

佐賀県有田地域の瀬戸内カンラン石安山岩

妹尾, 護
九州大学理学部

<https://doi.org/10.15017/4495881>

出版情報：九州大学理学部研究報告. 地質学. 13 (2), pp.135-143, 1980-02-29. 九州大学理学部
バージョン：
権利関係：

佐賀県有田地域の瀬戸内カンラン石安山岩

妹 尾 護

The olivine andesite in the Setouchi volcanic rocks from
the Arita area, Saga Prefecture

Mamoru SENO

Abstract

The olivine andesite, a member of the Setouchi volcanic rocks from the Arita area, Saga Prefecture comprises megacrysts of olivine (Fo82-80), phenocrysts of olivine (Fo85-84) and microphenocrysts of bronzite (En78-75).

The megacrysts of olivine and its spinel inclusions were studied on their chemical compositions and texture to see whether they are in equilibrium with the host magma or not. It is considered that the megacrysts are not a cumulus phase of the host magma, but a xenocryst which once existed was captured in the process of an ascent of the olivine andesite magma.

The olivine andesite is characterized, irrespectively of its high SiO₂ content (up to 61 wt%), by the presence of olivine phenocryst. Crystallization order of constituent minerals is spinel+olivine→orthopyroxene→clinopyroxene→plagioclase→magnetite+ilmenite. At the groundmass stage, orthopyroxene (bronzite) crystallize abundantly in place of olivine. This can be explained by the expansion of stability field of olivine to that of bronzite due to high water content of magma before eruption. The above explanation is discussed on the normative Ol-Di-Qz diagram.

From the available experimental data and plagioclase geothermometer, eruption temperature is estimated about 1150°C.

1. はじめに

近年の高温高压実験によると、安山岩マグマはマントルカンラン岩が水に富む条件下で部分溶融した場合に形成され得る (KUSHIRO, 1972). 同様な溶融実験は合成物質についてのみならず、天然のカンラン岩についても行なわれ同じ結果が得られている (MYSEN and BOETTCHER, 1975). このように室内実験はマントル起源安山岩マグマの存在を指摘している。しかしながら、実験により得られた急冷ガラスは Fe に対して Mg が多いことが特徴である。このことは島孤に産出する一般的なカルクアルカリ安山岩の性格と一致しない。

新第三紀瀬戸内火山岩類は安山岩から流紋岩に至る様々な岩石から構成される。この中で、Mg に富むカ

ンラン石安山岩・古銅輝石安山岩は、前述の実験結果と組成を同じくする天然の例である。さらにカンラン石安山岩の斑晶カンラン石の組成(主成分・微量成分)もまた、マントルカンラン岩中のものに酷似する (UJIKE, 1972; SATO, 1977). 従って、このような性質をもつ Mg に富むカンラン石安山岩は、マントルカンラン岩の部分溶融によって形成されたと解釈されている (SATO, 1977).

瀬戸内以外の同様な初生安山岩として、無人岩 (KURODA and SHIRAKI, 1975), また最近アリュージョンから普通輝石安山岩が報告されている (KAY, 1978).

筆者は西部九州に点在する瀬戸内火山岩類の研究中、今井ら (1958) によってシロ輝石安山岩類と記載された一部が、Mg に富むカンラン石安山岩であることがわかった。場所は佐賀県有田地域である。さらにその後の研究で、斑晶カンラン石と組成の異なる非平衡カンラン石巨斑晶の存在も明らかになった。よって、こ

のカンラン石安山岩の特徴を記載することは瀬戸内火山岩類の成因を考える上での一資料になると考えここに報告する。

本研究に際し、終始御指導いただいた種子田定勝教授をはじめ、種々の議論をしていただいた山口勝助教授・柳暁博士・中田節也氏ならびに当教室の皆様に深く感謝致します。EPMAによる分析では、広渡文利教授の御配慮が大である。ここに感謝の意を表します。

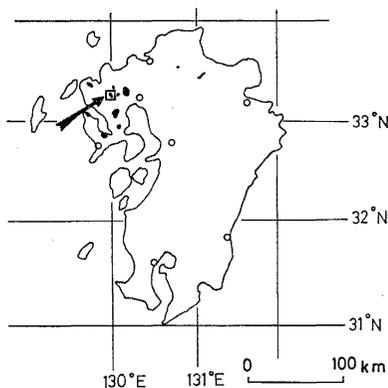
2. 地質概説

本地域は佐賀県西部に位置し(第1図)、第三系堆積岩類から成る基盤岩、それを貫く瀬戸内火山岩類(古銅輝石安山岩、カンラン石安山岩)、有田流紋岩類、ならびにこの流紋岩類に貫入するシソ輝石カンラン石安山岩(玄武岩質)岩脈から構成される。第2図に当地域の地質図を示す。

第三系堆積岩類は杵島層群に相当し(今井ら, 1958)、砂岩、泥岩、シルト岩ならびに凝灰質砂岩~凝灰岩から成る岩相を示す。時代は中新世下部に相当する(水野, 1962)。本層群はN~E方向の走向をもち、W~Nに傾斜する。

第三紀層の構造はドーム・ベーズン構造、断層運動で特徴づけられる。断層には北西方向のものが卓越し、これは高角度正断層である(今井ら, 1958)。断層は杵島層群上位の中部中新世佐世保層群下部相ノ浦層(首藤, 1978)を切り、9.5m.y.B.P.以後の活動である松浦玄武岩類(松本ら, 1977)には被覆されていて、その活動は中部中新世と推定される。

古銅輝石安山岩、カンラン石安山岩は、当地域では



第1図 位置図ならびに西部九州における瀬戸内火山岩の分布

Fig. 1. Index map and the distribution of the Setouchi volcanic rocks in the western Kyushu (solid area).

第1表 佐賀県有田地域の層序

Table 1. Stratigraphic sequence in the Arita area, Saga Prefecture.

Pliocene	Garnet rhyolite	Arita Rhyolites	
	Biotite rhyolite		2.76 m. y.
	Hornblende rhyolite		2.80 m. y.
	Aphyric rhyolite		
Miocene	Olivine andesite (Glassy olivine andesite)	Setouchi Volcanic Rocks	
	Bronzite andesite		
	Sedimentary rocks		Kishima Group

The age, 2.76m. y. and 2.80m. y. after
KANBOKA and SUZUKI(1970).

量的に少なく、点的ではあるが北西方向の分布傾向をもつ。産状は小規模溶岩流、あるいは岩脈状であり、溶岩の間には全く火山砕屑岩を伴わない。溶岩流出のみの単一活動で終息する。

瀬戸内火山岩類の噴出時代は従来の新旧2期説(河野ら, 1966)から、最近、中部中新世1期に集中することが判明してきた(巽・石坂, 1979)。隣接する佐賀県多久~杵島地域では、瀬戸内火山岩類の一員である古銅輝石石英安山岩は、松浦玄武岩類以前の活動によるもので(山崎, 1959)、その時代は中部中新世とみなせる。よって、当地域瀬戸内火山岩類の活動は中部中新世と考えられ、その活動の時代および分布から、前記断層系裂かとの関連を暗示させる。

有田流紋岩類は黒雲母・角閃石・ザクロ石含有火山砕屑岩や溶岩から構成される。時代は腰岳黒曜岩について K-Ar 法等により、2.76, 2.80m. y. が得られている(KANBOKA and SUZUKI, 1970)。下底部は比較的厚い軽石質凝灰岩~凝灰角礫岩から成り、第三系堆積岩類、松浦玄武岩類の礫を含む角礫状部分も認められる。凝灰岩は成層構造、一部偽層理を呈することがある。有田町西北では、基盤岩に熱的影響を与え変質部を形成している(今井ら, 1958)。湖沼性~陸上堆積物として初期に火山砕屑岩の形成、ひき続いてドーム状に各種溶岩の貫入が起こっている。

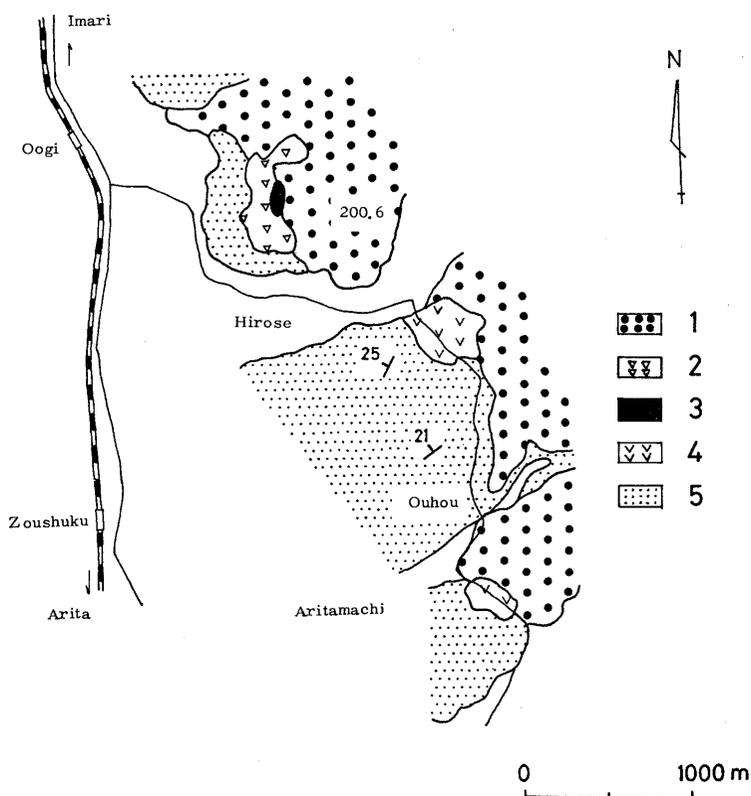
この流紋岩類に岩脈として貫入するシソ輝石カンラン石安山岩は、小分布、小規模(1m程度)のため地質図には示していない。

第1表に当地域の層序を示す。

3. カンラン石安山岩の産状ならびに岩石記載

a) 産状

カンラン石安山岩は野外で明瞭に黒色ガラス質岩お



第2図 佐賀県有田地域の地質図
Fig. 2. Geologic map of the Arita area, Saga Prefecture.

1. Arita rhyolites, 2. Olivine andesite, 3. Glassy olivine andesite,
4. Bronzite andesite, 5. Sedimentary rocks (Kishima Group).

よび灰色非ガラス質岩に区別される。前者は量的に少なく、溶岩流の下部を占める。噴出後の流動に伴う下底部の角礫化は全く認められない。また発泡現象も存在しない。均質な溶岩である。

非ガラス質岩には板状節理が顕著である。この節理面は流理面と一致する。よって垂直方向の流理面をマグマの貫入方向とみなせば火道の位置が推定できる。このようにして推定された火道は黒色ガラス質岩の分布付近に位置する。ここでは黒色ガラス質岩と非ガラス質岩が相接する露頭も観察される。後者中に前者が岩脈状にとり込まれている。しかし両者間には急冷相は認められない。また流理方向は全く同一である。時間間隙をもたず、噴出時に一体の粘性体として上昇したとみられる。同様な例は長崎県針尾島からも報告されている(山口, 1964)。

b) 岩石記載

カンラン石安山岩は黒色ガラス質岩、結晶度が比較的良好い灰色非ガラス質岩から構成される。この両者は

構成鉱物、特にカンラン石の若干の量差を除いて殆んど同一である。以下一括して記載を進める。

肉眼的には、黄緑色カンラン石結晶が良く目立つ。非ガラス質岩は岩石全体に及ぶ風化の進行とともに、カンラン石もイディング石化し、赤褐色斑点状を呈する。

鏡下では、斑晶鉱物はカンラン石、少量の斜方輝石からなる。石基には斜方輝石、単斜輝石、斜長石、磁鉄鉱、チタン鉄鉱、極く稀にスピネルが認められる。ガラス質岩では、ガラスは石基の過半を占める。斑晶鉱物はそのモード構成の一例として、カンラン石: 2.1%, 斜方輝石: 0.5%で、総斑晶量3%以下、無斑晶質岩であると言える。

カンラン石: カンラン石斑晶は通常2mm以下の自形結晶であるが、しばしば平均5mm、稀に1cmに達する他形、不規則な輪郭をもつ巨斑晶が存在する。両者の粒径分布は2つの極大をもち、連続することはない。斑晶カンラン石は周囲に長柱状斜方輝石の反応縁を形

成しているが、巨斑晶には皆無である。巨斑晶はマグマと反応していないと思われる。この両者には、形態にも相違が見られ、巨斑晶は時にモザイク状あるいは波動消光が顕著である。また結晶全体にクラックが発達している。これらは斑晶カンラン石とは明瞭に異なる特徴である。巨斑晶の光学的性質は、 $2V_x=85-88^\circ$, $\alpha_{\min}=1.668$, $\gamma_{\max}=1.715$ である。一方斑晶では、 $2V_x=101-89^\circ$, $\alpha_{\min}=1.659$, $\gamma_{\max}=1.705$ である。いずれも Fo 含有量に富むが、とりわけ斑晶の方が Mg に富む。

斜方輝石：斜方輝石は最大0.8mm、一般的には0.4mm以下の長柱状自形を呈する。多色性は大型の斜方輝石中心部に弱く認められる（X'：淡褐色、Z'：淡緑色）。この場合、周縁部と屈折率の不連続が観察される。中心部の方が高屈折率、小 $2V_x$ である。しばしば単斜輝石との平行連晶が認められる。屈折率は $\alpha_{\min}=1.625$, $\gamma_{\max}=1.694$ 、古銅輝石に属する。

単斜輝石：柱状ないし短柱状、0.2mm以下。しばしばセクターゾーニングが見られる。これは急冷下での核形成を示唆する（大島、1975）。 $2V_z=47-50^\circ$, $\beta_{\text{mean}}=1.685-1.690$ 、普通輝石である。

斜長石：斜長石は柱状自形ないし卓状半自形、0.1mm以下。カルスバード式双晶が多い。光学的には、累帯構造は確認されない。 $\alpha_{\min}=1.561$, $\gamma_{\max}=1.566$ 。

不透明鉱物としては、石基中に散点する微粒磁鉄鉱、チタン鉄鉱、ならびにスピネルである。スピネルはカンラン石巨斑晶、斑晶中に包有され、前者中のもは緑褐色で丸味を有し、粒径 150μ に達するものがある。一方後者中のもは、小粒径で、 30μ 以下、自形、暗褐色～不透明である。時々斑晶カンラン石周囲の斜方輝石反応縁帯中にも、自形、不透明なスピネルが存在する。

4. 全岩化学組成

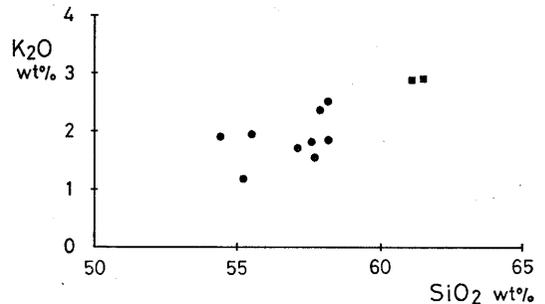
ガラス質カンラン石安山岩は風化に対して強く、非ガラス質岩は全体的に風化が進行している。このためガラス質岩を分析に供した。巨斑晶カンラン石は他形、クラックの存在など、記載上の特徴に基づき、全岩組成で示されるマグマとは非平衡と思われる。従って全岩組成を用いての議論には、巨斑晶を除外した分析値が望しい。分析値を第2表に示す。A-1、A-2は同一岩体のものである。

A-2はA-1より MgO が若干乏しく、FeO+Fe₂O₃ に富む。多少カンラン石の分別を受けているとみられる。この岩石はカンラン石を斑晶として持つにもかか

第2表 カンラン石安山岩の全岩組成

Table 2. Bulk compositions of the olivine andesites.

	A-1	A-2
SiO ₂	61.25	61.54
TiO ₂	0.78	0.76
Al ₂ O ₃	15.42	15.21
Fe ₂ O ₃	0.77	1.12
FeO	4.84	4.72
MnO	0.14	0.12
MgO	4.82	4.68
CaO	5.17	4.95
Na ₂ O	3.45	3.54
K ₂ O	2.71	2.80
H ₂ O (+)	0.14	0.14
H ₂ O (-)	0.21	0.13
P ₂ O ₅	0.12	0.12
Total	99.82	99.83
Mg/Mg+Fe ²⁺	0.64	0.64



第3図 瀬戸内カンラン石安山岩の K₂O-SiO₂ 図
Fig. 3. K₂O-SiO₂ diagram for olivine andesites in the Setouchi volcanic rocks. Square: Olivine andesites from the Arita area, Circle: Olivine andesites from the Shodo-shima Island and the northeastern Shikoku.

わらず、その SiO₂ 含有量は 61wt% に達する。Mg/Mg+Fe²⁺ (原子比) 比は 0.64 と Fe²⁺ に対して Mg に富む。化学組成上、分析値豊富な四国北東部ならびに小豆島からの瀬戸内火山岩類 (UJIKE, 1972) と比較して、Al₂O₃ に乏しく、アルカリ特に K₂O に富む特徴をもつ。第3図には、K₂O-SiO₂ 図上で小豆島、四国北東部 (YAMAGUCHI, 1958; UJIKE, 1972) からのカンラン石安山岩が当地域のものと比較されている。SiO₂, K₂O に富むカンラン石安山岩であることがわかる。

5. 構成鉱物の化学組成

第3表から第6表に、構成鉱物の代表的な化学分析

第3表 巨斑晶・斑晶カンラン石の代表的分析値

Table 3. Representative microprobe analyses of megacryst and phenocryst olivines.

	Megacryst			Phenocryst		
	core		rim	core		rim
SiO ₂	37.85	38.47	38.30	39.66	39.10	39.78
TiO ₂	—	—	0.01	0.02	—	—
Al ₂ O ₃	0.04	—	—	—	0.03	0.02
FeO*	18.43	17.24	16.94	14.21	14.97	15.10
MgO	41.83	42.36	48.81	45.27	44.83	44.43
MnO	0.22	0.24	0.09	0.21	0.20	0.17
CaO	0.06	0.07	0.21	0.16	0.20	0.26
NiO	0.08	0.09	0.11	0.16	0.13	0.14
Total	98.57	98.47	99.47	99.69	99.46	99.90
Mg/Mg+Fe	0.801	0.814	0.822	0.850	0.842	0.840

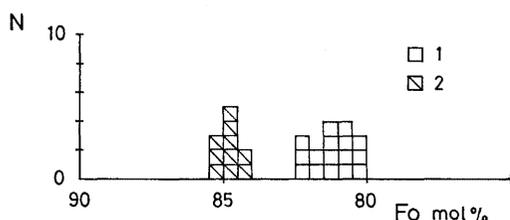
*Total Fe as FeO

第4表 輝石の代表的分析値

Table 4. Representative microprobe analyses of pyroxenes.

	OPX	OPX	OPX	CPX	CPX
	core	rim		core	rim
SiO ₂	52.23	53.79	54.62	53.61	53.39
TiO ₂	0.37	0.31	0.34	0.29	0.39
Al ₂ O ₃	6.49	3.79	3.89	0.99	0.64
FeO*	12.40	11.63	11.47	8.09	9.37
MgO	25.80	27.50	26.98	16.39	16.24
MnO	0.23	0.26	0.24	0.26	0.32
CaO	2.37	2.02	2.23	19.84	19.09
Na ₂ O	0.08	0.07	0.06	0.26	0.28
Total	99.97	99.37	99.81	99.73	99.72
Mg	74.9	77.5	77.1	46.6	46.1
Fe	20.2	18.4	18.3	12.9	14.9
Ca	4.9	4.1	4.6	40.5	39.0

*Total Fe as FeO

第4図 巨斑晶・斑晶カンラン石のFo含有量
Fig. 4. Frequency distribution of Fo contents of the megacryst and phenocryst olivines.1: Megacryst olivines.
2: Phenocryst olivines.

値を示す。分析に際しては、X線マイクロプローブ（日本電子, JXA-5A）を使用した。測定条件は加速電圧15KV, 試料電流0.02 μ A, 補正はBENCE and ALBEE (1968) に従い, α -値はNAKAMURA and KUSHIRO (1970) による。

カンラン石: カンラン石巨斑晶, 斑晶はそれぞれFo 82-80, Fo 85-84 組成をもち (第3表), 両者の間には組成重複部は存在しない (第4図)。第4図では, カンラン石巨斑晶, 斑晶の分析数は, モード比に対応するものではない。実際は前者が量的に少ない。斑晶カンラン石は, 四国北東部からのカンラン石安山岩 (UJIKE, 1972), 無人岩 (KURODA and SHIRAKI, 1975) と比較してFo含有量に乏しい。これは当地域の岩石が低いMg/Mg+Fe²⁺比をもつことに対応する。

CaO含有量は, 斑晶で0.16-0.26wt%, 巨斑晶で0.05-0.09wt%であり, SMIKIN and SMITH (1970) の分類に従うと, 巨斑晶は深成岩型, 斑晶は噴出岩型にほぼ相当する。しかし無人岩 (KURODA and SHIRAKI, 1975) 中のカンラン石にも見られると同様, 斑晶中のCaO含有量は火山岩としては低い。第5図に斑晶, 巨斑晶のCaO含有量を示す。両者の間に組成重複はない。

NiO含有量はFo含有量と調和的に, 斑晶, 巨斑晶それぞれ0.16-0.13wt%, 0.11-0.08wt%である。

累帯構造はFe-Mgに関して, 斑晶で正累帯, 巨斑晶で逆累帯である。

斜方輝石: 斜方輝石微斑晶は中心部でCa₅Mg₇₅Fe₂₀, 周縁部でCa₄Mg₇₈Fe₁₈と逆累帯構造を示す

(第4表). 石基斜方輝石は若干の正累帯を示し, 組成は微斑晶周縁部とほぼ同じである.

単斜輝石: セクター構造が存在する場合, 部位によって組成差が存在する(大島, 1975). 従って, この種の構造がない比較的大型の結晶を分析した. 若干の正累帯, $\text{Ca}_{40}\text{Mg}_{47}\text{Fe}_{13}\text{-Ca}_{39}\text{Mg}_{46}\text{Fe}_{15}$ への変化を示す. Al_2O_3 , TiO_2 含有量は一般に低い(第4表).

斜長石: EPMA による線分析では, 累帯構造は認

第 5 表 斜長石の代表的分析値
Table 5. Representative microprobe analysis of plagioclase.

SiO_2	53.43
TiO_2	0.08
Al_2O_3	28.27
FeO^*	0.74
MgO	0.12
CaO	12.21
Na_2O	4.36
K_2O	0.37
Total	99.58
An	59.4
Ab	38.4
Or	2.2

* Total Fe as FeO

第 6 表 スピネルの代表的分析値
Table 6. Representative microprobe analyses of spinels.

No.	1	2	3
SiO_2	0.15	0.17	0.20
TiO_2	0.44	0.84	4.67
Al_2O_3	51.93	37.98	25.06
Fe_2O_3^*	9.15	5.51	8.88
FeO^*	15.76	18.39	26.90
MgO	16.09	13.23	8.19
MnO	0.16	0.22	0.36
CaO	—	—	0.15
Cr_2O_3	5.84	23.35	24.41
Total	99.22	99.47	98.83
$\text{Cr}/\text{Cr}+\text{Al}$	0.070	0.292	0.395
$\text{Fe}^{3+}/\text{Cr}+\text{Al}+\text{Fe}^{3+}$	0.095	0.062	0.120
$\text{Mg}/\text{Mg}+\text{Fe}^{2+}$	0.646	0.562	0.352

No. 1 : included in megacryst olivines.

No. 2 : included in phenocryst olivines.

No. 3 : in reaction rim of bronzite around phenocryst olivines.

* FeO and Fe_2O_3 are calculated from total Fe, assuming the spinel stoichiometry.

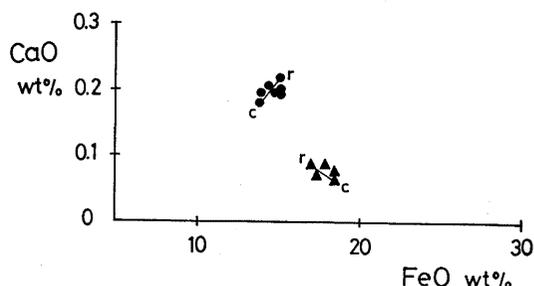
められない. 化学組成は, ほぼ一定で An_{60} 相当である(第5表).

スピネル: 巨斑晶カンラン石のものは Al_2O_3 含有量が 52wt% にも達し, $\text{Cr}/\text{Cr}+\text{Al}$ (原子比) 比 0.07, $\text{Mg}/\text{Mg}+\text{Fe}^{2+}$ (原子比) 比 0.65 である. スピネルの存在が一般的である玄武岩 (Stilwater, JACKSON, 1969; ゲアム島産ソレアイト質およびカルクアルカリ玄武岩, 白木ら, 1977; Bushveld, SNETHLAGE and KLEMM, 1978) 等と比較して, $\text{Mg}/\text{Mg}+\text{Fe}^{2+}$ 比は一般に大きく, $\text{Cr}/\text{Cr}+\text{Al}$ 比は逆に著しく低い, $\text{Cr}/\text{Cr}+\text{Al}$ 比は火山岩からの値とは非常に異なり, むしろ玄武岩中の超塩基性, 塩基性包有物から報告されている範囲に近い(白木ら, 1977).

一方斑晶中のスピネルの Cr 含有量は増し, Al_2O_3 含有量, $\text{Mg}/\text{Mg}+\text{Fe}^{2+}$ 比は小さくなる ($\text{Cr}/\text{Al} : 0.29$, $\text{Mg}/\text{Mg}+\text{Fe}^{2+} : 0.56$). この傾向は斜方輝石反応縁中のスピネルについても同様である(第6表). しかし安山岩としての無人岩(白木・黒田, 1977)からのスピネル ($\text{Cr}/\text{Cr}+\text{Al} : 0.89\text{-}0.81$) よりも明らかに Cr が乏しい.

6. 考 察

有田地域のカンラン石安山岩中には巨斑晶カンラン石が存在する. カンラン石の $\text{Mg}/\text{Mg}+\text{Fe}^{2+}$ 比は, 斑晶の方が巨斑晶よりも高い. マグマの組成がカンラン石の晶出分化で $\text{Mg}/\text{Mg}+\text{Fe}^{2+}$ 比の減少へ向う限り, 斑晶カンラン石を晶出しつつあるマグマの早期沈積相として形成されたとは考えにくい. 両カンラン石に包有されるスピネルは $\text{Cr}/\text{Cr}+\text{Al}$ 比を異にする. 巨斑晶中のものでは 0.1 (原子比) 以下である. この値は火山岩から報告されているものと異なり, アルカ



第 5 図 巨斑晶・斑晶カンラン石の CaO - FeO 図
Fig. 5. CaO - FeO diagram of megacryst and phenocryst olivines.

The c and r joined by lines represent core and rim in a crystal, respectively.

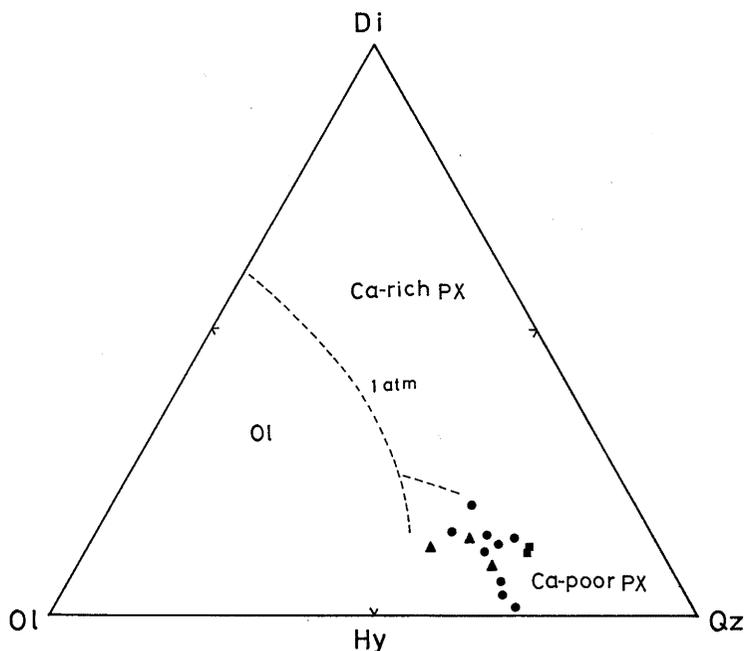
り玄武岩やバイサニトイド中の超塩基性、塩基性包有物 (ISHIBASHI, 1970; KUTOLIN and FROLOVA, 1970; AOKI and PRINZ, 1974; BEST, 1974, 1975) のスピネルに酷似する。巨斑晶カンラン石は共存する鉱物がスピネルのみであるため、元素分配を使用しての定量的な圧力推定は困難である。実験的には、スピネル中の Al_2O_3 含有量は高圧になると増加する (GREEN et al., 1972)。STORMER (1973) によると、温度が高い条件では、カンラン石中の CaO 含有量は増大し、一方圧力が増加すると減少する。両カンラン石の CaO 含有量は明らかに差がみられ (第5図)、巨斑晶中のものが低い。SMIKIN and SMITH (1970) の分類に従うと、カンラン石巨斑晶中の CaO 含有量は彼らの Inclusion 型に属する。

よって、斑晶ならびに巨斑晶カンラン石は、晶出した条件、特に深さに著しい差があると考えられる。またカンラン石の形態の特徴として、巨斑晶全体に及ぶ波動消光、クラックの存在は変形、破砕作用を蒙ったことを示す。

従って、巨斑晶を含む岩石がこの地域の地表には全く分布していないことや、巨斑晶の化学組成及び包有

スピネルの性質等から、マグマが上昇中に比較的深部に存在していた結晶を捕獲したものと思われる。

カンラン石安山岩マグマは上昇と共にスピネル・カンラン石→斜方輝石→単斜輝石→斜長石→磁鉄鉱・チタン鉄鉱の順に晶出したものと考えられる。この中、単斜輝石以下は石基形成期になって出現する。すなわち、マグマの組成が SiO_2 61wt% にもかかわらず、カンラン石は斑晶～微斑晶として平衡に晶出しており、石基形成期になって、突然消失する。KUSHIRO (1975) はマグマ中の H_2O , K_2O , Na_2O の含有量増大によって、カンラン石の晶出領域が斜方輝石側へ拡大することを示した。カンラン石安山岩は無斑晶質であるため、斑晶～微斑晶カンラン石晶出時のマグマの組成は石基組成とほとんど差がない。またカンラン石の分別を多少受けたとしても、マグマの組成は K_2O 等の含有量増大をひき起こすはずである。従って、石基形成期におけるカンラン石の消失は、マグマから水が急激に解放された結果、カンラン石の晶出領域が縮退し、斜方輝石の晶出を容易にしたと考えられる。つまりマグマは噴出以前に、水に富んでいたことを示す。このことは斜長石の晶出時期の遅れからも支持される



第6図 瀬戸内カンラン石安山岩および無人岩の Ol-Di-Qz 図 (ノルムのモル比)
 Fig. 6. Normative Ol-Di-Qz ternary diagram with plots of the Boninite and the olivine andesites in the Setouchi volcanic rocks. The 1 atm curve is taken from SHIBATA (1976). Ol: Olivine, Px: Pyroxene. Triangle: Boninite. The other symbols are the same as those for Fig. 3.

(YODER, 1969; EGGLER, 1972). 第6図はノルム OI-Di-Qz 図である. 1気圧でのカンラン石-輝石液相境界線は, 多大の実験結果から SHIBATA (1976) によって推定されたものである. この図には, 無人岩 (白木・黒田, 1977), 香川県からの瀬戸内カンラン石安山岩 (YAMAGUCHI, 1958; UJIKE, 1972) を参考のために点示した. 当地域のものがより Qz 側へ位置していることがわかる. 図中に点示された領域は, Ca に乏しい輝石の初相領域である. しかし実際には, 初相としてカンラン石のみが晶出している. このことは斑晶〜微斑晶カンラン石晶出時に, 液相境界が1気圧でのものと比較して, より Qz 側へ移動していたことを示し, 高含水量を有していたことを第6図も物語る. 図示していないが, 噴出前の含水量が2.2wt%と推定されたパルクティンの安山岩 (EGGLER, 1972) はカンラン石・古銅輝石を初相として有するけれども, 当地域のものと同様同じ位置に点示されることは注目される. 同図に示されている無人岩が同様に水に富んだマグマであったことは, 高 H₂O 含有量をもつ石基ガラスの存在などから, KURODA and SHIRAKI (1975) によって既に示摘されている. いずれにしても, 当地域の岩石を含めて, 瀬戸内カンラン石安山岩は水に富んだマグマであったと考えられる. なお逆に水に富んでいないと考えられる海洋底玄武岩について見ると, 初相としてカンラン石を晶出している場合, その全岩分析値はノルム OI-Di-Qz 図上で確かにカンラン石の初相領域に点示される (SHIBATA, 1976).

次に噴出温度を求めてみる. 全岩分析値, 斑晶組成ならびにそのモードから推定した石基組成と石基斜長石組成を用い, 噴出温度を KUDO and WEILL (1970) によって算出した. 石基であるため1気圧と仮定し, 約1,150°Cの値を得た. EGGLER (1972), PIWINSKII (1973 a. b) の相図では, 中性岩の角閃石晶出曲線は約950°C付近で, 水蒸気圧軸と平行に近い. 当地域の岩石では, 角閃石は石基にも晶出しない. この曲線に達する以前に, マグマは噴出, 急冷したものと思われる. 斜長石から得られた温度はこれを支持する. すなわちカンラン石安山岩マグマは高温噴出の性格をもつ.

このように, カンラン石安山岩マグマの結晶作用の物理化学条件を明らかにすることができた. しかし何故に, 地表付近までマグマが水に富み, かつ高温で噴出したかについては, マグマの成因論とともに上昇機構を考える上で重要である. 上昇機構を左右する要因としては, その一つに最近注目されつつある広域テ

クトニクスとの関連性も考えられ, 岩石学的研究のみならず別の方面からの研究も期待される.

引用文献

- AOKI, K. and PRINZ, M. (1974): Chromian spinels in lherzolite inclusions from Itinome-gata, Japan. *Contr. Mineral. Petrol.*, 46, 249-256.
- BENCE, A. E. and ALBEE, A. L. (1968): Empirical correction factors for the electron microanalysis. *Jour. Petrol.*, 5, 310-357.
- BEST, M. G. (1974): Contrasting types of chromium spinel peridotite xenoliths in basanitic lavas, western Grand Canyon, Arizona. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 23, 229-237.
- (1975): Amphibole-bearing cumulate inclusions, Grand Canyon, Arizona and their bearing on silica-undersaturated hydrous magmas in the upper mantle. *Jour. Petrol.*, 16, 212-236.
- EGGLER, D. H. (1972): Water-saturated and undersaturated melting relations in a Paricutin andesite and an estimate of water content in the natural magma. *Contr. Mineral. Petrol.*, 34, 261-271.
- GREEN, D. H., RINGWOOD, A. E., WARE, N. G. and HIBBERSON, W. O. (1972): Experimental petrology and petrogenesis of Apollo 14 basalts. *Proc. 3rd Lunar Sci. Conf.*, 1, 197-206.
- 今井 功・沢村孝ノ助・吉田 尚 (1958): 5万分の1地質図幅「伊万里」及び同説明書, p. 83, 地質調査所.
- ISHIBASHI, K. (1970): Petrochemical study of basic and ultrabasic inclusions in basaltic rocks from Northern Kyushu, Japan. *Mem. Fac. Sci. Kyushu Univ.* [D], 20, 85-146.
- JACKSON, E. D. (1969): Chemical variation in coexisting chromite and olivine in chromite zones of the Stilwater Complex. *Econ. Geol. Monogr.*, 4, 41-47.
- 河野義礼・植田良夫・氏家治 (1967): 瀬戸内火山岩の K-Ar dating. *岩鉱*, 57, 125.
- KAY, R. W. (1978): Aleutian magnesian andesite: melts from subducted Pacific oceanic crust. *Jour. Volcanol. Geothermal Res.*, 4, 117-132.
- KANEOKA, I. and SUZUKI, M. (1970): K-Ar and fission track ages of some obsidians from Japan. *地質雑*, 76, 309-313.
- KUDO, A. M. and WEILL, D. F. (1970): An igneous plagioclase geothermometer. *Contr. Mineral. Petrol.*, 25, 52-65.
- KURODA, N. and SHIRAKI, K. (1975): Boninite and related rocks of Chichi-jima, Bonin Island, Japan. *Rep. Fac. Sci., Shizuoka Univ.*, 10, 145-155.
- KUSHIRO, I. (1972): Effect of water on the composition of magma formed at high pressures. *Jour. Petrol.*, 13, 311-334.
- (1975): On the nature of silicate melt and its significance in magma genesis: Regularities in the shift of the liquidus boundaries involving olivine, pyroxene and silicate minerals. *Am. Jour. Sci.*, 275, 441-431.

- KUTLIN, V. A. and FROLOVA, V. M. (1970): Petrology of ultrabasic inclusions from basalts of Minusa and Transbaikalian regions. *Contr. Mineral. Petrol.*, **29**, 163-179.
- 松本徂夫・西村 進・田島俊彦(1977):九州新生代火山岩の fission-track 年代. 長崎大教養部紀要, **17**, 63-75.
- 水野篤行 (1962-63): 西日本地域における古第三系および下部新第三系の古生物年代学研究. I-III, 地質雑, **68**, 640-648, **68**, 687-693, **69**, 38-50.
- MYSEN, B. O. and BOETTCHER, A. L. (1975): Melting of a hydrous mantle: I. phase relations of natural peridotite at high pressures and temperatures with controlled activities of water, carbon dioxide, and hydrogen. *Jour. Petrol.*, **16**, 520-548.
- NAKAMURA, Y. and KUSHIRO, I. (1970): Compositional relations of coexisting orthopyroxene, pigeonite and augite in a tholeiitic andesite from Hakone Volcano. *Contr. Mineral. Petrol.*, **26**, 265-275.
- 大島 治(1975): 噴火現象の Mineralogy. 火山, 特別号, **20**, 327-344.
- PIWINSKI, A. J. (1973a): Experimental studies of granitoids from the Central and Southern Coast Range, California. *Tschermaks Mineral. Petrol. Mitt.*, **20**, 107-130.
- (1973b): Experimental studies of igneous rock series, Central Sierra Nevada batholith, California. *N. Jb. Mineral. Mh.*, **1973**, 195-204.
- SATO, H. (1977): Nickel content of basaltic magma: identification of the degree of olivine fractionation. *Lithos*, **10**, 113-120.
- SHIBATA, T. (1976): Phenocryst-bulk rock composition relations of abyssal tholeiites and their petrogenetic significance. *Geochim. Cosmochim. Acta*, **40**, 1407-1417.
- 白木敬一・黒田直(1977): 無人岩再訪. 地学雑, **86**, 174-190.
- ・湯佐泰久・黒田 直・石岡孝吉(1977): マリアナ島弧グアム島玄武岩のクロムスピネル. 地質雑, **83**, 49-57.
- 首藤次男(1978): 軟体動物化石層序からみた日本における古第三系・新第三系の境界. 「日本の新生代地質」, 池辺展生教授記念論文集, 61-72.
- SMIKIN, T. and SMITH, J. V. (1970): Minor-element distribution in olivine. *Jour. Geol.*, **78**, 304-325.
- SNETHLAGE, R. and KLEMM, D. D. (1978): Intrinsic oxygen fugacity measurements on chromites from the Bushveld Complex and their petrogenetic significance. *Contr. Mineral. Petrol.*, **67**, 127-138.
- STORMER, J. C. JR. (1973): Calcium zoning in olivine and its relationship to silica activity and pressure. *Geochim. Cosmochim. Acta*, **37**, 1815-1821.
- 巽 好幸・石坂恭一(1978): 香川県屋島産 Sanukitoid の K-Ar 年代: 瀬戸内火山岩類の年代測定, その 2. 岩鉱, **73**, 355-358.
- UJIKE, O. (1972): Petrology of Tertiary calc-alkaline volcanic suite from northeastern Shikoku and Shodo-Shima Island, Japan. *Sci. Rep. Tohoku Univ.*, [3], **11**, 159-201.
- YAMAGUCHI, M. (1958): Petrography of the Otozan flow on Shodo-shima Island, Setouchi Inland Sea, Japan. *Mem. Fac. Sci. Kyushu Univ.*, [D], **6**, 217-238.
- 山口 勝(1964): サスカイト類に関する 2, 3 の知見. 九大理研報, **7**, 131-138.
- 山崎達雄(1959): 唐津炭田の地質構造と貫入火成岩類. 九大生産研報告, **26**, 33-53.
- YODER, H. S., JR. (1969): Calc-alkalic andesites: experimental data bearing on the origin of their assumed characteristics. *Proc. Andesite Conf., Oregon Dept. Geol. Mineral Ind. Bull.*, **65**, 77-89.