

長野県北東部烏帽子岳とその周辺の地質と火山形成史

高 橋 康*

(2003年7月29日受付, 2004年3月4日受理)

Geology and Volcanic History of Mt. Eboshidake and its Adjacent Area,
Northeastern Nagano Prefecture, Central Japan

Kou TAKAHASHI*

Mt. Eboshidake is located in the western part of the Eboshi volcano group (western Eboshi volcano group), central Japan. According to the result of geological survey and the petrographic features, the western Eboshi volcano group is composed of 9 volcanic units such as; Iwayakan'non, Kokuzo, Kanahara, Omuro, Ofuji, Gotomiki, Lower Eboshidake, Narahara, and Upper Eboshidake lavas. Based on the newly measured paleomagnetic polarities and reported K-Ar radiometric ages, the volcanic activity of the western Eboshi volcano group was reconstructed as follows. The volcanic activity started about 1 Ma and during the early Pleistocene age, the volcanism was characterized by eruptions of thin basaltic andesite - andesite lavas from scattered vents, which formed small volcanic edifices. Then thick andesite - dacite lavas erupted in the initial period of middle Pleistocene, and formed clusters of lava domes. After that, the volcanic activity of the Eboshi stratovolcano started about 0.8 Ma, and after the dormant period (around 0.4 Ma) when Iwashimizu gravel bed of about 30 m thick with two marker tephra beds was piled up, the basaltic andesite - andesite lavas erupted again until about 0.4-0.3 Ma. These lavas erupted from central vent and formed main edifice of Eboshi stratovolcano.

The whole rock chemistry of 69 samples from the western Eboshi volcano group and eight samples from the eastern Eboshi volcano group was analyzed using XRF. The result shows that the rocks of the western Eboshi volcano group are classified into the basaltic andesite - andesite group (SiO_2 : 51-58%) and the andesite - dacite group (SiO_2 : 59-64%). The basaltic andesite - andesite group is mainly tholeiitic and more depleted in MgO content than the calc-alkaline andesite - dacite group. Most of these rocks are plotted in the medium-K field on the K_2O vs. SiO_2 diagram. This feature is similar with the other volcanoes in the eastern Eboshi volcano group and the Asama volcano.

Key words: Eboshi volcano, Asama volcano, Omachi APm tephra, geomagnetic polarity time scale, Middle Pleistocene

1. はじめに

長野・群馬県境には、浅間火山の西に隣接して火山および火山岩類が西北西-東南東方向に約15 kmにわたって連なり、飯島・他(1958)により烏帽子火山群と総称された(Fig. 1)。金子・他(1991)は烏帽子火山群を火山体の開析の程度の違いから区分し、開析が進んだ烏帽

子岳を中心とする烏帽子火山群西部と、比較的新鮮な火山地形原面を残す、三方ヶ峰、籠ノ登山を中心とした東部とに二分した。本論文では、烏帽子火山群を構成する火山を、金子・他(1991)の地形的区分や、平川(1999)の烏帽子火山群東部の研究にならい、地蔵峠より東に分布する三方ヶ峰、棧敷山、籠ノ登山、高峰山などの烏帽子火山群東部に属するものと、地蔵峠より西に分布する湯ノ丸山、烏帽子岳などの烏帽子火山群西部に属するものとに区分した。

本研究の調査地域は、烏帽子火山群西部の主体を占める烏帽子岳とその周辺地域である。烏帽子岳は、その山頂(2,066 m)を含んで東西8 km、南北8 km、標高差約1,400 mの成層火山体からなる。本論文ではこの成層火

* 〒390-8601 長野県松本市旭 3-1-1

信州大学大学院工学系研究科, 地球環境システム科学専攻

Division of Environmental System Science, Graduate School of Science and Technology, Shinshu University, Asahi 3-1-1, Matsumoto, Nagano 390-8601, Japan.

e-mail: th98405@gipac.shinshu-u.ac.jp

山を烏帽子火山と呼ぶ (Fig. 1).

烏帽子火山群とその周辺地域の地質学的研究は、本間 (1931) により最初に行われた。火山層序学的研究は飯島 (1955) により烏帽子岳周辺の火山岩類の層序区分がなされたのが最初である。飯島・他 (1958) は烏帽子火山群の南麓に分布する小諸層群 (飯島・他, 1956) の火山砕屑物は、烏帽子火山群の火山活動によりもたらされたと考察した。また、飯島 (1962) は、烏帽子火山群西部に分布する火山岩類を記載岩石学的特徴により 6 種類のユニットに区分して、それらの層序関係を考察し、また烏帽子火山群が活動した時代を小諸層群との層序関係と火山岩の残留磁化方位から第三紀鮮新世であると推定し

た。その上で飯島 (1962) は、烏帽子火山群から浅間火山に至る火山活動史について考察を行い、烏帽子火山群の西部で始まった火山活動は、その中心を東へと移していき、浅間火山の活動に至ったとした。飯島 (1963) はフォッサ・マグナ北東部の諸火山の溶岩について岩石記載と全岩化学分析を行った。そして、岩石学的特徴から岩石区と構造運動との関係について考察し、烏帽子火山群は南西-北東方向に伸びる中央隆起帯 (本間, 1931) の東に広がる沈降区 (小諸堆積区) の中で噴出した火山群であるとした。烏帽子火山群の基盤岩である第三系の層序は山岸 (1964) により詳細に報告されている。高橋 (1997) は烏帽子岳とその周辺の地表踏査を行い、火山地

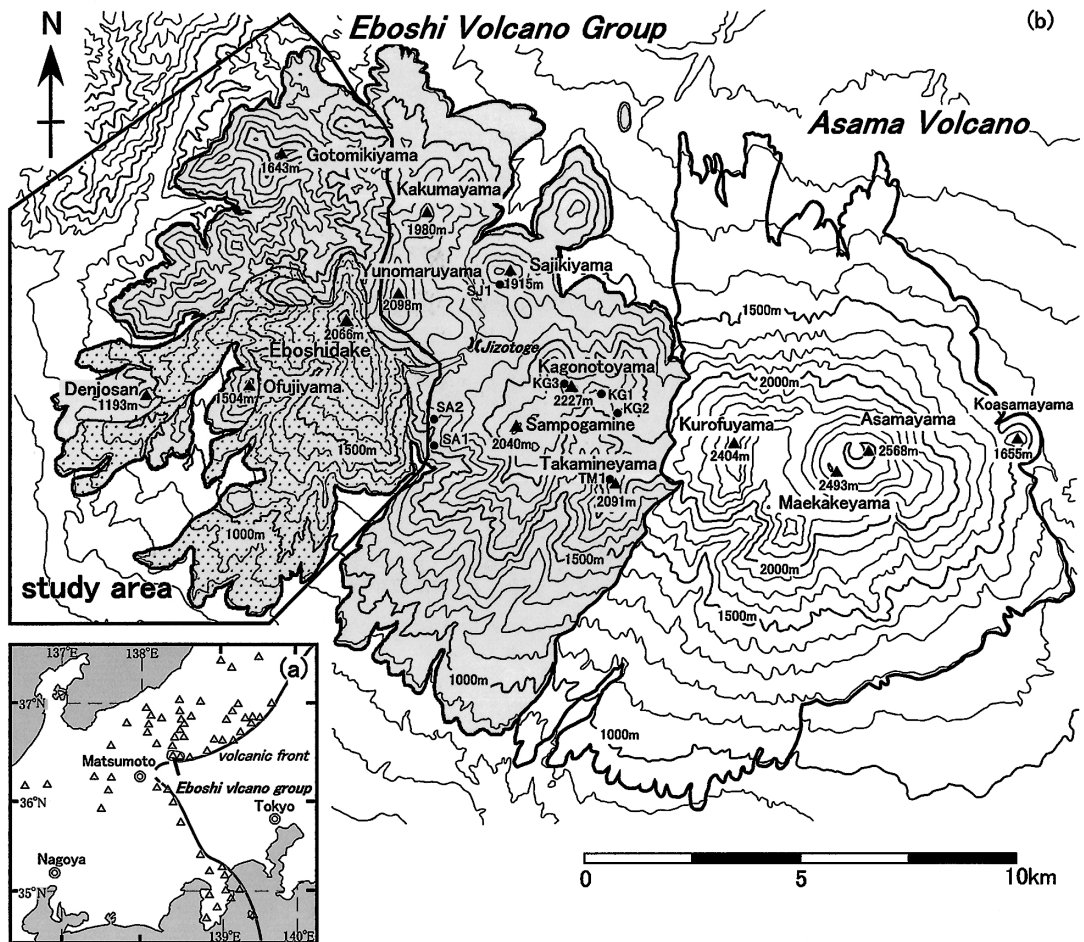


Fig. 1. Index map of the Eboshi volcano group. a: Location map of the Eboshi volcano group. Open triangles indicate Quaternary volcanoes (after Ono *et al.*, 1981). b: Geomorphological map of the Eboshi volcano group and Asama volcano. The areas of the Eboshi volcano group and Asama volcano are quoted from Iijima (1962) and Aramaki (1968), respectively. The dotted area indicates the strata consisting the Eboshi volcano. The study area is surrounded by thick line. The contour interval is 100 m.

形と記載岩石学的特徴から7種類の火山岩に区分して、それらの層序関係について考察した。

烏帽子火山群の活動時期は、飯島(1962)により第三紀鮮新世と推定されたが、金子・他(1989)は烏帽子火山群の岩石から第四紀の活動を示すK-Ar放射年代値を報告して、それをもとに烏帽子火山群の火山活動史を考察し、この地域では1Ma頃に火山活動が始まり、主要な活動時期は約0.4Ma以降であるとした。そして金子・他(1991)は、烏帽子岳の成層火山体が形成された時期を0.4~0.3Ma頃であると議論した。

しかし、金子・他(1989)の報告した溶岩の年代値は、飯島(1962)の烏帽子火山群西部の層序による最下位の岩屋観音溶岩と、最上位の烏帽子岳溶岩から得られたもののみで、その間の層準にある多くの火山岩が噴出した時代についての年代尺度を入れた議論はなされていなかった。その後、高橋・三宅(投稿中)は新たに烏帽子岳南西麓の3種類の溶岩のK-Ar年代測定を行い、烏帽子岳溶岩の噴出開始時期が今まで報告されていた約0.4Ma(金子・他, 1989)より以前の約0.8Maまで遡ることを明らかにした。

本研究は、烏帽子火山群西部における地質調査の結果と岩石記載に加えて、溶岩の岩石残留磁化方位の測定を行うことで、より詳細な火山岩層序を確立し、烏帽子火山群の活動開始から、烏帽子火山の形成に至る烏帽子火山群西部の火山活動史について考察することを目的とする。また、烏帽子火山群から浅間火山にかけての一連の火山活動においてマグマ組成が時代的に変遷したか否かを検討すべく全岩化学分析を行ったので、その結果も報告する。

2. 地形・地質概説

本研究地域の北西地域には基盤である新第三系中新統が広く分布し、標高1,200m程度の開析された山地を形成している(Fig. 2)。鮮新統は烏帽子岳南麓から南西麓の標高850~900mに分布し丘陵地形をなしている。烏帽子岳の北方を東西に流れる角間川流域には、烏帽子火山群の活動最初期の噴出物である岩屋観音溶岩(飯島, 1955)が露出しており、最も開析された急峻な地形を形成する。烏帽子岳山麓とその北方には大室山(1,146m)、大富士山(1,504m)、殿城山(1,193m)、ゴトミキ山(1,643m)などの数枚の溶岩により構成された小丘が分布する。烏帽子火山は主として溶岩が累重してできた成層火山で、その南麓から西麓にかけて溶岩流からなる火山原地形を残しており、それらの溶岩流は、大富士山などの小丘をよける様に分布している。烏帽子火山の南西麓を流れる金原川の最上流部には南西に開いた馬蹄形の

凹地があり、成層火山の断面が露出し、10枚以上の溶岩が成層して累重している様子が観察できる。烏帽子火山の構成岩類の分布高度は標高650m~2,066mで、標高850m以下では南麓を流れる千曲川にかけて火山麓扇状地が発達する。烏帽子火山の火山体は、現在その東半分(不通沢とエボシ沢の源頭部)が大きく浸食され、高さ約200mの崖を形成している。

烏帽子火山の東には三方ヶ峰をなす火山体がある。三方ヶ峰には山頂火口の地形や、南斜面を流下した城戸平溶岩がなす溶岩流地形など、烏帽子岳よりも新鮮な火山原地形が残されている。また、烏帽子岳の東には湯ノ丸山(2,098m)をなす溶岩ドームが隣接し、湯ノ丸山は烏帽子岳が大きく浸食された後に形成されている。これらの火山は原地形の残存の程度から烏帽子火山より新しい火山であると考えられる。

3. 地質各説

3-1 基盤岩類

本研究地域の地質図をFig. 3に示す。烏帽子火山群の基盤は新第三系の中新統および鮮新統である。中新統は横尾層の緑色凝灰岩あるいは暗褐色頁岩、伊勢山層の黒色頁岩で(山岸, 1964)、主に烏帽子岳西麓に分布する。中新統の全体の走向傾斜はN70°E, 30~50°SEである。横尾層は角間川流域で岩屋観音溶岩層に、烏帽子岳西麓の虚空蔵山では虚空蔵溶岩層に不整合に覆われる。鮮新統は長入層(飯島, 1955)で、烏帽子岳の南西麓の長入川流域と姫子沢下流域に分布する。長入層は河川成の円礫層で、礫種は安山岩、花崗閃緑岩、砂岩、頁岩、チャートである。本層の走向傾斜はN70°E, 35°SEである。また、本層は溶結凝灰岩層を挟在する。溶結凝灰岩層の層厚は約15mで1枚のフローユニットからなり、岩質は角閃石含有複輝石安山岩である。飯島(1962)はこの溶結凝灰岩層を小諸群層の小諸溶結凝灰岩に対比している。なお、小諸溶結凝灰岩はKaneoka *et al.*, (1979)により4.25Ma±0.20MaというK-Ar年代値が得られている。本層は長入川流域の標高900m付近で大富士溶岩層に不整合に覆われ、姫子沢の標高850m付近で大室溶岩層に覆われる。

3-2 第四紀火山岩類

本調査地域に分布する第四紀火山岩類を、野外調査により分布と層序関係を確認し、記載岩石学的特徴と古地磁気方位をもとに区分すると、下位より岩屋観音溶岩層、虚空蔵溶岩層、金原溶岩層、大室溶岩層、ゴトミキ溶岩層、大富士溶岩層、下部烏帽子岳溶岩層、石清水礫層、奈良原溶岩層、上部烏帽子岳溶岩層に区分される。そのうち下部烏帽子岳溶岩層、岩清水礫層、奈良原溶岩

層, 上部烏帽子岳溶岩層が烏帽子火山を構成する. 第四紀火山岩類の層序関係を K-Ar 放射年代値 (金子・他, 1989; 高橋・三宅, 投稿中) と今回得た古地磁気方位とともに Fig. 4 に示す. 従来の層序 (飯島, 1955) と異なる点は, 1) 飯島 (1955) の定義した烏帽子岳溶岩から大室溶岩層と奈良原溶岩層を, 火山地形が連続しないこと

と記載岩石学的特徴の違いにより区別したこと, 2) 飯島 (1955) が区分・命名した高屋沢溶岩とゴトミキ溶岩を, 分布と記載岩石学的特徴が類似することから一括してゴトミキ溶岩層としたこと, 3) ゴトミキ溶岩層をはさんで層序の異なる虚空蔵溶岩層を烏帽子岳溶岩から区別して新称したこと, および 4) 烏帽子岳溶岩を, 挟在する岩

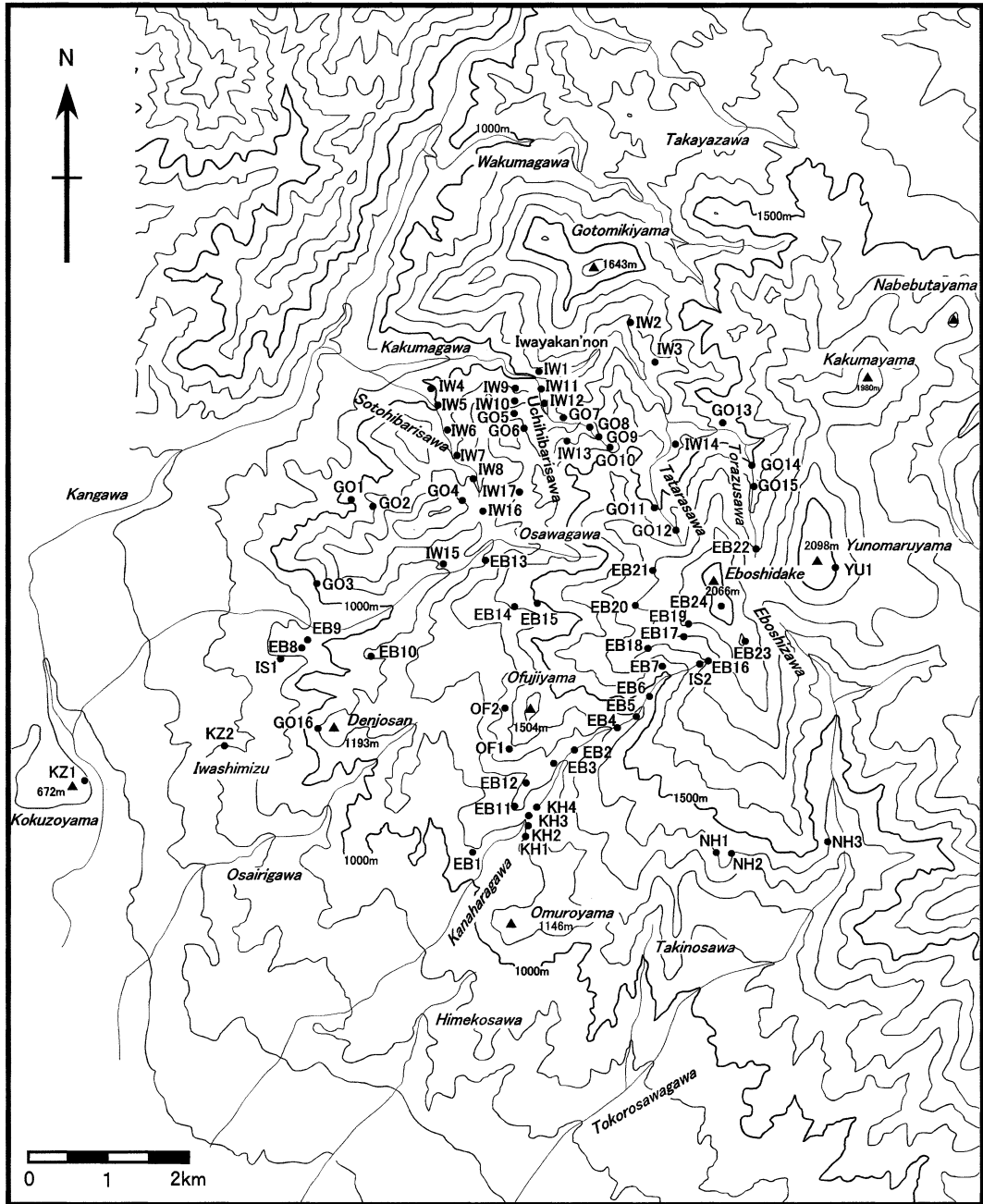


Fig. 2. Topographical map of the study area (contour interval is 100 m). Solid circles show sample localities.

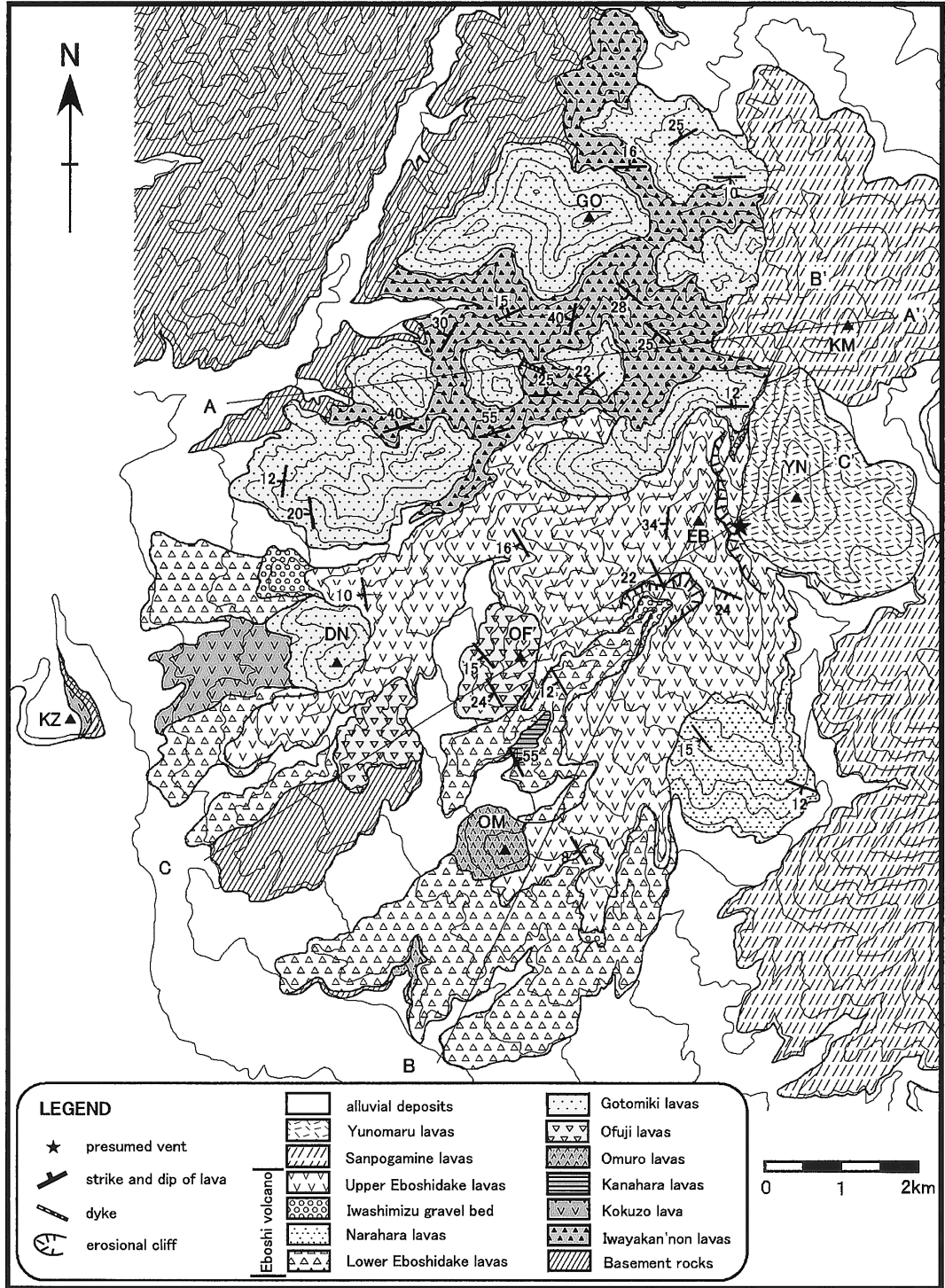


Fig. 3. Geological map of the western Eboshi volcano group. The distributions of Sanpogamine lava and Yunomaru lava are also shown after Iijima(1962). The contour interval is 100m. EB: Eboshidake, YN: Yunomaryama, KM: Kakumayama, OF: Ofujiyama, DN: Denjosan, OM: Omuroyama, KZ: Kokuzoyama and GO: Gotomikiyama.

清水礫層（新称）を境に下部と上部烏帽子岳溶岩層に区分したことである。

なお、地質各説での火山岩の括弧内の値は火山岩の体積を示す。火山岩の体積は、溶岩の分布面積と平均層厚、および火山体に近似して復元した円錐から算出した。

岩屋観音溶岩層 (IW) (体積: $>3.5 \text{ km}^3$) (飯島, 1955)

烏帽子火山群の活動最初期の噴出物であり、飯島 (1955) の岩屋観音溶岩に相当する。金子・他 (1989) は本層の溶岩から $0.97 \pm 0.09 \text{ Ma}$ という年代値を報告している。火山体は浸食・開析が著しく火山原地形は全く失われている。本溶岩層は調査地域北部を流れる角間川と和熊川流域の標高 $900 \sim 1,600 \text{ m}$ にかけて広く分布し、その分布高度は烏帽子岳北方の角間山 (1,980 m) の方向に向かって高くなっていくが、角間山の東麓や烏帽子火山の南麓～西麓には分布しない (Fig. 5 A)。岩質は黒色から暗褐色の複輝石安山岩で、層厚 $2 \sim 15 \text{ m}$ の溶岩が数 10 枚累重する。角間川下流域の岩石は若干の変質を被っているものが多いが斑晶鉱物は新鮮である。角間川流域の標高 $900 \sim 1,100 \text{ m}$ 付近では溶岩の間に土石流堆積物が挟まれ互層をなしている。溶岩は厚い自破砕角礫部と、厚さ 5 m 以下の塊状部からなることが多い。土石流堆積

物や砂層を直接覆う溶岩の基底には、しばしば溶岩の塊状部が $1 \sim 3 \text{ cm}$ 大に水冷自破砕したスパイラルが見られる。土石流堆積物は層厚 5 m 以下で、溶岩と同質の緻密な複輝石安山岩礫と基質からなり、全体に膠結している。含まれる礫の直径は 15 cm 程度のものが多く、亜角礫から亜円礫である。多くの層は不淘汰で無層理であるが、礫支持で礫径が逆級化している堆積物も見られる。また堆積物上部にはラミナの発達した黒色の砂層を伴うことが多い。角間川および和熊川流域の標高 $1,200 \text{ m}$ より上流では層厚 $3 \sim 10 \text{ m}$ の溶岩層が累重し、火砕流堆積物を挟在する。火砕流堆積物は層厚 $2 \sim 5 \text{ m}$ で、発泡した $5 \sim 15 \text{ cm}$ 大の安山岩質のスコリアと同質の基質からなる。堆積物の上部は赤色に酸化しており、溶結度は非溶結～弱溶結である。標高 $1,500 \text{ m}$ 以上の角間山東方ではアグルチネートが見られる。アグルチネートは $3 \sim 15 \text{ cm}$ 大の不定形の安山岩質のスコリアと同質の基質からなり、全体に赤色酸化し弱溶結している。本溶岩層と基盤および他の火山岩類との層序関係は、角間川流域の標高 900 m 付近で伊勢山層の暗灰色頁岩層を不整合に覆い、和熊川流域の標高 $1,150 \text{ m}$ 付近で横尾層の緑色凝灰岩層を不整合に覆う。また内雲雀沢流域と和熊川上流域でゴ

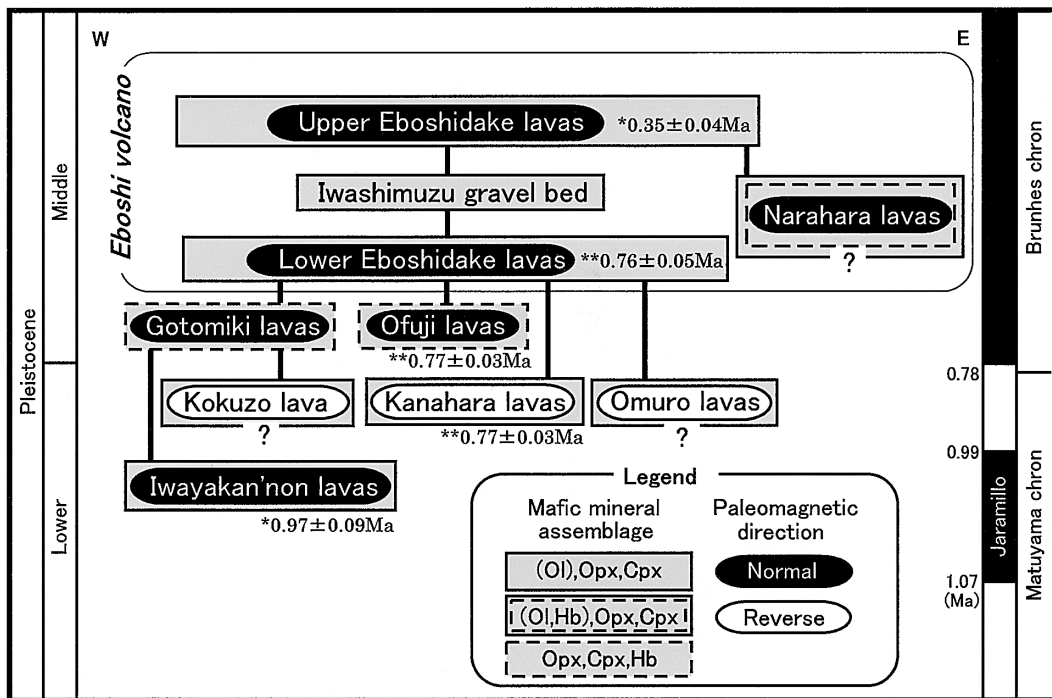


Fig. 4. Stratigraphic relations of the lavas from the western Eboshi volcano group. K-Ar ages are after *Kaneko *et al.* (1989) and **Takahashi and Miyake (in prep.). The geomagnetic polarity time scale is after Conde and Kent (1995).

トミキ溶岩層に直接覆われる。

虚空蔵溶岩層 (KZ) (0.23 km³) (新称)

烏帽子岳南西麓の岩清水から虚空蔵山にかけて分布する暗灰色の複輝石安山岩溶岩である。本層は1枚の溶岩からなり、層厚は岩清水 (Fig. 2 の KZ2) で最も厚く 25 m である。溶岩下部に約 2 m の自破砕角礫部を伴うブロック溶岩で、塊状部には柱状節理が発達する。溶岩流は岩清水から南西へ流下して虚空蔵山まで達し、溶岩平坦面を形成している。虚空蔵山で基盤の伊勢山層の黒色頁岩層を覆い、岩清水で下部烏帽子岳溶岩層に覆われる。飯島 (1962) は本溶岩を烏帽子岳溶岩の一部としていたが、今回溶岩の岩石磁化方位を測定したところ逆帯磁を示し、後述する下部烏帽子岳溶岩層の溶岩は正帯磁を示したことから、烏帽子火山の活動以前に噴出した別の溶岩であると考え新たに区分した。

金原溶岩層 (KH) (>0.1 km³) (高橋・三宅、投稿中)

烏帽子火山の南西麓の金原川流域の標高 1,100~1,200 m にかけての狭い範囲に分布する。岩質は暗灰色から灰色の複輝石安山岩である。飯島 (1962) は烏帽子岳 1 溶

岩として記載していたが、金原ダムの建設中に本溶岩の良好な露頭が観察できた。そこでは 5 枚のブロック溶岩が自破砕角礫部を挟んで累重する。溶岩 1 枚の層厚は 10 m 以下で、塊状部の厚さは 2~5 m である。また、本溶岩は北東へ 30°~50° 傾斜しており、これを覆う下部烏帽子岳溶岩層の傾斜方向 (南へ 10°~20° 傾斜)、すなわち烏帽子火山の地形傾斜方向とは明らかに異なる傾斜方向をもつことから、高橋・三宅 (投稿中) は烏帽子岳溶岩とは異なる溶岩として区別した。金原川流域の標高 1,150 m 付近で下部烏帽子岳溶岩層に覆われる。溶岩層の傾斜方向から判断して現在の分布地域よりも南西方で噴出した溶岩である。

大室溶岩層 (OM) (0.13 km³) (末永, 1985MS)

烏帽子火山南西麓に大室山 (1,148 m) を構成する灰色の複輝石安山岩溶岩である。層厚 1~3 m の 3 枚の溶岩が確認できた。溶岩上部と下部に自破砕角礫部を伴い、塊状部には不規則な節理が発達するブロック溶岩である。本溶岩は大室山周辺に分布する金原溶岩層や下部・上部烏帽子岳溶岩層の複輝石安山岩溶岩と比較して、斜

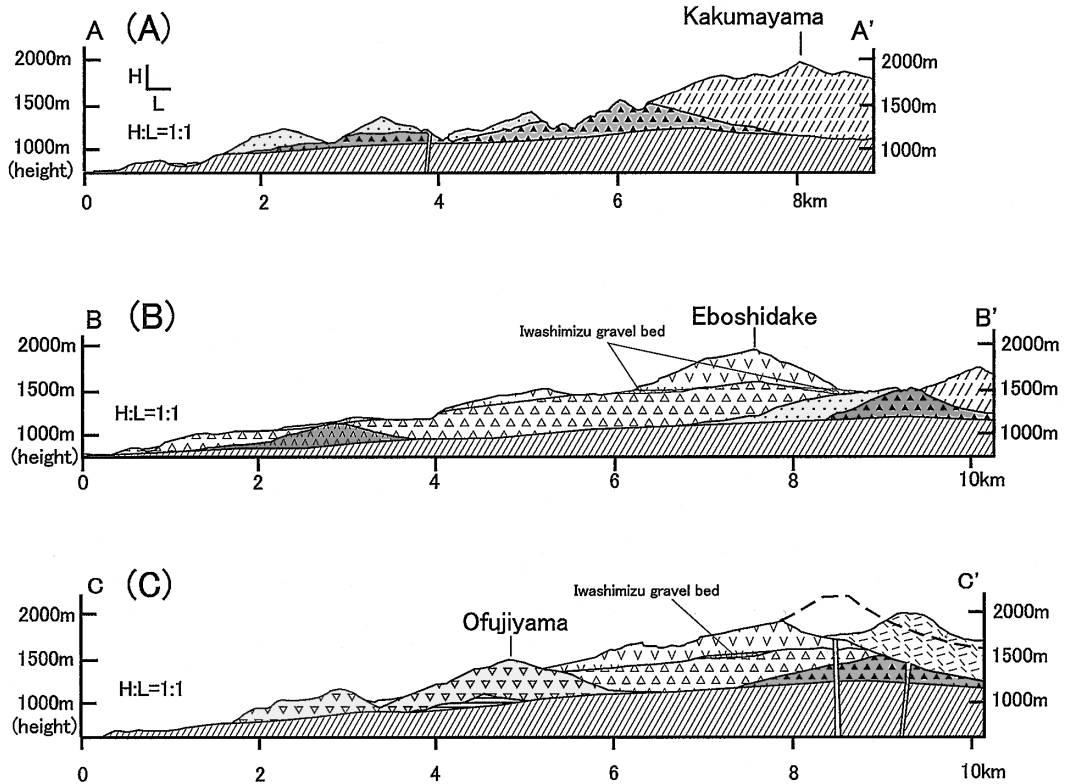


Fig. 5. Cross sections of the western Eboshi volcano group. These sections are along the lines shown in Fig. 3. Legend is the same as in Fig. 3.

長石と輝石の斑晶が大きく、斜長石の斑晶量が多いことから区別できる。姫小沢上流で下部烏帽子岳溶岩層に覆われる。

大富士溶岩層 (OF) (0.40 km³) (飯島, 1955)

烏帽子岳の南西麓に大富士山 (1,504 m) とその南西の小丘を構成している。多くの溶岩は1枚の層厚が20 m 以上で、塊状部には不規則な方向に節理が発達し、その上下に自破碎角礫部を伴うブロック溶岩である。岩質は角閃石複輝石安山岩で、石英斑晶が含まれる。また、苦鉄質包有物を含むことがあり、それらの多くは長径2~15 cm で卵形を呈し、周縁部には急冷縁は見られない。苦鉄質包有物の量はフローユニットによって様々で、多いユニットでは約2 m 四方の範囲内に長径10 cm 以上の包有物が10個以上含有される。大富士山の南西斜面の標高1300 m 付近で下部烏帽子岳溶岩層に覆われる。

ゴトミキ溶岩層 (GO) (3.54 km³) (飯島, 1955 を再定義)

烏帽子岳の南西麓と本調査地域の北部に広く分布し、ゴトミキ山 (1,643 m) や殿城山 (1,193 m) などの数枚の溶岩から構成された小丘を形成している。溶岩1枚の層厚は15 m 以上で、自破碎角礫部を伴うブロック溶岩である。塊状部には板状節理が発達することが多い。岩質は角閃石複輝石安山岩もしくは複輝石角閃石安山岩~デイサイトである。

本溶岩は従来、角閃石斑晶の含有量が多いものを高屋沢溶岩、少ないものをゴトミキ溶岩と呼んで区別され、ゴトミキ溶岩が高屋沢溶岩を覆うとされていた(飯島, 1955)。しかし、今回詳細な野外調査と岩石記載を行った結果、角閃石斑晶量は両溶岩ともフローユニットごとに大きく異なっており、かつ両者の値は重複している。従って両溶岩の明瞭な区分はできず、飯島(1955)が示した高屋沢溶岩とゴトミキ溶岩の境界は、むしろ同一の溶岩層中に見られるフローユニット境界の1つとみなしたほうが妥当であると判断した。以上のことから飯島(1955)の高屋沢溶岩とゴトミキ溶岩を一括してゴトミキ溶岩層として再定義した。本溶岩は大富士溶岩より角閃石斑晶が多く、石英斑晶が少ない傾向をもつ。溶岩は苦鉄質包有物を含むことがあり、それらの長径は1~8 cm で球形ないし卵形であることが多く、包有物の周縁部に急冷縁は見られない。また灰色シルト岩のゼノリス(最大径20 cm)を含むことがある。本地域北部のゴトミキ山北西の平坦面には、ブロックアンドアッシュフロー堆積物、および溶岩ドームの崖錐堆積物が分布する。前者は溶岩と同質の角礫と基質からなる無構造で不淘汰な堆積物で、放射状の冷却節理が発達する5~30 cm 大の角礫を含み、その層厚は3 m 以上である。一方後者は溶

岩と同質の角礫からなる不淘汰で基質に乏しい堆積物である。内雲雀沢^{うちのぼり}の標高1,300~1,400 m にかけてと和熊川流域の1,300 m 地点では、本層の溶岩が、岩屋観音溶岩層が浸食されてできた深さ50 m 以上の谷に流入して同層にアバットしている。また、和熊川の標高1,400 m 付近では、風化した岩屋観音溶岩層を不整合に覆う。内雲雀沢流域の標高1,100 m の地点では、ゴトミキ溶岩層の溶岩と同質の岩脈が下位の岩屋観音溶岩層に貫入している。貫入面の方向はN 64° W, 65° NE で、境界から約1 cm の幅で急冷相が見られる。本層は、殿城西麓では殿城山をなす本溶岩が虚空蔵溶岩層の作る平坦面に覆っている。烏帽子岳北方のタタラ沢の標高1,700 m 付近で上部烏帽子岳溶岩層に覆われる。

下部烏帽子岳溶岩層 (LEB) (4.95 km³) (飯島, 1962 を再定義)

飯島(1962)の烏帽子岳溶岩は、後述する岩清水礫層を挟んで下部烏帽子岳溶岩層と上部烏帽子岳溶岩層に区分される。そのうち下位の烏帽子火山の南麓から西麓に分布する暗灰色の複輝石安山岩溶岩を下部烏帽子岳溶岩層として定義する。本層は金原川流域の標高950 m~1,500 m では溶岩層主体の層相を示す。溶岩1枚の層厚は2~10 m で、主として層厚5 m 以下のアア溶岩が、直径20 cm 以下のクリンカーを上下に伴って10枚以上累重する。一方、烏帽子火山南麓の滝ノ沢~姫子沢流域の標高950 m 以下では、上流から下流に向かって溶岩層主体の層相から土石流堆積物が優勢の層相へと移化していく。そして最も下流では土石流堆積物の中に層厚2 m 以下の溶岩流が数枚挟在する層相を示し、全層厚に占める溶岩流の割合は10% 以下である。土石流堆積物の火山岩礫は溶岩と同質の複輝石安山岩で、発泡したものが多い。礫径は最大40 cm で10 cm 程度のものが多く、円磨度は垂角礫~垂円礫である。なお、金原川流域の標高1,300~1,150 m において、肉眼でかんらん石斑晶を確認できる1枚の溶岩流が水平距離で約2 km にわたり南方に約10° 傾斜して分布しているのが地表踏査で確認できる。本層は大富士山の南東斜面の標高1,200 m で金原溶岩層を覆い、金原川の標高1,500 m 付近で岩清水礫層に覆われる。

奈良原溶岩層 (NH) (1.11 km³) (新称)

烏帽子岳の南斜面の標高1,200 m から1,700 m に分布し、烏帽子火山の火山体南部を構成している。溶岩の露出は良くないが、層厚10 m 以下のブロック溶岩を少なくとも5枚確認できる。岩質は角閃石かんらん石含有複輝石安山岩で、角閃石斑晶は長径1 cm 以上に達することがある。本層は従来、下部および上部烏帽子岳溶岩層とともに烏帽子岳溶岩と一括されていた(飯島, 1962)。

しかし下部および上部烏帽子岳溶岩層の溶岩には角閃石斑晶は含まれず、岩石種が明らかに異なる。また、本層が分布する烏帽子火山の南斜面は、上部烏帽子岳溶岩層がなす火山斜面より開析が進んでおり、岩石は上部烏帽子岳溶岩層のものと比べて風化していることが多い。以上の特徴により、本溶岩層を下部および上部烏帽子岳溶岩層とは異なる地質ユニットとして区別した。層序関係から見ると、烏帽子火山南麓の滝ノ沢の標高1,400mの地点で上部烏帽子岳溶岩層に覆われることが確認されるが、下位層との関係は不明である。

岩清水礫層 (IS) (新称)

岩清水礫層は下部と上部烏帽子岳溶岩層の間に挟在する礫層と砂層の互層である。溶岩流や火砕流堆積物のような烏帽子火山の火山活動によって直接もたらされた堆積物は挟在しないが、黒雲母を多量に含む降下火山灰層を挟在する。岩清水礫層は烏帽子火山の火山体内を流れる金原川と不通沢流域の標高約1,500m~1,600mと、烏帽子火山西麓の岩清水の標高900m付近、および大室山南東の標高1,000mに分布する。層相はそれぞれの地点で若干異なり、挟在する火山灰層の枚数も異なるので、露頭条件が良い岩清水 (Fig. 2 の IS-1) と金原川流域 (IS-2) におけるそれぞれの記載を記す。

岩清水 (Fig. 2 の IS-1) では、全体の層厚は約30mであり、1枚の厚さが20cm~1m 礫混じりのシルト~砂層と、層厚2~3mの礫層が互層している。礫混じりのシルト~砂層は斜交葉理が発達し、堆積物は固く締っている。基質は褐色のシルト~中粒の火山砂で、直径1~2cm程度の複輝石安山岩礫を含む。礫層は礫支持で逆級化構造を示すことが多い。礫径は3~30cmで、まれに1m以上に達する。礫のほとんどは複輝石安山岩の亜角礫~亜円礫であるが、ゴトミキ溶岩層起源の亜角礫 (礫径10cm以下) をわずかに含む。岩清水では黒雲母を多量に含む降下火山灰層を2枚挟在する。各火山灰層の層厚は25cmと15cmで、2~3mm大の黒雲母結晶を多く含み、その他に斜長石、石英、角閃石結晶を含む。また、上位の火山灰層直下の火山砂層と褐色の風化火山灰層中には最大1cmの黄色の軽石が点在する。軽石に含まれる苦鉄質鉱物は単斜輝石、斜方輝石、不透明鉱物である。

金原川流域 (Fig. 2 の IS-2) では標高1,500~1,580mにかけて連続して露出する (Fig. 5 B)。本層は礫混じりの砂層が優勢で礫層が挟在する層相をなす。全体の層厚は少なくとも30mで、地層はほぼ水平~15°南西傾斜している。礫混じりの砂層は基質支持で、2~3cmの複輝石安山岩礫を少量含む。基質は硬く締った褐色の砂~砂質シルトで、砂層1枚の層厚は30cm~1.5mである。礫層は1枚の厚さが1~3mで礫支持である。暗灰色の複

輝石安山岩の亜円礫~亜角礫と同質の基質からなる。礫径は15cm程度のもが多く最大40cmである。金原川流域では、黒雲母を多量に含む降下火山灰層が1枚挟在する。火山灰層の層厚は30cmで、2~3mmの黒雲母結晶と斜長石、石英、角閃石を含む。

上部烏帽子岳溶岩層 (UEB) (8km³) (飯島, 1962を再定義)

飯島 (1962) の烏帽子岳溶岩の上半部が相当する。烏帽子火山の成層火山体の上半部を構成する複輝石安山岩質の溶岩である。層厚10m以上の板状節理の発達したブロック溶岩を主体とし、20枚以上の溶岩からなる。烏帽子火山西麓を流下した溶岩流は標高900mの地点まで達し、ここでは層厚15mの溶岩が岩清水礫層を直接覆う。また、金原川流域の標高1,600m地点で層厚25mの溶岩が岩清水礫層を直接覆い、その上流域には層厚5~25mの溶岩層が10枚以上累重している。烏帽子岳の南西斜面の標高1,800~1,900mでは降下スコリアやアグルチネートが認められる。アグルチネートは、層厚約2mで、複輝石安山岩質のスコリアを主体とする一部溶結した降下堆積物であり、上部烏帽子岳溶岩層の溶岩を直接覆っている。

4. 岩石記載

各溶岩の斑晶モード組成を Table 1 に示す。モードカウントは測定間隔を0.6mmとして、薄片1枚につき1,000カウント以上行った。各溶岩の斑晶の含有量 (vol.%) は30~40vol.%程度のもが多く、最も斑晶量が多い大室溶岩層の岩石は約50vol.%に達する。岩屋観音溶岩層、金原溶岩層の岩石は斜方輝石単斜輝石安山岩で、かんらん石を含むことがある。虚空蔵溶岩層、大室溶岩層の岩石は斜方輝石単斜輝石安山岩である。また、下部烏帽子岳溶岩層、奈良原溶岩層、上部烏帽子岳溶岩層の岩石は斜方輝石単斜輝石安山岩で、かんらん石を含むことがある。奈良原溶岩層の岩石はかんらん石と角閃石斑晶を含む。大富士溶岩層、ゴトミキ溶岩層の溶岩は苦鉄質斑晶として角閃石、斜方輝石、単斜輝石を含み、僅かにかんらん石 (<0.3vol.%) を含むことがある。また、石英や角閃石の斑晶を含むものが多く、角閃石斑晶の含有量は最大約12vol.%である (Table 1)。

岩屋観音溶岩層

斜方輝石単斜輝石安山岩。斑晶: 斜長石は最大1.5mmで0.8mm程度のもが多く、自形~半自形である。1mm以上のものは形が丸みを帯び、累帯構造を示すものが多く、累帯構造に沿って塵状の包有物が見られる。単斜輝石は最大1.2mmで、0.8mm程度のもが多く、半自形~自形で丸みを帯びたものが多く見られる。斜方

Table 1. Petrographic features of the rock samples.

Volcanic unit	Sample No.	Phenocryst (vol.%)								Groundmass		
		Pl	Ol	Opx	Cpx	Hb	Qtz	Opq	sub total	mafic	texture	vol.%
Upper Eboshidake lavas	EB24	27.6	-	3.0	5.9	-	-	1.5	38.0	10.4	intersertal	62.0
	EB20	29.1	-	5.4	7.7	-	-	2.1	44.3	15.2	hyalopilitic	55.7
	EB16	26.4	-	4.4	8.1	-	-	2.0	40.9	14.4	hyalopilitic	59.1
Narahara lavas	NH2	25.3	0.9	3.6	4.2	0.4	-	1.8	36.2	10.9	intersertal	64.1
	NH1	30.1	1.0	4.5	5.3	0.4	-	2.5	43.9	13.8	intersertal	56.6
Lower Eboshidake lavas	EB7	25.4	-	4.5	8.2	-	-	2.3	40.4	15.0	hyalopilitic	59.6
	EB4	28.2	0.6	5.7	8.4	-	-	2.5	45.5	17.2	hyalopilitic	54.8
Gotomiki lavas	GO15	23.2	-	2.3	1.6	1.2	0.7	1.1	30.1	6.2	intersertal	69.9
	GO10	24.7	-	2.0	0.6	11.6	-	2.0	40.9	16.2	intersertal	59.1
	GO8	29.8	-	1.1	1.2	6.3	-	1.1	39.6	9.8	hyalopilitic	60.4
	GO6	21.0	tr	1.5	2.2	0.8	0.2	1.7	27.3	6.1	hyalopilitic	72.7
Ofuji lavas	OF2	28.3	-	2.9	3.1	2.3	2.1	2.5	41.2	10.7	intersertal	58.8
	OF1	26.1	0.3	1.5	2.1	0.9	2.4	1.5	34.6	6.2	intersertal	65.5
Omuro lavas	OM1	40.2	-	4.4	5.4	-	-	3.1	53.1	12.9	intersertal	46.9
Kanahara lavas	KH2	24.4	0.3	2.1	5.0	-	-	1.8	33.7	9.2	hyalopilitic	66.4
	KH1	23.1	-	3.0	6.0	-	-	1.2	33.3	10.2	hyalopilitic	66.7
Kokuza lava	KZ2	26.7	-	4.9	8.6	-	-	1.8	42.0	15.3	intersertal	57.9
Iwayakan'on lavas	IW12	29.0	-	2.3	4.4	-	-	1.2	36.9	7.9	intersertal	63.1
	IW10	25.0	-	4.0	7.6	-	-	1.9	38.5	13.5	intersertal	61.5
	IW6	24.6	tr	1.8	4.1	-	-	1.0	31.5	6.9	hyalopilitic	68.5

Pl: plagioclase, Ol: olivine, Cpx: clinopyroxene, Opx: orthopyroxene, Hb: hornblende, Qtz: quartz, Opq: opaque minerals, tr: less than 0.1%.

輝石は最大1 mmで0.6 mm程度のものが多く、自形で柱状のものが多く、単斜輝石の反応縁がしばしば見られる。集斑晶は2 mm以下で、単斜輝石と斜長石からなり、まれに自形のかんらん石、単斜輝石、斜長石からなる集斑晶が見られる。石基: インターサータルからハイアロピリティック組織を呈し、斜長石、単斜輝石、不透明鉱物からなる。

虚空蔵溶岩層

斜方輝石単斜輝石安山岩。斑晶: 斜長石は最大1.5 mmで0.6 mm程度のものが多く、自形で清澄なものが多く、単斜輝石は最大2 mmで0.8 mm程度のものが多く、自形~半自形で柱状を呈する。斜方輝石は最大1.2 mmで0.6 mm程度のものが多く、自形で長柱状のものが多く、石基: インターサータル組織を呈し、斜長石、単斜輝石、不透明鉱物、ガラスからなる。

金原溶岩層

斜方輝石単斜輝石安山岩。かんらん石を含むものもある。斑晶: 斜長石は最大1.5 mmで0.8 mm程度のものが多く、半自形~自形である。0.6 mm以上のものは半自形で累帯構造が発達し、累帯構造に沿って塵状の包有物が見られる。単斜輝石は最大1 mmで0.6 mm程度の柱状自形のものが多い。斜方輝石は最大1.2 mmで0.4 mm程度のものが多く、長柱状を呈する自形のものが多い。かんらん石は0.4 mm以下で、他形で丸みを帯びたものが多く、部分的にイディングサイトや不透明鉱物に分解して

いる。単斜輝石と集斑晶をなすことが多い。石基: ハイアロピリティック組織を呈し、斜長石、不透明鉱物、ガラスからなる。

大室溶岩層

斜方輝石単斜輝石安山岩。他の溶岩層より大きな斑晶に富み、斑晶量は50 vol.%以上である。斑晶: 斜長石は最大2.2 mmで、1 mm程度のものが多く、短冊状を呈し自形で清澄なものが多く、単斜輝石は最大2 mmで0.8 mm程度のものが多く、自形~半自形で柱状を呈する。斜方輝石は最大1.6 mmで0.6 mm程度のものが多く、自形で長柱状を呈するものが多く、石基: インターサータル組織を呈し、斜長石、単斜輝石、斜方輝石、不透明鉱物からなる。

大富士溶岩層

角閃石斜方輝石単斜輝石安山岩。石英とまれにかんらん石が斑晶として含まれる。斑晶: 斜長石は最大3 mmで0.8 mm程度のものが多く、卓状を呈し半自形のものが多い。大きい斑晶ほど丸みを帯び累帯構造が顕著に見られる。累帯構造に沿って塵状の包有物が見られる。単斜輝石は最大1 mmで0.5 mm程度のものが多く、半自形~自形でやや丸みを帯びているものが多い。斜方輝石は最大0.8 mmで0.5 mm程度のものが多く、自形~半自形で長柱状を呈する。角閃石は最大1 mmで0.6 mm程度のものが多く、半自形で多くは丸みを帯びている。周縁部はオパサイト化していることが多く、細粒な不透明

鉱物からなる仮像として見られることもある。かんらん石は0.2から0.4 mmで、半自形～他形で丸いものが多い。石英は1 mm以下で融食して丸くなっているものが多い。石基：インターサータル組織を呈し、斜長石、単斜輝石、斜方輝石、不透明鉱物、ガラスからなる。本溶岩に含まれる苦鉄質包有物の構成鉱物は、斜長石>>角閃石>>不透明鉱物>斜方輝石、単斜輝石、かんらん石である。

ゴトミキ溶岩層

主に角閃石斜方輝石単斜輝石安山岩および単斜輝石斜方輝石角閃石安山岩。斑晶量は約30～40 vol.%であり、その中で角閃石斑晶のモード量は約1～12 vol.%と量比は様々である。斑晶：斜長石は最大2.5 mmで1 mm程度のものが多い。卓状を呈し半自形のものが多い。また、0.6 mm以上のものは溶融形を示すことが多く、累帯構造が発達している。累帯構造に沿って塵状の包有物が見られる。単斜輝石は最大1.2 mmで0.6 mm程度のものが多い。半自形～自形で柱状を呈する。斜方輝石は最大1 mmで0.5 mm程度のものが多い。自形～半自形で長柱状を呈する。角閃石は最大1.2 mmで0.6 mm程度のものが多い。半自形で丸みを帯びていることが多い。周縁部は一部オパサイト化していることがある。かんらん石は0.4 mm以下で丸いものが多い。石英は0.6～1 mmで、融食形を示し他形～半自形である。コロナ状に単斜輝石が取り巻いていることがある。石基：ハイアロピリティック（斜長石、不透明鉱物、ガラス）もしくはインターサータル（斜長石、単斜輝石、斜方輝石、不透明鉱物、ガラス）組織を呈する。本溶岩に含まれる苦鉄質包有物は2種類に分類され、構成鉱物は斜長石>>斜方輝石>>不透明鉱物>単斜輝石>>かんらん石、もしくは斜長石>>角閃石>>不透明鉱物>斜方輝石>>単斜輝石、かんらん石である。

下部烏帽子岳溶岩層

斜方輝石単斜輝石安山岩。かんらん石斑晶を含むことがある。斑晶：斜長石は最大1.5 mmで、0.8 mm程度のものが多い。短冊状の自形を呈し清澄なものが多いが、0.6 mm以上の比較的大きな斑晶には累帯構造に沿って塵状の包有物が見られることが多い。単斜輝石は最大1.2 mmで0.8 mm程度のものが多い。半自形～自形である。斜方輝石は最大1 mmで0.6 mm程度のものが多い。長柱状を呈し自形～半自形である。かんらん石は0.8 mm以下で半自形を呈し、周縁部に輝石の反応縁をもつことがある。単斜輝石・斜長石からなる集斑晶が見られる。石基：ハイアロピリティック組織を呈し、斜長石、不透明鉱物、ガラスからなる。

奈良原溶岩層

かんらん石角閃石含有斜方輝石単斜輝石安山岩。斜方輝石、単斜輝石斑晶はほぼ等量である。斑晶：斜長石は最大2 mmで0.8 mm程度のものが多い。半自形～自形で丸みを帯びたものが多い。単斜輝石は最大1 mmで0.6 mm程度のものが多い。半自形～自形である。斜方輝石は最大0.8 mmで0.5 mm程度のものが多い。長柱状を呈し自形のものが多い。角閃石はまれに5 mm以上のものが見られるが、多くは0.6 mm程度である。その形状は半自形で周縁部がオパサイト化していることがある。かんらん石は0.6 mm以下の丸みを帯びたものが多い。石基：インターサータル組織を呈し、斜長石、単斜輝石、不透明鉱物、ガラスからなる。

上部烏帽子岳溶岩層

斜方輝石単斜輝石安山岩。斑晶：斜長石は最大1.5 mmで0.8 mm程度のものが多い。自形～半自形である。また、破片状の形状を呈するものが多い。見られることがある。1 mm以上の斑晶は半自形で累帯構造が見られ、塵状の包有物を含むことが多い。単斜輝石は最大1.2 mmで0.8 mm程度のものが多い。柱状を呈し半自形～自形である。斜方輝石は最大1 mmで0.6 mm程度のものが多い。長柱状を呈し自形～半自形である。かんらん石は0.8 mm以下で半自形である。単斜輝石の反応縁をもつ。集斑晶は単斜輝石、斜長石もしくは単斜輝石、斜方輝石、斜長石からなる大きさ2 mm以下のものが多い。まれに自形のかんらん石、単斜輝石、斜長石からなる集斑晶が見られる。石基：ハイアロピリティック（斜長石、不透明鉱物、ガラス）ないしインターサータル（単斜輝石・斜長石・不透明鉱物・ガラス）組織を呈する。

5. 火山岩の岩石残留磁化方位

5-1 古地磁気試料

本地域に分布する各溶岩層の岩石残留磁化方位を測定した。各溶岩層において1つの露頭（1フローユニット）を1サイトとし、各サイトの溶岩の塊状部から携帯型エンジンドリルで3試料以上のコア試料を抜き出すか、3個以上の定方位ブロックを採集した。定方位ブロックについては屋内の固定式ドリルを用いてコア試料を抜き出した。コア試料は、直径および高さ約25 mm幅に切断して整形を行い、各コア試料から3～5個の円柱試料を得た。

5-2 測定

消磁実験は信州大学所有の実験装置を用いて行った。交流消磁実験は40 mTまでをMETOBA社製スピナー磁力計内蔵の定置交流消磁装置を用い、50 mT以上を夏原技研製DEM-95Cを使用して行った。熱消磁実験には夏原技研製TDS-1を使用した。各サイトの円柱試料か

ら任意にパイロット試料を選び、それらについて 10 mT ごとに最大 160 mT までの段階交流消磁と、100°C から 50°C ごとに最高 700°C までの段階熱消磁実験を行った。パイロット試料の測定結果を Zijdeveld 図 (Zijderveld, 1967) と等積投影図上に示し、磁化の安定性を調べた。磁化成分の方向は Kirchvink (1980) に基づき、Zijderveld 図上で原点に収束する回帰直線を求め、この直線から偏角・伏角を求めた。パイロット試料以外の消磁方法 (熱消磁・交流消磁) の選択は Zijdeveld 図上でより原点まで収束する方法を選択し、NRM 強度が 10% 以下に減衰するまで行った。Zijderveld 図と消磁曲線図を Fig. 6 に示す。ほとんどの試料は 20 mT までの交流消磁で不安定成分は除去でき (Fig. 6 a), それ以降は安定した磁化方位を示す。虚空蔵溶岩層, 大室溶岩層, 奈良原溶岩層の試料は、交流消磁では磁化強度の減衰が小さいことから (Fig. 6 b), 熱消磁を選択し消磁を行った (Fig. 6 c)。

5-3 結果

各サイトの平均磁化方位を Table 2 に示す。平均磁化方位に付随する統計量 (95% 信頼円の半径: α_{95} , 集中度パラメーター: k) は Fisher (1953) に基づいて求めた。試料を採集した溶岩は、その分布と産状から堆積後に傾動していないと判断し、傾動補正は行っていない。各溶岩層の平均磁化方位を 95% 信頼円とともに等積投影図 (Fig. 7) に示す。岩屋観音溶岩層, 大富士溶岩層, ゴトミキ溶岩層, 奈良原溶岩層, 下部・上部烏帽子岳溶岩層の溶岩が正帯磁を示し、虚空蔵溶岩層, 金原溶岩層, 大室溶岩層の溶岩が逆帯磁を示すという結果を得た。なお、下部烏帽子岳溶岩層の 95% 信頼円の半径が大きい。これは溶岩が冷却して磁化を獲得した後に、自破砕した溶岩のブロックがある程度差別的に移動したためと考えられる。

6. 全岩化学組成

本地域に分布する火山岩について全岩化学分析を行った。

試料を採集した地点を Fig. 1 b と Fig. 2 に示す。粉末試料をマッフル炉で約 1,000°C で加熱して揮発性成分を除去した後に、四ホウ酸リチウム 3 倍希釈でガラスビードを作製し、信州大学理学部の蛍光 X 線分析装置 (PHILIPS PW2400) を用いて分析した。検量線は全て地質調査所の標準試料を用いて作製し、分析条件、補正計算および分析誤差については三宅・他 (1996) に報告されている。

分析結果を Table 3 に示す。SiO₂ 含有量 (wt%) は岩屋観音溶岩層の溶岩が 53~58 wt.%, 虚空蔵溶岩層が約

56 wt.%, 金原溶岩層が 56~59 wt.%, 大室溶岩層が約 54 wt.%, 大富士溶岩層が約 62 wt.%, ゴトミキ溶岩層は 59~64 wt.%, 下部烏帽子岳溶岩層は 54~58 wt.%, 奈良原溶岩層が 57~58 wt.%, 上部烏帽子岳溶岩層が 51~57 wt.% である。岩屋観音溶岩層, 上部烏帽子岳溶岩層の溶岩の一部が玄武岩質安山岩, ゴトミキ溶岩層の一部がデイサ

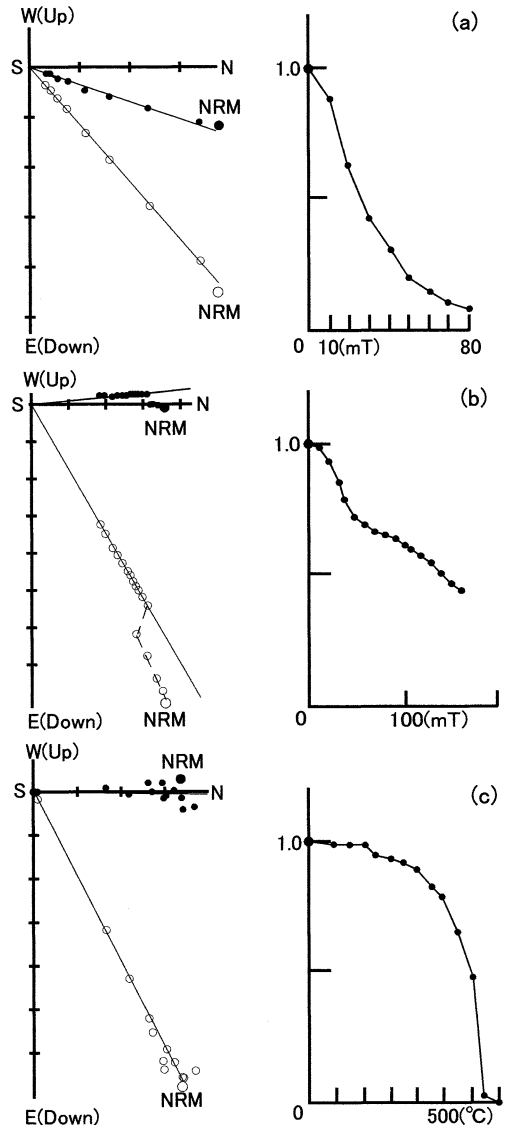


Fig. 6. Zijdeveld projections (left) and demagnetization curves (right). Open circles indicate vertical plane. Solid circles indicate horizontal plane. Straight lines of Zijderveld projections show regression lines obtained by the stable components through demagnetization.

Table 2. Paleomagnetic results of lavas from the western Eboshi volcano group.

Volcanic unit	Sample No.	latitude longitude	n	mINC	mDEC	α_{95}
Upper Eboshidake lavas	EB9	(36° 25'31" N, 138° 19'56" E)	3	52.95	-12.66	13.61
Narahara lavas	NH1	(36° 24'15" N, 138° 24'16" E)	3	70.45	0.94	9.97
Lower Eboshidake lavas	EB1	(36° 24'08" N, 138° 21'13" E)	3	54.27	-30.61	18.26
Gotomiki lavas	GO3	(36° 26'03" N, 138° 20'02" E)	3	47.59	25.56	7.18
Ofuji lavas	OF1	(36° 24'50" N, 138° 21'32" E)	3	62.46	-5.30	5.35
Omuro lavas	OM1	(36° 23'42" N, 138° 21'24" E)	3	-60.47	127.15	11.90
Kanahara lavas	KH2	(36° 24'30" N, 138° 21'49" E)	3	-43.12	117.22	7.26
Kokuzo lava	KZ2	(36° 24'58" N, 138° 19'12" E)	3	-34.88	164.27	11.16
Iwayakan'on lavas	IW2	(36° 27'31" N, 138° 22'26" E)	3	59.97	15.86	9.75

n: number of samples, mINC: average of inclination, mDEC: average of declination, α_{95} : radius of 95% confidence circle of site mean

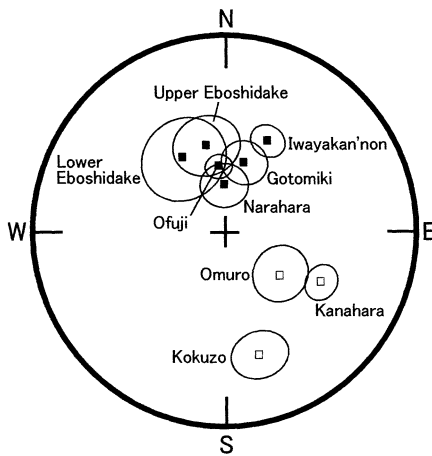


Fig. 7. Schmidt's projection with 95% confidence circles of lavas. Solid and open squares indicate normal and reversed polarity, respectively.

イトである以外はすべて安山岩である。

Fig. 8 の $\text{SiO}_2\text{-K}_2\text{O}$ 図上でほとんどの火山岩は一連のトレンドを構成し、Gill (1978) の Medium-K の領域の低カリ部にプロットされる。なお、上部烏帽子岳溶岩層のうち、自形のかんらん石と斜長石からなる集斑晶を特徴的に含む 1 枚の溶岩のみが Low-K の領域にプロットされる。CaO, Na_2O 量は、すべての溶岩層の組成がほぼ一連のトレンドを構成している。一方 Al_2O_3 , MnO, P_2O_5 の量については同一の溶岩層内においてもばらつきが大きい。上部烏帽子岳溶岩層、奈良原溶岩層の岩石は、岩屋観音溶岩層、虚空蔵溶岩層、下部烏帽子岳溶岩層に比べて TiO_2 , FeO^* 量がやや乏しい傾向がある。大富士溶岩層、ゴトミキ溶岩層の岩石は、MgO や TiO_2 のトレ

ドを SiO_2 に乏しい領域に外挿すると、それ以外の火山岩類よりも MgO や TiO_2 に富むトレンドを作る。 $\text{SiO}_2\text{-FeO}^*/\text{MgO}$ 図上で大富士溶岩層、ゴトミキ溶岩層、奈良原溶岩層の岩石は全て Miyashiro (1974) のカルクアルカリ岩系に、また金原溶岩層の岩石はソレアイト・カルクアルカリ岩系の境界線をまたいで、それ以外の火山岩類の岩石のほとんどはソレアイト岩系の範囲にプロットされる。なお、 $\text{SiO}_2\text{-K}_2\text{O}$ 図には比較のため、湯ノ丸山と烏帽子火山群東部の諸火山（三方ヶ峰、栈敷山、籠ノ登山、高峯山）の溶岩も今回分析を行い、その組成をプロットした。さらに、浅間火山の各ステージ（黒斑、仏岩、前掛ステージ）の岩石の組成範囲 (Aramaki, 1963) も示した。

7. 考 察

7-1 岩清水礫層に挟在される火山灰層

岩清水礫層には黒雲母を多量に含む降下火山灰が挟在する。烏帽子火山を構成する火山岩類は黒雲母を含まないことから、この火山灰は烏帽子火山群以外の火山からもたらされたと考えられる。岩清水礫層の降下火山灰を含む層準の柱状図と、火山灰層の重鉱物量比を Fig. 9 に示す。火山灰試料は烏帽子火山西麓の露頭 IS1 (Fig. 2) の 2 層準、南西麓の IS2 の 1 層準から採取した。試料は水洗し、115~250 メッシュの篩で整粒して重鉱物結晶の個数を偏光顕微鏡下で 300 個以上計測した。分析した各火山灰層の重鉱物結晶は黒雲母、角閃石、斜方輝石、不透明鉱物と少量の単斜輝石からなり、その存在量比も互いに類似する。黒雲母の個数は計測してあるが、篩別中の破砕により実際よりも多めに計測された可能性がある。

岩清水礫層の下位の下部烏帽子岳溶岩層の年代が $0.77 \pm 0.05 \text{ Ma}$ (高橋・三宅, 投稿中), 上位の上部烏帽子

Table 3. Chemical compositions of the lavas.

Sample No.	IW1	IW2	IW3	IW4	IW5	IW6	IW7	IW8	IW9	IW10	IW11	IW12	IW13	IW14	IW15	IW16	IW17	KZ1	KZ2	RH1
SiO ₂ (wt%)	55.48	56.22	57.16	56.01	55.35	57.02	56.69	54.46	56.87	55.31	54.51	54.59	55.20	56.30	54.49	53.18	55.84	56.62	55.76	57.54
TiO ₂	0.93	0.80	0.79	0.86	0.95	0.87	0.85	0.95	0.85	0.92	0.94	0.94	0.93	0.91	0.92	0.92	0.91	0.96	0.97	0.80
Al ₂ O ₃	17.19	17.71	17.08	18.26	17.40	18.28	18.70	17.88	17.35	17.40	17.54	17.66	17.41	17.23	17.68	17.76	17.43	17.45	17.31	16.72
Fe ₂ O ₃ *	10.54	7.89	9.45	8.99	10.20	8.19	8.23	10.20	9.86	10.21	9.94	10.10	10.11	10.29	10.29	10.16	9.75	9.84	10.18	9.48
MnO	0.16	0.11	0.14	0.14	0.14	0.14	0.14	0.14	0.14	0.15	0.15	0.15	0.15	0.15	0.14	0.15	0.15	0.16	0.17	0.14
MgO	3.73	3.28	3.55	3.32	3.68	2.59	2.85	3.89	3.12	3.84	4.16	4.24	3.81	3.14	4.18	4.72	3.71	3.15	3.44	3.28
CaO	7.72	6.98	7.20	7.76	7.93	7.72	7.97	8.44	8.44	8.00	8.49	8.44	8.07	7.22	8.37	8.56	7.74	7.23	7.58	7.18
Na ₂ O	3.08	3.26	3.23	3.12	3.17	3.42	3.21	3.15	3.34	3.05	2.96	2.95	3.00	3.20	3.03	2.83	3.05	3.33	3.21	3.25
K ₂ O	0.76	0.91	0.87	0.80	0.72	0.96	0.95	0.76	0.90	0.82	0.70	0.76	0.82	0.82	0.69	0.60	0.76	0.80	0.80	0.93
P ₂ O ₅	0.21	0.18	0.18	0.21	0.22	0.22	0.21	0.21	0.22	0.21	0.18	0.20	0.22	0.21	0.19	0.16	0.19	0.23	0.23	0.21
total	99.80	99.84	99.85	99.47	99.76	99.40	99.80	99.96	99.89	99.91	99.57	100.03	99.72	99.47	99.88	99.04	99.53	99.77	99.65	99.53
Sample No.	GO15	GO16	EB1	EB2	EB3	EB4	EB5	EB6	EB7	NH1	NH2	NH3	EB8	EB9	EB10	EB11	EB12	EB13	EB14	EB15
SiO ₂ (wt%)	61.28	64.39	57.84	54.35	54.60	56.07	57.18	56.36	56.19	56.82	58.57	58.58	54.42	54.61	54.38	55.50	55.86	54.50	55.38	54.46
TiO ₂	0.68	0.51	0.82	0.94	0.92	0.88	0.90	0.88	0.88	0.79	0.76	0.79	0.96	0.92	0.92	0.83	0.81	0.90	0.89	0.96
Al ₂ O ₃	16.45	17.09	17.07	17.59	17.60	17.57	16.86	17.07	17.08	17.58	17.78	17.12	17.85	17.80	17.54	17.68	17.72	17.90	17.73	18.02
Fe ₂ O ₃ *	6.82	5.14	9.10	10.01	9.96	9.16	9.06	9.72	9.20	8.30	8.15	8.21	10.35	10.49	10.05	9.86	9.43	9.81	9.69	9.96
MnO	0.12	0.12	0.14	0.15	0.15	0.15	0.15	0.14	0.15	0.14	0.14	0.15	0.16	0.16	0.16	0.16	0.15	0.15	0.16	0.16
MgO	3.38	1.68	3.15	4.27	4.30	3.96	3.80	3.76	3.81	3.79	3.73	3.49	4.24	4.17	4.13	4.04	3.94	3.91	3.91	4.06
CaO	6.14	5.45	6.81	8.44	8.49	8.06	7.46	7.64	7.82	7.63	7.58	7.23	8.54	8.41	8.50	7.76	8.23	8.30	8.09	8.36
Na ₂ O	3.48	3.98	3.19	3.00	2.99	3.13	3.19	3.09	3.29	3.32	3.25	3.05	3.05	2.99	3.05	2.82	2.95	3.07	3.09	3.10
K ₂ O	1.13	1.30	0.95	0.68	0.69	0.80	0.94	0.88	0.80	0.87	0.85	0.95	0.72	0.76	0.76	0.69	0.69	0.76	0.81	0.76
P ₂ O ₅	0.16	0.17	0.21	0.19	0.19	0.20	0.22	0.21	0.22	0.18	0.18	0.19	0.21	0.18	0.25	0.19	0.18	0.19	0.25	0.21
total	99.64	99.83	99.28	99.62	99.89	99.98	99.76	99.75	99.24	99.39	99.36	99.96	100.50	100.49	99.74	99.53	99.96	99.49	100.00	100.05
Sample No.	EB16	EB17	EB18	EB19	EB20	EB21	EB22	EB23	EB24	YU1	SA1	SA2	SU1	KG1	KG2	KG3	TM1	TM2	TM3	TM4
SiO ₂ (wt%)	56.28	51.26	56.25	55.67	57.29	55.89	56.07	55.54	55.54	56.63	56.45	56.79	61.26	59.71	59.43	57.72	55.9	55.9	55.9	55.9
TiO ₂	0.85	1.04	0.84	0.82	0.82	0.77	0.84	0.82	0.82	0.7	0.81	0.77	0.65	0.67	0.72	0.65	0.85	0.85	0.85	0.85
Al ₂ O ₃	17.31	19.17	17.98	17.95	18.10	17.63	17.33	17.72	17.87	16.72	19.02	17.81	16.28	16.43	16.53	17.61	17.54	17.54	17.54	17.54
Fe ₂ O ₃ *	8.87	10.55	9.38	9.32	9.51	8.51	9.54	9.26	9.72	7.97	8.12	8.29	7.01	8.17	8.08	7.58	9.31	9.31	9.31	9.31
MnO	0.14	0.17	0.15	0.15	0.15	0.14	0.15	0.15	0.15	0.14	0.12	0.13	0.12	0.12	0.13	0.13	0.15	0.15	0.15	0.15
MgO	4.13	4.65	3.98	4.02	3.99	3.60	4.41	3.93	4.06	3.96	3.14	4.02	2.95	3.31	3.66	3.13	3.96	3.96	3.96	3.96
CaO	8.06	8.87	7.77	8.04	7.85	7.66	8.04	8.06	8.04	7.77	7.04	8.17	8.09	6.12	6.61	6.81	5.92	7.93	7.93	7.93
Na ₂ O	3.27	2.98	2.92	2.87	2.90	3.27	3.09	2.93	2.77	3.17	3.31	3.17	3.52	3.52	3.38	3.35	3.33	3.33	3.33	3.33
K ₂ O	0.79	0.93	0.70	0.69	0.69	0.80	0.72	0.70	0.70	0.95	0.92	0.81	1.31	1.14	1.07	0.97	0.71	0.71	0.71	0.71
P ₂ O ₅	0.20	0.20	0.17	0.18	0.19	0.20	0.18	0.18	0.19	0.15	0.15	0.16	0.12	0.13	0.13	0.13	0.16	0.19	0.19	0.19
total	99.90	99.22	100.14	99.71	99.86	99.92	100.10	99.84	99.86	99.43	100.27	100.04	99.34	99.81	99.94	99.94	99.72	99.87	99.87	99.87

The localities of the samples from the western Eboshi volcano group are shown in Fig. 2. Analyses for the rocks from the eastern Eboshi volcano group, the sampling localities of which are shown in the Fig. 1b, are also listed.

IW: Iwayakan'on lavas, KZ: Kokuzo lava, KH: Kanahara lavas, OM: Omuro lavas, OF: Ofuji lavas, GO: Gotomiki lavas, NH: Narahara lavas, EB: Eboshidake lavas, YU: Yunomaru, SI: Sajiki, SA: Sanpogamine, KG: Kagonoto and TM: Takamine. Fe₂O₃*: total Fe as Fe₂O₃.

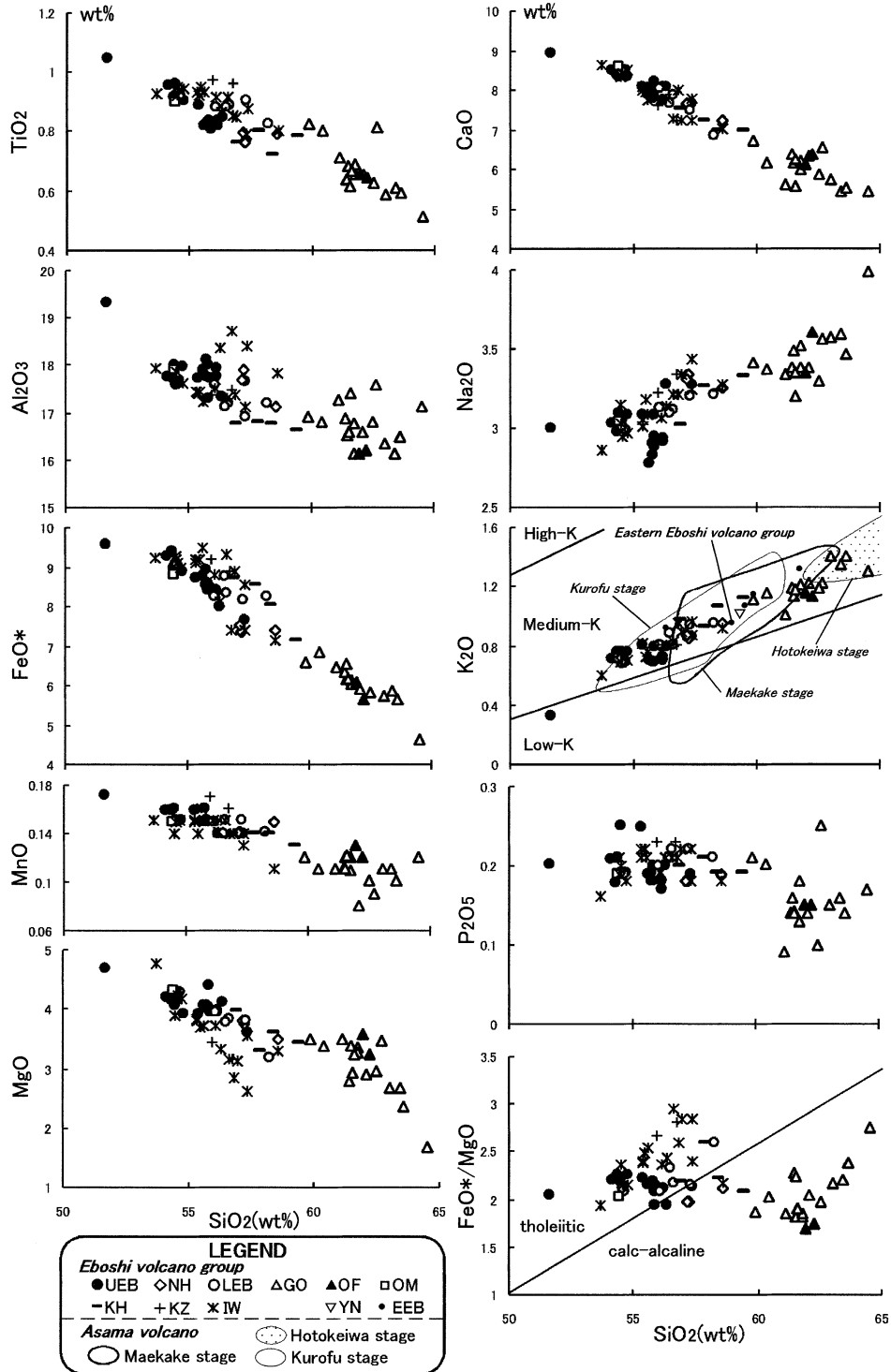


Fig. 8. Silica variation diagrams. The boundary lines in SiO₂ vs. K₂O diagram are after Gill (1978). FeO*: total Fe as FeO. The rocks from Yunomaruyama and the eastern Eboshi volcano group are also shown on the SiO₂ vs. K₂O diagram. Also, compositional areas for the Asama volcano (the Kurofu, Hotokeiwa and Maekake stages) are shown in the SiO₂ vs. K₂O diagram after Aramaki (1963). IW: Iwayakan'on, KZ: Kokuzo, KH: Kanahara, OM: Omuro, OF: Ofuji, GO: Gotomiki, LEB: Lower Eboshidake, NH: Narahara, UEB: Upper Eboshidake, YN: Yunomaru and EEB: Eastern Eboshi volcano group.

岳溶岩層の年代が 0.35 ± 0.04 Ma (金子・他, 1989) であることを考えると, この時期に噴出した黒雲母を多く含む火山灰の中で, 本地域に分布する可能性のあるものとしては, 貝塩上宝テフラ: $0.58 \sim 0.69$ Ma (鈴木, 2000) と大町 APm テフラ群 (鈴木・早川, 1990): $0.47 \sim 0.31$ Ma (鈴木・他, 1998) の2つがあげられる. 鈴木 (2000) によると, 貝塩上宝テフラは大町 APm テフラと比べて黒雲母と石英に富み, 角閃石や斜方輝石をほとんど含まない. また, 貝塩上宝テフラは1層準のみからなるのに対して大町 APm テフラ群は5層以上の火山灰層からなる. 岩清水礫層に挟在するいずれの火山灰層も角閃石や斜方輝石を比較的多く含み, 西麓の IS1 では鉍物組成が類似した火山灰層が2層準確認できることから考えると, 岩清水礫層に挟在する火山灰層のそれぞれは大町 APm テフラ群のいずれかに対比される可能性が高い.

7-2 古地磁気層序と放射年代値

本地域に分布する各溶岩から得られた岩石残留磁化方位は, 岩屋観音溶岩層, 大富士溶岩層, ゴトミキ溶岩層, 奈良原溶岩層, 下部・上部烏帽子岳溶岩層の各溶岩が正帯磁, 虚空蔵溶岩層, 金原溶岩層, 大室溶岩層の各溶岩

が逆帯磁を示した. 金子・他 (1989) は岩屋観音溶岩層から 0.97 ± 0.09 Ma, 上部烏帽子岳溶岩層に相当する溶岩から 0.35 ± 0.04 Ma の K-Ar 放射年代値を報告している. また高橋・三宅 (投稿中) は金原溶岩層の溶岩から 0.77 ± 0.03 Ma, 大富士溶岩層から 0.77 ± 0.03 Ma, 下部烏帽子岳溶岩層から 0.76 ± 0.05 Ma の K-Ar 放射年代値を得られている. 層序と放射年代値, 古地磁気方位をまとめたものが Fig. 4 である. 岩屋観音溶岩層は, その放射年代値と溶岩が正帯磁を示すことから, 松山逆磁極クロンのハラミヨ正磁極サブクロンに対比される. 虚空蔵溶岩層, 金原溶岩層, 大室溶岩層の溶岩は逆帯磁を示し, 溶岩の層序関係と金原溶岩層の放射年代値とをあわせて考察すると, これらの溶岩層は松山逆磁極クロンの後期に対比される. 大富士溶岩層, ゴトミキ溶岩層, 奈良原溶岩層, 下部・上部烏帽子岳溶岩層は, 正帯磁を示し, 層序関係から考察して, ブリュンス正磁極クロンに対比されると考えられる. ただし, 虚空蔵溶岩層, 大室溶岩層については, ハラミヨ正磁極サブクロン以前の松山逆磁極クロンに対比される可能性も残されている. 少なくとも虚空蔵溶岩層については, 岩屋観音溶岩層に比べて明

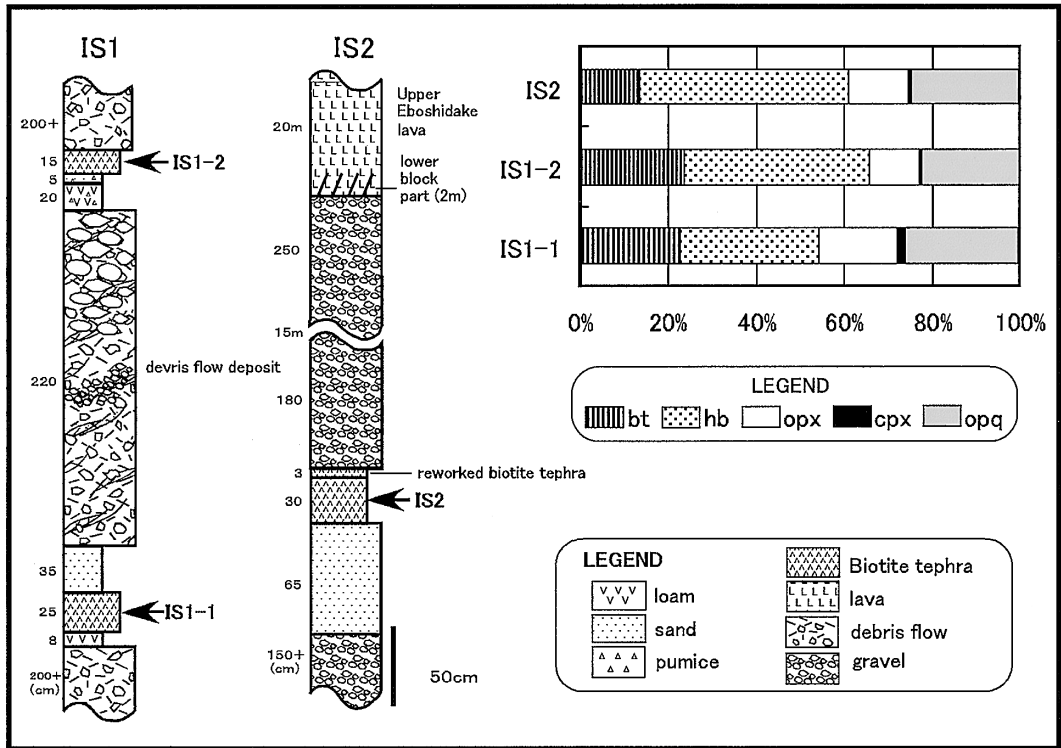


Fig. 9. Columnar sections of the Iwashimizu gravel bed (left) and heavy mineral assemblage of the intercalated tephra (right). The localities of IS1 and IS2 are shown in Fig. 2. Bi: biotite, Hb: hornblende, Opx: orthopyroxene, Cpx: clinopyroxene and Opq: opaque minerals.

らかに浸食剝削の程度が微弱であり、むしろ下部烏帽子岳溶岩層の作る溶岩原面と似た地形をなしていることから、Fig. 4 に示す層序的位置にあると考えた。ただし、虚空蔵溶岩層は岩屋観音溶岩層に比べて厚い溶岩からなっているために地形が保持されているだけで、実際にはもっと古いという解釈もあり否定はできない。また、ゴ

トミキ溶岩層は、岩屋観音溶岩層の深い浸食谷に流入してアバットしており、岩屋観音溶岩層との間にかなりの時間間隙があることが推定できるためにブリュンス正磁極クロンに対比した。なお、松山逆磁極クロンとブリュンス正磁極クロンの境界時期頃に、逆帯磁を示す金原溶岩と正帯磁を示す大富士溶岩の年代値が集中することに

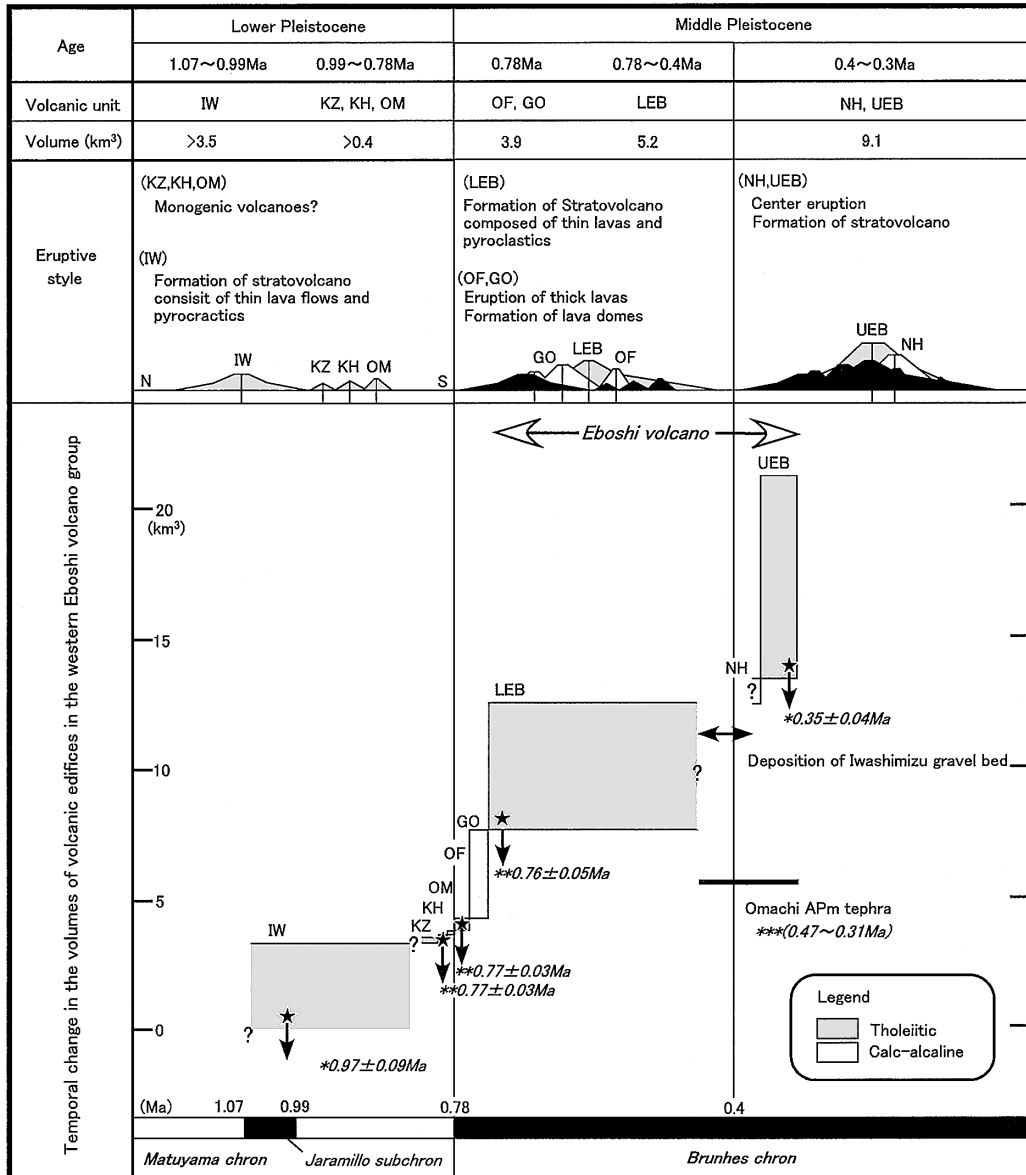


Fig. 10. Summary of the volcanic activity of the western Eboshi volcano group. K-Ar ages are after * Kaneko *et al.* (1989) and **Takahashi and Miyake (in prep.). The geomagnetic polarity time scale is after Conde and Kent (1995). Fission track age is after ***Suzuki *et al.* (1998). IW: Iwayakan'on, KZ: Kokuzo, KH: Kanahara, OM: Omuro, OF: Ofuji, GO: Gotomiki, LEB: Lower Eboshidake, NH: Narahara and UEB: Upper Eboshidake.

なるが、それらの年代値は松山-ブリュンヌクロン境界の年代 0.78 Ma (Conde and Kent, 1995) との矛盾はない。

7-3 烏帽子火山群西部の火山活動史

烏帽子火山群西部の火山活動史を Fig. 10 にまとめる。各火山岩の噴出量は各説で示した体積に基づき、活動期間は、前節で述べた古地磁気方位と K-Ar 年代値から推定した。烏帽子火山群西部の火山活動は 1 Ma 頃にソレライト玄武岩質安山岩～安山岩の岩屋観音溶岩 ($0.97 \pm 0.09 \text{ Ma}$; 金子・他, 1989) の噴出に始まり、現在の烏帽子岳の北方に成層火山体が形成された。その後、前期更新世後期に現在の烏帽子岳の西麓で虚空蔵溶岩が、南西麓では金原溶岩 ($0.77 \pm 0.03 \text{ Ma}$; 高橋・三宅, 投稿中)、大室溶岩が噴出した。金原溶岩層は烏帽子岳南西麓に分布しているながら北東に傾斜しており、より南方に噴出口をもった小火山体の一部であると考えられる。この時期の火山岩類は現在の烏帽子岳の山麓に独立して分布する小規模な火山体を形成したと考えられる。岩質はソレライト質の玄武岩質安山岩～安山岩が主である。中期更新世に入ると、それまでより火山活動がやや活発化し、カルクアルカリ質の安山岩～デイサイトの大富士溶岩 ($0.77 \pm 0.03 \text{ Ma}$; 高橋・三宅, 投稿中) とゴトミキ溶岩が噴出した。この時期に噴出した火山岩は烏帽子岳山麓に長径 $1 \sim 2 \text{ km}$ 、比高 $200 \sim 400 \text{ m}$ 程度のいくつかの小丘の形成している。これらの小丘の成因と溶岩の噴出場所について、以下に挙げる事実; 1) 小丘は数枚の厚い溶岩だけからなる。2) 溶岩一枚の分布は、その多くが水平方向に 1 km 以下であり、広く拡がらない。3) ゴトミキ山北東の和熊沢上流では、現在残存する小丘のピークからその斜面に沿って放射状に溶岩流が流下しており、現存するピーク付近に噴出中心が推定される。4) 岩屋観音溶岩層中に小丘を構成する溶岩と同質の岩脈が貫入している。などから考察すると、これらの小丘はそれぞれのピーク付近で溶岩が噴出して形成された地形である可能性が高く、この時期の溶岩の噴出場所は散点的であったと考えられる。ゴトミキ溶岩の噴出が終了した後、烏帽子火山が火山活動を開始し、ソレライト質の玄武岩質安山岩～安山岩が噴出した。烏帽子火山の活動開始以降は、それまでの散点的な溶岩の噴出から、成層火山を形成する活動に変わったと考えられ、下部烏帽子岳溶岩 ($0.76 \pm 0.05 \text{ Ma}$; 高橋・三宅, 投稿中) が烏帽子火山の下半部を形成した。下部烏帽子岳溶岩の噴出がいつまで続いたかは不明であるが、大町 APm テフラが降灰した時期 ($0.47 \sim 0.31 \text{ Ma}$; 鈴木・他, 1998) に烏帽子火山は活動を一旦休止し、岩清水礫層が堆積したと考えられる。 0.4 Ma 頃に烏帽子火山は活動を再開して、カルクアルカリ質安山岩の奈良原溶岩が噴出し、続いてソレア

イト質玄武岩質安山岩～安山岩を主とする上部烏帽子岳溶岩 ($0.35 \pm 0.04 \text{ Ma}$; 金子・他, 1989) が噴出して烏帽子火山の上半部を形成した。烏帽子火山は、烏帽子岳南麓から西麓にかけてその成層火山の火山原地形を保持しているが、現在その成層火山体の東側は浸食によって失われている。烏帽子岳山頂付近の上部烏帽子岳溶岩層の溶岩の走向傾斜からかつての成層火山の山頂火口を推定すると、火口は現在の烏帽子岳と湯ノ丸山の鞍部付近にあったと考えられる (Fig. 5C)。なお、山頂火口の直径を 500 m と仮定すると、円錐状の火山体の標高は $2,300 \sim 2,350 \text{ m}$ と推定される。山頂付近の基底高度をゴトミキ溶岩の分布高度から約 $1,500 \text{ m}$ とすると、上部烏帽子岳溶岩層の体積は、現存する溶岩の体積を加えると約 8 km^3 と推定される。

このように烏帽子火山群西部における火山活動は、前期更新世～中期更新世前期の散点的な火口からの溶岩の小規模な噴出から、中期更新世前期～中期の成層火山体を形成する烏帽子火山の活動へと移行していくとともに、その活動のより後期 (0.4 Ma 以降) に活発化したということができる。

現段階では年代測定のデータが不足しているために、各時期におけるマグマ噴出率について精密に議論することはできないが、以下の2つの点について指摘できる。

第一に、 0.8 Ma 頃にこの地域の火山活動がやや活発化し、マグマの噴出量が増加したことである。それは高橋・三宅 (投稿中) が報告した金原溶岩層、大富士溶岩層、下部烏帽子岳溶岩層から得た年代値がこの時代に集中しており、それらに層序的に挟みこまれたゴトミキ溶岩層もやはりこの時期に噴出していること、さらに、下部烏帽子岳溶岩層の少なくとも下部はやはりこの時期に噴出したものであることから示される。第二に、烏帽子火山群西部で火山活動が最も活発であったのは $0.4 \sim 0.3 \text{ Ma}$ 頃であった。それは大町 APm テフラ ($0.47 \sim 0.31 \text{ Ma}$; 鈴木・他, 1998) が降灰した時期より後に、上部烏帽子岳溶岩層の溶岩がかなり大量に噴出し、同層上部の溶岩から $0.35 \pm 0.04 \text{ Ma}$ (金子・他, 1989) という年代値が得られていることからいえる。

なお、下部烏帽子岳溶岩層と上部烏帽子岳溶岩層の噴出の間には、火山活動の休止期があったことが最大層厚 30 m 以上におよぶ岩清水礫層が堆積していることから推定される。岩清水礫層は、その層相と、その中に含まれる火山岩礫が下部烏帽子岳溶岩層の溶岩と記載岩石学的に類似する事実から、下部烏帽子岳溶岩層の溶岩が形成した火山体が削割され、その山麓に火山扇状地を形成した時期に堆積した土石流堆積物であると考えられる。ただし火山活動の休止期間の長さについて現段階で

は不明である。

7-4 マグマ組成の特徴について

はじめに火山発達史とマグマ組成との関連について考察した。烏帽子火山群西部の火山岩の多くは複輝石安山岩～玄武岩質安山岩からなる。一方、大富士溶岩層とゴトミキ溶岩層の溶岩は角閃石斑晶を多く含む安山岩～デイサイトであり、それ以前あるいはそれ以後に活動した複輝石安山岩～玄武岩質安山岩よりも SiO_2 に富む。また、Fig. 8のハーカー図上では、大富士溶岩層とゴトミキ溶岩層の溶岩の分析値は、その他の複輝石安山岩～玄武岩質安山岩の分析値とは異なるトレンドを構成し、特に $\text{SiO}_2\text{-TiO}_2$ 、 $\text{SiO}_2\text{-MgO}$ 図などで顕著にその違いが示される。さらに、大富士溶岩層とゴトミキ溶岩層の溶岩には、かんらん石と石英斑晶の共存、苦鉄質包有物が多く含まれることなど、マグマ混合を予想される産状が見られる。大富士溶岩層やゴトミキ溶岩層の溶岩がマグマ混合によって生成されたものであるならば、その珪長質端成分として想定されるマグマは、噴出した溶岩よりもさらに SiO_2 に富むものであり、そのような比較的珪長質なマグマが0.8 Ma頃に短期間存在していたことができる。そしてこの時期のマグマの噴出場所は散点的であった。その後の下部烏帽子岳溶岩の噴出期以降になると、マグマの噴出場所が、現在の烏帽子岳と湯ノ丸山の鞍部付近に固定されるようになり、複輝石安山岩質のマグマの噴出によって成層火山が形成されたと考えられる。

次に烏帽子火山群西部の岩石が、烏帽子火山群東部の諸火山や浅間火山の岩石と主成分化学組成に違いがあるか考察した。Fig. 8の $\text{SiO}_2\text{-K}_2\text{O}$ 図に示すように、烏帽子火山群西部および東部の岩石の分析値 (Table 3)、さらには浅間火山の黒斑、仏岩前掛の各ステージの岩石の分析値 (Aramaki, 1963) のいずれを見ても、それらは同一シリカ含有量に対してほぼ同程度の K_2O 含有量を示している。平川 (1999) も烏帽子火山群東部の岩石の SiO_2 に対する K_2O の組成変化トレンドが浅間火山と同じであることを報告している。烏帽子火山群東部の諸火山は烏帽子火山よりも後、浅間火山よりも以前に活動したと考えられており (飯島, 1962; 金子・他, 1989)、烏帽子火山群から浅間火山に至るまでの約100万年の間、少なくとも苦鉄質マグマはほとんど変わらない K_2O 量を保持してきていると考えられる。このことは、烏帽子火山群・浅間火山全体の岩石化学的特徴として指摘できる。

8. ま と め

1. 烏帽子火山群西部の火山岩類は層序、記載岩石学的特徴と古地磁気方位から9種類の火山岩に区分され

る。放射年代値を含めて考察すると、岩屋観音溶岩はハラミヨ正帯磁サブクロンに対比され、虚空蔵溶岩、金原溶岩、大室溶岩は松山逆帯磁クロン後期に、大富士溶岩以降の溶岩はブリュンヌ正帯磁クロンに対比される。

2. 今回新たに得られたデータに基づく烏帽子火山群西部の火山活動史は次のようになる。1) 烏帽子火山群は1 Ma頃に火山活動を開始し、前期更新世後期 (約1 Ma～0.78 Ma) にソレライト玄武岩質安山岩～安山岩の噴出が噴出して小規模な火山体を形成した。2) 中期更新世の初期 (0.78 Ma頃) の短期間にカルクアルカリ質安山岩～デイサイトが散点的に噴出した。3) 続く中期更新世前期 (0.78～0.7 Ma頃) に烏帽子火山が活動を開始した。この時期以降のマグマの噴出中心は、現在の烏帽子岳と湯ノ丸山の鞍部付近に固定されるようになり、そこからソレライト質玄武岩質安山岩～安山岩が噴出して烏帽子火山の下半部が形成された。4) 大町 APm テフラ降灰時期 (0.4 Ma頃) を含む活動の休止期間を経て、少量のカルクアルカリ質安山岩が噴出した後に、主としてソレライト玄武岩質安山岩～安山岩が大量に噴出して烏帽子火山の上半部が形成され、標高2,300～2,350 mの成層火山体が形成された。

3. 烏帽子火山群西部の火山岩は玄武岩質安山岩～デイサイトの化学組成を示し、 $\text{SiO}_2\text{-K}_2\text{O}$ 図ではほとんどの火山岩が Gill (1978) の Medium-K に属する。これらの K_2O 量は、烏帽子火山以後に形成された烏帽子火山群東部の諸火山、および浅間火山の火山岩とほぼ同じレベルであり、化学組成の時代による変化は認められない。

謝 辞

本研究は信州大学大学院理学研究科における修士論文をもとに、その後新たに得られた研究成果を加えてまとめたものである。研究を進めるにあたり、信州大学の三宅康幸教授、酒井潤一名誉教授には日頃から熱心な指導を頂きました。編集委員の伊藤順一氏、査読者の中野俊氏、安井真也氏には、本稿を改善するに当たって貴重なご意見とご指摘を頂きました。ここに記して厚く感謝致します。

引用文献

- Aramaki, S. (1963) Geology of Asama Volcano. *Jour. Fac. Sci. Univ. Tokyo, Sec. II*, **14**, 229-443.
 荒牧重雄 (1968) 浅間火山の地質。地団研専報, no. 14, 45 p.
 Conde, S. C. and Kent, D. V. (1995) Revised calibration of the geomagnetic polarity time scale. *Jour. Geophys. Res.*, **100**, 6093-6095.

- Fisher, R. (1953) Dispersion on a sphere. *Proc. Roy. Soc., A* **217**, 295–305.
- Gill, J. B. (1978) Role of trace element partition coefficients in models of genesis. *Geochim. Cosmochim. Acta*, **42**, 709–724.
- 平川貴司 (1999) 烏帽子火山群東部の地質と岩石 (演旨). 日本火山学会講演予稿集, no. 2, 9.
- 本間不二男 (1931) 信濃中部地質誌. 古今書院, 331 p.
- 飯島南海夫 (1955) 烏帽子火山西部の地質. 信州大学教育研究論集, no. 5, 1–9.
- 飯島南海夫 (1962) フォッサ・マグナ北東部の火山層序学的並びに岩石学的研究 (その1) —火山層序学的研究. 信州大学教育学部研究論集, no. 12, 86–133.
- 飯島南海夫 (1963) フォッサ・マグナ北東部の火山層序学的並びに岩石学的研究 (その2) —岩石学的研究. 信州大学教育学部研究論集, no. 13, 91–122.
- 飯島南海夫・石和一夫・田口今朝男・甲田三男 (1956) いわゆる塩川層の地質. 地質雑, **62**, 622–635.
- 飯島南海夫・田口今朝男・石和一夫・甲田三男・中村二郎・木船 清・小林将喜・矢野和男・山岸いくま (1958) フォッサ・マグナ東部の火山と基盤. 地球科学, **37**, 46–59.
- 金子隆之・清水 智・板谷徹丸 (1989) K-Ar 年代から見た信越高原地域の火山活動. 岩鉱, **84**, 211–225.
- 金子隆之・清水 智・板谷徹丸 (1991) 信越地域に分布する第四紀火山の K-Ar 年代と形成史. 震研彙報, **66**, 299–322.
- Kaneoka, I., Matsubayashi, O., Zashu, S. and Aramaki, S. (1979) K-Ar ages of Late Tertiary volcanic rocks in the Asama area. *Jour. Geol. Soc. Japan.*, **85**, 547–549.
- Kirchvink, J. L. (1980) The least squares line and plane analysis of palaeomagnetic data. *Geophys. Jour. Roy. Astr. Soc.*, **62**, 699–718.
- 小野晃司・曾屋竜典・三村弘二 (編) (1981) 日本の火山 (200 万分の 1 地質編纂図, 2 版). 地質調査所.
- 三宅康幸・津金達郎・金井哲男・池元壮彦 (1996) 珪酸塩岩石試料の主成分の蛍光 X 線分析—低希釈率ガラスビードの作成と迅速分析の精度—. 信州大学理学部紀要, **31**, 105–117.
- Miyashiro, A. (1974) Volcanic rock series in island arc and active continental margins. *Amer. Jour. Sci.*, **27**, 321–355.
- 末永和幸 (1985MS) 長野県東部町烏帽子岳南麓の地質と地下水. 信州大学理学部地質学科卒業論文.
- 鈴木毅彦 (2000) 飛騨山脈貝塩給源火道起源の貝塩上宝テフラを用いた中期更新世前半の地形面編年. 地理学評論, Ser. A, **73**, 1–25.
- 鈴木毅彦・早川由紀夫 (1990) 中期更新世に噴出した大町 APm テフラ群の層位と年代. 第四紀研究, **29**, 105–120.
- 鈴木毅彦・藤原 治・檀原 徹 (1998) 関東・中部地方に分布する第四紀テフラのフィッシュン・トラック年代. 地学雑, **107**, 348–367.
- 高橋 康 (1997) 烏帽子火山の火山岩類 (演旨), 1997 年度日本火山学会講演予稿集, no. 2, 21.
- 高橋 康・三宅康幸 (投稿中) 上信地域・烏帽子岳南西麓の溶岩類の K-Ar 年代. 火山.
- 山岸いくま (1964) 長野県上田市北方の地質—特に緑色凝灰岩について—. 地質雑, **70**, 315–338.
- Zijderveld, J. D. A. (1967) AC demagnetization of rocks: Analysis and results. In *Method in Paleomagnetism*, 254–286 p, Elsevier, Amsterdam.

(編集担当 伊藤順一)