

岩手県松川地熱地域北方に分布する火山岩の K-Ar 年代

大場 司*・林 信太郎**・梅田 浩司***

(2003年3月10日受付, 2003年5月21日受理)

K-Ar Ages of Volcanic Rocks from Northern Vicinity of
Matsukawa Geothermal Field, Iwate Prefecture

Tsukasa OHBA*, Shintaro HAYASHI** and Koji UMEDA***

K-Ar dating of volcanic rocks from northern vicinity of Matsukawa geothermal field was carried out. Ages of 0.85 ± 0.04 Ma and 0.58 ± 0.10 Ma for Shimokura-Nakakura volcano and 0.72 ± 0.03 Ma for 1470 m peak lava were obtained. The ages of Shimokura-Nakakura volcano are correlated with the early stage of advanced argillic alteration around Matsukawa geothermal field. The contemporaneity of hydrothermal and magma activities in the area implies the volcanic-hydrothermal activity in the core of Shimokura-Nakakura stratocone. The new dating of this study, together with the previously reported K-Ar ages and the geological studies, suggests distinct temporal change in alignments of volcanic centers in Sengan geothermal field at 0.6 Ma.

The change was caused by outspread of volcanic activity from upheaval zone, which is bounded by reverse faults, to the outward zone. The volcanic alignment older than 0.6 Ma is located on the upheaval zone and alignment direction is transverse with regional maximum horizontal stress direction. On the other hand, younger volcanic alignments are located outside the upheaval zone and parallel to the regional stress direction, except for Akita Komagatake which is younger than 0.6 Ma but located on the upheaval zone.

1. はじめに

岩手県松川地熱地域北方に分布する火山岩の K-Ar 年代測定を行ったので、その結果と意義について報告する。松川地熱地域は、岩手・秋田両県にまたがる仙岩地域の中心部に位置し、これまで変質帯分布や年代測定などの調査が精力的に行われてきた。これまでに松川地熱地域内の変質年代測定(大関・他, 1999; 高塚・高島,

1992)と仙岩地域に分布する岩石の年代測定も多く行われており(NEDO, 1991; 須藤, 1985; 1987a; 1987b; 1992; 須藤・向山, 1987; 須藤・他, 1990a; 1990b; Tamanyu and Lamphere, 1983; 梅田・他, 1999a; 大場・梅田, 1999; 内海・他, 1990; 高岡・他, 1988), 松川地熱地域周辺の火山活動の変遷は概ね明らかになっている。その結果、仙岩地域では約 300 万年にわたり様々な組成のマグマが活動を続けていることが分かっている。松川地熱地域の変質帯を生じた熱水活動も、この一連の火山活動と関係があると思われるが、両者は詳細には対比されていない。その理由は、変質年代測定がごく最近になって盛んに行われるようになってきたことと、松川地熱地域周辺の火山活動史が十分に分からないためである。

本報告では、松川地熱地域北方に分布する火山岩の K-Ar 年代を基に、二つの観点からその意味を考える。第一の観点は、この地域における火山活動と熱水活動の対比である。ここでは年代の同時性のみならず、鉱床学や地球化学で論じられてきたマグマ-熱水系との比較も行う。第二に、仙岩地域全体の火山活動史の中での位置づけを論ずる。この地域の広域火山活動の変遷については、様々な観点から論じられているが(NEDO, 1991; 東

* 〒980-8578 仙台市青葉区荒巻字青葉
東北大学大学院理学研究科
Graduate School of Science, Tohoku University,
Aza Aoba, Aramaki, Aoba-ku, Sendai 980-8578
Japan.

** 〒010-8502 秋田市手形学園町 1-1
秋田大学教育文化学部
Faculty of Education and Human Studies, Akita
University, 1-1, Tegata-Gakuen-cho, Akita 010-
8502, Japan.

*** 〒509-5102 土岐市泉町定林寺 959-31
東濃地科学センター
Tono Geoscience Center (JNC), 959-31, Jorinji,
Izumi-cho, Toki 509-5102, Japan.
Corresponding author: Tsukasa Ohba
e-mail: ohbatu@mail.cc.tohoku.ac.jp

宮, 1991; 大場・梅田, 1999), ここでは, 本研究の結果を加え, これまで報告されている年代データと噴出物の地理的分布を見直すことにより火成活動とテクトニクスの関連について検討を行う。

2. 年代測定試料と地質概要

年代測定試料 3 試料のうち, 二つの試料は松川地熱地域北方の下倉山付近より採取されたものである。残り 1 試料は, 松川地熱地域の北西約 5 km に位置する嶮山森よりさらに北方の 1470 m 山にて採取されたものである。下倉山周辺の地形図と試料採取位置を Fig.1 に示す。また, Fig. 1 に示した地域の地質図と地質断面図を Fig. 2 に示す。

下倉山, 中倉山, 上倉山を結ぶ山稜は, 山体中心部が

失われた成層火山(以下, 便宜的に下倉-中倉山火山と呼ぶ)の一部と考えられており (Fig. 2; 中村・角, 1961; 角・他, 1988), この山体北部より 2 試料を採取した。この付近には下倉山, 中倉山, 上倉山を結び南東に開く弧状の急崖がみられ, 角・他 (1988) はこの急崖が火山体中央部の地滑りにより形成されたことを明らかにした。

下倉-中倉山火山は安山岩火砕岩・溶岩からなり, 山体北側では明瞭に溶岩流地形が観察できる。年代測定試料は, 北側山体斜面上の若旗沢 (SMK1) と, 下倉山の地滑り崖直上 (SMK2) の溶岩より採取した。SMK1 は, 基盤の玉川溶結凝灰岩を覆う溶岩から採取したものであり, 成層火山形成早期の噴出物と考えられる。SMK2 の溶岩は, 下倉山南側の急崖に露出する多数の溶岩の最上位に位置することから, 比較的新しい時期の噴出物であると

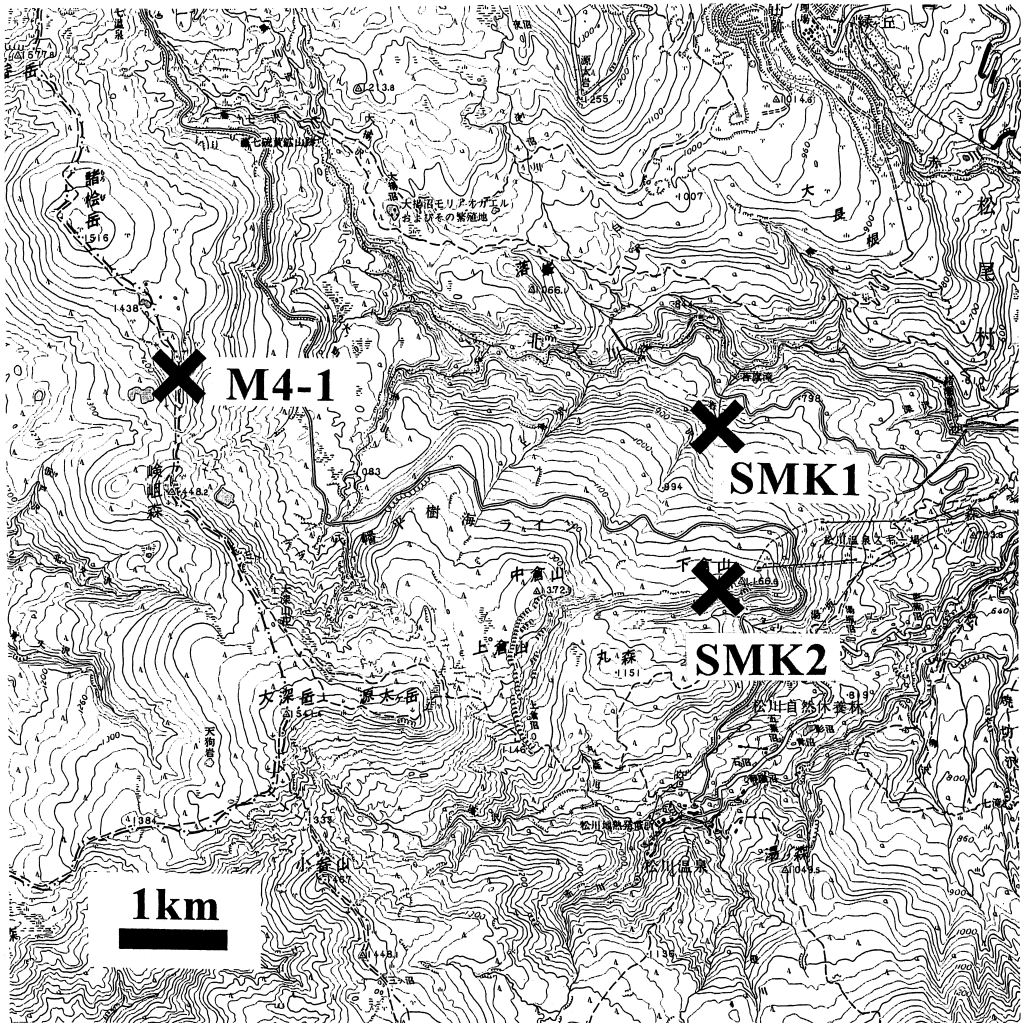


Fig. 1. Sampling locations on the topographic map "Hachimantai" scale 1:50,000 by Geographical Survey Institute.

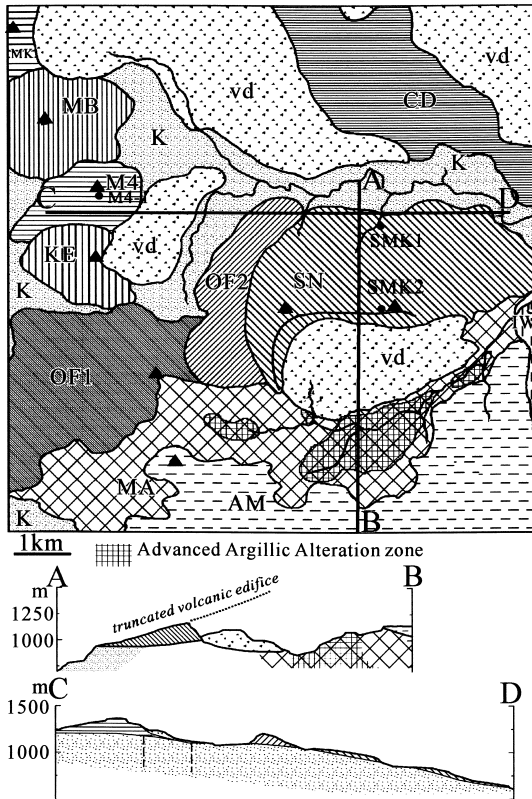


Fig. 2. Simplified geological map and cross sections around Matsukawa geothermal field, modified from Suto (1992), NEDO (1991), and Sumi et al. (1988). The area of the geological map is same as Fig.1. Geological units are abbreviated as K: Kitanomatagawa and Kantonosawa Formations (>1 Ma); MA: Matsukawa Andesite (>1 Ma); OF 1: Obukadake volcanics 1 (>1 Ma); OF2: Obukadake volcanics 2 (>1 Ma); SN: Simokurayama-Nakakurayama volcanics; MK: Mokokodake volcanics; MB: Morobodake volcanics; M4: 1470 m peak lava; KE: Kensomori volcanics; CD: Chausudake volcanics; AM: Amihari volcanics; IW: Iwate volcanics; vd: volcanic debris.

考えられる。角・他(1988), 中村・角(1961)はこの付近に一つの成層火山体があったと考えているが、須藤(1992)は下倉山火山噴出物と中倉山火山噴出物の二つに区分しており、本研究で採取した試料は、彼による下倉山火山噴出物に相当する。

八幡平山頂から大深岳を通り網張火山群三石山にかけて、南北 12 km にわたり小山体が配列しており、試料(M4-1)を採取した 1470 m 山はその一つ的小山体である。これは須藤(1992)による 1470 m 山溶岩に相当する。尾根沿いに露出する溶岩露頭より採取した。この南

北の火山列は、北より八幡平、^{もっこ} 畚岳、^{もろび} 諸岳、1470 m 山、嶮岨森、大深岳、小畚岳、1448 m 山、三石山の順に 1~2 km 間隔で並んでいる。下倉-中倉山火山は、大深岳の東方に位置するが、互いの層位関係は明らかではない。

薄片観察で確認できる限り、いずれの年代測定試料も風化、変質の影響を受けていない。いずれも多斑晶質安山岩である。斑晶として斜長石、紫蘇輝石、普通輝石を含む。SMK1 と M4-1 中の斜長石斑晶の一部は汚濁帯を持つ。SMK2 の紫蘇輝石斑晶は、単斜輝石リムにより囲まれる。SMK1 と M4-1 は鉄鋳物斑晶(チタン磁鉄鋳と少量のチタン鉄鋳)を含むが、SMK2 には含まれない。石基は全て塊状組織を示し、斜長石、輝石、鉄鋳物と少量のチタン鉄鋳の間をガラスが埋める。SMK1 と M4-1 の石基輝石は普通輝石と紫蘇輝石であり、SMK2 では普通輝石とピジョン輝石である。

3. 年代測定結果

試料の調整および測定は蒜山地質年代研究所に依頼して行った。一連の分析手順は長尾・他(1984), Itaya et al. (1991)に従った。岩石試料を岩石カッターで薄い板状に切断の後、洗浄、乾燥した。その後ハンマーで粉碎し、粗粒な斑晶部分と風化・変質部分を取り除いた。さらに WC ミルで粉碎し、粒径 0.177~0.250 mm サイズに調整したものから電磁分離器を用いて斑晶と磁性鋳物を除去し、残った石基濃集部分を測定試料とした。調整を終えた試料の一部をアルゴン定量用とし、残りをカリウムの定量用としてめのう乳鉢により粉末化した。アルゴンの定量には ³⁸Ar 濃縮スパイクを用いた同位体希釈法を、カリウムの定量には 2000 ppm のセシウムをイオン化抑制剤として用いた蛍光光度法を採用した。年代値の算出に必要な ⁴⁰K の改定定数および存在度は、 $\lambda_\beta = 4.962 \times 10^{-10} \text{ yr}^{-1}$, $\lambda_\epsilon = 0.581 \times 10^{-10} \text{ yr}^{-1}$, $^{40}\text{K}/\text{K} = 0.0001167$ (モル比)を用いた(Steiger and Jäger, 1977)。測定はそれぞれの試料について二回行い、津久井・他(1985)の以下の式に従って平均値 T と誤差 ΔT を見積もった。

$$T = (T_1 + T_2) / 2;$$

$$\Delta T = (\Delta T_1^2 + \Delta T_2^2 + (T_1 - T_2)^2)^{1/2} / 2$$

ここで、 ΔT は平均値の誤差、 $\Delta T_1, \Delta T_2$ は各測定の誤差 (1σ)、 T_1, T_2 は各測定値である。

測定を行った試料のカリウムおよび放射起源アルゴンの含有量、測定誤差 (1σ)、大気アルゴン混入率、年代値、および平均値などを Table 1 に示す。放射起源アルゴンに対する誤差は、大気アルゴン混入率の大小によって大きな影響を受ける。今回の測定では、SMK2 の大気混入率が 90% を超え、年代値に対する誤差も大きい。他の二試料の大気混入率は 90% を大きく下回り、年代値に対

Table 1. K-Ar ages of samples from Shimokura-Nakakura volcano and 1470 m peak north to Kenso-mori.

Volcano	Sample Name	Latitudes	Longitudes	K (wt%)	Rad. ⁴⁰ Ar (10 ⁻⁸ ccSTP/g)	K-Ar age (Ma)	Average age (Ma)	Non Rad. ⁴⁰ Ar (%)
Simokura- Nakakura	SMK1	39°54' 07"	140°55' 41"	0.769±0.015	2.46±0.11	0.82±0.04	0.85±0.04	67.1
	SMK2	39°53' 17"	140°55' 36"	0.281±0.014	0.63±0.14	0.58±0.13	0.58±0.09	93.1
1470m peak	M4-1	39°54' 32"	140°52' 31"	1.306±0.026	3.56±0.11	0.70±0.03	0.72±0.03	55.2
					3.70±0.11	0.73±0.03	55.6	

する誤差も小さい。二回測定の結果は、得られた年代の値がほぼ一致している。

4. 年代値の解釈

今回年代測定を行った地域付近では、これまでに NEDO (1991), Tamanyu and Lamphere (1983), 須藤・他 (1990a) などにより火山岩の年代測定値が報告されている。NEDO (1991) が下倉山に分布する火山岩 2 試料の K-Ar 年代測定値として、それぞれ 1.08 ± 0.12 , 1.03 ± 0.11 , および 1.26 ± 0.25 , 1.07 ± 0.21 Ma を報告しており、今回の結果よりやや古い。この 2 試料は下倉山南側急崖下部の互いに近い場所より採取されており、互いに近い層序のものと考えられる。また、本研究の SMK2 の下位に位置する 1.26 ± 0.25 Ma というデータがあるが、同一試料で 1.07 ± 0.21 Ma というデータが得られていること、近い位置の試料でも 1.03 ± 0.11 , 1.08 ± 0.12 Ma が得られているので、NEDO (1991) の試料の年代は約 1 Ma とみなして良いだろう。比較的早期の試料と考えた SMK1 はこれより若い年代を示すが、NEDO の試料との間の層位関係が不明なので、これらの年代値が矛盾するわけではない。結局、本研究と NEDO の結果を併せると、下倉-中倉山火山の活動期間が 1 Ma 前後から 0.6 Ma 頃の間と考えられる。他に、上倉山 1.5 km 西の源太ヶ岳の試料について 0.77 ± 0.04 Ma (Tamanyu and Lamphere, 1983), 中倉山北西方 1.5 km 地点の試料について 0.64 ± 0.04 , 0.76 ± 0.05 Ma (Fig. 2 の OF2; NEDO, 1991) の年代測定値が得られている。これらは大深岳火山噴出物とされている (NEDO, 1991; 須藤, 1992 など)。大深岳火山と下倉-中倉山火山の間の地層区分についての立ち上がった議論はしないが、地理的にも年代的にも近いので、SMK1, SMK2 と一連の火山活動の産物とみなすことができるかもしれない。大深岳や松川地熱地域周辺には 1.6~3 Ma の古い年代を示す安山岩類も分布する (Fig. 2 の MA と OF2; NEDO, 1991; 須藤, 1985; 須藤・他, 1990a) が、それらとは明らかに異なる時代の火山噴出物である。

本研究で約 0.7 Ma の年代測定結果を得た試料 M4-1 は、八幡平山頂から南に連なる小山体系の一つの山体から採取されたものである。仙岩地域の火山岩の年代測定値は極めて数多くあるにも関わらず、この火山列北部、すなわち八幡平南方の畚岳より大深岳北方の嶮岨森の間の山体 (畚岳, 諸捨岳, 1470 m 山, 嶮岨森) についての年代測定値は得られていなかった。古地磁気方位と層序については須藤・向山 (1987), 須藤 (1992) により明らかにされており、彼らの報告によると、この小山体系の噴出物の多くは約 100 万年前の榑森牧場溶結凝灰岩を覆い、逆帯磁と正常磁の両者が存在する。そのうち逆帯磁を示すことが報告されているのは畚岳と諸捨岳であり、嶮岨森と 1470 m 山の試料については正常磁が報告されている。この火山列の北端に位置する八幡平山頂の山体を構成する溶岩より大場・梅田 (1999) は 0.68 ± 0.05 Ma, 内海・他 (1990) は 0.85 ± 0.16 Ma を得ている。さらに、上記の通り Tamanyu and Lamphere (1983) により 0.77 ± 0.04 Ma の年代が得られた大深岳火山噴出物は、南側火山列上に位置する。これらの結果をまとめると、嶮岨森のみ結論が得られないものの、八幡平山頂から大深岳の間の南北火山列の活動年代は約 1 Ma~0.7 Ma の間であることが分かる。

5. 松川地熱地域変質帯との関係

松川地熱地域は、下倉-中倉山火山の地滑り地形の基底部に位置する (Fig. 1 および 2)。本地熱地域内には熱水変質帯が広く分布し、変質帯分布は中村・角 (1961), 角 (1966, 1970, 1972), Sumi (1969), 金原 (1983) など、数多く研究されている。多数の試錐コアを用いて調査も成されているために地下深部まで詳細な変質帯分布が明らかにされている。また、近年、角 (1971), 高塚・高島 (1992), 大関・他 (1999) によりその変質年代が報告されている。変質帯形成過程については、角 (1972), 村松・他 (2001) などにより議論が成されている。

松川地熱地域には、酸性熱水活動により生じた変質帯が発達している。上記の報告によると、ここで特徴的な

鉱物はサポナイト、モンモリロナイト、パイロフィライト、カオリン、みょうばん石であり、これらの鉱物が分帯の指標として用いられている。特にパイロフィライト帯、みょうばん石帯、カオリン帯は変質帯の中心部を占めている。また、パイロフィライト帯が地下深部で側方に拡がっていることも確認されている。このようにパイロフィライト、みょうばん石、カオリンを特徴的に産する変質帯は、Heald *et al.* (1987) による強粘土化変質 (Advanced Argillic Alteration) に相当し、酸化的な硫酸酸性熱水によって生成するものである。また、このタイプの変質は、火山体内部～基底部に於いて火山活動に直接関係する熱水活動、とりわけマグマから放出される火山ガスの寄与によって生じるものであることが、浅熱水性・斑岩銅鉱床などの多くの研究により明らかにされている (Sillitoe, 1973; Heald *et al.*, 1987; Henley and Ellis, 1983; Browne, 1978; Giggenbach, 1997 など)。松川地熱地域が下倉-中倉山火山の旧山体内部～基底部に位置する (Fig. 2) ことから、その火山活動との直接的な関係が示唆される。

松川地熱地域の酸性変質年代は TL 法により 0.84～0.10 Ma (村松・他, 2001; 大関・他, 1999) とされている。本研究により下倉-中倉山火山の活動時期が 1～0.6 Ma 頃であることが示されたので、少なくとも変質作用の早期は、下倉-中倉山火山の活動時期と一致することが明らかである。よって、この地域の変質帯の一部は下倉-中倉山火山山体内部において、その活動時期内に酸性熱水活動により生成したことが、年代測定結果からも支持される。火山岩の年代よりも明らかに若い年代を示す変質作用の原因は今のところ不明である。新しい年代を示す (<0.4 Ma) 変質作用はそれより古い変質作用とは全く別の熱水活動によるものと考えられている (高塚・高島, 1992) ことや、現在の地熱活動がこの付近の最新の火山活動と無関係であると考えられていること (須藤・他, 1990a) などから、新しい時代の変質作用と下倉-中倉山火山の活動を対比することはできないだろう。

6. 仙岩地域における位置づけ

仙岩地域の火山岩の年代測定値については、上述のとおり数多くの報告がある。今回、年代測定値の空白域であった八幡平と大深岳の間の小山体列からの 1 試料の年代測定を行い、これまでの層序・帯磁の情報と併せた結果、その年代が概ね 0.7～1 Ma であることが分かった。これにより、仙岩地域全体をほぼ網羅する形で活動年代が明らかになった。ここではこれまでの成果をまとめ、火山配列の時間変化という観点から仙岩地域の火山活動の変遷を論ずる。

梅田・他 (1999b) は、東北地方火山フロント域の火山噴出物量と火山配列の時間変化を調査し、テクトニクスとの関連を論じている。彼らは、東北日本全体の火山活動の様式 (噴出量、噴火様式、火山配列) が約 1 Ma と 0.6 Ma に変化し、前者は広域応力場が NE-SW から EW 方向へ変化したこと、後者は東北日本脊梁地域の逆断層活動が顕在化して隆起活動が生じたことによるものと考えている。この議論には仙岩地域のデータも用いられているが、この地域の火山配列は、東北地方全体の傾向から多少外れる。すなわち、約 1 Ma～0.6 Ma (梅田・他 (1999b) による stage 2) では、他の火山地域 (八甲田-十和田、栗駒-鬼首、蔵王-船形、磐梯-安達太良、会津) では明確な火山配列が認められないのに対して、仙岩地域

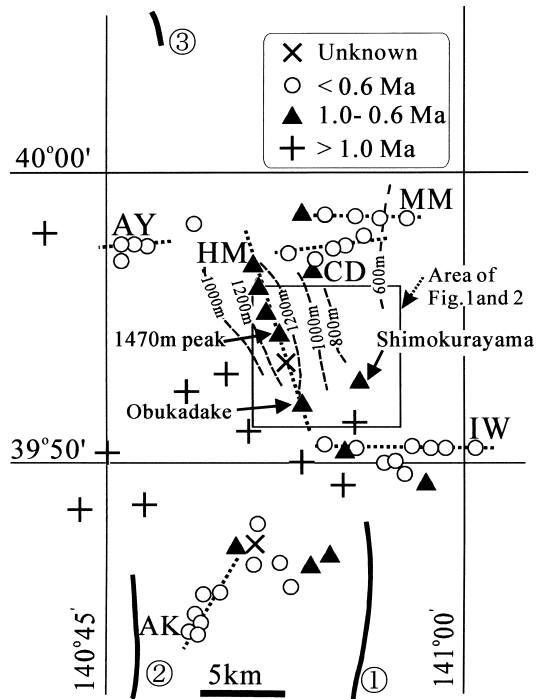


Fig. 3. Distribution of volcanic centers in Sengan Area. Open circles: <0.6 Ma; filled triangles: 1.0-0.6 Ma; crosses: >1.0 Ma. Thick lines are active faults; ①: Shizukuishi-basin western marginal faults; ②: Komagatake western base faults & Obonai faults; ③: Taniuchi eastern fault. Contours of dashed lines represent altitudes of geologic boundary between young volcanics (<1 Ma) and old sedimentary rocks (>1 Ma). Abbreviations are representative volcanoes; AK: Akita Komagatake; IW: Iwate; SMK: Shimokura-Nakakura; HM: Hachimantai; MM: Maemoriyama; AY: Akita Yakeyama; CD: Chausudake.

のみ南北の配列が顕著となることが梅田・他 (1999b) により認識されている。また、梅田・他 (1999b) によると上記の仙岩地域以外の火山地域では 0.6~0 Ma (梅田・他 (1999b) による stage 3) に南北配列が顕著となるが、この時期には仙岩地域では東西方向の配列が顕著になる。

仙岩地域において南北方向から東西方向へ火山配列が変化したことについて梅田・他 (1999b) は明言していない。そこで、この配列変化をより明確にするために、梅田・他 (1999b) の時代区分に基づく仙岩地域の火山配列変化を Fig. 3 に示す。これまで述べてきたとおり、八幡平から大深岳までの南北火山列の活動時期は約 1.0 から 0.7 Ma である。Fig. 3 を見る限り、梅田・他 (1999b) による stage 2 (1.0~0.6 Ma) に属する火山配列は八幡平-大深岳の火山列のみである。一方、Fig. 3 に示すとおり、0.6 Ma より若い時代の火山列は茶臼岳-前森山間、岩手山、秋田焼山、秋田駒ヶ岳で認められ、秋田駒ヶ岳以外の火山列は東西方向に卓越する。梅田・他 (1999b) によると東北地方全体で南北火山列が卓越するのは 0.6 Ma 以降であり、その原因は東北日本脊梁地域の逆断層活動の顕在化とされている。本研究では仙岩地域では他の地域に先駆けて 1~0.7 Ma にすでに南北火山列が出現している。他の地域に先行した理由として、この地域の逆断層活動の活発化が他の地域と比較して早かったことが考えられる。事実、仙岩地域の周辺の活断層の活動開始時期として、盛岡断層について約 0.9 Ma (粟田, 1988)、花輪盆地の小豆沢断層について約 1 Ma (大月・他, 1998) が報告されている。梅田・他 (1999b) にもまとめられているとおり、仙岩地域周辺以外の脊梁域の断層活動は、より新しい時期 (0.7-0.25 Ma) に開始している。断層活動の開始が早かったため、東北全体では 0.6 Ma 以降 (stage 3) で見られる火山列の傾向が、仙岩地域では早まって 1 Ma 頃に出現したと推測される。

Fig. 3 に示されるように、仙岩地域では 0.6 Ma 前後を境として南北方向から東西方向に卓越する火山配列の明瞭な変化が見られる。しかし、この変化は東北日本全体で認められるものではなく、仙岩地域独特の変化である。梅田・他 (1999b) で認識された 1 Ma と 0.6 Ma を境とするステージ区分は、東北地方全体の噴出率、火山配列、噴火様式を基にしたものである。上述のような本地域の特殊性を考えると、梅田・他 (1999b) のステージ区分を仙岩地域に当てはめることにはあまり意味がないかもしれない。しかしながら、仙岩地域周辺で 1 Ma 前後に東西圧縮による圧縮変形が始まり、同時に南北火山列が生じているので、1 Ma の時代境界 (梅田・他 (1999b) の stage 1 と stage 2 境界) は意味があるだろう。一方、東

北日本全体で見ると 0.6 Ma 以降に顕著になる南北火山配列と脊梁域での逆断層活動は、仙岩地域ではすでに 1 Ma 頃に始まっている。したがって、この地域では梅田・他 (1999b) に従って 0.6 Ma で時代区分することは意味を持たない。とはいえ、Fig. 3 に示されるように、1~0.6 Ma と 0.6 Ma 以降では火山配列に顕著な違いが見られる。1 Ma 以降、仙岩地域は東西圧縮場であり、0.6 Ma に何らかのテクトニクスの変化が生じたとは考えにくく、この年代が何らかの意味を持つかは不明である。本論では約 0.6 Ma の前後での火山配列の変化を強調してはいるが、これは本地域における 1 Ma 以降の火山配列の時間変化を示すための便宜的なものであり、梅田・他 (1999b) による stage 2 と stage 3 の境界とは意味合いが異なる。

次に、一定の広域応力場の下で火山配列が変化した理由を高橋 (1994) の議論などを基に考える。この地域の広域地殻応力場は 1 Ma 以降東西圧縮である (梅田・他, 1999b) ので、1~0.6 Ma では最大水平応力 (σ_{Hmax}) と直交する南北方向に火山列 (八幡平~大深岳) が卓越し、0.6~0 Ma では σ_{Hmax} と平行な東西方向 (茶臼岳~前森山、岩手山、秋田焼山) に卓越する。高橋 (1994) の最大水平応力と火口配列の方向による分類に基づくと、前者は O-type 火山、後者は P-type 火山となる。ただし、高橋 (1994) も指摘しているとおり、0.6 Ma より若い火山のうち秋田駒ヶ岳は火口列が σ_{Hmax} 方向と斜交する O-type 火山である。高橋 (1994) は O-type 火山に置ける σ_{Hmax} 方向と斜交または直交する火口列の成因として、逆断層に挟まれた隆起帯内部での局所的伸長応力場の影響を考えている。つまり、逆断層に挟まれた隆起帯内部では上盤側の山塊内に重力不安定が生じ、その結果局所的伸長応力場が生じる。火山配列はその局所的伸長応力場に支配されるという考え方である。この考えに基づくと、逆断層に挟まれる隆起帯内部に生じる火山は O-type 火山であるが、たとえ近隣地域であっても局所的伸張応力場の発生が期待されない隆起帯外では P-type 火山が生じることになる。そこで、仙岩地域における隆起帯と各火山列との関係を詳しく検討し、高橋 (1994) の考え方を仙岩地域に適用することの妥当性を検討する。

仙岩地域で認められる明瞭な火山列は、 σ_{Hmax} 方向と平行 (P-type) な茶臼岳~前森山火山列、岩手山、秋田焼山、斜交する秋田駒ヶ岳、直交する八幡平~大深岳の火山列である。このうち秋田駒ヶ岳については、逆断層に挟まれた隆起帯内の火山の例として高橋 (1994) が示しており、彼のモデルの根拠の一つとなっている。 σ_{Hmax} 方向と平行な火口列をもつ岩手山は、靫石盆地西縁断層帯と駒ヶ岳西麓断層群・生保内地震断層に挟まれた隆起帯

の東端を成す雫石盆地西縁断層帯よりも東側に位置している。したがって岩手山は隆起帯から東に外れた位置にある。茶臼岳～前森山火山列、八幡平南方～大深岳、秋田焼山の三つの火山列は北緯 40° 付近に位置し、東から西へ茶臼岳～前森山火山列、八幡平～大深岳、秋田焼山の順に並ぶ。それぞれの基盤高度は、標高 600～800 m, 1200 m, 700～900 m であり、八幡平～大深岳の基盤がその東西の火山列の基盤より 300～600 m 高まっている (Fig. 2 および 3)。八幡平～大深岳の火山列を挟むような活断層帯は現在見られないが、須藤 (1992) は本火山列の東側において、脊梁山地の隆起と調和的な地質構造を見だしている。その地質構造より構造運動の時期は第三系上部が堆積した後であり、須藤 (1987b) が報告した年代値を併せると、約 3 Ma より後であることがわかる。前述のとおりこの周辺の隆起運動の開始が 1 Ma 頃であることを考えると、1～0.7 Ma に八幡平～大深岳火山列が形成した時には隆起運動が生じていた可能性がある。これに対して茶臼岳～前森山火山列と秋田焼山は隆起帯上には位置していない。以上をまとめると、隆起帯上の火山配列 (秋田駒ヶ岳, 八幡平～大深岳) は広域応力場に対して斜交または直交し、隆起帯から外れた場所での火山配列は広域応力場と調和的になる (岩手山, 茶臼岳～前森山, 秋田焼山)。よって、高橋 (1994) によって指摘された隆起帯と火山配列の関連性は、仙岩地域で成立するようである。

最後に、火山配列方向が時代とともに変化した理由を考える。須藤・向山 (1987) は、仙岩地域の火山活動が時代とともに仙岩地域中心部から外側に向かって移動していることを指摘している。この外側への移動は、少なくとも本論で問題にしている 1 Ma 以降については成立することが Fig. 3 より明らかである。1～0.6 Ma には火山活動が隆起帯内部で生じていたが、その後は隆起帯の外へも火山活動が移動している。この移動に伴って火山列の卓越方向が変化したものと考えられる。秋田駒ヶ岳は仙岩地域の南西縁に位置する若い火山だが、隆起帯上にあるために広域水平応力方向と斜交した火山配列をとる。

7. まとめ

松川地熱地域北方の火山岩 3 試料について K-Ar 年代測定を行い、 0.85 ± 0.04 , 0.72 ± 0.03 , 0.58 ± 0.10 Ma の年代を得た。以前行われた研究と併せ、下倉-中倉山火山の活動時期が約 1～0.6 Ma, 岳岳-嶮岨森間の火山列の形成年代が約 1～0.7 Ma であることが分かった。下倉-中倉山火山の形成年代と松川地熱地域の変質年代の一部が一致することと、地質構造を考え併せると、松川地熱地域

の酸性熱水変質帯の一部は、この火山の活動期に山体内部で生じたと考えられる。本研究により仙岩地域全体の年代値がほぼ揃ったので、地域内の火山配列の時間変遷を検討し、その成因を考察した。その結果、1～0.6 Ma に南北配列が卓越していたが、0.6 Ma 以降は東西配列 (秋田駒ヶ岳付近では北東-南西) が卓越することが分かった。逆断層に挟まれる隆起帯と火山との間の位置関係が変化したことにより、火山列方向の変化が生じたと解釈できる。

謝 辞

K-Ar 年代測定にあたっては、蒜山地質年代研究所の岡田利典氏にお世話になった。また、岩森 光氏と角田浩史氏からはたいへん有益なご助言を頂いた。以上の方々に深謝いたします。

引用文献

- 粟田泰男 (1988) 東北日本弧中部内帯の短縮変動と太平洋プレートの運動. 月刊地球, 10, 86-591.
- Browne, P. R. L. (1978) Hydrothermal alteration in active geothermal fields. *Am. Rev. Earth Planet. Sci.*, 6, 229-250.
- Giggenbach, W. F. (1997) The origin and evolution of fluids in magmatic-hydrothermal systems. *In: Geochemistry of hydrothermal ore deposits*, Ed. Barnes H. L., 737-796.
- Henley, R. W. and Ellis, A. J. (1983) Geothermal systems ancient and modern: a geochemical review. *Earth-Science Rev.*, 19, 1-50.
- Heald, P., Foley, N. K. and Hayba, D. O. (1987) Comparative anatomy of volcanic-hosted epithermal deposits: acid-sulfate and adularia-sericite types. *Bull. Soc. Econ. Geol.*, 82, 1-25.
- Itaya, T., Nagao, K., Inoue, K., Honjou, Y., Okada, T. and Ogata, A. (1991) Argon isotope analysis by a newly developed mass spectrometric system for K-Ar dating. *Mineral. J.*, 15, 203-221.
- 金原啓司 (1983) 八幡平東部における地熱変質帯と地熱系. 岩鉱, 78, 479-490.
- 村松容一・大関仁志・佐脇貴幸 (2001) 松川地熱地域のひん岩貫入岩周辺における熱水活動. 2001 年岩石鉱物鉱床学会年会講演予稿集, p243.
- 長尾敏介・西戸裕嗣・板谷徹丸・緒方惟一 (1984) K-Ar 法による年代測定. 岡山理大蒜山研報, 9, 19-38.
- 中村久由・角 清愛 (1961) 岩手県松川地熱地帯における温泉地質学的研究. 地調月報, 12, 73-84.
- NEDO (新エネルギー・産業技術総合開発機構) (1991) 平成 2 年度全国地熱資源総合調査 (第 3 次) 広域熱水流動系調査秋田駒ヶ岳地域火山岩分布・年代調査報告書. 201p.
- 大場 司・梅田浩司 (1999) 八幡平火山群の地質とマグマ組成の時間-空間変化. 岩鉱, 94, 187-202.
- 大月義徳・八木浩司・今泉俊文 (1998) 花輪盆地の活断

- 層ストリップマップ(演旨), 地球惑星科学関連学会合同大会予稿集, 321-321.
- 大関仁志・加藤 修・佐々木宗建(1999) 松川地熱地帯のひん岩貫入岩体及び変質鉱物の K-Ar 年代について. 地熱学会誌, 21, 42-43.
- Sillitoe, R. H. (1973) The tops and bottoms of porphyry copper deposits. *Econ. Geol.*, 68, 799-815.
- Steiger, R. and Jäger, E. (1977) Subcommission on geochronology convention on the use of decay constants in geo-and cosmo-chronology. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 36, 359-362.
- 角 清愛(1966) 岩手県松川地熱地帯における岩石の熱水変質—その 1: 地表から深度 400 m までの変質. 鉱山地質, 16, 25-35.
- Sumi, K. (1969) Zonal distribution of clay minerals in the Matsukawa geothermal area, Japan. *Proceedings of the International Clay Conference, Tokyo, 1969*, 1, 501-512.
- 角 清愛(1970) 松川地熱地帯の変質帯. 地質ニュース, 189, 16-24.
- 角 清愛(1971) 松川地熱地帯の現世堆積物とその ¹⁴C 年代. 地調月報, 22, 15-22.
- 角 清愛(1972) 熱史の化石としてみた地熱地帯の熱水変質. 地熱, 34, 24-39.
- 角 清愛・橋本知昌・池田一雄(1988) 松川地熱地帯丸森丘陵の地すべり起源を示す微地形. 地調月報, 39, 435-445.
- 須藤 茂(1985) 仙岩地熱地域南部の鮮新世—更新世火山活動について—安山岩の古地磁気と K-Ar 年代. 地調月報, 36, 513-533.
- 須藤 茂(1987a) 仙岩地熱地域中心部の地質構造. 地調報告, 266, 43-76.
- 須藤 茂(1987b) 仙岩地熱地域の珪長質大規模火砕流堆積物—玉川溶結凝灰岩と古玉川溶結凝灰岩—地調報告, 266, 77-142.
- 須藤 茂(1992) 特殊地質図 5 万分の 1 仙岩地域中心部地熱地質図. 地質調査所, 73 p.
- 須藤 茂・向山 栄(1987) 仙岩地熱地域北部の火山岩の古地磁気と火山活動の推移. 地調報告, 266, 143-158.
- 須藤 茂・板谷徹丸・向山 栄(1990a) 松川・葛根田地域の火山活動史と地熱の熱源. 日本地熱学会誌, 12, 63-78.
- 須藤 茂・宇都浩三・内海 茂(1990b) 仙岩地熱地域南部, 乳頭・高倉火山群噴出物の K-Ar 年代. 地調月報, 41, 395-404.
- 高橋正樹(1994) 複製火山の構造と地殻応力場 2. P-type・O-type 火山. 火山, 39, 207-218.
- 高岡宣夫・今田 正・大場与志男・今野幸一・飯田美穂・須藤 弘・半沢恵二・南館 有(1988) 百万年より若い火山岩の K-Ar 年代. 昭和 62 年科研費総合研究報告書, 1-43.
- 高塚英男・高島 勲(1992) 岩手県松川地域における変質帯と TL 年代. 地熱学会誌, 14, 148-148.
- Tamanyu, S. and Lamphere, M. A. (1983) Volcanic and geothermal history at the Hachimantai geothermal field in Japan—on the basis of K-Ar ages—. *Jour. Geol. Soc. Japan*, 89, 501-510.
- 東宮昭彦(1991) 島弧火山の寿命に対応するマントルグアイアピールの大きさ. 火山, 36, 211-222.
- 津久井雅志・西戸裕嗣・長尾敬介(1985) 蒜山火山群. 大山火山の K-Ar 年代. 地質学雑誌, 91, 279-288.
- 内海 茂・宇都浩三・柴田 賢(1990) K-Ar 年代測定結果 3—地質調査所未公表試料—. 地調月報, 41, 567-575.
- 梅田浩司・林 信太郎・伴 雅雄(1999a) 東北日本, 筑森, 高松, 船形および三吉・葉山火山の K-Ar 年代. 火山, 44, 217-222.
- 梅田浩司・林 信太郎・伴 雅雄・佐々木 実・大場司・赤石和幸(1999b) 東北日本, 火山フロント付近の 2.0 Ma 以降の火山活動とテクトニクスの推移. 火山, 44, 233-249.

(編集担当 岩森 光)