

地質学論集, 第24号, 93-108ページ, 1984年11月

由布・鶴見火山の地質と最新の噴火活動

小林哲夫*

Geology of Yufu-Tsurumi volcanoes and their latest eruptions

Tetsuo KOBAYASHI

Abstract Yufu-Tsurumi volcanoes are situated at the northeastern part of Kyushu island, Japan. Lavas and pyroclastic rocks ranging from the late Pliocene to the late Quaternary in age form the basement of this area and are cut by many active faults bringing about the blocks tilted variously. Judging from the tephrochronology of the wide-spread tephra, it has been confirmed that both Yufu and Tsurumi volcanoes started their activities more than 35,000 years ago.

Yufu-dake is a stratovolcano with several parasitic lava domes and lava flows. The latest eruption occurred ca. 2,000-1,500 years ago issued the Tsukahara pyroclastic flow, the Ikeshiro lava, the Yufu-dake summit lava, and the Yufu-dake ash. The Tsukahara pyroclastic flow deposit is oxidized under the high temperature condition and has secondary fumarolic pipes. The Tsukahara pyroclastic flow is judged to have been formed by the collapse of an ascending lava dome. Stratigraphic relation between the pyroclastic flow and the volcanic ash shows that the collapse of the lava dome happened repeatedly at least two times. The last ascending of lava formed the Ikeshiro lava dome accompanied with lava flow. Shortly after that, the Yufu-dake summit lava was issued and formed a summit lava dome. All the activities mentioned above represent a single cycle of eruption ceased within a short period of time. Based on the documentary record, however, it is convinced that the fumarolic activity was continued until the time ca. 1,100 years ago.

Tsurumi volcano is composed of highly dissected volcanic edifice and the younger parasitic volcanoes. Based on the tephrochronology of wide-spread tephra, the younger parasitic volcanoes other than the Tsurumi-dake summit lava are judged to have been formed during the period of time ranging from 22,000 to 6,300 years before present. Garan-dake, Uchi-yama, and Nanpeidai are all lava domes and Oninomi-yama alone is a scoria cone with basaltic lava flow.

The Tsurumi-dake summit lava which filled up the summit crater and formed a summit lava dome flowed down southward and eastward. One of the lobes of lava flow dammed up the river resulting in the development of a volcanic fan formed from the tip of a lava flow. Judging from the distribution pattern of historic sites on the fan and the descriptions in the ancient manuscripts, it is reasonably concluded that the lava was issued about 1,500-1,200 years ago. Most of the rocks in this area is hornblende andesite or dacite, but a complicated assemblage of phenocryst, namely the olivine-clinopyroxene-orthopyroxene-hornblende-biotite-quartz-plagioclase-Fe-Ti oxides is frequently found in the rocks of these volcanoes.

はじめに

由布・鶴見火山は九州北東部、大分県別府市と湯布院町の境界付近に位置している。その南西方向には活火山である九重山、阿蘇山、さらには雲仙岳が連なっている。由布・鶴見火山では、鶴見火山が867年（貞観9年）に噴火した記録があるのみで、火山

活動の詳細については不明であったが、地質調査の結果、かなり新しい時代にも激しい噴火をくり返していたことが明らかになった。

由布・鶴見火山を主に論じた報告としては松本(1918)が唯一のものである。これは地質学会の講演の大要であり、その詳細は震災予防調査会の報文になるはずであったが、出版には至らなかったものがある(松本, 1980)。このなかで当地域の岩石には、

* 鹿児島大学理学部地学教室。

Department of Geology, Faculty of Science, Kagoshima University, Korimoto, Kagoshima, 890 Japan.

石英・トリディマイト・斜長石・黒雲母・角セン石・輝石（ブロンザイト・シソ輝石・普通輝石）・カンラン石・磁鉄鉱・リン灰石・ジルコン・ピコタイトなど多様な鉱物組合せのものがあり、石英とカンラン石が共存するものが稀ではないこと、および由布・鶴見火山は瀬戸内系ではなく山陰系に属することなどが指摘されており、噴出物としては阿蘇溶岩が一番新しいと結論された。

笠間（1953）は当地域の新生代火山活動史の研究をおこない、^{おこのみやま}鬼箕山が最も新しい火山であり、その噴出年代を沖積世前期と推定したが、由布・鶴見火山と阿蘇溶岩との関係は不明としている。

その後MATUMOTO(1968)は、当地域に分布すると考えた阿蘇溶岩が、さらに古い時代の別の火砕流であることを認めShōnai ignimbriteと改名したが、由布・鶴見火山噴出物との関係は述べていない。

松本（1982）は九州内の第四紀火山岩類の対比をおこない、由布・鶴見火山の活動は、九重火山地域など他の山陰系火山と同様に26万年の歴史をもつと表示した。

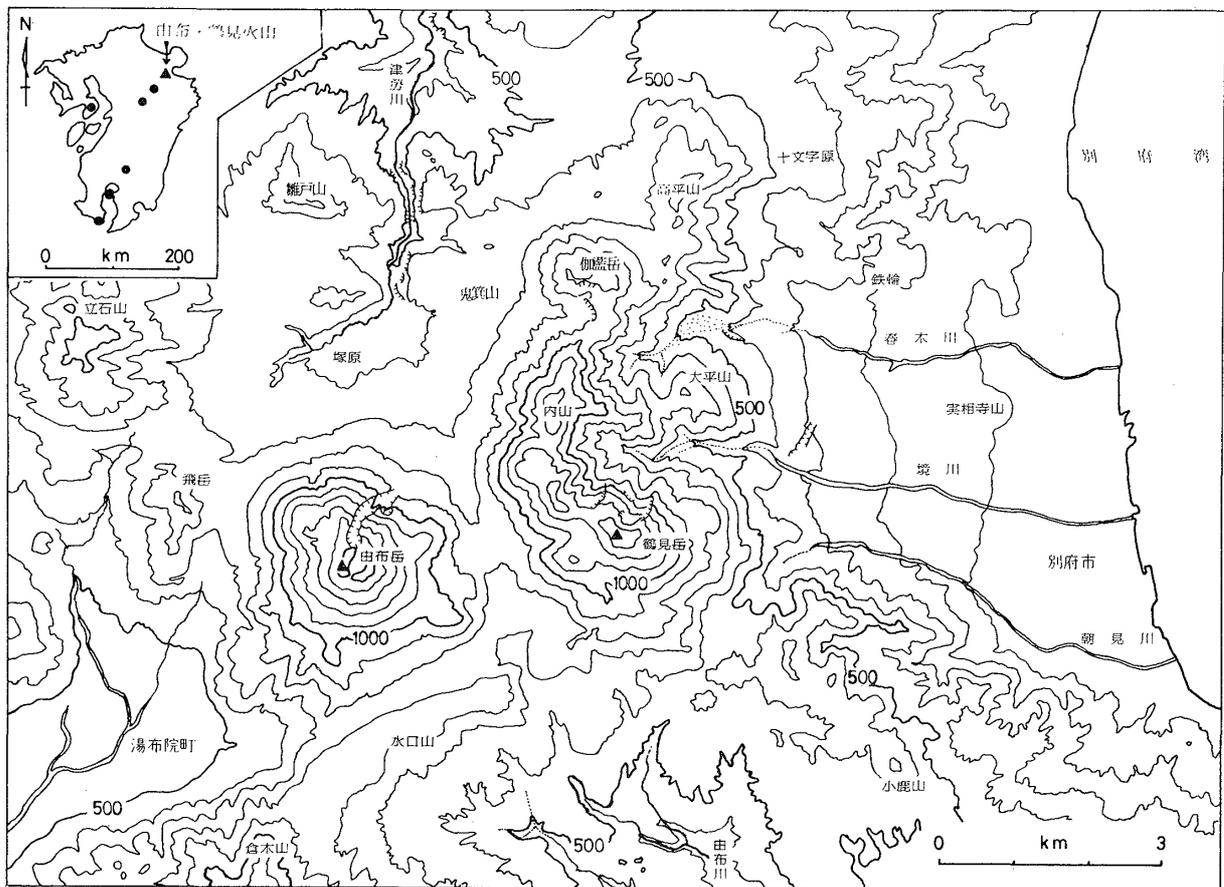
火山岩の分析値は、高平山と鶴見岳(HAYASHIDA, 1957) および鬼箕山 (MATSUMOTO, 1968) の3つが公表されているにすぎない。

ところで火山地形からも地質・構造・形成史など多様な情報を得ることができる（守屋, 1978・守屋, 1983・日本火山学会, 1984）. さらに火山地形と火砕堆積物（テフラ層）との情報を加味すれば、正確な火山層序とともに噴火現象の再現や地形変化の推定も可能となるであろう。

本報では、テフラ層および火山地形・地質をもとに火山の形成史を確立し、その火山地質を述べる。さらに地質単位として認められる由布・鶴見火山の最新期の噴出物の産状から、噴火現象やその推移の再現を試みる。

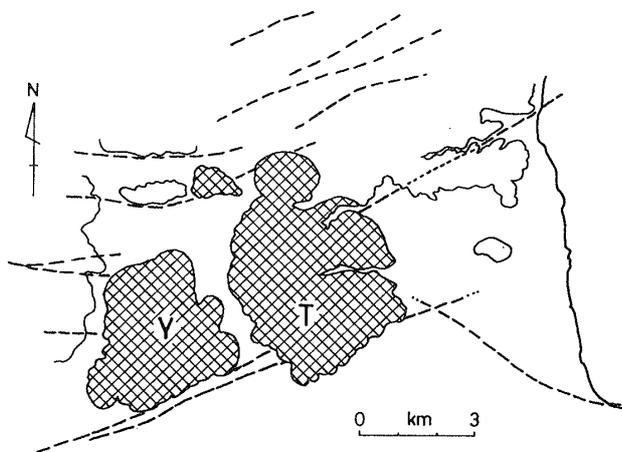
地形および地質の概略

調査地域には多数の東西系断層によって形成された地溝帯が存在し、由布・鶴見火山はその内部に位置する(第2図)。これら断層の多くは活断層と考えられている(活断層研究会, 1980)。そのため古い火



第1図 由布・鶴見火山の位置および地形図、等高線は100m間隔

由布・鶴見火山の地質と最新の噴火活動



第2図 断層分布図

Y, 由布火山, T, 鶴見火山 第3図 火山地形図

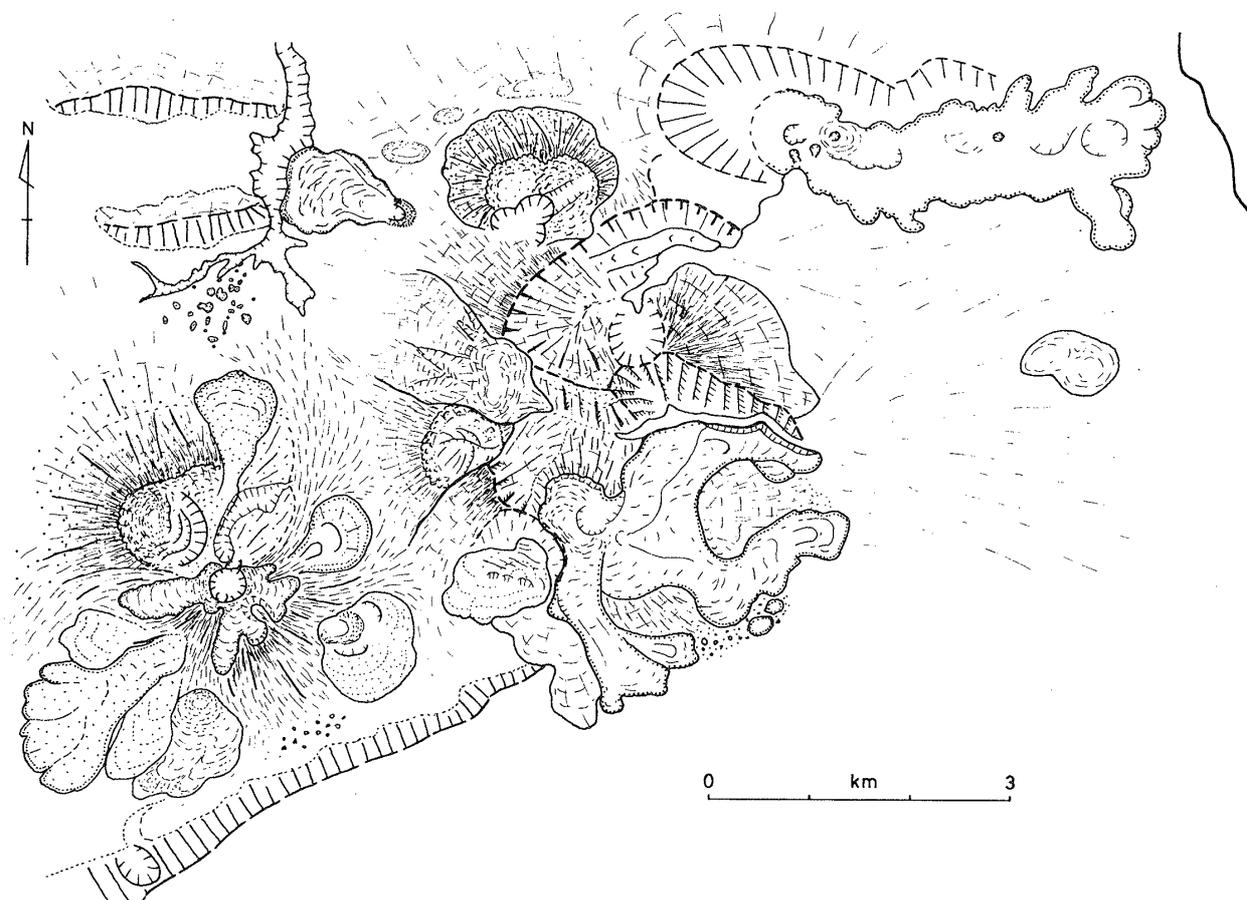
山体では、地塁状になるなど原形が不明のものがある。由布・鶴見火山には山体を切る断層地形は認められず、また火山地形もほぼ原形を保っており、両火山とも新しい火山体であることを示している（第3図）。高平火山はその南東斜面が浸食により失われているが、東方に開いた大火口状地形とそこから

流出した溶岩地形が認められるため、由布・鶴見火山につぐ新しい火山体と考えた。立石山、飛岳も独立した山体をなすが、本報では他の火山体とともに基盤岩類に含めた。

鶴見火山は鶴見岳（1374.5m）を最高峰とし、内山、大平山を含めた山体と、伽藍岳と鬼箕山をあわせた火山群である。内山と大平山を結ぶ稜線の北と南側に大きな浸食地形があり、春木川および境川の源流となっている。

由布火山は山頂部に径300mの大火口をもつ均齊のとれた火山体であり、豊後富士の別名をもつ。最高峰は火口縁西側の峰で1583.5mである。山頂火口から流出したと考えられる溶岩流も認められ、由布火山は成層火山であることがわかる（第3図）。山頂部から北ないし北東に向って深い沢があるのみで、著しい浸食地形は発達していない。

鶴見一高平火山を境に西側は海拔500～700mほどの高原状地形であるが、東側は海拔300m付近から扇状地となって別府湾に達している。このような高度差は、基盤の地形を反映しているものと考えられ



第3図 火山地形図

る。塚原を中心とした高原状地形は、火山体の成長にともない山間盆地が土石流や岩屑流などにより埋めたてられ形成されたものである。

地溝帯を境に、北へは津房川、南には由布川が深い溪谷を刻んでいる。

ところで調査地域の岩石の多くは、斑晶に富む角セン石安山岩である。松本(1918)の指摘したように、カンラン石から黒雲母・石英までの主要な火山岩の構成鉱物のすべてを含む岩石が多い。しかし流理構造があったり、斑晶量が部分的に異なるなど、不均質性が目立つ。そのため岩体一カ所からの薄片では、すべての鉱物を観察できない場合があり、岩石名は岩体の複数箇所での薄片記載をもとに命名した。

なお火山地質を記述する前に、層序学的基礎の一つになっているテフラの層序を述べることにする。また各火山体ごとの地形の特徴は地質記載の項で述べる。

テフラの層序と由布・鶴見火山活動

第4図に代表的なテフラの柱状図を示す。広域テフラは対比の手段として最も重要であり、九重山、阿蘇カルデラ、始良カルデラ、鬼界カルデラからのテフラが識別された。また由布・鶴見火山からのテフラも存在するが、最新期のもの以外はほぼ土壌化しており、連続層としての識別が困難である。以下テフラを下から順に記載する。

I テフラの記載

1. 塚原降下軽石層(TP)

塚原付近の厚い山麓堆積物の下部に3枚の軽石質テフラ層が挟んでいる。3者は岩質が類似し、かつ近接した層準にあるため、同一火山から短期間に噴出したものと考え、塚原降下軽石層(TP)と総称し、上位のものよりTP-1, TP-2, TP-3と命名した。

TP-1は厚さが57cmであり、岩相から4層に識別される。このうち最下部層(厚さ10cm)と最上部層(厚さ27cm)は軽石・結晶・火山ガラスからなり、淘汰が悪く、ラミナが発達している。中間の2層は主に軽石と結晶からなり、平均最大粒径値(粒径の大きなもの3個の値の平均値)は20mmである。

TP-2は厚さが13cmであり、平均最大粒径値が3mmの細粒な軽石層である。

TP-3は厚さが15cmで、ほとんど細粒のガラス質火山灰よりなる。このような堆積物は、降下軽石の

分布主軸からはずれた部分の堆積物か、または火砕流噴火にともなうガラス質降下火山灰層のいずれかと考えられる。

3者とも角セン石を含む普通輝石・シソ輝石安山岩ないしデイサイト質の火山灰である。

塚原降下軽石と類似した軽石層は、十文字原(第4図,4地点)に認められるのみである。また角セン石デイサイト質の火砕流が、鶴見岳南方の由布川流域(寺井・松本,1982)および立石山の北西斜面に分布しているが、塚原降下軽石層との関係は不明である。

2. Aso-4火砕流(Aso-4)

塚原付近に分布する山麓堆積物の上面から2.5m下位に、オレンジ色を呈する非溶結の火砕流堆積物(以下火砕流と略す)のブロックの密集した層準がある。火砕流は発泡の良い軽石と細粒のマトリックスからなるが、このうち最大のブロック(20×10cm)は、細粒のマトリックスに富む部分と結晶および岩片に富む部分とからなっている。軽石の斑晶は角セン石、シソ輝石、斜長石、不透明鉱物で、Aso-4火砕流と同質である。

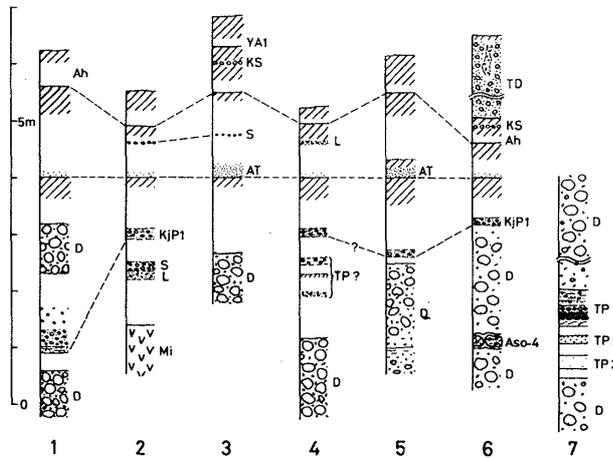
一般にAso-4火砕流は谷埋めの部分では強く溶結するが、台地上では非溶結部が卓越する(小野他,1977)。阿蘇火山の北東、九重火山の山麓にもAso-4火砕流は広く分布しているが、周辺よりも高い台地ないし尾根状部分に分布するものは、薄く非溶結であるが、その基底部分には厚い岩片集積層(Ground layer: WALKER *et al.*, 1981)をとともう(小林,未発表資料)。このように薄い非溶結部分には、吹きぬけパイプは認められない。それゆえ、塚原に産するAso-4火砕流ブロックにみられる岩片および結晶の濃集部は、吹きぬけパイプではなく、岩片集積層に相当すると考えられる。火砕流中の軽石の平均最大粒径値は30mm、岩片集積層中の岩片のそれは19mmである。

非溶結の火砕流ブロックが密集していることは、原堆積地からの移動量が大きくないことを意味しており、ほぼこの層準に堆積したものと判断される。しかし塚原降下軽石層との層序関係は不明である。噴出年代は約7万年前である(MACHIDA and ARAI, 1983)。

3. 九重第1軽石層(KjPi)

鶴見岳南方(第4図,1地点)には、下部12cmが青灰色火山灰と黄灰色ガラス質火山灰の互層であり、上部30cm以上が降下軽石(平均最大粒径値12mm)よ

由布・鶴見火山の地質と最新の噴火活動



第4図 テフラ柱状図

Mi: 水口山火山岩, D: 山麓堆積物(土石流および岩屑流堆積物), TP(TP₁~TP₃): 塚原降下軽石層, ASO-4: 阿蘇-4火砕流, KJP₁: 九重第1軽石層, AT: 始良Tn(AT)火山灰層, Ah: アカホヤ火山灰層, KS: 米窪スコリア層, YA₁: 由布岳火山灰層, TD: 塚原火砕流, S: スコリア層, L: 礫質粗粒火山灰層. 各柱状図の位置は第5図に示してある.

りなるテフラ層がある. 小野(1963)は九重山麓においてこれらをDおよびP₁と命名し, ともに九重火山起源であるとした. 町田(1980)は大分県大野川流域に産する降下軽石を九重第1軽石層と命名した. 由布・鶴見火山地域では, 小野(1963)のD層が欠如していたり, 不明瞭な場合が多い. そのため本報では両者をあわせて九重第1軽石層とよぶ. この軽石層(P₁)中には, 青灰色岩片(本質物質と思われる)が特徴的に含まれており, D層が欠如している場合でも対比が容易である. 町田(1980)は噴出年代を3~3.5万年前と推定している.

4. 始良Tn火山灰層(AT)

この火山灰層は鹿児島湾の湾奥部を中心とする始良カルデラの22,000年前の大噴火により形成された淡黄色のガラス質火山灰層であり, 第4図の3および5地点では保存状態が良い. 一般にこの火山灰層の直下は灰褐色を帯びており, 本層が単一層として識別できなくとも, その層準の土を水洗いし, 鏡下で観察すると, やや厚みのある透明な火山ガラスが見出される.

第4図の3地点では, 最下部2cmは細粒軽石層であるが, 上部15cmはその基底部に軽石(平均最大粒径値5mm)をとめない, 上方に向かってガラス質火山灰に移化する単調な級化層理を示す. この産状は

早川(1983)の示した始良Tn火山灰(AT)と宿毛火山灰(SKM)の関係と同じであり, 下部2cmは大隅降下軽石に相当し, 上部15cmが入戸火砕流のco-ignimbrite ash, すなわちATであろう.

5. アカホヤ火山灰層(Ah)

この火山灰層は, 約6,300年前の南九州鬼界カルデラの火砕流噴火によって生じた細粒な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). 最大層厚は35cmである. 南九州では基底部に軽石, 小岩片, 結晶, 火山豆石をとめないが, 本地域では基底部は小結晶に富むが, 大半は火山ガラスよりなる.

6. 米窪スコリア層(KS)

このスコリア層は, 九重火山の東半を占める大船山の山頂付近の米窪火口からの噴出物であり, スコリアの平均最大粒径値は17mmである. 堆積後の地層のかく乱などで真の厚さは不明であるが, 第4図の3地点で3~5cmの厚さと推定される. 岩質は普通輝石・シソ輝石安山岩である. 噴出年代は不明であるが, テフラの層序から判断すると, 5,000~3,000年前と推定される.

7. 由布岳火山灰層(YA₁)および塚原火砕流(TD)

第4図の3地点ではアカホヤ火山灰層(Ah)および米窪スコリア層(KS)のさらに上位に, 青灰色~紫灰色の火山灰層(YA₁)が, また6地点では火砕流(TD)が重なっている. 両者とも由布岳を中心に分布しており, かつ同一層準にあるため, 同一活動期の噴火の産物と考えられる. 現地表付近に堆積している識別可能なテフラとしては, 最新のものである. この火山灰および火砕流の詳細は後述する.

なおSおよびLは, それぞれスコリア層と礫質の粗粒な火山灰層をいう. Lは近くの火山からの噴出物であるが, Sは米窪スコリア同様, 九重火山から飛来した可能性もある.

II テフラから推定される由布・鶴見火山の活動年代

由布・鶴見火山の最初期の噴出物を特定できていないため, 火山活動の開始年代は不明であるが, テフラの柱状図からおおまかな年代は推定が可能である. 以下第4図の柱状図にもとづいて述べる.

1地点では九重第1軽石層(KJP₁)をはさみ, その上下に土石流堆積物が存在する. このうち下位のものは, 当地域の基盤を構成する小麓山火山岩から由来したものである. 上位のものは由布・鶴見火山の岩石と同質の角セン石安山岩よりなる. この物質の

供給源としては、本地域では鶴見火山以外に考えられない。それゆえ鶴見火山が南方に土石流を供給するまでに成長したのは、約3万年前と推定される。

2地点ではKjPiの下位にスコリア層(S)と小岩片にとむ礫質の火山灰層(L)がある。このうちスコリアは九重火山起源の可能性もあるが、礫質の火山灰層は、岩片の平均最大粒径値(15mm)から考えて、由布火山起源と考えられる。

このような産状から、由布・鶴見火山はともにKjPi(3~3.5万年前)よりは古い時代から活動を開始したと考えられるが、Aso-4火砕流(7万年前)との関係はいまだ不明である。なお高平火山の斜面の延長上にあると考えられる塚原において、塚原降下軽石層やAso-4火砕流が見出されることから、高平火山の形成は7万年よりもさらに古い時代である。

また広域火山灰と火山体の被覆関係を調べると、鬼箕山や伽藍岳など鮮明な火山地形を保っている火山でも、AT火山灰(22,000年前)よりは新しいが、Ah火山灰(6,300年前)よりも古いことが判明した。ただ池代溶岩、由布岳山頂溶岩および鶴見岳山頂溶岩はAh火山灰よりも上位に位置しており、溶岩の流出をとまなう火山活動が現世にも行なわれていたことを示している。

各火山および火山岩の記載

由布・鶴見火山など新しい火山では、溶岩流一枚ごとの識別が可能な場合が多い。そのため岩体名は溶岩の単位で命名したが、識別できないものは火山体を一つの岩体とみなし命名した。

I 基盤岩類

1. 石城川累層(Is)

調査地域の南東部、別府市街地に面した丘陵を構成する凝灰角礫岩、凝灰質砂岩で、ほぼ水平に堆積している地層をいう。岩質は輝石安山岩、普通輝石・カンラン石安山岩等の礫からなり、笠間(1953)によれば、本累層の上部は小鹿火山岩と同時異層の関係である。

2. 小鹿山火山岩(Oj)

鶴見岳の南方、小鹿山を中心として分布する安山岩溶岩、火砕岩の総称。火山の原形または溶岩流の表面地形などは認められない。岩石は角セン石・シソ輝石含有普通輝石・カンラン石安山岩である。

3. 倉木山火山岩(Ku)

調査地域の南西部にわずかに露出するが、噴出中

心は南方の倉木山と推定される。岩石は角セン石含有普通輝石・カンラン石安山岩であり、小鹿山火山岩と類似するが、それぞれ独立の山体をなしているため、別個の名称を用いる。

4. 雛戸山火山岩(Hi)

雛戸山を中心に地壘状に産する火山噴出物をよぶ。主に溶岩の累積よりなり、飛岳の基底部にもわずかに露出する。岩石はシソ輝石・普通輝石安山岩である。

鎌田・村岡(1984)によると、雛戸山北東山麓の岩石のK-Ar年代は 2.4 ± 0.5 Maである。

5. 水口山火山岩(Mi)

この火山岩は由布火山南側の第2図に示される断層崖を構成する溶岩である。台地状の地形を示すが、南方に約10度のゆるい傾斜面をもつ。それゆえ噴火中心は断層崖よりも北方にあったと推定されるが、現在は由布・鶴見火山等の新期の噴出物に覆われてしまい露出していない。岩石はシソ輝石・角セン石デイサイトであるが、流理構造の発達した部分には、斑晶としてカンラン石・普通輝石・石英がさらに加わっている。

6. 飛岳火山岩(To)

飛岳は比高300mの小火山であり、主に溶岩より構成されている。北および南麓には、断層地形が認められる。溶岩円頂丘と考えられるが火山地形は明瞭ではない。岩石は石英・黒雲母含有シソ輝石・普通輝石・角セン石安山岩であるが、ごく稀にカンラン石を含む。

7. 立石山火山岩(Tat)

立石山は由布火山北西方向に位置する比高400m程の火山体である。山体には断層および河川の浸食地形が発達している。調査地域内には溶岩がわずかに露出するのみで、火山体の構造は不明であるが、予察では北西斜面にシソ輝石・角セン石デイサイト質軽石よりなる火砕流の分布が確認された。岩石は主にシソ輝石・角セン石安山岩ないしデイサイトであるが、カンラン石、普通輝石を含むものもある。

II 高平火山

別府市北西部の高台をなす山体を高平山火山とよぶ。北および西方にはなだらかなスロープをもち、鶴見火山の基盤となっている。一方、別府市街地に面して急斜面が連なり、馬蹄形の火口状地形も認められ、そこからは溶岩が流出している。また実相寺山は扇状地堆積物に埋め立てられており、その所属

由布・鶴見火山の地質と最新の噴火活動

は不明であるが、岩質が類似することから、高平火山に含めた。以上3者をあわせて高平火山とよぶ。

1. 高平山火山(Tak)

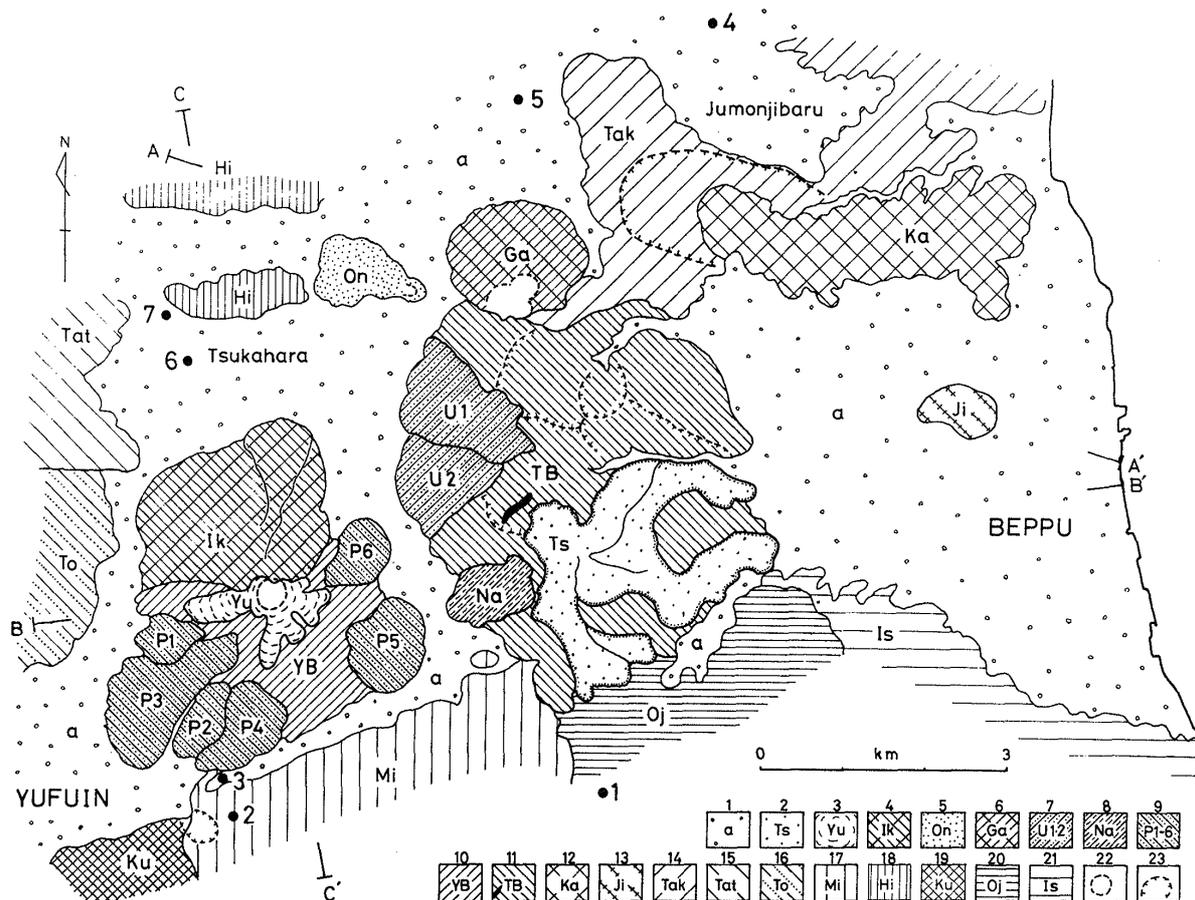
火山体の南東部は欠如しているが、これは大きな高度差のある基盤地形の境界部に火山が成長したために、低まった部分が容易に浸食されてしまったためであろう。また馬蹄形火口の形成も浸食地形を著しいものにした。山体の西および北方に広がる高原状の緩斜面は、主に岩屑流および土石流堆積物によって構成されている。第5図4地点では、高温酸化を示す熱雲状堆積物であり、厚さは数10mに達する。また5地点では完全には炭化しきっていない木片を多数含んでおり、土石流堆積物と考えられる。この

ような岩屑流・土石流は、東方に開いた馬蹄形火口の形成よりも古い時代の噴火あるいは山体崩壊により発生したと推定される。露出が悪く、土石流、岩屑流堆積物の層序や分布が明らかでないため、独立した地層単位とはせず、火山麓堆積物として一括した。岩石は石英・普通輝石含有シソ輝石・角セン石安山岩ないしデイサイト($\text{SiO}_2=63.5\%$)である。

2. 実相寺山溶岩(Ji)

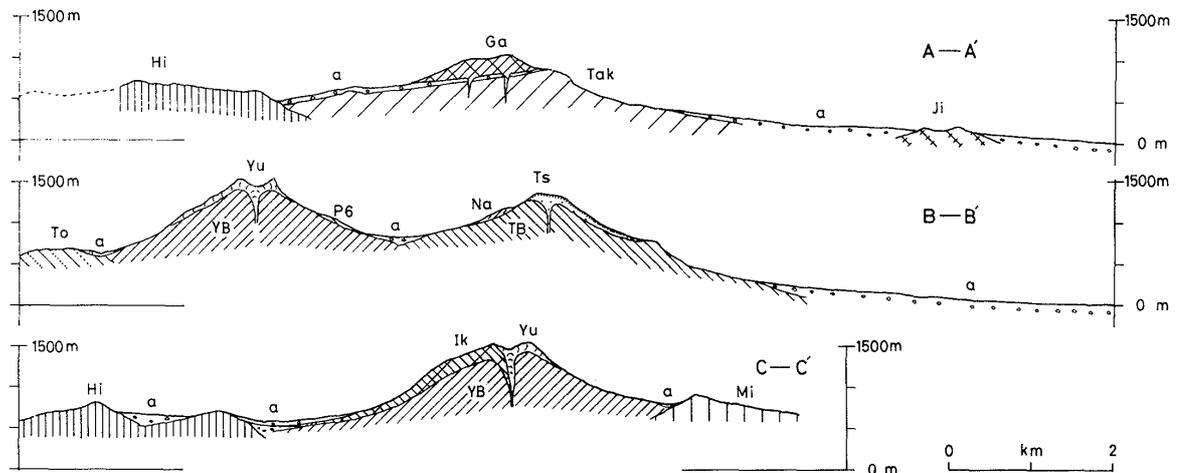
別府市街地に分布し、高さ100m程の小山をつくる。扇状地堆積物に埋め立てられており、その基底部分は不明であるが、形態から溶岩円頂丘と判断される。岩石は角セン石斑晶に富むシソ輝石・角セン石安山岩ないしデイサイトである。

3. 鉄輪溶岩(Ka)



第5図 由布・鶴見火山の地質図

1. 火山麓堆積物(岩屑流・土石流・崖すい堆積物など), 2. 鶴見岳山頂溶岩, 3. 由布岳山頂溶岩, 4. 池代溶岩, 5. 鬼箕山溶岩, 6. 伽藍岳溶岩, 7. 内山溶岩および内山南溶岩, 8. 南平台溶岩, 9. 由布岳側火山溶岩類, 10. 由布岳基底火山岩, 11. 鶴見岳基底火山岩, 12. 鉄輪溶岩, 13. 実相寺山溶岩, 14. 高平山火山岩, 15. 立石山火山岩, 16. 飛岳火山岩, 17. 水口山火山岩, 18. 羅戸山火山岩, 19. 倉木山火山岩, 20. 小鹿山火山岩, 21. 石城川累層, 22. 火口, 23. 急崖 1~7の数字はテフラ柱状図(第4図)の位置を示す。



第6図 由布・鶴見火山の断面図

馬蹄形火口から東方に流下し、海岸付近にまで達した溶岩を鉄輪溶岩とよぶ。径1.5kmに及ぶ馬蹄形火口は、大規模な山体崩壊をともなう噴火により形成されたもので、溶岩流出はそれにひきつづく火山活動によるものと推定される。火口底では現在でも噴気活動が盛んであり、湯の華を採取している。また周辺の岩石は、著しい熱水変質作用をうけている。この付近には、水蒸気爆発あるいは地すべりによると考えられる小凹地がみられる。

鉄輪温泉付近では赤褐色の角礫状岩体であるが、先端部では灰白色塊状の溶岩となる。この先端部の岩石は実相寺山溶岩と類似するが、角セン石の斑晶量は少ない。溶岩の周辺部は扇状地堆積物に覆われているが、厚さを75mと仮定すると、溶岩の体積は 0.28km^3 となる。噴気活動が現在も継続しているためそれほど古い溶岩とは考えられないが、テフラによる時代推定はできなかった。岩石は普通輝石含有シソ輝石・角セン石安山岩ないしデイサイトである。

III 由布火山

由布火山は比高1,000mの小型の成層火山で、山頂部は火口をもつ溶岩円頂丘に占められている。成層火山の内部は新期の噴出物に厚く覆われており、北斜面の沢にも露出していない。火山体の体積は約 4.2km^3 である。

1. 由布岳側火山溶岩(P1~P6)

山麓をとりまくように分布する溶岩を側火山の噴出物とした。このうちP4とP5は明らかに山麓に噴出口をもつが、P3とP6は山頂火口から流下した溶岩流であるかもしれない。P1とP2も山麓ないし山

頂から流下した溶岩と思われるが、その表面地形は他より不鮮明である。P4はとがった山頂をもつ溶岩円頂丘であるが、その一部は溶岩流となって流下している。P5は二重火山の形態を示すが、これは溶岩円頂丘の頂部が凹んだ結果生じたものであり、単一の火山体であろう。広域テフラとの関係のわかる露頭は少なく、わずかにP3がAT火山灰に覆われているのが観察されるにすぎない。側火山群の中では、P4・P5・P6は表面地形が良く保存されており、AT火山灰とAh火山灰にはさまれた層準、すなわち22,000年前から6,300年前の間に形成されたものと推定される。各溶岩の岩石名は以下のとおりである。

- P1：黒雲母・石英・カンラン石含有普通輝石・シソ輝石・角セン石安山岩
- P2：シソ輝石・角セン石安山岩であり、特に流理構造が発達している。
- P3およびP4：黒雲母・シソ輝石・カンラン石含有普通輝石・角セン石安山岩
- P5：石英・黒雲母・シソ輝石含有普通輝石・角セン石安山岩
- P6：黒雲母・石英・普通輝石・カンラン石含有シソ輝石・角セン石安山岩

2. 池代溶岩(Ik)

由布火山北ないし北西斜面を構成する溶岩であり、溶岩流をともなう溶岩円頂丘の形態を示す。円頂丘は約 40° の急傾斜の崖すい斜面をもち、山頂付近には内側に湾曲した滑落崖がみられる。その円頂丘の一部が溶岩流となり、北方に流下しているのが北斜面の沢の断面で認められる。塚原に点在する流れ山も池代溶岩の活動と関連して形成されたものである。噴出物はすべてAh火山灰、米窪スコリア層よりも上位に堆積している。岩石は石英・黒雲母含有カンラ

由布・鶴見火山の地質と最新の噴火活動

ン石・普通輝石角セン石安山岩である。体積は0.14 km³である。

3. 由布岳山頂溶岩(Yu)

北斜面の沢の源流部では、池代溶岩を覆って、厚さ10m以上の火山角礫岩層が分布し、由布岳山頂溶岩がその上にのり上げているのが観察できる。この溶岩は北方以外の三方向に流下し、山腹の途中で止まっている。山頂付近では大きな盛りあがりを示し、山麓からみると頭部のとがった溶岩円頂丘の形態を示すが、径300mの大火口をもつ。

南麓には最大径5mの多数の岩塊が散乱しており、その表面には特徴的なバン皮状の亀裂など、急冷構造をもつものが多い。南麓にのみ分布することは、山頂火口からの放出物ではなく、溶岩流前面の崩壊により生じた岩塊であることを示している。山頂部の岩石は石英・黒雲母含有普通輝石・角セン石安山岩であるが、南方に流下した溶岩および山麓に散在する岩塊にはカンラン石斑晶も含まれており、溶岩先端部の崩壊説を裏づけている。このことはまた山頂火口が爆裂火口ではなく、溶岩が急速に火道内に流下した結果生じた一種の陥没地形であることを示している。しかし大火口内の小さな火口は、その後の噴火によって生じた爆裂火口であろう。体積は約0.014km³である。

IV 鶴見火山

鶴見火山は由布火山にくらべ浸食地形が著しく、別府扇状地への物質の供給源となっている。鶴見岳山頂の北側で、海拔1,200m付近には噴気孔がある。火山体の体積は、3.5km³と推定される。

1. 鶴見岳基底火山岩(TB)

火山地形の明瞭な単成火山以外のものを一括して基底火山岩とよぶ。大平山は東側の火山斜面以外は浸食により失われている。テフラの層序から推定する限り、形成年代が由布火山とそれほど違わないにもかかわらず、著しい浸食地形の差異が生じた原因としては、1)落差の大きな基盤地形の上に火山体が形成された 2)複数の火山体の集合よりなる 3)爆発・崩壊現象が多かった、ことなどがあげられる。

地形から噴火中心の場所を推定すると、大平山、内山、内山一鶴見間、鶴見岳付近を中心とする火山体が考えられる。また内山一鶴見岳の間には岩脈があり、複数の火山体から構成されていることを示している。

岩石は山体ごとに斑晶組合せに多少の差異はあるが、すべて角セン石安山岩ないしデイサイトである。春木川上流では、シソ輝石・角セン石安山岩、石英含有普通輝石・角セン石安山岩、大平山では、石英含有シソ輝石・角セン石安山岩で、ごく稀に黒雲母を含む。鶴見岳を中心とした南部の山体では、カンラン石・石英含有シソ輝石・普通輝石・角セン石安山岩が卓越する。

2. 内山溶岩(U1)

基底火山体の浸食火口縁上に位置する溶岩円頂丘であるが、他の新期の火山体にくらべ山腹の浸食が進んでおり、また山頂部の溶岩微地形も明瞭でない。岩石は石英・普通輝石・カンラン石含有シソ輝石・角セン石安山岩であるが、山体の中央部にのみシソ輝石・黒雲母・石英含有角セン石安山岩ないしデイサイトが存在する。体積は0.04km³である。

3. 内山南溶岩(U2)

溶岩円頂丘の頂部には、湾曲した溶岩じわないし滑落地形が認められ、山麓にかけては急な崖すい斜面が広がっている。大きな沢が西斜面にあり、海拔1,000m付近で溶岩と角礫状の崖すい堆積物との境界がみられる。Ah火山灰は山麓の崖すい堆積物のマトリックスとして産する。岩石はカンラン石・黒雲母・石英含有シソ輝石・普通輝石・角セン石安山岩である。体積は0.05km³である。

4. 伽藍岳溶岩(Ga)

比高が250mの溶岩円頂丘であり、北ないし西方には崖すいによる斜面が発達している。南方に開いた火口状の地形が認められ、噴気活動が盛んである。山頂部は2つの円頂丘の合体であり、その境界部は角礫化している。両者はほぼ同時に噴出したものであるが、東側の円頂丘の方が高く、西側にのり上げている。緩斜面上に形成された溶岩円頂丘のため、山頂部に溶岩の滑落地形はないが、北東～南西方向にのびる地溝状の落ちこみが認められる。これは活断層ではなく、溶岩円頂丘にしばしば認められる山頂部の陥没現象の一種と考えられる。

溶岩とAh火山灰層の被覆関係は不明であるが、十文字原(第5図,4地点)のAh火山灰層の下には、平均最大粒径値が58mmの礫質の火山灰層があり、噴出源は伽藍岳と考えられる。この火山灰の層準は、遺跡との関係から7,500年より古いと推定される。

伽藍岳西の沢ぞいには、著しく変質した岩石や粘土からなる土石流堆積物が、由布岳火山灰層より上位と、Ah火山灰層より下位の二層準に認められる。

しかし同質の火山灰は、沢ぞい以外の所に分布していない。このことから火口状の地形は主に崩壊によって生じたものと考えられる。噴気活動は伽藍岳が形成された以降継続しており、変質作用の進行にともない崩壊がくり返されたのであろう。岩石は石英・カンラン石含有シソ輝石・普通輝石・角セン石安山岩である。体積は0.2km³である。

5. 鬼箕山溶岩(On)

伽藍岳西方の小スコリア丘と溶岩を一括して鬼箕山溶岩とよぶ。スコリア丘は比高30mで、西方に開いた径140mの火口をもち、その表面には最大2.5mの紡すい状火山弾が産する。火口壁ではスコリアと火山弾が溶結し、アグルチネイトとなっている。

溶岩流の表面には、多数のしわ状地形がみられ、またアグルチネイトの岩塊が散在している。その溶結面の傾斜はブロックごとに異なり、その場に形成された小型のスコリア丘ではないことを示す。スコリア噴火と溶岩の流出が同時に進行したため、火口縁で形成されたアグルチネイトが溶岩上にくずれ落ち、溶岩流によって運ばれたものであろう。スコリア丘の西半が欠けているのもこの考えを支持している。岩石はシソ輝石・石英・黒雲母・角セン石含有普通輝石・カンラン石安山岩(SiO₂=53%)である。体積は0.015km³である。

6. 南平台溶岩(Na)

鶴見岳南西側の崩壊状地形の内部に位置する溶岩円頂丘である。山体には多数の亀裂が認められるが、内山南溶岩や池代溶岩のように湾曲しておらず、ほぼ直線的である。これは南平台溶岩がほぼ固結した後、地震あるいは何らかの原因で滑落したためであろう。Ah火山灰が崖すい堆積物のマトリックスとして産する。岩石は石英含有シソ輝石・普通輝石・角セン石安山岩である。体積は0.06km³である。

7. 鶴見岳山頂溶岩(Ts)

この溶岩は鶴見岳山頂付近に噴火口をもち、山頂火口を埋めたて、南および東方に流下した溶岩流である。溶岩の表面は新鮮な塊状溶岩の形態を保っている。その表層部には由布岳火山灰層が存在しないので、それよりも新期の噴出物であろう。南東山麓には多数の岩塊が集積しているが、これは溶岩流出時の崩壊堆積物であろう。岩石は黒雲母・カンラン石・石英含有普通輝石・角セン石安山岩(SiO₂=60%)である。体積は0.15km³である。

由布・鶴見火山の最新の噴火

I 由布火山

由布山麓には流れ山地形をもつ塚原火砕流と由布岳火山灰層があり、両者は由布火山最新の産物である。ここではこれら堆積物および火山体の特徴を記載し、噴火現象の再現を試みる。

1. 塚原火砕流の産状および分布

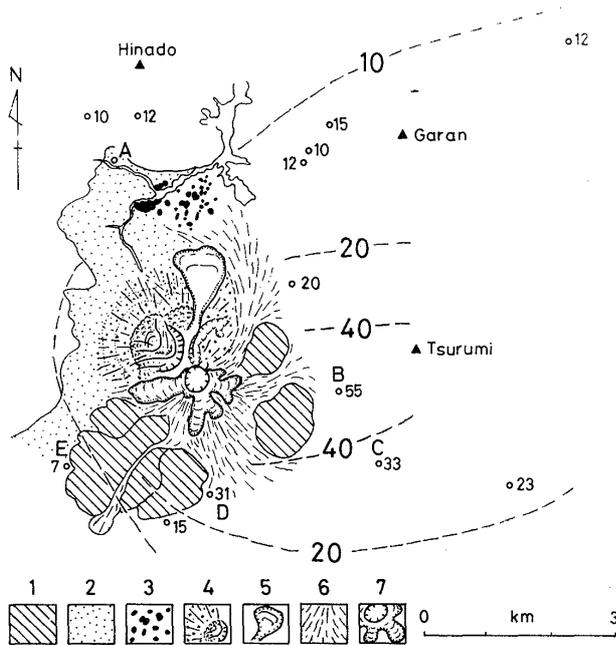
塚原火砕流は由布火山の西半の山麓に分布する(第7図)。岩塊およびその細粉よりなる無層理の堆積物であるが、2つ以上のflow unitが認められる。岩塊の最大径は10mをこす。飛岳との間の低地を埋めた堆積物では、10m以上掘り下げても下位の腐植土壌が現われない。厚い堆積物の上半部は赤褐色～紫灰色を呈するが下半部は青灰色であり、表層部の変色は堆積後の高温酸化のためであろう。また塚原では表層付近に多数の吹きぬけパイプ構造がみられる。このような高温の岩塊よりなる火砕流は然別火山、榛名火山の山麓にもみられ、メラピ型の熱雲堆積物と同様の成因が考えられる(安藤・山岸, 1975)。

流れ山は塚原周辺にのみ密集しており、川を隔てた対岸には少ない。流れ山の最大径は130m、高さは20mほどである。その内部は岩塊およびその細粉が雑然としているが、メガブロック(MIMURA and KAWACHI, 1981)も認められる。これも全体として高温酸化をうけている。塚原にのみ流れ山が多い理由は、この方向に流下した火砕流の構成物質の粉砕度が小さくメガブロックとして残りえたこと、およびその火砕流が盆状地形に入りこみ急速に速度が減じたためと推定される。なお対岸の斜面には30m以上の高さにまで火砕流がのりあげ堆積している(第6図, C-C'断面)。このような堆積状態はDepositional ramps 構造(SUZUKI and UI, 1982)と呼べる。St. Helens火山の1980年の山体崩壊によるドライアバランシュ堆積物(岩屑流)にも、この構造が多数認められた(宇井・荒牧, 1983)。

第7図A地点の産状を第8図に示す。ここでは2つのユニットがあり、各々のユニットの下部は青灰色で岩片に富むが、上部にむかって紫灰色の火山灰層となる。この紫灰色火山灰層には斜交したラミナの見られるところもある。A地点よりさらに1km遠方でも紫灰色の火山灰が10~12cmの厚さで堆積している。降下火山灰の10cmの等層厚線の広がりを見ると、鎌倉山方向に大きく広がるのは不自然であり、

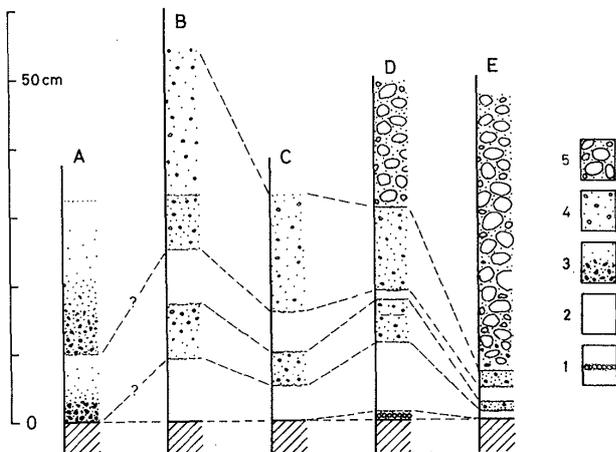
由布・鶴見火山の地質と最新の噴火活動

この部分の火山灰層は火砕流の周縁部と考えられる。なおSt.Helens1980年のドライアバランシュ堆積物中には多数の木材片が認められる(宇井・荒牧, 1983)が、塚原火砕流ではまだ発見されていない。体積は0.05km³である。



第7図 由布岳の最新期の噴火による噴出物の分布および等層厚線図(cm)

1. 最新期の噴火以前の溶岩類, 2. 塚原火砕流, 3. 流れ山, 4. 池代溶岩円頂丘, 5. 池代溶岩流, 6. 火山角礫堆積物および土石流堆積物, 7. 由布岳山頂溶岩。A-Eは第8図の柱状図の位置を示す。



第8図 塚原火砕流および由布岳火山灰層の柱状図

1. 黄灰色粗粒火山灰層, 2. 紫灰色細粒火山灰層, 3. 火砕流, 4. 青灰色粗粒火山灰層, 5. 土石流。

2. 由布岳火山灰層(YA1)

由布岳火山灰層は等層厚線図(第7図)により、現山頂付近を噴出源とし、その分布軸は東方に向かって示される。この火山灰層には、紫灰色細粒火山灰と青灰色粗粒火山灰の2つの層相があり、各々が火砕流の細粒な上部と粗粒な下部に類似している。この2種類の火山灰は互層となり2回くり返すが、D地点では最下部に黄褐色火山灰層が存在する(第8図)。これは類質火山灰と考えられるが、他は本質物質であろう。なおこれら火山灰層の間には大きな時間間隙を示す証拠は認められない。

この火山灰層の厚さは、15cmよりも薄い場合が多い。そしてたとえ厚くてもその上部では保存状態が悪く、堆積構造のみられない場合が多い。ただしE地点では火山灰堆積後の早いうちに土石流に覆われてしまい、厚さは7cmにすぎないが堆積構造が良く保存されている。

3. 噴火現象の再現

噴火はまず小規模な水蒸気爆発で始まり、その時の火山灰は主に南方に堆積した。その後多量の火山灰を噴出しながら溶岩円頂丘が形成された。この時までの噴出物が紫灰色火山灰と考えられる。その後溶岩円頂丘を吹きとばす激しい噴火がおり、山体は崩壊し、高温の岩塊よりなる熱雲状の火砕流が発生した。この時の火山灰が青灰色粗粒の火山灰に相当するものであろう。このように考えると溶岩円頂丘の出現および崩壊が再度くり返されたことが推定される。現在の池代溶岩は3度目に形成された溶岩円頂丘であり、山頂部には滑落地形があるが、大きな火砕流の発生には至らなかったであろう。なお池代溶岩噴出にともなう火山灰は、明瞭な紫灰色火山灰としては残っていない。この時は多量の火山灰を出さずに溶岩のみが出現したためと思われる。

由布岳山頂溶岩の活動がそれにひきつづくが、このときには溶岩流出に先行し、多量の本質岩片が噴出され、現山体表面を厚く覆っている。第8図で上位の青灰色粗粒火山灰層が下位のものよりかなり厚いのは、2度目の噴火が激しかったためのみではなく、由布岳山頂溶岩噴出時のテフラも堆積しているためであろう。ただし両者の境界は特定できていない。

流出した溶岩は山体斜面で止まったが、南斜面では溶岩流の前面で崩落がつづき、熱雲状態となって落下した。その後溶岩流出の勢いは急速におとろえ、溶岩は火道の下方向へ流入してしまい、溶岩円頂丘の

山頂部には陥没による大火口が出現した。

テフラでみる限りこれらの噴火の間には大きな時間間隙は存在しない。それゆえ、これら火山灰層、火砕流、溶岩流などは一連の噴火活動の産物とみなすことができる。

なお由布岳山頂溶岩の噴火の最中、あるいは直後に、DおよびE地点には土石流が到達しており、それ以前のテフラを厚く覆っている。山頂火口ではその後も少量のテフラを噴出したが、火山活動は鎮静化していった。

この噴火の時代については後に考察する。

II 鶴見・由布火山の有史時代の活動

鶴見岳山頂溶岩は由布岳火山灰層よりも新しいが、この噴火によるテフラは少量であったため野外で識別できない。そのため、ここでは、噴火と扇状地の形成関係および古記録から、鶴見・由布火山の噴火年代を考察する。

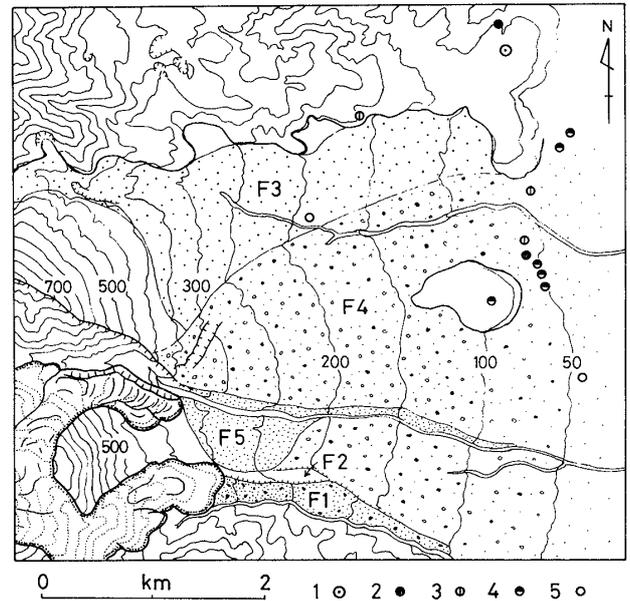
1. 噴火と火山麓扇状地の関係

別府市街地は鶴見岳の東山麓に広がる扇状地の上に位置している。この扇状地に最古のF1から最新のF5までの5つの地形面を識別した(第9図)。ただしF2とF3の新旧関係は不明である。F1・F2面上は古くから宅地あるいは畑地として利用されており、自然状態の地表面はほとんど残されていない。それゆえ広域テフラを用いての地形面形成の時代決定ができないばかりか、由布・鶴見火山のテフラ層も識別できない。

第9図に描かれた鶴見岳山頂溶岩のうち、南方に流下した部分はF1・F2の両面を覆っている。また北方に流下した溶岩は大平山との間の谷を埋め、その後浸食されたことが明らかである。F4面は大平山斜面、海拔350~400m付近に扇頂をもち、その付近には北北東にのびる涸れ沢が存在する。この地形は溶岩流出により谷が埋められた結果生じたものと考えられる。

噴火時には山体部に多量の物質が集積され、それが短期間のうちに流出し、基本的な地形面が形成される場合が多い(小林, 1983)。由布火山でも小規模な例を示したが、F4面はその好例であろう。

F4の扇状地堆積物は大小の亜角礫および砂りりなるが、扇頂部付近には径10m以上で、著しく破碎された溶岩のメガブロックがみられる。扇頂部では20~30mの厚さであるが、流下するにつれ薄層化する。



第9図 火山麓扇状地と遺跡の分布

1. 旧石器時代から中世にわたる複合遺跡, 2. 縄文時代の遺跡, 3. 弥生時代の遺跡, 4. 古墳時代の遺跡, 5. 時代未詳の遺跡. 等高線は50m間隔。

る。

供給量の多い間は土石流として激しく溢れ出しF4面をつくったが、その後は下方浸食が卓越しF5をつくり現在に至っている。

第9図には大分県教育委員会(1983)の資料をもとに、別府市周辺の遺跡の分布を時代別に示した。特徴的なことは、F4面上には海拔50m付近に遺跡が集中しており、それより高い部分には存在していないことである。F3面および丘陵地ではより高所にも分布するのと好対照をなす。また弥生遺跡の1つは、水道工事中に地下50~60cmの砂礫中から発見されたことであるが、詳細は不明である(橘昌信, 個人談話)。古墳とF4面の直接の関係は不明であるが、遺跡全体の分布から考えると、海拔50mよりも高所では厚い扇状地堆積物に覆われてしまい発見されにくいであろう。また奈良・平安時代には見るべき遺跡がない(大分県教育委員会, 1983)。

このように遺跡の分布から見る限り、F4面の形成年代は古墳時代後期(AD500~600)であり、飛鳥・奈良・平安時代には荒涼とした砂礫原であった可能性がある。

2. 古文書から推定される活動

鶴見岳の明らかな噴火としては867年(貞観9年)の1回しか知られていないが、噴火と推定される記録が他にもある。ここでは古文書からの考察をのべる。

由布・鶴見火山の地質と最新の噴火活動

イ) 豊日志(増訂大日本地震史料)

772年(宝亀3年)の記録として「二月大隅ノ国霧島山ノ神, 鶴見岳ニ降臨ス, 国司紀ノ朝臣鯖磨其靈兆ヲ以聞ス. 因テ祠ヲ建テ, 奉祭シ以テ宮社ニ列ス, 霧島大神火男火咩神ト称ス」とある.

ロ) 国史(日本噴火志・下編)

「宝亀三年(西暦七百七十二年)冬十月丁巳太宰府言上, 去年五月二十三日, 豊後国速見郡敵見郷山崩填澗, 水為不流, 積十余日忽決漂, 没百姓四十七人, 被埋家四十三區, 詔免其調庸, 加之賑給」

ハ) 日本後記纂詰(日本噴火志, 下編)

嘉祥二年六月奉授豊後国宇奈岐比咩神(神名式, 繫速見郡, 比咩作日女, 今在由布郷石松村, 称六所権現或木綿明神), 火男火咩神(咩, 神名式作賣, 式云, 火男火売神社二座, 今在鶴見村鶴見山下云), 並從五位下(後加火男神從五位上, 貞觀九年有神異, 授二神正五位下, 見三代実録)

ニ) 三代実録(日本噴火志・上編)

貞觀九年正月二十日(867年3月4日)

○二月二十六日丙申太宰府言, 從五位上火男神從五位下火売神二社, 在豊後国速見郡鶴見山嶺, 山頂有三池, 一池泥水色青, 一池黒, 一池赤, 去正月二十日池震動, 其声如雷, 俄而見如硫黄遍滿国内, 磐飛上下無数, 石大者方丈, 小者如甕, 書黒雲蒸, 夜炎火熾, 沙泥雪散積於数里, 池中元出温泉, 泉水沸騰, 自成河流, 山脚道路住還不通, 温泉之水入於衆流, 魚醉死者千万数, 其震動之声経歴三日.

○八月十六日壬午豊後国從五位上火男神火咩神並授正五位下.

○貞觀九年四月三日壬申, 令豊後国鎮謝火男火売両神兼転読大般若經. 縁三池震動之怪也.

以上が古文書にみられる噴火または異常現象の記述である. 霧島火山は700年代に2回(744・788年)大きな噴火をしており, 当時は非常に活動的な火山であったと推定される. 豊日志にあるように, 霧島山の神が降臨したということは, 鶴見岳が噴火したと解釈できる. また国史の記述は災害面に重点がおかれている. わずか1年違いの現象を別個に記述したと考えるのは不自然であり, 両者は同一の現象を違った面から記述したと考えた方がよい. 年代は国史の方が詳細である. 豊日志と国史の内容を合わせて解釈すると, 771年に鶴見岳が噴火し, 谷がせき止められ, 10日ほど後に大洪水(土石流)が発生し, 多数の死傷者がでて, 家屋も埋まってしまった, とい

うことになる. この現象は地質学上推定された鶴見岳山頂溶岩の噴火現象と酷似している.

ハ) では849年に由布・鶴見両火山の神が格上げされている. これは鶴見火山の活動にともなって両神が格上げされたものと考えられるが, 由布火山も当時はなんらかの火山活動(噴気活動)をしていたためと推定される. 鶴見火山の神は867年の噴火までの間に一段格上げされており, 小規模な噴火があったことがわかる.

ニ) の記録は詳細であるが, この噴火によって人命に被害はなかったようであり, 噴火規模の大きくない水蒸気爆発であったと思われる.

古文書の考察および地質学上のデータから由布・鶴見火山の噴火した時代を推定すると, 鶴見火山では500年代(古墳時代)から771年の間に溶岩の流出をとまなう噴火があり, 771年の可能性が大きい. 800年代にも3回の噴火活動が記録されているが, 水蒸気爆発であったと推定され, 火山活動の余波がこの時代まで継続していたものと考えられる. なお1949年, 1974年にも多量の噴気が認められ(気象庁, 1975), いまだに活動的な火山とみなすべきであろう.

一方, 由布火山の最新の大噴火は1,500~2,000年前と推定され, 800年代の半ば(約1,100年前)までは噴気活動を継続していたと考えられる.

このように由布・鶴見火山はともに弥生時代以降に溶岩流出をとまなう噴火をしたものと考えられる. 考古学の調査や¹⁴C年代の測定により, 今後正確な噴火年代が明らかになるものと期待される. 噴火による自然あるいは人間生活への影響などの問題は, 噴火災害の評価とかかわる今日的課題でもあり, 地質学上の課題とともに解明されねばならないであろう.

おわりに

本報で明らかになった事を要約すると次のようになる.

1. 由布・鶴見火山の基盤は, 後期鮮新世から第四紀の後期にかけて噴出した火山岩類であり, 多数の活断層地形が認められる.
2. テフラの層序から判断すると, 由布・鶴見火山はともに35,000年よりも以前に活動を開始した. 高平火山はさらに古い火山であり, 活動の最盛期は70,000年以前である. 由布・鶴見火山では, 最近2,000年以内に溶岩の流出をとまなう噴火をしているが,

それ以前の噴出物はすべて6,300年より以前のものであり、この間に4,000年以上の休止期があった。

3. 高平火山の南東部は浸食作用により欠如している。東に開いた馬蹄形火口からは、鉄輪溶岩が流出しており、火口底では現在も噴気活動が盛んである。

4. 由布火山は側火山をもつ成層火山である。2,000~1,500年前の噴火では、塚原火砕流・池代溶岩・由布岳山頂溶岩、由布岳火山灰が放出された。塚原火砕流は成長しつつある溶岩円頂丘の大崩壊によって生じた高温の岩なだれ、すなわち熱雲であり、2つ以上のユニットからなる。これら一連の噴火は一活動期の噴火であり、短期間のうちに終息したが、噴気活動は1,100年前ごろまで継続した。

5. 鶴見火山は開析された火山体と、新期の側火山よりなる。伽藍岳、内山、南平台は溶岩円頂丘であるが、鬼箕山のみはスコリア丘であり、玄武岩質の溶岩を流出している。鶴見岳山頂溶岩の一部は山麓の谷をせき止めており、その先端部からは火山麓扇状地が形成されている。この扇状地上の遺跡の分布と古文書の考察から、この溶岩は1,500~1,200年前に噴出したと推定される。

6. 鬼箕山以外の岩石は角セン石安山岩ないしデイサイトである。斑晶としては、火山岩の主要な造岩鉱物であるカンラン石、普通輝石、シソ輝石、角セン石、黒雲母、石英、斜長石、不透明鉱物のすべてを含む岩石が多い。

謝辞 本報は梶原康弘・橋口義弘両氏の鹿児島大学卒業論文をきっかけに、その後の野外調査の成果をまとめたものである。まとめにあたり、広域テフラに関しては群馬大学の新井房夫、東京都立大学の町田洋、東京大学の早川由紀夫、地質調査所の鎌田浩毅の各氏に御教示いただいた。別府大学の橋昌信、大分県文化課の牧尾義則の両氏には、別府市周辺の遺跡に関して御教示・御討論いただいた。鹿児島大学の西郷博志氏には多数の薄片をつくっていただいた。以上の方々に深く感謝する。

なお本研究には文部省科学研究費を使用した。

文 献

- 安藤重幸・山岸宏光, 1975: 然別火山熱雲堆積物表面の流れ山. 火山, 第2集, **20**, 31-36.
- 橋口義弘, 1980MS: 大分県鶴見火山群の地質及び桜島火山のB型地震, 鹿児島大学卒業論文.
- 早川由紀夫, 1983: 始良-Tn火山灰(AT)の層序と粒度組成. 火山, 第2集, **28**, 204-205.
- HAYASHIDA, S., 1957: A relation between the sulphur deposit and its sister rock in Kyushu. *Rept. Earth Sci., Colle. General Educ., Kyushu Univ.*, **4**, 1-15.
- 梶原康弘, 1980MS: 大分県由布岳火山及びその周辺地域の地質. 鹿児島大学卒業論文.
- 鎌田浩毅・村岡洋文, 1984: 大分県安心院の安山岩溶岩のK-Ar年代. 地質雑, **90**, 125-128.
- 笠間太郎, 1953: 速見火山区の地質. 地質雑, **59**, 161-171.
- 活断層研究会, 1980: 日本の活断層一分布図と資料. 東京大学出版会, 363P.
- 気象庁, 1975: 日本活火山要覧. 119P.
- 小林哲夫, 1983: 噴火と関連した火山麓扇状地の形成. 火山, 第2集, **28**, 440.
- 町田 洋, 1980: 岩戸遺跡のテフラ(火山灰). 「大分県岩戸遺跡」一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.
- ・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.
- ・———, 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. *Jour. Volcanol. Geotherm. Res.*, **18**, 151-164.
- MATSUMOTO, H., 1968: Petrological study on rock from Oninomi-yama volcano, Beppu city, Ōita prefecture. *Kumamoto Jour. Sci.*, **7**, 91-94.
- 松本唯一, 1918: 由布鶴見火山群. 地質雑, **25**, 487-505.
- MATUMOTO, T., 1963: Caldera volcanoes and pyroclastic flows of Kyūshū. *Bull. Volcanologique*, **26**, 401-413.
- 松本唯一, 1980: 憶い出の数々. 地質雑, **86**, 421-430.
- 松本雅夫, 1982: 九州・琉球における島弧変動期の火山活動. 地団研専報, no, 24, 267-278.
- MIMURA, K. and KAWACHI, S., 1981: Nirasaki debris avalanche, a catastrophic event at Yatsugatake volcanic chain, central Japan. *IAVCEI Symposium Abstract*, 237-238.

由布・鶴見火山の地質と最新の噴火活動

- 文部省震災予防評議会, 1941: 増訂大日本地震史料, **1**, 945 P.
- 守屋以智雄, 1978: 空中写真による火山の地形判読, 火山, 第2集, **23**, 199-214.
- , 1983: 日本の火山地形. 東京大学出版会, 135 P.
- 日本火山学会, 1984: 空中写真による日本の火山地形. 東京大学出版会, 192 P.
- 大分県教育委員会, 1983: 羽室遺跡発掘調査概報, 21 P.
- 小野晃司, 1963: 5万分の1地質図幅「久住」及び同説明書. 106 P., 地質調査所.
- ・松本征夫・宮久三千年・寺岡易司・神戸信和, 1977: 5万分の1地質図幅「竹田地域の地質」及び同説明書. 145 P., 地質調査所.
- 震災予防調査会, 1918: 日本噴火志, 上編. 震災予防調査会報告, no. 86, 236 P.
- , 1918: 日本噴火志, 下編. 震災予防調査会報告, no. 87, 116 P.
- SUZUKI, K., and UI, T., 1982: Grain orientation and depositional ramps as flow direction indicators of a large-scale pyroclastic flow deposit in Japan. *Geology*, **10**, 429-432.
- 寺井邦久・松本幡郎, 1982: 大分県大分郡庄内町付近の火山層序. 日本地質学会西日本支部会報, **74**, 2.
- 宇井忠英・荒牧重雄, 1983: 1980年セントヘレンズ火山のドライアバランシュ堆積物. 火山, 第2集, **28**, 289-299.
- WALKER, G. P. L., SELF, S., and FROGGATT, P. C., 1981: The ground layer of the Taupo ignimbrite: a striking example of sedimentation from a pyroclastic flow. *Jour. Volcanol. Geotherm. Res.*, **10**, 1-11.