

## 仙岩地熱地域南部の鮮新世—更新世火山活動について—

## 安山岩火山の古地磁気と K-Ar 年代

須藤 茂\*

SUTO, S. (1985) Volcanic activity during Pliocene to Pleistocene in southern part of the Sengan (Hachimantai) geothermal area, northeast Japan—Paleomagnetic study and age determination of andesite volcanoes. *Bull. Geol. Surv. Japan*, vol. 36 (9), p. 513-533.

**Abstract:** Paleomagnetic study and K-Ar age determination were carried out for lava samples from “Yong Volcanoes” of andesite composition distributed in the southern part of the Sengan geothermal area. Tamagawa Welded Tuffs, large scale felsic pyroclastic flow deposits which erupted about 2 to 1 million years ago, were thought to be overlain by all of “Young Volcanics.” But field survey in this study revealed that some of the Tamagawa Welded Tuffs covers “Young Volcanics” in the central part of this area.

Determined age in Ma and paleomagnetic polarities are summarized as follows:

Matsukawa andesite,  $1.9 \pm 0.5(?)$ ,  $2.1 \pm 1.6(?)$ ,  $2.6 \pm 1.6(?)$ ,  $2.2 \pm 0.3(\text{Reversed})$ ,  $3.0 \pm 0.5(\text{Normal})$ .

Ōmatsukurayama Lava,  $2.1 \pm 0.9(?)$ .

Ōbukadake Lava,  $1.9 \pm 0.3(\text{R})$ ,  $3.1 \pm 0.9(?)$ .

Yasemori Lava,  $1.8 \pm 0.2(?)$ .

Magarisakiyama Lava,  $1.6 \pm 0.4(\text{R})$ ,  $1.9 \pm 0.2(?)$ .

Akita-Ōjiromori Lava,  $1.7 \pm 0.3(\text{R})$ .

Eboshidake Lava,  $1.4 \pm 0.4(\text{R})$ .

Iwate-Ōjiromori Lava,  $2.6 \pm 0.8(\text{R})$ .

Kotakakurayama Lava,  $2.3 \pm 0.7(\text{R})$ ,  $2.3 \pm 1.0(\text{R})$ ,  $1.2 \pm 0.5(\text{N})$ .

These results indicate that the andesite volcanism occurred even in the formation period of the Tamagawa Welded Tuffs of rhyolite and dacite composition.

## 1. はじめに

秋田・岩手県境の仙岩地熱地域(第1図)には, 主として安山岩からなる火山岩類(以下「新期火山岩類」と略称する)が分布する。これらの火山噴出物は本地域に広く分布する酸性大規模火砕流堆積物である玉川溶結凝灰岩より上位に位置すると考えられていた(河野・青木, 1959など)。最近年代測定が多く行われ, 玉川溶結凝灰岩が約 2-1 Ma(須藤, 1982b)に噴出したことが明らかになり, 一方「新期火山岩類」のうち曲崎山, 松川安山岩類(TAMANYU and LANPHERE, 1983)及び荷葉岳(須藤, 1984)の各溶岩の K-Ar 年代はいずれも 1 Ma より古いことが明らかになった。したがって玉川溶結凝灰岩と「新期火山岩類」について従来言われてきた上下関係は再検討する必要がある。本研究では仙岩地域南部の「新期火山岩

類」の調査を行い, 溶岩の古地磁気と K-Ar 年代を測定して本地域の火山層序と活動史について考察を加えるものである。

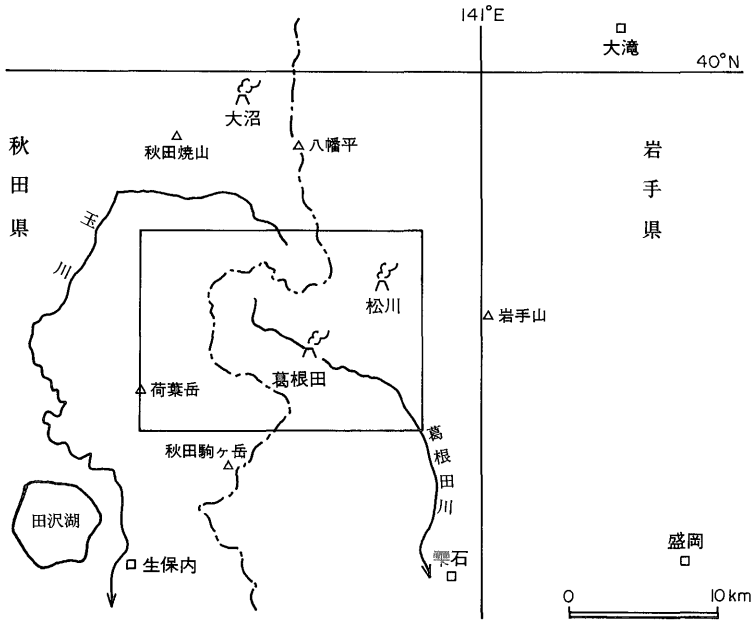
## 2. 地質の概要

第2図に調査地域の地質略図を示す。本地域の地質は新第三系, 玉川溶結凝灰岩及び「新期火山岩類」からなる。

新第三系は砂岩・シルト岩・凝灰岩及び貫入岩からなり, 葛根田川の谷部などに分布する。堆積岩は雫石付近の中新世の小志戸前沢層(村井, 1962)及び山津田層(早川・北村, 1953)に対比されるものと思われる。なお仙岩地域南部の新第三系の火山岩について須藤・石井(1982)は約 22-5 Ma の K-Ar 年代を示した。

玉川溶結凝灰岩は, 下位より, 石英の大型斑晶を特徴的に含む流紋岩溶結凝灰岩及び石英斑晶を欠くデイサイ

\* 地殻熱部



第1図 調査地域位置図 中央の四角のワクは第2,3図に相当

Fig. 1 Locality map of Sengan (Hachimantai) geothermal area, northeast Japan. Quadrangle in the center corresponds to figures 2 and 3.

ト溶結凝灰岩とからなる。流紋岩及びデイサイト溶結凝灰岩の全岩化学組成のうち  $\text{SiO}_2$  量はそれぞれ約 72-75%及び66-70%である(須藤・玉生, 1978)。須藤(1982b)は玉川溶結凝灰岩の K-Ar 年代として約 2-1 Maの値を報告した。流紋岩溶結凝灰岩は須藤(1982b)によれば下部・中部・上部の3つのユニットに細分され、須藤(準備中)はこれを R1-R4 の4つのユニットに区分した(第4表参照)。須藤(1982b)によれば玉川溶結凝灰岩の噴出年代は松山反転期に、正帯磁を示す中部流紋岩溶結凝灰岩はその中の Olduvai event に相当する。

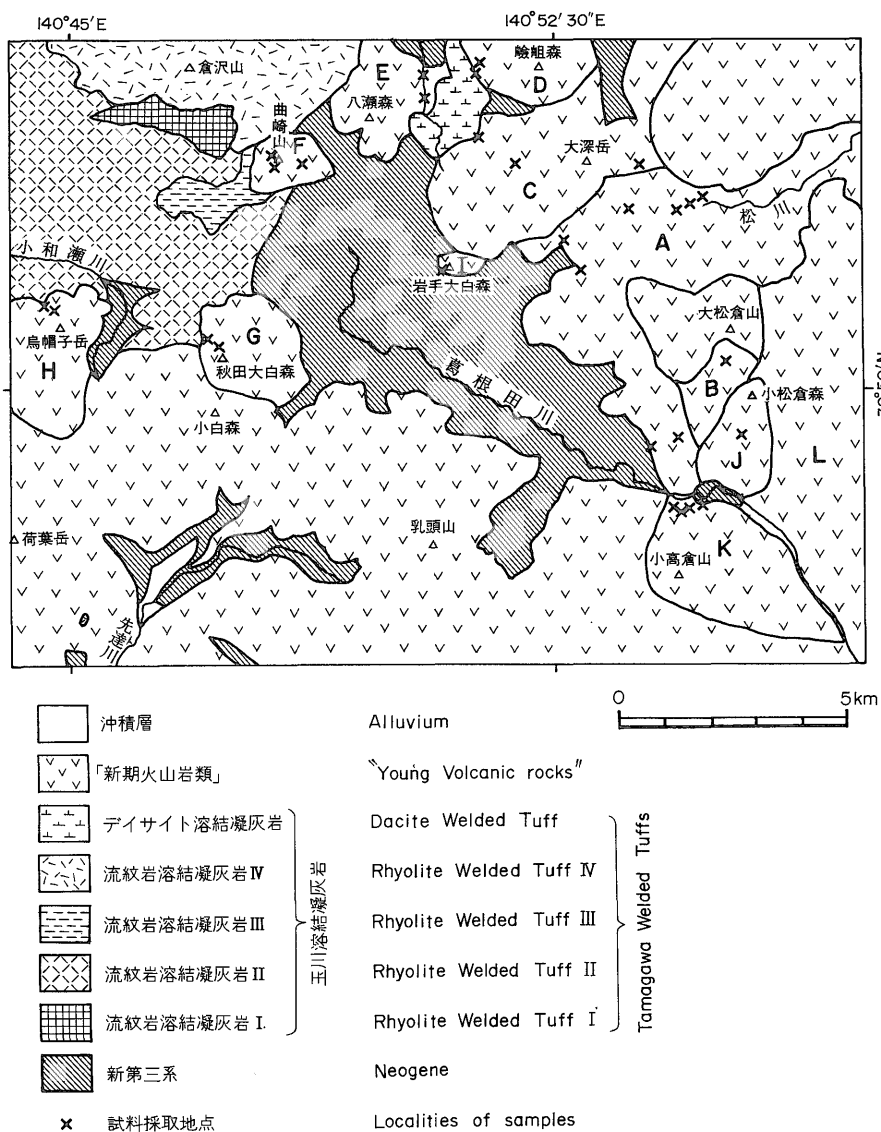
河野・青木(1959)、中村・角(1961)、河野・上村(1964)などによれば、「新期火山岩類」は玉川溶結凝灰岩の上位にあるとされていた。河野・青木(1959)によれば「玉川溶結凝灰岩は第三紀層のすべてを覆い、その後のすべての新期火山群噴出物によって覆われている」。

しかしながら玉川溶結凝灰岩中のデイサイト溶結凝灰岩は八瀬森東方の沢で八瀬森溶岩の上位にあり、デイサイト溶結凝灰岩の基底部にはビトロファイアーズゾーンが認められる。河野・上村(1964)の地質図ではデイサイト溶結凝灰岩の上位に安山岩溶岩が位置するよう表現されているが、これは今回の調査結果とは異なる。また須藤(1984)は荷葉岳南東斜面で、玉川溶結凝灰岩中の上部流紋岩溶結凝灰岩の下位に安山岩質の火山角礫岩が位置す

ると報告した。溶結凝灰岩の基底には非溶結部が認められる。この火山角礫岩は荷葉岳火山噴出物である可能性がある。中部流紋岩溶結凝灰岩が荷葉岳火山噴出物の一部の上位にあるとしても年代値(須藤, 1984)の上では矛盾はない。一方須藤(1982b)は従来玉川溶結凝灰岩の一部と考えられていた雫石・生保内・大滝付近(第1図)に分布する石英斑晶に富む凝灰岩の一部は約 10 Ma-5 Ma のより古い別な凝灰岩であることを指摘した。

調査地域(第2,3図)内に分布する「新期火山岩類」には大松倉火山噴出物・大深岳火山噴出物・嶮岨森溶岩・八瀬森溶岩・曲崎山溶岩・秋田大白森溶岩・小白森溶岩・烏帽子岳溶岩・荷葉岳火山噴出物・乳頭山火山噴出物・小松倉森溶岩・高倉山・小高倉山火山噴出物及び岩手火山噴出物などがある。これらは浸食の程度は様ではないが、いずれも火山地形を形成している。「松川安山岩類」は現在明瞭な火山地形を示していないが、本報告では便宜上「新期火山岩類」に含めた。

仙岩地域の火山のうち秋田駒ヶ岳・岩手山・秋田焼山については、有史の活動が確認されている(気象庁, 1975など)。また以上の3つの火山については火砕堆積物中の炭質物の  $^{14}\text{C}$  年代が得られている(井上, 1978, 1979, 1980; 須藤, 1982aなど)。また近年若い火山岩の K-Ar 年代測定が試みられるようになった。その結果上記の火



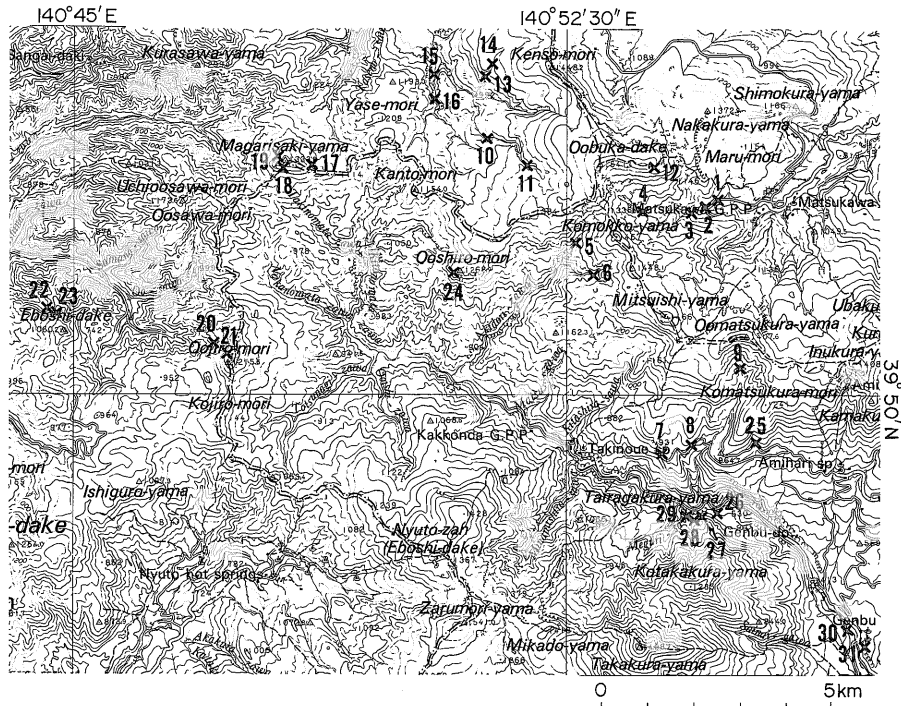
第2図 調査地域の地質略図

「新期火山岩類」中の記号; A: 松川安山岩類, B: 大松倉下部溶岩, C: 大深岳火山噴出物, D: 嶮組溶岩, E: 八瀬森溶岩, F: 曲崎山溶岩, G: 秋田大白森溶岩, H: 烏帽子岳溶岩, I: 岩手大白森溶岩, J: 小松倉森溶岩, K: 小高倉山火山噴出物, L: 岩手山火山噴出物。本図は仙岩地熱地域地質図編集グループ (1985) の原図に加筆・訂正したものである。

Fig. 2 Geological map of surveyed area. A: Matsukawa Andesite, B: Ōmatsukura Lower Lava, C: Ōbukadake Volcanics, D: Kensomori Lava, E: Yasemori Lava, F: Magarisakiyama Lava, G: Akitaōjiromori Lava, H: Eboshidake Lava, I: Iwateōjiromori Lava, J: Komatsukuramori Lava, K: Kotakakurayama Volcanics, L: Iwatesan Volcanics.

山については、秋田駒ヶ岳の溶岩について  $0.074 \pm 0.015$  Ma (ITAYA *et al.*, 1984) 及び  $0.1$  Ma (高岡ほか, 1984), 岩手山の溶岩について  $0.954 \pm 0.068$  Ma (ITAYA *et al.*, 1984; 試料は第3図の no. 31 より採取) 及び  $0.15$  Ma (高岡ほか, 1984) の年代が得られた。一方それ以外の

「新期火山岩類」については、TAMANYU and LANPHERE (1983) が松川安山岩類:  $1.62 \pm 0.09$  Ma,  $1.36 \pm 0.08$  Ma, 大深岳溶岩:  $0.77 \pm 0.04$  Ma, 曲崎山溶岩:  $1.52 \pm 0.04$  Ma の年代を、須藤 (1984) が荷葉岳の溶岩の年代  $1.7 \pm 0.4$  Ma 及び  $2.1 \pm 0.3$  Ma を示した。この結果仙岩



第3図 試料採取点位置図

Fig. 3 Localities of samples for K-Ar dating and paleomagnetic study.

地熱地域の火山の中には秋田駒ヶ岳・岩手山・秋田焼山のように明らかに最近も活動をした火山もある一方、曲崎山や荷葉岳のように1 Ma より古い年代に活動した火山も存在することが確かめられた。またこのうち荷葉岳については8地点から採取した18個の岩石の磁化方位がすべて逆転しており、噴出物のほとんどすべてが松山反転期中に噴出したことも確認されている(須藤, 1984)。

今回 K-Ar年代または古地磁気測定を行ったのは以下の火山岩である。松川安山岩類, 大松倉下部溶岩, 大深岳火山西斜面の溶岩, 大深岳火山東麓の溶岩, 嶮岨森溶岩, 八瀬森溶岩, 曲崎山溶岩, 秋田大白森溶岩, 烏帽子岳溶岩, 岩手大白森溶岩, 小松倉森溶岩, 小高倉山北麓の溶岩, 小高倉山東麓の溶岩及び岩手山南西麓の溶岩。

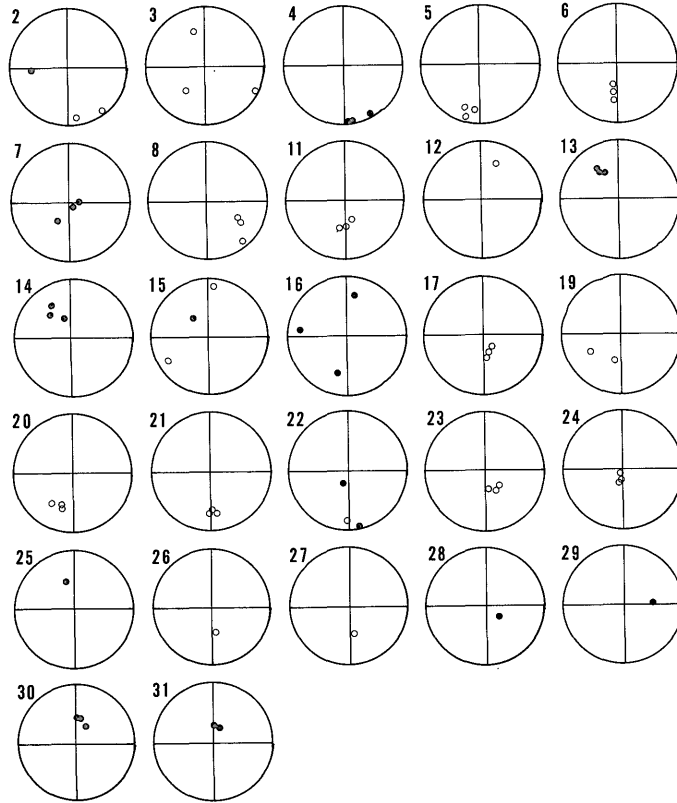
### 3. 古地磁気測定

古地磁気測定を行った試料の採取位置を第3図に示す。試料は露頭よりハンマーで定方位で採取した後、室内で円筒型に整形し、無定磁力計及びスピナー型磁力計で測定した。測定は国際航業㈱に依頼した。1露頭より複数個の試料を採取する際には互いに1 m以上離れるようにした。測定は消磁前, 75 Oe 交流磁場消磁後及び

150 Oe 交流磁場消磁後の3回行った。交流磁場消磁による磁化方位の変動は変質した試料では大きいことがあるが、未変質の試料では小さかった。1露頭当たりの試料数は3個を原則としたが、一部1個あるいは2個の場合もある。

150 Oe 交流磁場消磁後の岩石の磁化方位の投影図を第4図に、偏角・伏角・全磁力及び1露頭より3個採取し測定した場合の95%信頼円の頂角( $\alpha_{95}$ )を第1表に示す。

測定結果のうち磁化強度は多くの試料については $10^{-3}$ – $10^{-4}$  emu/cc のオーダーであった。それより低い値を示した試料は変質を受けている。逆にそれより高い値を示した1個の試料(第1表中の no. 12)はヤセ尾根の直下より採取したもので、落雷の影響を受けているものと思われる。各採取地点毎の試料の磁化方位の集中度は様々であった。このうち $\alpha_{95}$ の値の大きい地点、すなわち各岩石試料の磁化方位が分散した地点の岩石は変質を受けている場合(第1表中の no. 2, 3, 7, 8), 溶岩が冷却後破砕された場合(同じく no. 15, 16)及び露頭の状態が悪く元位置から変位したと予想される例(同じく no. 22)がある。



第4図 仙岩地熱地域南部の「新期火山岩類」の磁化方位  
150 Oe 交流磁場消磁後。黒丸：下半球に投影，白丸：上半球に投影。

Fig. 4 Direction of magnetization for volcanic rocks in the southern part of the Sengan area, after 150 Oe demagnetization. Solid circle: lower hemisphere, open circle: upper hemisphere.

磁化方位の測定結果正帯磁と判断されるものは嶮岨森溶岩 (第1表中の no. 13, 14, 以下同じ), 小松倉森溶岩 (no. 25), 小高倉山の溶岩の一部 (no. 30) 及び岩手山の溶岩 (no. 31) である。この中で嶮岨森溶岩は少し変質を受けているために, 交流消磁レベルの再検討が必要かもしれない。一方逆帯磁と判断されるものは小畚山南西の松川安山岩類 (no. 5, 6), 大深岳火山の溶岩の一部 (no. 11), 曲崎山溶岩 (no. 17, 19), 秋田大白森溶岩 (no. 20, 21), 烏帽子岳溶岩 (no. 23), 岩手大白森溶岩 (no. 24) 及び小高倉山の溶岩の一部 (no. 26, 27) である。

各測定結果の層序上の意義については K-Ar 年代値と併せて第5章に記す。

#### 4. K-Ar 年代測定

K-Ar 年代測定を行った試料の採取位置を第3図に, 測定結果を第2表に示す。測定は全岩法を用いテレダイソ社に依頼した。測定試料はできるだけ新鮮なものを選

ぶよう心掛けたが, 当地域の地質的背景すなわち変質作用が激しい地熱地域であることのために, 一部試料には変質鉱物が生成している。測定試料を通じての一般的傾向としては変質が激しい試料ほど大気アルゴンの混入率が高い。K-Ar 年代測定試料の一部の全岩化学組成を第3表に示す。

第2表の分析値中放射性アルゴン40の量は  $10^{-8}$  の値までが有意であり,  $10^{-9}$  の値は参考値である。大気アルゴンの混入率は約80%から最大約97%の値もあり, このため得られる年代値の誤差は大きいものが多い。得られた年代値は約1 Ma—約3 Ma の範囲であった。各測定値の層序上の意義と問題点については次章に記す。

#### 5. 各ユニットごとの地質記載, 古地磁気及び K-Ar 年代測定結果

各試料の採取地点は第3図に示した。以下に各採取地点またはそのグループごとに採取地点番号, ユニット名,

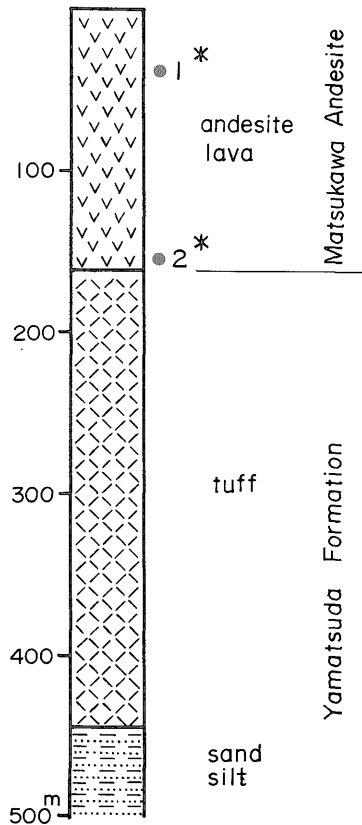
第1表 古地磁気測定結果一覧 150Oe交流磁場消磁後  
 Table 1 Paleomagnetic data of volcanic rocks from southern part of the Sengan area, after 150 Oe demagnetization.

Loc. no.*	nos. of samples	D	I	Intensity $\times 10^{-5}$ emu/cc	$\alpha_{95}^{**}$
2	3	180	7	$6.1 \times 10^{-6}$	62
3	3	140	-79	$5.85 \times 10^{-5}$	72
4	3	167	4	$1.43 \times 10^{-4}$	13
5	3	193	-21	$4.10 \times 10^{-5}$	10
6	3	185	-49	$3.21 \times 10^{-4}$	11
7	3	170	80	$4.49 \times 10^{-5}$	19
8	3	130	-30	$1.66 \times 10^{-4}$	18
11	3	181	-55	$1.57 \times 10^{-4}$	11
12	1	22	-37	$5.33 \times 10^{-2}$	—
13	3	326	43	$8.79 \times 10^{-4}$	7
14	3	328	49	$4.73 \times 10^{-4}$	14
15	3	310	11	$4.79 \times 10^{-4}$	71
16	3	281	54	$1.93 \times 10^{-3}$	65
17	3	161	-67	$2.12 \times 10^{-3}$	8
19	2	216	-47	$1.56 \times 10^{-4}$	—
20	3	205	-38	$2.15 \times 10^{-3}$	8
21	3	178	-32	$1.24 \times 10^{-4}$	5
22	3	177	18	$8.76 \times 10^{-4}$	46
23	3	150	-61	$7.20 \times 10^{-4}$	8
24	3	194	-77	$9.98 \times 10^{-4}$	6
25	1	343	51	$2.71 \times 10^{-3}$	—
26	1	173	-55	$1.05 \times 10^{-3}$	—
27	1	172	-52	$1.39 \times 10^{-4}$	—
28	1	131	68	$6.10 \times 10^{-5}$	—
29	1	87	50	$3.54 \times 10^{-5}$	—
30	3	13	57	$9.38 \times 10^{-4}$	8
31	2	10	67	$4.56 \times 10^{-3}$	—

\*: 第3図中の番号と同じ。 \*\*: 95%信頼円。  
 \*: nos. as same as those in Fig. 3.  
 \*\*: circle of confidence.

岩石名, 地質, 古地磁気及び年代測定結果の順に記す。岩石の記載は本論の末尾に記す。なお本論で引用する古地磁気年代尺度はすべて MANKINEN and DALRYMPLE (1979)が示したものである。

1, 2, 3, 4 松川安山岩類(中村・角, 1961)。変質した輝石安山岩。第3図の番号1は試錐坑 52-500-11の位置であり, 試料1及び2はそれぞれ深度35m及び160mより採取した。同じ試錐では本溶岩の下位の深度164m以下には凝灰岩が位置する(第5図)。この凝灰岩は石英を含み, 中村・角(1961)が松川地熱発電所付近の別な試錐



第5図 松川地熱発電所西方の試錐「52-500-11」の柱状図 試錐の位置は第3図の1地点。  
 \*第3表の年代測定試料の番号

Fig. 5 Columnar section of the well "52-500-11" on site no. 1 in Fig. 3. \*: nos. as same as those in Table 3.

の岩芯調査により玉川溶結凝灰岩の一部と判断したものと同じである。しかしながらこの凝灰岩の岩相は秋田県玉川上流域に分布する玉川溶結凝灰岩中の流紋岩溶結凝灰岩(須藤, 1982b)の上部・中部及び下部流紋岩溶結凝灰岩)と比べて斑晶が小さくまた非溶結部が卓越している。岩相上はこの凝灰岩は雫石付近に分布する山津田層あるいは小志戸前沢層中の凝灰岩と似ている。そのためこの凝灰岩は中新世の堆積物である可能性がある。試錐 52-500-11では松川安山岩類の岩相変化は乏しく, 地表から164m深までは2枚か, あるいはそれより少し多い程度の枚数の厚い溶岩流からなる。

松川地域の松川安山岩類のうち地表の試料の古地磁気測定結果は集中度が悪く(第1表, 第4図の no. 2, 3, 4), これは岩石が変質していることに主たる原因があるものと考えられる。また噴出後の構造運動による傾動に

第2表 K-Ar年代測定結果一覧

Table 2 K-Ar age of the "Young volcanic rocks" from southern part of the Sengan (Hachimantai) geothermal area.

no.	Loc. no.*	Sample no.	Isotopic age (Ma)	<sup>40</sup> Ar rad (10 <sup>-5</sup> ml/g)	<sup>40</sup> Ar rad (%)	K (%)	Magnetic polarity**
1	1	52-11-1	2.1±0.6	0.0068	6.3	0.90	—
				0.0078	7.7	0.90	
2	1	52-11-2	2.6±1.6	0.0058	2.6	0.60	—
				0.0060	6.2	0.60	
3	2	1774	1.9±0.5	0.0052	7.8	0.72	R?
				0.0055	7.0	0.73	
4	7	2-22	3.0±0.5	0.010	11.5	0.86	?
				0.010	10.2	0.87	
5	8	2-23	2.2±0.3	0.007	13.0	0.86	R?
				0.008	12.8	0.88	
6	9	3-39	2.1±0.9	0.0028	5.1	0.34	—
				0.0029	4.8	0.35	
7	10	HM3M	3.1±0.9	0.0040	7.8	0.34	—
				0.0041	5.9	0.34	
8	11	HM5D	1.9±0.3	0.0066	11.7	0.90	R
				0.0072	11.1	0.92	
9	15	KA1M	1.8±0.2	0.0078	19.6	1.16	?
				0.0088	16.7	1.16	
10	17	YK5M	1.6±0.4	0.0082	9.3	1.40	R
				0.0090	8.8	1.41	
11	18	1818	1.9±0.2	0.0071	13.4	1.00	—
				0.0074	17.0	1.00	
12	20	JK5M	1.7±0.3	0.0061	8.9	0.97	R
				0.0071	11.8	0.97	
13	22	EB4M	1.4±0.4	0.0073	6.3	1.27	R?
				0.0076	8.4	1.38	
14	24	KD10M	2.6±0.8	0.011	5.8	1.14	R
				0.012	7.5	1.15	
15	26	4-442	2.3±1.0	0.0044	4.2	0.50	R
				0.0046	5.3	0.50	
16	29	4-900	2.3±0.7	0.0060	6.4	0.67	?
				0.0063	7.3	0.69	
17	30	3-53A	1.2±0.5	0.0029	5.7	0.63	N
				0.0030	3.8	0.63	

The constants for the age calculation are:  $\lambda_B = 4.962 \times 10^{-10}/y$ ,  $\lambda_e = 0.581 \times 10^{-10}/y$ ,  $K^{40}/K = 1.167 \times 10^{-4}$ .  
\*nos. as same as those in Fig. 3. \*\*R: reversed, N: normal, ?: not unique, —: no data.

についても考慮する必要がある。得られた年代値は試錐「52-500-11」中の試料について  $2.1 \pm 0.6$  Ma (第2表の no. 1) 及び  $2.6 \pm 1.6$  Ma (同じく no. 2), その西方の地表試料について  $1.9 \pm 0.5$  Ma (同じく no. 3) であった。これらの年代値は TAMANYU and LANPHERE (1983) が示した同じ松川地域の松川安山岩類の K-Ar 年代,  $1.62 \pm$

$0.09$  Ma 及び  $1.36 \pm 0.08$  Ma と比べるといくぶん古い。松川安山岩類について得られた K-Ar年代値の大部分は松山反転期に相当する。今回の松川安山岩類の古地磁気測定では必ずしもすべての試料について良好な結果が得られたわけではないので、今後消磁レベルなどについて再検討する必要がある。

第3表 K-Ar年代測定試料の全岩化学組成

Table 3 Chemical composition of some of the volcanic rocks in Table 2.

no. <sup>(1)</sup>	3	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	17
loc. no. <sup>(2)</sup>	2	8	9	10	11	15	17	18	20	22	24	30
sample no.	1774	2-23	3-39	HM3M	HM5C <sup>(3)</sup>	KAIM	YK5M	1818	JK5M	EB4M	KD10M	3-53B <sup>(3)</sup>
SiO <sub>2</sub>	57.19	61.62	54.25	54.38	58.48	61.60	62.68	61.94	58.03	62.07	63.21	59.34
TiO <sub>2</sub>	0.57	0.52	0.82	0.66	0.63	0.67	0.71	0.65	0.70	0.69	0.59	0.75
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	16.39	16.52	17.31	16.59	15.77	15.53	15.83	16.26	16.12	15.72	15.71	18.33
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	3.15	2.47	3.35	4.40	3.65	3.04	3.12	2.67	1.99	3.80	2.72	3.81
FeO	4.71	4.24	5.86	3.66	4.17	3.81	3.38	4.53	6.14	2.66	3.66	3.19
MnO	0.05	0.13	0.16	0.13	0.15	0.15	0.10	0.06	0.15	0.08	0.12	0.14
MgO	4.14	2.18	5.15	4.13	3.85	2.77	2.39	2.92	4.14	2.44	2.53	1.69
CaO	7.65	6.26	8.24	6.98	6.96	5.75	3.53	5.97	8.05	5.16	5.47	7.36
Na <sub>2</sub> O	2.37	2.87	2.50	2.12	2.45	3.16	2.45	3.07	2.74	3.02	3.02	3.19
K <sub>2</sub> O	0.86	1.00	0.38	0.37	0.98	1.24	1.28	1.20	1.04	1.15	1.04	0.72
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.11	0.11	0.10	0.08	0.08	0.12	0.08	0.12	0.10	0.13	0.09	0.13
H <sub>2</sub> O(+)	0.99	1.39	0.62	2.79	1.61	0.82	2.12	0.06	0.15	1.30	0.89	1.06
H <sub>2</sub> O(-)	1.64	0.48	1.02	3.42	1.05	0.86	1.82	0.38	0.46	1.54	0.68	0.28
Total	99.82	99.79	99.76	99.71	99.83	99.52	99.49	99.83	99.81	99.76	99.73	99.99

(1) nos. as same as those in Table 2.

(2) nos. as same as those in Fig. 3.

(3) another rock sample collected from same outcrop at those in Table 2.

試錐「52-500-11」の岩芯の K-Ar 年代は約 2 Ma かそれより少し古い程度であった。この年代は秋田県玉川上流域の玉川溶結凝灰岩の最下位のユニットの年代とほぼ等しい(須藤, 1982b)。松川地域の松川安山岩類と玉川上流域の玉川溶結凝灰岩の直接の上下関係を野外で確かめる事はできないので、今後古地磁気及び年代についての精密な測定が期待される。

5, 6 松川安山岩類(中村・角, 1961)。変質した輝石安山岩からなる。本溶岩の下位には凝灰岩が位置する。この凝灰岩も試錐 52-500-11 中のそれと同様で、岩相からは玉川溶結凝灰岩ではなく、玉川溶結凝灰岩より古い新第三紀の堆積物であると推定される。小畚山及びその南東の海拔 1,448m の山は共に輝石安山岩からなるが、これらが松川安山岩類の一部か、あるいは別の独立火山であるかは岩質のみからは判断できない。

秋鳥沢上流域の松川安山岩類については古地磁気測定のみを行った。その結果は磁化方位の集中度は比較的良く、逆帯磁であった(第1表, 第4図の no. 5, 6)。松川地域及び大松倉南西斜面の松川安山岩類との対比が重要であるが、今回のデータだけでは断定はできない。

7, 8 松川安山岩類(中村・角, 1961)。少し変質した輝石安山岩からなり、no. 7 地点では石英斑晶を多く含む凝灰岩を覆う。この凝灰岩は玉川溶結凝灰岩の上部

流紋岩溶結凝灰岩(須藤, 1982b)と岩相は似ている。しかしながら葛根田川とメグリ沢の合流点付近では、この凝灰岩は別な軽石凝灰岩の下位に位置し、この軽石凝灰岩は石英斑晶を少量含む非溶結の単斜輝石斜方輝石デイサイトであり、岩相が礫石地域の山津田層中の軽石凝灰岩と似ているため、上述の石英斑晶に富む凝灰岩の噴出年代は玉川溶結凝灰岩のそれより古いと考えられる。

大松倉山南西斜面の松川安山岩類の古地磁気測定結果、第1表、第4図の no. 7 の試料は伏角が大きいのが正帯磁、同じく no. 8 の試料は東偏がやや大きいのが逆帯磁と判断される。得られた年代値  $3.0 \pm 0.5$  Ma(第2表の no. 4) 及び  $2.2 \pm 0.3$  Ma(同じく no. 5) は松川地域の松川安山岩類の年代値とほぼ同じであるが、年代値の誤差が大きい事を考慮すると、これらが一連の火山活動の産物であるかどうかは断定できないが、少なくとも松川安山岩類の噴出時期は異なる磁極期にまたがっていた可能性が認められる。

また第3図の no. 7 地点では本溶岩の下位に多斑晶の流紋岩凝灰岩があるが、その年代値は  $3.0 \pm 0.5$  Ma より古い事になる。この程度の年代値及び誤差からはこの凝灰岩が玉川溶結凝灰岩の一部であるかどうかは断定できないので、本溶岩についても更に精度の高い年代測定を行う必要がある。



9 大松倉下部溶岩(河野・上村, 1964). 単斜輝石斜方輝石安山岩. 大松倉火山の山頂部の北側は緩斜面であるのに対し, 南側は大きく侵食されている. 北側の緩斜面が新しい火山地形の原面であるのか, あるいは周氷河地形であるのかは判断が難しい. 本試料採取地点の約 80 m 上流及び約 80 m 下流より採取した同岩質の溶岩試料の帯磁方向をフラックスゲイト・マグネトメーターで測定した結果, 共に正帯磁であった. 大松倉山の山頂部は単斜輝石斜方輝石含有安山岩からなり, その斑晶量は大松倉下部溶岩のそれよりはるかに少ない.

今回大松倉下部溶岩について  $2.1 \pm 0.9$  Ma (Table 2 の no. 6) の年代が得られた. 大松倉火山は前に述べた松川安山岩類の上位に載る(河野・上村, 1964). 今回の年代測定により松川安山岩類より上位の火山の年代も少なくとも約 1 Ma より古い事が示されたので, 今回の調査では露頭が確認されなかった大松倉山の最上部の溶岩などについても年代を確認する必要がある.

10, 11 大深岳火山西斜面の溶岩(石英・かんらん石含有)斜方輝石単斜輝石安山岩. 河野・上村(1964)は大深岳火山を大深岳溶岩, 1,384 m 山溶岩などに細分したが, 今回は両者の区分ができなかったので, 大深岳火山噴出物の名称を用いる. 大深岳火山は北-西が緩斜面, 南東が急斜面で, 大松倉山同様非対称地形を有する.

大深岳火山西斜面の溶岩の K-Ar 年代測定試料 2 個のうち 1 個 (Table 2 の no. 7) は変質がやや激しく  $3.1 \pm 0.9$  Ma の年代を示した. 別な 1 個 (Table 2 の no. 8) は  $1.9 \pm 0.3$  Ma の年代を示し, 逆帯磁であり (第 1 表, 第 4 図の no. 11), 松山反転期の噴出物と考えられる. 大深岳火山西斜面はなだらかであるが, それを構成している溶岩の年代は約 2 Ma と古いものであった.

12 大深岳火山東稜の溶岩. かんらん石含有単斜輝石斜方輝石安山岩. 大深岳の東のヤセ尾根より試料を採取した. TAMANYU and LANPHERE (1983) の年代測定試料採取地点は大深岳山頂と本試料採取地点との間である.

大深岳火山山頂より東に伸びる尾根は細く, 今回古地磁気測定した試料 (第 1 表, 第 4 図の no. 12) は著しく強い磁化を受けており, また消磁の過程で磁化方位の変化がみられたため, 落雷の影響を受けていると考えられる. そのため溶岩噴出時の磁氣的性質を明らかにすることはできなかった. TAMANYU and LANPHERE (1983) が示した大深岳山頂東稜の溶岩の K-Ar 年代 ( $0.77 \pm 0.04$  Ma) はブリュンヌ正常期と松山反転期の境界付近に相当するので, 今後古地磁気測定により確認する必要がある. またこの年代は今回大深岳西斜面の溶岩について得られた年代とは大きな差があり, 大深岳火山は全く活動時期の

異なる火山体が複合している可能性がある.

13, 14 嶮岨森溶岩 (河野・上村, 1964). (かんらん石含有) 斜方輝石単斜輝石安山岩. 嶮岨森西方の no. 13 (第 3 図) より下流側には玉川溶結凝灰岩のデイサイト溶結凝灰岩が分布する. 両者の直接の関係は確認できなかったが, このデイサイト溶結凝灰岩は嶮岨森の東山腹にも露出するので, 嶮岨森溶岩の方が上位であると判断した.

嶮岨森溶岩は正帯磁を示し (第 1 表, 第 4 図の no. 13, 14), 下位のデイサイト溶結凝灰岩の年代は約 1 Ma (須藤, 1982b) であるので, 嶮岨森溶岩の年代はハラミヨ正常イベント ( $0.97-0.90$  Ma) かブリュンヌ正常期 ( $0.73-0$  Ma) と考えられる.

15, 16 八瀬森溶岩(再定義). (石英含有) 単斜輝石斜方輝石安山岩. 河野・上村(1964)は曲崎山から八瀬森にかけて分布する火山岩を一括して八瀬森溶岩と呼んだが, 曲崎山の溶岩と八瀬森の溶岩の分布が離れていて, それぞれ独立に地形的高まりをつくっていることから, 本報告では八瀬森に分布する溶岩のみを八瀬森溶岩と呼ぶ. 佐藤ほか(1981)の八瀬森火山角礫岩に相当する. 第 3 図の no. 15 では自破碎作用をうけたとみられる溶岩がみられる. 第 3 図の no. 16 の南方の八瀬森東方の沢では基底部にビトロファイアーゾーンを有する玉川溶結凝灰岩のデイサイト溶結凝灰岩に覆われる.

今回古地磁気測定を行った八瀬森溶岩はいずれも破碎されているため噴出時の磁化方位を明らかにすることができなかった (第 1 表, 第 4 図の no. 15, 16). 得られた K-Ar 年代は  $1.8 \pm 0.2$  Ma (第 2 表の no. 9) である. 本溶岩は玉川溶結凝灰岩のデイサイト (約 1 Ma; 須藤, 1982b) に覆われており, 層序と年代は矛盾しない.

17, 18, 19 曲崎山溶岩 (TAMANYU and LANPHERE (1983)). ただし TAMANYU and LANPHERE (1983) は曲崎山溶岩を玉川溶結凝灰岩に含めている. 石英含有単斜輝石斜方輝石安山岩. 曲崎山は比高約 200 m の比較的急峻なドーム状地形を示しており, 北西斜面には崩壊地形がみられる. 玉川溶結凝灰岩との直接の関係は不明である.

曲崎山溶岩の古地磁気測定結果はいずれも逆帯磁であった (第 1 表, 第 4 図の no. 17, 19). ただし山頂北西の崩壊地で採取した試料は元位置から多少傾動している可能性もある. 得られた K-Ar 年代は  $1.6 \pm 0.4$  Ma (第 2 表の no. 10) 及び  $1.9 \pm 0.2$  Ma (同じく no. 11) である.

2 つの値は誤差の範囲内で一致している. TAMANYU and LANPHERE (1983) は曲崎山山頂西尾根の試料の K-Ar 年代として  $1.52 \pm 0.04$  Ma を報告した. これら 3 つの年代

はいずれも松山反転期に対比され矛盾はない。

20, 21 秋田大白森溶岩(河野・上村, 1964の大白森溶岩に相当するが, この大白森の東方約5 kmにも大白森と称する火山があるので, ここでは前者に秋田, 後者に岩手の語を追加する)。(かんらん石)斜方輝石単斜輝石安山岩。山頂部は少し東下がり平坦面からなり, 草原となっているが, 西斜面は急崖である。第3図のno. 20はクリンカー状の部分であり, 溶岩の基底面に相当すると思われる。これより下位には玉川溶結凝灰岩のうち正帯磁を示す中部流紋岩溶結凝灰岩(須藤, 1982b)が分布する。秋田大白森の南方の小白森も山頂部が平坦で周囲が急崖で囲まれる地形を有し, (かんらん石)単斜輝石斜方輝石安山岩からなる火山である。両者の平坦面の高度には約70mの差がある。両者の直接の関係は確認できなかった。

秋田大白森北西斜面の本溶岩はいずれも逆帯磁を示す(第1表, 第4図のno. 20, 21)。得られたK-Ar年代は $1.7 \pm 0.3$  Maである(第2表のno. 12)。この年代は松山反転期に相当し矛盾はない。また本溶岩の下位の中部流紋岩溶結凝灰岩は正帯磁を示し, 大白森山北西斜面の試料のK-Ar年代は $1.9 \pm 0.4$  Maである(須藤, 準備中)。両者のK-Ar年代値は近接しているが, 層序上矛盾はない。

22, 23 烏帽子岳溶岩(大沢・角, 1957及び小針, 1974の烏帽子溶岩に相当)。石英含有単斜輝石斜方輝石安山岩。露頭の状態が悪く火山体内部の構造は明らかではないが, ドーム状の地形を有する。第3図のno. 22地点の下流側には玉川溶結凝灰岩のうち正帯磁を示す中部流紋岩溶結凝灰岩が分布する。

烏帽子岳溶岩の古地磁気測定結果は逆帯磁のものもあるが(第1表, 第4図のno. 23), 試料が元位置より傾動したと考えられる場合もあった(同じくno. 22)。今回は両者は共に逆転磁極期の噴出物と判断し, 岩石のより新鮮なno. 22の試料の年代測定を行った。得られた年代値は $1.4 \pm 0.4$  Ma(第2表のno. 13)であり, 本試料も逆帯磁と判断した事と矛盾しない。また本溶岩はオールドバイ正常イベントの噴出物と考えられる中部流紋岩溶結凝灰岩(須藤, 1982b)の上位にあり, 層序と年代には矛盾はない。

24 岩手大白森溶岩。単斜輝石斜方輝石安山岩。前記秋田大白森より約50m高い平坦面を有し, その周囲は北東側を除き急崖となっている。本溶岩の下には凝灰岩・シルト岩の互層が分布する。このうち凝灰岩については佐藤ほか(1981)は玉川溶結凝灰岩の倉沢山凝灰岩部層(須藤, 1982b)の上部流紋岩溶結凝灰岩に相当する)と

した, しかしながら倉沢山付近の上部流紋岩溶結凝灰岩は大型石英斑晶を多量含む単調な岩相を示す厚いユニットからなるのに対し, 岩手大白森溶岩の下位の凝灰岩には多量の大型石英斑晶は含まれておらず, また岩相は変化に富んでいる。したがって両者は同じユニットではないものと判断される。第2図ではこの岩手大白森溶岩の下位の凝灰岩及びシルト岩は新第三系として一括して示してある。

岩手大白森溶岩の古地磁気測定結果は伏角がやや大きい逆帯磁と判断される(第1表, 第4図のno. 24)。得られたK-Ar年代値は $2.6 \pm 0.8$  Maである(第2表のno. 14)。MANKINEN and DALRYMPLE(1979)によれば2.48 Ma-3.40 Maはガウス正常期である。本溶岩の噴出時期は2.48 Ma以後の松山反転期に属する可能性が大きい。

25 小松倉森溶岩。単斜輝石含有斜方輝石かんらん石玄武岩。本試料採取地は河野・上村(1964)の犬倉溶岩の分布域の南方延長部に位置するが犬倉溶岩が(かんらん石)普通輝石紫蘇輝石安山岩であるのに対し, 本試料は今回の調査域内では最もSiO<sub>2</sub>に乏しい玄武岩であり, また地形的にも小松倉森は南に突出しているために, 犬倉溶岩とは別な溶岩であると判断した。第3図のno. 25地点の付近の岩石は斑晶輝石を欠いたり, 石英を含むことはあるが, いずれもかんらん石斑晶を特徴的に含む玄武岩である。

小松倉森溶岩の古地磁気測定結果は試料1個についてのみ示したが(第1表, 第4図のno. 25), この他の試料についてフラックスゲイト・マグネトメーターで測定した結果もすべて正帯磁であった。第3図のno. 25地点の岩石のK<sub>2</sub>O量は0.10%(須藤, 準備中)であり少ないので, K-Ar年代測定は行わなかった。

26, 27, 28, 29 小高倉山北麓の溶岩。石英含有斜方輝石単斜輝石安山岩。今回測定した試料はいずれも通商産業省の委託を受けて岩手県が実施した熱水供給事業実証調査により掘削されたトンネルの中より採取した。第3図のno. 26地点の東方では本溶岩は軽石凝灰岩を覆う。この軽石凝灰岩には大型石英斑晶が多量含まれてはおらず, また軽石は径約1 cmでつぶれていない。

小高倉山北麓のトンネル内の連続する溶岩より採取した4個の試料(第3図のno. 26-29)の変質は西方の試料ほど激しい。古地磁気測定結果は西方の試料はより磁化の強さが弱い(第1表のno. 26-29)。このためより変質の弱い東方の試料の磁化方位から, 本溶岩はすべて逆帯磁と判断した(第4図のno. 26, 27)。最も変質の影響の小さい試料(no. 26)と大きい試料(no. 29)のK-Ar年代測定結果はそれぞれ $2.3 \pm 1.0$  Ma及び $2.3 \pm 0.7$  Maであっ

た。これらの値は共に誤差が大きいが、松山反転期に相当し、磁化方位と矛盾はない。

30 小高倉山東麓の溶岩。単斜輝石斜方輝石安山岩。本地点付近では葛根田川をはさんで岩手山の斜面と小高倉山の斜面が向き合っている。岩手山の斜面を構成している岩石がかんらん石斑晶を特徴的に含む玄武岩—玄武岩質安山岩であるのに対し、小高倉山側には輝石安山岩が分布する。ただし葛根田川付近は常に谷地形を保っていたと思われ、溶岩は両者とも谷埋め型の厚いものが多い。

小高倉山東麓の溶岩の古地磁気測定結果は正帯磁である (第1表, 第4図の no. 30)。得られた K-Ar 年代は  $1.2 \pm 0.5$  Ma である (第2表の no. 17)。本溶岩の年代がハラミヨ正常イベント、プリュンヌ正常期のいずれに対比されるのかは判断できない。なお本試料採取地点の西方の高倉山より採取した溶岩のフラックスゲイト・マグネトメーターによる磁化方向測定結果はすべて正帯磁であった。

本試料採取地点 (第3図の no. 30) の南西約 600m 地点では深度 500m の坑井が掘削された (日本地熱調査会, 1976)。報告書によれば深度約 338m までは安山岩の溶岩と火砕岩で、その下位は石英斑晶の明瞭な酸性凝灰岩である (日本地熱調査会, 1976)。現在の火山地形面下の溶岩類の層厚が厚い事及びその下位の凝灰岩が玉川溶結凝灰岩と岩相が似ている事のため、それらの岩質、磁化方位及び年代を確認する必要がある。

31 岩手山南西麓の溶岩。単斜輝石含有斜方輝石かんらん石安山岩。前項に記したように玄武温泉付近の岩手山の斜面を構成しているのはかんらん石斑晶を含む玄武岩—玄武岩質安山岩である。試料採取地点付近では溶岩の厚さは約 10m あり径 1 m 程度の垂直な柱状節理が発達している。本溶岩の下位には円礫層があり、上位には篠ヶ森火砕流が位置する。篠ヶ森火砕流中の炭化木の  $^{14}\text{C}$  年代として  $>40000$  y. B. P. (須藤, 1983),  $>41030$  及び  $>40820$  y. B. P. (土井, 1984) が報告されている。本試料採取地点は岩手山の溶岩の露出としては最南端に位置しているが、岩手山の火山層序上の位置は不明である。

岩手山南西麓玄武温泉脇 (第3図の no. 31) の溶岩の古地磁気測定結果は正帯磁であった (第1表, 第4図の no. 31)。同じ露頭から採取した別な試料の K-Ar 年代は  $0.954 \pm 0.068$  Ma である (ITAYA *et al.*, 1984)。この年代はハラミヨ正常イベントに相当し、古地磁気年代尺度上は矛盾はない。

## 6. 古地磁気及び K-Ar 年代測定結果のまとめ

本研究で行った古地磁気及び K-Ar 年代測定結果を既存の K-Ar 年代値と併せて第6図に示す。また「新期火山岩類を含めた仙岩地域の対比表を既存の報告と並べて第4表に示す。

はじめに述べたようにこれまでの調査で本地域の新期火山には秋田駒ヶ岳や岩手山のように有史の活動記録のある火山だけでなく、約 1 Ma-2 Ma の K-Ar 年代を示す火山 (荷葉岳 : 須藤, 1984 及び曲崎山 : TAMANYU and LANPHERE, 1983) も存在することが確認されている。本研究では仙岩地熱地域南部に分布する他の火山の岩石についてもその活動年代を検討するために古地磁気と K-Ar 年代測定を行い以下の結果を得た。

①松川安山岩類, 大松倉山, 大深岳, 八瀬森, 曲崎山, 秋田大白森, 烏帽子岳, 岩手大白森及び小高倉山の各火山岩の K-Ar 年代値はすべて約 1 Ma-約 3 Ma であった。

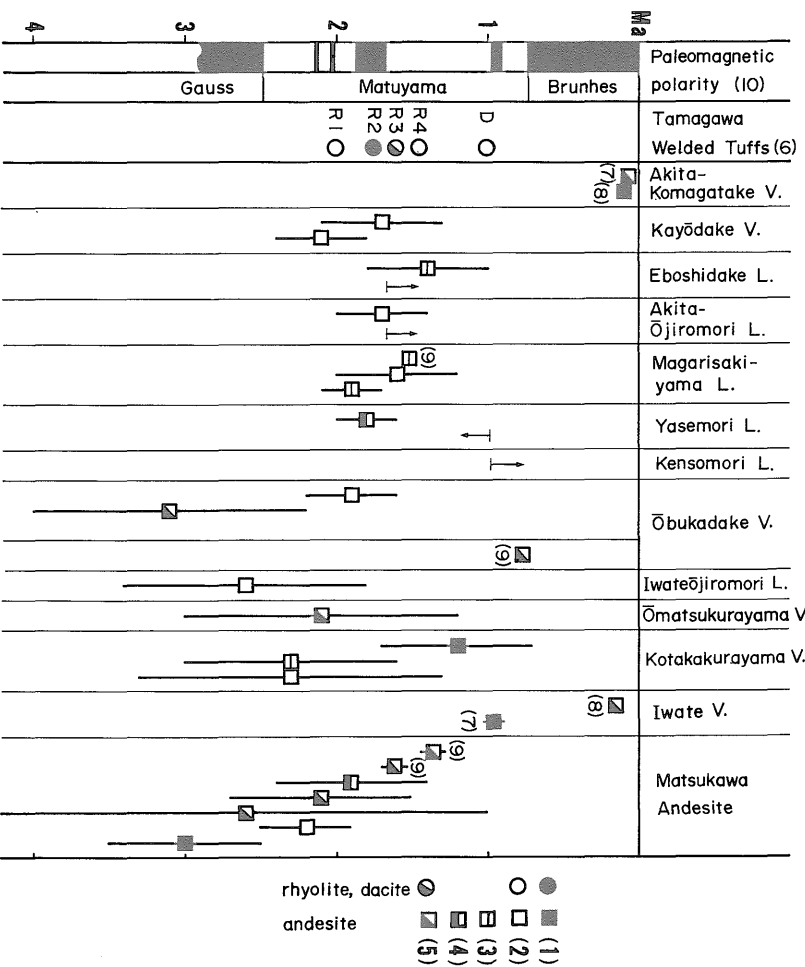
②得られた年代値のうち逆帯磁を示すものは MANKINEN and DALRYMPLE (1979) の古地磁気年代尺度上で松山反転期に対比され矛盾はない。

③玉川溶結凝灰岩のデイサイト溶結凝灰岩 (約 1 Ma : 須藤, 1982b) の下位にある八瀬森溶岩及び同じく中部流紋岩溶結凝灰岩 (オールドバイ正常イベント : 須藤, 1982b) の上位にある烏帽子岳及び秋田大白森の試料の K-Ar 年代値はそれぞれ層序と矛盾はない。

④今回の古地磁気測定試料中、正帯磁を示しかつ玉川溶結凝灰岩のデイサイト溶結凝灰岩 (約 1 Ma) より新しいと判断されるのは嶮岨森の溶岩のみであった。

## 7. 仙岩地熱地域の鮮新世—更新世火山活動の推移について

前章に述べたように仙岩地熱地域南部の火山岩の中では秋田駒ヶ岳及び岩手山の一部の試料のみが新しい年代を示し、他の年代値のある火山岩はすべて約 1 Ma-3 Ma に噴出したことが明らかになった。それらの火山岩の  $\text{SiO}_2$  量による分析値数のヒストグラムを第7図に示す。秋田駒ヶ岳及び岩手山の噴出物の多くが玄武岩—玄武岩質安山岩であるのに対し、約 1 Ma-3 Ma の安山岩の多くはより  $\text{SiO}_2$  に富むものが多い。第7図中のデイサイトと流紋岩すなわち玉川溶結凝灰岩は更に  $\text{SiO}_2$  に富む一群として示されている。化学分析値の個数のヒストグラムでは必ずしも噴出物量の頻度を正確には反映しないが、約 1 Ma-3 Ma の火山噴出物は大きく  $\text{SiO}_2$  74% をピークとする狭い範囲内にプロットされる玉川溶結凝灰



第6図 仙岩地域南部の「新期火山岩類」の古地磁気と年代

(1) 正帯磁, (2) 逆帯磁, (3) 間接的証拠より逆帯磁と判断したもの, (4) 帯磁方向を判断できなかったもの, (5) 未測定, (6) 須藤(1982b), (7) Iraya *et al.* (1984), (8) 高岡ほか(1984), (9) TAMANYU and LANPHERE(1983), (10) MANKINEN and DALRYMPLE(1979)を引用.  
V: 火山噴出物, L: 溶岩.

Fig. 6 Paleomagnetic polarity and K-Ar age of the volcanic rocks from southern part of the Senzan (Hachimantai) geothermal area. (1) normal magnetic polarity, (2) reversed magnetic polarity, (3) reversed (from not direct evidence), (4) not unique, (5) no data, (6) SUGO (1982b), (7) Iraya *et al.* (1984), (8) TAKAOKA *et al.* (1984), (9) TAMANYU and LANPHERE (1983), (10) MANKINEN and DALRYMPLE (1979). V: volcanics, L: lava.

岩とそれより SiO<sub>2</sub> に乏しい領域にプロットされる新期火山岩類とに区分される。また層序及び年代測定結果からこの間の火山活動は流紋岩—デイサイトの大規模火砕流噴出と安山岩の小・中規模火山噴出が全く別の時期に起こったのではなく、並行して起こっていたものと推定される。

第8図には仙岩地域の「新期火山岩類」のうち年代または古地磁気測定結果がある火山の分布を示した。玉川溶結凝灰岩の層厚が最も厚い部分の直近の「新期火山岩類」は、秋田焼山を除くとすべて逆帯磁を示すか、または1 Ma より古い(白ヌキ星印で示した)。一方その外側に分布する「新期火山岩類」は正帯磁を示すか、または1 Ma より新しい(黒星印で示した)。ここでは便宜上前

者を前期噴出物、後者を後期噴出物と呼ぶ(第4表)。河野・青木(1959)が示した岩石記載によれば、前期噴出物の大部分は紫蘇輝石質岩系の安山岩からなるのに対し、後期噴出物中にはピジョソ輝石質岩系の玄武岩が占める割合が多い。

以下玉川溶結凝灰岩と「新期火山岩類」の噴出活動の関係について考察する。須藤(1985)は地質調査結果と SMITH(1979)及び LIPMAN(1984)などのモデルを参考にした仙岩地熱地域の推定地質断面図を報告した。ここでは玉川溶結凝灰岩と「新期火山岩類」が指交関係にあること及び中心部の地下深部には巨大なマグマ溜りが存在することが示されている。須藤(1982b)は玉川溶結凝灰岩の個々のユニットの噴出口は特定できないが、分布域の

第4表 仙岩地域の層序対比表

Table 4 Stratigraphic correlation between previous works and this paper.

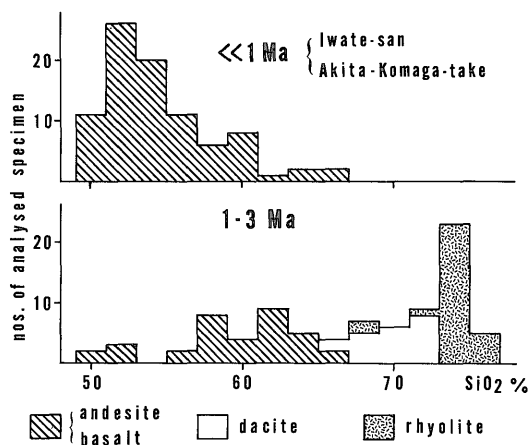
TAMANYU and LANPHERE (1983)		SATO <i>et al.</i> (1981)		This paper	
Young Volcanics Ōbukadake Lava Kashinai Formation		Young Volcanics Magarisakiyama Ōbuka dake		Akita-Komagatake V. Iwate V.  Kensomori L.	
Tamagawa W. T. Magarisakiyama Yasemori Vol. Br. Kantōmori F. Kurasawayama T. Gojūmagari T. Numanosawa T. Yunomatazawa T.	Matsukawa And. Ishigetozawa F. Upper Matsukawa	Tamagawa W. T. Ōbukazawa F. Ishigetozawa F. Kashinai F. Yasemori Vol. Br. Kantōmori F. Kurasawayama T. Gojūmagari T. Numanosawa T. Yunomatazawa T. Ōkurazawa Vol. Br.	(2) D	(1) D	Late stage Volcanics
	Lower Matsukawa		R4 <sup>*</sup> UR  R3  R2 MR  R1 LR	Eboshidake L. Yasemori L. Magarisakiyama L. Akita-Ōjiromori L. Ōbukadake V. Kayōdake V. Ōmatsukurayama V. Kotakakurayama V. Iwate-Ōjiromori L. Matsukawa And.	
Yamatsuda Formation		Yamatsuda Formation		Yamatsuda Formation	
"Young Volcanics"					

W. T. : welded tuff, Vol. Br. : volcanic breccia, F. : formation, T. : tuff, And. : andesite, L. : Lava, V. : volcanics,

(1) SUTO (1982b) LR : Lower Rhyolite Welded Tuff, MR : Middle Rhyolite Welded Tuff, UR : Upper Rhyolite Welded Tuff,  
 D : Dacite Welded Tuff.

(2) SUTO (in preparation) R1 : Rhyolite-Welded Tuff 1, R2 : Rhyolite Welded Tuff 2, R3 : Rhyolite Welded Tuff 3,  
 R4 : Rhyolite Welded Tuff 4, D : Dacite Welded Tuff.

仙岩地熱地塊南部の鮮新世—更新世火山活動について (須藤 茂)



第7図 仙岩地熱地域の火山岩のSiO<sub>2</sub>量による分析値数ヒストグラム

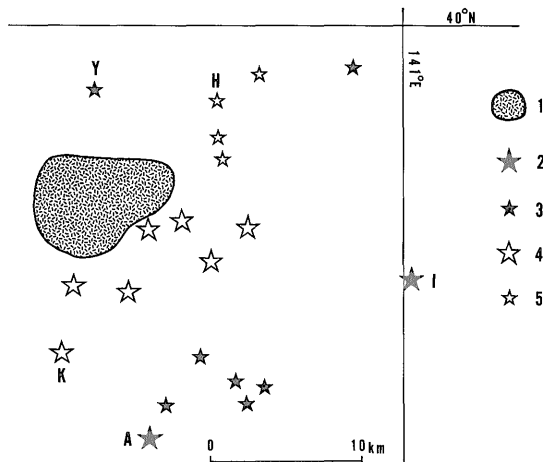
上: 岩手山及び秋田駒ヶ岳(1970-71年噴出物は代表値1個のみを示した)火山噴出物約,

下: 約1Ma-3Maの火山岩(デイサイト及び流紋岩はすべて玉川溶結凝灰岩)。H<sub>2</sub>O(+,-)を除いてTotal 100%になるよう再計算した値。分析値は荒牧(1971), 石川ほか(1982), 河野・青木(1959), 小針(1974), 須藤・玉生(1978)及び須藤(未公表)より引用。

Fig. 7 SiO<sub>2</sub> content histogram of volcanic rocks from the Sengan (Hachimantai) geothermal area. Upper: Iwatesan and Akitakomagatake Volcanics, Lower: 1 Ma-3 Ma volcanic rocks (dacite and rhyolite are those of Tamagawa Welded Tuffs). Recalculated without H<sub>2</sub>O. Analysis data are quoted from ARAMAKI (1971), ISHIKAWA *et al.* (1982), KAWANO and AOKI (1959), KOHARI (1974), SUTO and TAMANYU (1978) and SUTO (unpublished data).

ほぼ中心の最も層厚の厚い部分(第8図)かその近傍から噴出したと考えた。一般に酸性大規模火砕流を噴出させたマグマ溜りは巨大であり, しばしば噴出によりカルデラが生じる(SMITH, 1979)。しかしながら玉川溶結凝灰岩噴出に伴う明瞭な陥没地形は現在認められない。またLIPMAN (1984) のまとめによれば米国西部のいくつかのカルデラ地形内には後カルデラ火山噴出口が円弧上に分布し, これはカルデラ形成にかかわる環状割れ目の位置を示し, 現在のカルデラ地形はその後の崩壊によって拡大されたものである。玉川溶結凝灰岩の最も新しい大規模火砕流噴出は約1Maに起こったが(須藤, 1982b), 「新期火山岩類」後期噴出物の噴出口の位置(第8図の2及び3)とその基盤の地質構造から判断すると, これらの新しい火山を結ぶカルデラ形成にかかわる環状割れ目は存在しない。

分化した(またはマグマ溜りが近接する)2種のマグマが連続して噴出するとしばしば縞状軽石が認められる。



第8図 玉川溶結凝灰岩の層厚が最も厚い部分の分布と「新期火山岩類」噴出口の位置

1: 玉川溶結凝灰岩の層厚が約300m以上の分布域, 2-5: 「新期火山岩類」噴出口, 2: <1Ma, 3: 正帯磁火山岩(年代値なし), 4: 1-3Ma, 5: 逆帯磁火山岩(年代値なし), Y: 秋田焼山, H: 八幡平, K: 荷葉岳, A: 秋田駒ヶ岳, I: 岩手山, 3, 5の古地磁気測定資料は須藤(未公表)による。

Fig. 8 Distribution of thick part of the Tamagawa Welded Tuffs and localities of eruption site of "Young volcanoes." 1: Distribution of Tamagawa Welded Tuffs (>300 m), 2-5: "Young volcanoes," 2: <1 Ma, 3: Magnetic normal without age data, 4: 1-3 Ma, 5: Magnetic reversed without age data. Y: Akita-Yake-yama, H: Hachimantai, K: Kayo-dake, A: Akita-Komagatake, I: Iwatesan. Magnetic data of 3 and 5 are quoted from SUTO (unpublished).

SMITH (1979) のまとめによれば 縞状軽石は小一中規模噴出物中にはよく認められるが, 大規模火砕流噴出物中にはみられないこともある。現在までに仙岩地熱地域では流紋岩と安山岩の縞状軽石は見い出されていない。補遺に示した岩石記載に記されているように安山岩溶岩中にはしばしば石英が含まれているが, その量は多くない。また安山岩溶岩中には多斑晶流紋岩片が含まれている報告例はない。安山岩溶岩の一部には石英とかんらん石斑晶が共存しており, これは2種のマグマの混合が起こっていたことを示しているものと思われる。しかしながら流紋岩-デイサイトマグマと安山岩マグマの混合が大規模に起こっていたかどうかは明らかではない。

Mogi (1958) は桜島火山の噴火前後の地形変動の解析により, そのマグマ溜りの位置を始良カルデラ中心付近の地下と判断した。Mogi (1958) が想定したマグマ溜りの中心と桜島火山の水平的隔りは10 km 弱であり, 仙岩

地域の 3 Ma-1 Ma の安山岩火山と玉川溶結凝灰岩を噴出させたマグマ溜りの距離関係とはほぼ同じである。

玉川溶結凝灰岩を噴出させたマグマ溜りと「新期火山岩類」のそれとの関係については以下の3つが考えられる。すなわち①それらはすべて同一であり、マグマ溜り内の分化作用により流紋岩・デイサイトと安山岩・玄武岩マグマが生成した、②すべて別であり各火山噴出物はそれぞれ別なマグマ溜りに由来する、及び③「新期火山岩類」の一部は玉川溶結凝灰岩を噴出させたマグマ溜り内での分化生成物に由来し、一部は別個のマグマ溜りに由来する。前に述べた地質構造、火山層序、岩石記載と他地域のモデル例からは上記の3つのどれが正しいかを特定できない。これ以上の議論には玉川溶結凝灰岩と「新期火山岩類」のより明確な層序関係の確立と、より詳細な岩石化学的データが必要である。TAMANYU *et al.* (1981)は仙岩地域の火山岩の Sr 同位体比を測定し、安山岩火山と玉川溶結凝灰岩の本源マグマは同じであり、それぞれマグマ溜り内の結晶分化作用の程度の違いによって生成したと考えた。一方石川ほか(1982)は岩手火山の岩石の微量元素分析結果から、それらが分化過程の異なる2系列に区分されるとした。今後 REE のパターンなどの資料が得られれば、各火山噴出物のマグマ系列の実態がより明らかになるものと考えられる。

## 8. ま と め

仙岩地域南部の主として安山岩からなる「新期火山岩類」の古地磁気と K-Ar年代測定を行い以下の結果を得た。松川安山岩、大松倉山・大深岳・八瀬森・曲崎山・秋田大白森・鳥帽子岳・岩手大白森及び小高倉山の各火山岩について得た K-Ar年代はすべて約 1 Ma-3 Ma であった。また松川安山岩類の一部、大深岳の一部、曲崎山、秋田大白森、鳥帽子岳、岩手大白森及び小高倉山の一部の火山岩は逆帯磁を示し、松川安山岩類の一部、嶮岨森、小松倉森及び岩手山の一部の火山岩は正帯磁を示した。得られた年代と古地磁気年代尺度及び層序との間には矛盾はない。仙岩地熱地域の「新期火山岩類」を正帯磁を示すか 1 Ma より新しい事が明らかな後期噴出物と逆帯磁を示すか 1 Ma より古い事が明らかな前期噴出物とに便宜上区分した。今回古地磁気及び K-Ar年代測定した火山岩の大部分は前期噴出物に相当し、嶮岨森、小松倉森及び岩手山の一部の溶岩が後期噴出物に相当する。

約 1 Ma-約 3 Ma の間には「新期火山岩類」と共に酸性大規模火砕流堆積物である玉川溶結凝灰岩も並行して噴出した。仙岩地域の地質調査・岩石記載及び他地域の

モデルなどを考慮すると、仙岩地域の中心部の地下の巨大なマグマ溜り内での分化作用により流紋岩—デイサイトマグマと安山岩マグマが生成しそれぞれ交互に噴出した可能性もあり、今後地熱の熱源との関係で検討する必要がある。

本研究を行うに際し火山地質に関しては当所の金原啓司、小野晃司、曾屋龍典、上村不二雄、玉生志郎及び東北工業技術試験所の角清愛の各氏に、K-Ar年代測定に関しては当所の柴田賢及び宇都浩三両氏に、岩石に関しては同じく一色直記氏にまた古地磁気測定に関しては同じく上嶋正人氏にそれぞれ御教示を賜った。また本研究の調査域の南部の地質については筆者が当所の石井武政氏と共同で調査した 5 万分の 1 地質図幅「雫石」の成果の一部を取り入れてある。試料 no. 26-29 の採取に際しては岩手県地熱熱水利用調査事務所の許可と協力を受けた。以上の方々に深謝の意を表する。

## 文 献

- 荒牧重雄(1971) 秋田駒ヶ岳 1970-71年噴火の噴出物, 2. 岩石の化学組成と造岩鉱物. 火山, 2集, vol. 16, p. 184-201.
- 土井宣夫(1984) 岩手火山, 篠ヶ森火砕流と雪浦降下軽石について. 地質学雑, vol. 90, p. 117-120.
- 早川典久・北村 信(1953) 雫石盆地西縁部の地質. 岩鉱誌, vol. 37, p. 29-40.
- 井上克弘(1978) 秋田駒ヶ岳火山噴出物の  $^{14}\text{C}$  年代. 地球科学, vol. 32, p. 221-223.
- (1979) 西岩手火山生出黒色火山灰の  $^{14}\text{C}$  年代. 地球科学, vol. 33, p. 70-72.
- (1980) 秋田焼山噴出物の  $^{14}\text{C}$  年代. 地球科学, vol. 34, p. 116-118.
- 石川賢一・吉田武義・青木謙一郎(1982) 岩手火山の地球化学的研究. 核理研研究報告, vol. 15, p. 257-264.
- ITAYA, T., NAGAO, K., NISHIDO, H. and OGATA, K. (1984) K-Ar age determination of Late Pleistocene volcanic rocks. *Jour. Geol. Soc. Jap.*, vol. 90, p. 899-909.
- 河野義礼・青木謙一郎(1959) 八幡平およびその周縁火山群の岩石. 火山, 2集, vol. 4, p. 61-76.
- ・上村不二雄(1964) 5 万分の 1 地質図幅「八幡平」及び同説明書. 地質調査所, 36 p.

- 気象庁(1975) 日本活火山要覧. 気象庁, 119p.
- 小針博通(1974) 秋田県荷葉岳火山の岩石. 岩鉱誌, vol. 69, p. 1-8.
- LIPMAN, P. W. (1984) The roots of ash flow calderas in Western North America: Windows into the tops of granitic batholiths. *Jour. Geophys. Res.*, vol. 89, B10, p. 8801-8841.
- MANKINEN, E. A. and DALRYMPLE, G. B. (1979) Revised geomagnetic polarity time scale for the interval 0-5 m.y.B.P. *Jour. Geophys. Res.*, vol. 84, B2, p. 615-626.
- MOGI, K. (1958) Relations between the eruptions of various volcanoes and the deformations of the ground surface around them. *Bull. Earthq. Res. Inst.*, vol. 36, p. 99-134.
- 中村久由(1976) 岩手県雫石町滝の上地域の地熱開発. 地熱エネルギー, vol. 1, p. 44-56.
- ・角 清愛(1961) 岩手県松川地熱地帯の温泉地質学的研究. 地調月報, vol. 12, p. 73-84.
- 日本地熱調査会(1976) 昭和50年度地熱熱水有効利用調査報告書. p. 1-24.
- 大沢 穠・角 清愛(1957) 5万分の1地質図幅「森吉山」及び同説明書. 地質調査所, 42p.
- 佐藤 浩・安藤重幸・井手俊夫・鷹齋守彦・斉藤清次・千葉義明・土井宣夫・岩田忠雄(1981) 八幡平地域. 玉川溶結凝灰岩類の層序. 地質学雑, vol. 87, p. 267-275.
- 仙岩地熱地域地質図編集グループ(1985) 10万分の1仙岩地熱地域地質図及び同説明書. 地質調査所, 23p.
- SMITH, R. L. (1979) Ash flow magmatism. *Geol. Soc. Amer., Spec. Pap.*, 180, p. 5-27.
- 須藤 茂(1982a) 秋田駒ヶ岳, 生保内火砕流の<sup>14</sup>C年代. 火山, 2集, vol. 27, p. 70-71.
- (1982b) 玉川溶結凝灰岩及び周辺の類似岩のK-Ar年代. 地熱学会誌, vol. 4, p. 159-170.
- (1983) 岩手火山, 篠ヶ森火砕流の<sup>14</sup>C年代. 火山, 2集, vol. 28, p. 172.
- (1984) 秋田県荷葉岳火山の古地磁気とK-Ar年代. 火山, 2集, vol. 29, p. 112-114.
- (1985) 仙岩地域の中心部における地熱地質構造(演旨). 地調月報, vol. 36, p. 368-369.
- ・石井武政(1982) 仙岩地熱地域南部の第三紀火山岩のK-Ar年代. 地調月報, vol. 33, p. 433-442.
- ・玉生志郎(1978) 秋田県小又川・玉川上流域の玉川溶結凝灰岩の岩石学的研究(予報). 地調月報, vol. 29, p. 531-541.
- 高岡宣雄・大場与志男・今村峯雄・井上照夫・吉田邦夫・山下 博・山根 功・永井尚生・小林 紘一(1984) 火山岩中の<sup>10</sup>Beによるサブダクションの検証. 日本地質学会91年学術大会演旨, p. 384.
- TAMANYU, S. and LANPHERE, 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*, vol. 89, p. 501-510.
- ・SHIRAHASE, T. and TOGASHI, S. (1981) The magmatic relations between two types of volcanism producing the Late Pliocene-the Early Pleistocene acidic welded tuffs and the Pleistocene andesite lava flows in Hachimantai geothermal area, Northeast Japan. *Abs. 1981 IAVCEI Symp. Arc. Volc. Tokyo and Hakone*, p. 370-371.

(受付: 1985年2月26日; 受理: 1985年6月3日)



補遺 古地磁気及び年代測定試料記載

本研究で古地磁気及び K-Ar年代測定を行った岩石試料について、以下に第3図中の番号、試料番号、岩石名、試料採取地、層序上の位置及び検鏡結果の順に記す。

1. 11-1 輝石安山岩

岩手県松尾村松川地熱発電所西方、試錐坑 52-500-11 の深度 35m, 39°52'14"N, 140°54'44"E.

松川安山岩類(中村・角, 1961)

斑晶の中で変質をまぬがれているのは斜長石のみであり、今回測定した試料の中では最も強い変質を受けている。斜長石は最大径 3 mm で包有物が多く、いわゆる dusty zone もみられるが、最外殻は清澄である。結晶形から輝石と判断されるものは最大長径 2 mm で、炭酸塩鉱物等に変質している。ほかに最大径 0.5 mm の融食形の石英がみられるが、反応縁はなく捕獲結晶かどうか明らかでない。石基はピロタキシチック組織を示し、変質した鉄苦土鉱物及びシリカ鉱物よりなる。

1. 11-2 斜方輝石単斜輝石安山岩

岩手県松尾村松川地熱発電所西方、試錐坑 52-500-11 の深度 160m, 39°52'14"N, 140°54'44"E.

松川安山岩類(中村・角, 1961)

斑晶は斜長石・単斜輝石・斜方輝石及び鉄鉱物である。斜長石は最大径 4 mm で輝石・鉄鉱物の粒状包有物を含むほか、いわゆる dusty zone もみられる。単斜輝石は最大長径 2.7 mm, 斜方輝石は同じく 1.5 mm である。斜方輝石には単斜輝石の反応縁はない。斜長石・単斜輝石・斜方輝石及び鉄鉱物よりなる集斑状組織もみられる。石基はピロタキシチック組織を示し、輝石・鉄鉱物及び填間状の緑色変質鉱物よりなる。

2. 1774 (かんらん石?)単斜輝石斜方輝石安山岩

岩手県松尾村松川地熱発電所西方, 39°52'11"N, 140°54'36"E.

松川安山岩類(中村・角, 1961)

斑晶は斜長石・斜方輝石・単斜輝石及び鉄鉱物である。斜長石は最大径 3 mm で、特に大きな結晶の内部には包有物が多い。2種の輝石は共に最大径 2 mm である。斜方輝石の柱面には単斜輝石の反応縁がある。ほかに最大径 1 mm の石英が含まれるが、捕獲結晶かどうか明らかでない。また緑色鉱物に変質した最大径 1 mm の結晶が含まれるが、これはその形状から判断するとかんらん石に変質したものかもしれない。斜長石・単斜輝石・斜方輝石及び鉄鉱物よりなる集斑状組織も認められる。石基は比較的結晶の割合が多い。石基はピロタキシチック組織を示し、斜長石・斜方輝石・単斜輝石及び鉄

鉱物が認められる。結晶粒間のガラスは緑色鉱物となっている。

3. YWIM (かんらん石?)単斜輝石斜方輝石安山岩

岩手県松尾村湯ノ沢, 39°52'07"N, 140°54'24"E.

松川安山岩類(中村・角, 1961)

斑晶は斜長石・斜方輝石・単斜輝石及び鉄鉱物よりなる。ほかにその形状からかんらん石であったと判断される緑色鉱物が認められる。斜長石は最大径 2.5 mm で、輝石・鉄鉱物の包有物のほか塵状包有物も含むことが多い。斜方輝石は最大径 1.5 mm で、単斜輝石と平行連晶することはあるが粒状単斜輝石の反応縁はない。単斜輝石は最大径 1.6 mm, 鉄鉱物は 0.3 mm である。かんらん石と思われる変質鉄苦土鉱物は最大径 1 mm である。石基はピロタキシチック組織を示し、斜長石・斜方輝石・単斜輝石・鉄鉱物・填間状シリカ鉱物よりなる。また炭酸塩鉱物が塊状もしくは脈状に存在する。

4. YW4M 石英含有(斜方輝石)単斜輝石安山岩

岩手県松尾村湯ノ沢, 39°52'08"N, 140°53'37"E.

松川安山岩類(中村・角, 1961)

斑晶は斜長石・単斜輝石・鉄鉱物及び石英である。緑色鉱物に変質した鉱物の一部はその外形から斜方輝石と判断される。斜長石は最大径 3 mm で、粒状炭酸塩鉱物を含む。輝石のうち残存しているのは単斜輝石の一部であり、ほかは緑色鉱物に変質している。最大径は 2 mm である。石英は最大径 1.3 mm で、融食されている。石基はピロタキシチック組織を示し斜長石及び鉄鉱物のほか緑色鉱物に変質した輝石が認められる。また填間状炭酸塩鉱物及びシリカ鉱物が存在し、前記 YWIM より変質が激しいものと思われる。

5. AZ8M 石英含有単斜輝石(斜方輝石?)安山岩

岩手県雫石町秋鳥沢上流, 39°51'24"N, 140°52'44"E.

松川安山岩類(中村・角, 1961)

斑晶は斜長石・単斜輝石・鉄鉱物・石英よりなり、ほかにその形状から斜方輝石であったと判断される緑色鉱物が認められる。斜長石は最大径 4 mm で輝石・鉄鉱物及び緑色鉱物化したガラス等を含む。輝石は最大径 2 mm で、単斜輝石は累帯構造が顕著であることが多い。石英は径 1 mm で融食されている。斜長石・輝石及び鉄鉱物からなる集斑状組織が認められる。石基はピロタキシチック組織を示し、斜長石・輝石・鉄鉱物及び填間状緑色変質鉱物よりなる。

6. AZ6M 単斜輝石斜方輝石安山岩

岩手県雫石町秋鳥沢上流, 39°51'53"N, 140°52'41"E.

松川安山岩類(中村・角, 1961)

斑晶は斜長石・斜方輝石・単斜輝石及び鉄鉱物よりなる。斜長石は最大径2mmで輝石・鉄鉱物及び鑑定不能の塵状包有物を含む。斜方輝石は最大径1.8mm, 単斜輝石は同じく0.7mmであり, 単斜輝石は累帯構造が顕著に認められる。石基はピロタキシチック組織を示し, 斜長石・輝石・鉄鉱物及び充填状緑色変質鉱物よりなる。なお本岩には岩片が含まれる。その鉱物組み合わせは溶岩本体と同じであり, 石基鉱物の粒径が粗くまた粒間に隙間がみられる。この岩片は同源捕獲岩と判断される。

7. 2-22 単斜輝石斜方輝石安山岩

岩手県雫石町大松倉山南西林道沿, 39°49'20"N, 140°53'55"E.

松川安山岩類(中村・角, 1961)

斑晶は斜長石・斜方輝石・単斜輝石及び鉄鉱物である。斜長石は最大径4mmで, いわゆる dusty zone 及び輝石・鉄鉱物の包有物が多いが, 最外殻は清澄である。斜方輝石は最大径2mm, 単斜輝石は同じく1.5mmで, 斜方輝石には単斜輝石の反応縁はない。斜長石・斜方輝石・単斜輝石及び鉄鉱物からなる集斑状組織が認められる。石基は微細な結晶を包有する粒状のサリック鉱物の集合体よりなる。ガラスは緑色鉱物等に変質している。

8. 2-23 単斜輝石斜方輝石安山岩

岩手県雫石町大松倉山南西林道沿, 39°49'26"N, 140°54'23"E.

松川安山岩類(中村・角, 1961)に相当すると思われる。

斑晶は斜長石・斜方輝石・単斜輝石及び鉄鉱物である。斜長石は最大径6mmで, 輝石やガラスの包有物が多いが最外殻は清澄である。2種の輝石は最大径1mmで, 斜方輝石には単斜輝石の反応縁がある。ほかに最大径5mmに達する融食形の石英があるが, 反応縁はなく捕獲結晶かどうか明らかでない。斜長石・斜方輝石・単斜輝石及び鉄鉱物からなる集斑状組織もみられる。石基はピロタキシチック組織を示し, 斜長石・輝石・鉄鉱物・シリカ鉱物及びガラスよりなる。

9. 3-39 単斜輝石斜方輝石安山岩

岩手県雫石町大松倉沢上流, 39°50'19"N, 140°55'07"E.

大松倉下部溶岩(河野・上村, 1964)

斑晶は斜長石・斜方輝石・単斜輝石及び鉄鉱物である。斜長石は最大径3mm, 斜方輝石は同じく1.8mm, 単斜輝石は1.5mmである。斜長石・斜方輝石・単斜輝石及び鉄鉱物よりなる集斑状組織も認められる。石基はピロタキシチック組織を示し, 斜長石・輝石・鉄鉱物及び充填状シリカ鉱物と緑色変質鉱物よりなる。

10. HM3M 斜方輝石単斜輝石安山岩

秋田県大深沢上流東ノ又沢, 39°52'59"N, 140°51'17"E.

大深岳火山西斜面の溶岩。

斑晶は斜長石・単斜輝石・斜方輝石及び鉄鉱物よりなる。斜長石は最大径3mmで輝石, 鉄鉱物及び鑑定不能の塵状包有物を含む。単斜輝石は最大径2.8mm, 斜方輝石は同じく1.5mmで, 両者の平行連晶は認められるが, 斜方輝石に粒状単斜輝石の反応縁はない。石基はピロタキシチック組織を示し, 斜長石・輝石・鉄鉱物及び空隙中にシリカ鉱物が認められる。

11. HM5M 石英かんらん石含有斜方輝石単斜輝石安山岩

秋田県大深沢上流東ノ又沢, 39°52'37"N, 140°51'57"E.

大深岳火山西斜面の溶岩。

斑晶は斜長石・単斜輝石・斜方輝石・鉄鉱物及び石英であり, ほかにその外形及び周囲が粒状輝石に囲まれることからかんらん石であったと判断される結晶があるが, これは炭酸塩鉱物及び緑色鉱物化している。斜長石は最大径3.8mmで輝石・鉄鉱物のほか鑑定不能の塵状包有物を含む。単斜輝石は最大径1.8mm, 斜方輝石は同じく1.8mmであり, 両者の平行連晶はあるが, 粒状単斜輝石が斜方輝石の周囲に付くことはない。石英は最大径0.6mmで丸味を帯びて融食されている。元かんらん石であったと思われる結晶は最大径0.8mmである。また斜長石・斜方輝石・単斜輝石及び鉄鉱物からなる集斑状組織が認められる。石基はピロタキシチック組織を示し, 斜長石・単斜輝石・斜方輝石・鉄鉱物及び充填状シリカ鉱物よりなる。また晶洞中に最大径0.2mmの黒雲母が認められる。

12. 1889 かんらん石含有単斜輝石斜方輝石安山岩

岩手県松尾村源太ヶ岳山頂, 39°52'39"N, 140°53'50"E.

大深岳火山東稜の溶岩。

斑晶は斜長石・斜方輝石・単斜輝石・鉄鉱物及びかんらん石である。斜長石は最大径3.5mmで, 特に大きな結晶には輝石・鉄鉱物の粒状包有物が多く含まれる。斜方輝石は最大径2.2mm, 単斜輝石は3mmで, 両者の平行連晶はあるが斜方輝石の周囲に粒状単斜輝石の反応縁がつくことはない。かんらん石は少量で最大径0.3mmであり, 輝石の反応縁がある。石基はハイアロピリチック組織を示し, 斜長石・斜方輝石・単斜輝石・鉄鉱物及びシリカ鉱物よりなる。

13. KT3M (かんらん石含有)単斜輝石斜方輝石安山

岩

秋田県田沢湖町大深沢上流飯戸沢, 39°53'44"N, 140°51'16"E.

嶮岨森溶岩 (河野・上村, 1964)

斑晶は斜長石・斜方輝石・単斜輝石及び鉄鋳物である。斜長石は最大径 3.5 mm で、輝石・鉄鋳物及びガラス包有物が多い。斜方輝石は最大径 3.3 mm, 単斜輝石は同じく 1.7 mm で、斜方輝石には単斜輝石の反応縁はない。ほかに捕獲結晶が認められるが、結晶自体は変質して無色の鋳物になっている。捕獲結晶の反応縁のうち内側は斜方輝石と鉄鋳物のシンプレクタイト、外側は斜方輝石・単斜輝石及び変質した長石と思われる鋳物の集合体からなる。反応縁の鋳物組み合わせから中の結晶はかんらん石であったと判断される。石基はピロタキシチック組織を示し、斜長石・輝石・鉄鋳物及びシリカ鋳物よりなる。

14. KT4M かんらん石含有斜方輝石単斜輝石安山岩  
秋田県田沢湖町大深沢上流飯戸沢, 39°53'50"N, 140°51'22"E.

嶮岨森溶岩 (河野・上村, 1964)

斑晶は斜長石・単斜輝石・斜方輝石・鉄鋳物及び少量のかんらん石である。斜長石は最大径 2.7 mm で輝石・鉄鋳物及びガラス包有物が多い。単斜輝石は最大径 1.2 mm, 斜方輝石は最大径 2.6 mm で、斜方輝石の微斑晶には単斜輝石の反応縁がある。かんらん石は最大径 1 mm で、イディングサイト化しており、輝石の反応縁がある。斜長石・単斜輝石・斜方輝石及び鉄鋳物の集斑状組織が認められる。石基はピロタキシチック組織を示し、細粒の斜長石・輝石・鉄鋳物及びガラスよりなる。

15. KA1M 単斜輝石斜方輝石安山岩

秋田県田沢湖町大深沢上流関東沢, 39°53'42"N, 140°50'39"E.

八瀬森溶岩。

斑晶は斜長石・斜方輝石・単斜輝石及び鉄鋳物である。斜長石は最大径 4 mm で輝石、ガラスの包有物が多い。斜方輝石は最大径 1.5 mm, 単斜輝石は同じく 1.7 mm であり、両者の平行連晶は認められるが、斜方輝石の周囲に粒状単斜輝石の反応縁はない。石基はハイアロピリチック組織を示し、斜長石・斜方輝石・単斜輝石・鉄鋳物及びシリカ鋳物よりなる。

16. KA2M 石英含有単斜輝石斜方輝石安山岩

秋田県田沢湖町大深沢上流関東沢, 39°53'27"N, 140°50'38"E.

八瀬森溶岩。

斑晶は斜長石・斜方輝石・単斜輝石・鉄鋳物及び石英

である。斜長石は最大径 3 mm で、輝石及び鉄鋳物を含む。斜方輝石は最大径 2.2 mm, 単斜輝石は同じく 2.5 mm で、両者の平行連晶は認められるが、斜方輝石の周囲に粒状単斜輝石の反応縁はない。石英は最大径 0.5 mm で融食されている。石基はピロタキシチック組織を示し、斜長石・単斜輝石・鉄鋳物・シリカ鋳物及び無色ガラスよりなる。

17. YK5M 石英含有斜方輝石単斜輝石安山岩

秋田県田沢湖町曲崎山東斜面, 39°52'38"N, 140°48'35"E.

曲崎山溶岩。

斑晶は斜長石・単斜輝石・斜方輝石・鉄鋳物及び石英である。斜長石は最大径 5 mm で、輝石・鉄鋳物及び塵状包有物を含む。単斜輝石及び斜方輝石は共に最大径 2.5 mm で、斜方輝石には単斜輝石の反応縁はない。石英は最大径 1 mm で融食されている。石基はハイアロピリチック組織を示し、全体として淡褐色を呈する。鑑定不能の微小な結晶及び脱ハリ生成物よりなる。

18. 1818 単斜輝石斜方輝石安山岩

岩手県雫石町曲崎山頂南, 39°52'38"N, 140°48'11"E.

曲崎山溶岩。

斑晶は斜長石・斜方輝石・単斜輝石及び鉄鋳物である。斜長石は最大径 2.5 mm で、輝石・鉄鋳物及び塵状包有物を含むことがある。2種の輝石は共に最大長径 1.5 mm である。斜方輝石の柱面に単斜輝石がつくことがあるが、その数は少ない。ほかに最大径 0.8 mm の融食形石英が含まれるが、反応縁はなく捕獲結晶かどうか明らかではない。斜長石・斜方輝石・単斜輝石及び鉄鋳物からなる集斑状組織が認められる。石基はピロタキシチック組織を示し、斜長石・斜方輝石・単斜輝石・鉄鋳物及びガラスよりなる。空隙にはシリカ鋳物・黒雲母及び普通角閃石が晶出している。

19. 1859 石英含有単斜輝石斜方輝石安山岩

秋田県田沢湖町曲崎山西斜面, 39°52'45"N, 140°48'16"E.

曲崎山溶岩。

斑晶は斜長石・斜方輝石・単斜輝石・鉄鋳物及び石英である。斜長石は最大径 2.7 mm で、輝石・鉄鋳物・ガラス及び塵状包有物を含む。斜方輝石は最大径 2.4 mm, 単斜輝石は同じく 1.5 mm で、両者の平行連晶はあるが、斜方輝石の周囲に粒状単斜輝石の反応縁はない。石英は最大径 1 mm で丸味を帯びている。斜長石・斜方輝石・単斜輝石及び鉄鋳物からなる集斑状組織が認められる。石基はハイアロピリチック組織を示し、斜長石・斜

方輝石・単斜輝石・鉄鉱物及びシリカ鉱物よりなり、全体として淡褐色を呈する。空隙中には径 0.2 mm 以下の黒雲母が晶出している。

20. JK5M 単斜輝石斜方輝石安山岩

秋田県田沢湖町秋田大白森西斜面, 39°50'32"N, 140°47'11"E.

秋田大白森溶岩。

斑晶は斜長石・斜方輝石・単斜輝石及び不透明鉱物である。斜長石は最大径 3 mm で、大きな結晶には輝石・鉄鉱物及びガラス包有物が含まれる。斜方輝石は最大径 2 mm, 単斜輝石は同じく 1.2 mm で、両者の平行連晶はあるが、斜方輝石の周囲に粒状単斜輝石の反応縁はない。単斜輝石の微斑晶には sector zoning が多くみられる。斜長石・斜方輝石・単斜輝石及び鉄鉱物と、斜長石・単斜輝石及び鉄鉱物からなる 2 種の鉱物組み合わせの集斑状組織が認められる。前者は後者より各鉱物の粒径が大きい。石基はピロタキシチック組織を示し、斜長石・斜方輝石・単斜輝石・鉄鉱物及びシリカ鉱物からなる。

21. JK7A かんらん石単斜輝石斜方輝石安山岩

秋田県田沢湖町蛇ノ木沢上流, 39°50'28"N, 140°47'18"E.

秋田大白森溶岩。

斑晶は斜長石・斜方輝石・単斜輝石・かんらん石及び鉄鉱物である。斜長石は最大径 3 mm で輝石、鉄鉱物を含むことがある。斜方輝石は最大径 2 mm で単斜輝石の反応縁はない。単斜輝石・かんらん石は共に最大径 1 mm で、かんらん石は周囲や割れ目から変質している。斜長石・斜方輝石・単斜輝石及び鉄鉱物からなる集斑状組織も認められる。石基はピロタキシチック組織を示し、斜長石・斜方輝石・単斜輝石・鉄鉱物及び充填状シリカ鉱物よりなる。

22. EB4M 石英含有斜方輝石単斜輝石安山岩

秋田県田沢湖町烏帽子岳北西斜面, 39°50'59"N, 140°44'35"E.

烏帽子岳溶岩。

斑晶は斜長石・単斜輝石・斜方輝石・鉄鉱物及び石英である。斜長石は最大径 3.5 mm, 2 種の輝石は共に最大径 1 mm である。石英は最大径 2.2 mm で、融食されている。石基は変質して全体として淡褐色を呈し、斜長石・鉄鉱物及び脱ガラス化による生成物が認められる。

23. EB5M 石英含有輝石安山岩

秋田県田沢湖町烏帽子岳北西斜面, 39°50'54"N, 140°44'42"E.

烏帽子岳溶岩。

斑晶は斜長石・輝石・鉄鉱物及び石英である。斜長石は最大径 3 mm で、一部は淡褐色鉱物に変質している。輝石は最大径 2 mm で、変質して褐色鉱物となっている。石英は最大径 1.2 mm で融食されているが、一部の結晶は自形である。石基は微小な結晶と脱ガラス化による生成物からなり、全体の色は淡褐色である。径 0.1 mm までのスフェルライトがみられる。

24. KD10M 単斜輝石斜方輝石安山岩

岩手県雫石町大白森西斜面, 39°51'24"N, 140°50'45"E.

岩手大白森溶岩。

斑晶は斜長石・斜方輝石・単斜輝石及び鉄鉱物よりなり、その量は多い。斜長石は最大径 2 mm で、輝石・鉄鉱物及び塵状包有物を含む。斜方輝石は最大径 2.7 mm, 単斜輝石は同じく 1.8 mm で、両者は平行連晶することはあるが、斜方輝石の周囲に粒状単斜輝石の反応縁はない。石基は褐色で脱ガラス化による生成物からなり、最大径 1 mm のスフェルライトが認められる。

25. 3-51 単斜輝石含有斜方輝石かんらん石玄武岩

岩手県雫石町小松倉森南斜面, 39°49'27"N, 140°55'24"E.

小松倉森溶岩。

斑晶は斜長石・かんらん石・斜方輝石及び単斜輝石である。斜長石は最大径 3.5 mm で輝石及びガラス包有物は認められるが塵状包有物はない。かんらん石は最大径 2 mm で、自形であるが融食されている。割れ目に沿ってイデイングサイト化し、また周囲が不透明鉱物化していることもある。粒状輝石の反応縁はない。斜方輝石は最大径 1.8 mm で、単斜輝石の反応縁はない。単斜輝石は最大径 0.8 mm で、単独の結晶として存在することはまれで、斜方輝石と集斑状組織をつくる。石基はピロタキシチック組織を示し、斜長石・単斜輝石・鉄鉱物及びシリカ鉱物よりなる。

26. 4-442 石英含有斜方輝石単斜輝石安山岩

岩手県雫石町熱水輸送トンネル内, 39°48'29"N, 140°54'50"E.

小高倉山北麓の溶岩。

斑晶は斜長石・単斜輝石・斜方輝石及び石英である。斜長石は最大径 3.2 mm で、輝石・鉄鉱物・ガラス及び塵状包有物を多く含む。単斜輝石は最大径 1.7 mm で、微斑晶には sector zoning が多くみられる。斜方輝石は最大径 1.4 mm で粒状単斜輝石の反応縁がある。石英は最大径 2.5 mm で丸味を帯びており、薄いガラスの反応縁がある。斜長石・単斜輝石及び斜方輝石からなる集斑状組織も認められる。石基はピロタキシチック組織を示

し、斜長石・単斜輝石・鉄鋳物及び少量のシリカ鋳物よりなる。

27. 4-715 石英含有単斜輝石斜方輝石安山岩

岩手県雫石町熱水輸送トンネル内, 39°48'27"N, 140°54'32"E.

小高倉山北麓の溶岩。

斑晶は斜長石・単斜輝石・斜方輝石及び石英からなる。斜長石は最大径 3 mm で輝石・鉄鋳物・ガラス及び塵状包有物を含む。単斜輝石は最大径 1.7 mm で、微斑晶には sector zoning が顕著である。斜方輝石は最大径 1.4 mm で、粒状単斜輝石の反応縁がある。石英は最大径 2.0 mm で丸味を帯びており周囲にサリック鋳物の集合体からなる反応縁及びその外側に粒状単斜輝石の反応縁が認められる結晶もある。石基はピロタキシチック組織を示し、斜長石・単斜輝石・鉄鋳物・シリカ鋳物及び一部充填状の緑色変質鋳物よりなる。

28. 4-820 石英含有斜方輝石単斜輝石安山岩

岩手県雫石町熱水輸送トンネル内, 39°48'26"N, 140°54'28"E.

小高倉山北麓の溶岩。

斑晶は斜長石・単斜輝石・斜方輝石及び石英である。斜長石は最大径 2.5 mm で、輝石・鉄鋳物・ガラス及び塵状包有物を含むがその量は少ない。単斜輝石は最大径 1 mm で、微斑晶には sector zoning が認められる。斜方輝石は最大径 1.2 mm で、粒状単斜輝石の反応縁は一部の結晶にのみみられる。石英は最大径 2.2 mm で丸味を帯びている。石基はピロタキシチック組織を示し、斜長石・単斜輝石・鉄鋳物及び充填状緑褐色変質鋳物よりなる。空隙には黒雲母がみられる。

29. 4-900 石英含有斜方輝石単斜輝石安山岩

岩手県雫石町熱水輸送トンネル内, 39°48'27"N, 140°54'23"E.

小高倉山北麓の溶岩。

斑晶は斜長石・単斜輝石・斜方輝石及び石英である。

斜長石は最大径 4 mm で、輝石・鉄鋳物・ガラス及び塵状包有物を含む。単斜輝石は最大径 1.2 mm で、微斑晶には sector zoning がみられる。斜方輝石は最大 2.1 mm で、粒状単斜輝石の反応縁がある。石英は最大径 2.4 mm で丸味を帯びている。斜長石及び単斜輝石の集斑状組織が認められる。石基はピロタキシチック組織を示し、斜長石・単斜輝石・鉄鋳物・シリカ鋳物及び緑褐色変質鋳物よりなる。空隙には黒雲母が認められる。

30. 3-53B 単斜輝石斜方輝石安山岩

岩手県雫石町玄武温泉西方, 39°47'16"N, 140°56'46"E.

小高倉山東麓の溶岩。

斑晶は斜長石・斜方輝石・単斜輝石及び鉄鋳物よりなる。斜長石は最大径 2.5 mm で、輝石・鉄鋳物及びガラス包有物がある。斜方輝石は最大径 1.3 mm, 単斜輝石は同じく 1.8 mm で、斜方輝石の周囲に単斜輝石の反応縁はない。斜長石・斜方輝石・単斜輝石及び鉄鋳物からなる集斑状組織が認められる。石基は細粒の斜長石・単斜輝石・鉄鋳物及びそれらを包有する粒状のサリック鋳物の集合体よりなる。

31. 3-2 単斜輝石含有斜方輝石かんらん石安山岩

岩手県雫石町玄武温泉南, 39°47'04"N, 140°57'00"E.

岩手山南西麓の溶岩。

斑晶は斜長石・かんらん石・斜方輝石及び単斜輝石である。斜長石は最大径 2 mm で輝石及びガラス包有物がある。かんらん石は最大径 1 mm で輝石の反応縁がある。斜方輝石は最大径 2 mm, 単斜輝石は同じく 1 mm で、斜方輝石には単斜輝石の反応縁がある。斜長石・斜方輝石及び単斜輝石からなる集斑状組織が認められる。石基は斜長石・単斜輝石・鉄鋳物・シリカ鋳物及び少量の褐色ガラスよりなる。