

# 白山北方蛇谷地域の酸性火砕岩類について

竹 中 修 平      金沢大学理学部地学教室  
東 野 外志男      石川県白山自然保護センター  
山 崎 正 男      金沢大学理学部地学教室

## ACIDIC PYROCLASTIC FORMATIONS IN JADANI ARFA, NORTH OF HAKUSAN VOLCANO, CENTRAL JAPAN

Shūhei TAKENAKA, *Department of Earth Sciences, Faculty of Science, Kanazawa University*  
Toshio HIGASHINO, *Hakusan Nature Conservation Center*  
Masao YAMASAKI, *Department of Earth Sciences, Faculty of Science, Kanazawa University*

### 1 はじめに

飛騨山地北縁には、北陸新第三系の基盤の一部をなす酸性火山岩類が分布しており、日本沿岸地域の火成活動史のなかで重要な位置を占めているが、それらに関しては明らかでない点が多くない。白山火山から北に連なり、石川と岐阜の県境をなす急峻な山地には、酸性火山岩類が広く露出し、白山火山の基盤の一部を構成しているが、この火山岩類についても、溶結火砕岩が主であることや、東の庄川地域へ分布が広く続くことなどから、濃飛流紋岩類の一部と考えられてはいるが(鮎野他, 1970)、詳しい調査はほとんどされていない。

1977年夏、白山北麓の中宮温泉付近から蛇谷溪谷に沿って東へ登り、三方岩岳付近で県境を越えて庄川流域の鳩ヶ谷へ下る白山林道が開通した。我々はこの工事の進行中、特に露出の良好な蛇谷溪谷沿いに分布する火山岩類の調査を行なって来た結果、その層序、岩質の一端を明らかにすることが出来た。これは北陸地方先新第三紀の火成活動についての今後の研究にも資する所があると思われるので、以下にその結果を記す次第である。

本研究に際して金沢大学佐藤博明、神戸大学宇井忠英の両氏、ならびに濃飛流紋岩団体研究グループの方々から有益な助言を賜った。金沢大学笠島晴英、中村健二の両氏には、それぞれ薄片製作と図表作成の面で援助を受けた。著者の1人、竹中は調査にあたり、白山自然保護センターから宿泊の便を供与された。ここに記して、厚く感謝する。本研究の費用の一部に、白山調査研究委員会調査費ならびに文部省科学研究費を使用した。

### 2 地質概要

図1に蛇谷地域の地質図を示す。蛇谷川は地域内を西へ流れ、調査域西方の三ツ俣(標高約550 m)で白山から流下する中の川、丸石谷川と合流し尾添川となり、さらに西へ流れて手取川に合している。地域の東方はふくべ山(1637 m)、三方岩岳(1736 m)を連ねる石川と岐阜の県境の山稜によって画されている。地域内には火砕岩層を主とする酸性火山岩類が分布し、その範囲は東は県境を越えて庄川地域に及んでいるが、西は三ツ俣付近でNE-SW方向の断層により境され飛騨変成岩類と接して

いて、それより西の尾添川流域には、飛驒変成岩類と手取層群が分布する。本火山岩類は蛇谷地域南方の中の川地域にも広く分布し、白山火山の噴出物によっておおわれているが、蛇谷流域の北は未踏査地域が多く、分布の詳細は明らかでない。

この地域に分布する火砕岩層を主体とする地層は下位から中宮層、蛇谷層、三方岩層に分けられる。その他に地域東部のふくべ滝付近にふくべ溶結凝灰岩類が分布するが、その層序的位置ははっきりしない。中宮層は地域西部に分布し、蛇谷層により斜交不整合でおおわれている。蛇谷層は地域中央部を占め、蛇谷川はこの部分で最も急峻な峡谷地形を形成している。本層はゆるい向斜構造をなし、向斜の東翼に当る県境付近の高所には、三方岩層が分布し、蛇谷層との間には侵食間隙が存在する。調査域の火砕岩類は一部の強溶結部を除いては、かなりの変質をこうむっている。特に下部の層においては方解石化が著しく、方解石脈が形成されている場合がある。

地域内にはNW—SE方向の大小の断層が観察されるが(図版I—6)、図1の地質図には主なもののみを示してある。また、同図に岩脈として一括して示してあるものには、何種類かの岩質のものが認められる。

調査域から西方三ツ俣付近にかけて凝灰角礫岩、軽石凝灰岩等が分布するが、露出が乏しく層序、構造の詳細は不明である。調査域の南に隣接する岩間地域にも、中宮層と類似の岩質の溶結凝灰岩が広く分布し、堆積岩層が介在する。従って、ここで中宮層としたものは、一つの火山岩類層の一部を代表している可能性がある。

以下の各層の記載において、平均礫径または平均長径としたものは、露頭面積 $1\text{m}^2$ 中での最大礫もしくは軽石レンズ10個の平均値である。また、数ヶ所の露頭で測定したものについては、その範囲を示してある。

### 3 中 宮 層

中宮層は本地域の西部に分布し、暗灰緑色堅硬緻密な溶結凝灰岩層と、これと同質の溶結凝灰岩の角礫からなる火山角礫岩層からなる。角礫岩層は顕著なものが2層あり、層厚は40~50mである。中宮橋料金所付近で測った溶結凝灰岩層との境界面の走向傾斜は、N $5^{\circ}$ W,  $39^{\circ}$ Eである。また、溶結凝灰岩層の中にも厚さ数m程度の角礫に富む部分が介在するのが認められるが、両者の境界は一般に漸移的で、堆積面は不明瞭である。

溶結凝灰岩は肉眼で本質レンズは認められず、鏡下でも極めて稀にしか見出されない。石質岩片は溶結凝灰岩、泥岩、チャート、片麻岩、花崗岩類で、通常2~10%含まれるが15%に達することもある。その平均礫径は1.8cmである。この溶結凝灰岩の肉眼的特徴として、本質岩片に乏しいことその他、結晶片に富んでいることが挙げられる。それらは通常50%程度含まれており、石英、斜長石、カリ長石、黒雲母、普通角閃石、鉄鉱で、有色鉱物はとくに変質が著しく、原鉱物の判定が困難な場合が多い。ガラス片は脱ハリ化が著しく、溶結組織は一般に明瞭でない。

火山角礫岩層は礫が60%、平均礫径13cm、最大のもので30cm程度で、礫種は上記の溶結凝灰岩と同質で、礫間は暗緑色凝灰質物質で膠結されている。円礫、砂層のはさみ、層理など流水の作用を示唆するものは認められず、本層と類似の角礫に富む部分が溶結凝灰岩層中にも存在することから、これら角礫岩層は噴火に際し、火口付近で下位の溶結凝灰岩が破碎され噴出堆積したものと考えられる。

### 4 蛇 谷 層

本層は溶結凝灰岩、火山角礫岩の累層よりなり、下部において後者の量が多く、特に飛驒変成岩類

の角礫よりなる角礫岩層が存在することが特徴である。向斜の西翼で走向・傾斜がそれぞれN 20~40°W, 20~30°E, 東翼ではN 30~50°E, 15~30°Wで、向斜軸は北よりやや東に偏し、北に傾いている。

中宮層との関係は、中宮層の構造が十分明らかでないので確実なことは解らないが、両層の走向・傾斜の値から斜交不整合と推定した。

蛇谷層は全層厚 900m 以上で、以下に便宜的に下部、上部の2つに分けて記述する。

蛇谷層下部：向斜西翼部のジライ谷，シリタカ谷付近に分布するが、東翼部では露出していない。図2に蛇谷層下部の柱状図を示す。軽石，石質岩片を含む6層の白色凝灰岩層とそれらの間に介在する火山角礫岩層よりなる。凝灰岩層は後述する蛇谷層上部をしめる溶結凝灰岩層と岩質は同じであり、いずれも火砕流堆積物である。層厚は上部のものほど大となる傾向がみられる。厚さ数mのものは連続性が悪くほとんど溶結していないが、層厚の大のものは連続性もよく溶結している。一般には石質岩片を4~5%，軽石片を3~5%含み、平均礫径，平均長径はそれぞれ1.5~3cm, 0.8~2cmであるが、上部の層厚の大きな2層の基底部の約20mは石質岩片の量が多く(約7%)，また、この部分には、その下位にある飛驒変成岩類の角礫岩の岩塊(最大径3mに達する)が含まれる。(図版I-1)。他に上部に溶結凝灰岩の巨礫(1~3m)を含む層も1層認められた。

図2に凝灰角礫岩層として特に示したものは厚さ約3mで、赤褐色凝灰質の基質中に堅硬な珪質岩の円礫と溶結凝灰岩の角礫を含むものである。層の下部には前者の礫が含まれ(図版I-2)，上部には後者の礫が多く前者は少量である。珪質岩の円礫は平均礫径が7cm，岩質は手取層群の礫岩に含まれる珪質岩(チャート，オーソクォーツァイト)の円礫と類似している。これらは手取層から由来して、二次的に火口付近に円礫として堆積していたものが、噴火によって現位置へもたらされたものであろう。この凝灰角礫岩層は2つのフローユニットからなり、上部の溶結凝灰岩の角礫に富むフローの噴出時に下位の堆積物の上部が削られて、その円礫が上部の堆積物に混入したものと考えられる。

角礫岩層は構成岩種により3種に分けられる(以下、説明の便宜上、タイプI，タイプII，タイプIIIとし、図2に示した)。火山角礫岩タイプIは飛驒変成岩類の垂角礫~角礫からなる。礫径は変化に富み、通常2cm~5mで、時に10mをこすものもあって、淘汰が極めて悪い。礫間は淡緑色細粒物質で膠結されているが、その量は一般に極めて少量で、ほとんど認められない場合もある。礫間の物質は石英，長石の細粒結晶の他に、絹雲母，方解石，緑泥石等の変質鉱物が認められる。外形からガラス質物質ではないかと思われるものが時に認められるが、変質が著しいため確認はできない。

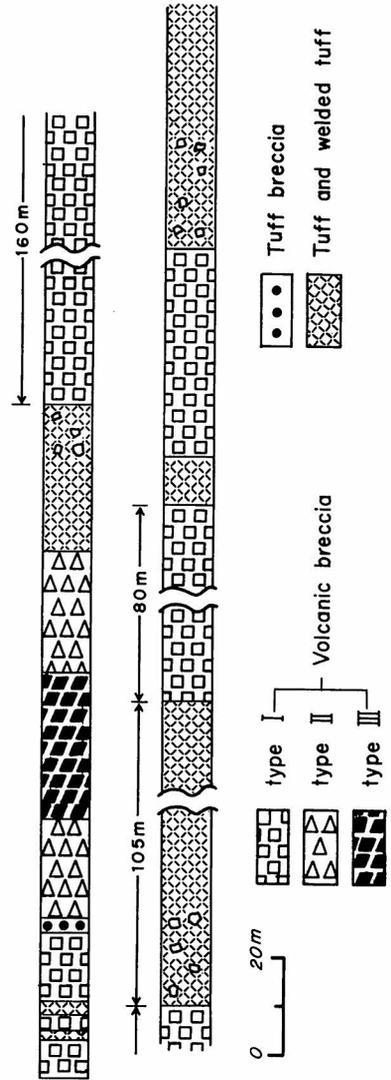


図2 蛇谷層下部の地質柱状図

火山角礫岩タイプIIは特徴的な紫～灰紫色の凝灰質基質中に暗紫色の溶結凝灰岩の角礫が含まれるもので、礫の量は85%、平均礫径12cm、時に1mに達するものもある。礫を作る溶結凝灰岩は安山岩質で斜長石結晶片が多く、石英は認められず、本地域では他にこれと類似の岩石は見出されていない。

火山角礫岩タイプIIIは上記の火山角礫岩タイプIIの層の間にあり、溶結凝灰岩や飛驒変成岩の角礫からなる角礫岩(火山角礫タイプI)を礫としている。礫の大きなものは1～4mに達し、基質は20～30%で、上記の2種の角礫岩よりやや多く、凝灰質で軽石片が含まれることがある。

これら3種の角礫岩層中には、層理や上下方向での規則的な礫径の変化が見られない。また、砂層、泥層のはさみや上部での再堆積を示す構造なども見られない。

蛇谷層上部：蛇谷層上部は4～5層の溶結凝灰岩層と火山角礫岩層の累層よりなる。溶結凝灰岩層は厚さ20m～200mで、柱状節理が発達している場合が多い。岩質は同層内でも変化に富み、一般には白～灰白色の基質中に白～淡灰緑色の偏平化した軽石片を含むが、基質、本質レンズ共に黒色ガラス質となった、厚さ2～30mの黒曜石あるいはビトロファイヤ状の強溶結部(図版I-3)がはさまれる場合がある。白色基質中に黒曜石レンズが含まれる場合はきわめて稀である。強溶結部が変質をうけた場合には、本質レンズが選択的に白色化している。本質レンズの半径長径は0.5～1cmであるが、なかには5cmをこえるものもある。本質レンズは斑晶にきわめて乏しいが、基質中の結晶片の量は本質レンズの斑晶量よりも多く、5～8%程度である。この量は中宮層の溶結凝灰岩や後述するふくべ溶結凝灰岩にくらべ特徴的に少量である。大部分をしめる白色の基質をもつ溶結凝灰岩では、方解石化、緑泥石化等の変質が著しいが、強溶結部は変質が少なく、石英、斜長石、黒雲母、普通角閃石、斜方輝石、鉄鉱が認められ、まれに少量のカリ長石が含まれることがある。なお、下位の溶結凝灰岩からざくろ石の結晶が見だされている。石質岩片は溶結凝灰岩、花崗岩類、チャート、泥岩等で、通常3～5%含まれ、平均礫径は0.5～10cmである。

ふくべ谷と蛇谷本流合流点付近数ヶ所に、蛇谷層下部で記載した角礫岩タイプIの径10mをこす岩塊や、径2mの花崗岩の岩塊を含む溶結凝灰岩層が断層に境され小規模に露出する。この層は蛇谷層下部の柱状図(図2)の上部に示した巨礫を含む凝灰岩と類似するが、両者が同じ層であるかどうかは明らかでない。

火山角礫岩層は厚さ20～50mで、連続性の悪いものもある。平均礫径は10cm前後、礫種は溶結凝灰岩で、後述するふくべ溶結凝灰岩と類似の岩質のものが多い。基質は凝灰質で、量は20～40%である。角礫岩層中に、まれに厚さ10～20cmの連続性に乏しい凝灰角礫岩層が数層介在することがある(図版I-4)。これらの角礫岩層は、上述した蛇谷層下部のタイプIIのものとは礫種が溶結凝灰岩であるという点では共通の性質をもつが、タイプIIに特徴的な灰紫色の安山岩質の溶結凝灰岩の岩片は含まない。

#### ふくべ溶結凝灰岩層

本層はふくべ滝付近から東方にかけて分布し、溶結凝灰岩層と火山角礫岩層よりなる。溶結凝灰岩は暗黒色基質中に結晶片を30%程度含む、堅硬緻密な岩石である。本質レンズは認められず、石質岩片は1～10%で、礫種は泥岩、チャート、溶結凝灰岩である。結晶片は石英、斜長石、黒雲母、普通角閃石、斜方輝石で、まれにカリ長石が認められる。

地質図で示したように、厚さ約20mの角礫岩層が溶結凝灰岩層の上位に存在するが、他に薄い角礫岩層が溶結凝灰岩層中に介在する。これらの角礫岩層は溶結凝灰岩と同質の角礫よりなり、基質も同質の凝灰質物質よりなる。基質の量は変化するが通常10～20%である。

調査域におけるこの層の分布は狭いが、これと類似の岩層が、調査域東方の岐阜県内の林道沿いに

分布するのが認められる。また、蛇谷層上部の角礫岩層にもこれと類似の礫が多く含まれることから、本層はかなり広く分布している可能性がある。本層は蛇谷層上部の下位であることは明らかであるが、向斜の西翼部に分布する中宮層及び蛇谷層下部中にはこれと同類の岩層が認められていないので、それらとの層序的關係は明らかでない。

### 5 三方岩層

本層は蛇谷層の侵食面の上位に堆積している。本層の上限についてはまだ調査はなされていないが、調査域東方の三方岩岳(1736 m)にも本層が露出するから、全層厚は400mを越えると思われる。調査域の三方岩層は図3の柱状図に示すように、軽石を含む凝灰岩層と火山角礫岩層の累層よりなる。

凝灰岩は白～灰色の基質中に白色の長径1～2 cmの軽石片を含む。蛇谷層のものに比して溶結度は弱く、岩質ももろく、鏡下でガラス片の境界が明瞭に認められる。軽石片は扁平化していることが多く、時に露頭面で脱落して空洞を生じている。柱状節理は一部に微弱に発達する。石質岩片は1～3%、平均礫径2～4 cmで、礫種は溶結凝灰岩、泥岩で、稀に炭化した木片が認められる。凝灰岩層の基質中には石英、斜長石、カリ長石、鉄鉱の結晶片が認められる。変質は著しいが、中宮層や蛇谷層で顕著な方解石化は少ない。鉄鉱以外の有色鉱物はほとんど認められない。

柱状図に示した3層の火山角礫岩層のうち、最下層のものは厚さが西から東へ30mから50mまで増加する。これら角礫岩層はいずれも陶汰が悪く、数cmから数十cmにまで及ぶ角礫～亜角礫よりなるが、最下層には、時に2～3mにも及ぶ巨礫も含まれる。礫種は溶結凝灰岩を主とするが、蛇谷層上部の角礫岩層に多く含まれるふくべ溶結凝灰岩類似の礫はほとんどみられない。基質は凝灰質白色で、量は一般に10～20%であるが、中位の角礫岩層の基質には軽石片が認められ、基質の量が50%に達することがある。この層の厚さは1～13 mと変化に富む。

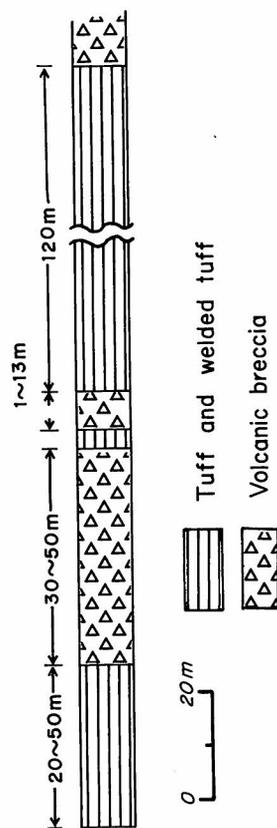


図3 三方岩層の地質柱状図

### 6 貫入岩体

この地域に見られる貫入岩は3種に分けられる。図1では、特に脈幅の大きなものを示した。

安山岩質岩脈：緑色無斑晶で鏡下で短冊状斜長石と鉄鉱及び塊間状の石英よりなり、方解石化緑泥石化が著しく、鉄鉱以外の有色鉱物の判定はできない。この岩石は中宮層中に岩脈として貫入しており、観察された4本のうち最大のもの中宮橋付近にあり、幅15m 走向N 40° Eで、溶結凝灰岩層と火山角礫岩層中に貫入している。他のものは厚さ1～3mである。

石英斑岩岩脈：本岩は2個所で確認でき、いずれも蛇谷層上部に貫入している。姥ヶ滝付近で溶結凝灰岩と火山角礫岩中に岩脈をなして貫入しているものは、白色～黄白色を呈し、幅13m 走向N 20° Wである。斑晶は石英、斜長石で、有色鉱物は方解石化、白雲母化が著しく鉄鉱以外の有色鉱物は確認できない。他の一つはふくべ滝の約1 km 西で火山角礫岩中に小規模に貫入しており、斑晶として

は、上記の鉱物の他にカリ長石を少量含む。

凝灰岩岩脈(図版I-5): 灰~黒色緻密で基質中に白色の通常数mm, 時に1.5cm大の軽石細片が散在し, 岩脈の方向に平行な縞状の流理構造が見られる。鏡下では軽石片, ガラス片は脱ガラス化が著しく, 軽石片や結晶片は流理に平行に配列している。結晶は石英, 鉄鉱が認められる他は変質により生じたと思われる白雲母が確認できる。この岩脈は地域東部の蛇谷層とその上位の三方岩層を貫いており, 10本近く確認できる。岩脈の幅は最大4mであるが, 数10cmのものも多く, 所により数本の脈が網目状をなしている。走向は1本の岩脈がN 10°Wを示す他はN 20~50°Eの範囲である。

## 7 火砕流の流動方向

蛇谷層と三方岩層の火砕流堆積物の堆積構造から, 火砕流の流動方向の推定が行なわれた。蛇谷層4ヶ所, 三方岩層5ヶ所の露頭から採取した岩石試料から堆積面に平行な定方位薄片を作り, SCHMINCKE and SWANSON (1967), ELSTON and SMITH (1970) らが用いたもののうち, 結晶片及び軽石片の伸長方向で求める方法を用い, 15° 間隔で測定した。各々の薄片で比較的粗粒で長径: 短径の比が2: 1以上の物を選び, 細粒の物は除外した。

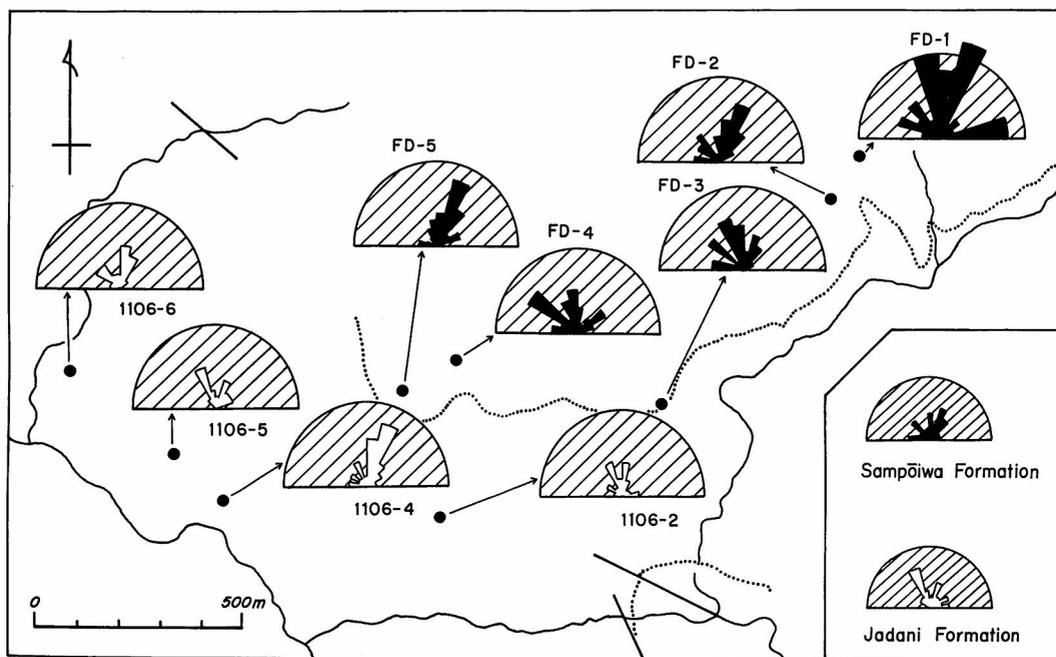


図4 火砕流の流動方向

結果は図4に示すごとく, 蛇谷層はN 60°E~N 60°Wの間に集中している。このことから蛇谷層の火砕流は北又は南から流れてきたものと推定される。この傾向は露頭における肉眼観察でも可成り明らかに認められる。三方岩層では集中度は悪いが, 蛇谷層と同様の方向に集中する傾向が見られる。

中宮層については地層の変位が大きいこと, 軽石片の乏しいことなどの理由から測定は行なわなかった。

## 8 凝灰岩のモード比

中宮層、蛇谷層、三方岩層の凝灰岩及び岩間地域から採集した凝灰岩の構成鉱物のモード測定を行なった。一般に本質レンズは斑晶に乏しいので、測定は基質と本質レンズ双方に含まれる結晶を区別なく行なった。蛇谷層については、変質の少ない強溶結部を選んで測定を行なったため、強溶結部を欠く同層下部の凝灰岩層をも代表しているか否かは明らかでない。測定にあたりカリ長石と斜長石の識別が困難なことが多かったので、コバルチ亜硝酸ナトリウムによるカリ長石の染色法 (HEINRICH, 1965) 及び EPMA による分析を一部の試料については適用した。

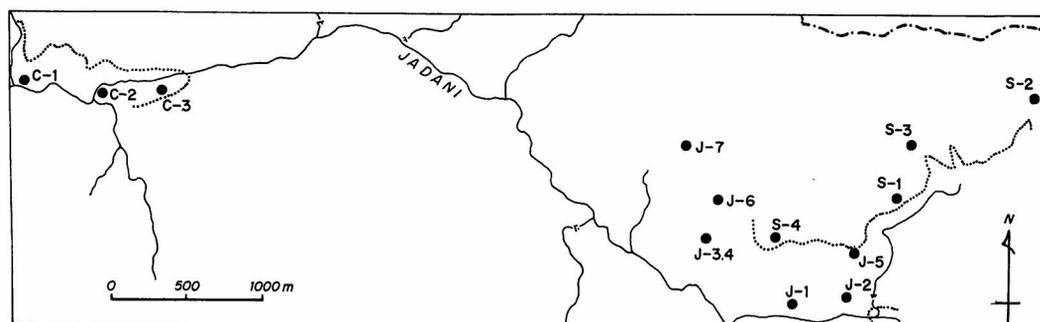


図5 モード測定試料の採集位置

表1 凝灰岩層のモード組成 (容量%)

	Sample No.	Qz	Pl	Kf	Uf	Mf	Mx
Chūgū Formation	C-1 (ST 75073009)	10.0	26.1	8.8	4.3	5.9	45.0
	C-2 (ST 75073001)	10.3	25.6	7.8	3.3	5.3	47.7
	C-3 (TH 74061402)	7.0	26.1	9.0	3.6	7.8	46.6
Jadani Formation	J-1 (ST 75082601)	1.7	5.4	—	0.1	0.5	92.2
	J-2 (ST 75082603)	1.7	5.7	—	—	1.0	91.6
	J-3 (ST 75060805 B)	2.4	4.1	—	0.3	1.9	91.1
	J-4 (ST 75060805 C)	1.3	4.9	—	—	1.6	92.2
	J-5 (ST 75072101)	1.3	2.9	0.4	—	1.2	94.2
	J-6 (ST 75071911)	1.1	4.0	—	0.2	0.8	93.8
	J-7 (ST 75082702)	2.1	2.9	—	0.2	1.5	93.2
Sampōiwa Formation	S-1 (ST 75083003)	2.0	1.8	2.4	5.8	3.4	84.6
	S-2 (ST 75072007)	3.1	1.7	2.3	4.0	1.0	87.9
	S-3 (ST 75072013)	3.6	2.7	3.1	5.2	1.1	84.3
	S-4 (ST 75071908)	2.5	1.9	2.5	5.3	0.7	87.1
Iwama Area	I-1 (ST 75101107)	12.4	27.6	12.1	—	4.8	43.2
	I-2 (ST 75111012)	11.6	26.2	13.5	1.1	6.3	41.3

Qz: quartz, Pl: plagioclase, Kf: potassium feldspar, Uf: unclassifiable feldspar, Mf: mafic minerals, Mx: matrix.

測定結果を表1に、結晶片のうち石英、斜長石、カリ長石のモード比を図6に示す。図6には、濃飛流紋岩における組成範囲(山田他 1971, KAWADA 1971, 小井戸 1974, 濃飛流紋岩団体研究グループ 1976, YAMADA et. al. 1977)も比較のため示してある。中宮層及び岩間地域の凝灰岩は、これからの結果から明らかなように、岩質は似ている。これらと蛇谷層と三方岩層の三者の凝灰岩は、それぞれ異なった岩質を示す。すなわち、中宮層の凝灰岩は結晶量の多い点で他の二者と異なり、蛇谷層の凝灰岩はカリ長石をほとんど欠く点で他のものから区別される。

これまで、本地域の火山岩類は濃飛流紋岩類に対比されてきたが(鮎野他, 1970)、上記の結果をこれまで濃飛流紋岩類について得られた結果と比較すると、蛇谷層はカリ長石をほとんど含まず、また、結晶量が5~10%で、濃飛流紋岩類の通常の結晶量30~60%(YAMADA et. al., 1977)にくらべ著しく少なく、濃飛流紋岩類と相違している。三方岩層は石英、斜長石、カリ長石のモード比は似ているが、結晶量が少ない点で濃飛流紋岩類と区別される。中宮層は、モード比は濃飛流紋岩類とかわらない。結晶量は55%前後で、通常の濃飛流紋岩類としては多めの部類にはいる。

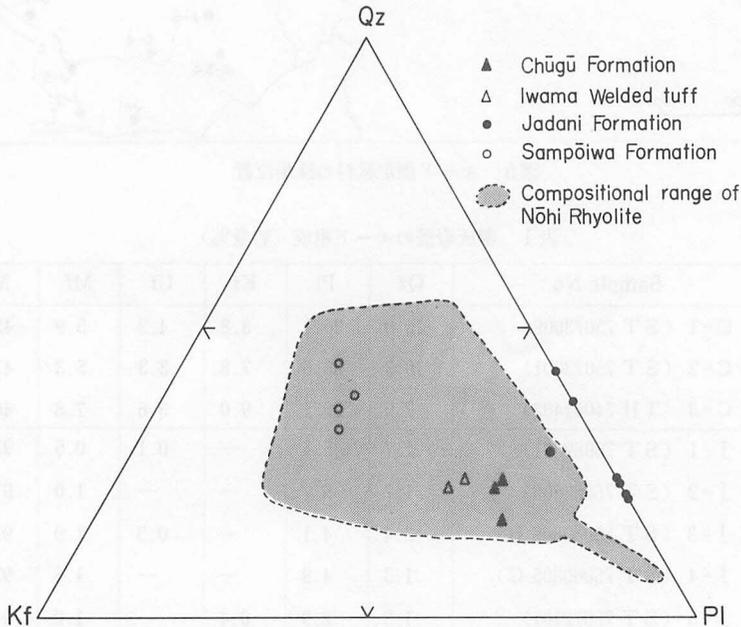


図6 凝灰岩のモード組成, Qz:石英, Kf:カリ長石, Pl:斜長石。

## 8 火山活動についての考察

調査の結果から、この地域に分布する火山噴出物は調査の範囲にくらべ分布の規模が大で、火山活動の中心も域外にあったと判断される。そのため火山活動の全容を現在明らかにすることは出来ないが、その特徴について以下に述べることにする。

これらの火山噴出物は主に溶結火砕流堆積物で、多くの火山角礫岩層がそれに伴うことが一つの特徴と思われる。火山角礫岩層は礫種により飛驒変成岩の異質岩片からなるものと、溶結凝灰岩の類質岩片を主とするものとの2種に大別されるが、いずれも本質物質を全くあるいは殆んど含まず、基質に乏しく、著しく淘汰が悪いため崖錐堆積物と外観が異なる。この種の火山角礫岩はこれまでも阿

蘇火砕流に伴うもの(小野, 1965), 始良カルデラ入戸火砕流の下位の亀割坂火山角礫岩(荒牧, 1969), 濃飛流紋岩中の樽ヶ沢火山角礫岩(山田他, 1971), 濃飛新期流紋岩中の千沢角礫岩(濃飛流紋岩団体研究グループ, 1973), 尾鈴山酸性岩下部の火山角礫岩(中田, 1977)など大規模火砕流に伴って産出する事が知られている。千沢角礫岩については崖錐堆積物であることの可能性について詳しく検討されているが, 蛇谷地域の火山角礫岩も火砕流堆積物に伴ってさまざまな層準に産し, 層厚に比べて横方向の広がりが大きく, また稀に基質に軽石を含む層があることなどから, 崖錐堆積物とは考え難い。

噴出・堆積の機構については激しい火山ガスの爆発に伴って発生した粉体流と考えられているが, 亀割坂火山角礫岩には降下型の堆積物と粉体流型のものの両種が認められている。これまで蛇谷地域で認められた火山角礫岩は, すべて岩相から粉体流の型であると判断される。これらの火山角礫岩の多くは, 上位の火砕流堆積物との間に明瞭な境界を有する点でも他地域の例と一致しており, 火砕流底部の石質岩片濃集部に相当するものではない。しかし, 両層の間に2次の堆積層などの時間間隙を示すものが認められないことは, 火山角礫岩を作る爆発が火砕流噴出の先駆となり新しい火道の開口, あるいは既存の火道の栓を抜く役割を果たしたものと考えられる。その際火道の開口後, 火砕流の噴出に先立って本質物質を主とする降下火砕物の噴出する段階があったと考えられるが(山崎, 1959), 蛇谷地域では降下堆積物は見出されていない。これは火口域との地理的關係により降下域から外れていたためとも考えられる。

蛇谷層の下部には火山角礫岩層が多く, かつその多くは基盤の飛驒変成岩に由来したものである。上部へ向かって噴出物中に占める火砕流の量の割合が増加するとともに, 火山角礫岩は溶結凝灰岩礫からなるものだけになる。

このことから蛇谷層の時期の火山活動は初め基盤に新たに火道を開く爆発的な活動が繰返され, それに伴って火砕流が次第に量を増しつゝ繰返し噴出を続け, 後にはこれが噴出物の大半を占めるようになったが, なお火道をふさぐ溶結凝灰岩を破碎する火山角礫岩の形成の活動も行なわれていたことが推定される。火山角礫岩中に溶岩の角礫が見られないことも, 火山活動が爆発的な火砕物の噴出を主としたものであった事を示している。

蛇谷層が中宮層を不整合におよぼすと推定されること, 両層の間に明らかな岩質の差が認められること, さらに上述のように蛇谷層の火山活動が新たに開かれた火道から継続して行なわれたことを総合すると, 蛇谷層は中宮層あるいはそれ以前の火山活動とは独立した火山活動の所産であると考えられる。一方, 三方岩層は蛇谷層に対して侵食間隙や岩質変化を示すが, 新たに基盤を打ち砕く程の火道が形成されたという証拠はない。従って蛇谷層の活動は多少の時間間隙を経て, 三方岩層の活動に引き継がれたという可能性が考えられる。

しかし, これらの火山活動を北陸地方の火山活動史の中でどのように位置づけるかは, 今のところ明らかでない。これまで考えられていたように蛇谷・三方岩層を含めてすべて濃飛流紋岩類の一部であるとすれば, 蛇谷・三方岩層の火山活動は濃飛流紋岩類のおそらく後期の一時期を代表するもので, 岩質が相違することから判断すると局地的なものであった可能性がある。一方, 富山県南部庄川地域に分布するいわゆる太美山層群(宮島, 1969; 菅沼累層と細尾峠火山岩類)は, 蛇谷・三方岩層と同様に主に酸性火山岩類からなり, 地域的にも近接しているが, 数層の溶岩流・堆積岩層を介在していること, また, その反面火山角礫岩層が蛇谷・三方岩層に比して少なく, 特に蛇谷層に特徴的な基盤岩類(飛驒変成岩類)からなる火山角礫岩層を欠く点で性質を異にし, 両者を対比することに疑問がある。従って, これらの地層間の対比はなお今後に残された問題である。

文 献

- 荒牧重雄 (1969) 鹿児島県国分地域の地質と火砕流堆積物. 地質雑, vol. 75, p. 425-442.
- ELSTON, W.E. and SMITH, E.I. (1970) Determination of flow direction of rhyolitic ash-flow tuffs from fluidal textures. *Geol. Soc. Amer. Bull.*, vol. 81, p. 3393-3406.
- HEINRICH, E.Wm. (1965) *Microscopic identification of minerals*. 414p., McGraw Hill Inc.
- 糸野義夫, 山崎正男, 中西信弘, 松尾秀邦, 大村一夫 (1970) 白山地域の地質. 「白山の自然」, p.1-49, 石川県.
- KAWADA, K. (1971) Geology and petrology of the Nōhi rhyolites, with special reference to those along the Hida River. *Geol. Surv. Japan, Report*, no. 243. 49p..
- 小井戸由光 (1974) 岐阜県下呂町東部地域の濃飛流紋岩—とくに, 赤石溶結凝灰岩層の細分について— 地質雑, vol. 80, p. 307-322.
- 宮島吉雄 (1969) 富山県南西部に分布するいわゆる太美山層群について. 金沢大学地学教室修士論文 (手記).
- NAKADA, S. (1977) Geology and Petrology of the Osuzuyama acidic igneous mass of Miyazaki Prefecture, Kyushu. 金沢大学地学教室修士論文 (手記).
- 濃飛流紋岩団体研究グループ (1973) 濃飛岩体東縁部における流紋岩類の層序と形成史. 地球科学, vol. 27, p.161-179.
- (1976) 濃飛岩体西部地域の流紋岩類—とくに陥没運動と火山活動のステージについて. 地球科学, vol. 30, p. 193-205.
- 小野晃司 (1965) 阿蘇カルデラ東部の地質. 地質雑, vol. 71, p. 541-553.
- SCHMINCKE, H.U. and SWANSON, D.A. (1967) Laminar viscous flowage structures in ash-flow tuffs from Gran Canaria, Canary Island. *Jour. Geol.*, vol. 75, p. 641-664.
- 山田直利, 河田清雄, 諸橋毅 (1971) 火砕流堆積物としての濃飛流紋岩. 地球科学, vol. 25, p. 52-88.
- YAMADA, N., NOZAWA, T., HAYAMA, Y. and YAMADA, T. (1977) Mesozoic felsic igneous activity and related metamorphism in central Japan — From Nagoya to Toyama —. *Geol. Sur. Japan, Guidebook for Excursion 4*, 103p..
- 山崎正男 (1959) 噴火における水の役割. 火山, 第2集, vol. 3, p. 59-106.

Summary

A thick pre-Miocene volcanic pile, mainly composed of rhyolitic and dacitic ash-flows and volcanic breccias, is exposed in the Jadani area, north of Hakusan Volcano, central Honshū. It is gently folded with a N-S axis of syncline and dislocated by many NW-SE faults, and stratigraphically it is divided into the Chūgū, Jadani and Sampōiwa formations from lower to upper. The lower boundary of the Jadani formation is considered to be a clino-unconformity, while the upper is an erosion boundary.

The ash-flow sheets are generally welded in various degree. The welded tuffs of the Chūgū formation are poorer in essential fragments and markedly richer in crystal fragments in matrix than those of the upper formations. Fragments of quartz, plagioclase and potash-feldspar occur as salic constituents, although the last mineral is rare in the welded tuffs of the Jadani formation

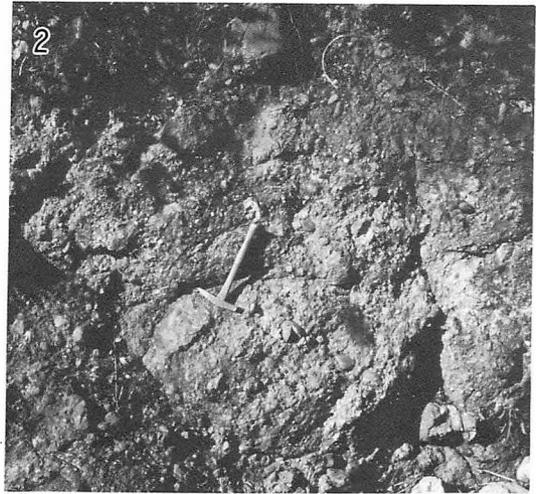
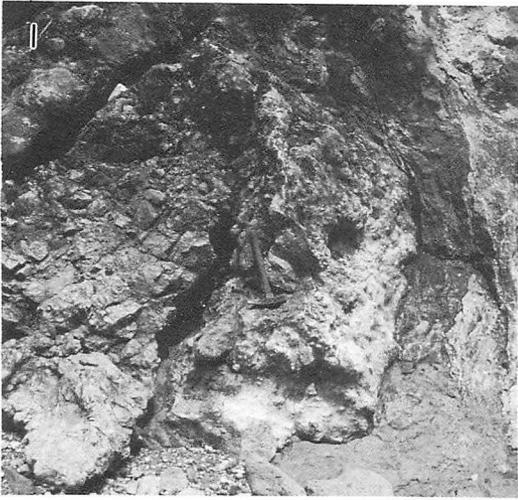
Volcanic breccias, which are poor in matrix and essential materials, are deposits of avalanches generated by violent explosions. Those consisting mainly of welded tuff blocks exist at various stratigraphic levels, while those consisting exclusively of blocks derived from the basement Hida metamorphics occupy the lower levels of the Jadani formation.

These facts indicate that the Jadani formation was formed by a series of eruptions of ash-flows and volcanic breccias through newly formed feeding channels.

Whether the volcanism represents a stage of volcanic activity of the late-Mesozoic Nohi rhyolite complex, or it is younger in age than the Nōhi complex is not clear.

図版 I

- 1 蛇谷層下部の飛驒変成岩類の角礫岩の巨礫を含む凝灰岩層。シリタカ滝付近。
- 2 珪質岩の円礫を含む凝灰角礫岩層。蛇谷層下部。
- 3 蛇谷左岸の蛇谷層上部。強溶結部（黒い部分）が数層認められる。
- 4 火山角礫岩層中に見られる凝灰岩の薄層。蛇谷層上部。
- 5 三方岩層に貫入している凝灰岩岩脈。
- 6 フクベ滝付近に見られる断層。



図版 II

- 1 中宮層溶結凝灰岩 (ST 75073001)。左下に本質レンズが認められる。直交ニコル。
- 2 フクベ溶結凝灰岩 (TH 77101801)。直交ニコル。
- 3 蛇谷層溶結凝灰岩 (ST 75072402)。開放ニコル。
- 4 三方岩層溶結凝灰岩 (ST 75073013)。直交ニコル。
- 5 蛇谷層強溶結凝灰岩 (ST 75082603)。脱ガラス化をほとんど受けていない。単一ニコル。
- 6 同上。直交ニコル。

E L : 本質レンズ, Lf : 石質岩片, Q : 石英, K : カル長石, P : 斜長石, B : 黒雲母, H : 普通角閃石。スケールの長さはすべて 2 mm。

