四国北東部, 観音寺周辺に分布する瀬戸内火山岩類の地質

Volcanic geology of the Setouchi volcanic rocks from Kanonji and adjacent areas, northeast Shikoku, Japan

Abstract

川畑 博* 周藤賢治**

Hiroshi Kawabata and Kenji Shuto***

1999年9月8日受付.
2000年6月9日受理.

- * 新潟大学大学院自然科学研究科
Graduate School of Science and Technology,
Niigata University, Ikarashi 2-8050,
Niigata 950-2181, Japan
- ** 新潟大学理学部地質科学科
Department of Geology, Faculty of Science,
Niigata University, Ikarashi 2-8050, Niigata
950-2181, Japan

Geological investigation was carried out on the Miocene volcanic strata (Setouchi volcanic rocks) named the Sanuki Group constituting three volcanic masses, Shichihosan, Iyadanisan and Gahaishiyama masses, in Kanonji and adjacent areas, northeast Shikoku.

These volcanic masses have the following common lithological characteristics and stratigraphic sequences. Volcanic strata unconformably overlie the Cretaceous Ryoike granitic rocks and the Miocene Tonosho Group. These volcanic masses are lithologically divided into the lower unit consisting mainly of rhyolitic volcanoclastic rocks and associated rhyolitic lavas, and the upper unit composed mainly of andesitic and dacitic lavas with subordinate amounts of their volcanic breccias. The upper unit includes the composite lava flows formed by the mingling of andesitic and dacitic magmas in Iyadanisan mass. Rhyolitic volcanoclastic rocks from the lower unit are characterized by parallel lamination and slump structure and rubbles with water-chilled joints, suggesting the volcanism in subaqueous environment. Based on their phenocryst mineral assemblages and groundmass texture, andesitic and dacitic rocks constituting the upper unit were divided into twelve rock types. Among them, rocks with hornblende and/or biotite phenocrysts seem to have been erupted at the early stage of andesitic-dacitic activity. It is suggested that andesites and dacites of the respective masses erupted from several vents within each mass, because of the difference in constituent rock types among the three volcanic masses. Rocks from basalt through andesite to dacite constitute composite lava flows and dikes in Iyadanisan mass and many other volcanic masses in northeast Shikoku, but rhyolitic rocks are not constituents of such lavas and dikes. This feature is consistent with stratigraphic relationship between the rhyolite and basaltic-dacitic rocks, suggesting the difference in genesis between the both rock types. The Iyadani composite lava flows could be formed by eruption from compositionally zoned magma chamber.

Key words : Setouchi volcanic rocks, northeast Shikoku, Shichihosan mass, Iyadanisan mass, Gahaishiyama mass, composite lava, stratigraphy

はじめに

四国北東部(香川県の平野部から瀬戸内海にかけての地域)には、瀬戸内火山岩類のまとまった分布がみられる(Fig. 1). この地域の瀬戸内火山岩類については、これまでに多くの地質学的研究がなされてきた(斉藤ほか, 1962; 氏家, 1970; 逸見ほか, 1976; Sato, 1982; 巽, 1983 など). Sato (1982) は、四国北東部の瀬戸内火山岩類の噴出量, 産状, 岩石構成などについて総括的に述べている. それによ

ば、この地域には100個以上の単成火山と1個の成層火山が分布する. また、現在露出している火山岩類の総量は 50 km^3 で、元々の噴出量はこの2倍以上であったと見積もられている. これまでに、多量の火山岩類が分布する小豆島や五色台については、詳細な層序が明らかにされてきた(逸見ほか, 1976; Sato, 1982; 巽, 1983). しかし、その他の中～小規模な火山体の層序については、概略的に述べられているにすぎない.

そこで、今回、香川県西方の南北15 km、東西15 kmの地

Fig. 1. Geological outline map of northeastern Shikoku, modified from Saito (1962) showing the study area. 1, Shichihosan mass; 2, Iyadanisan mass; 3, Gahaishiyama mass.

域に分布する3つの山塊（七宝山^{しちほうさん}、弥谷山^{いやだにさん}、我拝師山^{がはいしやま}）を中心に地質調査を行った。ここではそれぞれの火山体を、七宝山体、弥谷山体、我拝師山体と呼ぶことにする（Fig. 1）。本論文では、これらの火山体の層序、火山岩の産状や鉱物組み合わせなどを記載し、これまでの研究結果との比較を行う。さらに、瀬戸内火山岩類の層序、噴出環境、山体形成史、複合溶岩などについて若干の考察を行った。

地質概説

四国北東部においては、領家花崗岩類・変成岩類を不整合に白亜系の和泉層群が覆い、それに不整合に中新統の土庄層群、讃岐層群、鮮新統の三豊層群が累重する（Saito, 1962）。瀬戸内火山岩類は讃岐層群に属する。

本研究対象の3つの火山体とも、中新統の基盤岩類は領家花崗岩類からなり、それらは黒雲母花崗岩、角閃石-黒雲母花崗閃緑岩より構成される（沓掛, 1991）。これらは中～粗粒で塊状の岩石であるが、普通寺付近では片麻状構造を示すことが多い。また、角閃石-黒雲母花崗閃緑岩と黒雲母花崗岩が不規則に混合し、mingling組織を呈する場合もある。弥谷山体付近においては、これらの花崗岩中に黒色の閃緑岩岩脈が頻繁に貫入している。弥谷山体西方、三豊郡三野町国実地域に分布する角閃石-黒雲母花崗閃緑岩中の黒雲母を用いたK-Ar年代値として80.5 Maが報告されている（柴田, 1979）。

七宝山体および弥谷山体では、瀬戸内火山岩類がこれらの領家花崗岩類を不整合に覆う。我拝師山体においても多くの

ところで、瀬戸内火山岩類が領家花崗岩類を不整合に覆うが、一部の地域では、土庄層群相当層が領家花崗岩類を不整合に覆い、その上位に瀬戸内火山岩類が累重している。これら3つの火山体を構成する瀬戸内火山岩類は共通して、下部は主に流紋岩質の火砕岩から、上部は主に安山岩質の火砕岩と溶岩からなる。Sato (1982)は五色台およびその周辺に産する讃岐層群を東奥累層と国分台累層に区分した。本調査地域に分布する讃岐層群のうち、下部の流紋岩質～デイサイト質火砕岩は東奥累層に、上部の安山岩質火砕岩・溶岩は国分台累層に相当する（Figs. 4, 8, 11）。

地形および火山地質

1. 七宝山体

本火山体は香川県三豊郡に位置する南北に伸びた山体で（Fig. 2）、地質の記載上、便宜的に吉津峠^{よしづとうげ}を境にして北部七宝山体と南部七宝山体に分ける。北部七宝山体は南北2.3 km、東西1 kmの山体で、メサ状を呈しており高度は約230 mである。南部七宝山体は南北6 km、東西3 kmの山体で、北から志保山^{しおやま}（426 m）、七宝山^{しちほうさん}（445 m）、稲積山^{いなづみやま}（404 m）などの峰が連なる。吉津峠西方には高度152 mの小さな丘があり、ここには火山角礫岩が分布している。火山噴出物と基盤岩類との境界の高度は、北部七宝山体の西側で100 m、東側で200 m程度、南部七宝山体の西側で0 m～150 m、東側で100 m～250 m程度となっている。

七宝山体に分布する讃岐層群の層序に関して、齊藤ほか（1962）は下位より順に酸性凝灰岩・凝灰角礫岩、安山岩質集

Fig. 2. Geological map of Shichihosan mass. KAN-30, MUR-3, MUR-6, MUR-2, INA-P2, FD-19 and AKE-27 indicate localities. M., Member.

塊岩，サヌカイトが重なるとしている。一方，Sato (1982) は下位の流紋岩質凝灰岩と上位のサヌキトイド質溶岩に区分し，流紋岩質凝灰岩は火砕流堆積物である可能性を指摘している。

本研究による七宝山体の地質断面図を Fig. 3 に，火山岩類の被覆関係図を Fig. 4 に，地質柱状図を Fig. 5 に示す。地質柱状図は基盤の高度の変化を表すために，露頭の高度に応じ

て配置してある。なお，地質図は Fig. 2 に示してある。これらの図に示されるように，本火山体においては，石堂火砕岩部層が領家花崗岩類を不整合に覆う。北部七宝山体では，吉津峠溶岩部層がこの石堂火砕岩部層に挟まれる。石堂火砕岩部層の上位には曽保溶岩部層，志保山溶岩部層，稲積山溶岩部層が順に整合に累重する。また，吉津峠付近においては，石堂火砕岩部層の上位に石ヶ谷溶岩部層，峠火山角礫岩部層

Fig. 3. Geological cross sections of Shichihosan mass. Legend is the same as Fig. 2.

Fig. 4. Summary of stratigraphic relations in Shichihosan mass. Solid lines indicate confirmed stratigraphic relations. Ol, olivine; Cpx, clinopyroxene; Opx, orthopyroxene; Px, pyroxene; Hbl, hornblende. G., Group; F., Formation, M., Member.

が順に整合に重なる。

1-A. 石堂火砕岩部層

<分布・層厚・岩相・層序関係>

仁尾町石堂地域西方を模式地とする。また、曾保地域の一部の地域および笠岡地域では岩相がやや異なるため、仁尾町笠岡地域西方を副模式地とする。北部七宝山体および南部七宝山体の志保山から曾保にかけての地域と笠岡地域に分布する (Fig. 2)。本層は基盤の高度が 0 m の曾保海岸付近で最大層厚 (約 110 m) を示すが、宮池西方では基盤の高度が 230 m と高く本層は分布しない (Figs. 3, 5)。本層の岩相はタイプ 1,

2, 3 の 3 つに区分される (Fig. 5)。

タイプ 1 は北部七宝山体および南部七宝山体の志保山から曾保地域に分布する。本タイプは主に層理の明瞭な流紋岩質凝灰角礫岩からなり、同質凝灰岩や砂岩の薄層を挟在する。基質は流紋岩質の凝灰岩である。構成礫種は主に軽石、黒色ガラス質流紋岩、灰色流紋岩、花崗岩である。黒色ガラス質流紋岩の礫にはしばしば真珠岩様の急冷割れ目が発達している。北部七宝山体に分布する本タイプには、以上の礫種に加え、吉津峠溶岩部層を構成する安山岩と同質の礫が少量含まれる。礫径は本質礫と考えられる軽石、ガラス質流紋岩、灰

Fig. 5. Columnar sections of the Sanuki Group in Shichihosan mass. Ol, olivine; Cpx, clinopyroxene; Opx, orthopyroxene; Px, pyroxene; Hbl, hornblende. M., Member.

色流紋岩では最大で 5 cm、花崗岩の礫では最大で 50 cm に達するものもある。これらの礫はしばしば弱いインブリケーションを示す。特に曾保海岸の地点 MUR-2 (Fig. 2) においては、花崗岩の巨礫が下部において頻繁に含まれ、花崗岩の礫の直下には荷重痕が認められることがある。また、地点 KAN-30 (Fig. 2) の本タイプにはスランプ構造が認められる。

タイプ 2 は北部七宝山体および志保山付近に分布する。本タイプは無層理の軽石質凝灰角礫岩および同質凝灰岩である。構成礫種は主に軽石、黒色ガラス質流紋岩、灰色流紋岩、花崗岩からなり、タイプ 1 と同様であるが、タイプ 1 に比べ軽石の占める割合が多い。礫径は本質礫では最大で 5 cm、花崗岩の礫では最大で 10 cm である。本質礫は角～亜角礫状を示す。

タイプ 3 は主に曾保地域と笠岡地域に分布する。本タイプは数種類の安山岩、花崗岩、ガラス質流紋岩、軽石、変成岩、凝灰角礫岩などの多様な礫種からなる凝灰角礫岩である。基質は流紋岩質～デイサイト質の凝灰岩または凝灰質砂岩からなる。本タイプは斉藤ほか (1962) の集塊岩に相当し、タイプ 1 やタイプ 2 に比べ異質岩片が多く、淘汰が悪い (礫の最大径 40 cm、平均 5 cm) のが特徴である。一部で凝灰岩や凝灰質砂岩の薄層を挟在する。本タイプは無層理で基質支持を示すが、しばしば基質量の違いから基質支持礫岩と礫支持礫岩とが互層し、これらは大まかな層状構造を形成することがある。こうした層状構造は側方変化し無層理部分に漸移することが多い。また、本タイプは局所的にタイプ 1 の凝灰角礫岩を削ってチャンネル状に重なる (例えば Fig. 2 の地点 MUR-3)。

タイプ 1 と 2 に発達する層理面の構造は、志保山東方の石堂で NE 走向、西に約 10° の傾斜を示し、七宝山西方の曾保では NE～NW 走向、東に約 8° の傾斜を示す。特に曾保付近では上部ほど傾斜が緩くなる傾向が認められる。

<タイプ 1, 2, 3 の層序関係・堆積環境>

タイプ 1 と 2 の直接の関係は野外で観察されないが、志保山付近ではタイプ 1 がタイプ 2 の下位に発達する。タイプ 1 には明瞭な平行葉理がみられ、急冷割れ目をもつ礫も存在する。これはタイプ 1 が水域で堆積したことを示唆している。一方、タイプ 2 には水成堆積物を示唆する特徴が認められないので、これは陸域で堆積した火砕流堆積物の可能性がある。タイプ 2 は志保山を中心に分布し、志保山東方で最大層厚を示すことから噴出中心は志保山付近にあったと考えられる。なお、Sato (1982) も本層が火砕流堆積物である可能性を指摘している。タイプ 1 と 2 は同様な構成礫種と基質から構成されることから、両者は一連の火山活動によってもたらされ、岩相の違いは堆積環境の違いを反映していると考えられる。タイプ 3 は異質岩片を多量に含むエピクラスティック凝灰角礫岩で、曾保地域においてタイプ 1 を削り込みながらその上位に重なっている。したがって、タイプ 3 の形成はタイプ 1 と 2 をもたらした火山噴出物の堆積後と考えられる。

<岩質>

本質礫についてその岩質を述べる。斑晶鉱物は黒雲母、斜

長石からなる。石基は斜長石、鉄鉱、ガラスからなり、ハイアロピリティック組織を示す。

1-B. 吉津峠溶岩部層

<分布・層厚・岩相・層序関係>

北部七宝山体南端部の仁尾町吉津峠付近を模式地とする。吉津峠から北部七宝山体の西部にかけて分布する。最大層厚は 35 m である。1 枚の斜方輝石-カンラン石安山岩質溶岩からなる。黒色、ガラス質の岩石で、貝殻状断口を示す。本層の下部にはフローフトブレッチャーが認められ、発泡孔をもつ角礫も存在する。本部層は石堂火砕岩部層に挟在される。

<岩質>

斑晶鉱物は斜方輝石、斜長石、カンラン石からなり、これらは合計で約 10～12 vol.% 含まれる (Table 1)。カンラン石斑晶はイデイングス石化していることが多い。斜長石は微斑晶である。石基は単斜輝石、斜方輝石、斜長石、Fe-Ti 酸化物、ガラスからなり、インターサータル～ハイアロオフィティック組織を示す。捕獲結晶として、輝石の反応縁をもつ石英が含まれる。

1-C. 曾保溶岩部層

<分布・層厚・岩相・層序関係>

仁尾町曾保地域東方を模式地とする。南部七宝山体の中央部から南部にかけて分布する。最大層厚は 110 m で、北方ほど層厚が減少する (Fig. 5)。本層は普通角閃石斑晶の目立つ、灰色の安山岩質溶岩からなる。下部においてはフローフトブレッチャーが認められ、本層の最上部では柱状節理が発達し、多孔質となる。複数のフローユニットの存在を示す産状は認められなかった。深成岩～変成岩の捕獲岩および石英の捕獲結晶が比較的良好に認められ、曾保地域周辺の安山岩中には多数の捕獲岩が存在する。なかでも七宝山林道沿いでは、安山岩中に捕獲岩として含まれる花崗岩の構成鉱物が粒子境界から溶融し、各々に分かれた粒子が溶岩の流理に沿って配列しているようすが観察される。同様の産状は、斉藤ほか (1962) によっても「流動角礫岩」として報告されている。

本層は下位の石堂火砕岩部層を整合に覆っており、下位層との直接の関係は地点 MUR-6 において認められる (Fig. 2)。ここでは下位より、石堂火砕岩部層を構成する流紋岩質凝灰角礫岩、凝灰質砂岩および本部層を構成する安山岩質溶岩が順に重なる (Fig. 6)。この溶岩の最下部は多面体の外形を示す岩塊 (<2 m) よりなり、下位の凝灰質砂岩との境界は不規則に入りこんでいる。安山岩の角礫の間には多くの場合、それと同質の物質が充填されているが、下位の凝灰質砂岩との境界から 30 cm ほど上位の部分までは、角礫の間を凝灰質砂岩が充填している。一部の安山岩の角礫には放射状の節理や数 mm 幅の急冷縁が発達する。以上のように急冷縁が存在することと、安山岩の角礫の間に下位の凝灰質砂岩が充填されていることから、本溶岩は浅い水域に流れ、未固結の水成堆積物の上位に定置したと考えられる。

<岩質>

斑晶鉱物は単斜輝石、普通角閃石、斜方輝石、斜長石から

Table 1. Modal compositions of volcanic rocks from the study area.

Volcanic mass		Shichihosan mass										
Member	Yo			So			Sh			In		
Sample no.	TOG214	TOG3	TOG16	K32CA	K25'	FD16	FD40	K29	INAP4c	NHPK1	HAS9Q	INA7
Phenocryst	10.2	11.7	11.3	6.4	9.1	3.2	0.5	0.3	0.6	50.9	48.0	31.6
Ol	8.9	7.9	8.0									
Cpx				0.4	1.9	0.4				9.5	19.7	7.4
Opx	1.3	1.7	1.8	2.6	4.2	1.5				16.0	8.5	11.1
Hbl				0.2	0.3	1.0						0.1
Bt												
Pl	0.1	2.1	1.6	3.3	2.7	0.2	0.4	0.3	0.6	25.4	19.8	13.0
Grt												
Fe-Ti oxide						0.1	0.1					
XQtz		0.7		0.1	0.1							
Groundmass	89.8	87.6	88.7	93.6	90.8	96.8	99.5	99.7	99.4	49.1	52.0	68.4

Volcanic mass		Iyadanisan mass										
Formation	Is	To		Sr			Am (Ol-bear.Cpx-Opx an.)			Hid	Sy	
Sample no.	TOG50	TOG23	TOG56 II	HA7	YAT1	NAN5	NAN7	AMG2	KOK4	AMASJ3'	GH30	GH63
Phenocryst	1.2	40.7	30.8	9.5	6.8	5.8	4.6	5.0	5.7	0.5	6.9	4.5
Ol	0.4											
Cpx	0.5	6.2	7.0				1.3	1.0	1.2			
Opx	0.2	10.0	8.1	2.5	2.6	1.4	1.9	3.9	3.0		3.4	2.5
Hbl		1.2	0.7	6.7	2.2	1.6					3.0	1.3
Bt										0.1		
Pl	0.2	23.4	15.0	0.3	1.9	2.2	1.4	0.1	1.5	0.3	0.6	0.7
Grt					0.1	0.6				0.1		
Fe-Ti oxide		0.0										
XQtz				0.3	0.3	0.2			0.2			
Groundmass	98.8	59.3	69.2	90.2	92.8	94.0	95.4	95.0	94.1	99.5	93.1	95.5

Volcanic mass		Gahaishiyama mass									
Formation	Hia (lower part)			Hia (upper part)			Ka	Fu		Ko	
Sample no.	NA49	HA44	HA75	HA64	HA50	HA48	FU1	FU7Q	FU47	KO1A	KO9
Phenocryst	4.9	4.5	9.9	4.0	4.1	5.6	1.5	1.9	2.0	0.7	0.5
Ol											
Cpx	0.2	0.4	0.1	0.2	0.5	0.8		0.2	0.2		
Opx	1.8	1.4	1.6	3.4	2.7	4.6		1.0	1.0		
Hbl	1.4	1.5	1.7								
Bt							0.1			0.3	0.2
Pl	1.4	1.0	4.9	0.4	0.8	0.2	1.4	0.7	0.8	0.4	0.2
Grt		0.2	1.6							0.0	0.1
Fe-Ti oxide											
XQtz	0.4	0.1	0.4						0.2		
Groundmass	94.7	95.5	89.8	96.0	95.9	94.4	98.5	98.1	97.8	99.3	99.6

Yo, Yoshizutoge Lava Member ; So, Sou Lava Member ; Sh, Shioyama Lava Member ; In, Inazumiyama Lava Member ; Is, Ishigatani Lava Member ; To, Toge Volcanic breccia Member ; Sr, Shirakata Lava Member ; Am, Amakiriyama Lava Member ; Hid, Hidono rhyolitic dyke ; Sy, Syutushakaji Lava Member ; Hia, Hiageyama Lava Member ; Ka, Kamigumi Lava Member, Fu, Fudenoyama Lava Member ; Ko, Koshikiyama Lava Member.

Ol, olivine ; Cpx, clinopyroxene ; Opx, orthopyroxene ; Hbl, hornblende ; Bt, biotite ; Pl, plagioclase ; Grt, garnet ; XQtz, Quartz Xenocryst ; an., Andesite.

なり、これらは合計で約3~9 vol.%含まれる (Table 1). 普通角閃石斑晶は、周辺部または結晶全体がオパサイト化されている。また、斜方輝石と単斜輝石が平行連晶をなす場合、

単斜輝石は斜方輝石の周囲に成長することが多いが、その逆の関係を示す斑晶もわずかに認められる。斜長石斑晶には清澄なもの他に、ふるい状組織 (sieve-texture) や蜂の巣状

Fig. 6. Sketch of the boundary between the Ishido Volcaniclastic rock Member and Sou Lava Member at the locality MUR-6 in Fig. 2. A, massive tuff breccia; B, tuffaceous sand; C, brecciated lava.

組織を呈するものがある。斜方輝石斑晶と斜長石斑晶はしばしば融食形を呈する。石基は単斜輝石、斜方輝石、斜長石、Fe-Ti 酸化物、ガラスからなり、インターグラニューラー～インターサータル組織である。捕獲結晶として、石英、斜長石の他にまれにザクロ石が認められる。石英は輝石の反応縁を有する。またザクロ石結晶は一部を残して磁鉄鉱に置換されている。

1-D. 志保山溶岩部層

<分布・層厚・岩相・層序関係>

仁尾町七宝山林道沿い、地点FD-19付近 (Fig. 2) を模式地とする。本層は北部および南部七宝山体に広く分布する。最大層厚は250 mである。板状節理の明瞭な暗灰色の安山岩質溶岩からなり、少なくとも2枚のフローユニットから構成される。また、層厚10 m以下のフローフットブレッチャーを伴い、これは径30 cm以下の無斑晶質安山岩の角礫とそれと同質の基質からなる。

本層と下位層との関係はいくつかの地点で認められるが、特に地点FD-19 (Fig. 2) では、本層が柱状節理の発達した多孔質の単斜輝石-斜方輝石-普通角閃石安山岩質溶岩 (曾保溶岩部層) の上位に約5 mの露頭欠如部分を挟んで重なる。

<岩質>

主な斑晶鉱物は微斑晶大の斜長石で、ごく少量 (1 vol.%以下) 含まれる (Table 1)。石基は斜長石、輝石、Fe-Ti 酸化物、ガラスからなり、ピロタキシティック組織を示す。

1-E. 稲積山溶岩部層

<分布・岩相・層厚・層序関係>

仁尾町七宝山山頂付近を模式地とする。七宝山山頂から稲積山山頂にかけての狭い地域に分布する。最大層厚35 m以上である。本層は多くの場合火山角礫岩の産状を示すが、稲積山山頂の地点INA-P2 (Fig. 2) においては溶岩として産する。火山角礫岩は普通角閃石含有-単斜輝石-斜方輝石安山岩の角礫とそれと同質の淡赤紫色を示す基質からなる。異質岩片は見いだされない。角礫は径60 cm以下で多くは多面体の

外形を示し、発泡孔も認められる。これらのことから、火山角礫岩は安山岩質溶岩のフローフットブレッチャーに相当すると考えられる。本層と下位の志保山溶岩部層との間 (約2 m) は露頭欠如となっている。

<岩質>

斑晶鉱物はオパサイト化した普通角閃石、単斜輝石、斜方輝石、斜長石からなり、後3者は集斑晶をなすことが多い。斑晶量は合計で最大約51 vol.%に達する (Table 1)。単斜輝石、斜方輝石、斜長石の斑晶はいずれも顕著な累帯構造を示し、特に斜長石斑晶には波動累帯構造が発達する。石基は単斜輝石、斜方輝石、斜長石、ガラス、Fe-Ti 酸化物からなり、インターサータル組織を示す。

1-F. 石ヶ谷溶岩部層

<分布・層厚・岩相・層序関係>

仁尾町石ヶ谷地域に位置する標高152 mの丘付近を模式地とする。吉津峠付近の標高152 mの丘の西側に分布する。最大層厚は約10 mである。1枚の安山岩質溶岩からなり、板状節理が発達する。本溶岩には下位の石堂火砕岩部層を構成する岩石を捕獲岩 (直径約1 m) として取り込んでいる産状が認められる。下位の石堂火砕岩部層を整合に覆い、下位層との境界では境界面とほぼ平行に板状節理が発達する。そこで認められる板状節理の構造はN8E走向、9°西傾斜を示す。

<岩質>

斑晶鉱物は斜長石、斜方輝石、カンラン石、単斜輝石からなり、これらは約1 vol.%含まれる (Table 1)。斜方輝石と単斜輝石は集斑晶をなすことが多い。カンラン石は完全にイデイングス石化している。石基は斜方輝石、斜長石、Fe-Ti 酸化物、ガラスからなり、インターサータル組織を示す。

1-G. 峠火山角礫岩部層

<分布・層厚・岩相・層序関係>

仁尾町石ヶ谷地域に位置する標高152 mの丘付近を模式地とする。吉津峠付近にある標高152 mの丘の周辺に分布する。最大層厚は15 m以上である。本層は安山岩質火山角礫岩からなり、安山岩の角礫には普通角閃石含有-単斜輝石-斜方輝石安山岩と無斑晶質安山岩の2種がある。前者の角礫にはしばしば発泡孔が認められる。これらの角礫の他に、花崗岩、デイサイトの亜角礫も少量含まれる。基質は普通角閃石含有-単斜輝石-斜方輝石安山岩質凝灰岩である。安山岩の角礫の礫径は、県道脇の露頭のものでは最大20 cmであるが、丘に近づくにつれて大きくなり、標高152 mの丘の頂部のものでは最大50 cmに達する。以上のことから、本火山角礫岩は、吉津峠付近にある丘を中心として噴出したと考えられる。本層は石ヶ谷溶岩部層を整合に覆う。

<岩質>

斑状安山岩の斑晶鉱物は普通角閃石、単斜輝石、斜方輝石、斜長石からなり、これらは31~41 vol.%含まれる (Table 1)。石基は単斜輝石、斜方輝石、斜長石、Fe-Ti 酸化物、ガラスからなり、インターサータル組織を示す。

2. 弥谷山体

本火山体は香川県善通寺市に位置する、南北2.3 km、東西3.8 kmの山体で (Fig. 1)、天霧山 (382 m)、あまぎりやま 弥谷山 (381.5 m)、いやだにさん

Fig. 7 Geological map and geological cross section of Iyadanisan mass. KR-9, 137, IH-10, FP-9 and AMAJ-31 indicate localities. M., Member.

m), 黒戸山 (299.3m) の3つの山からなる。また、天霧山南東方には、幅 500 m 以上、高さ約 150 m の採石場があり、ここでは安山岩質溶岩を観察することができる。弥谷山体に分布する瀬戸内火山岩類の層序に関して、氏家 (1970) は下位より順に流紋岩質～黒雲母安山岩質火砕岩類、角閃石-紫蘇輝石安山岩質火砕岩類、紫蘇輝石-古銅輝石安山岩質溶岩、カンラン石含有-古銅輝石安山岩質溶岩が累重すると報告している。一方、Sato (1982) は下位より流紋岩質凝灰岩～凝灰角礫岩・流紋岩質溶岩、安山岩質溶岩に区分し、安山岩質溶岩は、天霧山南方に分布する安山岩質溶岩とその上位のザクロ石含有-角閃石-斜方輝石安山岩質溶岩からなるとした。

本研究による弥谷山体の地質図と地質断面図を Fig. 7 に、火山岩類の被覆関係図を Fig. 8 に示す。これらの図に示されるように、弥谷寺火砕岩部層が領家花崗岩類を不整合に覆い、より上位には白方溶岩部層、天霧山溶岩部層が順に整合関係で累重する。天霧山溶岩部層はザクロ石含有-斜方輝石-普通角閃石デイサイト～カンラン石含有-単斜輝石-斜方輝石安山岩からなる複合溶岩である。この複合溶岩のうち、単斜輝石-斜方輝石安山岩の部分には碑殿流紋岩質岩脈が貫入す

る。

2-A. 弥谷寺火砕岩部層

<分布・層厚・岩相・層序関係>

善通寺市弥谷山南方に位置する弥谷寺付近を模式地とする。主に天霧山～弥谷山の南方および黒戸山の北方に分布する。最大層厚は 85 m である。本層は下部から上部にかけて岩質および岩相が漸移的に変化するため、下部層と上部層に分けて記載する。

下部層：天霧山南方の西碑殿地域においては、軽石とガラス質流紋岩の本質礫からなるラピリスートンおよび火山礫凝灰岩が露出する。地点 AMAJ-31 (Fig. 7) 付近のものは無層理で、吹き抜けパイプが認められることから、これらは火砕流堆積物であると考えられる。本層の一部には明瞭な平行葉理が発達することもある。また、上部では流理構造の明瞭なザクロ石-黒雲母流紋岩質溶岩 (厚さは約 1～2 m) も挟在される。この流紋岩質溶岩の岩質は、後述の採石場付近で岩脈として産する流紋岩に酷似している。弥谷山南方の地点 FP-9 (Fig. 7) 付近および黒戸山北方にみられる本層は、層理の明瞭な火山礫凝灰岩または凝灰角礫岩からなり、一部に凝灰

Fig. 8 Summary of stratigraphic relations in Iyadanisan mass. Solid lines indicate confirmed stratigraphic relations. Opx, orthopyroxene; Hbl, hornblende; Bt, biotite; Grt, garnet. G., Group; F., Formation, M., Member.

岩や砂岩の薄層を挟在する。火山礫凝灰岩および凝灰角礫岩は、主にガラス質流紋岩、軽石、花崗岩などの角～亜角礫と珪長質凝灰岩の基質からなり、基質部にはしばしば平行葉理が認められる。最大径1 cmの球状を呈する火山豆石の濃集層が存在することがあり、火山豆石は緑色の薄い（厚さ約1 mm）変質層に覆われている。

上部層：弥谷山南方の地点IH-10付近（Fig. 7）や黒戸山北方の地点KR-9（Fig. 7）付近によく露出している。上部層は火山礫凝灰岩および凝灰角礫岩からなる。上部層は下部層にはほとんど含まれないデイサイトの礫を頻繁に含むことや、基質支持層と礫支持層とが互層をなすことで特徴づけられる。本層中の角～亜角礫の礫径は、ガラス質流紋岩の礫で2 cm以下、デイサイトの礫で40 cm以下である。これらのうち、大礫より大きいデイサイトの礫は、多角形の外形を呈するものが多い。

本層は基盤の領家花崗岩類を不整合に覆い、不整合関係を示す露頭が弥谷寺南方（例えばFig. 7の地点FP-9など）で見られる。

<岩質>

本質礫について述べる。斑晶鉱物はザクロ石、黒雲母、斜長石からなる。石基は斜長石、Fe-Ti 酸化物、ガラスからなり、ハイアロピリティック組織を示す。

2-B. 弥谷山溶岩部層

<分布・層厚・岩相・層序関係>

多度津町奥白方地域、八柱神社南方を模式地とする。弥谷山体全域にわたり広く分布する。最大層厚は250 mである。本層は少なくとも3枚のフローユニットからなる。各溶岩にはしばしば板状節理が発達し、最大径1 cmに達するザクロ石を普遍的に含むことで特徴づけられる。また、白方地域や黒戸山西方にみられる溶岩は、層厚約8 m以上のフローフットブレッチャーを伴う。弥谷山北方では層厚18 mのデイサイト質凝灰角礫岩を挟在する。黒戸山北方において、本層のフローフットブレッチャーが下位の弥谷寺火砕岩部層に整合

に重なる。

<岩質>

斑晶鉱物はザクロ石、斜方輝石、普通角閃石、斜長石である。これらは合計で約6～10 vol.%含まれる（Table 1）。普通角閃石斑晶はリム部または結晶全体がオパサイト化されている他に、2重のオパサイト層をもつものがある。斜方輝石斑晶にはしばしば逆累帯構造が認められる。斜長石斑晶には清澄なもの他にふるい状組織や蜂の巣状組織を示すもの、融食形を呈するものなどが認められる。ザクロ石斑晶の多くは新鮮であるが、リム部が磁鉄鉱に置換されているものもある。これらのザクロ石には、マグマより晶出したものと捕獲結晶のもの2種類があるとされている（加納，1983）。その他の捕獲結晶として、斜長石と石英が認められ、石英は多くの場合、輝石の反応縁を有する。石基は斜方輝石、斜長石、Fe-Ti 酸化物、ガラスからなり、インターサータル組織を示す。

2-C. 天霧山溶岩部層

<分布・層厚・岩相・層序関係>

善通寺市碑殿町、天霧山西方の採石場を模式地とする。天霧山周辺にのみに分布する。最大層厚は200 mである。本層はザクロ石含有-斜方輝石-普通角閃石デイサイトとカンラン石含有-単斜輝石-斜方輝石安山岩の2つの異なった岩石からなる複合溶岩である。デイサイトは下位の弥谷山溶岩部層と岩質が類似しているため、本層はカンラン石含有-単斜輝石-斜方輝石安山岩の存在をもってはじめて確認される。複数のフローユニットの存在を示す産状は認められなかった。

地点137周辺（Fig. 7）ではこれらのデイサイトと安山岩とが不規則に混じり合った産状がみられる（Fig. 9）。この2つの岩石は、斑晶鉱物組み合わせと石基組織を異にしているため、肉眼でも両者の区別は比較的容易である。両者は多くの場合、明瞭な境界をもって接しているが、境界付近に数ミリ幅の混在部分が認められることがある。混在部分ではデイサイトと安山岩の斑晶鉱物が共存し、混在部分の石基組織は

Fig. 9. Slab of the composite lava. A, olivine-bearing clinopyroxene-orthopyroxene andesite; B, garnet-bearing orthopyroxene-hornblende dacite.

両者の中間的な組織（インターサタル～インターグラニューラー）を呈する。両者の境界に急冷周縁相が認められないことや、デイサイト部、安山岩部がそれぞれお互いを包有しあう comingling 組織（例えば, Noblett and Staub, 1990）が観察されることなどから、デイサイトと安山岩はマグマの状態で共存していたと考えられる。複合溶岩は下位に苦鉄質な組成、上位に珪長質な組成の岩石がのることが多いが（小屋口, 1986）、本層では複合溶岩をなすどちらか一方の岩質が必ず上位をしめるといった層序関係は認められず、地質図オーダーにおいても露頭オーダーやサンプルオーダーで見られるように両者が混在して分布する。

本溶岩が天霧山山頂で $N40\sim58^{\circ}E$, $74\sim84^{\circ}N$ の流理構造をもつことや、単斜輝石-斜方輝石安山岩の分布は天霧山周辺に限られることから、この複合溶岩の噴出源は、天霧山の山頂付近にあったと推定される。

<岩質>

本溶岩は2つの異なる岩石からなるため、それぞれについて述べる。カンラン石含有単斜輝石-斜方輝石安山岩の斑晶鉱物はカンラン石、単斜輝石、斜方輝石、斜長石である。これらは合計で約5~6 vol.% 含まれる（Table 1）。カンラン石は仮像としてごくまれに認められる。斜方輝石斑晶の周囲に単斜輝石が成長し、両者は平行連晶をなす場合がある。斜長石斑晶の多くは清澄な微斑晶である。捕獲結晶として輝石の反応縁を有する石英が認められる。石基は単斜輝石、斜方輝石、斜長石、Fe-Ti 酸化物、ガラスからなり、インターグラニューラー組織を示す。一方、ザクロ石含有-斜方輝石-普通角閃石デイサイトの斑晶鉱物はザクロ石、斜方輝石、普通角閃石、斜長石からなり、石基は斜方輝石、斜長石、Fe-Ti 酸化物、ガラスからなり、インターサタル組織を示す。デイサイトの岩質は、下位の弥谷山溶岩部層のそれに類似している。

2-D. 碑殿流紋岩質岩脈

本岩脈は天霧山採石場付近において、天霧山溶岩部層を構成する安山岩に貫入し（Fig. 7）、急冷周縁相が認められる。また、安山岩質溶岩との境界部が示す形状と平行に流理構造が発達している。岩脈の厚さは約8mで、貫入方向は $N74^{\circ}W$ 走向、 82° 西傾斜を示す。

<岩質>

斑晶鉱物は黒雲母、ザクロ石、斜長石である。斑晶量は少なく合計で1 vol.% 以下である（Table 1）。斜長石斑晶は短冊状の微斑晶であることが多い。ザクロ石斑晶は径0.35 mm 前後のものが多く、自形または、融食されて丸みを帯びた外形を示す。石基は斜長石、Fe-Ti 酸化物、ガラスからなり、ハイアロピリティック組織を示す。

3. 我拝師山体

本火山体は香川県善通寺市に位置する、東西4 km、南北1 km の山体で（Fig. 1）、香色山（157 m）、筆の山（295.7 m）、我拝師山（481.2 m）、中山（439.0 m）、火上山（408.9 m）からなる。本論文では、我拝師山を中心にその西方の中山、火上山、北東方向に位置する筆の山、香色山を含めて我拝師山体と呼ぶことにする。我拝師山体周辺に分布する瀬戸内火山岩類の層序に関して、氏家（1970）は普通角閃石安山岩質火砕岩の上位に、普通輝石-古銅輝石安山岩質溶岩（中山付近に分布）や、普通角閃石-紫蘇輝石安山岩質溶岩（火上山付近に分布）が累重するとしている。また、我拝師山において普通角閃石安山岩質火砕岩を覆う安山岩質溶岩は、下部の普通輝石-古銅輝石安山岩質溶岩と上部の古銅輝石安山岩質溶岩からなり、両者は漸移関係にあるとされている（氏家, 1970）。一方、Sato（1982）は我拝師山～中山～火上山地域では、下位から順に流紋岩質火砕岩、安山岩質溶岩が累重するとしている。

本研究による我拝師山体の地質図と地質断面図を Fig. 10 に、火山岩類の被覆関係図を Fig. 11 に示す。ごく一部の地域（Fig. 10 の地点 HM-1 周辺）では、土庄層群相当層が領家花崗岩類を不整合に覆うが、その他の地域では平見火砕岩部層が領家花崗岩類を不整合に覆う。我拝師山では出釈迦寺溶岩部層が平見火砕岩部層の上位に重なる。中山～火上山では下位より平見火砕岩部層、火上山溶岩部層が順に重なる。筆ノ山では上組溶岩部層が領家花崗岩類を不整合に覆い、その上位に筆ノ山溶岩部層が整合に重なる。香色山では香色山溶岩部層が領家花崗岩類に貫入している。

3-A. 平見火砕岩部層

<分布・層厚・岩相・層序関係>

地点 HM-1 付近（Fig. 10）を模式地とする。我拝師山、中山、火上山を囲むように分布する。最大層厚は85 m である。本層は主に層理の明瞭な凝灰角礫岩からなり、一部で砂岩を挟む。構成礫種はガラス質黒色流紋岩、灰色流紋岩、軽石、デイサイト、花崗岩などである。ガラス質黒色流紋岩には真珠岩様の急冷割れ目が認められる。円磨度は花崗岩が亜角～亜円、その他の流紋岩およびデイサイトの本質～類質岩片は角～亜角礫状を示す。一般に下位ほど軽石の径が大きく、その量も多く含まれる傾向がある。また、基質には黒雲母やザクロ石の結晶が普遍的に含まれる。

Fig. 10. Geological map and geological cross section of Gahaishiyama mass. FU-33, Gh-30, NA-46, HM-1, HM-77, HA-63 and KO-23 indicate localities. Ol, olivine; Cpx, clinopyroxene; Opx, orthopyroxene; Hbl, hornblende; Grt, garnet; an., andesite; da., dacite; G., Group; M., Member.

地点 HM-1 付近 (Fig. 10) では露出がよく、本層と下位層との関係を観察できる。ここでは下位より領家花崗岩類、土庄層群相当層、平見火砕岩部層が累重する (Fig. 12)。土庄層群相当層は花崗岩の亜円礫 (径<30 cm) とアルコース質砂からなり、領家花崗岩類を不整合に覆っている。層厚は 60 cm である。本層は流紋岩 (径<10 cm)、軽石 (径<10 cm)、花崗岩 (径<20 cm) の角～亜角礫を含む流紋岩質火砕岩からなり、しばしば逆-正級化構造を示す。礫は上方細粒化を示すとともに凝灰岩優勢互層へ漸移する。凝灰岩には平行葉理がよく発達しており、一部では斜交葉理も認められる (Fig. 12)。ここでは層理面の構造が上位に向かって N88°E, 28°N から N86°E, 11°N さらに N70°W, 11°N へと変化し、上位ほど傾斜が緩くなっていく。本層と下位の土庄層群相当層との境界が示す構造が、それを直接覆う流紋岩質凝灰岩礫岩の示す層理面の構造と調和的であることと、境界部に大きな削剥を受けた証拠が認められないことの 2 点から、両者の間に大きな時間間隙はないと考えられる。

<岩質>

本質礫について述べる。斑晶鉱物はザクロ石、黒雲母、斜長石からなる。石基は斜長石、Fe-Ti 酸化物、ガラスからなり、ハイアロピリティック組織を示す。

3-B. 出釈迦寺溶岩部層

<分布・層厚・岩相・層序関係>

我拝師山出釈迦寺奥の院付近にある‘捨て身の石仏’周辺を模式地とする。我拝師山周辺に分布する。最大層厚は 170 m 以上である。本溶岩は無斑晶質な岩石からなり、下部にフローットブレッチャーを伴う。フローットブレッチャーの層厚は場所によって異なるが、Gh-30 付近 (Fig. 10) において最も厚く約 25 m である。フローットブレッチャーは、最大径 1 m のデイサイトのブロックと、それと同質の基質から構成される。基質の割合は少なく、ブロック間の隙間には二次鉱物が生じていることがある。デイサイトのブロックには、多面体の外形や jigsaw-fit 組織を示すものがしばしば認

Fig. 11. Summary of stratigraphic relations in Gahaishiyama mass. Solid lines indicate confirmed stratigraphic relations. Dashed lines indicate estimated stratigraphic relations. Cpx, clinopyroxene; Opx, orthopyroxene; Hbl, hornblende; Bt, biotite; Grt, garnet G., Group; F., Formation, M., Member.

Fig. 12. Columnar section at the locality HM-1 in Fig. 10.

められる。本溶岩は下部以外では塊状で、我拝師山山頂付近の本溶岩には発泡孔が認められる。

本層は平見火砕岩を整合に覆い、両者の関係は、地点 Gh-

30 付近で観察できる。そこでは平見火砕岩は上位に向かって次第に層理が不明瞭になり、ついには無層理となって、普通角閃石-斜方輝石デイサイトの角礫からなるフローフットプレッシャー部へと漸移する。また、我拝師山南方では溶岩の基底部において、平見火砕岩を構成する流紋岩質凝灰角礫岩を取り込んでいる産状が認められる。

<岩質>

斑晶鉱物は普通角閃石、斜方輝石、斜長石からなり、これらは合計で約 5~7 vol.% 含まれる (Table 1)。斜長石斑晶は清澄な微斑晶である。斜方輝石斑晶はしばしば集斑晶を呈する。角閃石斑晶の多くはオパサイト化されている。石基は斜方輝石、斜長石、Fe-Ti 酸化物、ガラスからなり、インターサタル組織を示す。

3-C. 火上山溶岩部層

<分布・層厚・岩相・層序関係>

中山と我拝師山の間に位置する鞍部の西方を模式地とし、火上山南方の地点 HM-77 付近を副模式地とする。最大層厚は 140 m 以上である。中山から火上山にかけての地域にはデイサイト質~安山岩質溶岩が分布する。下部はカンラン石・ザクロ石含有-単斜輝石-普通角閃石-斜方輝石デイサイト、上部は単斜輝石-斜方輝石-安山岩からなる。両者の境界は地点 HM-77 (Fig. 10) 付近で観察できる。そこでは両者の間にははっきりとした境界は認められず、岩質が漸移的に変化する。境界付近の岩石には鏡下において、両者の岩相が不均質に混ざり合っているようすが観察される。同様のことは Sato (1982) によっても指摘されている。中山の地点 NA-46 (Fig. 10) においては、層厚 5 m のクリンカーを挟在するため、本部層は少なくとも 2 枚のフローユニットからなると考えられる。本部層は下位の平見火砕岩部層を整合に覆い、この関係は地点 HA-63 で観察される (Fig. 10)。

<岩質>

下部を構成するデイサイトの斑晶鉱物は主に単斜輝石、普通角閃石、斜方輝石、斜長石からなり、ごく少量のカンラン石、ザクロ石斑晶も伴われる。これらは合計で約5~10 vol.%含まれる (Table 1)。斜長石斑晶は融食形やふり状組織を呈する。単斜輝石は斜方輝石と集斑晶をなすほか、斜方輝石斑晶の周囲に成長して平行連晶をなす。斜方輝石斑晶は逆累帯構造や融食形を呈することがある。普通角閃石斑晶は多くの場合、完全にオパサイト化している。しばしば、捕獲結晶として単斜輝石の反応縁を有する石英が認められる。石基は斜方輝石、単斜輝石、斜長石、Fe-Ti 酸化物、ガラスからなり、インターサータル組織を示す。

一方、上部を構成する安山岩の斑晶鉱物は斜長石、単斜輝石、斜方輝石からなり、これらは合計で約4~6 vol.%含まれる (Table 1)。単斜輝石と斜方輝石の斑晶は共に自形~半自形を示す。斜長石の斑晶量は少なく、そのほとんどは融食形あるいはふり状組織を示し、清澄なものは皆無に近い。石基は斜方輝石、単斜輝石、斜長石、Fe-Ti 酸化物、ガラスからなり、インターグラニューラー組織を示す。

3-D. 上組溶岩部層

<分布・層厚・岩相・層序関係>

筆ノ山北方を模式地とする。筆ノ山北方に分布する。最大層厚は30 mである。白色~淡茶色を呈する流理構造の明瞭な溶岩で、板状節理が認められることもある。筆ノ山は露頭条件が悪く、下位の領家花崗岩類との関係は野外で見いだせない。しかし、瀬戸内火山岩類と領家花崗岩類との関係は不整合関係であり、上組溶岩部層はその岩質から瀬戸内火山岩類に属すると考えられることから、上組溶岩部層は領家花崗岩を不整合に覆うと考えられる。

<岩質>

斑晶鉱物は黒雲母および斜長石からなり、これらの斑晶量は合計で1.5 vol.%である (Table 1)。斜長石は清澄な微斑晶である。石基は斜長石、Fe-Ti 酸化物、ガラスからなり、ハイアロピリティック組織を示すが、多くの場合脱ハリ化している。

3-E. 筆ノ山溶岩部層

<分布・層厚・岩相・層序関係>

筆ノ山山頂付近を模式地とする。筆ノ山に分布する。筆ノ山山頂では流理構造が顕著に認められ、流理構造の傾斜は84°~86°を示す。流理は直線状であることが多いが、流動褶曲もしばしば認められ、その褶曲軸面の構造は直線状の流理構造とはほぼ平行である。本溶岩と領家花崗岩類との直接の関係は見いだせないが、それらの境界付近に相当する地点FU-33では、花崗岩の捕獲岩および花崗岩起源の捕獲結晶を多量に含む安山岩のブロックが存在する。本溶岩と上組溶岩部層との直接の関係は野外で見いだせないが、溶岩の流理構造、分布から筆ノ山溶岩部層が上組溶岩部層の上位に位置すると考えられる。

<岩質>

斑晶鉱物は単斜輝石、斜方輝石、斜長石からなり、これらは合計で約2 vol.%含まれる (Table 1)。輝石斑晶は自形~

半自形を示す。斜方輝石の周囲にはしばしば単斜輝石が成長し、両者は平行連晶をなすことがある。斜長石斑晶は融食形やふり状組織を呈することが多い。輝石の反応縁をもつ石英の捕獲結晶がしばしば含まれる。石基は斜方輝石、単斜輝石、斜長石、Fe-Ti 酸化物、ガラスからなり、インターサータル~インターグラニューラー組織を呈する。

3-F. 香色山溶岩部層

<分布・層厚・岩相・層序関係>

香色山南方の地点KO-23付近を模式地とする。香色山にはザクロ石-黒雲母流紋岩が分布している。本流紋岩は灰色~白色を呈し、流理構造が顕著である。地点KO-23は花崗岩との境界付近に相当する。そこでは流紋岩の流理構造がEW走向、50°南傾斜を示す。花崗岩との境界付近においては、本流紋岩はしばしば角礫岩となっており、そこでは径6 cm以下の流紋岩の角礫とそれと同質の基質から構成される。本流紋岩の流理構造は単一露頭内においても走向・傾斜ともに若干変化するが、全体的には香色山東方でNS~NE走向、35°~65°東に傾斜しており、香色山西方ではNW走向、約70°東傾斜となる。

<岩質>

斑晶鉱物はザクロ石、黒雲母、斜長石からなる。斑晶量は少なく1 vol.%以下である (Table 1)。石基は斜長石、Fe-Ti 酸化物、ガラスからなり、ハイアロピリティック組織を示す。脱ハリ化していることもある。

考 察

1. 火山層序

五色台や小豆島などで得られた代表的な層序関係 (Sato, 1982; 巽, 1983) から、瀬戸内火山岩類は、流紋岩質溶岩・火砕岩の上位に安山岩質~デイサイト質溶岩・火砕岩が累重する層序を示すとされてきた。この層序関係は、瀬戸内火山岩類全般について、珪長質火山岩の放射年代 (K-Ar 年代およびフィッシュトラック年代) が安山岩のそれよりも若干古い (珪長質火山岩; 14~15 Ma, 安山岩; 12~13 Ma) (巽・石坂, 1978; 巽・横山, 1978; 巽ほか, 1980; 山崎ほか, 1981) こととも調和的である。しかし、本研究の結果、七宝山体において安山岩質溶岩 (吉津峠溶岩部層) が流紋岩質火砕岩 (石堂火砕岩部層) に挟在されること。また、弥谷山体においては安山岩質溶岩 (天霧山溶岩部層) を流紋岩質岩脈 (碑殿流紋岩質岩脈) が貫くといった地質学的証拠が見いだされた。四国北東部において、流紋岩質火砕岩が安山岩質溶岩の上位に重なる層序は、紫雲出山から報告されている (Sato, 1982)。こうした地質学的証拠は、瀬戸内火山岩類の活動が流紋岩質マグマの活動から安山岩質マグマの活動へと単純に移行したのではなく、一部の流紋岩質マグマの活動が安山岩質マグマの活動時期と重複していたことを示している。

氏家 (1970) は、四国北東部に分布する瀬戸内火山岩類の活動時期をⅠ期からⅣ期に区分している。それによれば、Ⅰ期は流紋岩質~黒雲母安山岩質火砕岩 (ザクロ石が含まれることで特徴づけられる) の活動、Ⅱ期は普通角閃石含有安山

Fig. 13. Summary of stratigraphic relations of andesitic and dacitic rocks, from five volcanic masses composed of the Setouchi volcanic rocks, modified from Sato (1982), Shiraki and Sugimoto (1989) and Shiraki and Soejima (1989). Ol, olivine; Cpx, clinopyroxene; Opx, orthopyroxene; Pl, plagioclase; Hbl, hornblende; Bt, biotite; an., andesite; da., dacite. Boxes indicate the rocks with hornblende and/or biotite phenocrysts.

岩質溶岩および同質火砕岩の活動、Ⅲ期はカルクアルカリ質の玄武岩および安山岩のドームの形成、Ⅳ期は流紋岩、黒雲母デイサイト、安山岩、高アルミナ玄武岩の溶岩と火砕岩の活動で特徴づけられる。氏家（1970）はⅠ～Ⅲ期は後期中新世に、Ⅳ期は鮮新世に相当するとした。しかし、巽・石坂（1978）による放射年代の再測定により、これらの火山活動は中期中新世のものと改められている。氏家（1970）は同じ岩質をもつものが同時期に活動したと考え、安山岩類の斑晶鉱物組み合わせと噴出順序の関係を示したが、この関係は、どの山体においても成り立つわけではない。

讃岐層群を構成する安山岩類の岩質（斑晶鉱物組み合わせ）は多様であり、しかも、山体ごとに岩質の異なる安山岩が分布することや、山体が小規模で安山岩どうしの上下関係が野外で観察されにくいことなどから、氏家（1970）以来、岩質と噴出順序について言及されているものは少ない。

弥谷山体、我拝師山体および四国北東部の他の山体（城山、火山）（Sato, 1982）、山口県の八島（白木・杉本, 1989）、山口県東部に突出する室津半島（皇座山）および平群島（白木・副島, 1989）などでは、瀬戸内火山岩類を構成する安山岩～デイサイトの層序関係について明らかにされている。その概要を Fig. 13 に示す。この図にみられるように、これらの山体では、普通角閃石斑晶や黒雲母斑晶をもつものが、安山岩類の中でも下位の層準に位置する傾向が認められる。また、本調査地域周辺に存在する単成火山（爺神山・汐木山・葛ノ山・江甫草山, Fig. 14）では、安山岩質溶岩が、直接あるいは薄い流紋岩質火砕岩を挟んで領家花崗岩類の上位に累重しており、これらの安山岩は全て普通角閃石斑晶をもっている。ただし、七宝山体では普通角閃石を斑晶にもつ曾保溶岩部層は、普通角閃石斑晶をもたない吉津峠溶岩部層よりも後に噴出している。

以上の議論をふまえると、瀬戸内火山岩類の活動順序と岩質との関係は以下のようなものであったと考えられる。1) 大局的には流紋岩の活動に始まり、安山岩類（デイサイトを含む）の活動に移行しているといえる。2) しかし、一部の流紋

岩では活動時期が安山岩類の活動時期と重なっていた。3) 普通角閃石や黒雲母などの含水鉱物を斑晶として含む安山岩類は、安山岩類の活動の中でもその初期に集中して噴出したと考えられる。

2. 噴出環境

瀬戸内火山岩類の活動は、第一瀬戸内海の離水直後に始まったことが知られている（吉田, 1992）。石槌層群の高野累層および黒森峠累層、近畿地方中部に分布する二上層群、愛知県東部に分布する設楽層群を構成する瀬戸内火山岩類はいずれも、陸域～水域に噴出したことが指摘されている（古儀, 1983; 佐藤・茅原, 1990; 吉田ほか, 1993; 中村ほか, 1998）。巽（1983）は、小豆島層群（小豆島に分布する瀬戸内火山岩類）の詳細な地質記載に基づき、これらが主に水中で噴火、堆積した火山性物質から構成されることを明らかにしている。また、氏家（1970）は、四国北東部に分布する珪長質火砕岩が湖沼性堆積層ないし陸成層であることを指摘した。

前述のように、本研究によって七宝山体、弥谷山体、我拝師山体においても、讃岐層群の下部を構成する流紋岩質火砕岩の多くは、水中で堆積したものであることが明らかにされた。七宝山体に分布する安山岩質溶岩（曾保溶岩部層）も浅い水域に流出し、水成堆積物（石堂火砕岩部層）の上位に累重したと考えられる。これらのことから、本地域においては、流紋岩質火砕岩の活動時期から安山岩の活動の初期にいたるまで、水域が点在していたものと推定される。

こうした瀬戸内火山岩類の活動時期に広がっていた水域は、讃岐層群の最下位をしめる流紋岩質凝灰岩・凝灰角礫岩中に *Quercus crispula* BLUME をはじめとする植物化石が含まれることや、これらの火砕岩中に層理や葉理の発達が著しいことなどから、おそらく湖水域であったと考えられている（斉藤ほか, 1962）。また、本調査地域に分布する流紋岩質火砕岩の構成礫種には山体ごとに違いがみられること、これらの火砕岩には河川性の堆積物はほとんど認められないことなどから、本調査地域には周囲の水域と隔離され、供給物質の移動の少ない水域が点在していた可能性がある。

Fig. 14. Index map showing the volcanic mass, modified from 1:50000-scale topographic maps of the Nio and Kanonji quadrangles (Geographical Survey institute of Japan).

3. 山体形成史

上述のように、四国北東部に分布する讃岐層群には下位に流紋岩質岩、上位に安山岩質～デイサイト質岩が累重するという共通した層序がみられる。さらに、讃岐層群で構成される山体は円錐状または台地状の地形をなしていることや、構成火山岩類はいずれも陸域あるいは浅い水域に噴出しているなどの類似点がみられることから、各山体はほぼ同様な過程で形成されたと考えられる。

そこで、山体形成過程について七宝山体を例に考察する。

1) 瀬戸内火山活動は流紋岩質岩の活動で始まった。基盤の領家花崗岩類は起伏に富んだ地形をなしていた。流紋岩質凝灰角礫岩のうち、タイプ2は火砕流堆積物と考えられる。タイプ2は志保山を中心に分布し、志保山東方で最大層厚を示すことから、志保山付近を主な噴出源として流紋岩質の爆発的な火山活動が始まったと考えられる。これらは陸域～浅い水域で噴出し堆積した。流紋岩質凝灰角礫岩の主体は基盤

高度の低い、志保山東方の石堂から曾保にかけての地域に厚く堆積していることや、下位から上位に向かって流紋岩質火砕岩の示す層理面の傾斜が緩くなる傾向が認められること、また、スランプ構造が存在することなどから、流紋岩質凝灰角礫岩の主体は、石堂から曾保地域にかけての北東-南西方向にのびた盆状地形を埋めるように堆積したと考えられる。

2) つづいて火山活動の中心は安山岩質の活動に移った。安山岩類は主に溶岩として噴出しており、この時期の活動は非爆発的な、穏やかな噴火が主流であったと考えられる。七宝山体に分布する安山岩類のうち、峠火山角礫岩は地質記載で述べたように、吉津峠付近の丘を噴出源としたと推定される。その他の安山岩類のはっきりとした火道の位置は不明であるが、吉津峠溶岩部層の噴出中心は、その分布が北部七宝山体内に限られること、溶岩下部において流理構造が南傾斜を示すことなどから、北部七宝山体内に存在したと考えられる。曾保溶岩部層の噴出中心は、その層厚が北方に向かうに従って減少すること、分布高度が稲積山付近で最も高いことなどから、稲積山付近に存在していた可能性がある。さらに石ヶ谷溶岩部層は層厚が約10 mと薄いことや、その分布が限られていることなどから、この溶岩の噴出源は、吉津峠西方に位置する丘の付近にあったとみてよいだろう。このように七宝山体を構成する火山岩類は、単一の火口から噴出したものではなく、複数の火口から噴出した可能性が高い。

次に七宝山体、弥谷山体、我拝師山体の山体間の関係について述べる。本研究による火山地質の記載で明らかなように、山体を構成する火山岩の岩質は山体ごとに異なっており、同一の岩石はほかの山体には存在しない。このことは山体を構成する火山噴出物が、各々の山体内に存在した火口からもたらされたことを示している。また、四国北東部には多数の火山体が存在しており、瀬戸内火山岩類の活動当時、多数の火道がさまざまな地域で発生していたことが伺える。点在する複数の火道からもたらされた火山噴出物が次々と重なる環境のもとでは、七宝山体、弥谷山体、我拝師山体などのように複合火山が形成されたであろう。

単成火山は側火山のように複成火山の一部として形成されるものと、複成火山に関係しない、いわゆる独立単成火山とに分けられる(中村, 1989)。四国北東部に点在する単成火山は先に述べたように、それぞれが独立に噴出しているのであって、ある中心火道が存在し、それから派生してできる単成火山ではない。したがって、これらは独立単成火山と呼べると考えられる。

4. 複合溶岩

弥谷山体では複合溶岩が観察される。Kuno (1950) は2種類以上の異なる組成の岩石から構成される単一の溶岩を複合溶岩と呼んだ。ここでは特に、斑晶鉱物組み合わせの異なる岩石から構成されるものを複合溶岩とする。

瀬戸内火山岩類においては、小豆島の皇踏山(Yamaguchi, 1958)や吉野台(山口, 1964)、五色台や屋島など(Sato, 1982)からも複合溶岩の報告がなされている。四国北東部で認められる複合溶岩の多くは、斑晶鉱物組み合わせの異なる2種類以上の安山岩、または安山岩とデイサイト

から構成される。なかには皇踏山のように、玄武岩から安山岩までの幅広い組成のものが複合溶岩を形成する場合もある。

このように、玄武岩、安山岩、デイサイト組成の岩石が複合溶岩の形成に関わっていることから、これらの組成のマグマが同時期に地下に存在していたことが示唆される。一方、流紋岩は複合溶岩の構成メンバーに加わっていない。流紋岩は安山岩類の活動に先駆けて活動しており、その活動時期は、西南日本外帯の珪長質な火成岩の活動時期と重なっている(柴田, 1978; 宇都ほか, 1996)。流紋岩が複合溶岩の構成メンバーとなっていないのは、流紋岩と他の火山岩(玄武岩～デイサイト)との活動時期および成因の違いを反映している可能性がある。

弥谷山体に分布する天霧山溶岩部層は、普通角閃石を斑晶にもつデイサイトと普通角閃石斑晶をもたない安山岩からなる複合溶岩で構成される。この溶岩に認められる不均質な岩石組織は、2種類の異なる組成のマグマが混合し、均質化する中途段階を示していると考えられる。マグマ混合が生じる場として、火道内(Koyaguchi, 1985 など)やマグマ溜まり内(Huppert and Sparks, 1980 など)が知られている。いずれの場で混合が生じたにせよ、異なる組成のマグマが地下で共存することが、マグマ混合の必要条件となる。以下では、弥谷山体下のマグマ溜まりについて考察する。

白方溶岩部層を構成するデイサイトは斑晶鉱物組み合わせや石基組織の点で、天霧山溶岩部層を構成するデイサイトに酷似している。天霧山溶岩部層の場合、安山岩とデイサイトは不均質に混在していて、それらは一定の層序関係をもたないが、天霧山溶岩部層と白方溶岩部層の層序関係から、デイサイトが安山岩の下位に位置するといえる。マグマ溜まりの上部に存在するマグマから順に噴出してゆくと考えるならば、上部にデイサイト質マグマ、下部に安山岩質マグマの分布するマグマ溜まりが推定される。

マグマ溜まりの形状は岩脈状のものと岩床状のものを端成分としてさまざまな形状のものがあると考えられている(Fiske and Kinoshita, 1969; de Silva and Wolff, 1995)。マグマ溜まりを割れ目系としてみた場合、マグマ溜まりの形状はその地域の応力場に影響される(高橋, 1990)。中期中新世の瀬戸内地域は引張応力場にあったと考えられており(綱川・竹内, 1983)、これは瀬戸内火山岩類が単成火山群をなすことから支持される(中村, 1989)。引張応力場では岩脈状の割れ目が発達しやすいことから(高橋, 1990)、瀬戸内火山岩類をもたらしたマグマ溜まりの多くは岩脈状の形状をなしていた可能性が大きい。マグマ溜まりの形状が岩脈状のもののほど、マグマ溜まりの組成累帯は短期間で形成されることが指摘されている(de Silva and Wolff 1995)。以上のことを考慮すると、弥谷山体にみられる複合溶岩は、岩脈状のマグマ溜まり内で成層していた組成の異なるマグマが混合することで形成された可能性がある。

ま と め

本調査地域の地質記載および周辺地域におけるこれまでの

研究結果を比較検討した結果、以下の結論を得た。

1. 七宝山体、弥谷山体、我拝師山体を構成する讃岐層群（瀬戸内火山岩類）は、下位に流紋岩質火砕岩・溶岩、上位に安山岩質～デイサイト質溶岩・火砕岩が累重する共通の層序を示す。

2. 安山岩質～デイサイト質岩のうち、普通角閃石や黒雲母などの含水鉱物を斑晶に含む岩石は、安山岩質～デイサイト質岩の活動時期のより初期に集中して噴出したと推定される。

3. 四国北東部では、少なくとも安山岩質～デイサイト質岩の活動初期まで水域が存在していた。

4. 七宝山体、弥谷山体、我拝師山体は、山体内にある複数の火道からもたらされた火山噴出物が重なり合うことで形成された複合火山である。

5. 讃岐層群中の複合溶岩を構成する岩石は、玄武岩からデイサイトに限られており、流紋岩は複合溶岩の構成メンバーになっていない。この事実は、流紋岩と他の火山岩（玄武岩～デイサイト）との活動時期および成因の違いを反映していると考えられる。

6. 瀬戸内地域下のマグマ溜まりの多くは、岩脈状のものと推定される。岩脈状のマグマ溜まりでは容易にマグマが成層するため、こうした密度成層したマグマ溜まりからマグマが噴出することで複合溶岩が形成された可能性がある。

謝 辞

本研究を進めるにあたり、北海道立地質研究所の垣原康之氏、新潟大学大学院自然科学研究科の井川寿之氏、高橋俊郎氏、構研エンジニアリングの青木 淳氏には日頃から御議論および御意見をいただいている。野外調査の際には、香川県仁尾町の安藤しげたか氏に宿舍の面でお世話になった。観音寺市土木事務所の方々、および多度津町の尾崎千利氏には研究の過程で便宜を計っていただいた。また、仁尾町の山地義一氏には、野外調査の面で有益な情報を提供していただいた。信州大学の三宅康幸教授と富山大学の氏家 治教授には原稿を丁寧に査読していただいた上に、原稿の改善に有益な意見をご教示していただいた。以上の方々に厚くお礼申し上げます。

文 献

- de Silva, S.L. and Wolff, J.A., 1995, Zoned magma chambers : influence of magma chamber geometry on sidewall convective fractionation. *Jour. Geotherm. Res.*, **65**, 111-118.
- Fiske, R.S. and Kinoshita, W.T., 1969, Inflation of Kilauea volcano prior to its 1967-1968 eruption. *Science*, **165**, 341-349.
- Huppert, H.E. and Sparks, R.S.J., 1980, The fluid dynamics of a basaltic magma chamber replenished by influx of hot, dense, ultrabasic magma. *Contrib. Mineral. Petrol.*, **75**, 279-289.
- 逸見吉之助・妹尾 護・黒原広道・山下祐一, 1976, 香川県五色台安山岩類の化学組成. 岩鉱, **71**, 125-136.
- 加納 博, 1983, 瀬戸内安山岩のザクロ石の起源について. 秋田大鉱山学研究報告, **4**, 41-46.
- 古儀君男, 1983, 設楽火山岩体の地質と構造. 地質雑, **89**, 487-500.

- Koyaguchi, T., 1985, Magma mixing in a conduit. *Jour. Volcanol. Geotherm. Res.*, **25**, 365-369.
- 古屋口剛博, 1986, 苦鉄質マグマと珪長質マグマの混合機構—不均質なマグマの成因—. 火山, **30**, 41-54.
- Kuno, H., 1950, Composite lava flows and dikes found in North Izu, Japan. *Jour. Geol. Soc. Japan*, **56**, 167-172.
- 杏掛俊夫, 1991, 日本の地質 8 四国地方. 17-18.
- 中村一明, 1989, 火山とプレートテクトニクス. 東京大学出版会, 東京, 131p.
- 中村芳貴・鎌田桂子・井口博夫, 1998, 二上層群上部ドンズルボー層の火砕物の残留磁化と堆積様式. 火山, **43**, 423-432.
- Noblett, J.B. and Staub, M.W., 1990, Mid-Proterozoic lamprophyre commingled with late-stage granitic dikes of the anorogenic San Isabel batholith, Wet Mountains, Colorado. *Geology*, **18**, 120-123.
- 白木敬一・副島浩一, 1989, 山口県平郡島および室津半島の安山岩. 白木敬一編「日本の高マグネシア安山岩」, 91-106.
- 白木敬一・杉本 章, 1989, 山口県八島・祝島の火山岩. 白木敬一編「日本の高マグネシア安山岩」, 75-90.
- Saito, M., 1962, The geology of Kagawa and northern Ehime Prefectures, Shikoku, Japan. *Memos. Facul., Agriculture, Kagawa Univ.*, **10**, 1-74.
- 齊藤 実・坂東祐司・馬場幸秋, 1962, 香川県地質図および同説明書. 内場地下工業 K. K.
- Sato, H., 1982, Geology of Goshikidai and adjacent area, northeast Shikoku, Japan : Field occurrence and petrography of sanukitoid and associated volcanic rocks. *Sci. Rep. Kanazawa Univ.*, **27**, 13-70.
- 佐藤隆春・茅原芳正, 1990, 上部ドンズルボー層にみられる流紋岩質火砕流堆積物の産状と岩相. 地球科学, **44**, 337-344.
- 柴田 賢, 1978, 西南日本外帯における第三紀花崗岩貫入の同時性. 地調月報, **29**, 551-554.
- 柴田 賢, 1979, 東中国における花こう岩類の K-Ar 年代. 地質学論集, no. 17, 69-72.
- 高橋正樹, 1990, マグマ溜り : 形態・構造・進化. 火山, 火山学の基礎研究特集号, **34**, 83-98.
- 巽 好幸, 1983, 小豆島の火山地質—瀬戸内火山岩類の噴出環境—. 地質雑, **89**, 693-706.
- 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.
- 巽 好幸・横山卓雄, 1978, 香川県小豆島, 新第三紀火山岩類の K-A 年代—瀬戸内火山岩類の年代測定, その 1—. 岩鉱, **73**, 262-266.
- 巽 好幸・鳥居雅之・石坂恭一, 1980, 瀬戸内火山岩類の火山活動時期及び分布範囲について—瀬戸内火山岩類の年代測定, その 1. 火山, **25**, 171-179.
- 綱川秀夫・竹内 章, 1983, 日本列島の古応力場と火成活動—新第三紀の変遷史—. 科学, **53**, 624-631.
- 氏家 治, 1970, 四国北東部の第三紀火山岩類の岩石学的研究. 岩鉱, **63**, 43-62.
- 宇都浩三・阿武 賢・周藤正史・内海 茂, 1996, 西南日本, 中期中新世室生火山岩の K-Ar 年代. 火山, **41**, 257-261.
- Yamaguchi, M., 1958, Petrography of the Otozan flow on Shodo-Shima island, Seto-uchi Inland Sea, Japan. *Mem. Fac. Sci., Kyusyu Univ., Ser. D, Geology*, VI, 217-238.
- 山口 勝, 1964, サヌカイト類に関する 2, 3 の知見. 九大理研報 (地質), **7**, 131-138.
- 山崎俊嗣・鳥居雅之・石坂恭一, 1981, 四国北東部及び北西部の瀬戸内酸性火山岩類のフィッシュ・トラック年代と K-Ar 年代—瀬戸内火山岩類の年代測定, その 6—. 岩鉱, **76**, 276-280.
- 吉田史郎, 1992, 瀬戸内区の発達史—第一・第二瀬戸内海形成期を中心に—. 地調月報, **43**, 43-67.
- 吉田武義・村田 守・山路 敦, 1993, 石鎚コールドロンの形成と中新世テクトニクス. 地質学論集, no. 42, 297-349.

(要 旨)

川畑 博・周藤賢治, 2000, 四国北東部, 観音寺周辺に分布する瀬戸内火山岩類の地質. 地質雑, 106, 670-688. (Kawabata, H. and Shuto, K., 2000, Volcanic geology of the Setouchi volcanic rocks from Kanonji and adjacent areas, northeast Shikoku, Japan. *Jour. Geol. Soc. Japan*, 106, 670-688.)

四国北東部の七宝山体, 弥谷山体, 我拝師山体を構成する瀬戸内火山岩類は, 下位に流紋岩質火砕岩・溶岩, 上位に安山岩質～デイサイト質溶岩・火砕岩が累重する共通の層序を示す. 流紋岩質火砕岩の特徴から, 流紋岩質岩の活動時, 本地域には水域が点在し, 火砕岩は起伏のある基盤地形を埋めるように堆積したと推定される. 一方, 安山岩質～デイサイト質岩のうち, 普通角閃石や黒雲母などの含水鉱物を斑晶に含む岩石は, これら火山岩類の活動時期のより初期に集中して噴出した. 上記の3山体は, 各山体内の火道からもたらされた噴出物が重なることで形成された複合火山といえる. また, 瀬戸内火山岩類中の複合溶岩を構成する岩石は, 玄武岩からデイサイトに限られており, 流紋岩は複合溶岩の構成メンバーになっていない. 弥谷山体にみられる複合溶岩は, 岩脈状のマグマ溜まり内で成層していた組成の異なるマグマが混合することで形成された可能性がある.