九重火山群，東部及び中部域の形成史

The evolutionary history of the eastern and the central area
of Kuju volcano group

太 田 岳 洋 (Takehiro Ohta)*

Geological field work of Kuju volcano group in central Kyushu has been carried out to construct the evolutionary history of the volcano group. Especially, at the eastern and the central area, the evolutionary history after a large pyroclastic eruption, which occurred 30,000-35,000 y.B.P. to generate pyroclastic flows, has been clarified using a tephrochronological method.

Eleven tephra layers are recognized around Kuju volcano group. These layers are in descending order; Komekubo crater scoria-fall, Kuju-1 ash-fall, Danbaru scoria-fall, Kuju-1 weathered ash, Kuju-2 ash-fall, Kikai-Akahoya ash-fall, Kuju-2 weathered ash, Kuju-3 weathered ash, Kuju-1 pumice-fall, Kuju-4 weathered ash, Miyakono scoria-fall. Kikai-Akahoya ash-fall were erupted from Kikai caldera, which is situated at the southern Kyushu, about 6,000-6,500 y.B.P. The other tephra may have originated from Kuju volcano group. Kuju-1 pumice-fall was accompanied with the 30,000-35,000 y.B.P. pyroclastic eruption. Danbaru scoria-fall was erupted 3,000-5,000 y.B.P.

The evolutionary history of the central area is as follows: At 30,000-35,000 y.B.P., a large quantity of pyroclastic materials erupted from a presumed eruption center, which situated between the Kutsukakeyama dacitic mountain and Yuzawa andesitic tablelands. After this eruption, the greater part of the central area had been formed by extrusions of lavas and pyroclastic rocks before Kikai-Akahoya ash-fall deposition (6,000-6,500 y.B.P.). From 6,000-6,500 y.B.P. to 3,000-5,000 y.B.P., Minatayama dome lava erupted. The activity of the central lava domes (e.g. Kujusan lava dome) occurred after 3,000-5,000 y.B.P. This activity was accompanied by Kuju-1 ash-fall. After this activity, phreatic explosion and fumarolic activity occurred, and fumarolic activity continued until now.

The evolutionary history of the eastern area is as follows: The activity of eastern area began after 30,000-35,000 y.B.P. Before Kikai-Akahoya ash-fall deposition, andesitic lavas effused north of Hijidake. After this period, all of Hijidake mountain and the lower part of Taisensan mountain were formed by a large quantity of lavas and a small amount of pyroclastic falls. Kuju-2 ash-fall was deposited simultaneously. About 3,000-5,000 y.B.P., Strombolian eruption occurred at Taisen-san, forming Danbaru and Komekubo scoria cones accompanied by the deposition of Danbaru scoria-fall. After this activity, dacitic lava erupted at the southern edge of Komekubo crater, then Komekubo crater scoria-fall erupted from the crater. Finally, Kuroda-ke dome lava erupted at the eastern end of Kuju volcano group.

The volcanic output rates are calculated for three periods; 32,000-6,300 y.B.P., 6,300-4,000 y.B.P. and after 4,000 y.B.P. At the central area, the rate for 6,300-4,000 y.B.P. is the largest ($0.256 \text{ km}^3/\text{k.y.}$). At the eastern area, the rate became greater from $0.017 \text{ km}^3/\text{k.y.}$ through $0.452 \text{ km}^3/\text{k.y.}$ to $0.635 \text{ km}^3/\text{k.y.}$

* 東北大学理学部岩石鉱物鉱床学教室
〒980 仙台市青葉区荒巻字青葉
現在：鉄道総合技術研究所
〒185 国分寺市光町2-8-38

(平成2年8月29日受付
平成3年3月14日受理)

I. はじめに

九重火山群は九州中央部、大分県西部に位置し(Fig. 1)、西南日本弧の火山フロント上の火山である(杉村, 1965; 鎌田ら, 1988)。本火山群の南西約 30 km には阿蘇火山が、北東約 30 km には由布・鶴見火山群が分布する。

本火山群の地質学的研究として、古くは佐藤(1910, 1913a, b), 納富(1920), 松本(1939), Matumoto(1943)などの報告がある。さらに松本(1953, 1974, 1980, 1983), 小野(1963), 鎌田・村岡(1982), 豊肥地熱地域地質図編集グループ(1982)などにより詳しい地質

および形成史に関する報告が行われた。特に小野(1963)は本火山群の東部地域について、松本(1983)は本火山群全域について詳細な活動史及び岩石記載を報告した。また、本火山群の年代値を松本ら(1970, 1977), 林ら(1981), Watanabe *et al.* (1987)などが報告している。

一方、九州地方には噴出年代の判明している広域テフラ(阿蘇4火山灰, 始良 Tn 火山灰, 鬼界アカホヤ火山灰)が広く分布している。本火山群地域にもこれらの広域テフラ層や本火山群起源の降下火砕物が分布しており(小林・池辺, 1985), テフロクロロジーの手法を使うことにより時間軸の入ったより詳細な形成史

Fig. 1. Index map of Kuju volcano group. Open triangle, Kuju volcano group; solid triangle, other Quaternary volcanoes.

を求めることが出来る。形成史に時間軸を入れることは地下深部でのマグマの進化を考える上でも重要である。

本論では地形観察，テフラ層序及び地質調査から九重火山群の東部及び中部域における形成史について報告する。山麓部には火砕流が分布するが，本論では主にそれ以後の形成史について述べる。

II. 地 形

Fig. 2a に地形図を，Fig. 2b に本火山群の地形分類図を示す。松本（1983）は九重火山群を大船山～黒岳

～平治岳～三俣山の東部域，久住山を中心とする中部域，涌蓋山～黒岩山の西部域に分けた。本報告では東部域と中部域の境界を鳴子川とし，三俣山を中部域とした。東部及び中部域の主なピークは星生山（1762 m），三俣山（1744.8 m），久住山（1786.9 m），中岳（1790.8 m），平治岳（1642.8 m），大船山（1787.1 m），黒岳（1587 m）である。また西部域の主な山体は涌蓋山，泉水山，黒岩山，合頭山である。

三俣山，泉水山の北麓は標高 800-1000 m の飯田高原であり長者原の北には流山の地形が認められ，奥郷川流域は火砕流台地状地形を呈する。本火山群南麓に

Fig. 2a.

Fig. 2. a, Topographic map of Kuju volcano group area. Conter interval is 100 m. Numbers indicate the locations of representative outcrops. A, Ryoshidake; B, Kuroiwayama; C, Hosshozuzan; D, Kujusan; E, Nakadake; F, Mimatayama; G, Hijiidake; H, Taisensan; I, Kurodake; a, Kusugawa; b, Okuzatogawa; c, Shiramizugawa; d, Narukogawa; e, Akagawa. b, Geomorphological map of Kuju volcano group. 1, lava dome; 2, lava flow; 3, lava levee; 4, lava wrinkle; 5, stratovolcano surface; 6, surface of debris avalanche deposit; 7, pyroclastic flow surface; 8, crater; 9, wall of erosional valley.

Fig. 2b.

は火山麓扇状地や火砕流台地の地形が広がり、久住高原（標高 700-1000 m）を形成する。黒岳の東方には鮮新世から更新世の侵食された火山体（花傘礼山など）が分布する。

中部域の火山体南斜面には明瞭に舌状の溶岩地形が認められるが、溶岩堤防や溶岩じわなどの溶岩微地形は確認できない。また星生山の北側にも明瞭な舌状の溶岩地形が認められる。さらに三俣山、星生山、久住山などの溶岩円頂丘が明瞭に確認できる。久住山山頂の北には御池、空池といった爆裂火口がある。

東部域の火山体は中部域に比べ地形の保存状態がよく、おもに平治岳、大船山の二つの成層火山体と黒岳円頂丘から構成される。大船山の南斜面には厚い溶岩流が数枚みられ、それらには顕著な溶岩末端崖、側端崖が認められる。さらに一部の溶岩流には溶岩じわや溶岩堤防など溶岩微地形もみられる。大船山山頂より東へ流下した溶岩流の溶岩堤防を黒岳の溶岩円頂丘が切っている。平治岳山頂には西に開いた火口が、大船山山頂には米窪火口がある。

III. 九重火山群地域のテフラ層序

Fig. 3 に代表的な露頭におけるテフラの柱状図を示す。テフラは対比の手段として重要であり、特に広域テフラは噴出年代が明らかにされているものが多く活動史を考える時間軸として有用である。本火山群地域においても広域テフラとして阿蘇カルデラ、始良カルデラ、鬼界カルデラ起源のテフラが確認された。また本火山群起源のテフラも数枚確認された。小野(1963)や田村(1967)は九重火山群周辺の火山灰層について報告している。しかし、当時は町田・新井(1976, 1978, 1983)の研究以前で本地域の火山灰に対して広域テフラという観点がなかったため、認められた火山灰層と広域テフラの関係については述べられていない。また、火山灰層と九重火山群の形成史との関係についても述べられていない。今回、これらの問題を考慮して調査を行った。以下に確認したテフラについて下位から順に記載する。Table 1. に今回の結果と小野(1963)、田村(1967)とを対比した。また、これらのテフラと山体形成史との関係については後述する。

Fig. 3. Columnar section of tephra in Kuju volcano group area. 1, black soil; 2, weathered ash layer; 3, ash fall deposit; 4, scoria fall deposit; 5, pumice fall deposit; 6, pyroclastic flow deposit; 7, mud flow deposit; 8, lava. a, outcrop number 1 and 2 in Fig. 2a; b, 8 in Fig. 2a; c, 10 in Fig. 2a; d, 5 in Fig. 2a; e, 9 in Fig. 2a; f, 6 in Fig. 2a; g, 11 in Fig. 2a; h, 4 in Fig. 2a; i, 12 in Fig. 2a; j, 13 in Fig. 2a.

Table 1. The correlation of tephra's stratigraphy: this study vs. previous studies

小野 (1963)	今回の結果	田村 (1967)
L 1層	米羅火口スコリア層	
S層	九重第1火山灰層	
	段原スコリア層	九重a層火山灰
L 2層	九重第1風化火山灰層	九重b層火山灰
	九重第2火山灰層	霧島d層火山灰
	鬼界アカホヤ火山灰層	
	九重第2風化火山灰層	九重c層火山灰
P 1層	九重第3風化火山灰層	
D層	九重第1軽石層	
L 3層	九重第4風化火山灰層	
	宮処野スコリア層	

Aso-4 火砕流堆積物及び阿蘇4火山灰: Aso-4 火砕流堆積物は小野ら (1977) に, 阿蘇4火山灰は Machida and Arai (1983) による。本火山群北方の九重町九酔溪と野上の間の鳴子川沿いでは溶結し柱状節理

の発達した火砕流堆積物が認められる。この火砕流堆積物は玖珠層群を直接覆い, 後述の飯田火砕流堆積物に覆われる。また本火山群南麓の産山村田尻から竹の畑にかけてはオレンジ色から赤褐色の非溶結の火砕流

堆積物が分布している。直径1 cm以下の岩片を含み、稀に炭化木片を含むことがある。この火砕流堆積物は後述の久住高原火砕流堆積物に覆われる。今回の調査地域内では阿蘇4火山灰と考えられる降下火山灰は確認されなかった。噴出年代は約7万年前(Machida and Arai, 1983)である。

宮処野スコリア層 (MS, 新称): 本火山群南東麓久住町宮処野神社の北 (Fig. 2aの露頭番号1; Fig. 3のa地点) に分布する厚さ10 cmの降下スコリア層をさす。スコリアはすべてオレンジ色を呈しており、異質岩片を火山灰が同心円状にくるんだ火山豆石を含む。本スコリア層が確認できたのは1地点のみであるため噴出源は不明である。中峠火砕流堆積物(後述)を覆う。

九重第4風化火山灰層 (KL-4, 新称): 宮処野スコリア層を直接覆っている茶色を呈する風化火山灰層である。Fig. 2aの露頭番号1 (Fig. 3のa地点) で厚さは30 cmである。

九重第1軽石層 (KjP 1): 小野(1963)は久住図幅に広く分布する降下軽石層をP1, その直下の灰色火山灰層をDとし、共に九重火山群起源で飯田火砕流の噴出に伴う堆積物であるとした。町田(1980)は大分県小野川流域に分布する軽石層を九重第1軽石層と命名し、本火山群起源とした。小林(1984)は由布・鶴見火山群地域で下部の灰色火山灰層、上部の降下軽石層を一括して九重第1軽石層とした。本報告では小林(1984)に従う。また町田(1980)は噴出年代を3~3.5万年前と推定している。

下部層は灰色から青灰色または淡黄灰色のやや粗粒の砂質火山灰層で、稀に岩片を含む。層厚は約10~20 cmである。南東麓の宮処野神社の北 (Fig. 2aの露頭番号1, Fig. 3のa地点), 南麓の産山村田尻及び北西の九重町湯坪北方玖珠川沿い (Fig. 2aの露頭番号3) で確認された。後2者の露頭ではそれぞれ久住高原火砕流堆積物(後述), 飯田火砕流堆積物(後述)の直下に堆積している。上部層は灰白色から黄白色の降下軽石層であり、岩片を含む。Fig. 2aの露頭番号1地点では下部層と一対になってみられ、また南西麓の久住スカイライン沿い (Fig. 2aの露頭番号4, Fig. 3のh地点) では久住高原火砕流堆積物の上位に堆積している。この場合、久住高原火砕流堆積物の中の軽石は桃白色、約1~3 cmの大きさであり、下位から上位に向かってその量が多くなる。そしてその上位に黄白色で約3~5 cmの軽石と少量の岩片からなる本層の上部層が堆積している。また同じ久住スカイライン沿いで久住高原火砕

流堆積物のフォーユニットの境界に本層上部と思われる降下軽石層が挟まれているのがみられる。以上のことから本層は上下両層ともに飯田及び久住高原両火砕流堆積物を形成した一連の火砕流噴出にともなった堆積物であり、下部層は火砕流噴出の直前に堆積した降下火山灰層で上部層は火砕流噴出と同時に堆積した降下軽石層と考えられる。このことは火砕流噴出がブリーニ式噴火に伴った活動であることを示唆しているのかもしれない。

九重第3風化火山灰層 (KL-3, 新称): 小野(1963)のL2の一部に相当する。彼は本層から上位の九重第1風化火山灰層までをL2として一括している。本層は九重第1軽石層や久住高原、飯田、鳴子川火砕流堆積物の直上に堆積し、赤茶色から黄茶色を呈する。比較的多量の岩片を含み稀にオレンジ色のスコリアを上部に含む。含まれる鉱物は斜長石、角閃石が多く、極微量の石英が見られる。また火山ガラスは極少量で軽石型(町田・新井, 1976)である。本火山群の南東麓から南麓に分布している。層厚は約30 cm~1 mである。

九重第2風化火山灰層 (KL-2, 新称): 本火山群南麓では黒褐色から濃茶色の土壌をはさんで九重第3風化火山灰層の上位に堆積する。田村(1967)の九重c層火山灰の一部と思われる。北麓(Fig. 2aの露頭番号5, 6, 7)では本火山群の溶岩類や火砕流堆積物を直接覆っている。濃いオレンジ色から赤褐色を呈し2 cm以下の岩片を少量含み、稀に赤褐色のスコリア片を含む。また炭化木片を含むこともある。層厚は約30~140 cmである。また、本火山群地域のテフラ層序から本層付近に始良Tn火山灰層(約22,000年前; 町田・新井, 1976)が堆積している可能性が考えられる。一般に始良Tn火山灰層の直下は褐色を帯びた土壌層である(小林, 1984)ことから、本層最下部に始良Tn火山灰が堆積している可能性がある。しかし、本層からはbubble wall型火山ガラス(町田・新井, 1976)は発見されず、含まれていた軽石型のガラスは始良火山灰の組成ではなかった(Table 2.)。本層に含まれる鉱物は、斜長石、角閃石、斜方輝石、単斜輝石および磁鉄鉱である。

鬼界アカホヤ火山灰層 (K-Ah): 本火山灰層は、約6,300年前の鬼界カルデラの火砕流噴火によって生じた細粒のガラス質火山灰層であり、特徴的なオレンジ色を呈する(町田・新井, 1978)。本火山群地域に広く分布し層厚はほぼ20 cmで一定である。本火山灰層の上下にはクロボク土が発達している。南九州では基底部に軽石や火山豆石を伴うが本地域ではほとんどが

Table 2. Average compositions of glass in tephra

Sp.No.	072807		072806	052405	031605	031606	Y&S	Y&S
tephra	KA-2	K-Ah	KL-2	KL-2	KL-3	KL-3	K-Ah	AT
N	11	12	11	10	10	3		
SiO ₂	62.29	73.89	77.31	77.16	76.84	77.24	74.88	77.40
TiO ₂	1.35	0.45	0.15	0.18	0.17	0.15	0.51	0.10
Al ₂ O ₃	16.13	13.76	12.78	13.07	13.12	13.09	12.98	12.98
FeO*	6.13	2.39	0.81	0.79	0.41	0.47	2.46	1.20
MnO	0.09	----	----	----	----	----	----	0.05
MgO	1.70	0.70	0.44	0.33	0.41	0.48	0.49	0.34
CaO	3.92	1.94	0.73	0.77	0.60	0.27	2.04	1.12
Na ₂ O	2.88	3.81	2.47	2.64	2.35	2.31	2.77	3.43
K ₂ O	5.50	3.03	5.29	5.04	6.08	5.99	3.87	3.38

FeO*, total iron as FeO.

Y&S, Yagi and Soda (1989).

N, number of analyses.

bubble wall 型の火山ガラスであり，その組成は報告されている鬼界アカホヤ火山灰層のガラスと同様である (Table 2.)。また含まれている鉱物も斜長石，斜方輝石，単斜輝石で，八木・早田 (1989) の報告と同様である。

九重第2火山灰層 (KA-2, 新称)：田村 (1967) の九重b層火山灰の一部，霧島d層の一部に相当すると思われる。本火山群東麓 (Fig. 2a の露頭番号 2, Fig. 3 の a) では 10 枚以上の火山灰層よりなり，層厚約 120 cm である。1 枚の火山灰層はすべて薄く青灰色，茶褐色，紫褐色を呈する。薄い土壌を挟むこともある。また北麓や南麓では本火山灰層は 1 枚から 2 枚で構成され，層厚も数 10 cm と薄くなる。一方本火山群西麓では本層から上位のテフラがほとんど分布していない。含まれる鉱物は，斜長石，単斜輝石，斜方輝石，チタン磁鉄鉱で極少量の角閃石も見られる。ガラスは軽石型で，K₂O の高い安山岩の組成である (Table 2.)。

九重第1風化火山灰層 (KL-1, 新称)：田村 (1967) の九重a層の一部及びb層の一部と思われる。九重第2火山灰層の直上に堆積する灰色から茶褐色を呈する風化火山灰層である。本火山群の東麓 (Fig. 2a の露頭番号 2, Fig. 3 の a) や南東麓 (Fig. 2a の露頭番号 8, Fig. 3 の b) では層厚が 100 cm を越えるがその他の地点では 50 cm 以下である。

段原スコリア層 (DS, 新称)：小野 (1963) は久住図幅に分布する橙色～赤褐色のスコリア層を S と命名し，米窪火口または平治岳火口からの噴出物であると推定した。また小林 (1984) はこれらの噴出年代を由布・鶴見火山群地域のテフラ層序から約 5,000～3,000

年前と推定した。

本スコリア層は特徴的なオレンジ色を呈するスコリアと黒色のスコリア及び火山弾からなり，九重火山群地域の東部から中部にかけて分布している。東麓 (Fig. 2a の露頭番号 2, Fig. 3 の a) では薄い (5-10 cm) 黒色土壌を挟んで 3 枚のスコリア層が確認でき，これらを上位から DS-1, -2-3 と命名する。小野 (1963) は DS-1, 2, 3 および後述の米窪火口スコリア層を一括して述べている。DS-2 は約 15-20 cm の厚さで，約 5-10 cm である。DS-1, 3 に比べて厚く，またスコリアの粒径も大きく，火山弾を含む。しかし，一つの露頭において DS-1, 2, 3 を区別することは容易ではなく，層間の土壌層が明瞭なときのみ区別できる。また本スコリア層は米窪火口スコリア層と似ており，これらのスコリア層の間に九重第1火山灰層が堆積していることが確認できないと両者を区別することは困難である。よって本スコリア層の層厚や粒径の isopach map を描くことは出来なかったが，おおよその分布や層厚から本スコリア層の噴出源は現在の米窪火口あるいは段原付近と考えられる。また段原火砕丘形成にともなって噴出した段原溶岩 (後述) のクリンカー部直上に火山弾層と本スコリア層 (DS-2 と考えられる) が漸移関係で堆積しているのが確認された (Fig. 2a の露頭番号 9, Fig. 3 の e)。以上のことから本スコリア層は段原火砕丘形成及び段原溶岩噴出にともなって現在の段原付近から噴出した降下スコリアであると考えられる。

スコリアに含まれる鉱物は斜方輝石，単斜輝石，斜長石である。極少量のガラスが含まれる。

九重第1火山灰層 (KA-1, 新称)：主に本火山群の

東部及び東麓に分布する。小野(1963)のL1に相当するが、彼の報告のようにローム質火山灰ばかりでなく新鮮な降下火山灰及び火山礫が確認できたので改称した。Fig. 2aの露頭番号8(Fig. 3のb)地点において10~15 cmの火山礫層3枚、5~10 cmの火山灰層4枚が互層をなしている。またこの地点では本火山灰層が大船南溶岩のクリンカー部の上に濃茶色の土壌を挟んで堆積しているのが認められた。その他の地点では本層はやや土壌化した火山灰層として認められ、その層厚は10~50 cmである。

米窪火口スコリア層 (KS, 新称): 本火山群の東部地域及びその山麓にのみ分布し、層厚は20 cm以下である。本来は黒褐色から灰褐色で発泡の余り良くないスコリアであり、これがFig. 2aの露頭番号8(Fig. 3のb)地点でみられる。しかし大部分は風化のために段原スコリア層のものと非常に似たオレンジ色のスコリアとなっている。そのため前述のように、本スコリア層と段原スコリア層を区別することはかなり困難であり、段原スコリア層と九重第1火山灰層が存在した露頭でのみ識別することができた。本スコリア層の噴出源はその分布範囲から現在の米窪火口であると考えられる。スコリアの岩質は斜方輝石含有単斜輝石かんらん石玄武岩である。

IV. 地 質

IV-1. 基盤地質

本火山群に基盤岩類については小野(1963)、松本(1983)及び玉生(1985)に詳しく述べられている。玉生(1985)はボーリングの結果から傾斜深度1914 m以深に先第三紀の花崗岩や変成岩が分布することを報告している。これらは本火山群東方に分布する朝地変成岩類及び貫入岩類(小野, 1963)に相当すると考えられる。その上位には中新世の石場礫岩層、中新世または鮮新世の先玖珠変質火山岩類(宇佐層群相当層)が分布する(玉生, 1985)。松本(1983)はこれらがグリーンタフに相当するとした。この上位に前期更新世の玖珠層群及び豊肥火山岩類が分布する(松本, 1983; 玉生, 1985)。玖珠層群は砂岩、泥岩といった堆積岩と珧長質火山岩からなる。豊肥火山岩類は輝石安山岩質の溶岩及び凝灰角礫岩よりなる。これらの上位には豊後火山岩類が分布する(松本, 1983)。今回の調査範囲では大船山及び黒岳の東に分布しており、小野(1963)の長湯流紋岩類に相当する珧長質な溶岩及び軽石流堆積物である。

IV-2. 九重火山群北部及び西部域の地質

九重火山群北部及び西部域の地質や年代に関する研究は、豊肥地熱地域地質図編集グループ(1982)、松本(1983)、鎌田(1985)やKamata(1987)などがある。九重火山群北部域には花牟礼山、崩平山、野稻岳、鹿伏岳、小倉岳などの火山体が分布し、さらに柴やかた峠の北方や朝日台にも火山岩が分布している。柴やかた峠溶岩、小倉岳溶岩(鎌田, 1985)は輝石安山岩であるが、その他の火山岩類はほとんどが角閃石安山岩である。これらの火山岩類の噴出年代は約0.7-0.3 Maである(鎌田, 1985)。

また西部域の玖珠川以西には中岳、涌蓋山、ミソコブシ山、一目山などの火山体が分布する。これらの火山体を構成する岩石はおもに輝石安山岩と角閃石安山岩であり、噴出年代は約0.7-0.4 Maである(Kamata, 1987)。これらの火山体と中部域の山体の間に、泉水山、黒岩山、合頭山そして獅師岳といった溶岩円頂丘が分布する。松本(1983)はこれらの円頂丘が飯田火砕流噴出後の活動によると述べた。しかし、今回の調査で異なった結果を得たので以下に述べる。地名はFig. 2a, bにしたがった。また地質図をFig. 4に示した。

黒岩山円頂丘溶岩 (Ki): 黒岩山を中心に分布する溶岩流と溶岩円頂丘である。厚い溶岩流が北西の筋湯方向に流下している。黒岩山山頂部は溶岩円頂丘である。噴出中心はこの山頂部付近であろう。地形から本溶岩が泉水山円頂丘溶岩及び合頭山円頂丘溶岩に覆われることが確認できる。泉水山円頂丘溶岩との境界である北東落ちの急崖は、山体崩壊によるものかもしれない。また筋湯から牧ノ戸峠への林道沿いで飯田火砕流堆積物または久住高原火砕流堆積物及び九重第1軽石層に覆われるのが認められ、本溶岩が飯田及び久住高原火砕流噴出(約3-3.5万年前)以前の活動によるものと考えられる。更にHayashi and Yamasaki(1984)は0.16 Maというフィッシュン・トラック年代を報告している。岩石は黒雲母かんらん石斜方輝石含有単斜輝石角閃石安山岩である。

獅師岳円頂丘溶岩 (Rs): 獅師岳山頂付近を噴出中心とする円頂丘状溶岩で、一部に火砕岩もみられる。地形から合頭山円頂丘溶岩に覆われると考えられる。瀬ノ本林道(Fig. 2aの露頭番号14)では九重第1軽石層が本溶岩を覆っているのが確認され、約3-3.5万年前よりも以前の活動であると思われる。Watanabe et al.(1987)は 0.18 ± 0.07 Maというフィッシュン・トラック年代を報告している。岩石は斜方輝石単斜輝石角閃石安山岩である。

合頭山円頂丘溶岩 (Gr): 合頭山山頂付近を噴出中心とする溶岩流と溶岩円頂丘である。合頭山から南南東に溶岩流が流下し、山頂に円頂丘が形成された。本溶岩が黒岩山円頂丘溶岩、獅師岳円頂丘溶岩及び沓掛山溶岩を覆っていることが地形観察から認められる。また、やまなみハイウェイ沿い (Fig. 2a の露頭番号 16) で九重第 1 軽石層が本溶岩のクリンカー部を直接覆うのがみられ、また Watanabe *et al.* (1987) は 0.11 ± 0.03 Ma というフィッシュン・トラック年代を報告していることから、本溶岩も約 3-3.5 万年前の飯田及び久住高原火砕流噴出よりも以前の噴出物であろう。岩石は斜方輝石単斜輝石含有角閃石安山岩である。

泉水山円頂丘溶岩 (Sa): 泉水山及び黒岩山の北の 1458 m 峰を中心に分布する円頂丘状溶岩である。山体の裾野は厚い火山麓扇状地堆積物で覆われている。地形から本溶岩は黒岩山円頂丘溶岩よりも新しい。また筋湯北方の大岳地熱発電所付近 (Fig. 2a の露頭番号 15) では本溶岩が豊肥火山岩類を覆うのが認められる。本溶岩と飯田火砕流堆積物との直接の関係は不明であるが、火山麓扇状地堆積物は飯田火砕流堆積物を覆っている。また、鎌田 (1985) は飯田火砕流堆積物よりも新しい松の台アバランシュ堆積物の供給源を泉水山付近に求め、この山体崩壊の後を本溶岩が埋めたと結論した。これらのことから本溶岩は、飯田火砕流噴出後の活動によるかもしれない。しかし Watanabe *et al.* (1987) によるフィッシュン・トラック年代は 0.17 ± 0.04 Ma であり、確実なことは解らない。岩石は斜方輝石含有単斜輝石角閃石安山岩である。

IV-3. 九重火山群東部及び中部域の地質

空中写真による地形観察及びテフラ層序との対比から東部及び中部地域の地質と層序は小野 (1963)、松本 (1983) とは若干異なる結果を得た。噴出順序を表すブロック図を Fig. 5 に示した。

(1) 約 3.0-3.5 万年前の火砕流噴出以前の噴出物

久住 I 火砕流堆積物: 松本 (1983) による。久住高原に分布するが、上位の Aso-4 火砕流堆積物や久住高原火砕流堆積物に覆われ多くは露出してない。

沓掛山溶岩類 (Ku): 牧ノ戸峠の西方沓掛山及びその南方に分布する溶岩流並びに火砕岩である。かなり浸食が進み地形は全く保存されていない。本溶岩は大部分が白色の塊状溶岩 (massive lava) であるが、沓掛山北方のやまなみハイウェイ沿いや久住高原スカイライン沿いでは白色溶岩と灰色溶岩とが縞状溶岩 (banded lava) を成している。空中写真観察から本溶岩は合頭山円頂丘溶岩、星生山溶岩、肥前扇ヶ鼻溶岩

そして扇ヶ鼻南溶岩に覆われる。また久住高原スカイライン沿い (Fig. 2a の露頭番号 17) では久住高原火砕流堆積物 (後述) が本溶岩を直接覆うのが観察される。岩石は単斜輝石斜方輝石含有角閃石デイサイトである。

湯沢溶岩類 (Yz): 三俣山北麓に分布する厚い溶岩流及び火砕岩である。溶岩流の多くはブロック状溶岩 (block lava) である。台地状の地形を呈し、表面には大きなしわ状の地形がみられる。また地形から判断して少なくとも 2 枚のフローユニットがある。空中写真観察によると本溶岩の側端崖は松の台岩屑流堆積物 (後述) や鳴子川火砕流堆積物 (後述) に埋められている。さらに本溶岩を覆う厚い土壌中に鳴子川火砕流堆積物起源と思われる軽石が多数含まれている。これらのことから本溶岩は松の台岩屑流堆積物や鳴子川火砕流堆積物以前の噴出物である。また、本溶岩の南東部の三俣山に接する部分では、西に開いた半馬蹄形の急崖が見られる。岩石はかんらん石含有斜方輝石単斜輝石含有角閃石安山岩である。

(2) 約 3.0-3.5 万年前に噴出した火砕流堆積物

松本 (1983) は九重火山群 III 期の活動として火砕流を久住 II、飯田、鳴子川の 3 つに分けた。鎌田・三村 (1971) は松本 (1983) の久住 II および飯田軽石流を飯田火砕流と一括している。今回、松本 (1983) にほぼ従って以下に述べるように火砕流堆積物をその分布範囲から 3 つに分けたが、噴出時期はテフラ層序からはほとんど同時であったと考えるのが妥当である。そしてこの火砕流噴出は降下軽石の噴出をともない、その堆積物が九重第 1 軽石層である。これらの噴出年代として松本ら (1970) は ^{14}C 法により飯田火砕流堆積物を $>32,300$ 年前であると、町田 (1980) は九重第 1 軽石層が約 3-3.5 万年前であると推定している。今回はこれらの噴出年代を町田 (1980) に従い、約 3-3.5 万年前と考える。一方、鎌田・三村 (1981) はインブリケーションからこれらの火砕流の流動方向を求め、その噴出中心を現在の久住山、星生山、三俣山の付近と推定した。彼らの推定は松本 (1983) の結論とも一致する。またこれらの火砕流堆積物の体積の総計は約 6.2 km^3 (松本, 1983) だが、同時期の噴出物である降下軽石や降下火山灰は広範囲に分布しているため、今回の調査ではその体積を見積もることは出来なかった。これら 3 つの火砕流堆積物および九重第 1 軽石層の関係については今回の調査では不十分であり、今後詳細な調査が必要である。

久住高原火砕流堆積物 (Kpf): 松本 (1983) の久住

Fig. 5. Block diagram showing the evolutionary history of Kuju volcano group.

II 軽石流堆積物にはほぼ相当する。九重火山群南麓の久住高原に広く分布する非溶結の軽石流堆積物である。久住高原では火砕流台地状の地形を呈する。本火砕流噴出時には九重第1軽石層の堆積を伴う。本火砕流堆積物は黒岩山円頂丘溶岩、合頭山円頂丘溶岩、彌師岳円頂丘溶岩及び杵掛山溶岩を直接覆う。また牧ノ戸峠南方7.5 kmでAso-4火砕流堆積物を直接覆うのが確認できる。また久住高原スカイライン沿い (Fig. 2aの露頭番号18) で本火砕流堆積物が扇ヶ鼻南溶岩に覆われるのが確認できる。さらに広範囲にわたり本堆積物の上に九重第3風化火山灰層から上位のテフラが堆積している。岩石は斜方輝石単斜輝石黒雲母含有角閃石デイサイトである。

飯田火砕流堆積物 (Hpf) : 奥郷川及び玖珠川流域から泉水山の北方に分布する軽石流堆積物である。松本 (1983) の飯田軽石流堆積物に相当する。湯坪からその東方にかけて (Fig. 2aの露頭番号19) 弱溶結した部分が見られるが大部分は非溶結である。奥郷川上流部

(Fig. 2aの露頭番号20) や奥郷川、玖珠川合流地点 (Fig. 2aの露頭番号21) において本火砕流堆積物が豊後凝灰角礫岩層 (松本, 1983) を直接覆っており、玖珠川上流 (Fig. 2aの露頭番号22) では豊肥火山岩類を直接覆っている。また鳴子川下流の田野から野上にかけては本堆積物はAso-4a火砕流堆積物、豊肥火山岩類そして玖珠層群を直接覆っている。奥郷川上流部 (Fig. 2aの露頭番号20) では河床堆積物が本堆積物を覆っており、北方 (Fig. 2aの露頭番号13, 21) では九重第3風化火山灰層から上位のテフラが本堆積物の上に堆積している。岩石は角閃石デイサイトである。

鳴子川火砕流堆積物 (Npf) : 鳴子川上流の吉部からその北方にかけて分布する小規模な軽石流堆積物である。小野 (1963), 松本 (1983) の鳴子川軽石層に相当する。吉部部落の東方 (Fig. 2aの露頭番号6) で厚さ2~3 mのフローユニットが数枚みられる。湯沢溶岩の鳴子川に沿った部分の土壌に本堆積物起源の軽石が多く含まれることから、本火砕流堆積物は湯沢溶岩類の

東側の側端崖、現在の鳴子川上流部に沿って流下し平地であった吉部付近に堆積したと考えられる。本堆積物の上にも九重第3風化火山灰層より上位のテフラが堆積している。岩石は角閃石デイサイトである。

(3) 約3.0-3.5万年前の火砕流噴出後の噴出物

(3)-1 九重第2風化火山灰層堆積以前の噴出物

松の台岩屑流堆積物 (Mad): 長者原北方の低地に分布し、松本(1983)の松の台凝灰角礫岩層、鎌田(1985)の松の台デブリアバランシュ堆積物に相当する。やや酸化した角閃石安山岩質の岩片と砂質の基質相からなり、基質相の割合が比較的多い。やまなみハイウェイ沿いでは流山様の地形を呈する。鎌田(1985)はこのような地形から本堆積物を山体崩壊による岩屑流堆積物と考え、その供給源を現在の泉水山付近とした。本堆積物中の岩片は酸化して赤褐色を呈する安山岩(かんらん石黒雲母含有斜方輝石単斜輝石角閃石安山岩)が主であり、酸化していない黒褐色角閃石安山岩もある。これらの岩片は湯沢溶岩類の岩石に類似する。また前述のように湯沢溶岩の南東部には半馬蹄形の地形が見られ、湯沢溶岩類が崩壊し、本堆積物となった可能性もある。本堆積物の直上には九重第2風化火山灰層が堆積していることから、本堆積物は九重第1軽石層よりも新しい堆積物であると考えられる。

扇ヶ鼻南溶岩類 (Om): 星生山南約750mの扇ヶ鼻及び肥前ヶ城の南に分布する溶岩流と火砕岩である。分布域の西部で厚いブロック状の溶岩流が扇ヶ鼻の下から山麓まで流下したのが認められ、東の赤川下流(Fig. 2aの露頭番号23)では下部にクリンカー部分を有する塊状溶岩がみられる。空中写真観察から、本溶岩類が香掛山溶岩を覆い、肥前扇ヶ鼻溶岩に覆われることがわかる。久住高原スカイライン沿い(Fig. 2aの露頭番号18)では本溶岩類のブロック状溶岩が赤褐色の風化火山灰層(おそらくKL-3)を薄く挟んで久住高原火砕流堆積物を覆い、また九重第2風化火山灰層に覆われているのが観察される。本溶岩類の体積は0.17 km³である。岩石は斜方輝石含有角閃石単斜輝石安山岩である。

展望台溶岩類 (Tb): 稲星山南斜面を形成する溶岩及び火砕岩である。比較的浸食が進み溶岩流などの地形は明瞭でない。展望台の北西の沢の急崖(Fig. 2aの露頭番号24)で2枚の溶岩がみられる。本溶岩類は地形観察から久住南溶岩及び稲星山頂頂丘溶岩に覆われる。展望台から山頂への登山道(Fig. 2aの露頭番号25)で鳴子山溶岩が本溶岩類を覆うのがみられ、さらに本溶岩類の直上に九重第2風化火山灰層が堆積して

いるのが確認できる。本溶岩類の体積は1.15 km³である。岩石は黒雲母含有斜方輝石角閃石単斜輝石安山岩である。

白口岳溶岩類 (Sg): 白口岳及び片ヶ池付近に分布する火砕岩と溶岩である。比較的浸食が進んでおり、その地形の保存状態から展望台溶岩類とほぼ同時期であると考えられる。また地形から本溶岩は稲星山頂頂丘溶岩、法華院溶岩及び鳴子山溶岩に覆われることが観察される。本溶岩の体積は0.06 km³である。岩石はかんらん石黒雲母含有角閃石斜方輝石単斜輝石安山岩である。

寒ノ地獄溶岩 (Kn): 三俣山西麓に分布する白色塊状のデイサイト質溶岩流である。新鮮な露頭(Fig. 2aの露頭番号26)では白色の花崗岩様の特徴的な外観を呈するが、岩石はかなり発泡している。本溶岩は地形観察から星生北溶岩に覆われることがわかる。また本溶岩の上に直接九重第2風化火山灰層が堆積している(Fig. 2aの露頭番号27)。本溶岩の体積は0.03 km³である。岩石は単斜輝石含有黒雲母角閃石デイサイトである。

星生北溶岩 (Hk): 星生山の北、白水川上流に分布する黒灰色緻密な塊状及びブロック状溶岩である。東側の川沿いは硫黄山の磁気変質を受けている。空中写真観察から本溶岩は寒ノ地獄溶岩を覆い、星生山溶岩に覆われることがわかる。また硫黄鉱山にいたる舗装道路沿い(Fig. 2aの露頭番号28)で本溶岩のブロックを含む崖錘堆積物が九重第2風化火山灰層に覆われるのがみられる。本溶岩の体積は0.02 km³である。岩石はかんらん石斜方輝石含有角閃石単斜輝石安山岩である。

男池溶岩類 (Oi): 吉部の南東1.5-3.0 kmに分布する火砕岩及び溶岩である。台地状の地形を呈する。露出が悪く産状ははっきりせず、噴出源も不明である。本溶岩類には5 mm大の輝石斑晶が認められる。本溶岩類は地形的に台ノ山下部溶岩に覆われる。また本溶岩類の直上には九重第2風化火山灰層が堆積している。本溶岩類の体積は0.06 km³である。岩石は斜方輝石角閃石単斜輝石安山岩である。

台ノ山下部溶岩 (Dk): 鳴子川の上流域東岸に分布する厚い塊状及びブロック状の溶岩流である。その末端崖の比高は約100 mであり、空中写真観察から溶岩じわが認められる。大船林道沿(Fig. 2aの露頭番号29)で本溶岩の上に九重第2風化火山灰層が堆積し、その上を台ノ山上部溶岩が覆っているのがみられる。本溶岩の体積は0.30 km³である。岩石はかんらん石含有

斜方輝石単斜輝石角閃石安山岩である。

(3)-2 九重第2風化火山灰層堆積後?から鬼界アカホヤ火山灰層堆積以前の噴出物

以下に述べる3ユニットは九重第2風化火山灰層及び鬼界アカホヤ火山灰層により、噴出時期の下限または上限のみが押さえられたものである。よってこれらのユニットの噴出時期は確実なものではない。

赤川溶岩類 (Ag): 久住山付近から南へ流下した中間型火砕流 (荒牧, 1957) 及び溶岩流である。赤川源流域 (Fig. 2a の露頭番号 30) では中間型火砕流堆積物が卓越し、2枚の火砕流堆積物がみられる。その下流 (Fig. 2a の露頭番号 31) では塊状溶岩が分布する。火砕流堆積物と塊状溶岩の上下関係は不明である。赤川沿いの登山道 (Fig. 2a の露頭番号 32) で本溶岩類のブロックを含む崖錘が鬼界アカホヤ火山灰層に直接覆われているのがみられる。よって本溶岩類が鬼界アカホヤ火山灰層堆積以前の噴出物であることは確実である。しかし、九重第2風化火山灰層との関係は不明である。地形から本溶岩類は久住南溶岩及び久住山頂頂上溶岩に覆われる。本溶岩類の体積は 0.04 km^3 である。岩石は角閃石含有斜方輝石単斜輝石安山岩である。

鳴子山溶岩 (Nk): 稲星山の東、鳴子山に分布する溶岩流である。本溶岩は黒灰色緻密で斜長石斑晶に富む。鍋割板の南方の山麓 (Fig. 2a の露頭番号 33) で本溶岩のブロックを含む土流堆積物が九重第2風化火山灰層を覆い、鬼界アカホヤ火山灰に覆われるのがみられる。よって本溶岩は鬼界アカホヤ火山灰層堆積以前の噴出物であるが、九重第2風化火山灰層との前後関係は解らない。本溶岩の体積は 0.04 km^3 である。岩石はかんらん石黒雲母角閃石含有斜方輝石単斜輝石安山岩である。

台ノ山上部溶岩 (Dj): 平治岳の北麓に東西に細長く分布する厚い溶岩流である。大船山林道沿い (Fig. 2a の露頭番号 29) で最下部に赤褐色のクリンカーを有する塊状の本溶岩がみられる。その直下に九重第2風化火山灰層のみが堆積しており、鬼界アカホヤ火山灰層は認められない。よって本溶岩は九重第2風化火山灰層堆積後の噴出物であるが、鬼界アカホヤ火山灰層堆積以前か否かは解らない。本溶岩の噴出源は現在の平治岳山麓部と考えられる。本溶岩の体積は 0.07 km^3 である。岩石はかんらん石単斜輝石含有斜方輝石角閃石安山岩である。

(3)-3 鬼界アカホヤ火山灰層堆積後九重第1風化火山灰層堆積以前の噴出物

久住南溶岩 (Km): 久住山山腹から南へ流下した溶

岩流である。空中写真観察から本溶岩は赤川溶岩及び展望台溶岩を覆うことがわかる。本溶岩表面の直上に九重第1風化火山灰層が堆積している (Fig. 2a の露頭番号 34)。本溶岩の体積は 0.03 km^3 である。岩石は黒雲母斜方輝石かんらん石含有角閃石単斜輝石安山岩である。

北平治岳溶岩 (Kh): 現在の平治岳の北斜面及び北東麓に分布する溶岩流である。平治岳火山体の大部分を形成していると考えられる。噴出中心は現在の平治岳山頂付近と考えられ、そこから北へ流下した溶岩は台ノ山上部溶岩にせき止められ厚く (末端崖で約 100 m) 堆積しているが、北東方向に流下した溶岩は薄い (5-10 m) 溶岩流となり男池付近まで流下している。本溶岩の体積は 0.12 km^3 である。岩石はかんらん石角閃石含有斜方輝石単斜輝石安山岩である。

平治岳溶岩類 (Hj): 平治岳山頂の西に開いた火口を噴出中心とし、西方及び北東に流下した薄い溶岩流と山頂を形成した小規模の火砕丘である。北東麓の沢沿い (Fig. 2a の露頭番号 35) に黒灰色緻密な溶岩が露出している。また北東に流下した溶岩流は比較的地形が保存されており、末端での厚さは約 10 m 以下である。地形観察から本溶岩類は北平治岳溶岩及び大船北部溶岩を覆っている。北西に流下した本溶岩流の表面上に九重第1風化火山灰層が堆積している (Fig. 2a の露頭番号 36)。本溶岩類の体積は 0.03 km^3 である。岩石は斜方輝石単斜輝石かんらん石玄武岩から斜方輝石単斜輝石安山岩である。

大船北部溶岩 (Th): 現在の大船山山体の北側の下部を構成している溶岩である。露出が悪く詳しい産状は不明である。米窪東方の沢の急崖 (Fig. 2a の露頭番号 37) で黒灰～灰色で塊状またはブロック状の溶岩がみられる。本溶岩は地形から段原溶岩類及び大船南溶岩に覆われる。本溶岩の体積は 0.23 km^3 である。岩石は角閃石含有斜方輝石単斜輝石安山岩である。

岳麓寺溶岩 (Gr): 大船山の南部、岳麓寺の北方に分布する厚い塊状及びブロック状の溶岩流である。また上峠ノ南方の林道沿い (Fig. 2a の露頭番号 38) にも塊状及びブロック状の本溶岩が大船南溶岩に覆われて露出している。本溶岩は地形の保存状態がよく溶岩末端崖、溶岩側端崖及び溶岩じわが明瞭に認められる。空中写真観察から本溶岩は少なくとも3枚の溶岩流からなり、1枚の溶岩流の厚さは側端崖で約 50 m、末端崖で約 100 m である。毒水の沢 (Fig. 2a の露頭番号 39) で本溶岩が大船南溶岩に覆っているのがみられ、また清水山林道などで本溶岩の上に九重第1風化火山灰層

Fig. 6. Geomorphology of Mimatayama lava dome.

が堆積しているのがみられる (Fig. 2a の露頭番号 10, Fig. 3 の c 地点)。本溶岩の体積は 0.62 km^3 である。岩石は角閃石含有単斜輝石斜方輝石安山岩である。

(3)-4 九重第 1 風化火山灰層堆積後段原スコリア層堆積以前の噴出物

三俣山円頂丘溶岩 (Mm) : 三俣山を形成する円頂丘状溶岩である。南斜面 (Fig. 2a の露頭番号 40) ではブロック状溶岩が露出している。三俣山山体は小規模な外輪山と中央円頂丘が存在するような二重構造を呈する (Fig. 6)。故に、松本 (1983) は三俣山外輪溶岩と三俣山溶岩に分けた。しかし、外輪山様部と中央円頂丘様部が同質の岩石で構成されること、両者を覆うテフラ層が段原スコリア層から上位のもののみで同じことから、両者は異なった噴出物でなく一連の活動によるものと考えた。このような二重構造はマグマが火道中を一旦下降した後に再び上昇したことにより形成された構造と考えられ (小野, 1963), 同様の構造が箱根火山二子山で報告されている (Tanakadate, 1933)。三俣山山頂の北東に小さな爆裂火口が 2 つみられる。本溶岩の体積は 0.46 km^3 である。岩石は黒雲母含有斜方

輝石単斜輝石角閃石安山岩である。

三俣指山溶岩 (My) : 三俣山北西麓に分布する三俣山の側火山であり、厚い溶岩で構成される。露出が悪く詳しい産状は確認できない。地形から本溶岩は湯沢溶岩類、寒ノ地獄溶岩及び三俣山円頂丘溶岩を覆っている。本溶岩の体積は 0.10 km^3 である。

段原溶岩類 (Ko) : 大船山山頂の北の段原火砕丘とその山腹から西、北及び東の 3 方向に流下した薄い溶岩流である。溶岩流の地形が保存されており、西及び北に流下した溶岩流では空中写真により溶岩堤防が認められる。東に流下した溶岩では溶岩堤防などの微地形は不明瞭である。西及び東へ流下した溶岩流の末端で厚さ 10 m 以下のブロック状溶岩が観察される。米窪火口の火口壁の北側 3 分の 2 で溶結した降下火砕物が少なくとも 2 枚成層しているのが観察できる。また坊ツツルから大船山山頂への登山道沿い (Fig. 2a の露頭番号 9, Fig. 3 の e 地点) に上部にクリンカーを有する薄い塊状溶岩がみられ、その上に段原スコリア層が堆積しているのがみられ、これとクリンカー部との境界は漸移的である。よって段原スコリア層は本溶岩類の噴出にともなって噴出した降下スコリアである。本溶岩類及び段原スコリア層の噴出源は段原火口及び米窪火口周辺であると考えられ、段原火口の南東部が米窪火口により切られていることや段原火口内を米窪火口起源の溶結したスコリア層が埋めていることから、本溶岩類噴出の活動の初期には段原火口が、後期には米窪火口が活動したと考えられる。本溶岩類は地形観察から大船北部溶岩を覆い、大船南溶岩に覆われることがわかる。また米窪火口壁の南側で大船南溶岩が本溶岩類を覆っているのが観察される。本溶岩類の体積は 0.04 km^3 である。岩石は単斜輝石斜方輝石安山岩である。

(3)-5 段原スコリア層堆積以後の噴出物

大船南溶岩 (Tm) : 米窪火口の南縁の溶岩円頂丘とそこから南東及び南西に流下した非常に厚い (末端崖で約 150 m) 溶岩流である。本溶岩は地形の保存が非常によく、溶岩末端崖、溶岩側端崖、溶岩堤防及び溶岩じわが明瞭にみられる。本溶岩の山頂の円頂丘部は塊状またはブロック状の溶岩がみられ、山麓の溶岩流部分では主に塊状で灰色部と白色部からなる縞状溶岩がみられる。また前述したように本溶岩は大船北部溶岩、岳麓寺溶岩、段原溶岩類を覆っている。大船山山頂から東に流下した溶岩流の溶岩堤防が黒岳円頂丘溶岩により覆われているのが空中写真観察及び地形図からわかる。また南東に流下した溶岩流の表面の直上に九重

第1火山灰層が堆積しその上に米窪火口スコリア層が堆積しているのがみられる (Fig. 2a の露頭番号 8, Fig. 3 の b 地点)。本溶岩の体積は 0.92 km^3 である。岩石は単斜輝石含有黒雲母角閃石デイサイトである。

硫黄山溶岩 (Io): 九重硫黄山を形成する灰色から白色のデイサイト質の厚い溶岩流である。西側の白水川源流域では強く磁気変質を受けている。諏蛾守越 (三俣山山頂の南西約 1 km) から北千里ヶ浜 (三俣山山頂の南約 1.5 km) にかけて比較的変質を受けていないブロック状溶岩が分布する。諏蛾守越付近 (Fig. 2a の露頭番号 41) では本溶岩が段原スコリア層を覆っているのがみられる。また本溶岩は地形から星生山溶岩に覆われる。本溶岩の体積は 0.02 km^3 である。岩石は黒雲

母単斜輝石斜方輝石含有角閃石デイサイトである。

肥前扇ヶ鼻溶岩 (Ho): 肥前ヶ城と扇ヶ鼻を形成する白色のデイサイト質平頂丘溶岩である。赤川源流域 (Fig. 2a の露頭番号 42) では比高約 100 m の断崖を成し、柱状節理の発達した塊状溶岩がみられる。地形観察から本溶岩は沓掛山溶岩及び扇ヶ鼻南溶岩を覆っていることがわかる。本溶岩の体積は 0.12 km^3 である。岩石はガラス質の斜方輝石含有角閃石デイサイトである。

久住山円頂丘溶岩 (Kj): 久住山を形成する円頂丘状の溶岩である。円頂丘の西側はほとんど植生がなくやや変質したブロック状の溶岩が露出している。本溶岩の体積は 0.02 km^3 である。岩石はかんらん石含有斜

Fig. 7. Geomorphology of Kurodake lava dome and Maetake lava.

方輝石角閃石単斜輝石安山岩である。

稲星山円頂丘溶岩 (Ib): 稲星山を形成する円頂丘溶岩と南南東に少し流下した溶岩流である。灰色から赤褐色のブロック状溶岩である。稲星山から鳴子山に至る稜線沿いで本溶岩が鳴子山溶岩を覆っている。また地形から本溶岩は展望台溶岩、白口岳溶岩を覆っていることがわかる。本溶岩の体積は 0.03 km^3 である。岩石は斜方輝石単斜輝石角閃石安山岩である。

法華院溶岩 (Hi): 中岳から坊ツツル南西、北千里ヶ浜にわたって分布するブロック状の溶岩流と小規模な円頂丘溶岩である。北千里ヶ浜 (Fig. 2a の露頭番号 43) では溶岩流の末端が破れて内部から未固結の溶岩が流出して形成されたと考えられる小規模な (比高約 20 m, 幅約 120 m) 溶岩流が分布する。この小規模な溶岩流は北千里ヶ浜の崖錘堆積物の上のっている。本溶岩の体積は 0.05 km^3 である。岩石は斜方輝石含有角

閃石単斜輝石安山岩である。

星生山溶岩 (Hs): 星生山を形成する円頂丘溶岩とそこから北に流下した溶岩流である。北に流下した溶岩流は地形観察から 2 枚認められる。円頂丘及び溶岩流ともにブロック状溶岩で構成される。星生山山頂の南側ではやや変質を受けている。地形観察から本溶岩が星生北溶岩を覆うことがわかる。本溶岩の体積は 0.10 km^3 である。岩石は斜方輝石単斜輝石含有角閃石安山岩である。

天狗ヶ城円頂丘溶岩 (Ts): 御池、空池の火口丘や天狗ヶ城(中岳の西約 300 m)を形成する円頂丘溶岩とそれに伴う溶岩流である。御池、空池は爆裂火口であるが、これらの周囲は丘状を呈するブロック状溶岩である。天狗ヶ城もブロック状溶岩で構成されている。また天狗ヶ城の北 (Fig. 2a の露頭番号 44) にブロック状溶岩で構成される小規模な円頂丘がある。本溶岩は地

Table 3. The correlation of the evolutionary history of the eastern and the central areas: this study vs. previous study (Matsumoto, 1983)

(a) Eastern area

(b) Central area

形から法華院溶岩を覆っている。本溶岩の体積は 0.04 km^3 である。岩石はかんらん石黒雲母含有斜方輝石角閃石単斜輝石安山岩である。

黒岳円頂丘溶岩 (Ke): 黒岳高塚山を形成する大きな円頂丘溶岩であり、比高が最大で約 600 m ある。露出が悪く詳しい産状は不明であるが、おもにブロック状溶岩である。山頂付近は不規則な凹凸が見られる (Fig. 7)。このような構造は由布・鶴見火山群でも報告されている (星住ら, 1988; 太田ら, 1990)。彼らは火道中をマグマが降下したことにより凹凸の構造になったと考えた。黒岳円頂丘の場合、直後に前岳溶岩が北東側に噴出している。前岳溶岩には黒岳円頂丘溶岩から溶岩が北東方向に絞り出されたような構造が見られる (Fig. 7)。また、黒岳円頂丘の山頂である高塚山の北東には、北西—南東方向の正断層のような凹凸がある (Fig. 7)。以上のことから、黒岳円頂丘の山頂部の不規則な凹凸は前岳溶岩の流出により、山頂部が陥没したことによって出来たと考えられる。南東麓の冷水付近 (Fig. 2a の露頭番号 45) では本溶岩の転石が大船南溶岩を覆っている。本溶岩の体積は 1.23 km^3 である。岩石は斜方輝石含有角閃石単斜輝石安山岩である。

前岳溶岩 (Me): 黒岳の北東部の前岳を形成する溶岩である。比高は約 500 m ある。黒岳円頂丘溶岩の噴出直後に、黒岳円頂丘溶岩の北東側から絞り出されるように流出したと考えられる。露出が悪く詳しい産状は不明である。本溶岩の体積は 0.39 km^3 である。岩石は黒雲母含有斜方輝石角閃石単斜輝石安山岩である。

(4) 松本 (1983) と本研究の比較

上述した本研究の結果と松本 (1983) による結果を Table 3 に示し、比較した。東部域 (Table 3a) での主な相違は火山層序の逆転である。これは本研究において新たにテフクロロジーの手法を用い、空中写真の判読を詳細に行ったために起こった見解の相違であろう。また松本 (1983) が国見山溶岩と大船山南溶岩に分けたものを今回大船南溶岩と一括したのは、テフクロロジーから全て段原スコリア層堆積以後、九重第 1 火山灰層堆積以前の噴出物であって分ける必要がないと判断したからである。また黒岳円頂丘の形成に関して松本 (1983) と本研究で異なるのは、空中写真観察により前述のような結果を得たためである。

中部域における顕著な相違は、松本 (1983) の北千里ヶ浜溶岩を本研究では法華院溶岩、硫黄山溶岩、赤川溶岩類、星生北溶岩、寒ノ地獄溶岩、白口岳溶岩類そして展望台溶岩類に分けられ、それらが様々な時代の噴出物であるとしたことである。松本 (1983) は現

在の久住山や星生山の山体の下部から中部を構成するものとして北千里ヶ浜溶岩を提唱した。本研究では空中写真観察から久住山や星生山から流下する溶岩流の地形が確認でき (Fig. 2b)、これらの溶岩流とテフラ層序との対比からその噴出時期も異なることが判明したため前述のように分類した。そのほかの噴出物はほぼ対応しているものが多いが、その火山層序は異なっていることが多い。これは今回テフクロロジーの手法を用いることにより、離れた場所の噴出物に関しても層序の対比が可能になったためと思われる。

V. 火砕流噴出後の東部及び中部域での山体形成史とテフラ層序

本章では本火山群東部及び中部における山体形成史及びそれとテフラの関係について述べる。Fig. 5. の噴出物の噴出順序図にテフラの層序学的位置を付記した。

V-1. 中部域の山体形成史

約 $3.0\text{--}3.5$ 万年前の火砕流噴出以前に、中部域には杵掛山及び湯沢溶岩類の台地が形成されていた。火砕流はこれらの山体や西部域の山体を避けるように北西や南方に流下した。東方には降下火山灰及び降下軽石のみが分布しており、火砕流堆積物は確認されていない。その原因として考えられるのは次のようなことがある。まず、東側の堆積物が後の噴出物で覆われてしまったという可能性。第 2 に東側の基盤が高く火砕流が東に流走しなかったという可能性。最後に噴火の際に噴煙柱がおもに西方のみに崩壊した可能性。これらのいずれであるかは今後の検討が必要である。

火砕流噴火の後しばらく活動が休止し、この間に九重第 3 風化火山灰層が堆積する。その後松の台岩屑流堆積物が堆積するが、その供給源は黒岩山の山体崩壊または湯沢溶岩類の台地の崩壊と考えられる。一方現在の星生山、久住山、稲生山付近を噴出中心として扇ヶ鼻南溶岩類、展望台溶岩類、白口岳溶岩類、寒ノ地獄溶岩及び星生北溶岩が噴出し、中部域の山体の大部分を形成した。その後、九重第 2 風化火山灰層の堆積時期前後に赤川溶岩類、鳴子山溶岩類が噴出した。この時期は始良 Tn 火山灰が堆積した約 $22,000$ 年前に相当すると思われる。

その後、約 $6,300$ 年前の鬼界アカホヤ火山灰の堆積以後まで溶岩や火砕流の噴出はなく山体は成長しなかった。そしてこの後、九重第 1 風化火山灰層の堆積以前には九重南溶岩のみが噴出した。段原スコリア層の堆積以前に、中部域の山体と湯沢溶岩類の台地の間

で三侯山溶岩及び三侯指山溶岩の噴出があった。

段原スコリア層の堆積後、ほとんど時間間隙をおかず、硫黄山溶岩の噴出があり、その後現在の円頂丘群が形成された。テフラ層序からはこの円頂丘群の活動と九重第1火山灰層堆積の時期がほぼ一致する。よって九重第一火山灰層が円頂丘群の噴出に伴う火山灰である可能性があるが、分布域や層厚などを詳細に求めることが出来なかったので噴出源は特定できない。また、三侯山や円頂丘群に多数見られる爆裂火口の活動は、おそらく中部域の山体の形成後と考えられるが、山体形成の後どれくらいの時間間隙があったかを示す堆積物などは見られなかった。また、現在は硫黄山で噴気活動が見られる。

V-2. 東部域の山体形成史

東部域では九重第3風化火山灰層の堆積以後に活動が始まり、まず現在の平治岳北麓から男池溶岩及び台ノ山下部溶岩が噴出した。その後、九重第2風化火山灰層が堆積してから、台ノ山上部溶岩が平治岳北麓から噴出した。鬼界アカホヤ火山灰の堆積（約6,300年前）はこの前後と考えられる。そして時間間隙を殆どおらずに北平治岳溶岩、平治岳溶岩、大船北部溶岩及び岳麓寺溶岩が噴出し、平治岳、大船山両火山体の大部分を形成した。またこの期間に九重第2火山灰層が東部地域を中心に堆積している。またこの火山灰層と上記の溶岩類の鉱物組み合わせが似ていることから、九重第2火山灰層はおもに東部地域の平治岳、大船山両火山体の形成にともなって噴出したと考えられるが、火山灰層中の火山ガラスの K_2O 量が溶岩類と異なるので断定できない。

その後活動がしばらく休止し、九重第1風化火山灰層が堆積した。それから段原火口で噴火（おそらくストロンボリ式）が始まり、火砕丘を形成するとともに溶岩を流出した。これが段原溶岩類である。この活動の後期には噴出源が南東に移動し、米窪火口から比較的多量のスコリアを噴出し、段原火口を埋め立てるように火砕丘を成長させた。これらの活動に伴って周囲に段原スコリア層を堆積した。DS-1, 2, 3がそれぞれ火砕丘形成期のどの時期に当たるかは不明である。この活動が約3,000~5,000年前と見積られている（小林, 1984）。その後、休止期をおかず米窪火口南縁から大船南溶岩が噴出し、現在の大船山の山体がほぼ形成された。この後に再び米窪火口から少量のスコリアを噴出した。これが米窪火口スコリア層として堆積している。そして九重火山群の最後の活動として平治岳、大船山の東で円頂丘溶岩が流出し、黒岳を形成した。Fig.

Table 4. Volume of erupted materials and volcanic output rate (Qe)

area	period(k.y.)	32-6.3	6.3-4	4 - 0
central	volume(km ³)	1.51	0.59	0.38
	Qe(km ³ /k.y.)	0.059	0.256	0.095
eastern	volume(km ³)	0.43	1.04	2.54
	Qe(km ³ /k.y.)	0.017	0.452	0.635

3の1地点の露頭では下位から最上位の米窪火口スコリア層までの全てのテフラ層が小さな断層により約40 cmずれている。これは黒岳形成期またはそれ以後に地震活動があったことを示すと思われる。

VI. 噴出量と噴出率の時間変化

地下のマグマ溜りの規模やマグマの供給率を知るうえで、地表に噴出したマグマの体積及びその時間変化や噴出率の変化を求めることは重要である。九重火山群は比較的最近まで活動した火山であり、特に約3.0-3.5万年前の火砕流噴出の後にも多量のマグマを噴出している。そしてこれらの新しい噴出物は地形の保存状態がよいことから、噴出したマグマ量を保存していると考えられる。さらに今回の調査によりテフラによる絶対年代軸を形成史に組み込むことが出来たので、噴出量と噴出率の時間変化を考察することが可能となった。九重火山群東部及び中部域の各々の噴出物の体積については各論で記述した。計算した体積は現在の分布状態から求めた地表噴出後の体積であり、密度の補正は行っていない。今回、九重第1軽石層、アカホヤ火山灰層、段原スコリア層の三層を時間軸として使用した。九重第2風化火山灰層中にはおそらく始良Tn火山灰層が含まれていると思われるが、今回は確認できなかったため時間軸として使用できなかった。またその他のテフラ層は絶対年代が報告されていないので時間軸として用いることは出来なかった。噴出率の計算は、九重第1軽石層の年代を32,000 y.B.P.（町田（1980）によると約30,000-35,000 y.B.P.、松本ら（1970）によると>32,300 y.B.P.）、鬼界アカホヤ火山灰層を6,300 y.B.P.（町田・新井（1978）によると約6,000-6,500 y.B.P.）、段原スコリア層を4,000 y.B.P.（小林（1984）によると3,000-5,000 y.B.P.）として行った。

Table 4. に東部及び中部域の噴出量と噴出率の変化を示した。中部域では32,000-6,300 y.B.P.での噴出量が最も多く、その後6,300-4,000 y.B.P.から<4,000

y.B.P. へと噴出量は減少する。しかし噴出率は 6,300-4,000 y.B.P. が最も大きな値となる。一方、東部域では噴出量、噴出率ともに時間経過に従い増加する傾向にある。特に 6,300 y.B.P. 以降急激に噴出率が約 25 倍増加している。そして <4,000 y.B.P. でも桁は同じだが噴出率はさらに大きくなっている。このことは本火山群東部域では約 6,300 年前以降にマグマの供給量が大きくなり、現在もマグマ供給量が多い可能性があることを示唆しているのかも知れない。以上のことから、九重火山群では約 3.0-3.5 万年前の火砕流噴出以降、活動的な噴出中心が中部域から東部域へと移動していると考えられる。

VII. ま と め

九重火山群東部及び中部域における地質調査、地形観察及びテフラ層序から時間軸の入ったより詳細な山体形成史が組み立てられてた。

約 3.0-3.5 万年前の火砕流噴出の後 8 層のテフラ層が堆積した。

中部域の山体は約 3.0-3.5 万年前から約 6,300 年前の間に形成され、現在の山頂を構成する円頂丘群は約 3,000-5,000 年前よりも後に噴出した。一方、東部域の大船、平治の両山体の大部分は約 6,300 年前から約 3,000-5,000 年前の間に形成され、黒岳の形成はその後である。

約 3.0-3.5 万年前の火砕流噴出後の中部域における噴出物は、おもに溶岩流と溶岩円頂丘で少量の中間型火砕流噴出物を伴う。東部域の噴出物は溶岩流、溶岩円頂丘及びスコリアである。

火砕流噴出後に限ると、中部域では約 6,300-4,000 y.B.P. の間の噴出率が最も大きく、東部域における噴出率は時間とともに大きくなり、>4,000 y.B.P. が最大である。

謝 辞 本研究を行うに当たり、東北大学理学部岩鉱教室の青木謙一郎教授、藤巻宏和助教授、長谷中利昭博士、同教養部の吉田武義助教授には終始ご指導をいただいた。鹿児島大学理学部的小林哲夫助教授には有益な御助言をいただいた。京都大学理学部地球物理学研究施設の竹村恵二博士にはテフラについて教えていただいた。また現地調査にあたっては大分県庄内町及び九重町の方々に大変お世話になった。以上の方々に深く感謝する。

引 用 文 献

- 荒牧重雄 (1957), Pyroclastic Flow の分類, 火山, 第 2 集, 2, 47-57.
- Hayashi, M. and Yamasaki, T. (1984), Radiometric ages of volcanic rocks from some geothermal fields in Kyushu. *Research on Natural Energy*, 8, 461-464.
- 林 正雄, 山崎達雄, 松本徹夫 (1981), 九州の地熱帯産火山岩類の放射年代, 日本地熱学会昭和 56 年度学術講演要旨集, 35.
- 星住英夫, 小野晃司, 三村弘二, 野田徹郎 (1988), 別府地域の地質, 地域地質研究報告 (5 万分の 1 地質図幅), 地質調査所, 131p.
- 豊肥地熱地域地質図編集グループ (1982), 10 万分の 1 豊肥地熱地域地質図説明書, 特殊地質図 (21-1), 地質調査所, 23p.
- 鎌田浩毅 (1985), 九州中北部における火山活動の推移と地質構造, 地質調査所報告, no. 264, 33-64.
- Kamata, H. (1987), Growth-history and geological structure of the volcano-tectonic depression in the central Kyushu, Japan. Ph. D. thesis, Univ, Tokyo.
- 鎌田浩毅, 三村弘二 (1981), インブリケーションから推定される九重火山飯田火砕流の流動方向, 火山, 第 2 集, 26, 281-292.
- 鎌田浩毅, 村岡洋文 (1982), 大分県中部の火山岩類の K-Ar 年代, 地調月報, 33, 561-567.
- 鎌田浩毅, 星住英夫, 小屋口剛博 (1988), 中部九州—中国地方西部の火山フロントの形成年代, 月刊地球, 10, 568-574.
- 小林哲夫 (1984), 由布・鶴見火山の地質と最新の噴火活動, 地質学論集, no. 24, 93-108.
- 小林哲夫, 池辺浩司 (1985), 九重火山東部の地質, 火山, 第 2 集, 30, 310.
- 町田 洋 (1980), 岩戸遺跡のテフラ (火山灰), 「大分県岩戸遺跡」—大分県清川村岩戸における後期旧石器文化の研究, 広雅堂書店.
- 町田 洋, 新井房夫 (1976), 広域に分布する火山灰—始良 Tn 火山灰の発見とその意義—, 科学, 46, 339-347.
- 町田 洋, 新井房夫 (1978), 南九州鬼界カルデラから噴出した広域テフラ—アカホヤ火山灰, 第四紀研究, 17, 143-163.
- Machida, H. and Arai, F. (1983), Extensive ash falls in and around the Sea of Japan from large late Quaternary eruptions. *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, 18, 151-164.
- 松本唯一 (1939), 火山地質より見たる九州, 日本学術協会報告, 14, 561-570.
- Matumoro, T. (1943), The four gigantic caldera volcanoes of Kyushu. *Japan. J. Geol. Geogr.*, 19, Special no., 1-57.

- 松本徭夫 (1953), 九重火山群大船山の火山地質, 地質雑誌, 59, 330.
- 松本徭夫 (1974), 九重火山形成史, 日本地質学会第 81 年大会講演要旨集, 284.
- 松本徭夫 (1980), 九重火山形成史, 火山, 第 2 集, 25, 91-92.
- 松本徭夫 (1983), 九重火山群の火山地質学的研究, 山口大学理学部地質学鉱物科学教室, 91p.
- 松本徭夫, 林 正雄, 山崎達雄 (1970), 九重火山飯田軽石流の ^{14}C 年代, 一日本の第四紀層の ^{14}C 年代 (59) 一, 地球科学, 24, 190-191.
- 松本徭夫, 西村 進, 田島俊彦 (1977), 九州新生代火成岩の fission-track 年代, 長崎大学教養部紀要, 自然科学, no. 17, 63-75.
- 納富重雄 (1920), 九重及び花傘礼両火山地質報文, 震予報告, 91, 1-32.
- 太田岳洋, 長谷中利昭, 藤巻宏和 (1990), 大分県中部, 由布・鶴見火山群の地質と岩石, 岩鉱, 85, 113-129.
- 小野晃司 (1963), 久住, 地域地質研究報告 (5 万分の 1 地質図幅), 地質調査所, 106p.
- 小野晃司, 松本徭夫, 宮久三千年, 寺岡易司, 神戸信和 (1977), 竹田地域の地質, 地域地質研究報告 (5 万分の 1 地質図幅), 地質調査所, 145p.
- 佐藤伝蔵 (1910), 豊後九重山硫黄山, 地学雑誌, 22, 333.
- 佐藤伝蔵 (1913a), 豊後九重山燐主火口の位置, 地学雑誌, 24, 596.
- 佐藤伝蔵 (1913b), 豊後大船山の構造, 地学雑誌, 24, 596.
- 杉村 新 (1965), 火山の分布とマンツルの地震との関係, 火山, 第 2 集, 10, 37-57.
- 玉生志郎 (1985), 豊肥地熱地域の層序と地質構造—主に坑井データに基いて—, 地質調査所報告, no. 264, 115-142.
- 田村昇市 (1967), 九重山周辺における火山灰土層と類別・命名法, 日本土壤肥科学雑誌, 38, 443-448.
- Tanakadate, H. (1933), Hutagoyama twin dome on the Hakone volcano. *Bull. Volcanol. Soc. Japan*, 1, no. 3, 61-64.
- Watanabe, K., Hayashi, M. and Fujino, T. (1987), Fission track age of volcanoes in the Kuju Volcanic Region in relation to geothermal activity. *J. Geotherm. Res. Soc. Japan*, 9, 207-217.
- 八木浩司, 早田 勉 (1989), 宮城県中部および北部に分布する後期更新世広域テフラとその層位, 地学雑誌, 98, 871-885.