

論文

島根県東部，古第三紀後期梅木花崗岩の岩石学的研究：  
山陰中央部の因美期および田万川期貫入岩類の岩石化学的比較

飯泉 滋\*・高橋 亮\*\*

**A petrological study of the late Paleogene Umeki granite in the central San'in district,  
SW Japan: petrochemical correlation between the late Cretaceous-Paleocene Inbi  
and Eocene-Oligocene Tamagawa Intrusives in the central San'in district**

Shigeru Iizumi\* and Ryo Takahashi\*\*

**Abstract**

Cretaceous-Paleogene intrusive rocks in the central San'in district are geochronologically divided into the late Cretaceous-Eocene Inbi and Eocene-Oligocene Tamagawa Intrusives. The Umeki granite, one of the Tamagawa Intrusives, is a stock composed mainly of granite porphyry, granophyre and aplitic granite with small amounts of medium-grained equigranular biotite granite. Nine whole rock samples give a well-defined isochron age of  $31.2 \pm 1.7$  Ma with an initial Sr isotope ratio of  $0.70437 \pm 0.00017$ , indicating that the granite is one of the youngest Tamagawa Intrusives in the central San'in district. Petrochemically the Umeki granite is characterized by lower Rb, Zr and Nb contents and Rb/K<sub>2</sub>O ratio, and also by distinctly lower initial Sr (Sr<sub>i</sub>) and higher Nd isotope ratios (Nd<sub>i</sub>) (0.51273-0.51277) than the Inbi Intrusives in the central San'in district. Comparing with the most Inbi Intrusives, the Tamagawa Intrusives have in general lower K<sub>2</sub>O and Rb contents and lower Rb/K<sub>2</sub>O ratio, and also lower Sr<sub>i</sub> (0.70416-0.70507) and higher Nd<sub>i</sub> (0.51263-0.51277). If the Inbi and Tamagawa Intrusives were derived from the lower crust beneath the San'in district by partial melting, the isotope ratios of the magma source must have been changed after the Inbi magmatism, because Sr<sub>i</sub> and Nd<sub>i</sub> of the Inbi Intrusives are in the ranges 0.70477 to 0.70681 and 0.51244 to 0.51258, respectively. The changes in the isotope ratios of the lower crust may be explained by injection of mafic magmas after the Paleocene which had higher Sr and Nd contents and lower Sr (around 0.703) and higher Nd isotope ratios (around 0.513) than the lower crustal materials before 50 Ma. Tentative mixing calculations indicate that 20-30% mixing of such magmas with the lower crust possibly change the isotope ratios of the lower crust to the appropriate values. Contamination of the Inbi magmas with the upper crustal materials would not have played an important role for having caused the isotopic differences between the Inbi and Tamagawa Intrusives.

**Key words:** Umeki granite, Cretaceous-Paleogene, Petrochemistry, Rb-Sr isochron, Sr and Nd isotope ratios, central San'in, SW Japan

はじめに

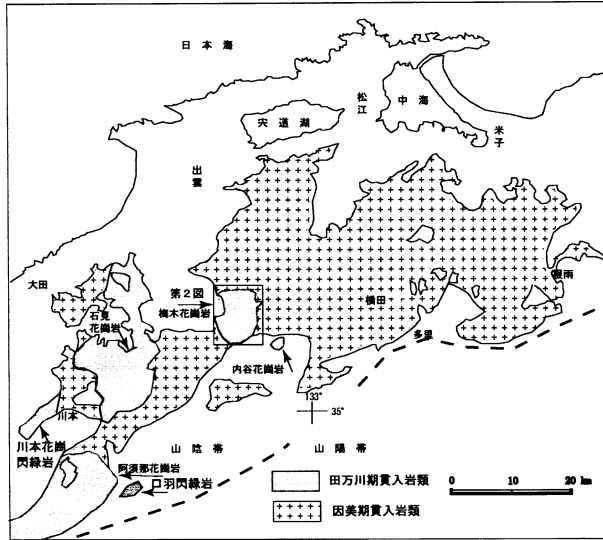
西南日本に広く分布する，珪長質火山岩類や花崗岩類を主体とした白亜紀-古第三紀火成岩類は，領家帯，山陽帯，山陰帯のものに区分されている (Ishihara, 1971 など)。中国地方に限ってみれば，領家帯では 105 Ma 前後から 85 Ma 前後までの約 2,000 万年間，山陽帯では 105 Ma 前後から 75 Ma 前後までの約 3,000 万年間に渡って活動が継続したのに対し，山陰帯では 85 Ma 前後から 30 Ma 前後までの約 5,500 万

年にわたる長期間の活動が断続的に行われた。山陰帯には山陽帯の阿武層群や高田流紋岩類に対比される白亜紀火山岩類，山陽帯の広島花崗岩類に匹敵する 80 Ma 前後の年代を示す貫入岩類，白亜紀末期から暁新世にかけての火山岩類および貫入岩類，始新世から漸新世にかけての火山岩類とそれらに密接に伴う貫入岩類が錯綜して分布している。従来，山陰帯の白亜紀-古第三紀火成岩類のうち，白亜紀-古第三紀初期貫入岩類の大部分は因美進入岩類，古第三紀中後期の貫入岩類は山陰西部では田万川花崗岩あるいは田万川期進入岩類，山陰中東部では鉛山進入岩類と呼称されてきた (村上, 1973, 笹田ほか, 1979, 飯泉ほか, 1985)。最近，西田ほか (2005) は山陰帯の白亜紀-古第三紀火成活動史を再検討する中で，用語の統一や「進入岩類」という用語は推奨語ではない (日本地質学会, 2004) ことを考慮して，山陰帯の貫入岩類を 80 Ma 前後の用瀬期貫入岩類，75-50 Ma の因美期貫入岩類，45-30 Ma の田万川期貫入岩類に区分した。

岩石化学的にみると，山陰帯の火成岩類は領家帯や山陽帯

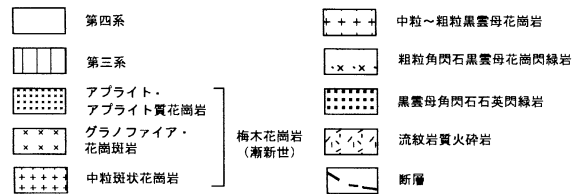
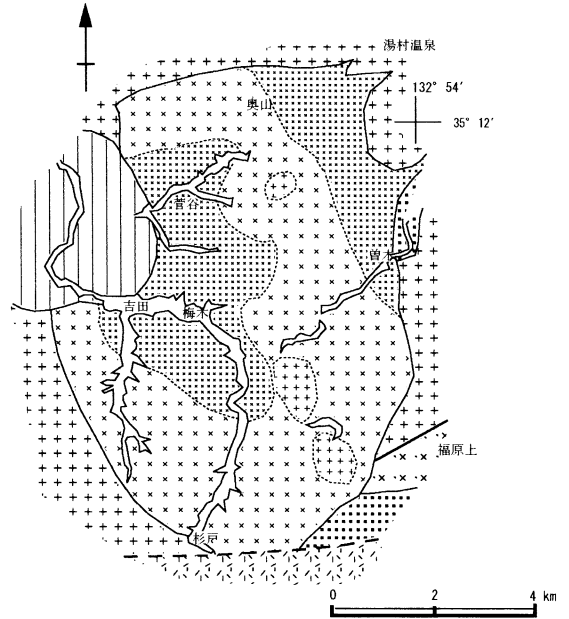
\* 島根大学総合理工学部地球資源環境学教室  
(連絡先: 690-0823 松江市西川津町 3134-2)  
Department of Geoscience, Shimane University, Matsue 690-8504  
(present address: Nishikawatsu 3134-2, Matsue, 690-0823).

\*\* 島根大学総合理工学部地球資源環境学科 2001 年度卒業，岩手県立大船渡高等学校勤務 (連絡先: 020-0134 盛岡市南青山町 2-29)  
Graduate of Shimane University, class of 2002.  
(present address: Minami-Aoyama-cho 2-29, Morioka 020-0134)



第1図 島根県中東部の白亜紀-古第三紀貫入岩類の分布。  
500,000分の1地質図幅編集委員会(1973)を改変・簡略化。

の白亜紀火成岩類に比較して、 $Fe_2O_3$  含量や  $Fe_2O_3/FeO$  比が高く (Ishihara, 1971; 荒牧・野沢, 1974; Murakami, 1974),  $K_2O$  含量や  $K_2O/Na_2O$  比が低いことなどの主化学組成上の相違 (村上, 1973; 今岡・村上, 1979; 村上・今岡, 1980) や, Li, Rb, Ba, Be, Cs, Hf, Th, U, Pb, Sn, As などに乏しく, Sr に富むことなどの微量元素の相違 (Nishimura et al., 1968; 石原ほか, 1969; Terashima and Ishihara, 1976; 石原・寺島, 1977; 今岡ほか, 1985; 今岡, 1986; 今岡・関, 1987) などが指摘されてきた。また, 山陰帯の火成岩類は Sr・Nd・O・S などの同位体組成が領家帯や山陽帯の火成岩類とは大きく異なることも指摘されてきた (Honma and Sakai, 1976; Sasaki and Ishihara, 1979; Kagami et al., 1992; Iizumi et al. 2000; Ishihara and Matsuhisa, 2002; Ishihara and Sasaki, 2002)。以上のように, 山陰帯の白亜紀-古第三紀火成岩類は岩石化学的に領家帯や山陽帯のものとは大きな相違があるが明らかにされてきたものの, 山陰帯で時代を異にして活動した因美期火成岩類と田万川期火成岩類との間の岩石化学的相違について検討された例は少ない。沢田 (1979) は山陰帯中央部で, 同一地域で活動した火成岩類について,  $K_2O$  含量の時代変化を検討し, 後期白亜紀-古第三紀初期の火成岩類 (因美期火成岩類) から, 古第三紀中後期の火成岩類 (田万川期火成岩類), ついで新第三紀の火成岩類へと  $K_2O$  含量が時代とともに減少する傾向があることを明らかにした。同一地域の火成岩類にこのような  $K_2O$  含量の時間的変化が認められることから, 沢田 (1979) は部分溶融の繰り返しによって, マグマソースの  $K_2O$  が時代とともに次第に枯渇していった可能性を指摘した。このような検討は同一地域で長期間におよんだマグマ活動の性格やその要因を明らかにする上で大きな意義があるものと考えられる。今回, 山陰中央部に産する田万川期貫入岩類の一つである, 梅木花崗岩 (飯泉・沢田, 1980) についての岩石学的, 岩石化学的および年代学的データを得たのでここに報告し, 併せて最近蓄積されてきた新たなデータおよび一部の未公表



第2図 梅木花崗岩体の地質図。一部, 松浦ほか (2005) に基づいた。

データに基づいて, 山陰中央部の因美期貫入岩類と田万川期貫入岩類との間の岩石化学的相違についても検討する。

### 地質概略

島根県中部から鳥取県西部にかけての山陰中央部には白亜紀-古第三紀貫入岩類が広く分布し, その主要部は複成パソリスを形成している。多くの岩体は因美期貫入岩類であるが, それらを貫いて田万川期貫入岩類も分布する (第1図)。田万川期貫入岩類の一つである梅木花崗岩は松江市南南東約 10 km 付近の島根県雲南市吉田町を中心に分布する, 長径 9 km, 短径 6 km のストックである (第1図)。本岩体周辺には, 白亜紀火山岩類, 石英斑れい岩, 花崗閃緑岩, 花崗岩などの因美期貫入岩類などが分布し, 梅木花崗岩はそれらと断層あるいは貫入関係で接触し, 岩体北西部で新第三紀中新世の吉田複合岩体 (沢田, 1978) に貫かれる (第2図)。

白亜紀火山岩類は本地域南部に分布し, 流紋岩質結晶質凝灰岩および火山礫凝灰岩を主体とする珪長質火砕岩類である。石英, カリ長石, 斜長石, 黒雲母などの結晶片および隠微晶質のマトリックスから構成されるが, しばしば径数 cm 大の流紋岩や流紋岩質火砕岩の岩片を含む。黒雲母の大部分は緑泥石, 鉄鉱などに変質している。梅木花崗岩体とは東西方向の断層で接すると推定されるが, 火砕岩類は熱変成作用を受けていることから, 梅木岩体より古期の火山岩類である

と推定される。本火山岩類は本地域南西方に分布する新造寺山流紋岩類(吉田, 1961)に連続分布する。従って本火山岩類は白亜紀の高田流紋岩類(吉田, 1961)に対比されるものと考えられる。

石英斑れい岩は本地域南東部および本地域東部の曾木付近に小岩体として産する(第2図)。細粒ないし中粒等粒状の黒雲母角閃石石英斑れい岩で閃緑岩を伴う。少量のカリ長石, ジルコン, アパタイト, チタナイトおよび不透明鉱物を伴う。石英斑れい岩は梅木花崗岩に隣接した地域で, しばしば幅数10 cm から数 m の梅木花崗岩由来のアプライト質花崗岩やアプライト脈によって貫かれていることから, 梅木花崗岩より古期の岩体である。

粗粒角閃石黒雲母花崗閃緑岩は雲南市吉田町福原上付近から東方へ伸びて分布する(第2図)。斜長石, 石英, カリ長石, 黒雲母, 角閃石, アパタイト, チタナイト, 褐れん石, 磁鉄鉱を主体とした不透明鉱物などから構成される。風化が著しく, また露頭が乏しいことから, 黒雲母角閃石石英斑れい岩や梅木花崗岩との直接的な相互関係は明瞭ではないが, 本花崗閃緑岩は梅木岩体の周辺でもほとんど岩相変化を示さないことから, 梅木花崗岩より古期の貫入岩体である可能性が強い。

中一粗粒黒雲母花崗岩は, 梅木花崗岩体北部から北東部にかけて分布する(第2図)。このうち, 本地域北部の奥山北方に産するものは鶴花崗岩(鹿野ほか, 1994)に, また東方のものは横田花崗岩(山陰バソリス研究グループ, 1982; 飯泉・山陰バソリス研究グループ, 1983)に連続する。いずれも類似した岩相を示す等粒状黒雲母花崗岩であるが, しばしばカリ長石が弱斑状を呈する。分布が限られた本調査地域内で両岩体を区分するのは困難なので, 本報告では両者を一括して示した(第2図)。主成分鉱物は斜長石, 石英, カリ長石で, 少量のジルコン, アパタイト, 褐れん石, 不透明鉱物を伴う。カリ長石と石英の間には微文象組織が発達する場合がある。梅木花崗岩との直接的な相互関係は明確ではないが, 本黒雲母花崗岩は梅木岩体周辺でも全く岩相変化を示さないこと, 梅木花崗岩由来と考えられるアプライトやアプライト質花崗岩脈に随所で貫かれることから, 梅木花崗岩より古期の岩体であると推定される。

### 梅木岩体の岩石記載

本岩体は東西約7 km, 南北約10 kmで, 約70 km<sup>2</sup>の露出面積を持つストックである。主要な岩相は花崗斑岩, 文象斑岩, アプライト質花崗岩, アプライトであるが一部に中粒等粒状ないし中粒斑状黒雲母花崗岩を伴う。本岩体は小範囲で岩相が著しく変化するが, 大きく中粒等粒状ないし斑状黒雲母花崗岩, 花崗斑岩・文象斑岩, アプライト質花崗岩・アプライトに区分される(第2図)。花崗斑岩・文象斑岩およびアプライト質花崗岩・アプライトが卓越し, 中粒等粒状ないし斑状黒雲母花崗岩の分布は限られる。各岩相は一般に漸移するが, アプライト質花崗岩やアプライトは他岩相を貫く場合が多い。いずれの岩相も, 主成分鉱物は斜長石, 石英, カリ長

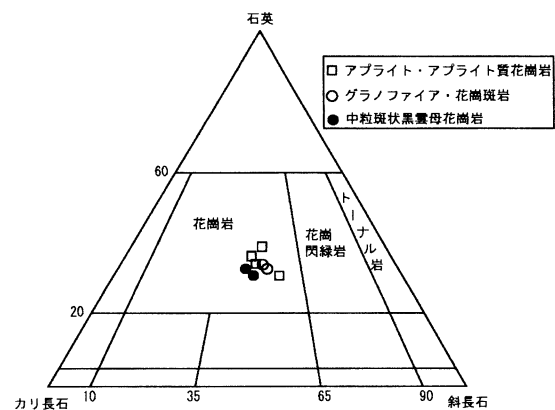
石および黒雲母で, 副成分鉱物として, ジルコン, チタナイト, アパタイト, 褐れん石, 不透明鉱物を伴う。

中粒斑状黒雲母花崗岩は, 岩体南東部および北東部に分布する(第2図)。しばしば粒径4-5 mmの斜長石および石英が弱い斑状を呈し, 全体に粒度を下げ狭い範囲で花崗斑岩・文象斑岩に移化する。花崗斑岩・文象斑岩は互いに漸移し, 岩体の主体を構成する。花崗斑岩は径4-6 mm(最大10 mm)の自形ないし半自形の斜長石, 粒状石英, カリ長石および黒雲母を斑状に含み, 石基は主に2 mm以下の斜長石, 石英およびカリ長石から構成される。斑晶と石基の量比は変化に富み, 斑晶が石基を上回る場合多く, しばしば粒径1-3 mm程度の斜長石, 石英, カリ長石および1 mm程度の黒雲母を主成分とする中粒等粒状ないし中粒斑状黒雲母花崗岩に移化する。また, カリ長石と石英の間には文象組織が発達する場合が多い。

アプライト質花崗岩は主に粒径1 mm以下の斜長石, 石英, カリ長石および黒雲母から構成される。しばしば少量の, 粒径2 mm程度の斜長石, 石英および黒雲母が斑状を呈する。アプライト質花崗岩やアプライトは, 花崗斑岩・文象斑岩を貫く場合と漸移する場合とがある。

本岩体の花崗斑岩・文象斑岩およびアプライト質花崗岩・アプライトには, しばしば多様な形態を示す, 大小さまざまな細粒黒雲母角閃石花崗閃緑岩やトータル岩が包有岩として含まれるが, 中粒等粒状ないし斑状黒雲母花崗岩には極めて乏しい。花崗岩類と花崗閃緑岩の境界は不明瞭な場合が多いが, 花崗閃緑岩側に幅1 mm程度の急冷相が認められる場合があり, 両者がほぼ同時期に形成された可能性がある。

梅木花崗岩から, 中粒斑状黒雲母花崗岩2試料, 花崗斑岩・文象斑岩2試料, アプライト質花崗岩4試料, 計8試料, また母岩の一つである中粒-粗粒黒雲母花崗岩2試料について鉱物容量比を測定し, 結果を石英-カリ長石-斜長石三角ダイアグラムに示した(第3図)。梅木岩体の各試料は, すべて花崗岩のフィールドの狭い領域にプロットされる。本岩体は著しい岩相変化を示すものの, 岩相間にモード組成上の大きな変化はなく, 岩相変化は主に冷却速度の違いによって形成されたものと推定される。



第3図 梅木花崗岩のモード組成。

第1表 梅木花崗岩および周辺の因美期貫入岩類の化学組成と梅木花崗岩の Sr・Nd 同位体組成. No.1-13：梅木花崗岩 (No.1-2：中粒斑状黒雲母花崗岩，No.3-8：黒雲母花崗斑岩およびグラノファイア，No.9-12：アプライト質花崗岩およびアプライト，No.13：暗色包有岩)，No.14-16：因美期貫入岩類 (No.14：黒雲母角閃石石英斑れい岩；No.15-16：中一粗粒黒雲母花崗岩)。

No.	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16
sample No.	TA80307	TA80313	TA80205	TA80213	TA91203	TA91306	TA91802	TA92205	TA80204	TA82913	TA91307	TA91706	TA80204e	TA80315	TA80230	TA80703
	梅木花崗岩 (田万川期貫入岩)													因美期貫入岩類		
Major elements(wt.%)																
SiO <sub>2</sub>	75.84	77.21	76.95	76.85	76.96	76.71	71.52	77.52	76.89	76.98	78.85	64.31		53.80	76.31	73.86
TiO <sub>2</sub>	0.15	0.10	0.15	0.13	0.13	0.15	0.33	0.11	0.11	0.16	0.10	0.49		0.84	0.20	0.32
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	12.84	13.02	12.09	12.53	12.72	12.95	13.86	12.20	12.85	12.33	11.35	15.76		16.63	12.57	12.14
Σ Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0.89	0.46	1.10	0.92	0.99	1.09	2.62	0.66	0.66	1.33	0.81	5.09		8.93	1.49	2.58
MnO	0.05	0.02	0.03	0.04	0.02	0.02	0.07	0.09	0.02	0.23	0.03	0.58		0.25	0.03	0.06
MgO	0.20	0.08	0.17	0.18	0.14	0.23	0.76	0.15	0.10	0.16	0.11	1.80		5.24	0.22	0.76
CaO	0.94	0.44	0.61	0.30	0.77	0.72	2.62	0.93	0.39	0.33	0.42	4.72		9.20	1.08	1.81
Na <sub>2</sub> O	3.76	3.99	3.53	3.96	3.53	3.82	3.70	3.44	3.83	3.61	2.42	3.67		3.09	3.65	3.78
K <sub>2</sub> O	3.76	4.66	4.05	4.30	4.68	4.08	3.24	3.86	4.95	4.23	5.72	1.17		0.98	4.15	4.12
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.07	0.03	0.06	0.04	0.03	0.04	0.12	0.03	0.04	0.07	0.05	0.28		0.14	0.09	0.06
LOI	0.74	0.36	0.56	0.50	0.33	0.39	0.58	0.96	0.34	0.85	0.30	2.37		1.39	0.34	0.70
Total	99.24	100.37	99.30	99.75	100.30	100.20	99.42	99.95	100.18	100.28	100.16	100.24		100.49	100.13	100.19
Trace elements(ppm)																
Ba	489	504	296	500	526	581	572	431	759	307	505	687	397	158	409	491
Ce	33	50	17	42	38	37	40	64	40	16	41	28	65	14	76	52
Ga	13	14	14	14	13	12	13	16	11	14	13	11	20	17	14	16
Nb	5.7	4.4	10.2	5.3	9.1	6.5	6.9	6.1	5	8.9	6	4.1	3.9	4.3	6.8	10.8
Pb	16	135	24	33	15	16	16	8	18	20	23	15	8	20	14	18
Rb	87	97	116	115	137	106	114	84	82	124	112	131	44	34	150	150
Sr	124	117	27	64	55	80	89	219	116	20	73	112	633	332	147	158
Th	9.4	10	10	11.3	13.8	12.4	14	11.9	7.8	11.3	11.5	9.3	6.1	2.1	13.5	11
Y	17	13	25	27	22	20	22	25	16	30	21	10	19	21	25	31
Zr	83	89	55	89	78	66	77	132	54	57	90	52	172	76	94	137
<sup>87</sup> Rb/ <sup>86</sup> Sr	2.03		12.43	5.2	7.21		3.74	1.11	2.04	17.95	4.44		0.2			
<sup>87</sup> Sr/ <sup>86</sup> Sr	0.705270		0.709891	0.706935	0.707708		0.706034	0.704864	0.705010	0.712135	0.706334		0.704100			
± (2σ)	0.000009		0.000009	0.000020	0.000019		0.000011	0.000011	0.000009	0.000015	0.000017		0.000008			
SrI (31.2Ma)	0.704371		0.704382	0.704631	0.704514		0.704377	0.704373	0.704104	0.704183	0.704367		0.704011			
ε Sr	-1.31		-1.16	2.39	0.72		-1.22	-1.29	-5.10	-3.98	-1.36		-6.42			
Sm (ppm)	2.3			3.9	2.8				2.6	2.1						
Nd (ppm)	13.8			23	16.5				17.1	9.9						
<sup>147</sup> Sm/ <sup>144</sup> Nd	0.10			0.10	0.10				0.09	0.13						
<sup>143</sup> Nd/ <sup>144</sup> Nd	0.512773			0.512725	0.512767				0.512770	0.512768						
± (2σ)	0.000012			0.000009	0.000009				0.000010	0.000010						
NdI (31.2Ma)	0.512753			0.512704	0.512746				0.512751	0.512768						
ε Nd	3.02			2.07	2.90				2.99	3.32						

### 梅木岩体の化学組成

梅木花崗岩から採取した，中粒斑状黒雲母花崗岩 2 試料，花崗斑岩・文象斑岩 6 試料，アプライト質花崗岩 5 試料および包有岩として含まれる細粒黒雲母角閃石花崗閃緑岩 1 試料について化学分析を行い，結果を第 1 表に示した。母岩である細粒黒雲母角閃石石英閃緑岩 1 試料，粗粒黒雲母花崗岩 2 試料についての分析結果も，あわせて第 1 表に示した。分析は島根大学総合理工学部地球資源環境学科の蛍光 X 線分析装置, RIX 2000 を用い，分析方法は Kimura and Yamada (1996) に従った。

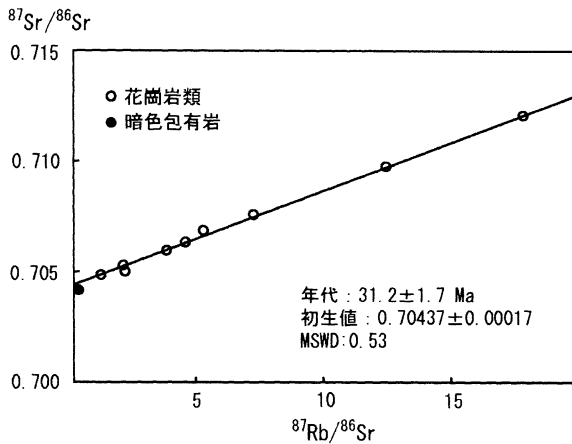
梅木岩体の SiO<sub>2</sub> 含量は 71.52–78.85% の範囲を示が，このうち，71.52% のやや低い SiO<sub>2</sub> 含量を示す試料 No.8 (TA 92205) は有色鉱物が周囲の岩相より濃縮した花崗斑岩から，また 78.85% のやや高い SiO<sub>2</sub> 含量を示す試料 No.12 (TA 91706) はアプライトから採取したものである。これらを除いた本岩体の主体をなす岩相の SiO<sub>2</sub> 含量は極めて狭い組成範囲 (75.84–77.21%) を示し，岩相間の差異も認められない。これらの結果は各岩相間にモード組成の変化がほとんど認められないことと調和的である。Na<sub>2</sub>O や K<sub>2</sub>O などのアルカリ元素にも岩相間での系統的な変化は認められないが，試料 No.12 (TA 91706) のアプライトは高いカリ長石含量を反映して，他試料より低い Na<sub>2</sub>O (2.42%)，高い K<sub>2</sub>O (5.72%) 含量を示す。暗色包有岩である試料 No.13 (TA 80204 e) は花崗

岩類より低い SiO<sub>2</sub> および K<sub>2</sub>O 含量，高い Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>，ΣFe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>，MgO，CaO 含量を示す。

暗色包有物を除く本岩体の試料は，Ba: 296–687 ppm，Ce: 16–65 ppm，Ga: 11–20 ppm，Nb: 4–10 ppm，Rb: 82–137 ppm，Sr: 20–219 ppm，Th: 9–14 ppm，Y: 10–30 ppm，Zr: 55–132 ppm の組成範囲を示すが，微量元素においても岩相間に系統的な変化は認められない。

### 梅木花崗岩の Rb-Sr アイソクロン年代と Sr・Nd 同位体組成

梅木花崗岩は従来，岩相の類似性や周辺の因美期貫入岩類との相互関係などから，古第三紀中期以降の活動である可能性が指摘されてきた(飯泉・沢田, 1980)。その後，木村・辻 (1992) によって古第三紀末を示す 29.1 Ma のジルコンによるフィッシュトラック年代が報告された。しかし，これは冷却年代であり，必ずしも岩体の活動時期を示すものではない。今回，中粒斑状黒雲母花崗岩 1 試料，花崗斑岩・文象斑岩 5 試料，アプライト質花崗岩 3 試料および暗色包有物 1 試料について Sr 同位体組成を測定し，Rb-Sr 全岩アイソクロン年代を求めた。そのうち 5 試料については Nd 同位体組成も測定した。それらの結果を第 1 表に示す。Sr および Nd 同位体組成は島根大学総合理工学部地球資源学科の表面電離型質量分析計 MAT 262 を使用し，分析方法は飯泉 (1996) に従っ



第4図 梅木花崗岩のRb-Sr全岩アイソクロン図。暗色包有岩のデータは年代計算から除外した。

た。Sm および Nd の定量は同位体希釈法で行った。測定期間中、Sr の標準試料、NBS 987 は 0.71022–0.71025 の  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  比、Nd の標準試料 La Jolla は 0.51184–0.51187 の  $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$  比を示した。暗色包有物を除く、梅木花崗岩からの9試料は  $31.2 \pm 1.7 \text{ Ma}$  の年代と  $0.70437 \pm 0.00017$  の初生値を示す良好なアイソクロン (MSWD:0.53) にプロットされる (第4図)。暗色包有物はこのアイソクロンより若干低い同位体組成を示すことから (第4図)、他岩体でしばしば認められるように、梅木花崗岩体を形成したマグマとは異なるマグマからもたらされた可能性も考えられるが、今回のデータは1試料に限られており、今後新たな試料を含めて検討する必要がある。今回得られた Rb-Sr 全岩アイソクロン年代はジルコンのフィッシュトラック年代とほぼ一致していることから、本岩体は貫入後短時間のうちにジルコンの閉止温度まで冷却したものと考えられる。これらのデータは本岩体が花崗斑岩、文象斑岩、アプライト質花崗岩など浅成の岩相を主体としていることと整合的である。

山陰帯には始新世から漸新世にかけての花崗岩類を主体とする貫入岩類が随所に分布し、山陰中央部にも、阿須那花崗岩 (吉田, 1961), 口羽閃緑岩 (吉田, 1961), 川本花崗閃緑岩 (吉田, 1961), 石見花崗岩 (吉田, 1961), 内谷花崗岩 (瀧口, 1982) 等が分布し (第1図), さまざまな方法による放射年代が報告されている。阿須那花崗岩は島根県邑智郡邑南町南東部阿須那付近から幅約 5 km で南西方向に伸びて分布するストックで (第1図),  $38.7 \pm 1.8 \text{ Ma}$  および  $41.3 \pm 1.9 \text{ Ma}$  (柴田・石原, 1974),  $36.0 \pm 1.8 \text{ Ma}$  (松浦, 1989) の黒雲母 K-Ar 年代, 34 Ma (河野・植田, 1966) のカリ長石 K-Ar 年代, および  $44 \pm 6 \text{ Ma} \sim 29 \pm 6 \text{ Ma}$  の全岩および全岩-鉱物 Rb-Sr アイソクロン年代 (Rezanov et al., 1994) を示す。口羽閃緑岩は島根県邑智郡邑南町東部の阿須那周辺に、古第三紀の作木火山岩類に密接に伴う小岩体で (第1図),  $49.3 \pm 7.5 \text{ Ma}$  の K-Ar 角閃石年代 (松浦, 1989) を示す。川本花崗閃緑岩は邑智郡川本町に分布する中粒角閃石・黒雲母花崗閃緑岩で (第1図),  $35.1 \pm 1.8 \text{ Ma}$  の角閃石 K-Ar 年代 (松浦, 1989) を示す。石見花崗岩は島根県出雲市南部佐田町から邑智郡美郷町南部

にかけて、南北に伸びて分布するパソリス規模の岩体で (第1図),  $31.6 \pm 1.6 \text{ Ma}$  の黒雲母 K-Ar 年代 (服部ほか, 1983),  $31.5 \pm 1.6 \text{ Ma}$  および  $31.2 \pm 1.6 \text{ Ma}$  の白雲母 K-Ar 年代 (松浦, 1989) を示す。また、島根県仁多郡奥出雲町南西部に分布する内谷花崗岩 (第1図) は  $36.1 \pm 2.4 \text{ Ma}$  の Rb-Sr 全岩アイソクロン年代 (筒井ほか, 2002) を示す。

以上のように、本地域周辺に分布する古第三紀中後期の貫入岩類は 50 Ma 前後から 30 Ma 前後の放射年代を示すが、多くは 45 Ma より若い。測定方法や測定試料が異なるので、岩体間での活動時期を単純に比較することはできないが、Rb-Sr 全岩アイソクロン法による年代は K-Ar 鉱物年代や Rb-Sr 全岩-鉱物アイソクロン年代より高温の状態、すなわちマグマの貫入・分化の時期に近い年代を示すと考えられることから、梅木花崗岩は周辺地域の田万川期貫入岩類の中で、最も若い岩体の一つであると考えられる。

梅木花崗岩体の Sr 同位体初生値は  $0.70437 \pm 0.00017$  である。この値は隣接した地域に産し、 $36.1 \pm 2.4 \text{ Ma}$  の Rb-Sr 全岩アイソクロン年代を示す内谷花崗岩の Sr 同位体初生値 ( $0.70447 \pm 0.00009$ ) (筒井ほか, 2002) に類似する。山陰帯の多くの白亜紀-古第三紀初期貫入岩類 (因美期貫入岩類) が 0.705–0.706 の Sr 同位体初生値を示す (Kagami et al., 1992; Iizumi et al., 2000) ことから、これらの岩体の Sr 同位体初生値は因美期貫入岩類より明らかに低い。

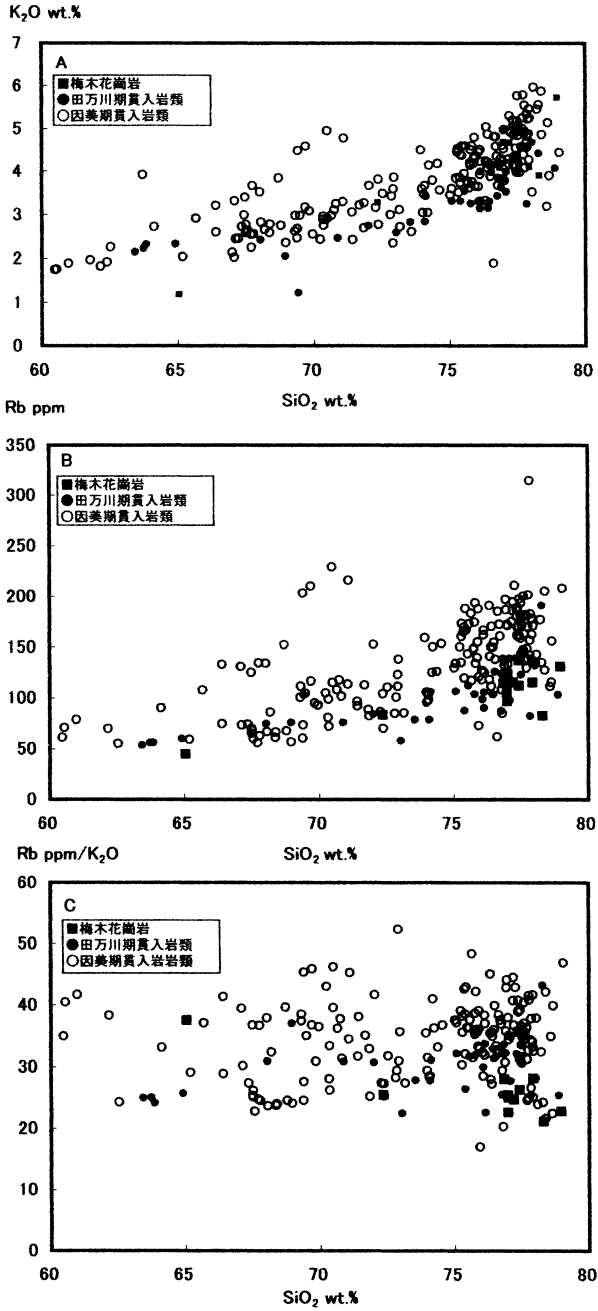
一方、Rb-Sr アイソクロン年代に基づいて求めた梅木花崗岩の Nd 同位体初生値は  $0.512704\text{--}0.512768$ , また  $\epsilon\text{Nd}$  初生値は 2.07–3.32 の値を示す。また、本地域に隣接した内谷花崗岩も類似した、 $0.512749\text{--}0.512759$  の高い Nd 同位体初生値を示す (大平ほか, 2001)。これらの Nd 同位体初生値は一般に 0.51265 以下の初生値を示す因美期貫入岩類 (Kagami et al., 1992; Iizumi et al., 2000) に比較して明らかに高い。

山陰帯田万川期貫入岩類の一つで、岡山県北部、真庭市湯原町湯原湖周辺に分布する湯原湖グラノファイア (笹田ほか, 1982) も、比較的低い Sr 同位体初生値 (0.70507) および比較的高い Nd 同位体初生値 (0.51261–0.51265) を示す (Kagami et al., 1992)。また、島根県南部の邑智郡に産する田万川期貫入岩である阿須那花崗岩については、Nd 同位体組成は報告されていないものの、Sr 同位体初生値は 0.7049 (Rezanov et al., 1992) で多くの因美期貫入岩類より低い値を示している。このような因美期貫入岩類より低い Sr, 高い Nd 同位体初生値は田万川期貫入岩類に共通した特徴である可能性が高い。

#### 山陰中央部の田万川期貫入岩類の岩石化学的特徴

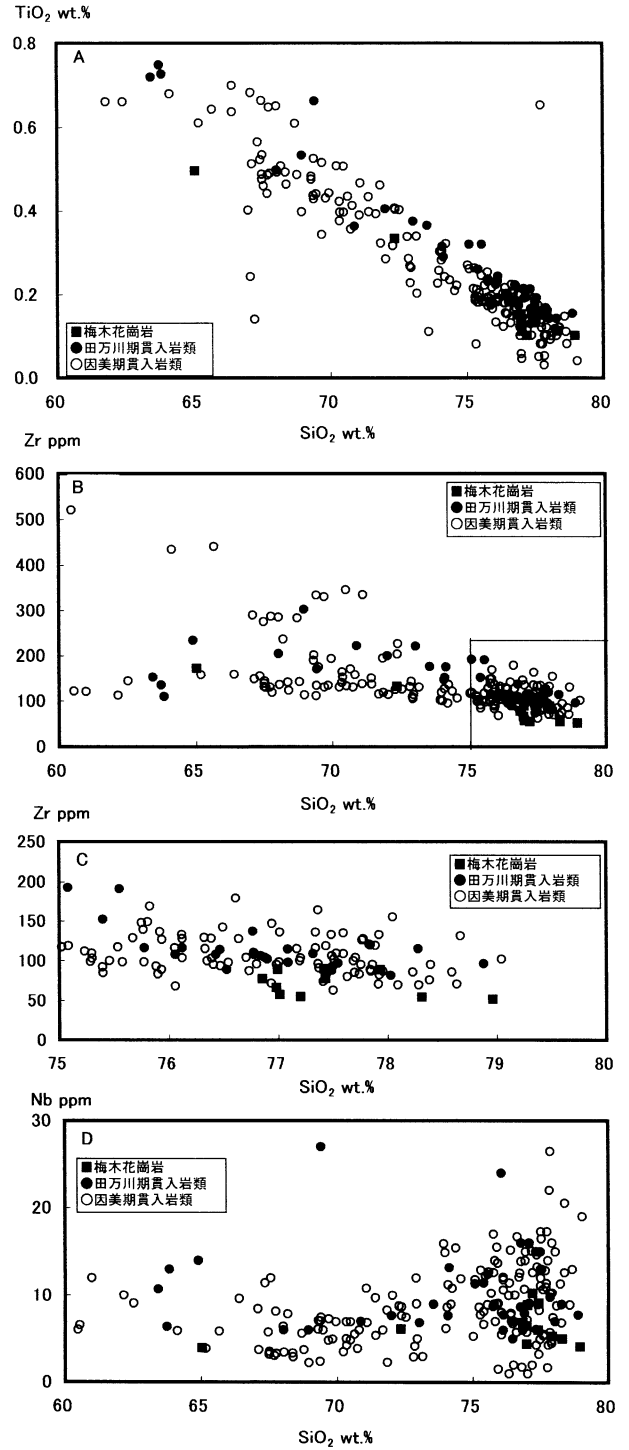
ここでは、山陰中央部 (第1図の範囲) の因美期および田万川期貫入岩類について最近蓄積されてきた多くの岩石化学的データの一部未公表のデータを加え、因美期および田万川期の貫入岩類の岩石化学的性質について比較検討する。

因美期および田万川期貫入岩類の  $\text{K}_2\text{O}$  と  $\text{SiO}_2$  含量の関係を第5図Aに示す。データは  $\text{SiO}_2$  含量 60% 以上のものに限った。全体として田万川期貫入岩類は因美期貫入岩類の組成域内の低い  $\text{K}_2\text{O}$  領域にプロットされ、特にその傾向は  $\text{SiO}_2$



第5図 山陰中央部白亜紀-古第三紀貫入岩類のSiO<sub>2</sub>含量とアルカリ元素の関係。A: SiO<sub>2</sub>-K<sub>2</sub>O ダイアグラム。B: SiO<sub>2</sub>-Rb ダイアグラム。C: Rb/K<sub>2</sub>O ダイアグラム。いずれもSiO<sub>2</sub>含量60 wt.%以上，またRb/K<sub>2</sub>O比は60以下のデータに限った。データの出典：Czamanske et al. (1981)；Hattori and Shibata (1974)；飯泉 (未公表資料)；Iizumi et al. (1984)；飯泉・島津 (2004)；石原 (1971)；石原 (2002)；三浦 (1966)；西田ほか (未公表資料)；大平ほか (未公表資料)，滝本ほか (1965)；本研究。

70%以上のサンプルで顕著である。しかし，梅本花崗岩はSiO<sub>2</sub>組成幅が狭いにもかかわらず，K<sub>2</sub>O含量が大きく変化し，因美期貫入岩類と明瞭な差異はない。田万川期貫入岩のK<sub>2</sub>O含量は一般的には因美期貫入岩類より低い傾向を示すが，岩体によっては大きな相違はないことを示している。因美期および田万川期貫入岩類のRbとSiO<sub>2</sub>含量との関係を第5図B



第6図 山陰中央部白亜紀-古第三紀貫入岩類のSiO<sub>2</sub>とHFS元素との関係図。A: SiO<sub>2</sub>-TiO<sub>2</sub> ダイアグラム，B: SiO<sub>2</sub>-Zr ダイアグラム，C: SiO<sub>2</sub>-Zr ダイアグラム。B図の枠内の拡大図，D: SiO<sub>2</sub>-Nb。いずれもSiO<sub>2</sub>含量60 wt.%以上，TiO<sub>2</sub>含量については0.8 wt.%以下のデータに限った。データの出典は第5図参照。

に示す。田万川期貫入岩類のRb含量は梅本花崗岩を含めて因美期貫入岩類より低い傾向を示す。K<sub>2</sub>O含量と同様にその傾向はSiO<sub>2</sub>70%以上のサンプルで顕著である。SiO<sub>2</sub>含量に対するRb/K<sub>2</sub>O比にも同様な傾向が認められ (第5図C)，多

くの田万川期貫入岩類は因美期貫入岩類の分布域の低い領域にプロットされる。梅木岩体は低い Rb 含量を反映してその傾向が特に顕著である。

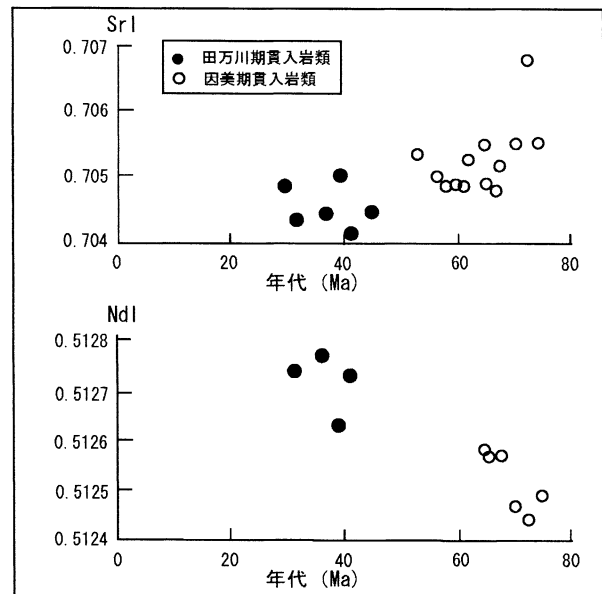
一方、TiO<sub>2</sub>、Nb、Zr などの HFS 元素の挙動には因美期および田万川期貫入岩類の間に明瞭な差異は認められない。TiO<sub>2</sub> 含量は両期岩体ともに SiO<sub>2</sub> の増加に伴い、重複した範囲で減少する（第 6 図 A）。Zr は SiO<sub>2</sub>76% 以上の高い組成範囲では、田万川期貫入岩類の多くが因美期貫入岩類の組成範囲のやや低い領域にプロットされるが、SiO<sub>2</sub>76% 以下のサンプルではむしろ逆の傾向を示す（第 6 図 B,C）。しかし、梅木花崗岩は因美期および鉛山期貫入岩類に比較し低い Zr 含量を示す（第 6 図 C）。Nb は因美期および田万川期貫入岩類ともに、SiO<sub>2</sub>70% 以上で数 ppm から 30 ppm 近くまで組成幅が広がるが、両者に明瞭な差異は認められない（第 6 図 D）。梅木岩体の Nb 含量は因美期および田万川期貫入岩類の示す範囲の低領域にプロットされる（第 6 図 D）。

以上のように、田万川期貫入岩類は因美期貫入岩類に比較して、一般に低い K<sub>2</sub>O および Rb 含量、Rb/K<sub>2</sub>O 比を示すが、岩体によっては因美期貫入岩類と同程度の K<sub>2</sub>O 含量を示す。一方、HFS 元素には因美期および田万川期貫入岩類の間に明瞭な差異は認められないが、梅木岩体のように、比較的低い Zr や Nb 含量を示す岩体もある。

#### 討論—Sr・Nd 同位体初生値の時代変化

本地域の白亜紀—古第三紀貫入岩類、特に因美期貫入岩類については比較的多くの Sr 同位体組成が報告されている。因美期および田万川期貫入岩類のうち、Rb-Sr 全岩アイソクロン法による年代および Sr 同位体初生値が報告されている岩体について、年代と初生値の関係を求めた（第 7 図）。第 7 図には、この年代に基づいて求められた Nd 同位体初生値と年代との関係も示した。複数の Nd 同位体組成が報告されている岩体については、それらの平均値を示した。これらの岩体はすべて花崗閃緑岩、花崗岩、文象斑岩、花崗斑岩など珪長質なもので、トータル岩、閃緑岩、斑れい岩などは含まれていない。田万川期貫入岩類の Sr 同位体初生値の一部は因美期貫入岩類の低い Sr 同位体比を示す岩体と同程度の値を示すが、多くはより低い 0.704–0.705 の値を示している（第 7 図）。一方、田万川期貫入岩類の Nd 同位体初生値は 0.5126–0.5128 で、因美期貫入岩類に比較して明らかに高い（第 7 図）。このような事実は、因美期貫入岩類を生成したマグマソースが、その後そのままの状態再度溶解することによって、田万川期貫入岩類を生成したものではないことを示している。

前述したように、本地域における珪長質マグマの活動、特に因美期における貫入岩類の活動は大規模であった。このような大規模な珪長質マグマの発生源や発生のメカニズムにはさまざまなモデルが提唱されているが、山陰帯の白亜紀—古第三紀火成岩類には高マグネシア安山岩やアダカイト質花崗岩類は認められないこと、ほとんどの貫入岩類は 0.706 以下の比較的低い Sr 同位体初生値、0.5124 以上の比較的高い Nd



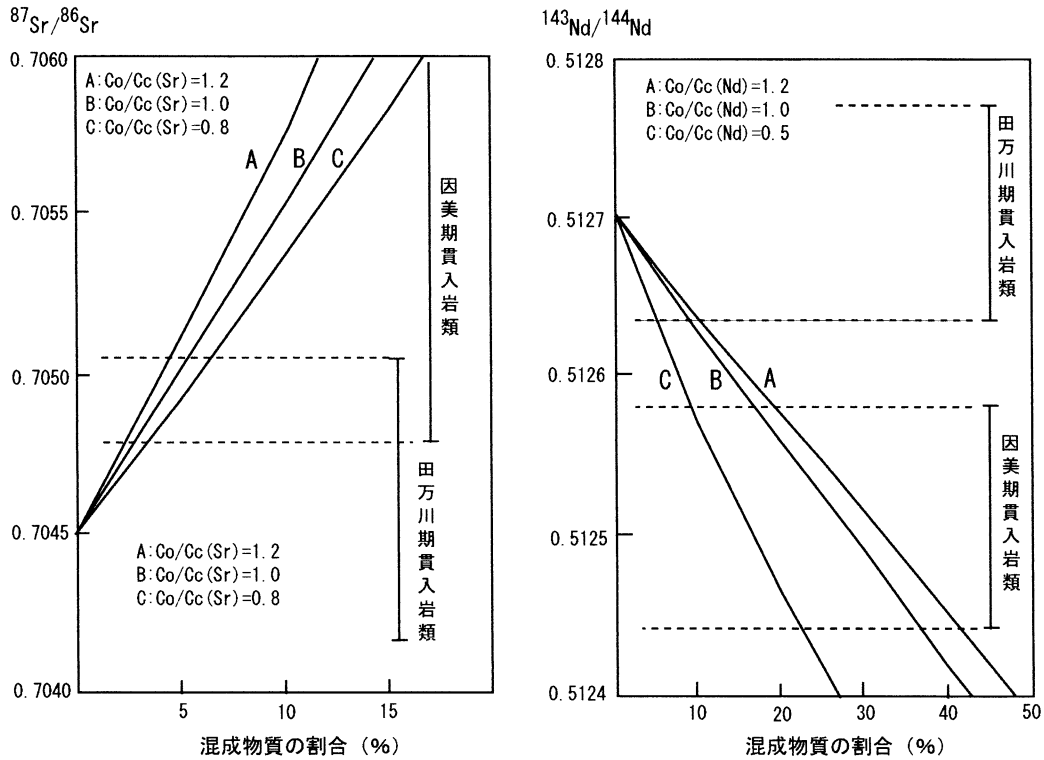
第 7 図 山陰中央部白亜紀—古第三紀貫入岩類の Sr・Nd 同位体初生値と年代との関係。

SrI: Sr 同位体初生値, NdI: Nd 同位体初生値。

データソース: Hattori and Shibata (1974); 飯泉 (未公表資料); Iizumi and Kagami (1987); Iizumi et al. (1984); 飯泉・島津 (2004); Kagami et al. (1992); 西田ほか (2005); 大平ほか (未公表資料); Rezanov et al. (1994); 筒井ほか (2002); 本研究。

同位体初生値を示すことなどから、下部地殻がそれらの主要なマグマソースであることが指摘されてきた (Kagami et al., 1992 など)。また、下部地殻が部分溶解を引き起こすメカニズムとしては、沈み込むスラブ由来の流体相がマンテルウェッジを溶解させ、発生した塩基性マグマが大量に地殻下部に注入し、その結果下部地殻が溶解して珪長質マグマを発生させる、といった Huppert and Sparks (1988) などの考えが広く受け入れられている。

以下、このような考えに基づいて因美期と田万川期の貫入岩類の間に認められる Sr や Nd 同位体初生値の違いが説明可能かどうか検討する。両貫入岩類の間の同位体組成の違いを引き起こす要因としては少なくとも次のような可能性が考えられる。(a) 因美期貫入岩類も本来、田万川期貫入岩類と同程度の Sr・Nd 同位体組成を持った下部地殻の部分溶解によって生成されたが、前者はより高い Sr、低い Nd 同位体組成を持った地殻上部物質をより多く混成した可能性、(b) 因美期マグマはより高い Sr、低い Nd 同位体組成を持った地殻上部物質も含めて、より広範囲な地殻の部分溶解によって生成された可能性、(c) 地殻下部物質は因美期および田万川期を通して、当時の下部地殻より低い Sr、高い Nd 同位体組成を持った塩基性マグマの供給を受け続け、その結果下部地殻物質の Sr 同位体組成は時代とともに低下し、逆に Nd 同位体組成は上昇していった可能性、(d) 因美期マグマを生成した後、下部地殻はマンテルから因美期とは異なった化学的性質を持ったマグマの注入を受け、Sr や Nd 同位体組成を含めて下部地殻の化学的性質が変化した可能性、などが考えられる。



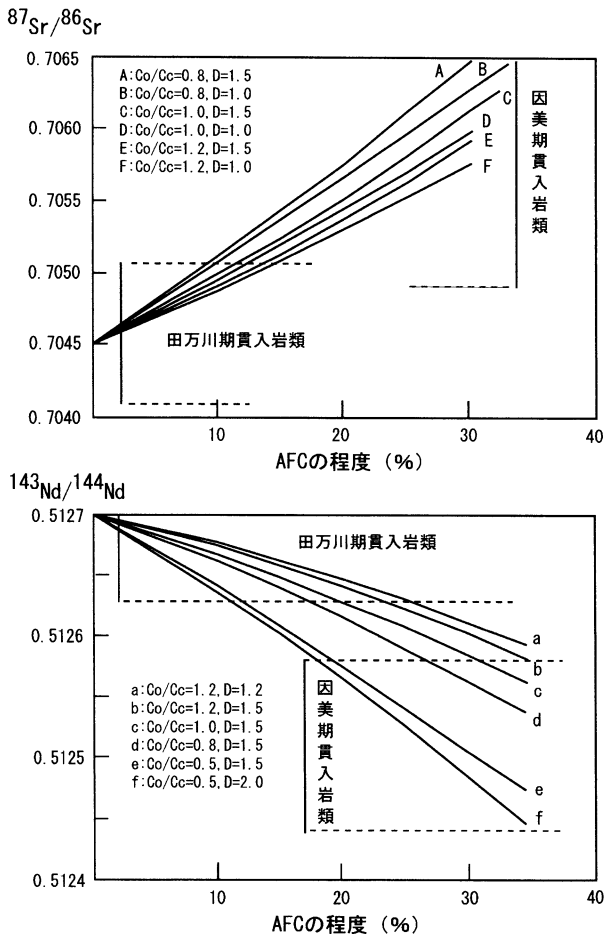
第8図 下部地殻生成のマグマと上部地殻物質との混成の割合に対する Sr・Nd 同位体組成の変化. Co/Cc(Sr) および Co/Cc(Nd): マグマの Sr あるいは Nd 濃度/混成物質の Sr あるいは Nd 濃度. 図中の実線・破線は因美期および田万川期貫入岩類の同位体組成範囲を示す. 説明は本文参照.

最初に上記 (a) や (b) の可能性について検討する. 特に (b) の可能性は因美期貫入岩類の活動が田万川期貫入岩類の活動に比較して極めて大規模であったことや田万川期貫入岩類に比較して一般に高い K<sub>2</sub>O や Rb 含量を示すことなどと符合する. 第8図に因美期マグマが地殻上部物質を機械的に混成した場合の Sr および Nd 同位体組成の変化の程度を示した. 因美期の下部地殻の Sr および Nd 同位体組成として, 田万川期の貫入岩類が示す初生値の平均的値である 0.7045 および 0.5127 を仮定した. また, 混成される地殻上部物質としては領家帯の堆積岩起源の変成岩類を仮定した. 白亜紀以前の山陰地域はジュラ紀およびそれ以前の遠洋性の堆積岩や塩基性火山岩を主体とした変成岩類から構成される (Nishimura, 1990) ことから, 同じく遠洋性の堆積岩類を源岩とする領家帯変成岩類のデータで, ある程度近似できるものと考えられる. 変成岩類の Sr・Nd 同位体組成は, Yuhara et al. (2000) によって報告された 29 個のデータを用い, 因美期の 70 Ma 時における初生値を求めた. 70 Ma 時における Sr および Nd 同位体初生値は, それぞれ 0.7103–0.7203, 0.5119–0.5121 の比較的限られた範囲の値を示している. 混成物質の Sr および Nd 同位体組成として, それぞれの平均的な値 ( $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 0.7150$ ,  $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} = 0.5120$ ) を仮定した. 中国地方のジュラ紀堆積岩類や変成岩類の 5 個のサンプルについて報告された Sr 同位体初生値 (70 Ma) は 0.7081–0.7153 の範囲を, また 1 個のサンプルについて報告された Nd 同位体初生値 (70 Ma) は 0.5125 を示している (Kagami et al., 1992). 仮定された Sr

同位体組成はこれらの範囲内の高い値に相当するが, 仮定された Nd 同位体組成はかなり低い. Kagami et al. (1992) による頁岩のデータは一個で, しかも山陰帯の因美期貫入岩類の平均的組成に相当する高い値であることから, 特殊な試料であった可能性が強い.

Sr 同位体組成については, マグマの Sr 濃度/混合物の Sr 濃度 [Co/Cc(Sr)] が, 1.2, 1.0 および 0.8 の場合, Nd についてはマグマの Nd 濃度/混合物の Nd 濃度 [Co/Cc(Nd)] が 1.2, 1.0 および 0.5 の場合について検討した (第8図). Sr についてはいずれの場合でも, 上記堆積岩類を 5–15% 程度混合すれば, マグマを因美期貫入岩類の初生値に相当する値に上昇させることが可能である (第8図). しかし, Nd 同位体組成を因美期の貫入岩類の初生値に相当する値にまで低下させるには, Co/Cc(Nd) が 1.2 あるいは 1.0 の場合には 20% から 40% にもおよぶ混成が必要である (第8図). Co/Cc(Nd) が 0.5 の場合, 10–20% 程度の混成で可能であるが, 花崗岩質マグマと上部地殻の堆積岩類との間に, 特殊な場合はともかく一般的にこのような Nd 含量の違いを期待することは困難であると考えられる. ちなみに, 因美期貫入岩類の Nd 含量の多くは 12–40 ppm (Kagami et al., 1992, 飯泉・島津, 2004, 西田ほか, 未公表資料) で, Yuhara (2000) による堆積岩由来の領家帯変成岩類の Nd 含量 (15–41 ppm) と同程度である. したがって, このような過程が Sr や Nd 同位体組成を変化される上で全く関与しなかったとは言えないが, 少なくともその主要な要因として上記 (a) や (b) の可能性を想定するの

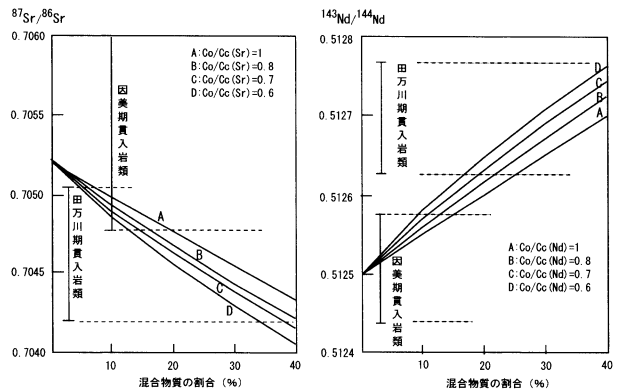




第9図 因美期マグマと上部地殻物質とのAFCの程度とSrおよびNd同位体組成の関係。Co/Cc：マグマのSrあるいはNd濃度/混成物質のSrあるいはNd濃度。図中の実線・破線は因美期および田万川期貫入岩類の同位体組成範囲を示す。説明は本文参照。

は困難であろう。

AFCモデル (assimilation fractional crystallization model) (DePaolo, 1981)での検討も行ったが、同様な結果を得た。この際、SrおよびNd同位体組成は上記の計算の場合と同じ値を仮定した。また、SrについてはCo/Ccを0.8, 1.0, 1.2とし、全岩分配係数を1.0および1.5として算出した。珪長質マグマの場合Srの全岩分配係数は比較的分配係数の大きい斜長石やカリ長石の晶出に左右されるので、全岩分配係数は1以上であろうと推定される。NdはCo/Ccを1.2, 1.0および0.5とし、全岩分配係数を1.2, 1.5および2.0の場合について検討した。Ndの全岩分配係数は、分配係数の大きいアパタイト、ジルコン、褐れん石などの晶出の有無によって左右されるが、因美貫入岩類に含まれるそれぞれの容量比は0.1%程度であるので、上記の仮定は妥当なものと考えられる。またいずれの場合も同化の結晶化に対する割合を0.3と仮定した。計算の結果を第9図に示す。Sr同位体組成の場合、いずれの場合も10数%から20数%のAFCを行えば、田万川期貫入岩類と同様な同位体組成をもったマグマをほとんどの因美期貫入岩類が示す値(0.7048–0.7060)にまで上昇させる



第10図 下部地殻に供給されるマグマの割合とSr・Nd同位体組成との関係。Co/Cc (Sr)：下部地殻のSr濃度/供給されるマグマのSr濃度、Co/Cc (Nd)：下部地殻のNd濃度/供給されるマグマのNd濃度。図中の実線・破線は因美期および田万川期貫入岩類の同位体組成範囲を示す。説明は本文参照。

ことができる。一方、Nd同位体組成の場合、機械的な混合作用の場合と同様に、Co/Cc比が0.5、全岩分配係数が1.5や2.0の場合には、20–30%のAFCで因美期貫入岩類の範囲にまで低下させることが可能であるが、それ以外の場合は30%以上ものAFCが要求される。したがって、Co/Ccが0.5以下の場合には可能性がないとは言えないが、このような両者のNd含量の相違は一般的には期待できないであろう。

次に上記(c)や(d)の可能性を検討する。上記(c)の可能性は、Nd同位体初生値が年代とともに高くなる傾向を示すことから(第7図)、考えられないことはない。しかし、よりデータの多いSr同位体初生値は75 Ma前後から50 Ma前後まで、ほぼ一定の範囲の値を示す(第7図)ことからみて、むしろ上記(d)の可能性が高いと考えられる。次に(d)の可能性、すなわち50 Ma以前に、Sr: 0.7052, Nd: 0.5125程度の同位体組成を持っていた下部地殻が、その後田万川期貫入岩類に相当するSr・Nd同位体組成を持つ下部地殻が形成されるにはどの程度の新たな塩基性マグマの注入を必要とするかを検討する。

新たにマントルから供給されるマグマのSr同位体組成を0.703, Nd同位体組成を0.513と仮定する。SrおよびNd含量については因美期の下部地殻のSrおよびNd含量/供給されるマグマのSrおよびNd含量 [Co/Cc (Sr) および Co/Cc (Nd)] を1, 0.8, 0.7および0.6の場合について検討した(第10図)。Sr同位体の場合、田万川期貫入岩類の示す同位体組成の全域をカバーするには、Co/Ccの如何にかかわらず、数%から40%前後のマグマの供給が必要である。しかし、田万川期貫入岩類の平均的同位体組成である0.7045程度に低下させるには、Co/Ccが0.8以下の場合には20数%程度の供給で可能である(第10図)。一方、Nd同位体の場合、田万川期貫入岩類の平均的組成である、0.5127程度まで上昇させるには20数%–40%のマグマの供給が必要である(第10図)。いずれにしても、供給されるマグマが当時の下部地殻より、より高いSrおよびNd含量(当時の下部地殻の1.2–1.6

倍程度)を持ったマグマが下部地殻に20–30%程度供給されれば、下部地殻のSrおよびNd同位体組成は田万川期貫入岩類の初生値程度まで改変されるものと考えられる。因美期貫入岩類の活動は膨大であり、その部分溶融の際に液相濃集元素がかなり除去された可能性を考慮すると、当時の下部地殻より1.2–1.6倍程度のSrやNd含量を持った塩基性マグマは期待できるものと考えられる。

一方、最近Takagi (2004)は、白亜紀–古第三紀の珪長質マグマは沈み込み帯からもたらされる物質、特に堆積物などの珪長質溶融物や水溶液がマンテルウェッジにもたらされることによってマンテルで直接生成される可能性とともに、磁鉄鉱系やチタン鉄鉱系花崗岩の生成、花崗岩類にみられるSr・Nd・Oの同位体組成の広域変化はスラブの収束速度に関係している可能性を指摘した。すなわち、プレートの収束速度が速い時期には沈み込み帯からより多くの物質がマンテルウェッジに供給され、高いSr同位体初生値、低いNd同位体初生値を持ったチタン鉄鉱系花崗岩が、収束速度がそれほど速くない時期には、沈み込み帯からの物質の供給が少なく、その結果低いSr、高いNd同位体組成を示す磁鉄鉱系花崗岩が形成される、と言うものである。同一地域で活動した因美期および田万川期のSrやNd同位体組成を含めた岩石化学的相違が、このような考えで説明可能かどうかは今後の検討が必要であろう。

## ま と め

1) 山陰中央部に産する梅木花崗岩は主に珪長質な斑状岩類で構成される。31.2±1.7 MaのRb-Sr全岩アイソクロン年代を示し、田万川期貫入岩類の中でも最も若い岩体の一つである。

2) 同地域の因美貫入岩類と比較すると、K<sub>2</sub>Oには差異は認められないが、Rb, Zr, Nbに乏しく、低いRb/K<sub>2</sub>O比を示す。また、低いSr同位体初生値(0.70437±0.00017)および高いNd同位体初生値(0.51270–0.51277)で特徴づけられる。

3) 山陰中央部の田万川期貫入岩類は同地域の因美期貫入岩類に比較し、一般に低いK<sub>2</sub>OやRb含量、およびRb/K<sub>2</sub>O比、低いSr同位体初生値、高いNd同位体初生値を示す。

4) 両者に見られるこのような相違は、主に因美期マグマの活動後(50 Ma以降)、マグマソースによりそれより高いSrやNd含量および低いSr同位体組成、高いNd同位体組成を持ったマグマが20–30%程度注入することによって引き起こされたものと考えられる。そのほか、因美期マグマの活動によるマグマソースからのアルカリ元素の除去や因美期マグマの上部地殻物質との混成作用などもある程度の役割を果たしたものと考えられる。

## 謝 辞

岩石の化学分析に当たっては沢田順弘教授に、また、同位体分析のためのSrおよびNdの抽出に当たっては赤坂千秋

さんにお世話になった。島根大学地球資源環境学科の皆様には本稿の投稿を承諾していただき、また査読の労を取っていただいた。以上の方々に深く感謝する次第である。

## 文 献

- 荒牧重雄・野沢 保, 1974, 日本の花崗岩の主要成分の trend surface analysis. 荒牧重雄(編)GDP マグマ発生の時間的・空間的分布, 2, 45-49.
- Czamanske, G.K., Ishihara, S. and Atkin, S.A., 1981, Chemistry of rock-forming minerals of the Cretaceous-Paleogene batholith in southwestern Japan and implications for magma genesis. *Jour. Geophys. Res.*, **86**, 10431-10469.
- DePaolo, D.J., 1981, Trace element and isotopic effects of combined wallrock assimilation and fractional crystallization. *Earth and Planet. Sci. Letters*, **53**, 189-202.
- 500,000分之1地質図編集委員会, 1973, 500,000分之1地質図幅「岡山」. 地質調査所.
- 服部 仁・鹿野和彦・鈴木隆介・横山勝三・松浦浩久・佐藤博之, 1983, 三瓶山地域の地質. 地域地質研究報告(5万分の1地質図幅), 地質調査所, 168 p.
- Hattori, H. and Shibata, K., 1974, Concordant K-Ar and Rb-Sr ages of the Tottori Granite, Western Japan (with chemical analyses by E. Ohmori). *Bull. Geol. Surv. Japan*, **25**, 157-173.
- Honma, H. and Sakai, H., 1976, Zonal distribution of oxygen isotope ratios in the Hiroshima granites complex, Southwest Japan. *Lithos*, **9**, 173-178.
- Huppert, H. E. and Sparks, R. S., 1988, The generation of granitic magmas by intrusion of basalt into continental crust. *Jour. Petrol.*, **29**, 599-624.
- 飯泉 滋, 1996, 表面電離型質量分析計, MAT 262による岩石・鉱物試料のSr・Nd同位体組成の測定. 島根大地球資源環境報. no.15, 153-159.
- Iizumi, S., Imaoka, T. and Kagami, H., 2000, Sr-Nd isotope ratios of gabbroic and dioritic rocks in a Cretaceous-Paleogene granite terrain, Southwest Japan. *The Island Arc*, **9**, 113-127.
- Iizumi and Kagami, 1987, Initial Sr isotope ratio of the Hobutsu-san granite, San'in belt, SW Japan: Implications for Sr isotope variation of Cretaceous-Paleogene igneous rocks in the Inner Zone of SW Japan. *Mem. Fac. Sci. Shimane Univ.*, no.21, 145-152.
- Iizumi, S., Mishima, H., Okamoto, Y. and Honma, H., 1984, A strontium isotope study on the Neu granitic pluton and its inclusions, San'in zone, Southwest Japan. *Jour. Mineral. Petrol. Econ. Geol.*, **79**, 89-100.
- 飯泉 滋・山陰パソリス研究グループ, 1983, 鳥取県西部～島根県東部に分布する白亜紀～古第三紀進入岩類の相互関係. *MAGMA*, no.67, 7-11.
- 飯泉 滋・沢田順弘, 1980, 松江南方の白亜紀後期～新第三紀初期火成岩類. 日本地質学会87年総会・年会見学旅行案内書, 1-38.
- 飯泉 滋・沢田順弘・先山 徹・今岡照喜, 1985, 中国・四国地方の白亜紀～古第三紀火成活動一火成岩類の対比を中心として. *地球科学*, **39**, 372-384.
- 飯泉 滋・島津直也, 2004, 山陰帯, 島根県中央部に産する高畑花崗岩および奥山トータル岩の岩石学的・年代学的研究. 島根大地球資源環境報, no.29, 1-7.
- 今岡照喜, 1986, 山陰西部における古第三紀火成活動. 広島大地球学研報. no. 26, 1-109.
- 今岡照喜・井ノ上幸造・南 朝生, 1985, 原子吸光法および蛍光分析法によるけい酸塩岩石中の微量元素の定量. 島津 AA-646を用いて. 吉田博直先生退官記念文集, 323-332.
- 今岡照喜・村上允英, 1979, 西中国地域の後期中生代～古第三紀火山岩類の岩石化学. 地質論, no.17, 259-272.
- 今岡照喜・関 達也, 1987, 微量成分化学組成. 村上允英・今岡照喜(編), 西中国および周辺地域の酸性から中性火成活動. 山口大教養部紀要, 村上允英教授記念号, 351-356.
- Ishihara, S., 1971, Modal and chemical composition of the granitic rocks related to the major molybdenum and tungsten deposits in the Inner Zone of Southwest Japan. *Jour. Geol. Soc. Japan*, **77**, 441-452.
- 石原舜三, 1971, 日本の主要モリブデン鉱床および関連する花崗岩

- 質岩類。地調報告, no.239, 1-178.
- 石原舜三, 2002, 鉍化花崗岩特性 (I): 西南日本内帯のモリブデンとタングステン鉍床生成区。地調研報, **53**, 657-672.
- Ishihara, S. and Matsuhisa, Y., 2002, Oxygen isotope constraints on the geneses of the Cretaceous-Paleogene granitoids in the Inner Zone of Southwest Japan. *Bull. Geol. Surv. Japan*, **53**, 421-438.
- Ishihara, S. and Sasaki, A., 2002, Paired sulfur isotopic belts: Late Cretaceous-Paleogene ore deposits of southwest Japan. *Bull. Geol. Surv. Japan*, **53**, 461-477.
- 石原舜三・関根節郎・望月常一・大場きみじ, 1969, 花崗岩中のウランおよびトリウム量とその地質学的意義。地質調査所報告, no. 232, 179-219.
- 石原舜三・寺島 滋, 1977, ベースメタル・スズ鉍床探査指標としての花崗岩類中の塩素・弗素含有量。鉍山地質, **27**, 191-199.
- 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.
- 鹿野和彦・山内靖喜・高安克己・松浦浩久・豊 遙秋, 1994, 松江地域の地質。地域地質研究報告 (5 万分の 1 地質図幅)。地質調査所, 126 p.
- 河野義礼・植田良夫, 1966, 本邦産火成岩の K-A dating (V) - 西南日本の花崗岩類一。岩鉍, **56**, 191-211.
- Kimura, J-I. and Yamada, Y., 1996, Evaluation of major and trace elements XRF analyses using a flux to sample ratio of two to one glass beads. *Jour. Mineral. Petrol. Econ. Geol.*, **91**, 62-72.
- 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
- 松浦浩久, 1989, 山陰地方中部に分布する白亜紀後期-古第三紀火成岩類の区分と放射年代。地調月報, **40**, 479-495.
- 松浦浩久・鹿野和彦・石塚吉浩・高木哲一, 2005, 木次地域の地質。地域地質研究報告 (5 万分の 1 地質図幅), 産総研地質調査総合センター, 72 p.
- 三浦 清, 1966, 島根県加茂町附近の花崗岩類とその崩壊について (I)。岩鉍, **56**, 256-283.
- 村上允英, 1973, 古第三紀田万川陥没体の形成に関する一考察。地質論, no. 9, 93-105.
- Murakami, N., 1974, Some problems concerning late Mesozoic to early Tertiary igneous activity on the Inner side of Southwest Japan. *Pacific Geol.*, **8**, 139-151.
- 村上允英・今岡照喜, 1980, 西南日本内帯における後期中生代~古第三紀火山岩類の化学性-とくに西中国地域を中心として-。岩鉍特別号, no.2, 263-279.
- 日本地質学会, 2004, 地質学用語集-和英・英和-。共立出版, 440 p.
- 西田和浩・今岡照喜・飯泉 滋, 2005, 山陰中央部における白亜紀~古第三紀火成活動: Rb-Sr アイソクロン年代からの検討。地質雑, **111**, 123-140.
- Nishimura, S., Yagi, S., Katsuna, K., Hatsuda, Z. and Asayama, T., 1968, Uranium, thorium and potassium content of rocks in Japan (1). Rocks from Chugoku district. *Jour. Japan. Assoc. Min. Petrol. Econ. Geol.*, **59**, 206-214.
- Nishimura, Y., 1990, Sangun metamorphic rocks: Terrane problem. Pre-Cretaceous terranes of Japan. *Publication of IGCP Project*, no.224, 63-79.
- 大平寛人・筒井夏実・飯泉 滋, 2001, 島根県南東部, 内谷花崗岩体の年代学的研究。日本地質学会第 108 年学術大会講演要旨, p.298.
- Rezanov, I.A., Iizumi, S. and Kagami, H., 1994, Rb-Sr isochron ages of Cretaceous-Paleogene granitoid rocks in the central part of the Chugoku district, Southwest Japan. *Jour. Geol. Soc. Japan*, **100**, 651-657.
- 山陰バソリス研究グループ, 1982, 根雨花崗岩体-山陰帯におけるバソリスの研究 (その 1) -。地質雑, **88**, 299-310.
- 笹田正克・先山 徹・飯泉 滋・本間弘次・上田 薫, 1982, 岡山県北部湯原湖グラノファイア岩体の地質および岩石記載。地球科学, **36**, 185-198.
- 笹田正克・山田直利・先山 徹・上田 薫, 1979, 東中国, 三朝・奥津・湯原地域の白亜紀後期~古第三紀火成岩類。地質論, no. 17, 19-34.
- Sasaki, A. and Ishihara, S., 1979, Sulfur isotopic composition of the magnetite-series and ilmenite-series granitoids in Japan. *Contrib. Mineral. Petrol.*, **68**, 107-115.
- 沢田順弘, 1978, 島根県出雲市南方の地質。地質雑, **84**, 111-130.
- 沢田順弘, 1979, 山陰中央部における後期白亜紀~新第三紀火成岩類の主化学組成変化-マagma組成・岩系に及ぼす物理化学的制約と歴史的制約。MAGMA, no.56, 30-35.
- 柴田賢・石原舜三, 1974, 広島花崗岩中央部の黒雲母 K-Ar 年代の南北変化。地質雑, **80**, 431-433.
- Takagi, T., 2004, Origin of magnetite- and ilmenite-series granitic rocks in the Japan Arc. *Amer. Jour. Sci.*, **304**, 169-202.
- 瀧口純二, 1982, 島根県南東部, 阿井南方に分布する内谷花崗岩について。MAGMA, no. 64, 2-7.
- 滝本 清・港 種雄・佐野美則, 1965, 島根県大東地域におけるモリブデン鉍床の研究 (1)。鉍山地質, **15**, 67-71.
- Terashima, S. and Ishihara, S., 1976, Contents of Arsenic in granitoids and their relation to mineralization. *Mining Geol.*, **26**, 327-339.
- 筒井夏実・大平寛人・飯泉 滋, 2002, 島根県南東部仁多地域, 内谷花崗岩体の FT, Rb-Sr 年代。フィッション・トラック ニュースレター, no.15, 15-18.
- 吉田博直, 1961, 中国地方中部の後期中生代の火成活動。広島大地球研報, no. 8, 1-39.
- Yuhara, M., Kagami, H. and Nagao, K., 2000, Geochronological characterization and petrogenesis of granitoids in the Ryoke belt, Southwest Japan Arc: constraints from K-Ar, Rb-Sr and Sm-Nd systematics. *The Island Arc*, **9**, 64-80.