領家帯南縁部に分布する泉南流紋岩類および巢山火砕岩の フィッション・トラック年代*

山田直利**・仲井 豊***・檀原 徹****

Fission-track ages of the Sennan Rhyolites and the Suyama Pyroclastic
Rock from the southern margin of the Ryoke Belt, Southwest Japan*

Naotoshi YAMADA,** Yutaka NAKAI*** and Toru DANHARA****

Abstract Fission-track ages of zircons were determined, using a grain-by-grain external detector(ED2) method, for the Sennan Rhyolites and the Suyama Pyroclastic Rock which have similar geological occurrence.

The Sennan Rhyolites are distributed in the Sennan area, south of Osaka, as a narrow east-west trending zone in the Ryoke plutono-metamorphic belt. They consist mainly of rhyolite to rhyodacite welded tuff, now steeply inclined, and attain 3000 m or more in thickness. They are intruded on the northern border by the Kogigawa Granite, one of the younger intrusives in the Ryoke Belt. On the southern border, they are covered unconformably by the Izumi Group, a Late Cretaceous (Maastrichtian) marine sequence. Fission-track dating for the two welded tuff specimens from the uppermost part of the Sennan Rhyolites gave the ages of 77.4 ± 2.7 Ma (KW-58) and 75.3 ± 2.5 Ma (KW-59), both indicating Late Cretaceous Campanian age. These ages are younger than those hitherto assumed mainly from the geotectonic viewpoint and suggest a short time interval between the eruption of the rhyolites and the deposition of the overlying Izumi Group. On the other hand, the Kogigawa Granite (coarse-grained biotite granite) gave the age of 65.7 ± 2.3 Ma (KW-60), even younger than that of the Izumi Group.

The Suyama Pyroclastic Rock is distributed in the Suyama area, eastern part of Aichi Prefecture, and forms a part of the lenticular "disturbed zone" just north of the Median Tectonic Line. The Suyama Pyroclastic Rock consists mainly of rhyolite welded tuff and is covered by the Aterananataki Conglomerate which is lithologically correlatable to the Izumi Group.

The fission-track dating for the two welded tuff specimens from the Suyama Pyroclastic Rock gave the ages of 65.2 ± 3.9 Ma (SUYAMA-1) and 58.0 ± 3.9 Ma (SUYAMA-2), both considerably younger than those of the Sennan Rhyolites.

These data suggest the eastward migration of the Late Cretaceous acid volcanism in the Ryoke Belt for about 200 km from the Sennan area to the Suyama area.

はじめに

泉南流紋岩類は大阪府南部に、また巢山火砕岩は愛知

県東部にそれぞれ分布し、両者共珪長質の溶結凝灰岩を主体とする火山岩類である。これらはいずれも中央構造線に近接した位置にあり (Fig. 1), 領家帯形成史とも

1986 年 8 月 28 日受付. 1986 年 12 月 8 日受理.

* 日本地質学会第 93 年学術大会 (1986, 山形) において内容の一部を発表 (仲井, 1986).

** 地質調査所地質部. Geology Department, Geological Survey of Japan, Ibaraki, 305 Japan.

*** 愛知教育大学地学教室. Department of Earth Sciences, Aichi University of Education, Kariya, 448 Japan.

**** 株式会社京都フィッション・トラック.
Kyoto Fission-Track Co., Ltd., Kyoto, 615 Japan.

Fig. 1. Location of the Sennan and Suyama areas in Kinki-Chubu region, western Japan. M.T.L. : Median Tectonic Line.

関連して、その地質時代や産状に大きな関心が払われてきた。しかし、これらの火山岩類は、一般に著しい変質作用（一部では熱変成作用）や破碎作用を受けており、カリウム—アルゴン法による年代測定には適していない。今回、これらの火山岩類中のジルコンのフィッシュン・トラック年代測定を行い、有意の結果を得たのでここに報告する。また、泉南流紋岩類を貫く花崗岩（近木川花崗岩）のフィッシュン・トラック年代も併せて報告する。

泉南流紋岩類の概要と測定試料の記載

泉南流紋岩類*（市原ほか，1986）は、大阪府南部の泉南地方に、東西方向に約 25 km にわたって狭長な分布を示す（Fig. 2）。この主分布域東方の河内長野市天見付近および中央構造線に近接した五條市北山町にも、本岩類の小分布が知られており（政岡，1982），また、紀淡海峡を隔てた西方の淡路島の緑町および西淡町にもこれらと類似の流紋岩類が分布している（兵庫県，1961）。

主分布域の泉南流紋岩類は、流紋岩ないし流紋デイサイト組成の溶結凝灰岩を主体とし、非溶結火砕岩・碎屑岩・流紋岩溶岩などを伴い、積算全層厚は 3000 m を超える。最下部に基底礫岩（側川礫岩層）が発達する。

* 従来、泉南酸性岩類（市川，1960）、泉南酸性火砕岩類（市川・大橋，1965）などよばれてきたものと同じ。「泉南層群」（山田直利ほか，1979）から最下部の小川安山岩を除いたものに相当する。「泉南層群」は大阪層群最下部の泉南累層（ITIYARA *et al.*, 1975）と混同される恐れがあるので、市原ほか（1986）により標題の名称が提唱された。

同礫岩は、下位の小川安山岩（高マグネシア安山岩を含む）およびハヶ丸山層（後述）の礫を主材とし、花崗岩礫を含んでいない。本岩類の主体をなす溶結凝灰岩は、岩相の特徴および冷却間隙の存在により、層序的に 10 枚のユニット（下位から、 $W_1 \rightarrow W_{10}$ ）に区分される（山田直利ほか，1979）。

泉南流紋岩類は、ほとんど垂直か、あるいは南または北へ急斜する構造を示し、層序的には南側が上位となっている。

泉南流紋岩類の南側には、白亜紀後期マストリヒチアン期（MOROZUMI, 1985）の和泉層群が、南へ 30—40° 傾斜する構造（大きな向斜構造の北翼部に相当）をもって分布しており、明瞭な斜交不整合の関係で本岩類を覆っている。

泉南流紋岩類の北側には、近木川花崗岩（市原ほか，1986）あるいは滝尻アダメロ岩（山田哲雄ほか，1979）とよばれる塊状の黒雲母花崗岩（一部に角閃石を含む）が東西方向に細長く分布する。さらにその北側には、これと断層関係（カタクラサイト帯を伴う）で、片状構造の顕著なトーナル岩—花崗岩（以下、これらを片状花崗岩類とよぶ）が分布する。近木川花崗岩は泉南流紋岩類と断層（カタクラサイト帯）で接するケースが多いが、熊取町地内や河内長野市石川上流地域では、同花崗岩が泉南流紋岩類を貫き、これに熱変成作用を与えている。なお、泉南流紋岩類に伴う花崗斑岩の一部（主に花崗閃緑斑岩）も近木川花崗岩により貫入、熱変成をうけているが、大部分の花崗斑岩（一部は石英斑岩）は近木川花崗岩を貫いている。Fig. 2 では便宜上、これら異なった時期の花崗斑岩を一括してある。

上記の火成岩類のほかに、和泉市槇尾川上流のハヶ丸山およびその周辺には、ハヶ丸山層（市原ほか，1986）とよばれる泥岩・砂岩（少量の玄武岩溶岩を伴う）が分布し、泉南流紋岩類の基盤を構成している。本層は近木川花崗岩による熱変成作用によりホルンフェルス化しているが、接触部から離れるとほとんど非変成となる。岩相からは丹波層群相当と考えられる。

政岡（1982）は、本地域の東方に隣接する金剛山地周辺地域の領家花崗岩類を、3つの時期に区分した。そして、第1期花崗岩類の主体をなす千早川花崗閃緑岩の Rb-Sr 年代（黒雲母）が 103 Ma、K-Ar 年代（角閃石）が 115 Ma を示し（ISHIZAKA, 1966）、一方、第2期花崗岩類に属する滝尻型アダメロ岩の周縁相の K-Ar 年代（カリ長石）が 72.9 ± 2.3 Ma（柴田ほか，1979；Fig. 2 の 76122802）であることから、第1期花崗岩類と第2期花崗岩類との間には、かなりの時間間隙がある

Fig. 2 Simplified geologic map of the Sennan area, Osaka Pref. (compiled from YAMADA, N. *et al.*, 1979 and ITHARA *et al.*, 1986)
 1 : Cenozoic strata, 2 : Izumi Group, 3 : Kogigawa Granite, 4 : Granite porphyries, 5 : Sennan Rhyolites, 6 : Ogawa Andesite,
 7 : Ultramylonite zone, 8 : Schistose granitoids, 9 : Yatsugamaruyama Formation, 10 : Locality of dated samples.

Fig. 3. Sample localities for fission-track dating in the Sennan area. Parts of the topographic map "Tarui", scale 1 : 25,000, by the Geographical Survey Institute.

とした。

本地域で片状花崗岩類とよんだものは上記の第1期花崗岩類に対応しており、そのうち水間花崗閃緑岩が上記の白亜紀前期の放射年代を示す千早川花崗閃緑岩に岩相がよく類似している。また、本地域の近木川花崗岩は、上記の第2期花崗岩類のうち小深花崗閃緑岩中の“滝尻型アダメロ岩”（政岡，1982）と岩相が類似し、分布も相互に連続的である。

泉南流紋岩類の K-Ar 年代としては、その基底部近く（ W_1 ユニットと W_2 ユニットの境界部）に挟有される牛滝川流紋岩溶岩（山田直利ほか，1979）の 59.4 ± 2.4 Ma（全岩）という値が報告されている（SHIBATA *et al.*, 1978 ; Fig. 2 の 741019A-8）。しかし、この年代は泉南流紋岩類を不整合に覆う和泉層群の年代よりもかなり若く、同溶岩の固結年代とは考えられず、なんらかの二次的影響（変質作用？）による年代の若返りを示唆するものであろう。

今回、フィッション・トラック年代測定に供したのは、泉南流紋岩類の溶結凝灰岩2試料と近木川花崗岩1試料である。

溶結凝灰岩2試料（KW-58, KW-59）は、泉南流紋岩類の最上部にあたる W_9 ユニットおよび W_{10} ユニットから採取した。 W_9 ユニットおよび W_{10} ユニットの溶結凝灰岩は、それぞれ、250 m および 50 m 以上の層厚をもち、両ユニットの間には、非溶結凝灰岩および凝灰質砂岩からなる厚さ約 50 m の岡中凝灰岩層が挟まれている（市原ほか，1986）。採取地点は、いずれも泉南地方西部の金熊寺川河床であり、近木川花崗岩の最も近い分布地域からでも約 3 km 離れている（Fig. 2）。検鏡結果では、いずれも強く溶結した緻密な岩石で、熱

変成作用の影響は全く認められない。

近木川花崗岩の試料（KW-60）は、同花崗岩分布地域西縁部（Fig. 2）で採取した塊状・粗粒の黒雲母花崗岩であるが、風化作用によりかなりマサ化が進んでいる。

〔年代測定試料の記載〕

KW-58 (GSJ R34042) : 流紋デイサイト溶結凝灰岩
（泉南流紋岩類 W_{10} ユニット）

産地：泉南市岡中東方，金熊寺川河床（Fig. 3），東経 $135^{\circ}16'51''$ ，北緯 $34^{\circ}20'49''$ 。

肉眼的特徴：灰緑色を呈し、長径 3 mm 以下の石英・長石・苦鉄質鉱物の結晶片に富む。本質レンズ（長径 5 cm 以下）による葉理面の走向傾斜は $N75^{\circ}E$, $55^{\circ}S$ 。少量の泥岩岩片（径 3 cm 以下）を含む。

鏡下の性質

モード組成（容量比）：斜長石 24.4%，石英 12.9%，カリ長石 5.7%，苦鉄質鉱物 2.8%，異質岩片 0.9%，基質 52.9%。

斜長石：汚濁著しく、絹雲母・炭酸塩鉱物に交代される。

石英：他形，破片状。

カリ長石：半自形—他形，清澄。微斜長石構造やパーサイト構造を示さず， $2V = (-)10-20^{\circ}$ で，サンディンらしい。周縁部や割れ目に沿って炭酸塩鉱物に交代されている。

苦鉄質鉱物：外形から、角閃石・輝石・黒雲母・鉄—チタン酸化鉱物が識別される。角閃石や輝石はすべて緑泥石および炭酸塩鉱物へ、黒雲母は屈曲した劈開面を残したまま白色雲母と微粒の鉄鉱物に交代されている。ジルコン・磷灰石などを伴う。

本質レンズ：自形—融食形の斜長石・石英・カリ長石・苦鉄質鉱物の斑晶に富み，石基は微文象質。

基質：ガラス片の強く溶結した構造を残し，完全に脱ガラス化している。

KW-59 (GSJ R34043)：流紋岩溶結凝灰岩（泉南流紋岩類 W₉ ユニット）

産地：泉南市六尾北方，金熊寺川河床 (Fig. 3)，東経 135°17'17"，北緯 34°20'40"。

肉眼的性質：淡緑灰色を呈し，長径 5 mm 以下の石英・長石の結晶片に富む。長径 5 cm 以下の本質レンズに富み，葉理面の走向傾斜は N80°E, 60°S。異質岩片は非常に少ない。

鏡下の性質

モード組成：斜長石 20.8%，石英 12.8%，カリ長石 8.8%，苦鉄質鉱物 2.5%，基質 54.6%。

斜長石：半自形—他形。汚濁著しく，絹雲母や炭酸塩鉱物に交代されている。

石英：半自形—他形。

カリ長石：半自形—他形。清澄。微斜長石構造やパーサイト構造を示さず，2V = (—)10—20°で，サニディンらしい。周縁部や割れ目に沿って炭酸塩鉱物や絹雲母に交代されている。

苦鉄質鉱物：外形から角閃石・輝石・黒雲母・鉄—チタン酸化鉱物が識別される。角閃石や輝石はすべて炭酸塩鉱物と緑泥石へ，また黒雲母は屈曲した劈開面の構造を残しながら白色の雲母と微粒の鉄鉱に交代されている。ジルコン・燐灰石などを伴う。

本質レンズ：自形—融食形の斜長石・石英・カリ長石・苦鉄質鉱物の斑晶を含み，石基は微文象質。

基質：ガラス片・軽石片の強く溶結した構造を残したまま，完全に脱ガラス化している。

KW-60 (GSJ R34046)：黒雲母花崗岩（近木川花崗岩）

産地：大阪府泉佐野市母山南方約 300 m の砂採り場 (Fig. 3)，東経 135°20'23"，北緯 34°21'57"。

肉眼的特徴：粗粒・塊状。カリ長石（淡紅色）がやや斑状を呈する。斜長石は淡黄緑色に変質。

鏡下の性質

モード組成（容量比）：石英 42.4%，斜長石 30.5%，カリ長石 21.7%，黒雲母 5.2%。

石英：径 5—10 mm で，丸味を帯びるが，内部はサブグレイン化し，波動消光も著しい。

斜長石：長径 3—5 mm，自形卓状ないし半自形で，絹雲母化作用が著しい。

カリ長石：長径 1—2 cm，半自形ないし他形で，黒

雲母や斜長石を包有する。パーサイト構造が顕著で，微斜長石構造を示す部分が多い。

黒雲母：径 1—2 mm の結晶がいくつか集まってクロットをなす。ほぼ完全に緑泥石化。褐れん石（メタミクト化），ジルコン，燐灰石などを伴う。

巢山地域の地質の概要と測定試料の記載

巢山火砕岩が分布する愛知県南設楽郡鳳来町巢山地域は，北東—南西方向に走る中部地方の中央構造線が局所的に南東側に張り出した部分に当たり，この部分がレンズ状の“擾乱帯” (U₁, 1980) を形成している (Fig. 4)。この“擾乱帯”は，ほぼ平行に走る 2 本の断層によって区切られた地帯で，その断層の一つは南東側にある中央構造線主断層であり，他の一つは北西側の細川断層である。

中央構造線主断層より南東側（外帯）には，緑色片岩・黒色片岩を主とする三波川変成岩類が広く分布する。斉藤 (1955) はこれを舟着帯の結晶片岩類と呼んでいる。

細川断層の北西側には，海成の砂岩・泥岩・火砕岩などからなる中新統設楽層群が分布する。

両断層にはさまれた最大幅 2 km の“擾乱帯”には，河内層，花崗岩源庄砕岩，巢山火砕岩，阿寺七滝礫岩および花崗斑岩が，複雑に混じり合って分布する。

河内層 (斉藤, 1955) は，主に砂岩・泥岩（ところにより千枚岩質）からなり，一部に礫岩（花崗岩礫を含む），珪質岩や，U₁ (1980) により“chaotic body”とされた成因不明の巨礫岩を含む。またこれらの圧砕された岩相も発達している。林 (1978) は河内層全体を“花崗岩質の南進衝上体下のメランジュ”と考えた。時代を示す直接的な資料はない。

花崗岩質圧砕岩の原岩の主なもの，圧砕作用の程度の弱い部分の岩相から判断して，北方の段戸山地の清崎花崗閃緑岩 (小出, 1949; 仲井, 1970) に対比される花崗閃緑岩であろう。また，巢山地域北東部の大島川流域に分布する圧砕岩の原岩は，三都橋花崗岩 (小出, 1949) および非持花崗閃緑岩 (HAYAMA, 1960) に相当するものと考えられる。これらのうち，清崎花崗閃緑岩および三都橋花崗岩に由来する圧砕岩は，いずれも塊状で，再結晶作用が認められず，カタクラサイトとよぶべきものである。一方，非持花崗閃緑岩源の圧砕岩は，再結晶作用の顕著なマイロナイトで，葉理構造が発達している。なお，巢山北東方には清崎花崗閃緑岩起源のカタクラサイト中にろう石鉱床（主にパイロフィライト）が胚胎している。

巢山火砕岩 (宇井, 1977) は，かつては“火成岩源破

Fig. 4. Simplified geologic map of the Suyama area, Aichi Pref. after NAKAI. 1 : Quaternary sediment, 2 : Shitara Group, 3 : Aterananataki Conglomerate, 4 : Suyama Pyroclastic Rock, 5 : Cataclastic rocks derived from the Mitsuhashi Granite, 6 : Cataclastic rocks derived from the Kiyosaki Granite, 7 : Mylonites derived from the Hiji Granodiorite, 8 : Kōchi Formation, 9 : Sambagawa metamorphic rock, 10 : Locality of dated samples.

砕岩類” (齊藤, 1955) に一括されていたが, その中に酸性の火砕岩類の存在することが, 宇井 (1977), 仲井 (1977) および鈴木・加藤 (1978 MS.) によって指摘され, 濃飛流紋岩類や泉南流紋岩類との岩相の類似性から, 後期中生代の酸性火山作用を示すものとして注目されるようになった。これに対して, 林 (1967, 1978) は, 本火砕岩中のジルコンの伸長比特性から, 本火砕岩が設楽層群鳳来寺累層の流紋岩に対比されるという見解を述べている。

巢山火砕岩は, 巢山付近からその西方および東方にかけて帯状に分布し, 北側では上記の圧砕岩類と, 南側ではつぎに述べる阿寺七滝礫岩層と接している。本火砕岩

は, 主として, 塊状・緻密な流紋岩溶結凝灰岩からなり, よく偏平化した本質レンズのほかに, 径数 mm~1 cm 前後の異質岩片を普遍的に含んでいる。異質岩片は砂岩, 泥岩, チャート, 凝灰質泥岩 (放散虫化石を含む), ホルンフェルス, 片状ホルンフェルスなど, 堆積岩あるいは堆積岩起源の低度変成岩に由来するものが大部分で, 花崗岩質の岩片はみつかっていない。

本火砕岩は, 全般的に破碎され, また緑泥石化作用, 絹雲母化作用などの変質をこうむっている。しかし, 明らかに熱変成作用を受けたとみられるものは見いだされていない。

本火砕岩の層序や構造についてはよく分かっていない

が、葉理面が $60-80^\circ$ の急傾斜を示す場合が多い。

阿寺七滝礫岩層は、斎藤 (1955) の“巢山層”，吉田・鈴木 (1952) および吉田 (1953) の“七滝礫岩層”とほぼ同じであり，宇井 (1976) により命名された。本礫岩層は，阿寺川上流，阿寺の七滝付近を中心として，巢山火砕岩の南側にまとまって分布する。淘汰不良の円礫—亜円礫（中礫—巨礫）を主とする礫岩で，基質はアルコーズである。礫は，巢山火砕岩に由来する流紋岩溶結凝灰岩のほか，花崗斑岩，チャート（放散虫化石を含む），砂岩，泥岩，ひん岩などである。ただし，花崗岩の礫は認められない。本礫岩層は，岩相の特徴から，和泉層群に対比されている (U, 1980)。

上記の“擾乱帯”に分布する各岩層間の相互関係については不明の点が多い。しかし，巢山火砕岩と阿寺七滝礫岩層との関係については，両者は断層で接している所もあるが，一部では後者が凹凸に富む境界面をもって前者の上に載ることがあり（後述の SUYAMA-2 試料採取地点近傍），さらに，後者が前者の礫を主材とすることから，両者が不整合関係にあるのは確かであろう。一方，巢山火砕岩は圧砕岩類や河内層に対して，みられる限りでは断層関係である。

今年年代測定を行った巢山火砕岩の2試料 (SUYAMA-1, SUYAMA-2) は，巢山北方および西方の地点から採取された流紋岩溶結凝灰岩である。岩相はよく類似し，両者共かなりの量の異質岩片を含んでいる。

〔年代測定試料の記載〕

SUYAMA-1 (GSJ R35881) : 流紋岩溶結凝灰岩

産地：愛知県南設楽郡鳳来町巢山北方約 500 m，花崗岩源圧砕岩との境界より約 50 m 南方の道路切割 (Fig. 5)，東経 $137^\circ 39' 30''$ ，北緯 $34^\circ 57' 32''$ 。

肉眼の特徴：風化面では灰褐色，破面では淡緑灰色，塊状，緻密で，細かい破断面で割れ易い。長径 2—5 mm の石英・長石片に富む。本質レンズ（淡緑色，長径 2 cm 以下）および異質岩片（径 1 cm 以下）を含む。

鏡下の性質

モード組成（容量比）：石英 13.4%，斜長石 13.0%，カリ長石 6.2%，黒雲母 0.6%，異質岩片 9.0%，基質 57.8%。

石英：半自形—他形。波動消光は弱い。

斜長石：半自形—他形。オリゴクレーヌ組成を示すが，絹雲母化作用が著しい。

カリ長石：半自形—他形。微パーサイト構造を示す。

黒雲母：劈開面の屈曲した構造を残して完全に緑泥

Fig. 5. Sample localities for fission-track dating in the Suyama area. Parts of the topographic map “Kuma”, scale 1 : 25,000, by the Geographical Survey Institute.

石化。鉄—チタン鉱物，ジルコンを伴う。

本質レンズ：自形—融食形の石英・斜長石・カリ長石・黒雲母（緑泥石化）の斑晶を多量に含み，石基は微文象質。

異質岩片：アルコーズ質砂岩，シルト岩，チャート，細粒珪質凝灰岩（ホルンフェルス化），凝灰質泥岩（放散虫化石に富む）。

基質：ガラス片の溶結した構造を残して脱ガラス化し，かつ変質作用を受けている。

SUYAMA-2 (GSJ R35883) : 流紋岩溶結凝灰岩

産地：愛知県南設楽郡鳳来町巢山西方約 750 m，林道沿いの露頭 (Fig. 5)，東経 $137^\circ 38' 50''$ ，北緯 $34^\circ 57' 12''$ 。

肉眼の特徴：SUYAMA-1 と同じ。

鏡下の性質

モード組成：斜長石 15.7%，カリ長石 7.4%，石英 5.9%，黒雲母 1.2%，異質岩片 7.2%，基質 62.5%。

斜長石：半自形—他形。オリゴクレーヌ組成を示すが，絹雲母化作用が著しい。

カリ長石：半自形—他形。微パーサイト構造を示す。変質により汚濁。

石英：半自形—他形。波動消光を示したり，サブグレイン化しているものが多い。

Table 1. Results of fission-track dating for zircons from the Sennan Rhyolites (KW-58, KW-59), the Kogigawa Granite (KW-60) and the Suyama Pyroclastic Rock (SUYAMA-1, SUYAMA-2).

No.	ΣN_s	ρ_s (/cm ²)	ΣNi	ρ_i (/cm ²)	$\Sigma N\phi$	ρd (/cm ²)	ϕ_{th} (/cm ²)	T (Ma)	$\pm eT$ (Ma)	$\pm e$ (%)	n	r	S (cm ²)	U (ppm)
KW-58	6898	5.00×10^6	3121	2.26×10^6	1394	9.44×10^4	5.88×10^{14}	77.4	2.7	3.4	24	0.792	1.38×10^{-3}	192
KW-59	8732	5.14×10^6	4071	2.39×10^6	1394	9.45×10^4	5.89×10^{14}	75.3	2.5	3.3	25	0.823	1.70×10^{-3}	203
KW-60	6191	4.80×10^6	3308	2.56×10^6	1395	9.45×10^4	5.89×10^{14}	65.7	2.3	3.4	24	0.909	1.29×10^{-3}	217
SUYAMA-1	1297	4.91×10^6	542	2.05×10^6	1087	7.34×10^4	4.57×10^{14}	65.2	3.9	5.9	30	0.841	2.64×10^{-4}	225
SUYAMA-2	887	4.28×10^6	419	2.02×10^6	1092	7.38×10^4	4.60×10^{14}	58.0	3.9	6.7	30	0.821	2.07×10^{-4}	220

ΣN_s and ρ_s : total count and density of spontaneous fission tracks

ΣNi and ρ_i : total count and density of induced fission tracks

$\Sigma N\phi$ and ρd : total count and density of induced fission tracks on neutron flux monitor

ϕ_{th} : thermal neutron dose, $T(\text{age}) = 5.96 \times 10^{-8} \times \phi_{th} \times \Sigma N_s / \Sigma Ni$

$\epsilon(\text{error}; 1\sigma) = \{1/\Sigma N_s + (1/\Sigma Ni)^2 + (1/\Sigma N\phi)^2\}^{1/2} \times 100$

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

S: count area, U: Uranium concentration in zircons: $5 \times 10^{10} \times \rho_i / \phi_{th}$

Spontaneous fission decay constant: $\lambda_f = 7.03 \times 10^{-17}$ (/year)

Thermal neutron fission cross section for ^{235}U : $\sigma_f = 5.77 \times 10^{-22}$ (cm²)

Isotope ratio $^{235}\text{U}/^{238}\text{U}$: $I = 7.253 \times 10^{-3}$, B value: $B = 6.23 \times 10^9$ ($\phi_{th} = B \times \rho d$)

ζ value: $\zeta = \phi_{th} \times \sigma_f \times I / \sigma d \times \lambda_f = B \times \sigma_f \times I / \lambda_f = 371$ Standard glass: NBS-SRM612

黒雲母: 劈開面の屈曲した構造を残して完全に緑泥

石化. スフェン, 鉄—チタン鉱物, ジルコンを伴う.

角閃石(?): 微量, すべて緑泥石と絹雲母の集合物に変化.

本質レンズ: 自形—融食形の石英, 斜長石, カリ長石および変質した苦鉄質鉱物の斑晶に富み, 石基は微文象質.

異質岩片: 黒雲母ホルンフェルス (弱片状, 緑泥石化), 砂岩 (弱片状), 泥岩など.

基質: ガラス片の溶結した構造を残し, 完全に脱ガラス化している.

測定方法および測定結果

試料を粉砕してジルコン結晶を分離し, grain-by-grain EDM (外部ディテクター法: GLEADOW *et al.*, 1976) によりフィッション・トラック年代の測定を行った. なお, 巢山火砕岩については, 仲井がジルコン晶相研究のために分離した試料 (60 メッシュ以下) を使用した.

狭義の外部ディテクター法 (GLEADOW, 1981 の ED1) では, 研磨した結晶内部面上で自発トラック密度を測定し, 一方この面に外部ディテクターとして白雲母を密着させ, 原子炉内で熱中性子照射を行い, 誘導トラック密度を測定して年代値を求める. 今回の測定 (ED2) では, 外部ディテクターを用いるのは変わらないが, 結晶の外部

表面で自発トラック密度を測定する点が異なっている.

外部ディテクター法では, 自発トラックを異方性のある結晶面で測定し, 一方誘導トラックを異方性のない (無視してよい) 白雲母上で測定する. このため, 厳密に年代値を求める場合には, 異方性のために生ずる自発トラック数測定効率の低下を補正しなければならない. しかし, 今回の試料のように自発トラック密度が 10^6 個/cm² を超えるようなときには, 雁沢 (1983) の指摘する異方性についての補正は実際上必要ないとされている (GLEADOW, 1978).

試料のエッチングは, NaOH: KOH = 1:1 (mol 比), 225°C の共融液を用い, エッチング時間は 15—20 時間で行った. 熱中性子照射は, 武蔵工業大学原子力研究所 TRIGA II 原子炉の照射溝で, 10 分間照射した.

以下に各試料の測定結果 (Table 1, Fig. 6) について述べる.

KW-58

測定した 24 個の粒子中には自形度のやや劣るものが含まれるが, 全体としてはほぼ同様の晶癖をもつ粒子群から構成されている. 粒子年代は 48—109 Ma とかなり広く分布するが, 70—80 Ma にモードをもつまとまりを示している. したがって, 測定全粒子の $\Sigma N_s / \Sigma Ni$ 比から年代値 77.4 ± 2.7 Ma を算出した.

KW-59

測定した 25 個の粒子は, 自形度が高く, 晶癖もほと

Fig. 6. Histogram of apparent fission-track ages for zircon grains.

んど均質である。粒子年代は 55—97 Ma に分布するものの、70—80 Ma に顕著なモードを持ち、全体としてのまとまりは良好である。したがって、測定全粒子の $\Sigma \text{Ns} / \Sigma \text{Ni}$ 比から求めた年代値 $T = 75.3 \pm 2.5 \text{ Ma}$ の信頼性は高いと判断される。

KW-60

測定した 24 個の粒子の自形度および晶癖の均一性は非常に高く、岩質（花崗岩）から考えても異種粒子の混入の可能性は無視できる。また、自発トラック密度 (ρ_s) と誘導トラック密度 (ρ_i) の相関も非常に良好である（相関係数 $r = 0.909$ ）。粒子年代は 51—87 Ma 間に分布するが、60—70 Ma 間に顕著なモードを持ち、全体のまとまりは良い。これらのことから、測定全粒子の $\Sigma \text{Ns} / \Sigma \text{Ni}$ から求めた年代値 $T = 65.7 \pm 2.3 \text{ Ma}$ の信頼性は高いと判断される。

SUYAMA-1

測定した 30 粒子は、粒度は上記の 3 試料に比べてかなり小さいものの、自形性は比較的良好で、晶癖の均一性も高い。粒子年代は 43—90 Ma の間に分布するが、60—75 Ma を中心としてよくまとまっている。したがって、測定全粒子の $\Sigma \text{Ns} / \Sigma \text{Ni}$ 比から算出した年代値 $T = 65.2 \pm 3.9 \text{ Ma}$ は、かなり信頼性の高い値と判断される。

SUYAMA-2

測定した 30 粒子のジルコン結晶は、SUYAMA-1 よりもさらに細粒のものが多く、自形性および晶癖の均一性は高い。粒子年代は 43—78 Ma の間にまとまっており、 $\Sigma \text{Ns} / \Sigma \text{Ni}$ 比から年代値 $T = 58.0 \pm 3.9 \text{ Ma}$ を算出した。細粒結晶を対象とせざるを得なかったため、平均自発トラック数 (N_s) は 30、平均誘導トラック数 (N_i) は 14 と低く、粒子年代がはっきりしたモードを示さないことから、満足すべき値ではないが、一応参考値として示した。

考 察

1) 泉南流紋岩類

泉南流紋岩類の最上部を占める W_9 ユニットおよび W_{10} ユニットの溶結凝灰岩中のジルコンは、それぞれ $75.3 \pm 2.5 \text{ Ma}$, $77.4 \pm 2.7 \text{ Ma}$ という、よく一致するフィッション・トラック年代をもつことが明らかになった。

これらの測定されたジルコン粒子は、いずれも自形性のよい粗粒結晶で、異質ジルコンが混入している可能性はほとんどない。また、両試料とも強く溶結した火砕流堆積物であり、かつ、サニディン結晶を含むことから、高温状態での堆積後、急速に冷却したことが示唆され

る。一方、両試料の採取地点は、泉南流紋岩類を貫く近木川花崗岩から水平距離で 3 km 以上離れており、鏡下でも熱変成作用を受けた痕跡は認められない。

以上のことから、上記の 75—77 Ma 前後というフィッシュン・トラック年代は、泉南流紋岩類最上部の堆積・固結年代を示すものと判断される。同岩類は多数回の冷却間隔をはさむ火砕流堆積物の厚層であるから、その活動の開始時期は、上記の年代よりも若干古く、80 Ma 前後となる可能性があるろう。

75—77 Ma という年代は、最新の地質年代尺度 (HARLAND *et al.*, 1982) では、白亜紀後期カンパニア期に相当する。一方、泉南流紋岩類を不整合に覆う和泉層群基底の時代は、和泉山脈ではアンモナイトによりカンパニア期とマストリヒチアン期の境界、ほぼ 73 Ma のところに引かれている (MOROZUMI, 1985)。したがって、泉南流紋岩類の生成から和泉層群の堆積までの間には、数 Ma 程度の時間間隔しか存在しないことになる。この点については次項でもふれる。

従来、泉南流紋岩類の地質時代については、白亜紀有田世ごろ (村上, 1974)、宮古世—浦河世 (山田直利ほか, 1979)、白亜紀中頃 (田結庄ほか, 1985) などと考えられてきた。そして、本流紋岩類が領家帯南縁部に位置することから、白亜紀—古第三紀火成活動の場が時代と共に領家帯から山陽帯、山陰帯へと堆移したとする図式中に早期の火山活動の例として引用されたこともある (村上, 1974)。しかし、今回の測定値は、従来の予想年代のいずれよりも若く、カンパニア期 (ヘトナイ世前半) を示している。この時期には、近畿地方では湖東流紋岩類 (SEKI, 1978; 石田ほか, 1984 など)、中部地方では濃飛流紋岩類 (原山ほか, 1985) にそれぞれ代表される大規模火砕流の噴出が知られており、泉南流紋岩類を含めてきわめて広範囲にわたるこの時期の火山活動の存在が明らかになった。

2) 近木川花崗岩

近木川花崗岩 (KW-60) の 65.7 ± 2.3 Ma というフィッシュン・トラック年代は、測定されたジルコン粒子の自形度・晶癖の均一性の高さ、粒子年代分布のまとまりの良さなどの点からかなり信頼性の高い値であると判断される。

この年代値は、和泉山脈における和泉層群の基底の年代 (約 73 Ma) よりかなり若く、むしろ同層群最上部の年代に近い (Fig. 7 参照)。泉南地域には、近木川花崗岩が和泉層群に直接覆われるところはないが、岩湧山北方 (Fig. 2 の東端部) では、近木川花崗岩の東方延長部である滝尻型アダメロ岩 (政岡, 1982) によって熱変成

作用を受けた泉南流紋岩類が、和泉層群 (非変成) によって不整合に覆われている (山田直利ほか, 1979)。したがって、上記のフィッシュン・トラック年代は近木川花崗岩の貫入・固結時期を示すものとは考えられない。

すでに述べたように、上記の滝尻型アダメロ岩の周縁相であるアプライト質黒雲母花崗岩中のカリ長石 (微斜長石パーサイト) の K-Ar 年代は 72.9 ± 2.3 Ma である (柴田ほか, 1979)。この年代は、和泉山脈における和泉層群の基底の年代にはほぼ一致しており、上記の周縁相の minimum age を示すものであろう。一方、近木川花崗岩は、80(?)—75 Ma のフィッシュン・トラック年代を示す泉南流紋岩類に対して、明らかな貫入関係にある。これらのことから、近木川花崗岩は 75—73 Ma の比較的短い期間内に貫入・固結したと考えることができる。このように、泉南流紋岩類と近木川花崗岩は、分布が互いに近接しているだけでなく、時間的にもほとんど連続的であり、両者が一つの火山—深成複合岩体を構成していた可能性が高い。

それでは、近木川花崗岩の 1 試料 (KW-60) の 65.7 ± 2.3 Ma というフィッシュン・トラック年代は何を意味しているのだろうか。一般にジルコン中のフィッシュン・トラックの閉鎖温度は $250 \pm 50^\circ\text{C}$ (西村, 1983) とされており、この温度は通常の花崗岩の固結温度よりはるかに低い。したがって、ある花崗岩体の貫入・固結に際して、岩体上部の周縁相は急速に冷却しても、岩体内部ではかなりの期間上記の閉鎖温度以上の環境が保持されていた可能性は十分に考えられる。近木川花崗岩の場合も、貫入時期は 75—73 Ma であったが、測定試料を含む岩体内部が $250^\circ\text{C} \pm 50^\circ\text{C}$ 以下に冷却したのは 65.7 ± 2.3 Ma の時期であったと考えることが可能であろう。

和泉山脈の和泉層群を構成する粗粒碎屑物質の検討から、和泉層群堆積時の北方後背地には泉南流紋岩類が広く地表部を構成していたことが明らかにされている (市原ほか, 1986)。近木川花崗岩を含む泉南地域の花崗岩類が広く露出するようになったのは、和泉層群堆積後のことであり、それは和泉層群堆積盆の北方地域の急激な上昇・剝削に起因するものであろう。事実、近木川花崗岩の縁辺部にはカタクラサイト帯が発達しており、それらの一部は上記の上昇運動に伴って形成された可能性がある。65.7±2.3 Ma という年代は、このような運動のある時期を示しているのではなからうか。

3) 巢山火砕岩

巢山火砕岩の 2 試料 (SUYAMA-1, SUYAMA-2) のフィッシュン・トラック年代は、それぞれ、 65.2 ± 3.9 Ma

Fig. 7. Time-spatial position of the Izumi Group (MOROZUMI, 1985), the Aterananataki Conglomerate and underlying volcanic rocks. Dotted columns show the time range of sedimentation in each area.

および 58.0 ± 3.9 Ma と測定された。これらの年代値は、白亜紀最末期および古第三紀暁新世を示している。

巢山火砕岩は、岩相、分布ならびに和泉層群に対比される阿寺七滝礫岩層に不整合に覆われることから、仲井 (1977) により泉南流紋岩類に対比された。今回の測定結果はこの推論を大局的には支持しており、少なくとも巢山火砕岩が中新世設楽層群のメンバーに対比される可能性はなくなったといえよう。

しかし、今回の測定値のうち、SUYAMA-2 の 58.0 ± 3.9 Ma という年代は、測定したジルコン粒子に細粒なものが多いため参考値程度とするとしても、SUYAMA-1 の 65.2 ± 3.9 Ma という年代も泉南流紋岩類の 80(?)–75 Ma という年代よりかなり若い。これについては、つぎの2通りの解釈が可能であろう。

(1) 巢山火砕岩も泉南流紋岩類と同じく、80–75 Ma のカンパニア期に生成したが、その後の2次的な熱的事変によってフィッシュン・トラック年代が若返った。熱的事変としては、本岩に接して分布する清崎花崗閃緑岩（現在はカタクラサイト化）などの貫入による熱的影響か、あるいは、中央構造線の断層活動に関連した熱水変質作用の影響などを挙げることができよう。しか

し、鏡下の観察では熱変成作用の証拠はない。

(2) 巢山火砕岩は泉南流紋岩類より少し遅れて、白亜紀最末期に噴出し、それを覆う阿寺七滝礫岩層の堆積も、和泉山脈における和泉層群の堆積より遅れて、古第三紀になって始まった (Fig. 7)。和泉層群堆積盆の中心部が、時代と共に東方へ移行する傾向 (MOROZUMI, 1985) からみて、和泉山脈から東方へ約 200 km 隔った巢山地域における和泉層群相当層の時代が古第三紀暁新世となる可能性は低くない。また、和泉層群の北側に分布する領家一山陽帯の花崗岩類の K-Ar 年代が、大局的に見ると、上記の傾向に対応して東方に向かって若くなることが、寺岡 (1977), SHIBATA *et al.* (1978) らによって指摘されており、火山岩類についても同様な傾向をもつことが考えられる。しかし、巢山地域では、火砕岩類の層序・構造、花崗岩類との関係、阿寺七滝礫岩の化石年代、河内層の位置付けなど、不明なことが多く、今後研究が待たれる。

ま と め

Grain-by-grain 外部ディテクター法 (ED2) によって、近畿地方領家帯南縁部に分布する泉南流紋岩類およ

び近木川花崗岩, 並びに中部地方領家帯南東縁部に分布する栗山火砕岩中のジルコンのフィッション・トラック年代測定を行った。その結果, 以下の事実が明らかとなった。

(1) 泉南流紋岩類 2 試料 (溶結凝灰岩) は 77.4 ± 2.7 Ma および 75.3 ± 2.5 Ma という近接した年代を示し, 同岩類が白亜紀後期 (カンパニア期) に生成したことが明らかとなった。この年代は, 従来予想されていた年代のいずれよりもかなり若い。このことは, 泉南流紋岩類噴出後, 同岩類の急斜構造をもたらしした造構運動ならびにこれに続く深成作用および泉南流紋岩類の削剝作用などの諸事変が, 和泉層群 (マストリヒチアン期) の堆積前, わずか数 Ma の期間に行われたことを示唆している。

(2) 泉南流紋岩類を貫く近木川花崗岩の年代は近木川花崗岩の貫入時期を示すものではなく, 同花崗岩固結後の上昇運動が和泉層群の堆積後まで続いたことを示すものであろう。

(3) 栗山火砕岩 2 試料 (溶結凝灰岩) は, 65.2 ± 3.9 Ma および 58.0 ± 3.9 Ma (参考値) の年代を示し, 同岩が中新世の設楽層群に対比される可能性は否定された。 65.2 ± 3.9 Ma (白亜紀最末期) という年代値は上記の泉南流紋岩類の年代よりも約 10 Ma も若い。このことは, 領家帯南縁部における火山活動の場が時代と共に東方に移行したことを示唆するものかもしれない。

文 献

- 雁沢好博, 1983: フィッション・トラック法によるグリーン・タフ変動の年代区分 その2—富山県太美山地域。地質雑, **89**, 271-286.
- GLEADOW, A. J. W., 1978: Anisotropic and variable track etching characteristics in natural spheens. *Nucl. Track Detection*, **2**, 105-117.
- , 1981: Fission-track dating methods: What are the real alternatives? *Nucl. Track*, **5**, 3-14.
- , HURFORD, A. J. and QUARF, R. D., 1976: Fission track dating of zircon: Improved etching techniques. *Earth Planet. Sci. Lett.*, **33**, 273-276.
- HARLAND, W. B., COX, A. V., LLEWELLYN, P. G., PICTON, C. A. G., SMITH, A. G. and WALTERS, R., 1982: *A geologic time scale*. 131 p., Cambridge Univ. Press.
- 原山 智・小井土由光・石沢一吉・仲井 豊・沓掛俊夫, 1985: 中部地方における白亜紀〜古第三紀火成活動の変遷。地球科学, **39**, 345-357.
- HAYAMA, Y., 1960: Geology of the Ryoke metamorphic belt in the Komagane district, Nagano Prefecture, Japan. *Jour. Geol. Soc. Japan*, **66**, 87-101.
- 林 唯一, 1967: 設楽地方の中央構造線と鹿塩庄砕岩中のジルコン。柴田秀賢教授退官記念論文集, 229-234.
- , 1978: 設楽南部の中央構造線についての覚書。MTL (中央構造線), no. 3, 115-118.
- 兵庫県, 1961: 20 万分の 1 兵庫県地質鉱産図及び同説明書。171 p.
- 市川浩一郎, 1960: 和泉山脈中部の和泉層群の層相変化及び後背地の問題 (演旨)。地質雑, **66**, 466.
- , 大橋邦宏, 1965: 大阪南部の泉南酸性火砕岩類と和泉層群。日本地質学会第 72 年年会地質見学案内書, 19 p.
- ISHIZAKA, K., 1966: A geochronological study of the Ryoke metamorphic terrain in the Kinki district, Japan. *Mem. Coll. Sci., Univ. Kyoto*, [B], **33**, 69-102.
- 石田志朗・河田清雄・宮村 学, 1984: 彦根西部地域の地質。地域地質研究報告 (5 万分の 1 図幅), 121 p., 地質調査所。
- 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), 148 p., 地質調査所。
- ITIHIRA, M., YOSHIKAWA, S., INOUE, K., HAYASHI, T., TATEISHI, M. and NAKAJIMA, K., 1975: Stratigraphy of the Plio-Pleistocene Osaka Group in Sennan-Senpoku area, south of Osaka, Japan. *Jour. Geosci., Osaka City Univ.*, **19**, 1-29.
- 小出 博, 1949: 段戸花崗閃緑岩類及び段戸変成岩類。地団研専報, no. 3, 39 p.
- 政岡邦夫, 1982: 近畿地方金剛山地およびその周辺の領家花崗岩類。地質雑, **88**, 483-497.
- MOROZUMI, Y., 1985: Late Cretaceous (Campanian and Maastrichtian) ammonites from Awaji Island, Southwest Japan. *Bull. Osaka Mus. Nat. Hist.*, no. 39, 1-58.
- 村上允英, 1974: 西南日本内帯における後期中生代〜古第三紀火成岩類の進入と構造との関係—とくに西中国を例にして。地団研専報, no. 18, 9-32.
- 仲井 豊, 1970: 愛知県三河地方の花崗岩類。地球科学, **24**, 139-145.
- , 1977: 三河大野の MTL 現地討論会報告 (総研 B・C グループ)。MTL, no. 2, 91-92.
- , 1986: 愛知県下, 中央構造線付近に分布する栗山火砕岩のフィッション・トラック年代。日本地質学会第 93 年学術大会講演要旨, 391.
- 西村 進, 1983: 花崗岩体の年代の不一致について。MAGMA, no. 67, 97-98.
- 斉藤正次, 1955: 5 万分の 1 地質図幅「三河大野」及び同説明書。36 p., 地質調査所。
- SEKI, T., 1978: Rb-Sr geochronology and petrogenesis of the late Mesozoic igneous rocks in the Inner Zone of Southwestern part of Japan. *Mem. Fac. Sci., Kyoto Univ., Ser. Geol. Min.*, **46**, 71-100.
- SHIBATA, K., MATSUMOTO, T., YANAGI, T. and HAMAMOTO, R., 1978: Isotopic ages and stratigraphic control of Mesozoic igneous rocks in Japan. In COHEE et al., eds., 1978: *Contributions to the geologic*

time scale, 143-164.

柴田 賢・内海 茂・中川忠夫, 1979: K-Ar 年代測定結果—1. 地調月報, **30**, 675-686.

鈴木洋子・加藤はるみ, 1978: 愛知県南設楽郡鳳来町巢山付近の地質—とくに溶結凝灰岩について—. 愛知教育大学卒論 (MS.)

田結庄良昭・弘原海清・政岡邦夫・周琵琶湖花崗岩団体研究グループ, 1985: 近畿地方における白亜紀〜古第三紀火成活動の変遷. 地球科学, **39**, 358-371.

寺岡易司, 1977: 領家・三波川両帯における白亜紀堆積盆. 秀 敬編三波川帯, 広島大学出版会, 419-432.

宇井啓高, 1976: 阿寺七滝礫岩層の堆積時代. MTL, no. 1, 81-83.

———, 1977: 阿寺七滝礫岩層と河内層, 火山岩類との関係について. MTL, no. 2, 93-96.

UI, H., 1980: Geological structure along the Median Tectonic Line east of Mikawa-Ono, central Japan. *Mem. Geol. Soc. Japan*, no. 18, 69-78.

山田直利・小井土由光・市川浩一郎・原山 智・田辺元祥・村上允英・吉田久昭・吉倉紳一・赤羽久忠, 1979: 泉南層群—領家帯南部における後期中生代酸性火山作用—. 地質学論集, no. 17, 195-208.

山田哲雄・端山好和・加々美寛雄・沓掛俊夫・前野紳一・政岡邦夫・仲井 豊・吉田 勝, 1979: 泉南地域の領家帯. 地質学論集, no. 17, 209-220.

吉田新二, 1953: 愛知県設楽第三紀層の地質構造. 愛知学芸大学研究報告, [3], 83-88.

———・鈴木重人, 1952: 愛知県設楽第三紀層の地質構造—特に七滝礫岩層について—(演旨). 地質雑, **58**, 305.

(要 旨)

山田直利・仲井 豊・檀原 徹, 1987: 領家帯南縁部に分布する泉南流紋岩類および巢山火砕岩のフィッシュン・トラック年代. 地質雑, **93**, 287-299. (YAMADA, N., NAKAI, Y. and DANHARA, T., 1987: Fission-track ages of the Sennan Rhyolites and the Suyama Pyroclastic Rock from the southern margin of the Ryoke Belt, Southwest Japan. *Jour. Geol. Soc. Japan*, **93**, 287-299.)

近畿地方領家帯南縁部に分布する泉南流紋岩類, 同岩類を貫く近木川花崗岩ならびに中部地方領家帯南東縁部に分布する巢山火砕岩中のジルコンについて, grain-by-grain 外部ディテクター法 (ED2) によりフィッシュン・トラック年代測定を行った.

泉南流紋岩類 2 試料 (溶結凝灰岩) の年代は, 77.4 ± 2.7 Ma および 75.3 ± 2.5 Ma (白亜紀後期カンパニア期) となり, 同岩類とこれを不整合に覆う和泉層群 (マストリヒチアン期) との時間差が予想外に小さいことが明らかとなった. 近木川花崗岩 (黒雲母花崗岩) の年代は 65.7 ± 2.3 Ma となったが, これは固結年代を示すものではなく, その後の上昇・冷却の年代を示すものであろう. 巢山火砕岩 2 試料 (流紋岩溶結凝灰岩) の年代は, 65.2 ± 3.9 Ma および 58.0 ± 3.9 Ma (参考値) となり, 泉南流紋岩類よりは若干若い, 同岩が中新世の設楽層群に対比される可能性は否定された.