

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

柴田 賢* 杉山雄一** 高木秀雄*** 内海 茂†

SHIBATA, K., SUGIYAMA, Y., TAKAGI, H. and UCHIUMI, S. (1988) Isotopic ages of rocks along the Median Tectonic Line in the Yoshino area, Nara Prefecture. *Bull. Geol. Surv. Japan*, vol. 39 (12), p. 759-781.

Abstract : K-Ar, Rb-Sr and fission-track age determinations were carried out on rocks along the Median Tectonic Line (MTL) in the Yoshino area, Nara Prefecture. K-Ar ages on the Ryoke granitic rocks range from 35.3 to 75.9 Ma. Within about 1000 m of MTL the ages decrease toward MTL, probably caused by the hydrothermal alteration associated with cataclasis. The Takamiyama acidic rocks give a K-Ar age of 12.8 Ma. The cooling rate of the granitic rocks, calculated from K-Ar ages and closure temperatures of minerals, is 23-27°C/Ma.

K-Ar ages for muscovites from pelitic schists in the Sambagawa belt are 62.3-69.4 Ma, whereas K-Ar whole-rock ages for phyllites in the Shimanto belt are 57.1-76.7 Ma ; decrease in age is not observed even near MTL. Rb-Sr ages for muscovites from the schists are 70.4 and 72.5 Ma, which are assumed to indicate the time of metamorphism. The phyllites give a Rb-Sr whole-rock isochron age of 77.1 ± 6.1 Ma, which is interpreted to represent the time of diagenesis or weak metamorphism.

Fission-track ages for zircons from the Ryoke granitic rocks range from 37.0 to 68.2 Ma and decrease toward MTL. Fission-track ages of zircon are generally close to K-Ar ages of K-feldspar for the same rocks. From this fact the closure temperature for zircon is estimated to be lower than 200°C.

The fine fractions ($< 2 \mu\text{m}$) separated from MTL fault gouges at Michaya and Takamiyama give K-Ar ages of 36.7 and 18.3 Ma, respectively. These ages probably represent the time of hydrothermal alteration following the major fault movement of MTL associated with cataclasis.

1. はじめに

断層の活動性を評価する基本的な方法は、地形及び地質調査である。しかし第四系が存在しない地域では、これらの方法を用いての評価が困難な場合が生ずる。このような場合に、断層周辺の岩石や断層内物質の年代を求めることにより、断層の活動性を評価できれば、地形・地質調査を補う手法として役立つことが期待される。

この問題の解明のために、原子力特研「精密年代測定による断層活動性評価の研究」が昭和61年度から4年計画で開始された。この特別研究は、第四系がなく基盤岩石の露出する地域を調査対象として、種々の年代測定法を用いて原岩及び断層内物質の同位体年代を測定することにより、断層の活動性を年代学的に評価する手法の確

立を目標としている。

断層活動に伴う破碎・変形、それに引き続いて起こるであろう破碎帯の熱水作用や風化・変質作用は、岩石・鉱物に種々の影響を与える。岩石・鉱物の年代もこれらの作用により若返りが起こることが多い。最近岩石中の鉱物の同位体年代に関する閉鎖温度の概念が確立されつつあり、種々の鉱物につき、もしくは異なった測定方法による年代を求めることにより、岩石の経た熱史、冷却史を知ることができるようになった。柴田・高木(1988)はこの方法を長野県分杭峠の中央構造線(以下 MTL)周辺の岩石に適用して、断層の活動時期の推定を試みた。

本研究は、上記特研の初年度として、奈良県吉野地域の MTL を調査対象とし、昭和61年10月に地質調査と試料採取を実施した。そして MTL 周辺の岩石・鉱物や断層内物質の同位体年代の測定を行い、MTL の活動史や周辺岩石の冷却史について考察した。

* 首席研究官 ** 環境地質部
*** 早稲田大学 † 地殻化学部

2. 地質

今回地質調査及び年代測定試料を採取した地域は、奈良県吉野町津風呂川流域(三茶屋周辺)より、東吉野村鷺家を経て高見山に至る MTL 周辺の地域である(Fig. 1)。特に三茶屋を中心とし北は大字陀町から南は川上村大滝に至るルート(三茶屋ルート)と、鷺家周辺からその北方文珠に至るルート(鷺家ルート)の2つの南北ルートを中心に試料を採取した。両ルートの岩相変化を Fig. 2 に示す。本地域の領家帯の地質及び岩石記載については、平山・岸本(1957)、YOSHIZAWA *et al.*(1966)、荒木・北村(1968)、吉田・政岡(1973)、梅田(1973)、領家研究グループ(1974)、領家研究グループほか(1977)、吉田ほか(1978)、大平(1982)、政岡(1987)などの研究がある。

領家帯は、第I期花崗岩類として位置づけられている竜門岳石英閃緑岩や高取山アグメロ岩、第II期花崗岩類として位置づけられている三茶屋アグメロ岩、そして第III期花崗岩類として位置づけられている宮奥花崗閃緑岩からなり(以上政岡, 1987による)、MTL 沿いに和泉層群や一部酸性火山岩類(泉南層群)が幅狭く分布する。

竜門岳石英閃緑岩は様々な程度にマイロナイト化している。一方三茶屋アグメロ岩は MTL 沿いに分布しているにもかかわらず、マイロナイト化の影響が弱い。一方、カタクラサイト化の影響は MTL より 500 m-1 km 付近にまで認められ、特に MTL より 500 m 以内ではカタクラサイト帯(Fig. 2)となっており、変質も進んでいる。

鷺家八幡神社そばの河川合流点付近(Plate I-1)では、鹿塩片麻岩(ヘレフリント様岩)が和泉層群の黒色頁岩に侵入しているという記載が坪本(1954)、梅田(1973)らによってなされている。筆者らの観察によると、この地点の侵入岩は花崗岩起源のマイロナイトではなく、変質の著しい石英斑岩の岩脈である。

高見山東方には、花崗斑岩や石英斑岩を主体とする高見山酸性岩類(梅田, 1973; 大平, 1982)が MTL に沿って分布する。当酸性岩類はその西南部が、MTL と推定される断層により切断されているのが確認されている(梅田, 1973)。

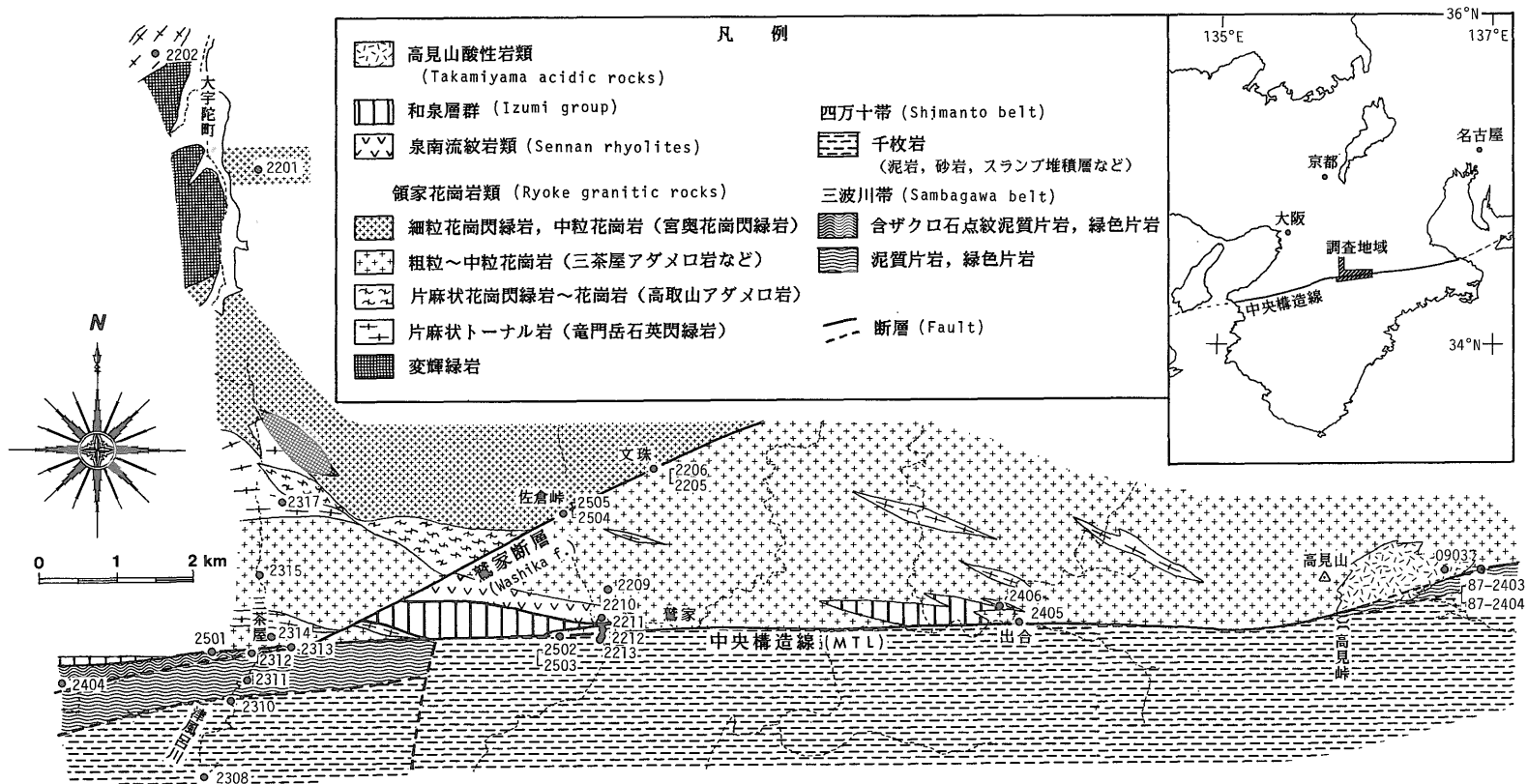
本地域の外帯の地質・岩石記載については、岩橋(1956)、平山・岸本(1957)、関ほか(1964)、竹内・大和大峯研究グループ(1984)、竹内(1986, 1988)などの研究があり、年代については YAMAGUCHI and YANAGI (1970)の研究がある。外帯は、三茶屋付近では MTL より南方 600 m 付近まで結晶片岩が分布し、さらにその南

方は千枚岩が広く分布している。一方、鷺家付近では結晶片岩が欠けており、千枚岩が直接 MTL を境に領家花崗岩類と接している。この地域の千枚岩分布域は従来三波川帯に含まれていたが、近年竹内・大和大峯研究グループ(1984)は、この地域の地層が四万十帯の地層と一連であり、MTL より南方 6-12 km 地点の大滝地域より白亜紀を示す放射虫化石が産出することから、それらが四万十帯に属するとした。また鷺家-高見山地域では四万十帯が直接 MTL に接している地質図を報告している。竹内(1986)も、碎屑性ざくろ石の化学組成の検討から、当地域では MTL 沿いの点紋帯のみを三波川帯としており、その南側の無点紋帯は四万十帯に含めている。筆者らもこれらの研究結果をふまえて、泥質岩の鏡下での観察に基づき、結晶片岩分布地域は三波川帯に、千枚岩分布域は四万十帯に属するものとした。

三波川帯は主に泥質片岩・緑色片岩からなり、泥質片岩に曹長石斑状変晶が認められる。特に三茶屋西方では再結晶が進み、ざくろ石を含むゾーンが MTL 沿いに幅狭く分布している。また、MTL 近傍では曹長石斑状変晶の微小破断など、わずかながらカタクラサイト化の影響が認められる。泥質片岩の各試料における白雲母の幅の最大値(最大幅)は 40-200 μm である。

四万十帯は MTL に近いところでは主に千枚岩、砂岩からなり、その南方ではそのほかスランプ堆積層や緑色岩が分布する。千枚岩の各試料における絹雲母の最大幅は 5-15 μm である。四万十帯と三波川帯の境界は、白雲母の再結晶の程度が狭い範囲で大きく異なっていることから断層と推定されるが、その露頭は確認していない。

本地域の MTL はほぼ東西に走っており、MTL の露頭は鷺家西方の沢の中、三茶屋西方の道路沿い、高見山東方の林道沿いで認められた。鷺家西方の露頭(2502, 2503 地点, Plate I-2)では四万十帯に属すると考えられる破砕された千枚岩とカタクラサイト化した花崗岩が断層面(N74°W 60°N)で接しており、両岩体とも角礫化しているものの断層ガウジは認められない。三茶屋西方の露頭(2501 地点, Plate I-3)は盛土に覆われており、境界そのものを見ることはできないが、MTL 付近では風化・変質により粘土化したと思われる結晶片岩由来のガウジが認められる。一方、高見山東方の露頭(87-2403, 87-2404 地点, Fig. 3)は道路沿いの崖の崩落跡で見いだされたものであり、領家帯に属すると考えられる灰白色の石英質岩と、三波川帯の泥質片岩由来と思われる黒色の断層ガウジ(87-2404)がほぼ東西走向の断層面で接している。この黒色の断層ガウジに伴って幅 20 cm ほどの優白色のガウジ(87-2403)がレンズ状に挟まれている。



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 (柴田 ほか)

Fig. 1 Geologic map (compiled and partly modified from MASAOKA, 1987, YOSHIDA *et al.*, 1978, OHIRA, 1982 and TAKEUCHI *et al.*, 1984) and locations of dated samples.

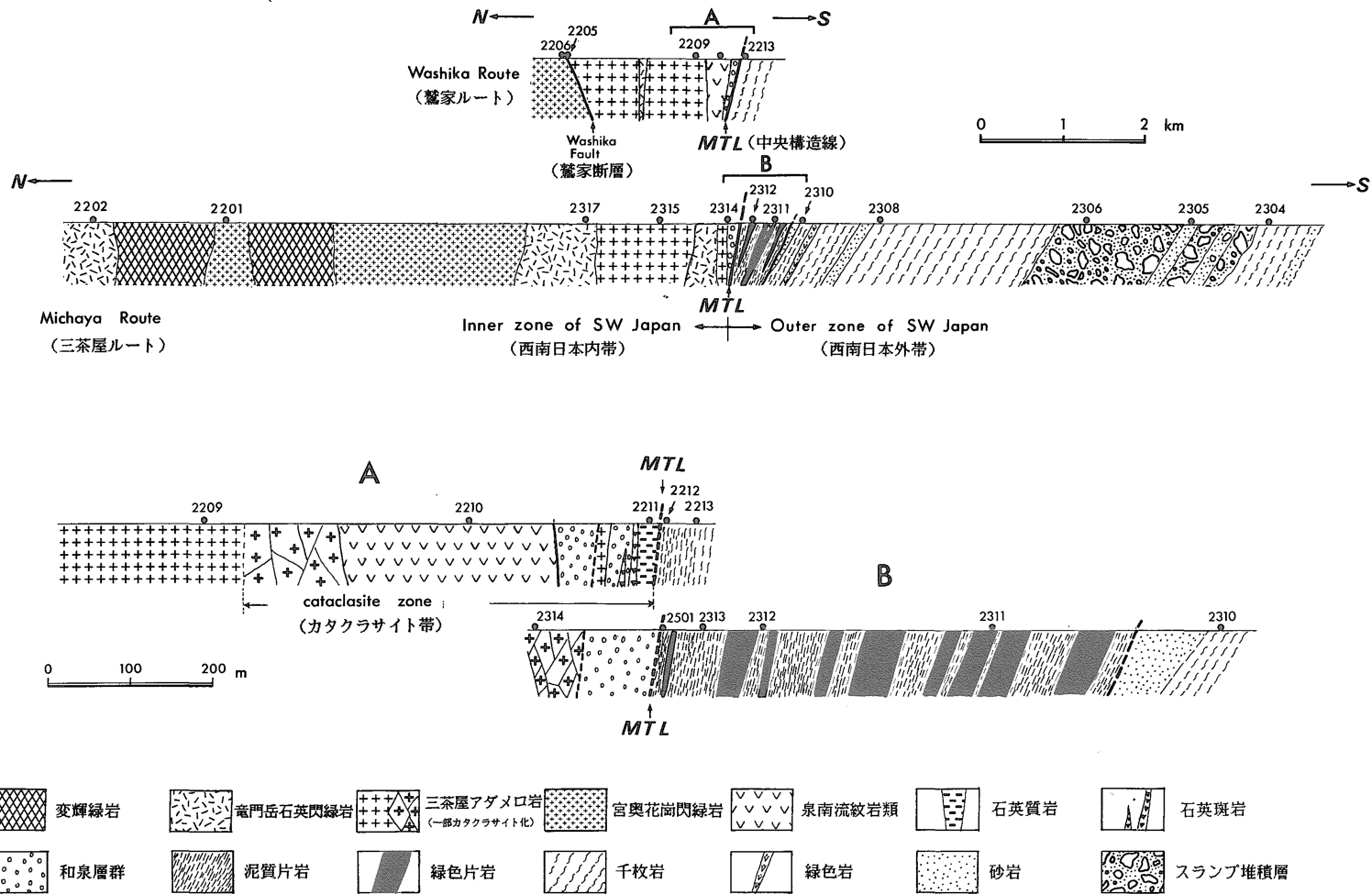


Fig. 2 Lithofacies and sample locations on the Washika and Michaya routes across MTL.

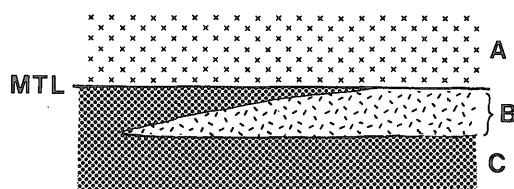


Fig. 3 Occurrence of fault materials along MTL to the east of Mt. Takamiyama. A: cataclastic quartzose rock in the Ryoke belt. B: white fault gouge (87-2403) of unknown origin (-20 cm thick). C: black fault gouge (87-2404) derived from the Sambagawa pelitic schist.

河川系についてみると、平野川-高見川、鷲家川及び小名川は MTL 上で右ずれ状に屈曲しているが、津風呂川以西にはそのような屈曲は認められない (岡田, 1973)。即ち、当地域の MTL が活断層であるという確実な証拠は見あたらない。

三茶屋東方の花崗岩類中には N60° E 方向に鷲家断層 (政岡, 1987) が走っており、鷲家付近で MTL に取れんしている。文珠付近の断層露頭 (2205 地点) での断層面は N56°E 56°S で、幅 2-3 cm の紫色を帯びた灰白色の断層ガウジが存在する。佐倉峠南方 250 m の露頭 (Plate I-4) での断層面は N64°E 78°S で、北側の中粒黒雲母花崗閃緑岩 (2505) と南側の中粒-粗粒花崗岩との境界には、幅 2 cm の緑色を帯びた灰白色の断層ガウジ (2504) が存在する。また、鷲家断層近傍の花崗岩類は断層より数 m の間でカタクラサイト化しており、変質も進んでいる。

3. 試料及び測定方法

同位体年代測定に用いた試料は、MTL を切るほぼ南北の測線に沿って、北側の領家花崗岩類については MTL より約 8 km の範囲、また南側の三波川帯の変成岩類と四万十帯の千枚岩については約 6 km の範囲で試料を採取した。さらに断層ガウジも測定対象試料とした。試料採取地点を Fig. 1 及び Fig. 2 に示した。各岩石試料の記載は付録を参照されたい。

岩石試料については 40-60 メッシュにそろえた全岩試料を調製し、さらにアイソダイナミック・セパレーター及び重液を用いて黒雲母・角閃石・カリ長石・白雲母の各鉱物を岩石から分離・精製した。断層ガウジについては水簸により分級し、2 μm 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作動方式にて行った。カリウムの定量は蛍光光度法による。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 ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr 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 の定量は主として ⁸⁷Rb と ⁸⁴Sr スパイクによる同位体希釈法により行ったが、一部の全岩試料については蛍光 X 線分析法による。白雲母の Rb-Sr 年代は白雲母-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。全岩アイソクロンは YORK (1966) 法により、⁸⁷Rb/⁸⁶Sr 比の測定誤差を 2% (1 σ) (蛍光 X 線の場合は 5%)、⁸⁷Sr/⁸⁶Sr 比のそれを 0.015% (1 σ) と見積って計算し、Rb-Sr 年代及び ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr 初生値の誤差は 2 σ で示した。この研究の期間中における標準試料 E and A SrCO₃ の繰り返し測定の結果は 0.70808 ± 0.00002 (1 σ) であった。

ジルコンのフィッシュン・トラック年代 (以下 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る。

年代測定に用いた定数は ⁴⁰Arλ_β = 4.962 × 10⁻¹⁰/a, ⁴⁰Arλ_ε = 0.581 × 10⁻¹⁰/a, ⁴⁰K/K = 0.01167 atom%, ⁸⁷Rbλ = 1.42 × 10⁻¹¹/a である。文中に引用した年代はすべてこれらの定数で換算した値である。F.T. 年代に関する半減期、測定条件等は Table 5 に示した。

4. 測定結果

4.1 K-Ar 年代

MTL 沿いの領家帯の花崗岩類 12 個、断層ガウジ 2 個、高見山酸性岩類 1 個の K-Ar 年代を Table 1 に、また三波川帯の結晶片岩 3 個と断層ガウジ 3 個、四万十帯の千枚岩 3 個の K-Ar 年代を Table 2 に示した。さらに MTL からの距離と今回測定した同位体年代との関係を Fig. 4 に示した。

領家花崗岩類の K-Ar 年代は 35.3-75.9 Ma と広い範囲にわたるが、大体において MTL に近い試料は若い年代を与える。Fig. 4 に見られるように、年代の低下は黒雲母とカリ長石について MTL から 1000 m 近くまで認められる。これらの試料は多少なりともカタクラサイト化の影響を受けている。これに対して MTL から 1800 m 以上離れた 3 試料については、カタクラサイト化の影響は見られず、年代の低下はなかったものと判断される。ただし、鷲家断層直近の試料 (2206) は MTL から 2000 m 以上離れているが、カリ長石の年代に若返りが認められる。一方、MTL から 20 m の石英質岩 (2211) は原岩は不明であるが、その全岩年代は 78.9 Ma と領家帯の

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

Sample No.	Distance from MTL (m)	Rock	Material	K ₂ O (%)	⁴⁰ Ar rad (10 ⁻⁶ mISTP/g)	Atm. ⁴⁰ Ar (%)	Age (Ma)
2503	<0.3	Quartz porphyry (cataclasite)	Whole rock	1.37	2.83	20.5	63.1±2.0
2211	20	Quartzose rock	Whole rock	0.191	0.496	70.7	78.9±5.2
2405	20	Granite	K-feldspar	5.78	8.04	15.1	42.6±1.5
2314	150	Granodiorite	K-feldspar	14.05	20.6	7.1	45.0±1.4
2406	180	Granodiorite (mylonite)	K-feldspar	10.67	12.3	17.5	35.3±1.1
2210	230	Granite porphyry (cataclasite)	Whole rock	1.54	2.53	33.2	50.1±1.7
2209	550	Granite	Biotite	0.617	1.08	58.3	53.4±4.1
			K-feldspar	12.53	19.9	10.8	48.5±1.5
2315	925	Granite	Biotite	0.463	0.782	64.0	51.6±2.7
			K-feldspar	12.88	17.8	15.9	42.3±1.3
2504	1580	Fault gouge*	Clay, <2μm	3.75	2.81	40.9	23.0±1.0
2317	1890	Tonalite	Biotite	2.47	5.52	35.0	67.9±2.3
			Hornblende	0.849	2.12	49.2	75.9±5.0
			K-feldspar	12.35	27.4	6.7	67.5±2.1
					27.4	26.8	67.5±2.2
							Av. 67.5±1.5
2205	2065	Fault gouge*	Clay, <2μm	3.68	2.35	72.0	19.7±1.4
2206	2075	Granite	K-feldspar	13.09	22.7	5.8	53.0±1.6
2201	6200	Tonalite	Biotite	7.37	16.9	11.1	69.6±2.1
			K-feldspar	4.02	8.34	16.6	63.2±2.0
2202	7780	Tonalite	Biotite	8.74	18.8	41.4	65.5±2.4
			Hornblende	1.03	2.54	41.2	75.3±2.7
					2.41	38.0	71.4±2.5
							Av. 73.4±1.8
0903		Takamiyama acidic rock	K-feldspar	6.28	2.59	28.4	12.8±0.4

* Washika fault

Table 2 K-Ar ages of rocks from the Sambagawa and Shimanto belts.

Sample No. Route	Distance from MTL (m)	Rock	Material	K ₂ O (%)	⁴⁰ Ar rad (10 ⁻⁶ mISTP/g)	Atm. ⁴⁰ Ar (%)	Age (Ma)
Sambagawa belt							
87-2403	<0.3	Fault gouge	Clay, <2μm	2.76	0.796	85.1	8.9±1.2
87-2404	<0.3	Fault gouge	Clay, <2μm	2.59	1.54	66.5	18.3±1.0
2501	3	Fault gouge	Clay, <4μm	3.33, 3.32	3.29	58.4	30.4±1.4
					3.30	60.0	30.5±1.5
							Av. 30.5±1.0
2313	50	Pelitic schist	Clay, <2μm	3.51, 3.49	4.21	42.5	36.7±1.4
			Whole rock	2.50	5.53	39.6	67.3±2.5
			Muscovite	6.15	14.1	11.9	69.4±2.1
2404	220	Pelitic schist	Muscovite	9.67	21.7	14.1	68.4±2.1
2311	400	Pelitic schist	Muscovite	4.67	9.55	22.3	62.3±2.0
Shimanto belt							
2502	<0.3	Phyllite (fault breccia)	Whole rock	2.88	5.39	14.3	57.1±1.8
			Clay, <2μm	5.74	9.46	13.6	50.3±1.6
2212	40	Phyllite	Whole rock	2.85	7.19	17.5	76.6±2.4
			Whole rock	5.59	14.1	15.4	76.5±2.4
2213	100	Phyllite (chert)	Whole rock	0.835	1.91	31.4	69.4±2.3

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 (柴田 ほか)

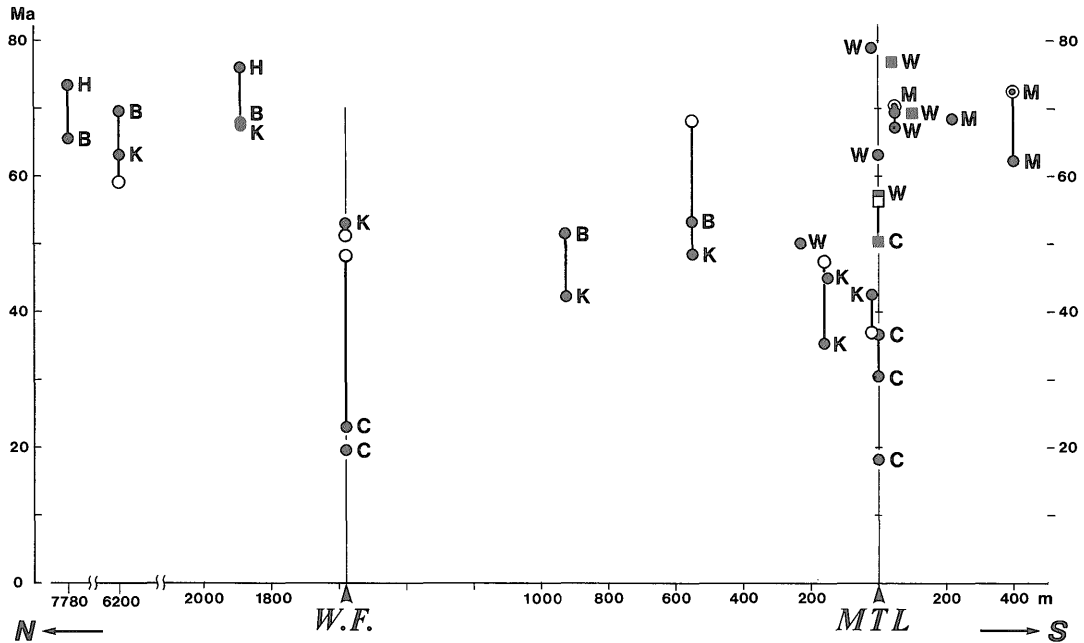


Fig. 4 Isotopic ages versus distance from MTL. K : K-feldspar, B : biotite, M : muscovite, H : hornblende, W : whole rock, C : fine fraction of fault gouge. ● : K-Ar ages from the Ryoke and Sambagawa belts, ○ : Fission-track ages from the Ryoke belt, ◐ : Rb-Sr mineral ages from the Sambagawa belt, ■ : K-Ar ages from the Shimanto belt, □ : Fission-track ages from the Shimanto belt.

Table 3 Mineral assemblage of the fine fractions (<2 μm) of the fault gouges.

Sample No.	Fault	Source rock	Color	Mineral
2205	Washika	Granite	Yellow orange	K, ML, M; Q
2504	Washika	Granite	Light gray	C, K, M, MC, ML; Q, F
2501	MTL	Pelitic schist	Gray	K, MC, M; Q
2502	MTL	Phyllite (fault breccia)	Yellowish gray	MC, K, M; Q
87-2403	MTL	Pelitic schist	Yellow	M, ML, K; Q
87-2404	MTL	Pelitic schist	Gray	MC, K, M; Q

K: kaolinite, ML: mixed layer mineral (mica and smectite), M: montmorillonite;
 C: chlorite, MC: mica clay mineral, Q: quartz, F: feldspar
 Clay minerals are arranged by the intensity of major basal reflections
 (K: 7Å, ML: ~12Å, M: 15Å, C: 7Å, MC: 10Å).

中では最も古い年代を示す。同一岩石の鉱物年代については、角閃石>黒雲母>カリ長石の傾向が認められる。これは、MTLの影響で若返った試料についても同様である。ただし MTL から 1000 m 以内の黒雲母は変質が著しく K₂O含有量は 1%以下である。一方岩体による年代差については、測定例が少ないのではっきりとしたことはいえないが、竜門岳石英閃緑岩と宮奥花崗閃緑岩との間には有意の差は認められない。

鷲家断層の断層ガウジから分離した細粒部分 (<2 μm) の K-Ar 年代は、文珠付近の 2205 が 19.7 Ma, 佐倉峠の 2504 が 23.0 Ma である。Table 3 に年代測定を行った断層ガウジの細粒部分 (<2 μm) の鉱物組合せを示した。2502 はガウジではなく断層角礫であり、その中に含まれる粘土部を抽出した。2205 の粘土鉱物はカオリナイト、混合層鉱物(雲母とスメクタイト)、モンモリロナイトからなるが、2504 は緑泥石、カオリナイト、モ

Table 4 Rb-Sr analytical data for rocks from the Sambagawa and Shimanto belts.

Sample No.	Distance from MTL (m)	Rock	Material	Rb* (ppm)	Sr* (ppm)	$^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$
Sambagawa belt							
2501	3	Fault gouge	Clay, <2 μm	171.7	191.2	2.601	0.70851
2313	50	Pelitic schist	Muscovite	250.9	97.80	7.428	0.71628
			Whole rock	119.5	139.1	2.489	0.71134
2312	70	Pelitic schist	Whole rock	104.8	84.04	3.610	0.71180
2404	220	Pelitic schist	Whole rock	106.5	48.70	6.330	0.71408
2311	400	Pelitic schist	Muscovite	316.8	85.30	10.75	0.71864
			Whole rock	87.82	169.4	1.502	0.70912
Shimanto belt							
2502	0	Phyllite (fault breccia)	Clay, <2 μm	233.7	69.91	9.678	0.71480
2212	40	Phyllite	Whole rock	137.2	65.97	6.023	0.71529
2213	100	Phyllite (chert)	Whole rock	49.2	133	1.07	0.70977
2310	650	Phyllite	Whole rock	124.0	103.4	3.472	0.71272
2308	1600	Phyllite	Whole rock	116	89.0	3.77	0.71319
2306	4050	Phyllite	Whole rock	3.219	75.73	0.1231	0.70908
2305	5420	Phyllite	Whole rock	146.2	62.10	6.816	0.71804
2304	6280	Phyllite	Whole rock	113	83.3	3.93	0.71294

* 4-digit value by isotope dilution, 3-digit value by X-ray fluorescence.

ンモリロナイト, 雲母粘土鉱物, 混合層鉱物という複雑な組合せをなしている。

高見山酸性岩体から採取した花崗斑岩のカリ長石の K-Ar 年代は 12.8 Ma であり, これは瀬戸内火山岩類の年代 13 ± 1 Ma (TATSUMI, 1983), あるいは西南日本外帯花崗岩類の年代 14 ± 1 Ma (柴田, 1978) に近い。この試料は, MTL より約 80 m ほどの至近距離から採取したが, 全く破砕の影響はみられないことから, 12.8 Ma 以後には, 花崗岩体に認められる広範囲のカタクラサイト化を伴うような MTL の活動はなかったものと思われる。

三波川帯の泥質片岩の白雲母年代は 62.3-69.4 Ma である。MTL から 50 m の 2313 についても, 特に年代の低下は認められず, むしろ MTL から 400 m 離れた 2311 の方がやや若い。一方四万十帯の千枚岩の全岩年代は 57.1-76.7 Ma であり, MTL 上の断層角礫 (2502) 及び細粒部分の年代がやや若いことを除けば, MTL 近傍で年代が若くなる傾向は認められない。領家帯の年代パターンとの違いについては, 領家帯では測定対象鉱物が黒雲母 (緑泥石化) とカリ長石であるのに対して, 三波川帯では閉鎖温度の高い白雲母 (350°C) であることが原因かも知れない。

以上のように, 吉野地域における MTL 近傍の領家花崗岩及び三波川結晶片岩の年代パターンは, 長野県分杭

峠付近の MTL 近傍の年代パターン (柴田・高木, 1988) ときわめてよく似ている。

MTL の露頭で採取した三波川結晶片岩由来の断層ガウジについては, 三茶屋 (2501) のガウジの細粒部分 (<2 μm) の年代が 36.7 Ma である。同じ試料のやや粗粒部分 (<4 μm) は 30.5 Ma の年代を示す。この断層ガウジは風化・変質を受けた形跡が露頭で認められる。このことは, その構成鉱物がカオリナイト, 雲母粘土鉱物, モンモリロナイトであることから裏付けられる (Table 3)。高見山の MTL 沿いの断層ガウジ (87-2403 と 87-2404) も同様に MTL の露頭の三波川帯側から採取したものであり, その年代はそれぞれ 8.9 Ma と 18.3 Ma である。87-2403 はモンモリロナイト, 混合層鉱物, カオリナイトからなり, 87-2404 は雲母粘土鉱物, カオリナイト, モンモリロナイトからなり, 特に 87-2403 は風化・変質の影響をかなり受けていると思われる。これらの細粒部分の K_2O 含有量は比較的低い, カリウムは主に雲母粘土鉱物あるいは混合層鉱物に含まれているものと考えられる。

4.2 Rb-Sr 年代

三波川帯及び四万十帯の岩石の Rb-Sr 測定結果を Table 4 に示す。またこれらのデータをアイソクロン図 (Fig. 5, Fig. 6) に示した。三波川泥質片岩の白雲母の Rb-Sr 年代は, MTL から 50 m の 2313 が 70.4 ± 3.1 Ma,

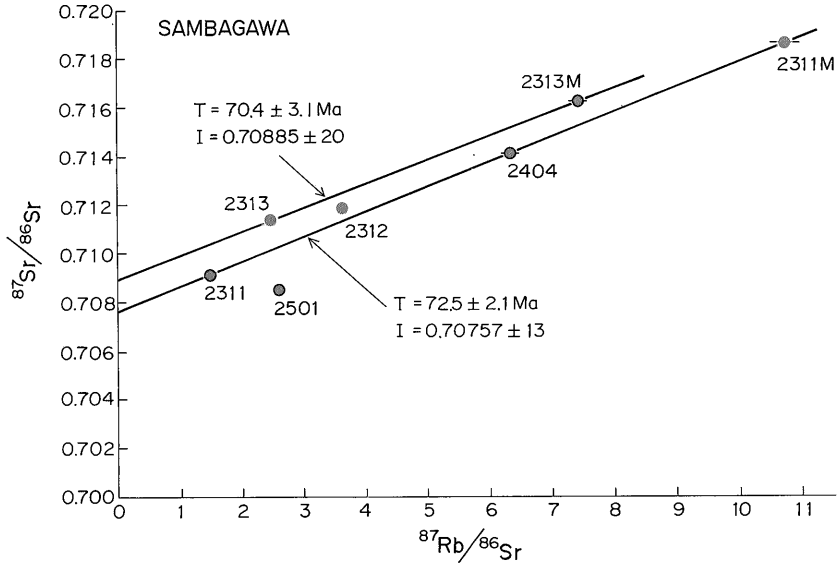


Fig. 5 Rb-Sr muscovite (M) and whole rock isochron plot for pelitic schists from the Sambagawa belt.

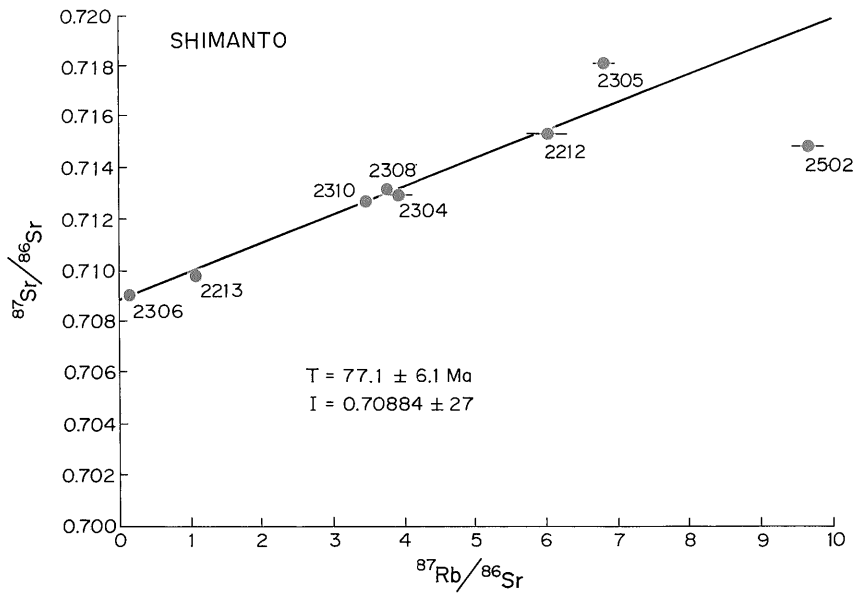


Fig. 6 Rb-Sr whole rock isochron plot for phyllites from the Shimanto belt.

400 m の 2311 が $72.5 \pm 2.5 \text{ Ma}$ であり (Fig. 5), K-Ar 年代と同様に MTL の近くで年代が著しく若くなる傾向は認められない。2313 については Rb-Sr 年代と K-Ar 年代が一致する。2311 については K-Ar 年代が約 10 Ma 若い³⁾、その原因は不明である。白雲母の Rb-Sr 系に關

する閉鎖温度は約 500°C (WAGNER *et al.*, 1977) と見積られている。一方、本地域の三波川結晶片岩の変成温度は、 500°C よりは明らかに低い。従って今回求められた $70-73 \text{ Ma}$ という Rb-Sr 年代は、三波川変成岩の上昇・冷却の年代ではなく、変成作用そのものの年代を示すと考

Table 5 Fission-track ages of zircons in rocks from the Ryoke and Shimanto belts.

Sample No.	Distance from MTL(m)	Rock	N_s	ρ_s ($10^6/cm^2$)	N_i	ρ_i ($10^6/cm^2$)	N_d	ρ_d ($10^4/cm^2$)	n	r	U (ppm)	Age (Ma)
Ryoke belt												
2405	20	Granite	706	3.83	487	2.64	1019	6.88	30	0.801	309	37.0±2.5
2406	180	Granodiorite	1583	3.47	853	1.87	1023	6.90	30	0.835	218	47.6±2.5
2209	550	Granite	2052	8.93	766	3.33	1015	6.85	30	0.840	390	68.2±3.6
2505	1580	Granodiorite	457	4.77	265	2.76	1117	7.54	21	0.838	294	48.3±4.0
2206	2075	Granite	1279	5.69	653	2.90	1031	6.96	27	0.750	335	50.7±2.9
2201	6200	Tonalite	1436	4.39	625	1.91	1027	6.93	30	0.780	221	59.2±3.4
Shimanto belt												
2502	<0.3	Phyllite	715	4.31	356	21.46	1117	7.55	30	0.854	228	56.4±4.0

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: $\lambda_f=7.03 \times 10^{-17}/a$

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

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

ξ -value: $\xi=B \times \sigma_f \times I / \lambda_f=371$

Age = $\xi \cdot (\rho_s / \rho_i) \cdot \rho_d$

Error = $\{(1/\sqrt{N_s})^2 + (1/\sqrt{N_i})^2 + (1/\sqrt{N_d})^2\}^{1/2}$

えられる。

Fig. 5 にはその他の全岩2試料(2312, 2404)及び断層ガウジ(2501)のデータ点もプロットしたが、全岩試料4点は一つの直線上にはおられない。このことは変成作用時にこれらの全岩試料の Rb-Sr 系が完全には均質化されなかったことを意味する。一方断層ガウジは全岩、鉱物のデータ点よりもかなりはずれたところにプロットされ、原岩は三波川結晶片岩でありながら、後の時代の地質事変により Rb-Sr 系が著しい影響を受けたことを示す。おそらく、ガウジ化に伴い放射起源の ^{87}Sr が除かれたために、原岩より下方にずれたと考えられる。

四万十帯の千枚岩の Rb-Sr データは Fig. 6 にプロットした。2305及び2502を除き6点により 77.1 ± 6.1 Ma というアイソクロン年代と 0.70880 ± 0.00027 という $^{87}Sr/^{86}Sr$ 初生値が得られた。これらの試料は MTL から 40 m-6280 m と広い範囲からのものであるが、それらが有意のアイソクロン (MSWD=2.47) を形成するという事は、きわめて重要なことである。すなわち、アイソクロン年代が示す時期に堆積物中の Sr 同位体の均質化が広範囲にわたって達成されたことを物語っている。また、77.1 Ma という年代は、美濃帯の珪質頁岩やチャートの場合 (SHIBATA and MIZUTANI, 1980, 1982) と同様に四万十帯の堆積物について化学的続成作用が終

了した時期か、あるいはそれに引き続く弱変成作用の時期を表すものと解釈される。続成作用の期間が美濃帯の場合と同様に約 20 Ma であったとすると、堆積年代は約 100 Ma ないしそれ以前ということになる。調査地域南方の吉野地域の四万十帯は伯母峰層群 (志井田, 1962) と呼ばれており、大和峯研究グループ (1981) により後期白亜紀型放射虫化石が発見されている。従って、Rb-Sr 全岩年代から推定される堆積年代はこの生層序学的事実と矛盾しない。なお、YAMAGUCHI and YANAGI (1970) は吉野町長崎産の結晶片岩 (本研究では四万十帯に属する) の絹雲母で 72 ± 5 Ma という Rb-Sr 年代を報告している。

試料 2305 は 77.1 Ma というアイソクロンからはずれ上方にプロットされる (Fig. 6)。この試料は他の試料と異なり白雲母の量比が極めて高く、碎屑性と思われる粗粒な白雲母も多く含まれるので、それがアイソクロンから上方にはずれる原因と考えられる。一方 MTL 上の断層角礫 (2502) から分離した細粒部分はアイソクロンの下方にプロットされる。 $^{87}Sr/^{86}Sr$ 初生値を 0.708 と仮定すると、2502 のモデル年代は 49 Ma となり、K-Ar 年代 50.3 Ma にほぼ等しい。いずれにせよ MTL の活動による角礫化に伴い、放射起源の ^{40}Ar や ^{87}Sr が逸脱したものと判断される。

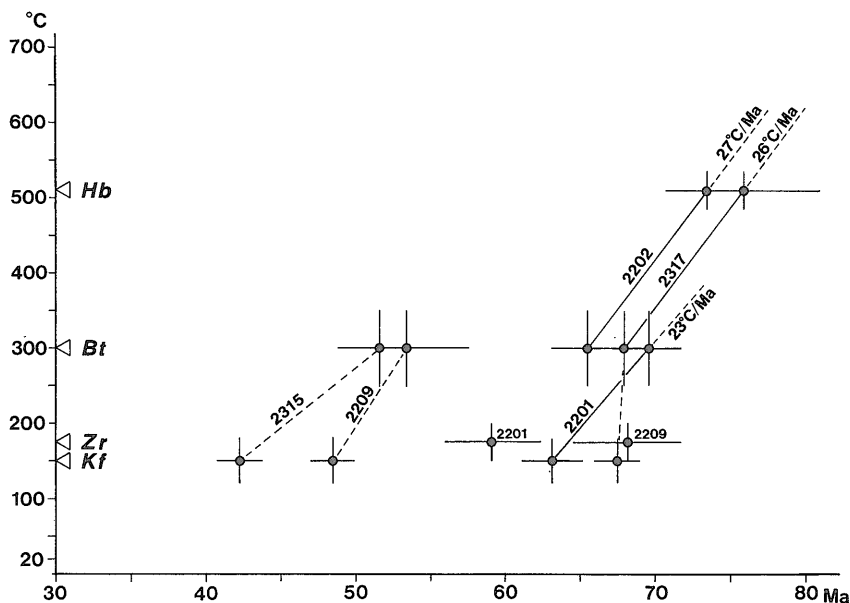


Fig. 7 Relationship between closure temperatures and K-Ar ages of K-feldspar (Kf), biotite (Bt), hornblende (Hb), and F. T. age of zircon (Zr) on the Ryoke granitic rocks. A straight line represents an average cooling rate for each sample.

4.3 F.T. 年代

領家花崗岩類 6 個と四万十帯千枚岩 1 個から分離したジルコンの F.T. 年代測定結果を Table 5 に示した。花崗岩類の年代は 37.0-68.2 Ma であり、MTL 近傍の試料の年代が若い (Fig. 4)。特に MTL から 20 m の試料 (2405) の年代 37.0 Ma は断層ガウジ (2501) の 36.7 Ma にほぼ等しい。また鷲家断層付近の試料 (2504, 2206) もやや若い。一方 MTL から 550 m の 2209 は、MTL の影響により黒雲母やカリ長石の K-Ar 年代の若返りが認められるが、ジルコンの F.T. 年代は 68.2 Ma と最も古い値をもつ。また MTL から 180 m の 2406 も F.T. 年代の方が古い。これらの 2 試料を除くと、ジルコンの F.T. 年代はカリ長石の K-Ar 年代に比較的近いといえる (Fig. 4)。この事実はジルコンの閉鎖温度を推定する上で重要である。カリ長石の K-Ar 系における閉鎖温度は $150 \pm 30^\circ\text{C}$ と見積られており (HARRISON and McDougall, 1980)、一方ジルコンの F.T. 年代についての閉鎖温度は $175 \pm 25^\circ\text{C}$ (HARRISON *et al.*, 1979) あるいは $200 \pm 30^\circ\text{C}$ (NISHIMURA and MOGI, 1986) と見積られている。カリ長石の閉鎖温度の方がより正確であれば、今回得られたジルコンの年代結果から、ジルコンの閉鎖温度は低い値、すなわち 175°C に近いといえる。

四万十帯千枚岩 (2502) のジルコンの年代は 56.4 Ma

である。この年代は同じ岩石の K-Ar 全岩年代 57.1 Ma にほぼ等しい。

5. 考 察

5.1 領家花崗岩類の若返りと変形・冷却史

領家花崗岩類の K-Ar 年代の低下は黒雲母とカリ長石について MTL から 1000 m 近くまで認められ、鷲家断層沿いの試料についても若返りが認められた (Fig. 4)。これらの試料は多少なりともカタクラサイト化の影響を受けていることから、これらの年代の若返りはカタクラサイト化に関係があることは疑い無い。黒雲母の若返りは、緑泥石化が進んでいること (K_2O が 1%未満) から、カタクラサイト化により促進された変質による影響が考えられる。カリ長石については、鏡下ではほとんど二次鉱物がみられず、比較的透明なマイクロクリンであることから、単なる変質による若返りとは考えにくい。さらに、年代の若返りは MTL に近い試料ほど著しく、MTL 直近ではカリ長石、ジルコンが共に断層ガウジの細粒部分とほぼ同じ年代を示す。これらのことから、若返りはカタクラサイト化により促進された熱水作用に伴う熱的影響によるものと判断される。MTL 近傍における温度は、鉱物の閉鎖温度からみて 200°C 以上に達したものと推定される。

MTL から少し離れた2試料について、ジルコンの F. T. 年代がカリ長石の K-Ar 年代よりも古くなる原因として、特殊な温度条件、カタクラサイト化の影響の違い、などがあげられる。もし温度がジルコンの閉鎖温度近くまで上昇すれば、カリ長石の K-Ar 年代は若がるであろう。カタクラサイト化の影響に関しては、2406(MTL から 180 m) のカリ長石には割れ目が発達しているが、自形性のよいジルコンはそのまま残っているのが観察される。しかし、この事実が年代の不一致をもたらす原因であるかどうかは今のところわからない。今後同じような条件における年代データが蓄積されれば、この不一致がカタクラサイト帯特有の現象かどうかが判明するであろう。

今回測定した竜門岳石英閃緑岩の角閃石、黒雲母、カリ長石(2317)及び角閃石、黒雲母(2202)と、宮奥花崗閃緑岩(2201)の黒雲母、カリ長石のそれぞれの 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. 7)。なお、Fig. 7には、参考のためジルコンの F. T. 年代における閉鎖温度(175°C)についても示し、また、MTL より 1 km 以内で採取した三茶屋アグメロ岩(2209, 2315)についてもプロットしてある。その結果、竜門岳トータル岩は、2317について角閃石と黒雲母のプロット間の直線の勾配が 26°C/Ma (3種類の鉱物のプロット間の回帰直線の勾配は 35°C/Ma)、2202 は 2種類の鉱物のプロット間の直線の勾配が 27°C/Ma、また宮奥花崗閃緑岩(2201)は同じく 23°C/Ma という結果を得た。この結果は、中部地方の非持トータル岩と勝間石英閃緑岩の平均冷却速度(27-28°C/Ma : 柴田・高木, 1988) とほぼ一致する。これらの冷却が岩体の上昇(削剝)によって進行したと仮定すると、地温勾配を 30°C/km とした時の花崗岩体の上昇(削剝)速度は 0.8-0.9 mm/a ということになる。

紀伊半島西部の和泉層群中には花崗岩の礫は少なく、泉南酸性岩類由来と思われる火山岩礫が多く含まれる(近畿西部 MTL 研究グループ, 1981; 市原ほか, 1986)。従って、領家帯の花崗岩類が削剝レベルに達したのは白亜紀末期の和泉層群堆積以後であったと想定される。一方上記の平均冷却速度を削剝レベル(20°C)まで適用すると地表に達したのが 55-57 Ma ということになるが、カリ長石の閉鎖温度以下になってから冷却速度が緩やかになり、地表に達した年代がそれよりも新しい可能性も残されている。上に述べた平均冷却速度を遡り、花崗岩の固結温度(約 700°C)に外挿したときの時期はおよそ 85 Ma ということになる。

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、特に竜門岳石英閃緑岩に顕著に認められるが、その時期について直接的な証拠は得ていない。もし本地域のマイロナイトが長野県平杖地域(柴田・高木, 1988)と一連の時期に形成されたとすると、その時期は 70 Ma 前後と予想される。

5.2 断層ガウジの年代の意味

断層ガウジの細粒部分(2 μm 以下)は、断層活動に伴う直接の産物ではなくて、むしろ岩石が破碎、細粒化した部分における風化・変質作用、あるいは熱水作用によって生じた粘土鉱物を主とすると考えられる。従って、断層ガウジ中の粘土鉱物の研究により、断層の性質の少なくとも一端を解明することができるものと期待される。歌田・恒石(1980)は岐阜県下の活断層系の“断層粘土”の鉱物学的検討により、粘土の生成時期の推定を行った。一方、断層ガウジを直接年代測定する試みは、LYONS and SNELLENBURG(1971)によって初めて行われ、自生の雲母粘土鉱物(イライト*)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。また、雲母粘土鉱物の鉱物学的、年代学的研究が最近になって急速に進み、特に 2 μm 以下の細粒部分に関する情報が蓄積されつつある(例えば、BONHOMME *et al.*, 1983; HUNZIKER *et al.*, 1986)。中でも重要な点は、雲母粘土鉱物はたとえ細粒であっても、信頼性の高い年代が得られることが明らかにされたことである。例えば、HUNZIKER *et al.*(1986)は雲母粘土鉱物の閉鎖温度を 260 ± 30°C と報告している。

今年年代測定を試みた断層ガウジは、Table 3 に示したように MTL と鷲家断層からのものである。MTL のガウジは三波川結晶片岩由来であり、細粒部分(< 2 μm)の粘土鉱物は雲母粘土鉱物を主とする予想されたが、87-2403には雲母粘土鉱物が含まれていなかった。雲母粘土鉱物を主とするガウジ、すなわち 2501 と 87-2404 についての KÜBLER(1984)による illite crystallinity index は 0.45 と 0.70、また MAXWELL and HOWER(1967)による 2M 型の割合は 57% と 27% である。KÜBLER(1984)は diagenesis (zeolite facies) と antizone (prehnite-pumpellyite facies) との境界の illite crystallinity index を 0.42 としている。従ってこれら 2 つの雲母粘土鉱物は続成作用の領域に入る。一方、三波

* イライトは堆積岩中の雲母粘土鉱物という考え方もあるので、本論文では総称として雲母粘土鉱物を使用した。

川結晶片岩の白雲母 (2404) の index は 0.20 で Epizone, 即ち当然のことではあるが変成作用の領域に入る。これによりガウジの雲母粘土鉱物は結晶片岩の白雲母が細粒化したものでないことは明らかである。おそらく、これらの雲母粘土鉱物は風化によって生じたものではなく、地下における熱水作用によって生じたものであろう。従ってこれらのガウジの細粒部分 (<2 μm) の K-Ar 年代は、雲母粘土鉱物が生成した年代を表すものと解釈される。ただし、得られた年代は 2501 が 30.5 Ma と 36.7 Ma, 87-2404 が 18.3 Ma と大きな違いがある。

吉野地域の MTL 近傍における領家帯岩石の年代は、Fig. 4 にみられるように、MTL から約 200 m までのカリ長石の K-Ar 年代とジルコンの F.T. 年代が 35-48 Ma と若返っており、その最小年代は三茶屋の MTL における断層ガウジ 2501 の年代 31-37 Ma にほぼ等しい。このことは、雲母粘土鉱物生成を伴う熱水作用を引き起こす原因となった MTL の断層活動が、約 35 Ma に起こったことを暗示する。

高見山の MTL 露頭における断層ガウジ (87-2404) は 18.3 Ma と若い。この試料の K_2O 含有量が 2.59% と低いのは、カオリナイトが雲母粘土鉱物とほぼ同量含まれていることによる。ただし、18.3 Ma という年代は雲母粘土鉱物の年代を代表していると考えてよいであろう。従って、高見山地域においては、熱水作用を伴った MTL の断層活動が 35 Ma 以後の若い時代に起こった可能性が考えられる。ただし、高見山地区では 12.8 Ma という年代を示す高見山酸性岩類が MTL 沿いに貫入しており、その熱的影響による部分的な若返りも考慮しなければならないので、18.3 Ma という年代を直接断層活動に結びつけるのは難しい。なお、この年代は、長野県杭峠地域の MTL の断層ガウジの年代 18.9 Ma (柴田・高木, 1988) にほぼ等しい。

高見山のもう 1 つの断層ガウジ 87-2403 の 8.9 Ma という年代については、解釈が困難である。この試料中のカリウムを含む粘土鉱物は主に混合層鉱物である。この場合、雲母粘土鉱物が鉱物学的に安定なことから、風化・変質により雲母粘土鉱物が混合層鉱物に変化したとは考えにくい。また 87-2403 は、87-2404 の黒色ガウジ中に挟在しているので、両者に生成環境の違いがあったとは考えにくい。従って粘土鉱物組成の違いは原岩の違いを反映していると考えられる。87-2403 採取地点より西方では高見山酸性岩類が三波川結晶片岩と接しているので、87-2403 は高見山酸性岩類ないしその分枝脈を原岩とするガウジであるのかもしれない。そうであれば、8.9 Ma という年代は原岩の年代 12.8 Ma より若いので、矛盾は

無い。

混合層鉱物については、低温での Ar の逸脱が起こり易く、100°C で約 50% が失われるというデータがある (HUNZIKER, 1986)。いずれにせよ混合層鉱物の K-Ar 年代は雲母粘土鉱物に比べて信頼性が低いことは明らかであるので、87-2403 の 8.9 Ma という年代を、何らかの地質事変の時期に結び付けるのは難しい。

鷲家断層の 2 つのガウジ (2205 と 2504) の年代は 19.7 Ma と 23.0 Ma である。2 つとも三波川結晶片岩由来のガウジと異なる粘土鉱物組成をもち、含カリウム鉱物は 2205 では混合層鉱物、2504 では混合層鉱物と雲母粘土鉱物である。従ってこれらの年代についても、地質事変と関係づけることは難しい。

以上のように、断層ガウジの細粒部分は原岩、生成条件等の違いを反映して、種々の粘土鉱物組成を示す。雲母粘土鉱物を主とするガウジについては、鉱物の安定性を考えれば年代値の意味づけが一応はできる。しかし、ポリタイプと年代との関係等まだ不明な点が多く残されている。断層ガウジによる断層活動性の評価のためには、粘土鉱物の形態や表面構造の観察を含むより詳しい鉱物学的な検討が必要である。

5.3 地 史

これまで述べてきた各年代値及びその解釈に基づき、吉野地域の領家帯、三波川帯及び四万十帯の地史をまとめると、Fig. 8 のようになる。ここでは、今回の年代測定結果と、MTL の発達史との対応につき若干触れてみたい。

MTL の活動の最初のステージは、領家帯内部に生じたと考えられている (HARA *et al.*, 1980; TAKAGI, 1986)。即ち、領家花崗岩類の固結 (80-90 Ma 頃) に引き続き左横ずれの剪断帯が発生、マイロナイト化が進行した (70 Ma 頃)。但し、竜門岳石英閃緑岩に代表されるような古期花崗岩類自身に発達する片麻状構造は、マイロナイト化に先だって広域に剪断作用が働いていたことを示唆する。

一方三波川変成作用の時期は、70-73 Ma で、領家花崗岩類が黒雲母の閉鎖温度 (300°C) 程度に冷却した時期、もしくはマイロナイト化の時期と一致する。

次に領家帯と三波川帯の上昇時期について述べてみたい。領家帯については、花崗岩の貫入以後、50 Ma ないしそれ以後まで比較的ゆっくりと上昇し、それに伴って Fig. 7 に示されたように徐々に岩体が冷却されたと推定される。一方三波川帯については、三波川変成岩類の構造的上位にあった“古領家帯”の岩石が、三波川帯の上昇によって剝離され失われたという考え方 (市川, 1970 ;

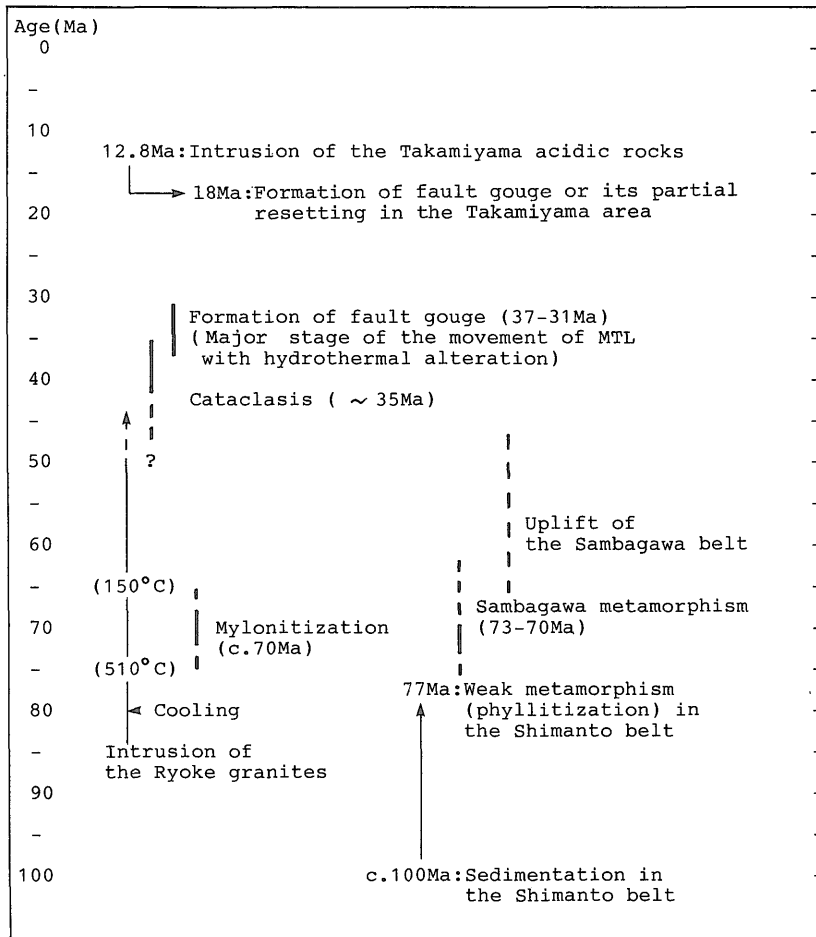


Fig. 8 Geological history of the Ryoike, Sambagawa and Shimanto belts. Detailed descriptions are given in the text.

TAKAGI, 1986) に従えば、その上昇が 70 Ma 以後の比較的短い期間に生じた可能性が高い。今回明らかとなった領家花崗岩類の古第三紀におけるカタクラサイト化及びそれに引き続く漸新世のガウジ化は、三波川帯の領家帯に対する相対的上昇もしくはそれ以降の断層活動によって生じたと考えられ、いずれにせよ地殻浅部における MTL 自身の活動の直接の表れとみなすことができよう。

四万十帯が領家帯といかにして接するようになったかという問題については、今回議論できるだけの材料は持ち合わせていない。その解決のためには、今後高見山以東も含めた紀伊半島中央部における三波川帯と四万十帯の境界付近の詳細な地質学的・岩石学的検討が早急に望まれる。

6. まとめ

1. 奈良県吉野地域の MTL 沿いに分布する領家花崗岩類の K-Ar 年代は 35.3-75.9 Ma であり、MTL から約 1000 m まで年代の若返りが認められる。若返りはカタクラサイト化に伴って起こった熱水変質作用における熱的影響によるものと考えられる。高見山酸性岩類のカリ長石の K-Ar 年代は 12.8 Ma である。

鉱物の K-Ar 年代と閉鎖温度から求めた花崗岩類の冷却速度は 23-27°C/Ma である。

2. 三波川結晶片岩の白雲母の K-Ar 年代は 62.3-69.4 Ma、四万十帯千枚岩の全岩による K-Ar 年代は 57.1-76.7 Ma であり、MTL の近傍で年代が若くなる傾向は認められない。結晶片岩の白雲母の Rb-Sr 年代は 70.4 及び

72.5 Ma であり, これらは変成作用の年代を表すものと考えられる. 千枚岩の Rb-Sr 全岩アイソクロン年代は 77.1 ± 6.1 Ma であり, これは続成作用あるいは弱変成作用の時期を示すものと解釈される.

3. 領家花崗岩類のジルコンの F.T. 年代は 37.0-68.2 Ma で, MTL 及び鷲家断層近傍で若い. 同一岩石についてのジルコンの F.T. 年代とカリ長石の K-Ar 年代はほぼ等しい. この結果から, ジルコンの閉鎖温度は比較的低く, 200°C 以下と推定される.

4. MTL の断層ガウジの細粒部分 ($< 2 \mu\text{m}$) の K-Ar 年代は, 三茶屋では 36.7 Ma, 高見山では 18.3 Ma である. これらの年代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し, 特に三茶屋の 36.7 Ma という年代はカタクラサイト化をもたらした MTL の主要な断層活動の時期を示すものと考えられる.

謝辞 本研究を進めるにあたり, 地質情報センター 白波瀬輝夫, 野呂春文, 地質部 竹内 誠, 株式会社京都フィッシュン・トラック 檀原 徹, 梶谷エンジニアリング株式会社 政岡邦夫の各氏から有益な御助言を賜った. また, 地質標本館 青山秀喜氏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.

文 献

- 荒木慶雄・北村治郎(1968) 紀伊半島中東部の中央構造帯. 三重大学教育学部研究紀要, vol. 38, p. 63-72.
- BONHOMME, M.G., BUHMANN, D. and BESNUS, Y. (1983) Reliability of K-Ar dating of clays and silicifications associated with vein mineralizations in Western Europe. *Geol. Rdsch.*, vol. 72, p. 105-117.
- DODSON, M.H. and McCLELLAND-BROWN, E. (1985) Isotopic and palaeomagnetic evidence for rates of cooling, uplift and erosion. In SNELLING, N. J., ed.: *The chronology of the geological record: Geol. Soc. Mem.*, vol. 10, p. 315-325.
- HARA, I., SHYOJI, K., SAKURAI, Y., YOKOYAMA, S. and HIDE, K. (1980) Origin of the Median Tectonic Line and its initial shape. *Mem. Geol. Soc. Japan*, no. 18, p. 27-49.
- HARRISON, T.M., ARMSTRONG, R.L., NAESER, C. W. and HAKAL, J.E. (1979) Geo-

chronology and thermal history of the Coast Plutonic Complex, near Prince Rupert, British Columbia. *Can. Jour. Earth Sci.*, vol. 16, p. 400-410.

- and McDUGALL, I. (1980) Investigation of an intrusive contact, northwest Nelson, New Zealand—I. Thermal, chronological and isotopic constraints. *Geochim. Cosmochim. Acta*, vol. 44, p. 1985-2003.
- 平山 健・岸本文男(1957) 5万分の1地質図幅説明書「吉野山」. 地質調査所, 44 p.
- HUNZIKER, J.C. (1986) The evolution of illite to muscovite: an example of the behaviour of isotopes in low-grade metamorphic terrains. *Chem. Geol.*, vol. 57, p. 31-40.
- , FREY, M., CLAUER, N., DALLMEYER, R. D., FRIEDRICHSEN, H., FLEHMIG, W., HOCHSTRASSER, K., ROGGWILER, P. and SCHWANDER, H. (1986) The evolution of illite to muscovite: mineralogical and isotopic data from the Glarus Alps, Switzerland. *Contrib. Mineral. Petrol.*, vol. 92, p. 157-180.
- 市原 実・市川浩一郎・山田直利(1986) 岸和田地域の地質. 地域地質研究報告 (5万分の1地質図幅), 地質調査所, 148 p.
- 市川浩一郎(1970) 西南日本の中・古生代地質により提起される若干の問題. 「島孤と海洋」, 東海大学出版会, p. 193-200.
- 岩橋 勉(1956) 紀伊半島に於ける点紋結晶片岩帯の分布について. 和歌山大学芸学部紀要(自然科学), vol. 6, p. 6-9.
- 近畿西部 MTL 研究グループ(1981) 和泉山脈東部の和泉層群の層序と構造. 地球科学, vol. 35, p. 312-320.
- KRALIK, M., KLIMA, K. and RIEDMÜLLER, G. (1987) Dating fault gouges. *Nature*, vol. 327, p. 315-317.
- KÜBLER, B. (1984) Les indicateurs des transformations physiques et chimiques dans la diagenèse, température et calorimétrie. In: LAGACHE, M. (Director), *Thermométrie et barométrie géologiques*, vol. 2, Soc. Fr. Mineral. Crystallogr., p. 489-

- 596.
- LYONS, J.B. and SNELLENBURG, J. (1971) Dating faults. *Geol. Soc. Amer. Bull.*, vol. 87, p. 1749-1752.
- 政岡邦夫(1987) 近畿地方南部領家帯花崗岩類の構造. 岩鉱, vol. 82, p. 60-74.
- MAXWELL, D.T. and HOWER, J. (1967) High-grade diagenesis and low-grade metamorphism of illite in the Precambrian Belt series. *Amer. Mineral.*, vol. 52, p. 843-857.
- NISHIMURA, S. and MOGI, T. (1986) The interpretation of discordant ages of some granitic bodies. *Jour. Geotherm. Res. Soc. Japan*, vol. 8, p. 145-164.
- 岡田篤正(1973) 中央構造線の第四紀断層運動について. 杉山隆二編「中央構造線」, 東海大学出版会, p. 49-86.
- 大平芳久(1982) 紀伊半島中央部・高見山北方地域の領家帯の地質. 地質雑, vol. 88, p. 467-481.
- 領家研究グループ(1974) 奈良県桜井南方の領家帯の地質. 地球科学, vol. 28, p. 103-114.
- ・MTL 総研Cグループ(1977) 鷲家周辺の中央構造線に沿う領家帯の地質. MTL, no. 2, p. 77-79.
- 関陽太郎・大場忠道・森 隆二・栗谷川幸子(1964) 紀伊半島中央部の三波川変成作用. 岩鉱, vol. 52, p. 73-89.
- 柴田 賢(1978) 西南日本外帯における第三紀花崗岩貫入の同時性. 地調月報, vol. 29, p. 551-554.
- SHIBATA, K. and MIZUTANI, S. (1980) Isotopic ages of siliceous shale from Hida-Kanayama, central Japan. *Geochem. Jour.*, vol. 14, p. 235-241.
- and —— (1982) Isotopic ages of Jurassic siliceous shale and Triassic bedded chert in Unuma, Central Japan. *Geochem. Jour.*, vol. 16, p. 213-223.
- 柴田 賢・高木秀雄(1988) 中央構造線沿いの岩石および断層内物質の同位体年代—長野県分杭峠地域の例—. 地質雑, vol. 94, p. 35-50.
- 志井田功(1962) 紀伊山地中央部における秩父累帯および日高(四万十)累帯の層序学的構造地質学的研究. 名古屋大学教養部紀要, vol. 6, p. 1-58.
- TAKAGI, H. (1986) Implications of mylonitic microstructures for the geotectonic evolution of the Median Tectonic Line, central Japan. *Jour. Struct. Geol.*, vol. 8, p. 3-14.
- 竹内靖夫・大和大峯研究グループ(1984) 紀伊山地中央部の秩父帯・四万十帯(その11)—大滝地域—. 日本地質学会第91年学術大会講演要旨, p. 172.
- 竹内 誠(1986) 紀伊半島中央部, 中・古生界砂岩中の碎屑性ザクロ石. 地質雑, vol. 92, p. 289-306.
- (1988) 紀伊半島中央部の三波川帯中の含アルカリ角閃石片岩. 岩鉱, vol. 83, p. 69-76.
- TATSUMI, Y. (1983) High magnesian andesites in the Setouchi volcanic belt, Southwest Japan and their possible relation to the evolutionary history of the Shikoku intra-arc basin. In: *Geophys. Western Pacific-Indonesian Region, Geodyn. Ser.*, vol. 11, Am. Geophys. Union, p. 331-341.
- 坪本 武(1954) 奈良県高見村鷲家附近の中央帯. 奈良県総合文化調査報告書—吉野川流域, p. 19-23.
- 梅田甲子郎(1973) 紀伊半島中部の中央構造線. 杉山隆二編「中央構造線」, 東海大出版会, p. 139-147.
- 歌田 実・恒石幸正(1980) 岐阜県下の二三の断層に伴う“断層粘土”について. 第17回自然災害科学総合シンポジウム講演要旨, p. 401-404.
- WAGNER, G.A., REIMER, G.M. and JÄGER, 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*, vol. 30, 27 p.
- YAMAGUCHI, M. and YANAGI, T. (1970) Geochronology of some metamorphic rocks in Japan. *Eclogae geol. Helv.*, vol. 63, p. 371-388.
- 大和大峯研究グループ(1981) 紀伊山地中央部の

- 中・古生界。地団研第 35 回総会巡検案内書, p. 1-88.
- YORK, D. (1966) Least squares fitting of a straight line. *Can. Jour. Phys.*, vol. 44, p. 1079-1086.
- 吉田 勝・政岡邦夫(1973) 近畿地方・中央構造線付近の圧砕性岩類 (第一報) 圧砕岩類の種類とその地質学的位置。杉山隆二編「中央構造線」, 東海大出版会, p. 149-178.
- ・MTL 総研Cグループ(1978) 奈良県鷲家周辺地域の圧砕性岩類. MTL, no. 3, p. 95-98.
- 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*, vol. 32, p. 437-454.
- (受付: 1988年5月18日; 受理: 1988年7月28日)

付録: 岩石記載

同位体年代測定に使われた鉱物 (全岩の場合は岩石名) は太字で示す。Dは MTL からの距離を意味する。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, 酸性貫入岩類

2503

岩石名: **カタクラサイト** (原岩不明)

産地: 鷲家 (D<0.3 m; MTL), 34° 25.1'N, 135° 59.0'E

鉱物: 石英, 斜長石; ジルコン, 不透明鉱物; 絹雲母, 炭酸塩鉱物

特徴: **カタクラサイト**化及び変質が著しいが, マイロナイト化の影響は見られない。斜長石は曹長石化, 絹雲母化している。カリウムを含む鉱物は主に絹雲母 (<幅 0.01 mm) である。破碎が著しいため原岩は明確ではないが, 石英 (<2 mm) が斑状を示すことから石英斑岩由来と思われる。

2211

岩石名: **石英質岩**

産地: 鷲家 (D=20 m), 34° 25.2'N, 135° 59.4'E

鉱物: 石英, 曹長石, 絹雲母, 緑泥石; 燐灰石, 不透明鉱物; 炭酸塩鉱物 (脈)

特徴: 大部分 (>95%) 石英からなり, 残りのほとんどは二次的な炭酸塩鉱物が占める。Kを含む鉱物は石英粒界にわずかに生じている絹雲母 (<幅 0.01 mm) である。カタクラサイト化が著しい。片状組織は認められない。岩石の採取地点と肉眼的特徴から本岩は領家帯に属するに違いないが, 原岩の所属は不明。

2405

岩石名: **花崗岩** (三茶屋アグメロ岩)

産地: 出合 (D=20 m), 34° 25.2'N, 136° 2.9'E

鉱物: 石英, 斜長石, カリ長石; ジルコン, 燐灰石, 不透明鉱物; 絹雲母, 炭酸塩鉱物

特徴: 有色鉱物がほとんどなく, アプライト質である。中程度にマイロナイト化を被り, 石英が細粒化 (<0.3 mm) している。カタクラサイト化の影響は弱い, 変質が著しい。カリ長石 (<2 mm) はマイクロクリン・パーサイトである。斜長石は変質が著しく絹雲母 (<0.6 mm), 炭酸塩鉱物等を生じており, また, しばしば細粒集合体をなす。ジルコンは 0.08 mm 以下, 燐灰石は 0.1 mm 以下である。

2314

岩石名: **花崗閃緑岩** (三茶屋アグメロ岩)

産地: 三茶屋 (D=150 m), 34° 25.2'N, 135° 56.6'E

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

特徴：中程度にマイロナイト化を被り，石英が細粒化(<0.4 mm)している。カタクラサイト化の影響も強く，変質が著しい。斜長石は絹雲母化，黒雲母はほとんどが緑泥石化しており，またもともと普通角閃石と思われる緑泥石集合体が認められる。カリ長石はマイクロクリン・パーサイトである。

2406

岩石名：片麻状花崗閃緑岩（マイロナイト；竜門岳トータル岩）

産地：出合 (D=180 m), 34° 25.3'N, 136° 2.9'E

鉱物：斜長石，カリ長石，石英；褐簾石，ジルコン，燐灰石，不透明鉱物；緑泥石，絹雲母，緑簾石，炭酸塩鉱物

特徴：強くマイロナイト化を被り，石英(<0.3 mm)は波動消光が強く，伸長比の高いSタイプである。カタクラサイト化の影響は弱い，変質が著しく，斜長石は絹雲母化している。また黒雲母，普通角閃石はすべて緑泥石化している。カリ長石(<2 mm)はマイクロクリンで，波動消光が強く，癒合割れ目が発達している。ジルコンは0.08 mm 以下，燐灰石は0.23 mm 以下である。

2210

岩石名：花崗斑岩（カタクラサイト）

産地：鷲家 (D=230 m), 34° 25.3'N, 135° 59.4'E

鉱物：曹長石，石英；ジルコン，燐灰石，不透明鉱物；炭酸塩鉱物，絹雲母

特徴：斑状をなし，斑晶及び石基は大部分曹長石からなり，わずかに石英が斑晶として認められる。カタクラサイト化及び変質が著しく，炭酸塩鉱物脈が編目状に岩石を貫いている。

2209

岩石名：花崗岩（三茶屋アダメロ岩）

産地：文珠川 (D=550 m), 34° 25.5'N, 135° 59.4'E

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

特徴：カタクラサイト化の影響は弱い，割れ目に沿って絹雲母の細脈が発達している。マイロナイト化の影響は認められない。変質が進んでおり，斜長石は絹雲母化，黒雲母は大部分緑泥石化している。カリ長石はマイクロクリン・パーサイトで比較的新鮮であるが，絹雲母の細脈が認められる。ジルコンは0.19 mm 以下，燐灰石は0.05 mm 以下である。

2315

岩石名：花崗岩（三茶屋アダメロ岩）

産地：牧 (D=925 m), 34° 25.6'N, 135° 56.4'E

鉱物：石英，斜長石，カリ長石，黒雲母；ジルコン，褐簾石，燐灰石；不透明鉱物；緑泥石，絹雲母，パンペリー石，ぶどう石

特徴：部分的にカタクラサイト化しており変質も著しい。黒雲母はすべて変質し，緑泥石，パンペリー石，ぶどう石などの集合体に変わっている。弱いマイロナイト化を被り，石英がやや細粒(<1 mm)集合体をなす。カリ長石はマイクロクリン・パーサイトで粗粒(<5 mm)である。ジルコンは0.12 mm 以下，燐灰石は0.14 mm 以下である。

2505

岩石名：花崗閃緑岩（カタクラサイト；宮奥花崗閃緑岩）

産地：佐倉峠 (D=1580 m；鷲家断層), 34° 26.0'N, 135° 59.0'E

鉱物：石英，斜長石，カリ長石，黒雲母；ジルコン，燐灰石，不透明鉱物；炭酸塩鉱物，絹雲母，緑泥石

特徴：鷲家断層の影響でカタクラサイト化が強く変質も著しい。斜長石は絹雲母化が著しく，また炭酸塩鉱物が多量

に生じている。黒雲母も緑泥石化が進んでいる。マイロナイト化の影響は認められない。

2317

岩石名：片麻状トータル岩 (竜門岳トータル岩)

産地：牧 (D=1890 m), 34° 26.1'N, 135° 56.7'E

鉱物：石英, 斜長石, カリ長石, 黒雲母, 普通角閃石; 褐簾石, ジルコン, スフェン, 燐灰石, 不透明鉱物; 緑泥石, 緑簾石, 絹雲母

特徴：弱いマイロナイト化を被り石英は細粒 (<0.9 mm) 集合体をなす。定方位薄片の検鏡の結果, 石英の形態ファブリックやシアバンドの存在から左横ずれの剪断作用を被ったことがわかる。カタクラサイト化は認められず, 変質もほとんど認められない。普通角閃石は中心部が帯褐緑色, 周縁部が緑色である。

2206

岩石名：花崗岩 (宮奥花崗閃緑岩)

産地：文珠 (D=2075 m; 鷲家断層), 34° 26.3'N, 135° 59.8'E

鉱物：石英, 斜長石, カリ長石; 褐簾石, ジルコン, 燐灰石, 不透明鉱物; 絹雲母, 緑泥石, 炭酸塩鉱物 (脈)

特徴：鷲家断層の影響で部分的にカタクラサイト化しており, 変質も著しい。黒雲母は完全に緑泥石化しており, 斜長石も絹雲母化が著しい。炭酸塩鉱物の脈が発達。石英は多結晶化しているが, マイロナイト化の影響は弱い。カリ長石 (<8 mm) はマイクロクリン・パーサイトで, ボイキリティックに斜長石を包有する。ジルコンは 0.07 mm 以下, 燐灰石は 0.04 mm 以下である。

2201

岩石名：トータル岩 (宮奥花崗閃緑岩)

産地：笹峠 (D=6200 m), 34° 28.4'N, 135° 56.4'E

鉱物：石英, 斜長石, カリ長石, 黒雲母; ジルコン, 燐灰石, 不透明鉱物; 緑簾石, 方解石, 絹雲母, 緑泥石

特徴：組織は塊状で, カタクラサイト化もマイロナイト化も認められない。黒雲母は概ね新鮮で一部緑泥石や炭酸塩鉱物に変わっている。斜長石にはアンチパーサイトが認められる。カリ長石 (<1.5 mm) は斜長石の粒界を充填する形で僅かに (5%前後) 存在する。ジルコンは 0.2 mm 以下, 燐灰石は 0.14 mm 以下である。

2202

岩石名：片麻状トータル岩 (竜門岳トータル岩)

産地：岩室 (D=7780 m), 34° 29.3'N, 135° 55.6'E

鉱物：石英, 斜長石, 黒雲母, 普通角閃石; 褐簾石, ジルコン, 燐灰石, 不透明鉱物; 緑簾石, 緑泥石, 絹雲母

特徴：竜門岳トータル岩の代表的試料で, カタクラサイト化, マイロナイト化は認められない。概ね新鮮で, 黒雲母の緑泥石化が少々認められる程度である。斜長石にはアンチパーサイトが認められる。普通角閃石 (帯褐緑色) は 1 mm 以下, ジルコンは 0.18 mm 以下, 燐灰石は 0.15 mm 以下である。

高見山酸性岩類

0903

岩石名：花崗斑岩

産地：高見山東方 (D=80 m), 34° 25.6'N, 136° 6.5'E

鉱物：カリ長石, 石英, 斜長石, 黒雲母; ジルコン, 不透明鉱物; 緑泥石, スフェン, ぶどう石, 方解石, 絹雲母

特徴：カリ長石 (最大粒径 8 mm), 石英, 斜長石の斑晶とカリ長石, 石英, 斜長石, 黒雲母の石基 (0.4 mm 以下) からなる。カタクラサイト化, マイロナイト化の影響は全く認められない。石基部には微文象組織が発達。カリ長石は半自形, パーサイト構造がわずかにみられ, やや濁っている。斜長石は半自形, 累帯構造が顕著でかなり絹雲母化している。黒雲母は帯赤褐色 (Y=Z), 緑泥石化などの変質が著しい。

三波川帯泥質片岩

2313

岩石名：点紋泥質片岩

産地：三茶屋 (D=50 m), 34° 25.0'N, 135° 56.7'E

鉱物：曹長石, 石英, 白雲母, 緑泥石, 方解石; 燐灰石, 電気石, 不透明鉱物; 炭酸塩鉱物

特徴：曹長石斑状変晶 (<1.2 mm) が発達し, 不透明ダストがヘリサイト構造を構成している。白雲母 (<幅 0.1 mm) も不透明ダストを伴い, 曲げなどの変形が強い。石英も波動消光が強い。カタクラサイト化の影響がわずかに認められ, 二次鉱物として酸化鉄 (?) で汚染された炭酸塩鉱物を含む。

2312

岩石名：点紋泥質片岩

産地：三茶屋 (D=70 m), 34° 25.0'N, 135° 56.4'E

鉱物：石英, 曹長石, 白雲母, 緑泥石, 方解石, スフェン, ざくろ石; 電気石, ジルコン, 不透明鉱物

特徴：全体にやや石英質で曹長石斑状変晶 (<1.4 mm) が発達している。白雲母 (<幅 0.1 mm) は一部集合体をなす。ざくろ石 (<0.1 mm) は一部破碎され, 粒状化している。カタクラサイト化の影響が認められる。

2404

岩石名：点紋泥質片岩

産地：香束 (D=220 m), 34° 24.2'N, 135° 54.8'E

鉱物：曹長石, 石英, 白雲母, 緑泥石, ざくろ石; 電気石, 燐灰石, ジルコン, スフェン, 不透明鉱物

特徴：雲母質 (泥質) 部と珪長質 (砂質) 部とが数 mm の縞をなす。曹長石斑状変晶 (<1.4 mm) が発達し, 不透明ダストがヘリサイト構造を構成している。白雲母 (<幅 0.2 mm) も不透明ダストを伴う。カタクラサイト化の影響は認められない。ざくろ石は 0.15 mm 以下で自形性が良い。ジルコン, 燐灰石は共に 0.06 mm 以下である。

2311

岩石名：泥質片岩

産地：三茶屋 (D=400 m), 34° 24.2'N, 135° 56.3'E

鉱物：曹長石, 石英, 白雲母, 炭酸塩鉱物, 緑泥石; 燐灰石, 電気石, 不透明鉱物

特徴：曹長石斑状変晶 (<0.5 mm) が発達し, 不透明ダストを包有する。白雲母 (<幅 0.04 mm) は集合体をなす。炭酸塩鉱物を多く含む。自形の鉄鉱の両側に, 石英からなるプレッシャーフリンジが認められる。

87-2403, 87-2404

岩石名：断層ガウジ

産地：高見山東方 (D<0.3 m), 34° 25.6'N, 136° 6.8'E

四万十帯千枚岩

鉱物は碎屑性主成分鉱物, 重鉱物, 基質部を占める弱変成 (二次) 鉱物の順に列記する。

2502

岩石名：千枚岩 (断層角礫)

産地：鷲家西方 (D<0.3 m; MTL), 34° 25.1'N, 135° 59.0'E

鉱物：石英; ジルコン, 不透明鉱物; 粘土鉱物, 炭酸塩鉱物

特徴：カタクラサイト化した粘土質の岩石で, 碎屑粒子として細粒の石英, 斜長石, チャート (?) を含む。原岩は泥質千枚岩と思われる。絹雲母は幅 0.01 mm 以下, ジルコンは粒径 0.02 mm 以下。炭酸塩鉱物や絹雲母の細脈

が発達.

2212

岩石名: 千枚岩

産地: 鷲家 (D=40 m), 34° 25.2'N, 135° 59.4'E

鉱物: 石英, 斜長石, 白雲母; ジルコン, 電気石, 燐灰石, 不透明鉱物; 石英, 絹雲母, 緑泥石, 炭酸塩鉱物

特徴: 碎屑粒子として石英, 斜長石, 白雲母 (<幅 0.02 mm), メタチャートがみられ, 基質部は石英, 絹雲母, 緑泥石, 炭酸塩鉱物からなる. 幅数 10 μ m-1 mm のラミナが発達し, 一部砂質である. 基質部の絹雲母 (幅 <0.015 mm) には暗褐色の多色性が認められる. 石英は波動消光が強い. 電気石 (<0.04 mm) は円磨されている. 鉄鉱物の一部にフランボイダル組織 (径 <0.06 mm) が認められ, また自形性の良い鉄鉱物の両側に石英からなるプレッシャーフリンジが発達している. シアバンドが発達.

2213

岩石名: 千枚岩 (チャート)

産地: 鷲家 (D=100 m), 34° 25.1'N, 135° 59.4'E

鉱物: (碎屑粒子なし); 燐灰石, 不透明鉱物; 石英, 絹雲母, 緑泥石, 曹長石, 炭酸塩鉱物

特徴: チャート由来の千枚岩で, 大部分石英からなり, 曹長石を伴う. 碎屑粒子は認められない. 絹雲母は幅 0.01 mm 以下である. 石英や方解石の細脈が発達.

2310

岩石名: 千枚岩

産地: 三茶屋南方 (D=650 m), 34° 24.3'N, 135° 56.2'E

鉱物: 石英, 斜長石; ジルコン, 電気石, 不透明鉱物; 石英, 曹長石, 絹雲母, 緑泥石, 炭酸塩鉱物

特徴: 雲母質と石英質の薄層からなるラミナ (厚さ数 10 μ m-1 mm) が発達. 絹雲母 (<幅 0.015 mm) は集合体をなす. 基質部の石英は 0.05 mm 以下. 鉄鉱物のフランボイダル組織 (<径 0.06 mm) が発達. 石英質の薄層には曹長石や虫食い状の方解石が含まれる.

2308

岩石名: 千枚岩

産地: 色生 (D=1600 m), 34° 24.2'N, 135° 56.0'E

鉱物: 石英, 斜長石, 白雲母; ジルコン, 燐灰石, 電気石, 不透明鉱物; 石英, 絹雲母, 緑泥石, 炭酸塩鉱物

特徴: 分析試料の千枚岩の中では最も粗粒で, シルトサイズの碎屑粒子を多く含む. 碎屑性石英は 0.06 mm 以下, 碎屑性白雲母は長径 0.1 mm 以下. 基質部の絹雲母は幅 0.01 mm 以下. プレッシャーフリンジが認められる. 石英の細脈が発達.

2306

岩石名: 千枚岩

産地: 国栖 (D=4050 m), 34° 22.8'N, 135° 56.2'E

鉱物: 石英, 斜長石, 白雲母; 燐灰石, ジルコン, 電気石, 不透明鉱物; 石英, 絹雲母, 緑泥石, 方解石 (脈),

特徴: 緑泥石が多く, 絹雲母 (<幅 0.005 mm) は少ない. 碎屑性白雲母 (<幅 0.01 mm) が散在する. 鉄鉱物のフランボイダル組織やプレッシャーフリンジが認められる. 方解石や石英+緑泥石 (+曹長石) の細脈が発達.

2305

岩石名: 千枚岩

産地: 東川, 高佐 (D=5420 m), 34° 22.1'N, 135° 56.8'E

鉱物：石英，斜長石，白雲母；ジルコン，燐灰石，不透明鉱物；石英，絹雲母，緑泥石

特徴：雲母質で，絹雲母（幅 0.005 mm）が極めて多い。また碎屑性の白雲母（幅 0.02 mm）も散在する。鉄鉱物のフランボイダル組織やその両側に発達するプレッシャーフリッジが認められる。石英の細脈が発達。

2304

岩石名：千枚岩

産地：西河（D=6280 m），34° 21.6'N，135° 55.9'E

鉱物：石英，斜長石，カリ長石，白雲母；ジルコン，燐灰石，電気石，不透明鉱物；石英，絹雲母，緑泥石，炭酸塩鉱物

特徴：雲母質薄層，石英質薄層，石英＋炭酸塩鉱物＋絹雲母からなる薄層などがラミナ（厚さ 1 mm 前後）を形成。

雲母質薄層にはシアバンドが発達。絹雲母は幅 0.005 mm 以下，碎屑性粒子は一部細粒砂サイズで，石英は 0.1 mm 以下，白雲母は幅 0.02 mm，長径 0.15 mm 以下。

Plate I

1. Outcrop of quartzose rock (2201 : arrow) nearby MTL (broken line) at the junction of two rivers (the Washika and the Monzu) in Washika.
2. Outcrop of MTL to the west of Washika. Light-colored rock (left) is cataclasite (2503) derived from quartz porphyry in the Ryoike belt and dark-colored (right) rock is fault breccia (2502) derived from phyllite in the Shimanto belt.
3. Outcrop of MTL to the west of Michaya. MTL, though covered by banking, divides the brecciated sandstone of the Cretaceous Izumi Group (left side) from the Sambagawa crystalline schist (right). Arrow is fault gouge (2501) derived from pelitic schist.
4. Outcrop of the Washika fault (arrow ; 2504) dividing the Miyaoku granodiorite (right) from the Michaya granite (left) 250 m south of the Sakura pass.

