K., Johnson, M., Kinzler, R., Longhi, J. and Walker, D., 1996, Thermobarometry of mafic igneous rocks based on clinopyroxene-liquid equilibria, 0-30 kbar. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 123, 92-108.
- Sakuyama, M., 1979, Evidence of magma mixing: Petrological study of Shirouma-Oike calc-alkaline andesite volcano, Japan. *Jour. Volcanol. Geotherm. Res.*, 5, 179-208.
- Sakuyama, M., 1981, Petrological study of Myoko and Kurohime volcanoes, Japan: Crystallization sequence and evidence for magma mixing. *Jour. Petrol.*, 22, 553-583.
- Schock H. H., 1979, Distribution of rare-earth and other trace elements in magnetites. *Chem. Geol.*, 26, 119-133.
- 瀬野公美子・石塚英男・本吉洋一・白石和行, 2002, 蛍光 X 線分析装置による岩石の定量化学分析: (3) 希土類元素. 南極資料, 46, 15-33.
- 島津光夫, 1984, 北部フォッサ・マグナ地域の第四紀火山の時代とその配列. 地質学論集, no.24, 21-30.
- 島津光夫・五十嵐聡・喜多孝行・門馬直一・滝沢松雄, 1983, 千曲川および中津川流域の鮮新-更新世火山岩類. 地団研専報, 26, 魚沼層群, 47-56.
- Shimazu, M., Igarashi, S. and Ohashi, M., 1985, Tholeiitic andesite and dacite of early Pleistocene age in Shikumi area, Niigata Prefecture, Japan. *Jour. Japan. Assoc. Mineral. Petrol. Econ. Geol.*, 80, 119-127.
- 島津光夫・五十嵐 聡・高橋尚靖, 1985, 北部フォッサ・マグナ, 津南-志賀地域の第三系新第三系の地質構造と鮮新-更新世火山. 新潟大理地誌研報, 5, 79-90.
- Shimazu, M., Kawano, Y., Kaji, K. and Igarashi, S., 1991, Chemical compositions and Sr, Nd isotope ratios of gabbroic xenoliths in calc-alkali andesites of Naeba and Torikabuto volcanoes, North Fossa Magna, central Japan. *Jour. Japan. Assoc. Mineral. Petrol. Econ. Geol.*, 86, 53-64.
- 島津光夫・立石雅昭, 1993, 苗場山地域の地質. 地域地質研究報告 (5 万分の1 地質図福). 地質調査所, 90p.
- Sun, S. S. and McDonough, W. F., 1989, Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts; implications for mantle composition and processes. In A. D. Saunders & M. J. Norry, eds., *Magmatism in the Ocean Basins*. Blackwell Scientific Publ., London, U. K. 313-345.
- 竹内圭史・加藤禎一・柳沢幸夫, 1994, 1: 200,000 地質図「高田」, 地質調査所.
- Tamura, Y., 1994, Genesis of island arc magmas by mantle-derived bimodal magmatism: evidence from the Shirahama Group, Japan., *Jour. Petrol.*, 35, 619-645.
- 巽 好幸, 2003, 安山岩と大陸の起源-ローカルからグローバルへ. 東京大学出版会, 213p.
- Wager, L. R., Brown, G. M. and Wadsworth, W. J., 1960, Types of igneous cumulates. *Jour. Petrol.*, 1, 73-85.
- Wells, P. R. A., 1977, Pyroxene thermometry in simple and complex systems. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 62, 129-139.
- Wood, B. J. and Banno, S., 1973, Garnet-orthopyroxene and orthopyroxene-clinopyroxene relationships in simple and complex systems. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 42, 109-124.
- 矢部長克, 1918, 糸魚川静岡地構線. 現代之科学, 6, 147-150.
- 山下 昇, 1970, 柏崎-銚子線の提唱. 星野通平・青木 斌編, 島弧と海洋, 東海大学出版会, 179-191.
- 八木健三・飯島南海夫, 1952, 苗場火山とその付近の地質 (予報). 信州大教育研究論集, 3, 219-236.
- 八木健三・飯島南海夫, 1955, 下高井郡塚村秋山地域の地質および地下資源. 長野県地質調査報告, 29-38.

(要 旨)

五十嵐 聡・有馬 眞・木村純一・周藤賢治, 2007, 北部フォッサマグナ, 鳥甲火山噴出物の岩石学—カルクアルカリ系列火山岩類の形成過程—. 地質雑, 113, 565-584. (Igarashi, S., Arima, M., Kimura, J. and Shuto, K., 2007, Petrology of the volcanic rocks from the Torikabuto Volcano, North Fossa Magna, central Japan — Differentiation process of calc-alkaline volcanic rocks —. *Jour. Geol. Soc. Japan*, 113, 565-584.)

鳥甲火山は、北部フォッサマグナ中央隆起帯北縁に位置し、カルクアルカリ系列安山岩～デイサイトよりなる。これらは、前倉ステージ噴出物と鳥甲火山噴出物ステージ1～3に区分され(五十嵐, 1992), 前倉ステージ噴出物が3.2 Ma, 鳥甲火山ステージ2 噴出物が0.8 Maの年代値を示す(金子ほか, 1989)。これら噴出物は、主に前倉ステージ噴出物が輝石安山岩溶岩・火砕岩, 鳥甲火山ステージ1 噴出物が輝石安山岩～黒雲母・角閃石デイサイト火砕流堆積物, ステージ2 噴出物がカンラン石・輝石安山岩～角閃石・輝石デイサイト溶岩よりなり, ステージ1以降のものには、ハンレイ岩質捕獲岩, 花崗岩質捕獲岩が包有される。

今回、それら火山噴出物の全岩化学組成, 鉱物化学組成, Sr, Nd 同位体化学組成を基に岩石学的な検討を行った。その結果、カルクアルカリ質安山岩～デイサイトよりなる鳥甲火山岩類は、内部混合作用は認められるが、主には3 kbar 以浅のマグマ溜まり内での分別結晶作用により形成されたとの結論を得た。