

古第三紀宇部層群中の白岸凝灰岩の岩石記載とその噴出源

Petrography and source vent of Shirogishi Tuffs in Paleogene Ube Group, Yamaguchi Prefecture, Southwest Japan

今岡照喜*

西村祐二郎*

吉原和彦**

田中盛正**

加々美寛雄***

*Teruyoshi Imaoka**

*Yujiro Nishimura**

*Kazuhiko Yoshihara***

*Morimasa Tanaka***

*Hiroo Kagami****

1998年9月17日受付.

1999年3月10日受理.

* 山口大学理学部地球科学教室.

Department of Earth Sciences, Faculty of
Science, Yamaguchi University, Yamagu-
chi 753-8512, Japan

** 常盤地下工業株式会社.

Tokiwa Chikakougyou Co. Ltd., Ube 755-
0151, Japan

*** 新潟大学大学院自然科学研究科.

Graduate School of Science and Technolo-
gy, Niigata University, Niigata 950-2181,
Japan

Abstract

The source vent of three specimens of the Shirogishi Tuff (new name) which is stratigraphically one of the important key beds in the Paleogene Ube Group, has been investigated by means of petrography, Sr isotope ratio and fission-track age of zircon. These tuffs contain plagioclase (An 14-41 %), quartz, magnetite and ilmenite, and lithic fragment of andesite lava in a glassy matrix, which has altered to clinoptilolite and/or calcite. These tuffs yield zircon fission-track ages of 32.7 ± 2.0 , 32.5 ± 2.0 , and 30.0 ± 2.0 Ma. Plagioclase separates from these tuffs and Paleogene granites from the San-in zone indicate the initial Sr isotope ratios of 0.7046-0.7049 and 0.7046-0.7048, respectively. From these data, the source vent of the Shirogishi Tuff is inferred to have been derived from the Paleogene volcanic front including the Tamagawa cauldron and extending from San-in to north Kyushu.

Key words: tuff, Oligocene, fission track age, initial Sr isotope ratio, Ube Group, volcanic front

はじめに

山口県西部の宇部炭田を構成する宇部層群の地質学的研究は、徳永・飯塚(1930)にはじまり、戦後の炭田調査のための地質調査(鈴木・三原, 1949; 鈴木, 1950; 河野, 1956; 清原, 1956など)を経て、宇部興産(株)による海底炭田開発のための研究(松本・瀬戸, 1961; 瀬戸, 1972など)、そして陸上部の層序学的・古生物学的研究(高橋・横山, 1960; 高橋ほか, 1961, 1963; 高橋, 1975など)が行われてきた。その結果現在では、宇部層群は中・後期始新世に相当し、下位の厚東川礫岩層と上位の宇部夾炭層に区分されている(河野ほか, 1987)。しかし最近、石田ほか(1994)は層序、植物化石および凝灰岩のフィッシュン・トラック年代に基づいて、宇部夾炭層の一部を漸新世とみなし下片倉層と命名して、宇部層群から独立分離すべきとの予察的な見解を示している。

これらの研究の中で、いくつかの層準に白色凝灰岩の存在が報告(鈴木・三原, 1949; 清原, 1956)されてきたが、凝灰岩の岩石学的性質および噴出源となる火山の推定についての研究は全くなされていない。噴出源となった火山の解明が進めば、第四紀テフラについて行われているように、それをタイムマーカーとして古第三系の広域的対比が可能となるであろう(酒井, 1992)、古第三紀火山活動の実体そのものの解明にもつながるであろう。そのためには、凝灰岩の地質学的・岩石学的・年代学的特性を様々な角度から明らかにする必要はある。

従来から知られている宇部層群中の各地に産する凝灰岩は、一般的には風化が進み粘土化しているために、詳細な岩石学的検討には適していない。しかし最近、今岡と西村は山口宇部有料道路と市道請川王子線を結ぶバイパスの法面工事中に、白岸地域においてカットされた直後の新鮮で堅固な凝灰岩試

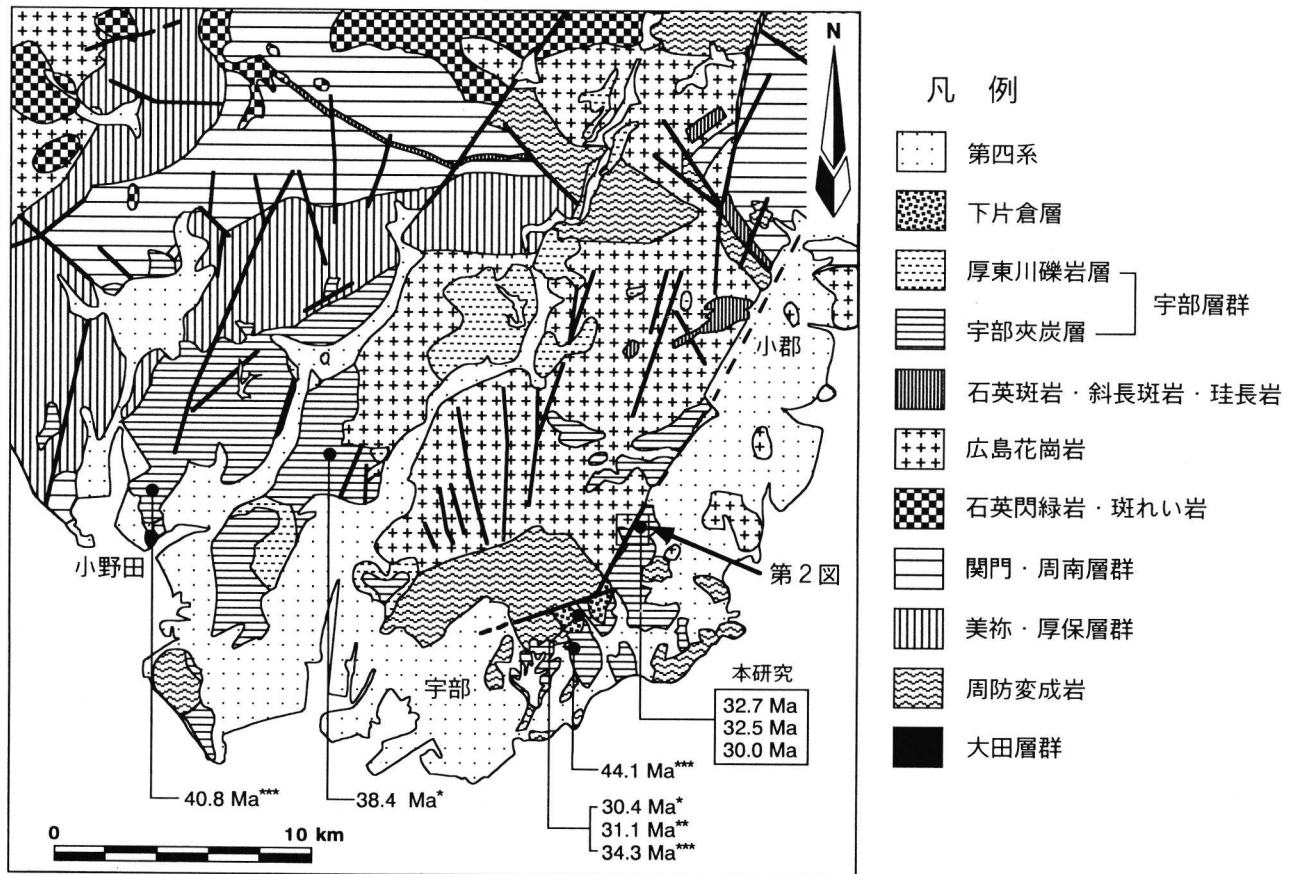
料を観察・採取する機会に恵まれた。ここでは、これらの凝灰岩を白岸凝灰岩と命名することにする。この小論においては、白岸凝灰岩について、産状、鏡下観察、XRDによる構成鉱物の同定、斜長石のEPMA分析とSr同位体比の測定、およびジルコンのフィッシュン・トラック年代（以下FT年代と略記）の測定について結果を報告し、その噴出源となった火山あるいは火山帯について検討する。

白岸凝灰岩の産状

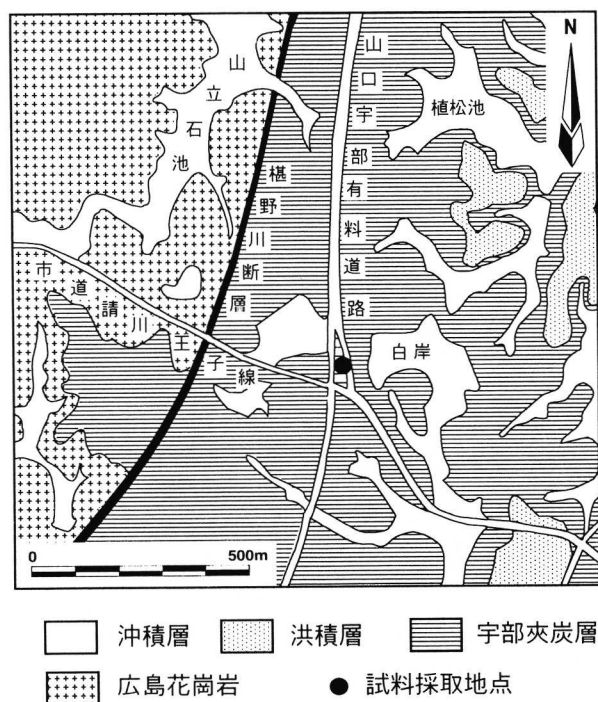
第1図に西村ほか（1995）の編集による山口県宇部・小野田市周辺の地質図、および本研究で使用した試料の採取地点を示す。本地域の地質は古い方から、先第三系基盤岩類（ペルム紀大田層群、トリアス紀周防変成岩、トリアス紀厚保層群・美祢層群、白亜紀関門層群・周南層群、白亜紀広島花崗岩・半深成岩）、古第三系（宇部層群、下片倉層）、および第四系に大別される。古第三系は先第三系基盤岩類を不整合に覆うか、それらと榎野川断層などの断層で接する。宇部層群は下位の厚東川礫岩層（50～130m）と上位の宇部夾炭層（90～130m）に細分される。今回の検討試料は宇部夾炭層とされている部分から採取した（第1・2図）。

試料採取地点を含む山口宇部有料道路と市道請川王子線を結ぶバイパスの位置図を第2図に示す。白岸地区における法面工事（1995年11月）の現場では、高さ5m・幅150mに及ぶ緩く傾斜した連続露頭が観察された。その連続露頭の地質柱状図を第3図に示す。この露頭はおもにシルト層と砂岩層からなり、その間に凝灰岩層（5.5m±）と3枚の薄い炭層が挟まれている。この凝灰岩を当地の地名にちなんで、白岸凝灰岩と呼ぶことにする。白岸凝灰岩層の直下には、径数cmの円礫～亜円礫を含む含礫シルト層が見られる。シルト層の多くは淡青灰色を示し、硫黄粉末の析出や黄鉄鉱の団球を含むことから、堆積時に停滞水（湖水）が存在していた可能性が考えられ、全体として静穏な堆積環境にあったものとみなされる。

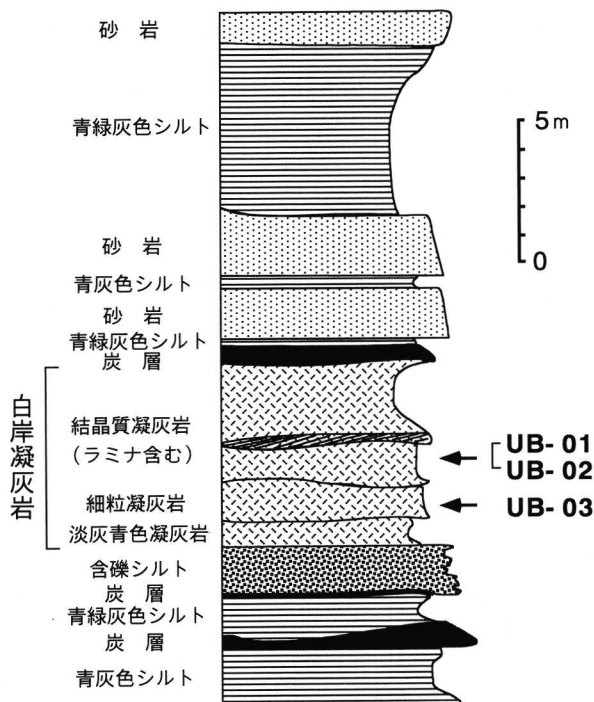
白岸凝灰岩層は見掛けの特性に基づいて、上から下へ結晶質凝灰岩（4.3m±）、細粒凝灰岩（1.3m±）、および淡灰青色凝灰岩（0.9m±）に区分される（第3図）。結晶質凝灰岩層は淡灰白色を呈し、比較的もろい部分（UB-02）に塊状で堅固な部分（UB-01）が点在している。この層の中下部にはラミナが発達し、部分的に斜交葉理も認められる。細粒凝灰岩層は陶白色を示し、火山豆石様の球体を含む（UB-03）。



第1図. 山口県宇部・小野田市周辺の地質図（西村ほか，1995）ならびに宇部層群下片倉層産凝灰岩の既報および本研究年代値（*；木村・辻，1990，**；木村・辻，1992，***；石田ほか，1994）。



第2図. 試料採取地点とその付近の地質図.



第3図. 試料採取地点付近の露頭柱状図.

淡灰青色凝灰岩は細粒緻密で1mm±の黄鉄鉱を含み、層理が認められる。なお()内の記号は、以下で検討する試料番号である。

法面工事でカットされた上記の露頭は、カット後数十日が経過ただけで、雨水による浸食を受けて軟弱化し、かなりの程度に粘土化していることを確認した。したがって、宇部層群中に知られている凝灰岩の地質露頭が、一般に白色粘土化していることも理解できるし、その一部は当法面露頭の白岸凝灰岩と同一の起源を有する可能性が指摘できる。

白岸凝灰岩の岩石記載

今回検討した試料は第3図に示すように、結晶質凝灰岩2試料(UB-01, UB-02)と細粒凝灰岩(UB-03)である。以下に各試料について記載する。

1. 鏡下観察

UB-01は斑晶状結晶として多量の斜長石と少量の石英を含み、その粒間が方解石によって充填・膠結されている(第4図A)。方解石によって膠結されているために、まわりの凝灰岩より硬く、浸食面では礫状に突出している。モード分析の結果は、斜長石(36.6%)・石英(0.4)・不透明鉱物(0.8)・マトリックス+ガラス(32.6)・岩片(29.6)である。斜長石はきわめて新鮮で、しばしばアパタイトを包有する。不透明鉱物としては、黄鉄鉱・磁鉄鉱・イルメナイトがX線回折によって同定された。全岩および水籤試料のX線回折では、斜長石と方解石のほかに、斜プチロル沸石とスメクタイトが同定された。斜プチロル沸石は火山ガラスの続成・変質作用

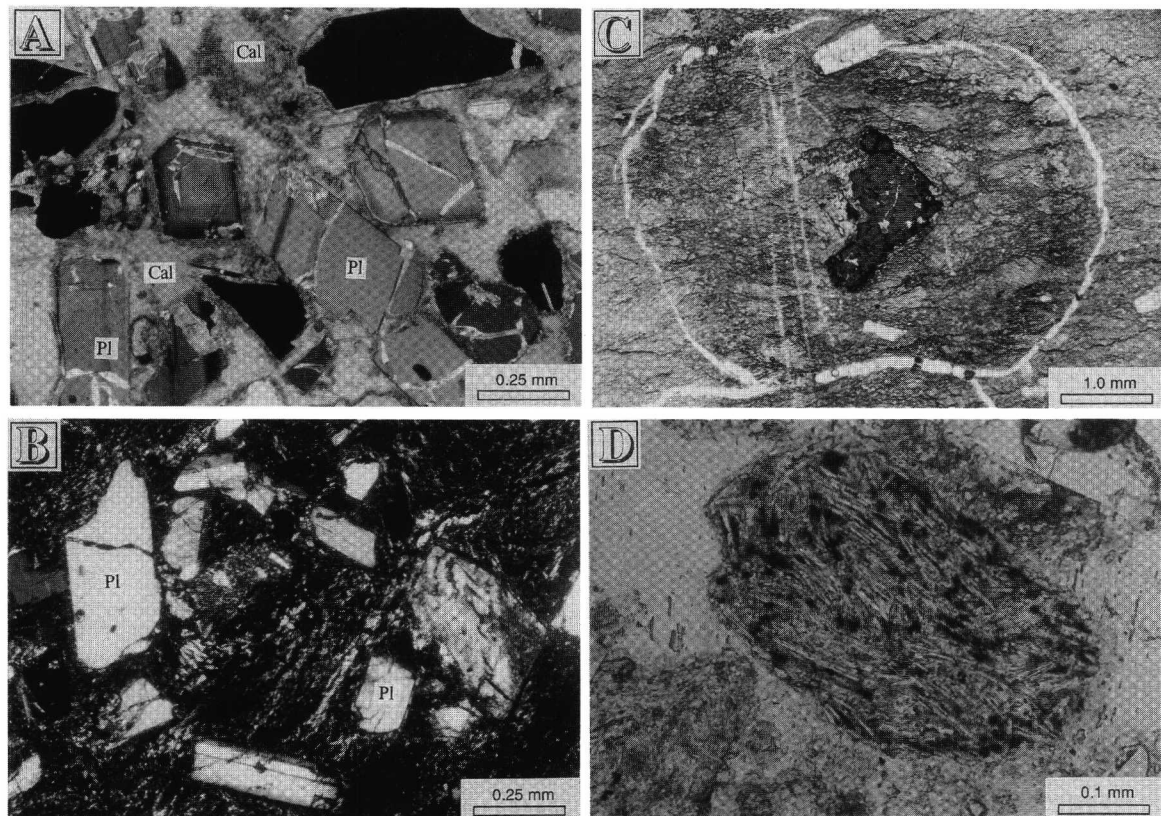
によってできる一般的な鉱物である。この凝灰岩中には、しばしば斜長石の針状結晶が配列した毛氈状組織を示す安山岩溶岩の岩片が認められる(第4図D)。

UB-02はUB-01と同様に斑晶状の斜長石を多量に含む試料であるが、マトリックスが方解石によって充填・膠結されていないために(第4図B)、固結度が低く、軟弱な岩相を示す。モード分析の結果は、斜長石(29.7%)・石英(0.2)・不透明鉱物(0.8)・マトリックス+ガラス(63.5)・岩片(6.8)である。全岩および水籤試料のX線回折では、斜長石のほかに斜プチロル沸石とスメクタイトが同定された。

UB-03は火山豆石様の球体を含む細粒の陶白色凝灰岩である。球体とマトリックスの間には空隙があり、両者は容易に分離できる。球体の核部には黄鉄鉱の仮像をなす赤褐色の褐鉄鉱が見られ、酸化核をなしている。また、球体中の葉理がマトリックス部分と連続しているので(第4図C)、火山豆石ではない。モード分析の結果は、斜長石(2.0%)・不透明鉱物(4.7)・マトリックス+ガラス(93.3)である。不透明鉱物はおもに褐鉄鉱からなるが、少量の磁鉄鉱およびイルメナイトを含む。全岩および水籤試料のX線回折によって、斜長石や方解石のほかに斜プチロル沸石が同定された。

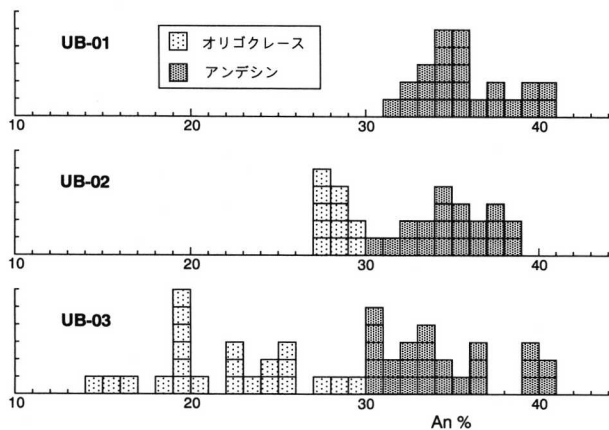
2. 斜長石の化学組成

白岸凝灰岩3試料中の斑晶状斜長石の化学分析を行った。分析には山口大学機器分析センターに設置の島津製V6型X線マイクロアナライザーを使用した。測定条件は加速電圧15kV、試料電流70μA、補正計算はBence and Albee(1968)に従った。各試料とも約10個の結晶粒について、1結晶あた



第4図. 白岸凝灰岩の顕微鏡写真.

A; UB-01, B; UB-02, C; UB-03 (白線は偽豆石), D; UB-01中の安山岩の岩片. Pl; 斜長石, Cal; 方解石.



第5図. 白岸凝灰岩の斜長石のAn組成頻度図.

り数点を測定した. 第5図に分析結果の頻度図を示す.

UB-01はAn30~40%で, アンデシンの組成を示す. UB-02はUB-01とほとんど同じであるが, An30%以下のオリゴクレーヌも含む. それに対して, UB-03はAn14~41の幅広い組成を示し, オリゴクレーヌ~アンデシンに分類される. いずれもこれら斜長石の化学組成は, 珪長質~中間質のマグ

マから生成したことを示している.

3. 斜長石のSr同位体比

白岸凝灰岩2試料(UB-01, UB-02)中の斜長石, および比較試料として山陰地域の古第三紀花崗岩4試料中の斜長石を分離し, Sr同位体比の測定を行った. 分離方法は, まず岩石を粉砕し超音波洗浄後, 80~150と150~250メッシュ・サイズの二つのフラクションに篩分けし, 磁鉄鉱などの強磁性鉱物を磁石で取り除き, 電磁分離と重液(クレリチ重液)分離を繰り返した. 花崗岩試料は山口県の田万川花崗岩(TM-02, TM-12, TM-40; 村上, 1973)および島根県の雲城花崗岩(KUM-36; 今岡, 1986)である. 各試料の採取地点を第7図に, RbとSr含有量, $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$ 比などの測定結果を第1表に示す.

Sr同位体比およびSr・Rb含有量の測定は, 岡山大学固体地球研究センターのMAT261型質量分析計を使用した. 分析精度はKagami et al. (1987, 1989)によって報告されている. 第1表に示す各サンプルの測定期間中のSr同位体標準試料NBS987の $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 値は, 0.710256 ± 0.000012 であったので, Kagami et al. (1987)の 0.710242 で規格化した.

測定結果は, 白岸凝灰岩のSr同位体比が $0.704645 \sim 0.704938$ で, 古第三紀花崗岩のそれが $0.704640 \sim 0.704841$ であり, ほぼ類似した値を示している. いずれも 0.705 以下の

第1表. 白岸凝灰岩および古第三紀花崗岩中の斜長石の Rb・Sr 含有量と Sr 同位体比.

Sample No.	mesh #	Rb ppm	Sr ppm	⁸⁷ Rb/ ⁸⁶ Sr	⁸⁷ Sr/ ⁸⁶ Sr	Sr I (32 Ma)
白岸凝灰岩						
UB-01a	80-150	5.83	709	0.0238	0.704645 (14)	0.704634
UB-01b	150-200	12.9	722	0.0517	0.704720 (14)	0.704697
UB-02a	80-150	5.14	666	0.0223	0.704897 (14)	0.704887
UB-02b	150-200	15.4	664	0.0671	0.704938 (14)	0.704908
古第三紀花崗岩						
TM-02	100-200	26.5	405	0.189	0.704841 (14)	0.704755
TM-12	100-200	15.6	374	0.121	0.704779 (14)	0.704724
TM-40	80-150	19.0	552	0.100	0.704725 (13)	0.704680
KUM-36	100-200	26.5	375	0.204	0.704640 (14)	0.704547

第2表. 白岸凝灰岩のジルコンのフィッシュン・トラック年代測定結果.

試料名	結晶数 (個)	自発核分裂片飛跡 $\rho_s (\times 10^6 \text{cm}^{-2})$ (Ns)	誘導核分裂片飛跡 $\rho_i (\times 10^6 \text{cm}^{-2})$ (Ni)	χ^2 検定 (%)	熱中性子線量 $\rho_d (\times 10^6 \text{cm}^{-2})$ (Nd)	相関係数 r	ウラン濃度 (ppm)	年代値 (Ma)
UB-01	30	8.97 (9109)	4.10 (4165)	0	8.10 (2490)	0.557	410	32.7 \pm 2.0
UB-02	30	7.56 (8468)	3.49 (3903)	0	8.13 (2497)	0.713	340	32.5 \pm 2.0
UB-03	30	8.25 (5912)	4.13 (2960)	44	8.13 (2498)	0.857	410	30.0 \pm 2.0

値を示す。後述の白岸凝灰岩の FT 年代 32Ma とそれぞれの ⁸⁷Rb/⁸⁶Sr 比および ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr 比から Sr 同位体比初生値 (SrI) を計算すると、白岸凝灰岩と古第三紀花崗岩とは、それぞれ 0.7046~0.7049 と 0.7046~0.7048 で重複する。このことはこれらの斜長石を晶出したマグマが、同じ起源物質に由来することを明示している。

白岸凝灰岩のジルコンのフィッシュン・トラック年代

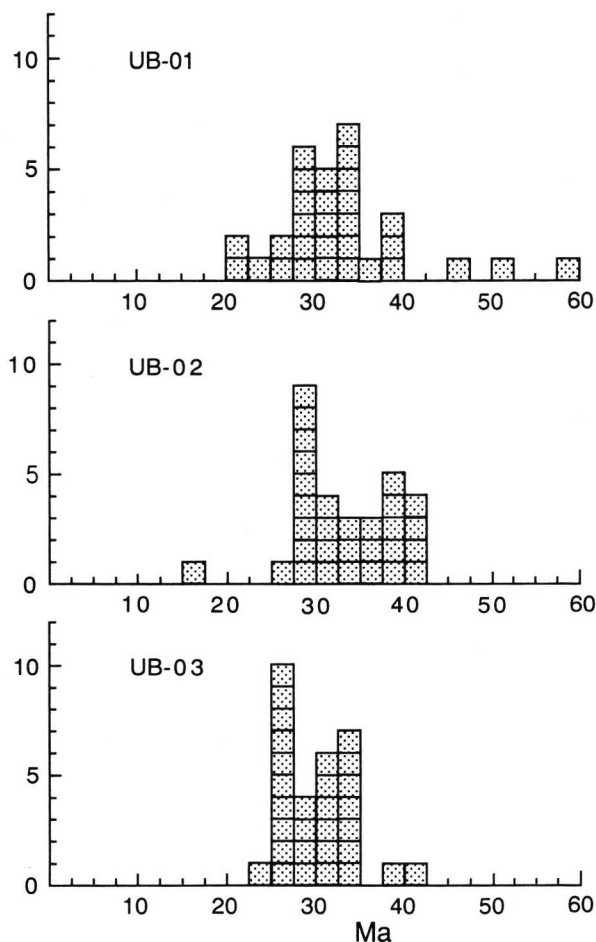
先に記載した白岸凝灰岩 3 試料を粉砕・水洗・篩分けしたのち、パンニング・磁選・重液によってジルコンを分離し、ジルコンの FT 年代を測定した。測定は東京都フィッシュン・トラックに依頼した。年代測定は Danhara et al. (1991) に準拠した測定ルーチンで行った。UB-01 と UB-02 のジルコン結晶の外部面には多数の浅いピットがあり、外部面での測定条件が悪いので、測定は結晶内部面を用いた外部ディテクター法を用いた。UB-03 のジルコン試料の表面は平滑で結晶外部面での測定も可能であるが、UB-01 および UB-02 との測定条件をそろえるために内部面での測定した。照射には立教大学の原子炉 TRIGA MARK II を使用し、²³⁵U 全壊変定数 λ_D は 1.480×10^{-10} /年を用いた。エッチング条件は KOH : NaOH = 1 : 1 (mol.) etchant を用いて、225℃ で 15 時間行った。測定結果を第 2 表と第 6 図に示す。年代誤差は 2 σ で示す。

UB-01 は個々の粒子の測定データのまとまりがよく (第 6 図)、異質とみなされる結晶粒が含まれていないので、測定した全粒子を同一起源と考えると、年代値 32.7 \pm 2.0Ma を算

出した。ただし、 χ^2 検定には失格する。測定粒子は均質な粒子グループを選別しており、異種年代粒子の混入は経験的に考えにくい。 χ^2 検定に失格する最も可能性の高い原因として、結晶内部面での測定データには観察面の上下でのウラン濃度の差異が非ポアソン変動要素となり、誤差として入りやすいことにある (Danhara et al., 1991)。

UB-02 も全測定粒子 30 個の粒子データは一見よくまとまるが (第 6 図)、 χ^2 検定には失格する。その原因としては、UB-01 と同様のことが考えられる。結晶 1 粒ごとの年代頻度図では、一つの粒子だけ若い年代を示す。ただしこの粒子上には、 ρ_s 分布のばらつきはあまり観察されない。しかし、この粒子を除外しても基本的に年代値は大きく変化せず (33.4 \pm 2.0Ma)、ランダムな粒子選択がおおよそ 25 粒子以上なされれば、妥当な測定値が得られる (Green, 1981) 証拠ともなる。したがって、測定した全 30 粒子を同一起源とみなして、年代値 32.5 \pm 2.0Ma を算出した。

UB-03 は全測定粒子 30 個の粒子のまとまりがよく (第 6 図)、 χ^2 検定に合格する。したがって、全粒子は同一起源に属するものとみなし、30.0 \pm 2.0Ma を算出した。本試料は層準的には UB-01 や UB-02 の下位にあるが、測定中央値は逆転する。しかし、3 者は誤差範囲内で一致し、有意な差はない。したがって、これら 3 試料の測定値は 30~32Ma 付近 (漸新世) にあると解釈される。



第6図. 白岸凝灰岩のジルコン粒子ごとの年代頻度分布図.

考 察

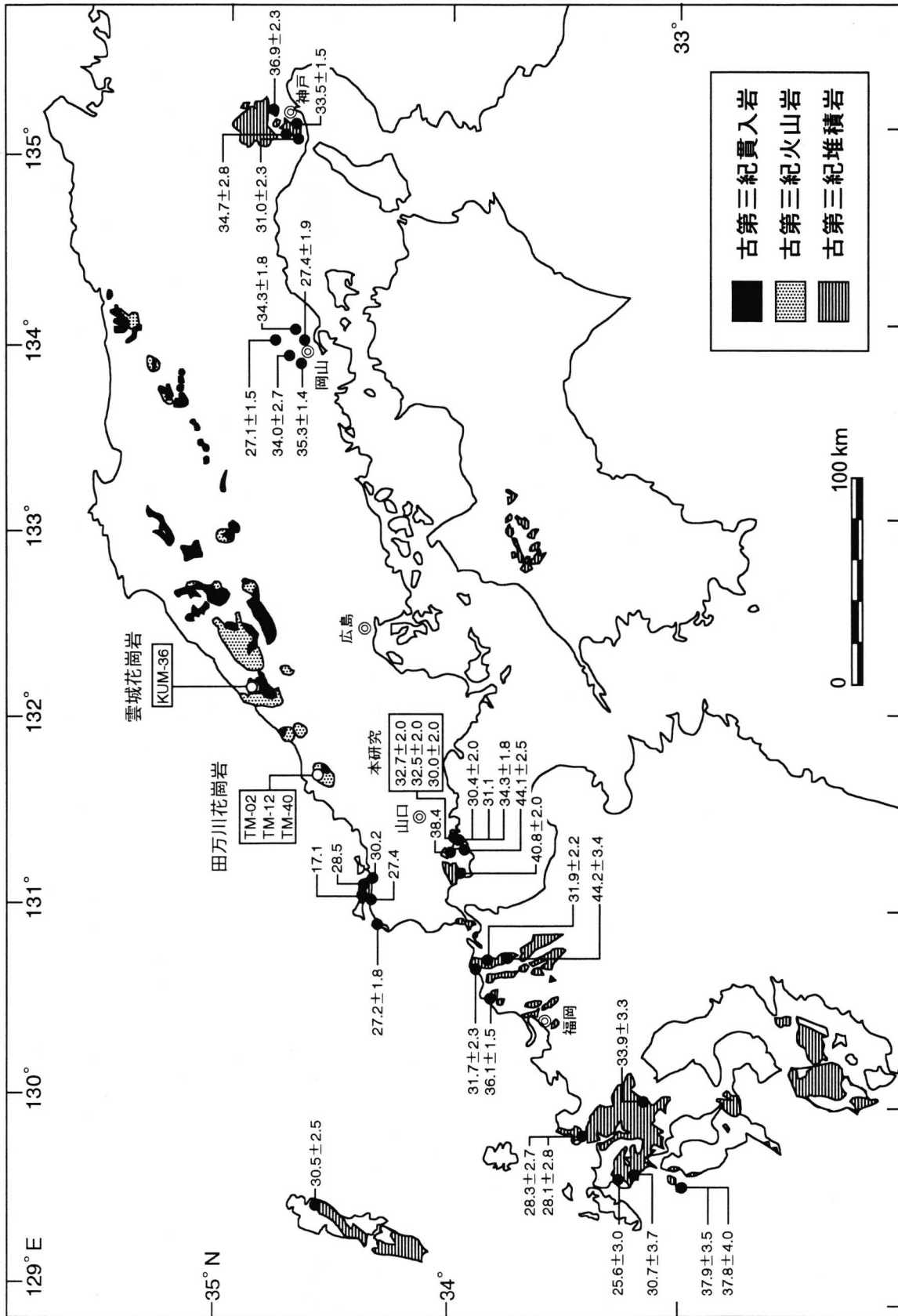
既述のように露頭で観察される宇部層群中の凝灰岩は、一般に白色粘土化していることが多い。今回検討した白岸凝灰岩試料は、法面カット直後に採集されたこと、試料によっては方解石によって膠結されていることなどのために、新鮮な斜長石とジルコンを得ることができた。ただし、火山ガラスはほとんどすべて斜プチロル沸石に変わっている。ここでは、白岸凝灰岩中のジルコンのFT年代、斜長石のEPMA分析および斜長石のSr同位体比の測定結果に基づいて、その供給源となった火山あるいは火山帯についての考察を行う。

まず、FT年代から検討する。宇部層群中の白岸凝灰岩について今回新たに 32.7 ± 2.0 Ma, 32.5 ± 2.0 Ma, そして 30.0 ± 2.0 MaのFT年代が得られた。これらの年代値は漸新世に相当し、従来下片倉層について得られているFT年代、 30.4 ± 2.0 Ma (木村・辻, 1990), 31.1 Ma (木村・辻, 1992), および 34.3 ± 1.8 Ma (石田ほか, 1994)の範囲に入る。下片倉層は宇部層群に軽微な斜交不整合で累重すること、亜熱帯性気候を示す宇部層群に対してやや寒冷な気候を示す針葉樹種を含む植物化石を産出する (河野ほか, 1987; 松下ほか,

1994) こと、および上記のFT年代の検討に基づいて、石田ほか (1994) は下片倉層を宇部層群 (宇部夾炭層) とは別の独立した漸新統としてとらえるべきという予察的な見解を示している。一方、その他の宇部層群中の凝灰岩については、宇部市の試料について 44.1 ± 2.5 Ma (石田ほか, 1994) が、小野田市の試料について 38.4 Ma (木村・辻, 1990) と 40.8 ± 2.0 Ma (石田ほか, 1994) の始新世を示すFT年代が得られている (第1図)。下片倉層の分布は今回の試料採取地点と近接することから (第1図)、その分布域はさらに広がる可能性もある。下片倉層の宇部層群からの独立分離およびその広がりについては、石田ほかの詳細な報告に待ちたい。以下の議論では、宇部層群を下片倉層を含む広義の意味に使用することにする。

いずれにしても始新世～漸新世の火成活動は、広義の宇部層群分布域では知られておらず、最も近い所としては山口県北東部に位置する田万川コールドロンにおける火成活動が挙げられる。第7図には、古第三紀火山岩と貫入岩の分布を示しており、田万川コールドロンに対比される火成岩が山陰地方一帯に広がっていることを示している。この東方延長は、佐渡島そして北海道に連なる一連の古第三紀火山帯の一員をなすものとみなされる。この火山帯は日本海に沿って直線上に配列した2列の火山フロントを形成している (第7図参照)。また、この火山帯に分布する岩体の多くは、火山-深成複合岩体をなすが、岩体によっては削剝レベルの相違から深成岩だけしか露出していない岩体や火山岩だけしか露出していない岩体もある。今岡ほか (1994) の総括によれば、田万川コールドロンを含むこの火山帯の活動は $44 \sim 30$ Ma (始新世～漸新世) であり、例えば、島根県浜田では $44 \sim 30$ Maの活動が断続的に起こっている (今岡ほか, 1990)。この年代は白岸凝灰岩だけでなく広義の宇部層群中の凝灰岩のFT年代と良く符号している。白岸凝灰岩中の斜長石組成からは珪長質～中間質マグマが推定されたが、田万川コールドロンや同時代の火成活動は今岡 (1986) や Imaoka et al. (1988) によって総括されているように、珪長質～中間質の火成活動が主体である。少量の玄武岩の活動も知られているが、溶岩流だけしか認められていない。最も大規模な活動はデイサイト～流紋デイサイト質の火砕流を噴出したものである。白岸凝灰岩が磁鉄鉱を含むことも、田万川コールドロンに代表される同時代の火成岩類が磁鉄鉱系である (Imaoka et al., 1982; Imaoka and Nakashima, 1983) ことと調和的である。

Iizumi and Kagami (1987) および Kagami et al. (1992) は中国～瀬戸内地域における白亜紀～古第三紀花崗岩のSr同位体初生値の広域的变化を検討し、北側の $SrI=0.704 \sim 0.706$ の地域 (山陰帯: 古第三紀) と南側の $SrI=0.706 \sim 0.708$ の値をもつ地域 (山陽帯および領家帯: 白亜紀後期) を区別した。このようなSr同位体初生値の広域的变化は、Shibata and Ishihara (1979) によってもすでに指摘されており、マグマの起源物質となりうる下部地殻あるいは上部マントル物質の不均質さ、マグマ上昇過程における地殻物質の同化作用の差異などに起因すると考えられている。白岸凝灰岩中の斜長石の測定結果から推定されるSr同位体比初生値



第7図. 古第三紀火成岩類および堆積岩類の分布図 (地質調査所, 1992) ならびに古第三系凝灰岩のジルコンFT年代. 四角の枠は本研究で得られた年代および使用した試料番号を示す. 地質調査所 (1992) によって古第三紀とされた貫入岩類のうち, 三笠花崗岩と光守花崗岩については白亜紀後期の黒雲母 K-Ar 年代が松浦 (1998) により報告されたので, 分布を削除した.

は、山陰帯：古第三紀のそれに対応している。

以上のデータから、今回検討した宇部層群中の白岩凝灰岩の噴出源となる火山としては、田万川コールドロンなどから構成される古第三紀火山帯を挙げることができる。現在、筆者らはこの火山帯を構成する個々の火山体の特性を識別しうるほどの分解能を持ち合わせていない。したがって、噴出源がこの火山帯のどの火山体かは特定できない。もし、火山灰が偏西風に乘って運ばれたのであれば、この火山帯の西方延長を考えなければならない。酒井（1994）は、北九州の下部漸新統である津屋崎層中の恋ノ浦火砕堆積物および対馬における水中火砕流の詳細な検討から、これらが対馬から五島列島の西～北西海域に推定される古第三紀火山フロント上の火山からもたらされたものと結論した。今後、古第三紀火山フロントの西方延長についても検討する必要がある。

1980年前半まで、西南日本内帯の古第三系は九州北部、山口県西部および四国の久万地域にしか知られていなかった。しかし近年、始新世～漸新世のFT年代を示す凝灰岩が各地から報告され（第7図）、古第三系の分布域が広がってきた。すなわち、近畿・中国地方では神戸層群（尾崎ほか、1996）、岡山県下の山砂利層（Suzuki, 1996）、そして日置層群（村上ほか、1989）があり、九州では福岡県の芦屋層群・大辻層群・宗像層群・直方層群（以上、尾崎・濱崎、1991）、長崎県の西彼杵層群・相浦層群（宮地・酒井、1991）および対州層群（高橋・林、1987）、佐賀県の杵島層群（宮地・酒井、1991）、および佐賀・長崎県の佐世保層群（宮地・酒井、1991）である。これら個々の凝灰岩の供給源火山についても検討されなければならないが、酒井（1992, 1994）や本研究のように古第三紀火山フロントからもたらされた可能性がある。一般に古第三系には、白亜系や新第三系に比較して、火山物質が少ない（水野、1970）と言われているが、今後古第三紀の年代を示す凝灰岩は各地から報告されるであろう。

謝 辞

EPMA分析にあたっては、当時山口大学機器分析センター長の飯石一明教授および森福洋二技官に使用の便宜を図っていただいた。XRDによる粘土鉱物の同定については、同大学澤井長雄助教授にご助言をいただいた。島根大学総合理工学部の大平寛人博士には有益なコメントをいただいた。以上の方々から心から感謝の意を表する。

文 献

Bence, A.E. and Albee, A.L., 1968, Empirical correction factors for the electron microanalysis of silicate and oxides. *J. Geol.*, **76**, 382-403.
 地質調査所, 1992, 100万分の1日本地質図 第3版.
 Danhara, T., Kasuya, M., Iwano, H. and Yamashita, T., 1991, Fission-track age calibration using internal and external surfaces of zircon. *Jour. Geol. Soc. Japan*, **97**, 977-985.
 Green, P.F., 1981, A new look at statistics in fission-track dating. *Nucl. Tracks*, **5**, 77-86.
 Iizumi, S. and Kagami, H., 1987, Initial Sr isotope ratio of the Hobutsu-san granite, Sanin Belt, SW Japan: Implication for Sr isotope variation of Cretaceous-Paleogene igneous rocks in the Inner Zone of SW Japan. *Mem. Fac. Sci., Shimane*

Univ., **21**, 145-152.
 今岡照喜, 1986, 山陰西部における古第三紀火成活動. 広島大地研報, no.26, 1-108.
 今岡照喜・板谷徹丸・松本俊雄・山崎博史・沢田順弘, 1990, 山陰西部国府火山岩類のK-Ar年代. 地質雑, **96**, 945-948.
 Imaoka, T. and Nakashima, K., 1983, Temporal and spatial variations of magnetic susceptibility of Cretaceous to Neogene igneous rocks from the central and western Chugoku Province, Japan. *Jour. Sci. Hiroshima Univ., Ser. C*, **8**, 1-30.
 Imaoka, T., Nakashima, K. and Murakami, N., 1982, Iron-titanium oxide minerals of Cretaceous to Paleogene volcanic rocks in western Chugoku district, Southwest Japan. *J. Japan. Assoc. Min. Petr. Econ. Geol.*, **77**, 235-255.
 Imaoka, T., Murakami, N., Matsumoto, T. and Yamasaki, H., 1988, Paleogene cauldrons in the western San-in district, Southwest Japan. *Jour. Fac. Liberal Arts, Yamaguchi Univ.*, **22**, 41-75.
 今岡照喜・大平 武・沢田順弘・板谷徹丸, 1994, 中国・四国地方における白亜紀～第三紀火成岩類の放射年代. 岡山理大自然科学研報, no.20, 3-57.
 石田志朗・松下弘樹・精松保貴・松尾征二, 1994, 山口県宇部東部の古第三系層序と漸新世下片倉化石植物群. 日本地質学会西日本支部会報, no.105, 19-20.
 Kagami, H., Iizumi, S., Tainosho, Y. and Owada, M., 1992, Spatial variations of Sr and Nd isotope ratios of Cretaceous-Paleogene granitoid rocks, Southwest Japan Arc. *Contrib. Mineral. Petrol.*, **112**, 165-177.
 Kagami, H., Iwata, M., Sano, S. and Honma, H., 1987, Sr and Nd isotopic compositions and Rb, Sr, Sm and Nd isotopic concentrations of standard samples. *Technical Rept. ISEI, Okayama Univ., Ser. B*, **4**, 16 p.
 Kagami, H., Iwata, M., Sano, S. and Honma, H., 1989, ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr and ¹⁴³Nd/¹⁴⁴Nd ratios of GSJ rock reference samples; JB-1a, JA-1 and JG-1a. *Geochem. Jour.*, **23**, 209-214.
 河野通弘・田附治夫・松尾征二, 1987, 古第三系, (1) 宇部地域. 猪木幸男・村上允英・大久保雅弘編, 日本の地質7「中国地方」. 共立出版, 106-107.
 河野迪也, 1956, 5万分の1地質図幅および同説明書。「宇部東部」, 地質調査所.
 木村勝弘・辻 喜弘, 1990, 堆積盆の生成発展過程の研究. 石油開発技術センター年報, 平成元年度, 12-15.
 木村勝弘・辻 喜弘, 1992, 堆積盆の生成発展過程の研究. 石油開発技術センター年報, 平成4年度, 90-98.
 清原清人, 1956, 5万分の1地質図幅および同説明書。「宇部」, 地質調査所.
 松本隆一・瀬川弘之, 1961, 宇部炭田の地質学的展望. 鉱山地質, **11**, 257-263.
 松下弘樹・松尾征二・石田志朗, 1994, 山口県宇部市西岐波の下片倉化石植物群. 美祿市歴史民俗資料館調査研報, no.10, 1-49.
 松浦浩久, 1998, 中国山地, 三室花崗岩及び光守花崗岩の黒雲母 K-Ar年代. 岩鉱, **93**, 182-185.
 宮地六美・酒井治孝, 1991, 北西部九州, 第三紀層中火砕岩類のフィッシュン・トラック年代. 地質雑, **97**, 671-674.
 水野篤行, 1970, 古第三紀. 市川浩一ほか編, 日本列島地質構造発達史. 築地書館, 111-120.
 村上允英, 1973, 古第三紀田万川陥没体の形成機構に関する一考察. 地質学論集, no.9, 93-105.
 村上允英・今岡照喜・雁沢好博, 1989, 山陰西部における古第三紀火山性陥没体の分布と時代に関する2, 3の問題. 地田研専報, no.36, 41-47.
 西村祐二郎・今岡照喜・宇多村 謙・亀谷 敦, 1995, 新編山口県地質図15万分の1. 山口地学会.
 尾崎正紀・濱崎聡志, 1991, 福岡県北部に分布する古第三系のフィッシュン・トラック年代. 地質雑, **97**, 251-254.
 尾崎正紀・松浦浩久・佐藤喜男, 1996, 神戸層群の地質年代. 地質雑, **102**, 73-83.
 酒井治孝, 1992, 北西九州, 炭田第三系中の火砕流堆積物. 松本徂夫教授記念論文集, 237-246.

- 酒井治孝, 1994, 北九州の下部漸新統, 津屋崎層中の恋ノ浦火砕堆積物. 地質雑, **100**, 692-708.
- 瀬戸弘之, 1972, 宇部炭田(とくに海域)における新発見について. 岩井淳一教授記念論文集, 295-308.
- Shibata, K. and Ishihara, S., 1979, Initial $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ ratios of plutonic rocks from Japan. *Contrib. Mineral. Petrol.*, **70**, 381-390.
- 鈴木倉次, 1950, 東部宇部炭田の地形・地質. 山口大工学報, **1**, 46-51.
- 鈴木倉次・三原常治, 1949, 宇部炭田地質説明書. 西部石炭協会, 29p.
- Suzuki, S., 1996, Paleogene talus deposits, Okayama City, Southwest Japan. *Okayama Univ., Earth Sci. Rept.*, **3**, 17-24.
- 高橋英太郎, 1975, 宇部層群. 山口県の地質, 山口博物館, 154-163.
- 高橋英太郎・松尾 裕・日比野至・久保田恵彬・倉田芳明, 1961, 宇部炭田東部の地質. 山口大理科報, **12**, 67-74.
- 高橋英太郎・渡辺富士男・田中恒夫, 1963, 宇部炭田西部の地質. 山口大理科報, **14**, 71-76.
- 高橋英太郎・横山健治, 1960, 宇部炭田中央部の地質. 山口大理科報, **11**, 165-169.
- 高橋 清・林 正雄, 1987, 対馬の火成岩類のフィッション・トラック年代(II). 長崎大教養紀要(自然科学篇), **27**, 19-31.
- 徳永重康・飯塚 実, 1930, 宇部炭田の地質学的研究. 早大理工紀要, **6**, 1-151.

(要 旨)

今岡照喜・西村祐二郎・吉原和彦・田中盛正・加々美寛雄, 1999, 古第三紀宇部層群中の白岸凝灰岩の岩石記載とその噴出源. 地質学論集, no.53, 393-401. (Imaoka, T., Nishimura, Y., Yoshihara, K., Tanaka, M. and Kagami, H., 1999, Petrography and source vent of Shirogishi Tuffs in Paleogene Ube Group, Yamaguchi Prefecture, Southwest Japan. *Mem. Geol. Soc. Japan*, no.53, 393-401.)

宇部層群中の新鮮な白岸凝灰岩について, 産状, 鏡下観察, XRDによる構成鉱物の同定, 斜長石のEPMA分析とSr同位体比の測定, およびジルコンのフィッション・トラック(FT)年代の測定を行い, その噴出源となった火山あるいは火山帯について検討した. 3試料のFT年代は, $32.7 \pm 2.0\text{Ma}$, $32.5 \pm 2.0\text{Ma}$, および $30.0 \pm 2.0\text{Ma}$ である. そのFT年代32Maとそれぞれの斜長石の $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$ 比と $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 比からSr同位体比初生値(SrI)を計算すると, 白岸凝灰岩および古第三紀花崗岩のそれぞれが $0.7046 \sim 0.7049$ と $0.7046 \sim 0.7048$ となり, 完全に重複する. このことはこれらの斜長石を晶出したマグマが, 同じ起源物質に由来することを示している. 以上のデータから, 筆者らは宇部層群中の白岸凝灰岩の供給源として, 古第三紀田万川コールドロンなどから構成される古第三紀火山帯の可能性を指摘した.