三重県粥見地域の中央構造線沿いに分布する 諸岩石の同位体年代

Isotopic ages of rocks along the Median Tectonic Line
in the Kayumi area, Mie Prefecture

高	木	秀	雄 (Hideo Takagi)*
柴	田		賢 (Ken Shibata)**
杉	山	雄	一 (Yuichi Sugiyama)**
内	海		茂 (Shigeru Uchiumi)**
松	本	哲	一 (Akikazu Matsumoto)**

K-Ar, Rb-Sr and fission-track age determinations were carried out on rocks along the Median Tectonic Line (MTL) in the Kayumi area, Mie Prefecture. K-Ar ages on the Ryoke granitic rocks range from 44.1 to 84.3 Ma. Within about 1000 m of MTL, the ages for K-feldspars and biotites decrease toward MTL, probably caused by the hydrothermal alteration associated with cataclasis, whereas the ages for hornblendes increase toward MTL. The cooling rate of the granitic rocks, calculated from K-Ar ages and closure temperatures of minerals, is 31-56°C/Ma.

K-Ar ages for muscovites from pelitic schists in the Sanbagawa belt are 73.6-75.6 Ma; decrease in age is not observed even near MTL. Rb-Sr ages for muscovites from the schists are 72.2-77.5 Ma, nearly the same as the K-Ar ages. These age data are assumed to indicate the time of maximum temperature for the Sanbagawa schists in this area.

Fission track ages for zircons from the Ryoke granitic rocks range from 52.4 to 59.5 Ma, approximating to K-Ar ages of K-feldspars for the same rocks. Fission-track ages for zircons from the Sanbagawa schists are 59.0 and 61.2 Ma, nearly 15 Ma younger than the K-Ar ages of muscovite for the same rocks.

The fine fractions ($<2\mu\text{m}$) separated from MTL fault gouges at the Nishitani River and Kayumi give K-Ar ages of 41.8 and 51.4 Ma, respectively. The former age probably represents the time of hydrothermal alteration following the major fault movement of MTL associated with cataclasis.

I. はじめに

断層の活動性を評価する上で、最も重要な研究テーマの1つとして、断層の活動時期の推定があげられる。特に、地震と密接に関わる活断層の活動の年代を探る方法として、断層内物質を直接測定する方法と、地層や岩石の年代を求めて地質学的前後関係に基づき間接的に求める方法とがある。前者では、ESR法や熱ルミネッセンス法等が用いられているが、試料の抽出や測

定方法自体に少なからず問題点を残しており、それらはまだ発展段階の手法といえよう。後者では、 ^{14}C 法やフィッション・トラック法等が用いられている。一方、K-Ar法やRb-Sr法などの同位体年代測定法は、方法論としては確立されているが、第四紀以降の断層の活動時期を直接決定することは困難である。しかしながら、長い活動史を持つ大断層、並びにその周辺の岩体の構造発達史を編む上で、特に第四系のない基盤岩露出地域の断層の活動時期を推定する直接的方法とし

* 早稲田大学教育学部地学教室
〒169 新宿区西早稲田 1-6-1

** 地質調査所
〒305 茨城県つくば市東 1-1-3

(昭和63年11月30日受付
平成元年2月3日受理)

て、同位体年代測定は大きな威力を発揮する。

断層ガウジの年代を直接測定する試みは、Lyons and Snellenburg (1971) によって初めて行われ、自生の雲母粘土鉱物による断層の年代測定の可能性が指摘された。Kralik *et al.* (1987) は東アルプスの断層ガウジから分離した雲母粘土鉱物の K-Ar, Rb-Sr 年代測定により、断層の主要な活動時期を推定した。一方、Tagami *et al.* (1988) はフィッシュン・トラック (以下 F.T.) 法を用い、領家花崗岩類のジルコンと燐灰石の年代から、領家花崗岩類の熱史、上昇速度、及び中央構造線 (以下 MTL) の活動との関係について論じた。筆者らは MTL に明確な活断層の証拠が見られない基盤岩露出地域として長野県長谷村分杭峠地域 (柴田・高木, 1988) と奈良県吉野地域 (柴田ら, 1988) を選び、領家帯、三波川帯 (一部四万十帯) の岩石と断層ガウジの K-Ar, Rb-Sr および一部 F.T. 年代の測定を行ってきた。これらの研究成果をまとめると、次のような可能性が導かれる。(1) 断層ガウジの形成時に熱水変質に伴って生成したと考えられる雲母粘土鉱物を含む粘土の年代や、岩石の割れ目を充填するカリ長石などの鉱物脈の年代から、熱水が十分に関与する地下レベルにおける最終的な断層活動の時期を推定することが可能である。(2) 異なった鉱物の年代分布を、断層からの距離を横軸に取ってプロットすることにより、測定鉱物や測定方法の違いによる何等かの熱的影響の受け易さの違いを明かにすることができる。(3) 閉鎖温度の異なった鉱物の年代を用いて、断層周辺の岩石の冷却史や上昇 (削剝) 速度を見積ることが可能である。(4) 年代測定により得られた結果と、地質学的情報を組み合わせることにより、各地における断層 (構

造線) およびその周辺の熱史あるいは構造発達史を編むことができる。

今回、上記 2 地域の成果をふまえ、領家帯の地質学的情報の豊かな紀伊半島東部 (Fig. 1) において、MTL 沿いの断層内物質や領家、三波川両帯の岩石の K-Ar, Rb-Sr, 及び F.T. 年代測定を実施したので、その結果を報告し、上に述べた可能性につき吟味し、MTL 沿いにおける従来の研究成果との比較を行う。

なお、本研究は、1986 年から始められた国立機関原子力試験研究「精密年代測定による断層活動性評価の研究」の 4 年計画の一部を構成するものである。

II. 地質概説

今回、地質調査および年代測定試料を採取した地域は、三重県飯南町から飯高町及び美杉村にかけての MTL 沿いの地域である (Fig. 2)。本地域では、MTL はほぼ東西に走っており、それによって北側の領家花崗岩類と南側の三波川変成岩類が境されている。また、庄司谷川の東方の谷 (東又川)、飯南町粥見付近およびその東方の MTL 沿いでは、和泉層群の碎屑岩類が両者に挟まれて幅狭く分布する。

本地域の領家帯の地質および岩石記載については、Yoshizawa *et al.* (1966)、荒木・北村 (1968)、越後・木村 (1973)、伊藤 (1978)、端山ら (1982)、高木 (1985) 等の研究がある。詳細な岩石記載については端山ら (1982)、高木 (1985) を参照されたい。また、年代学的研究としては、F.T. 年代を用いた領家花崗岩類の熱史についての議論が Tagami *et al.* (1988) によってなされている。一方、当地域の岩石の同位体年代については、本調査地域北方の八手俣川-雲出川合流点付近の君ヶ野花崗閃緑岩について、ジルコンの U-Th-Pb 年代 (82, 94, 97 Ma: 石坂, 1969) が報告されているのみで、本調査地域内の各花崗岩類や三波川結晶片岩類についての K-Ar 年代や Rb-Sr 年代は、これまで報告されていない。

本地域の領家帯は、畑井トータル岩、横野花崗閃緑岩などの領家帯古期花崗岩類が広く分布し、下多気 (MTL より 7 km 付近) より北方では、新期花崗岩に所属する美杉トータル岩が分布する (端山ら, 1982)。古期花崗岩類は片麻状構造を有し、その走向方向はほぼ東西である。また、花崗岩体には、東北東に低角度でプランジした軸をもつ波長数 km オーダーの上仁柿アンチフォーム、下仁柿シンフォームが認められる (Fig. 2; 高木, 1985)。古期花崗岩類は多少なりともマイロナイト化の影響が認められ、特に MTL より

Fig. 1. Index map.

Fig. 2. Geologic map (compiled from Takagi, 1985 and Osawa, 1985MS) and locations of dated samples. N.F.: Nyunomata fault; M.F.: Minamata fault; K.A.: Kaminigaki antiform, S.S.: Shimonigaki synform.

600 m~1 km 以内 (領家帯南縁剪断帯) と MTL より 1.5 km~3 km 北方 (領家帯内部剪断帯) では強いマイロナイト化を被っている。一方カタクラサイト化は MTL 沿いの 300 m 以内とそのほかの断層近傍のみで認められる (高木, 1985)。

本地域の主要な構成岩類である畑井トータル岩は、変輝緑岩などの塩基性岩類を密接に伴っており、一部に領家変成岩を挟む。東西方向で岩質の変化が認められ、地域西方ではカリ長石が増し、花崗閃緑岩質である。伊藤 (1978) は、この花崗閃緑岩を荒滝花崗閃緑岩として区分しているが、本論では畑井トータル岩の一岩相として取り扱うことにする。畑井トータル岩体南半部では変質が進んでおり、黒雲母は大部分緑泥石化している。横野花崗閃緑岩は飯南町横野東方の柳田川沿いで広く分布し、眼球状カリ長石を含む優白色・

粗粒な花崗閃緑岩ないし花崗岩である。美杉トータル岩は、c 軸方向に厚く集積した黒雲母が特徴的な粗粒角閃黒雲母トータル岩である。畑井トータル岩分布域には東西性の断層が発達しており、断層沿いの花崗岩類には顕著な変質が認められる。高木 (1985) に記載された断層のうち、特に丹生俣断層、南俣断層は西方への連続性が確認できる (Fig. 2)。

本地域の三波川帯については、越後・木村 (1973) が簡単な記載を行っているほかは、ほとんど研究されていない。本地域の三波川帯は泥質片岩、砂質片岩を主とし、一部に緑色片岩、珪質片岩を挟む。これらの結晶片岩は変成度が弱く、ざくろ石の出現を確認していない。泥質片岩中の白雲母は最大幅 60 μm 程度で、MTL から離れるに従い粒径を減じ、4 km 南方では 10 μm 以下で千枚岩となっている。砂質片岩も砂岩の組

織を良く保存している。肉眼的には点紋組織は認められないが、MTL 近傍の試料の一部に、最大 1 mm 程度の曹長石斑状変晶が鏡下で観察できる。

MTL の露頭は飯南町粥見東方の櫛田川東岸の道路脇 (87-2213) と、西谷川西岸の崖 (87-2210) で認められる。いずれの露頭も、三波川結晶片岩由来の断層ガウジを挟んで、北側は著しく変質、角礫化したマイロナイト (領家花崗岩類)、南側は破碎と風化で固結性を失った泥質ないし砂質片岩からなる。櫛田川東岸の露頭はガウジの幅が 30 cm 前後であるが、典型的な粘土にはなっていない。西谷川の露頭は高木 (1985: 第 4 図) で紹介されており、ガウジの幅は 5 cm 以下であるが、その南側 10 m 付近まで固結性を失った結晶片岩となっている。断層面の姿勢は N70°E, 80°N である。

III. 試料および測定方法

今回採取した年代測定用試料は、領家花崗岩類 (畑井トータル岩、横野花崗閃緑岩、美杉トータル岩)、三波川結晶片岩、MTL の断層ガウジである。試料採取は、畑井トータル岩体中でカリ長石が分離できる程度に含む地域を選んだ。そのため、調査地域西部の飯高町赤桶から美杉村下多気に至る庄司谷川～八手俣川の南北ルートを選び、そのほか深谷川、西谷川、粥見～横野に至る櫛田川沿いで試料を採取した (Fig. 2)。その範囲は、北側の領家花崗岩類については MTL より 10 km 以内、南側の三波川結晶片岩については MTL より 2 km 以内にわたる。各岩石試料の記載は付録を参照されたい。

岩石を粉碎後 60～80, 80～100 メッシュにそろえた試料を調製し、アイソダイナミック・セパレーターと重液を用いて黒雲母・角閃石・カリ長石・白雲母の各鉱物を分離・精製した。断層ガウジについては水鏡により分級し、2 μ m 以下の細粒部分を使用した。K-Ar 年代測定においては、試料を石英-バイレックス製高真空装置内で加熱・溶解し、ガスを精製したのちアルゴンを回収した。アルゴン同位体比の測定は Micromass 6 型質量分析計を用いて静電方式にて行った。カリウムの定量は蛍光光度法によった。K-Ar 年代の測定誤差は 1 σ で示した。

Rb-Sr 年代測定においては、Rb・Sr の定量及び $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 比の測定を VG Micromass 54 型質量分析計を用いて実施した。Rb と Sr の定量は ^{87}Rb と ^{84}Sr スパイクによる同位体希釈法により行った。白雲母の Rb-Sr 年代及び $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 初生値は白雲母-全岩によ

る鉱物アイソクロンから求め、誤差は 1 σ で示した。この研究の期間中における標準試料 E and A SrCO_3 の繰り返し測定の結果は 0.70808 ± 0.00002 (1 σ) であった。

ジルコンの F.T. 年代測定は、(株) 京都フィッシュン・トラックに依頼した。測定方法は grain-by-grain-外部ディテクター法であり、測定条件等は Table 4 に示した。

年代測定に用いた定数は $^{40}\text{Ar}\lambda_s = 4.962 \times 10^{-10}/\text{a}$, $^{40}\text{Ar}\lambda_e = 0.581 \times 10^{-10}/\text{a}$, $^{40}\text{K}/\text{K} = 0.01167$ atom%, $^{87}\text{Rb}\lambda = 1.42 \times 10^{-11}/\text{a}$ である。

IV. 測定結果

1. K-Ar 年代

MTL 沿いの領家帯の花崗岩類 12 個、三波川結晶片岩 4 個及び結晶片岩由来の断層ガウジ 2 個の K-Ar 年代を Table 1 及び Table 2 に示す。また、MTL からの距離と今回測定した同位体年代との関係を Fig. 3 に示す。

領家花崗岩類の K-Ar 年代はカリ長石で 44.1～67.3 Ma, 黒雲母で 60.0～70.1 Ma, 角閃石で 72.9～84.3 Ma の範囲でばらついており、特にカリ長石については MTL に近い試料ほど若い年代を示している。逆に、角閃石の年代は、MTL に近い試料ほど古くなる傾向が認められる。

同一岩石の鉱物年代については、これまでの筆者らの結果 (柴田・高木, 1988; 柴田ら, 1988) と同じく角閃石 > 黒雲母 > カリ長石の傾向が認められる。例えば 87-2301 の花崗閃緑岩は角閃石 72.9 Ma, 黒雲母 70.1 Ma, カリ長石 66.5 Ma である。この試料は MTL より 1800 m 以上離れた位置から採取したもので、MTL の活動の影響をほとんど受けていないので、これらの鉱物年代は畑井トータル岩を代表する K-Ar 年代と見なされる。同様に 87-2303 (D=9500 m) のトータル岩は角閃石 73.2 Ma, 黒雲母 69.0 Ma, カリ長石 66.0 Ma で、これらは美杉トータル岩を代表する K-Ar 年代と考えられる。また、測定数は少ないが、各岩体 (畑井トータル岩、横野花崗閃緑岩、美杉トータル岩) の間で年代の有意な差は認められない。

粥見地域の三波川結晶片岩の白雲母の K-Ar 年代は、73.6～75.6 Ma という結果が得られ、分杭峠地域における年代 (57.8～65.9 Ma: 柴田・高木, 1988) や吉野地域における年代 (62.3～69.4 Ma: 柴田ら, 1988) に比べ、古い値を示している。その原因としては、粥見地域の三波川結晶片岩の場合、その鉱物共生や白雲母

Table 1. K-Ar ages of granitic rocks from the Ryoke belt

Sample No.	D(m)	Rock name	Mineral	K ₂ O (%)	⁴⁰ Ar rad (10 ⁻⁶ mISTP/g)	Atm. ⁴⁰ Ar (%)	Age (Ma)
87-2211	20	Tonalite	K-feldspar	11.01	18.3	16.8	50.8±1.6
87-2201	70	Granite	K-feldspar	13.37	19.2	6.4	44.1±1.3
87-2203	180	Tonalite	Biotite	0.658	1.30	86.2	60.0±8.8
			Hornblende	0.497	1.37	80.0	83.3±8.1
				0.502	1.41	84.1	85.2±10.8
							Av. 84.3±6.8
87-2209	270	Tonalite	K-feldspar	6.63	11.4	21.0	52.3±1.7
			K-feldspar	10.96	17.9	66.2	49.9±2.8
			K-feldspar	11.84	21.6	13.9	55.8±1.7
			K-feldspar	11.84	21.6	13.9	55.8±1.7
87-2306	520	Quartzdiorite	Hornblende	0.687	1.82	40.1	80.0±2.8
84-2808	590	Quartzdiorite	Hornblende	0.935	2.38	50.7	77.3±3.1
87-2204	820	Granite	Biotite	1.29	2.66	53.5	63.0±2.7
			K-feldspar	12.53	27.0	5.9	65.6±2.0
			Biotite	7.93	18.3	10.7	70.1±2.1
			Hornblende	1.35	3.24	40.8	72.9±2.6
87-2301	1820	Granodiorite	K-feldspar	13.06	28.6	5.8	66.5±2.0
			K-feldspar	7.28	16.1	19.4	67.3±2.1
			K-feldspar	7.28	16.1	19.4	67.3±2.1
87-2302	3750	Quartzdiorite	Biotite	3.20	7.14	32.5	67.8±2.3
					7.06	42.6	67.0±2.4
							Av. 67.4±1.7
			Hornblende	0.554	1.36	54.0	74.2±3.2
87-2303	9500	Tonalite**	Biotite	8.36	19.0	9.9	69.0±2.1
			Hornblende	0.793	1.91	39.4	73.2±2.6
			K-feldspar	12.76	27.7	6.3	66.0±2.0

*Yokono granodiorite **Misugi tonalite

Table 2. K-Ar ages of pelitic schists and fault gouges from the Sanbagawa belt

Sample No.	D(m)	Rock name	Mineral	K ₂ O (%)	⁴⁰ Ar rad (10 ⁻⁶ mISTP/g)	Atm. ⁴⁰ Ar (%)	Age (Ma)
87-2213	<0.3	Fault gouge	Clay, <2µm	5.98	10.0	10.2	51.2±1.6
					10.1	14.4	51.5±1.6
							Av. 51.4±1.1
87-2210	5	Fault gouge	Clay, <2µm	6.14	8.48	27.2	42.3±1.4
					8.26	45.7	41.2±1.6
							Av. 41.8±1.1
87-2207	30	Pelitic schist	Muscovite	7.68	19.1	39.2	75.6±2.7
87-2313	150	Pelitic schist	Muscovite	9.33	23.0	27.0	74.8±2.4
87-2310	640	Pelitic schist	Muscovite	5.03	12.4	13.4	74.6±2.3
87-2308	1670	Pelitic schist	Muscovite	6.39	15.5	13.6	73.6±2.3

の粒度からみて他地域よりも変成度が低いので、より早い時期に白雲母の閉鎖温度 (350°C) よりも温度が低下したため年代が古く出たのか、あるいは変成温度が 350°C まで至らなかった場合、碎屑性白雲母の混入の

影響のため、年代が古く出た可能性も考えられる。一方、本地域では MTL より 1670 m の試料から 30 m の試料に至るまで、年代の低下は認められない。このような領家、三波川帯の年代分布パターンは、両帯で測

Fig. 3. Isotopic ages versus distance from MTL.

K, K-feldspar; B, biotite; H, hornblende; M, muscovite; W, whole rock; C, fine fraction of fault gouge. ●, K-Ar ages; ○, Fission-track zircon ages; ◐, Rb-Sr muscovite ages from the Sanbagawa belt.

定している鉱物が異なるものの、分杭峠や吉野地域におけるこれまでの報告（柴田・高木, 1988; 柴田ら, 1988）と大変良く似ている。

三波川結晶片岩に由来する MTL の断層ガウジについては、粥見東方 (87-2213) のガウジの細粒部分 (<2 μm) が 51.4 Ma, 西谷川のガウジの細粒部分が 41.8 Ma という年代を示す。これらの年代は、他の地域の MTL の断層ガウジの年代, 例えば長野県分杭峠地域 (18.5 Ma: 柴田・高木, 1988) に比べかなり古く, 奈良県吉野地域 (36.7 Ma: 柴田ら, 1988) の年代に比

較的に近い。

2. Rb-Sr 年代

三波川結晶片岩の Rb-Sr 測定結果を Table 3 に, また, これらのデータをアイソクロン図 (Fig. 4) に示した。三波川結晶片岩の白雲母-全岩の Rb-Sr 年代は, MTL から 30 m の 2207 が 73.3 ± 3.9 Ma, 150 m の 2313 が 72.2 ± 1.5 Ma, 640 m の 2310 が 84.7 ± 10.8 Ma, 1670 m の 2308 が 77.5 ± 6.5 Ma となり, 同一試料の K-Ar 年代に比べると, MTL より離れている試料はやや古い。ただ, 2310 の年代は誤差が大きいの

Table 3. Rb-Sr analytical data for pelitic schists from the Sanbagawa belt

Sample No.	Material	Rb (ppm)	Sr (ppm)	$^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$	Age (Ma) [Initial ratio]
87-2207	Muscovite	337.0	176.2	5.538	0.71558	73.3 ± 3.9
	Whole rock	70.02	98.79	2.053	0.71195	$[0.7098 \pm 0.0002]$
87-2313	Muscovite	362.0	55.16	19.01	0.72861	72.2 ± 1.5
	Muscovite	367.2	53.67	19.81	0.72944	$[0.7091 \pm 0.0002]$
87-2310	Whole rock	132.6	87.98	4.364	0.71360	
	Muscovite	109.7	175.2	1.813	0.70791	84.7 ± 10.8
87-2308	Whole rock	49.47	180.3	0.7904	0.70668	$[0.7057 \pm 0.0002]$
	Muscovite	241.6	140.7	4.974	0.71422	77.5 ± 6.5
	Whole rock	124.2	127.1	2.830	0.71186	$[0.7087 \pm 0.0004]$

Fig. 4. Rb-Sr muscovite (M) and whole rock (W) isochron plot for pelitic schists from the Sanbagawa belt. Numbers: the last two figures of sample numbers.

の年代との間に有意の差があるとはいえない。白雲母の Rb-Sr 系に関する閉鎖温度 (500°C: Wagner *et al.*, 1977) を考慮に入ると、当地域の変成温度は 500°C よりも明かに低いので、72~78 Ma という Rb-Sr 年代は、当地域の三波川帯の最高温度に達した年代を示すものと考えられる。なお、この年代は、吉野地域の三波川結晶片岩の Rb-Sr 年代 (70~73 Ma: 柴田ら, 1988) に近い。

Fig. 4 に示された 4 つの全岩試料のデータ点を見る

と、1 つの直線上にのらないことがわかる。このことは、変成作用時に、これらの全岩試料の Rb-Sr 系が均質化されなかったことを意味する。また、本地域の三波川結晶片岩は変成度が低いため、碎屑粒子の混入の影響が出た可能性も考えられる。このように、三波川結晶片岩の全岩試料において Rb-Sr アイソクロンが引けないという結果は、吉野地域でも報告されている (柴田ら, 1988)。一方、長野県分杭峠地域においては、全岩によるデータ点がアイソクロンに比較的良好に乗っている (柴田・高木, 1988)。

3. F.T. 年代

MTL より 200 m 以内から採取した領家花崗岩類 5 個と、三波川結晶片岩 2 個から分離したジルコンの F.T. 年代測定結果を Table 4 に示した。花崗岩類の年代は 52.4~59.5 Ma であり、MTL の露頭より採取した試料 (87-2214) が多少若いほかは、大きな違いは見られない。これらの年代値は、同じ試料中のカリ長石の K-Ar 年代値よりやや古い。また、1 試料 (87-2203) のみの結果ではあるが、同じ試料中のカリ長石と黒雲母の年代の中間の年代を示している。これらの年代は Tagami *et al.* (1988) による当地域のジルコンの F.T. 年代 (56~66 Ma) とほぼ一致する。一方、三波川結晶片岩のジルコンの F.T. 年代は MTL より 640 m

Table 4. Fission-track ages of zircons in rocks from the Ryoke and Sanbagawa belts

Sample No.	D (m)	Rock name	N_s	ρ_s ($10^6/\text{cm}^2$)	N_i	ρ_i ($10^6/\text{cm}^2$)	N_d	ρ_d ($10^4/\text{cm}^2$)	n	r	U (ppm)	Age (Ma)
Ryoke belt:												
2214	<0.3	Tonalite*	160	3.86	85	2.05	1109	7.49	4	1.000	219	52.4±7.2
2211	20	Tonalite*	675	3.98	326	1.92	1108	7.49	22	0.918	206	57.5±4.2
2201	70	Granite*	1341	4.34	675	2.18	1106	7.48	30	0.790	234	55.2±3.1
2215	150	Granodiorite*	128	4.34	60	2.03	1111	7.51	6	0.976	217	59.5±9.5
2203	160	Tonalite	1722	4.73	855	2.35	1107	7.48	30	0.885	252	55.9±2.9
Sanbagawa belt:												
2207	30	Pel. sch.	253	2.77	115	1.26	1109	7.50	8	0.902	135	61.2±7.1
2309	640	Psam. sch.	1315	5.48	620	2.59	1110	7.50	26	0.772	277	59.0±3.4

*cataclasite

Dated by Kyoto Fission-Track Ltd.

N_s and ρ_s : total number and density of spontaneous fission tracks

N_i and ρ_i : total number and density of induced fission tracks

N_d and ρ_d : total number and density of induced fission tracks on neutron flux monitor

n: number of grains, r: correlation coefficient between ρ_s and ρ_i

Fission track ages are calculated using the following constants:

Calibration constant: $B=6.23 \times 10^9$

Spontaneous fission decay constant: $\lambda_f=7.03 \times 10^{-17}/\text{a}$

Thermal neutron fission cross section for ^{235}U : $\sigma_f=5.77 \times 10^{-22}\text{cm}^2$

Isotope ratio $^{235}\text{U}/^{238}\text{U}$: $I=7.253 \times 10^{-3}$

γ -value: $\gamma=B \times \sigma_f \times I/\lambda_f=371$

Age= $\gamma(\rho_s/\rho_i)\rho_d$, Error= $\{(1/\sqrt{N_s})^2 + (1/\sqrt{N_i})^2 + (1/\sqrt{N_d})^2\}^{1/2}$

の砂質片岩 (87-2309) が 59.0 Ma, MTL より 30 m の泥質片岩 (87-2207) が 61.2 Ma となり, 白雲母の K-Ar 年代や Rb-Sr 年代よりも 15 Ma 前後若い値が得られた。これらの値は, 領家花崗岩類のジルコンの年代とほぼ等しい。

V. 考 察

1. 領家花崗岩類の若返りと冷却史

MTL からの距離と領家花崗岩類の年代の変化は鉱物によって異なる。カリ長石の K-Ar 年代の低下は MTL より 340 m 以内で顕著に見られるが, 820 m 以上の試料では 66 Ma 前後で一定している。これらの試料のうち, MTL より 70 m 以内の試料 (87-2211, 87-2201) にはカタクラサイト化, マイロナイト化が著しいが, 180 m ~ 340 m の試料には, カタクラサイト化はほとんど見られず, マイロナイト化のみが強いものである。また, 820 m 以上の試料はマイロナイト化も弱い。吉野地域の場合は, カリ長石の年代低下がみられた試料は, かなりカタクラサイト化が進んでいた (柴田ら, 1988) が, 粥見地域の場合は, MTL より 180 m ~ 340 m の試料では年代低下が見られるにも関わらずカタクラサイト化はほとんど進んでいない。しかしながら, これらの試料には, 鉱物を貫く癒合割れ目など, マイロナイト化に引き続く脆性的な変形微小構造が多くみられるので (高木, 1985), そのような脆性領域の変形がカリ長石の年代低下をもたらしただ可能性がある。MTL より 70 m 以内のカタクラサイト化のみみられる試料 (87-2211, 87-2201) については, ジルコンの F.T. 年代がカリ長石の K-Ar 年代よりも 10 Ma 前後占む。このように, カリ長石とジルコンの閉鎖温度が近いにもかかわらず, カリ長石の年代がジルコンの年代に比べかなり若く出る傾向は, 吉野地域のカタクラサイト化のみみられる試料についても報告されている (柴田ら, 1988)。このような不一致年代がカタクラサイト帯特有の現象であるとする, 鉱物の破壊様式の違いとアルゴンの逸散との間に因果関係が存在する可能性もあり, 今後詳しく検討する必要がある。黒雲母は風化・変質によりカリウムの含有量がかなり減っても, K-Ar 年代にはあまり影響を与えないことが知られている (例えば Kulp and Engels, 1963; Evernden and Kistler, 1970)。事実, MTL から 3750 m の試料はカリウム含有量が 3.2% であるにも関わらず, 年代値は 67.4 Ma となり, 緑泥石化のほとんど見られない試料の年代 (69~70 Ma) と大差はない。しかし MTL から 820 m と 180 m の 2 試料は 80~90% が緑

泥石化しているため, 年代の低下の少なくとも一部は変質によるものと考えられる。

以上のように, カリ長石, 黒雲母は MTL に近づくと若返りが認められるが, 角閃石については全く逆で, MTL より 1800 m 以上離れた試料は 73~74 Ma であるのに対し, MTL より 600 m 以内の試料については 77~84 Ma となり, しかも MTL に近いもののほど年代が古く出ている。この傾向の原因については, (1) 畑井トータル岩体内部に貫入時期の異なる岩体が存在することによる, (2) 過剰アルゴンの影響, (3) MTL 近傍の花崗岩体が, MTL よりも離れた岩体よりも早い時期に, K-Ar 系における角閃石の閉鎖温度 (510°C) 以下に冷却したことによる影響, の 3 つの可能性が考えられる。(1) については, MTL から離れている試料 (87-2301, 87-2302) は岩質からみると典型的な畑井トータル岩とはやや異なるが (付録参照), MTL 近傍の試料 (87-2203, 87-2306, 87-2204 など) の間にみられる畑井トータル岩の岩質の変動幅の中に入っており, それらに片麻状構造やマイロナイト化が認められることから, 時代的に差が出てくるとは考えにくい。従って, (1) の可能性は少ないと思われる。(2) にあげた角閃石中の過剰アルゴンの例は, 超塩基性岩や広域変成岩についていくつか報告されている (例えば Roddick and Farrar, 1971; Dallmeyer and Rivers, 1983; Blanckenburg and Villa, 1988)。特に構造線の近傍における岩石については, Dallmeyer and Rivers (1983) がカナダ盾状地の Grenville Front から数 km 以内で角閃石中に過剰アルゴンが含まれることを報告している。この場合は, 約 1000 Ma の Grenville の変成作用の際に, 始生代 Superior 区の岩石からの放射起源アルゴンが角閃石中に取り込まれたため, と解釈された。粥見地域での古い角閃石年代が過剰アルゴンによるものかどうかは, 今回の数少ない年代データからは判断が困難である。しかしカタクラサイト化を伴う断層活動や, その後の熱水変質作用が起こるような状況下では, カリウム含有鉱物から逸脱した放射起源アルゴンが蓄積し, さらに角閃石に取り込まれる可能性は少ないものと考えられる。(3) については, MTL 付近の花崗岩体のみが急冷されたという証拠は無いので, MTL 近辺の幅狭い地帯における花崗岩体の上昇によりもたらされた可能性が高い。もし, それが事実であるとするれば, そのような狭い範囲での上昇は, 外帯側が内帯側に対して相対的に上昇したことによる局所的な引きずりによるのか, あるいは横ずれ運動に伴った局所的な隆起なのか, いずれかの可能性と考えられ, その上昇

が花崗岩の冷却の比較的早い時期から始まっていたことになる。(3)の可能性を吟味するためには、現段階ではデータが不足しており、今後他地域の特にMTL付近の角閃石の年代パターンを検討する必要がある。

ジルコンのF.T.年代については、吉野地域の場合はMTLより550 m以内の3試料についてのみではあるが、MTLに近づくにつれ顕著な年代の低下が見られた(柴田ら, 1988)。粥見地域の場合はMTLより180 m以内の5試料について見る限り、MTLの露頭から採取した2214のみが僅かに若い(52.4 Ma)のを除いて顕著な若返りの傾向は見られない。また、Tagami *et al.* (1988)による粥見地域のMTLより20 kmまでの広範囲にわたるジルコンのF.T.年代を考え併せても、55~66 Maの間でばらつくものの、年代の低下の傾向は認められない。一方、燐灰石のF.T.年代パターンについては、MTLより約10 km以内で年代の低下が知られており、6 km以内では29 Ma前後の値が報告されている(Tagami *et al.*, 1988)。

今回の測定で得られたマイロナイト化の影響の見られない畑井トナール岩2個(87-2301, 87-2302)及び美杉トナール岩(87-2303)中の角閃石、黒雲母、カリ長石の各々のK-Ar年代と、各鉱物のK-Ar系における閉鎖温度(Dodson and McClelland-Brown, 1985)の違いを利用し、花崗岩類の平均冷却速度を求めた(Fig. 5)。なお、Fig. 5には、マイロナイト化した畑井トナール岩(87-2203)の角閃石、黒雲母、カリ長石の各K-Ar年代とジルコンのF.T.年代も併せて示してある。その結果、畑井トナール岩については、87-2301

の3種類の鉱物間の回帰直線の勾配が56°C/Ma、87-2302の角閃石と黒雲母の間の直線の勾配が31°C/Ma、美杉トナール岩(87-2303)については3種類の鉱物間の回帰直線が50°C/Maという平均冷却速度が得られた。これらの結果を中部地方分杭峠地域の花崗岩類の値(27~28°C/Ma: 柴田・高木, 1988)や近畿地方吉野地域の値(23~35°C/Ma: 柴田ら, 1988)と比較すると、87-2302は同様であるが、他の2試料についてはかなり大きい。花崗岩体の冷却は、貫入当初は花崗岩体の周囲に温度勾配が生じ、その位置である程度冷却が進行すると考えられるが、花崗岩体の温度が周囲の温度に近づいた後は、その冷却は地温勾配を切る形、即ち花崗岩体の上昇(削剝)によって進行するであろう。いま、角閃石の閉鎖温度(510°C)以下の冷却が花崗岩体の上昇(削剝)によって進行したと仮定すると、地温勾配を30°C/kmとしたときの510~150°Cの区間の冷却をもたらした平均的な花崗岩体の上昇速度は1.0~1.9 mm/a(=km/Ma)ということになる。この結果は分杭峠地域(柴田・高木, 1988)及び吉野地域(柴田ら, 1988)を併せた結果(0.8~1.2 mm/a)と比べ、やや高いものの、大体一致しているといえよう。これらの値をまとめると、領家帯の花崗岩の平均上昇速度は0.8~1.9 mm/aということになる。この値は山陽帯の花崗岩について得られた黒雲母-カリ長石間の冷却速度より見積った上昇速度(0.7~1.8 mm/a: 中島ら, 1988)とほぼ一致する。一方、Tagami *et al.* (1988)は、粥見、佐久間、伊那の3地域におけるMTLにはほぼ直交するルートで、領家花崗岩類中のジルコンと燐

Fig. 5. Relationship between closure temperatures and K-Ar ages of K-feldspar (Kf), biotite (Bt), hornblende (Hb), and F.T. age of zircon (Zr) on the Ryoke granitic rocks; 2301, 2302: Hatai tonalite, 2303: Misugi tonalite. A straight line represents an average cooling rate for each sample.

灰石の年代を多数測定した。その結果、MTLより十分(5~15 km以上)離れた地域ではジルコンと燐灰石の年代が3地域ではほぼ一致し、その平均値がそれぞれ58 Ma, 54 Maであることから、その年代と閉鎖温度から求めた花崗岩類の冷却速度は約30°C/Ma、地温勾配を30°C/kmとしたときの上昇速度は約1 mm/aとした。この計算に使われたジルコンの閉鎖温度は240°C (Hurford, 1986)であるが、ジルコンのF.T.年代とカリ長石のK-Ar年代の類似性(柴田ら, 1988)から、ジルコンの閉鎖温度について175°C (Harrison *et al.*, 1979)を採用すると、上記の冷却速度は18°C/Ma(上昇速度は0.6 mm/a)となる。これらの値は、K-Ar法で見積った冷却速度(上昇速度)と大体一致する。また、燐灰石の閉鎖温度(105°C: Harrison and McDougall, 1980)よりも低温側の現在までの平均冷却速度は1.7°C/Maとなり、極めてゆっくりとした冷却速度が見積られている(Tagami *et al.*, 1988)。ただし、花崗岩体の低温側(150°C以下)の冷却曲線については不明な点も多く、堆積物からの地質学的情報も併せ、今後さらに吟味する必要がある。

MTL沿いのカタクラサイト化を重複して被る以前の変形であるマイロナイト化は畑井トータル岩に顕著に認められる。その時期は、マイロナイト化につれ緑泥石や緑簾石の量が増加することから緑色片岩相程度の温度まで冷却が進んだ時期、即ち黒雲母の閉鎖温度に達した時期に近いものと思われ、およそ70 Maと推定される。

2. 断層ガウジの年代の意味

MTLの三波川結晶片岩由来の断層ガウジから分離した雲母粘土鉱物のK-Ar年代については、分杭峠地域で約19 Ma(柴田・高木, 1988)、吉野地域では約37 Maと異なった結果が得られている。今回測定を行ったMTLの断層ガウジも、三波川帯の結晶片岩に由来するもので、粥見東方(87-2213)のガウジの細粒部分(<2 μ m)が51.4 Ma、西谷川(87-2210)のガウジの細粒部分(同上)が41.8 Maという年代結果が得られた。87-2213はMTLの断層面そのものから採取した淡黄色を呈するガウジで、その細粒部分は雲母粘土鉱物、カオリナイトと少量の石英からなる。一方、87-2210はMTLの断層面より5 mほどの灰色を呈するガウジで、鉱物組成は87-2213と同様である。87-2213と87-2210のillite crystallinity index (Kübler, 1984)はそれぞれ0.34と0.48、また、2 M型の割合(Maxwell and Hower, 1967)はそれぞれ51%と41%である。Kübler (1984)はdiagenesis (zeolite facies)とanti-

zone (prehnite-pumpellyite facies)との境界のillite crystallinity indexを0.42としている。従って、87-2213は変成領域、87-2210は続成領域に入る。従って、西谷川のガウジの細粒部分(87-2210)は、もともとの結晶片岩中の白雲母が機械的に細粒化したものではなく、むしろその多くの部分が破碎に伴う熱水作用によって生成したものであると考えられる。従って、87-2210の年代41.8 Maは雲母粘土鉱物が生成した年代を表すものと解釈される。一方、粥見東方のガウジの細粒部分(87-2213)は、87-2210と比べ原岩である結晶片岩中の白雲母の破碎物の混入の影響で、年代が古く出たものと思われる。なお、87-2213の年代は、同じMTLの露頭の領家側の断層角礫中のジルコンのF.T.年代(52.4 Ma)とはほぼ等しく、87-2210の年代は、領家帯のカリ長石の年代の最小値(44.1 Ma)に近い。以上の結果より、雲母粘土鉱物を伴う熱水作用を引き起こす原因となった断層活動が約40 Maに起こったことを暗示する。従って、粥見地域では、分杭峠地域のような20 Ma前後の若い雲母粘土鉱物の生成は無く、吉野地域のMTL沿いのガウジより得られた年代(約37 Ma)に近い。このような、中部地方と近畿地方の断層ガウジの年代の大きな違いの原因については、地表付近にまで上昇した時期の違いによるのか、中部地方において赤石裂線の活動がMTLの活動に重複したのか、あるいは何等かの熱的影響によるのか、いずれかの可能性が考えられる。Tagami *et al.* (1988)はMTL付近の領家花崗岩類中の燐灰石のF.T.年代の平均値が、伊那(高遠~分杭峠)、佐久間地域でそれぞれ11 Ma, 17 Maであるのに対し、粥見地域では29 Maと大きく違う結果を報告していることから、中部地方と近畿地方におけるMTL沿いの断層ガウジのK-Ar年代と花崗岩中の燐灰石のF.T.年代を決定づける上で共通な要因があったのかもしれない。この点については今後検討を加えて行きたい。

VI. ま と め

1. 三重県粥見地域のMTL沿いに分布する領家花崗岩類のK-Ar年代は44.1~84.3 Maであり、MTLから約800 m付近までカリ長石と黒雲母の年代の若返りが認められる。この若返りは、マイロナイト化以降の脆性的な変形に伴う熱水変質作用の熱的影響によるものと考えられる。一方、角閃石の年代は、MTLよりおよそ1000 m以内で、MTLに近づくにつれ古くなる傾向が認められる。MTLより200 m以内の領家花崗岩類のジルコンのF.T.年代は52.4~59.5 Maとな

り、同じ試料より得られたカリ長石の K-Ar 年代 (44.1~52.3 Ma) よりやや古い。鉱物の K-Ar 年代と閉鎖温度より求めた 510°C~150°C 間の冷却速度は 31~56°C/Ma であり、地温勾配を 30°C/km とした時の花崗岩体の上昇 (削剝) 速度は 1.0~1.9 mm/a となる。

2. 三波川結晶片岩の白雲母の K-Ar 年代は 73.6~75.6 Ma であり、MTL 近傍で年代が変化する傾向は認められない。結晶片岩の白雲母-全岩の Rb-Sr 年代は 72.2~77.5 Ma となり K-Ar 年代とはほぼ一致する。これらは変成作用の年代を示すものと考えられる。三波川結晶片岩中のジルコンの F.T. 年代は 59.0 Ma, 61.2 Ma で、白雲母の K-Ar 年代や Rb-Sr 年代よりも約 15 Ma 若く、領家帯の F.T. 年代とはほぼ一致する。

3. MTL の断層ガウジの細粒部分 (<2 μ m) の K-Ar 年代は、粥見東方で 51.4 Ma, 西谷川で 41.8 Ma である。これらの年代のうち、西谷川の年代 (41.8 Ma) は雲母粘土鉱物が熱水変質作用によって生成した時期を表わし、そのような熱水変質を伴う断層活動の主要な時期を示すものと考えられる。このような断層ガウジの年代は、奈良県吉野地域の年代 (36.7 Ma) に比較的近いが、長野県分杭峠地域の年代 (18.5 Ma) よりはかなり古い。

謝 辞 本研究を進めるにあたり、檀原 徹氏 (株式会社京都フィッシュ・トラック) には有益な御助言を賜った。また、青山秀喜氏 (地質調査所) には試料調製におけるご協力を賜った。記して深謝の意を表する。

引用文献

- 荒木慶雄・北村治郎 (1968), 紀伊半島中東部の中央構造帯, 三重大教育研究紀要, 38, 63-72.
- Blanckenburg, F.V. and Villa, I.M. (1988), Argon retentivity and argon excess in amphiboles from the garbenschiefs of the Western Tauern Window, Eastern Alps. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 100, 1-11.
- Dallmeyer, R.D. and Rivers, T. (1983), Recognition of extraneous argon components through incremental-release $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ analysis of biotite and hornblende across the Grenvillian metamorphic gradient in southwestern Labrador. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 47, 413-428.
- Dodson, M.H. and McClelland-Brown, E. (1985), Isotopic and paleomagnetic evidence for rates of cooling, uplift and erosion. In *The Chronology of the Geological Record* (Snelling, N.J. Ed.), *Geol. Soc. Mem.*, 10, 315-325.
- 越後格之・木村敏雄 (1973), 中央構造線に沿う破碎岩の小構造解析—紀伊半島東部の粥見付近における例—, 杉山隆二編「中央構造線」, 東海大学出版会, 115-137.
- Evernden, J.F. and Kistler, R.W. (1970), Chronology of emplacement of Mesozoic batholithic complexes in California and western Nevada. *U. S. Geol. Surv., Prof. Pap.*, 623, 42p.
- Harrison, T.M. and McDougall, I. (1980), Investigation of an intrusive contact, northwest Nelson, New Zealand—I. Thermal, chronological and isotopic constraints. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 44, 1985-2003.
- Harrison, T.M., Armstrong, R.L., Naeser, C.W. and Harakal, J.E. (1979), Geochronology and thermal history of the Coast Plutonic Complex, near Prince Rupert, British Columbia. *Can. J. Earth Sci.*, 16, 400-410.
- 端山好和・山田哲雄・伊藤 誠・沓掛俊夫・政岡邦夫・宮川邦彦・望月康年・仲井 豊・田結庄良昭・吉田 勝・河原林育朗・津村善博 (1982), 近畿地方東部の領家帯の地質—特に花崗岩の岩体区分と相互関係—, 地質雑, 88, 451-466.
- Hurford, A.J. (1986), Cooling and uplift patterns in the Lepontine Alps South Central Switzerland and an age of vertical movement on the Insubric fault line. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 92, 413-427.
- 伊藤 誠 (1978), 三重県粥見地域の花崗岩類と圧碎作用. MTL, No. 3, 99-101.
- Kralik, M., Klima, K. and Riedmüller, G. (1987), Dating fault gouges. *Nature*, 327, 315-317.
- Kübler, B. (1984), Les indicateurs des transformations physiques et chimiques dans la diagenèse, température et calorimétrie. In *Thermométrie et barométrie géologiques*. (M. Lagache, director), Vol. 2, Soc. Fr. Mineral. Crystallogr., 489-596.
- Kulp, J.L. and Engels, J. (1963), Discordances in K-Ar and Rb-Sr isotopic ages. In *Radioactive Dating*. Int. Atom. Energy Agency, Vienna, 219-238.
- Lyons, J.B. and Snellenburg, J. (1971), Dating faults. *Bull. Geol. Soc. Amer.*, 87, 1749-1752.
- Maxwell, D.T. and Hower, J. (1967), High-grade diagenesis and low-grade metamorphism of illite in Precambrian Belt series. *Amer. Mineral.*, 52, 843-857.
- 中島 隆・白波瀬雄夫・柴田 賢 (1988), 山陽帯花崗岩類の年代学, 日本地質学会第 95 年学術大会講演要旨, 360.
- 大澤英昭 (1985 MS), 三重県美杉村周辺・領家帯南縁

- の構造地質学的研究—特に圧砕岩類の変形史及び運動像について—, 早稲田大学教育学部卒論.
- Roddick, J.C. and Farrar, E. (1971), High initial argon ratios in hornblendes. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 12, 208-214.
- 柴田 賢・高木秀雄 (1988), 中央構造線沿いの岩石及び断層内物質の同位体年代, 地質雑, 94, 35-50.
- 柴田 賢・杉山雄一・高木秀雄・内海 茂 (1988), 奈良県吉野地域の中央構造線沿いに分布する諸岩石の同位体年代, 地調月報, 39, 759-781.
- Tagami, T., Lal, N., Sorkhabi, R.B. and Nishimura, S. (1988), Fission track thermochronologic analysis of the Ryoke belt and the Median Tectonic Line, Southwest Japan. *J. Geophys. Res.*, 93, No. B11, 13705-13715.
- 高木秀雄 (1985), 紀伊半島東部粥見地域における領家帯の圧砕岩類, 地質雑, 91, 637-651.
- Wagner, G.A., Reimer, G.M. and Jager, E. (1977), Cooling ages derived by apatite fission-track, mica Rb-Sr and K-Ar dating: the uplift and cooling history of the Central Alps. *Mem. Ist. Geol. Min., Univ. Padova*, 30, 27p.
- Yoshizawa, H., Nakajima, W. and Ishizaka, K. (1966), The Ryoke metamorphic zone of the Kinki district, Southwest Japan: Accomplishment of a regional geological map. *Mem. Coll. Sci., Univ. Kyoto*, Ser. B, 32, 437-454.

付録: 岩石記載

同位体年代測定に使われた鉱物を太字で示す。DはMTLからの距離を意味する。岩石名は、マイロナイト化、カタクラサイト化の程度にかかわらず鉱物組成により推定される原岩名を掲げる。鉱物は主成分; 副成分; 二次鉱物の順に列記する。

領家花崗岩類

87-2214

岩石名: トーナル岩

産地: 北出 (D<0.3 m: MTL)

鉱物: 石英, 斜長石; **ジルコン**, 燐灰石; 絹雲母, 鉄鉱物

特徴: 強いマイロナイト化を被り, 岩石全体が細粒化している。カタクラサイト化も進み, 割れ目に沿って酸化鉄の汚濁が見られる。斜長石はポーフィロクラストとして残存しているが, 絹雲母化が著しい。石英は極細粒 (<0.04 mm) のFタイプである。

87-2211

岩石名: トーナル岩

産地: 西谷川 (D=20 m)

鉱物: 石英, 斜長石 >> **カリ長石**; **ジルコン**, 燐灰石; 緑泥石, 絹雲母

特徴: マイロナイト化, カタクラサイト化共に強く, 変質が進んでいる。石英の粒径は0.09 mm以下で, 波動消光が強い。**カリ長石** (<0.8 mm) は斜長石と共にポーフィロクラストとして残存している。有色鉱物はすべて緑泥石化し, 斜長石は絹雲母化が著しい。

87-2201

岩石名: 花崗岩

産地: 荒滝不動 (D=70 m)

鉱物: 石英, **カリ長石**, 斜長石; 褐簾石, **ジルコン**, 燐灰石, 不透明鉱物; 絹雲母, 緑泥石, 石英脈

特徴: マイロナイト化, カタクラサイト化が共に強い。石英は極細粒 (<0.04 mm) のFタイプで, 波動消光も強い。**カリ長石**は比較的粗粒 (<4 mm) なのがポーフィロクラストとして残存しており, その内部には癒合割れ目が発達し, 波動消光も強い。岩石全体に発達する割れ目に沿って, 絹雲母や石英の細脈が生じている。

87-2215

岩石名: 花崗閃緑岩

産地: 北出 (D=150 m)

鉱物: 石英, 斜長石, **カリ長石**; **ジルコン**, ルチル, 燐灰石, 不透明鉱物; 絹雲母, ドロマイト(脈), ぶどう石, 石英(脈)

特徴: マイロナイト化, カタクラサイト化が共に著しく, 変質が進み, 見かけ上はアブライト的である。石英の粒径は0.2 mm以下。**カリ長石**の粒径は0.6 mm以下である。ドロマイトの脈が発達している。

87-2203

岩石名: トーナル岩

産地: 荒滝不動 (D=180 m)

鉱物: 石英, 斜長石, **カリ長石**, **黒雲母**, **ホルンブレン**ド; 褐簾石, **ジルコン**, 燐灰石, スフェン; 緑泥石

特徴: 典型的な畑井トーナル岩で, 中程度にマイロナイト化しているが, カタクラサイト化は認められない。石英は0.4 mm以下。**黒雲母**は8割程度が緑泥石化している。**ホルンブレン**ドは僅かに褐色を帯びた緑色を呈し, 比較的新鮮である。褐簾石の周縁部は緑簾石化している。

87-2209

岩石名: トーナル岩

産地: 深谷川 (D=270 m)

鉱物：石英，斜長石，**カリ長石**(眼球状)；褐簾石；緑泥石

特徴：典型的な畑井トータル岩で，強くマイロナイト化している。石英の粒径は0.3 mm 以下。カリ長石のポーフィロクラストは粗粒(<1 cm 前後)で，眼球状を呈する。黒雲母はすべて緑泥石化している。シアバンドおよび石英の形態ファブリックが発達し，左ずれの剪断のセンスを示している。

87-2206

岩石名：トータル岩

産地：荒滝不動 (D=340 m)

鉱物：石英，斜長石**》カリ長石**，ホルンブレンド；燐灰石，スフェン，褐簾石，緑簾石，ジルコン；緑泥石，絹雲母，ぶどう石

特徴：マイロナイト化が強く，石英の粒径は0.2 mm 以下である。カリ長石ポーフィロクラストは1 mm 以下で，新鮮である。黒雲母はすべて緑泥石化している。ホルンブレンドはごく少量存在し，緑泥石化が進んでいる。シアバンド，石英の形態ファブリックが発達し，左ずれの剪断のセンスを示している。

87-2306

岩石名：石英閃緑岩

産地：粥見 (D=520 m)

鉱物：斜長石，ホルンブレンド，石英；燐灰石，スフェン；絹雲母，緑泥石，炭酸塩鉱物，緑簾石

特徴：弱いマイロナイト化を被っており，カタクラサイト化も僅かに認められ，変質が著しい。石英の粒径は0.5 mm 以下。黒雲母はすべて緑泥石化しているが，ホルンブレンドは比較的新鮮である。割れ目に沿って緑簾石や方解石の脈が発達している。

84-2808

岩石名：石英閃緑岩

産地：西谷川 (D=590 m)

鉱物：斜長石，ホルンブレンド，石英，カリ長石；燐灰石，ジルコン，スフェン；絹雲母，緑泥石，緑簾石，方解石，ぶどう石，カリ長石(脈)

特徴：弱いマイロナイト化を被っているが，カタクラサイト化の影響はほとんど認められない。石英の粒径は0.6 mm 以下。黒雲母(Y=Z:褐色)は緑泥石化が進んでいる。ホルンブレンドは新鮮で，帯褐緑色～帯青緑色の多色性を示す。割れ目に沿って緑簾石や方解石の脈が発達している。

87-2204

岩石名：花崗岩

産地：荒滝不動 (D=820 m)

鉱物：石英，斜長石，**カリ長石**，黒雲母；ジルコン，スフェン，褐簾石，燐灰石；緑泥石

特徴：弱いマイロナイト化が見られるが，カタクラサイト化は認められない。石英の粒径は0.4 mm 以下。カリ長石(<3 mm)は新鮮で，斜長石との粒界の一部でミルメカイトが見られる。斜長石には弱い累帯構造が認められる。黒雲母の9割近くが緑泥石化している。

87-2301

岩石名：花崗閃緑岩

産地：八手俣川上流 (D=1820 m)

鉱物：石英，斜長石**》カリ長石**，黒雲母，ホルンブレンド；ジルコン，燐灰石，褐簾石

特徴：内部剪断帯の試料で弱いマイロナイト化を受けている。石英の粒径は0.3 mm 以下。カリ長石は0.7 mm 以下で，斜長石との粒界でミルメカイトが認められる。黒雲母，角閃石共に新鮮である。角閃石の紡錘形ポーフィロクラスト(fish)が認められる。シアバンドが発達し，右ずれの剪断のセンスを示している。

87-2305

岩石名：花崗閃緑岩(横野花崗閃緑岩)

産地：横野 (D=2060 m)

鉱物：石英，斜長石，**カリ長石**，黒雲母，ジルコン，燐灰石；緑泥石，絹雲母，炭酸塩鉱物(一部ドロマイト)

特徴：弱いマイロナイト化が見られ，石英の粒径は1.7 mm 以下である。カリ長石は粗粒(<1 cm 前後)で，眼球状を呈する。マイクロバースイト組織が認められ，斜長石との粒界部にはミルメカイトが発達している。全体に変質が進んでおり，斜長石は緑泥石，炭酸塩鉱物などで汚濁され，黒雲母はかなり緑泥石化している。

87-2302

岩石名：石英閃緑岩

産地：丹生俣南方，木地屋 (D=3750 m)

鉱物：斜長石，ホルンブレンド，カミングトン閃石，石英，黒雲母；燐灰石，ジルコン，不透明鉱物；緑泥石，スフェン

特徴：畑井トータル岩のやや塩基性の部分に属する。黒雲母はほとんど緑泥石化している。角閃石は中心部：帯緑褐色，周縁部：緑色を呈し，ポイキリ

テキストに斜長石、不透明鉱物などを含む。

87-2303

岩石名: トーナル岩 (美杉トーナル岩)

産地: 下多気 (D=9500 m)

鉱物: 石英, 斜長石 ≫ カリ長石, 黒雲母, ホルンブレンド; スフェン, 燐灰石, ジルコン; 緑泥石

特徴: 美杉トーナル岩の代表的な試料である。黒雲母が粗粒で, c 軸方向に厚く集積しており, 劈開にほぼ直交する方向にキンクバンドが発達している。やや淡い褐色 (Y≒Z) を呈し, 一部緑泥石化している。斜長石は長柱状に近い半自形を呈し, 時折累帯構造が認められる。カリ長石 (<0.5 mm) は, 斜長石の間隙を充填する形で少量存在する。ホルンブレンドは中心部: 帯緑褐色, 周縁部: 緑色を呈する。

三波川結晶片岩類

87-2207

岩石名: 泥質 (珪質) 片岩

産地: 荒滝不動 (D=30 m)

鉱物: 石英, 曹長石, 白雲母, 緑泥石, 炭酸塩鉱物 (菱鉄鉱, 方解石); スフェン, 電気石, 燐灰石, ジルコン, 炭質物

特徴: 泥質部と珪質部が数 mm の縞を構成している。片理面に平行な割れ目に沿って炭酸塩鉱物が生じている。白雲母の幅は 0.04 mm 以下。曹長石斑状変晶は 1 mm 以下である。

87-2313

岩石名: 泥質片岩

産地: 船戸北方 (D=150 m)

鉱物: 石英, 曹長石, 白雲母, 緑泥石, 方解石; 燐灰石, ジルコン, 電気石, 鉄鉱物; 菱鉄鉱

特徴: 最大粒径 1 mm の曹長石斑状変晶が発達し, ヘリサイト構造が認められる。白雲母の幅は 0.06 mm 以下。菱鉄鉱が割れ目に沿って生じている。

87-2309

岩石名: 砂質片岩

産地: 荒滝不動南方 (D=640 m)

鉱物: 石英, 斜長石, 白雲母, 曹長石, ジルコン, スフェン, 褐簾石, 緑簾石, 方解石, 燐灰石, 不透明鉱物

特徴: 白雲母の幅は 0.04 mm 以下。碎屑粒子と考えられる変形した石英や斜長石の残晶が存在する。

87-2310

岩石名: 泥質緑色片岩

産地: 荒滝不動南方 (D=640 m)

鉱物: 石英, 曹長石, 白雲母, 緑泥石, 緑簾石, 方解石, スフェン, 赤鉄鉱, 不透明鉱物

特徴: 主に石英, 曹長石からなる薄層 (珪長質部) と主に緑泥石, 緑簾石からなる薄層 (塩基性部) とが厚さ数 mm の縞をなす。白雲母 (幅 <100 μm) は塩基性部に含まれる。方解石は珪長質部のうち特に曹長石の多い部分に存在する。曹長石斑状変晶は 0.3 mm 以下である。主に緑泥石からなるシアバンドが発達している。

87-2308

岩石名: 泥質片岩

産地: 赤池 (D=1670 m)

鉱物: 石英, 曹長石, 白雲母; スフェン, ジルコン, 褐簾石

特徴: 厚さ 1~2 mm の泥質部と珪質部の薄層が微褶曲しており, 泥質部には顕著なちりめんじわ劈開が発達している。白雲母は幅 0.03 mm 以下である。

87-2210

岩石名: 泥質片岩 (ガウジ化)

産地: 西谷川 (D=5 m)

鉱物: 雲母粘土鉱物 (<2 μm), カオリナイト, 石英

87-2213

岩石名: 断層ガウジ

産地: 北出 (D<0.3 m: MTL)

鉱物: 雲母粘土鉱物 (<2 μm), カオリナイト, 石英