

淡路島の花崗岩類のRb-Sr全岩アイソクロン年代と起源物質

柚原雅樹*・高橋 浩**・加々美寛雄***

Masaki YUHARA, Yutaka TAKAHASHI and Hiroo KAGAMI (1998) Rb-Sr whole rock isochron ages and source materials of granitic rocks in Awaji Island, Southwest Japan Arc. *Bull. Geol. Surv. Japan*, vol. 49(9), p.477-491. 12 figs., 6 tables

Abstract: Trace element geochemistry and Rb-Sr chronology were studied for granitic rocks widely distributed in Awaji Island, Inner Zone of Southwest Japan Arc. Granitic rocks in Awaji Island are divided into eleven bodies and also classified into three age groups (Granitic Rocks I, II and III), based on their petrographic characters and intrusive relations. Trace element compositions of these rocks represent linear trends on variation diagrams similar to those of major element. Rb-Sr whole rock isochron ages, initial Sr and Nd isotopic ratios (SrI and NdI) of these granites are as follows; Granitic Rocks II (Nojima Granodiorite 95 ± 15 Ma, 0.70741 ± 0.00033 , 0.512232 ± 0.000012 ; Sumoto Granodiorite 99 ± 11 Ma, 0.70734 ± 0.00017 , 0.512244 ± 0.000033); Granitic Rocks III (Tosanji Granite 83.8 ± 4.9 Ma, 0.70749 ± 0.00022 , 0.512253 ± 0.000020 ; Senzan Granite 84.1 ± 9.0 Ma, 0.70791 ± 0.00018 , 0.512234 ± 0.000030 ; Kagaribayama Granite 75.5 ± 5.8 Ma, 0.70794 ± 0.00034 , 0.512261 ± 0.000026 ; Iwaya Granite 76.4 ± 3.9 Ma, 0.70774 ± 0.000018 , 0.512271 ± 0.000016 ; Fine-grained Granite 74 ± 12 Ma, 0.70799 ± 0.00073 , 0.512273 ± 0.000022). Nd model age of Granitic Rocks I calculated using NdI value ($=0.512236$) of Granitic Rocks II is 108 ± 18 Ma. These age data show that plutonism of Awaji Island took place from ca. 108 Ma to 75 Ma. The younger granites have higher SrI and NdI values. These granitic rocks in Awaji Island were formed from the lower crust which had higher Sr and lower Nd isotopic ratios than mafic granulite xenoliths contained within Miocene volcanic rocks.

要 旨

西南日本内帯, 淡路島に広く分布する花崗岩類の微量元素組成と Rb-Sr 年代の測定を行った。淡路島の花崗岩類は, 岩相と貫入関係から11岩体に区分され, 3時期のグループ(花崗岩類 I, II, III)にまとめられている。これらの花崗岩類の微量元素組成は, 主成分化学組成と同様に組成変化図上で直線的トレンドを示す。本研究で, 次のような Rb-Sr 全岩アイソクロン年代, Sr 同位体比初生値 (SrI), Nd 同位体比初生値 (NdI) が得られた; 花崗岩類 II (野島花崗閃緑岩 95 ± 15 Ma, 0.70741 ± 0.00033 , 0.512232 ± 0.000012 ; 洲本花崗閃緑岩 99 ± 11 Ma, 0.70734 ± 0.00017 , 0.512244 ± 0.000033), 花崗岩類 III (東山寺花崗岩 83.8 ± 4.9 Ma, 0.70749 ± 0.00022 ; 0.512253 ± 0.000020 ; 先山花崗岩 84.1 ± 9.0 Ma, 0.70791 ± 0.00018 , 0.512234 ± 0.000030 ; 箒場山花崗岩 75.5 ± 5.8 Ma, 0.70794 ± 0.00034 ,

0.512261 ± 0.000026 ; 岩屋花崗岩 76.4 ± 3.9 Ma, 0.70774 ± 0.000018 , 0.512271 ± 0.000016 ; 細粒花崗岩 74 ± 12 Ma, 0.70799 ± 0.00073 , 0.512273 ± 0.000022)。花崗岩類 II の NdI ($=0.512236$) を用いて計算した, 花崗岩類 I の Nd モデル年代は 108 ± 18 Ma である。これらの年代値から, 淡路島の火成活動は, 少なくともおよそ 108 Ma に始まり 75 Ma まで続いたと考えられる。また, 若い花崗岩類ほど高い SrI と NdI 値をもつ傾向にある。淡路島の花崗岩類は, 中新世火山岩中の苦鉄質グラニュライトゼノリスから推定される下部地殻物質よりも高 Sr 同位体比, 低 Nd 同位体比をもつ下部地殻から形成されたと考えられる。

1. はじめに

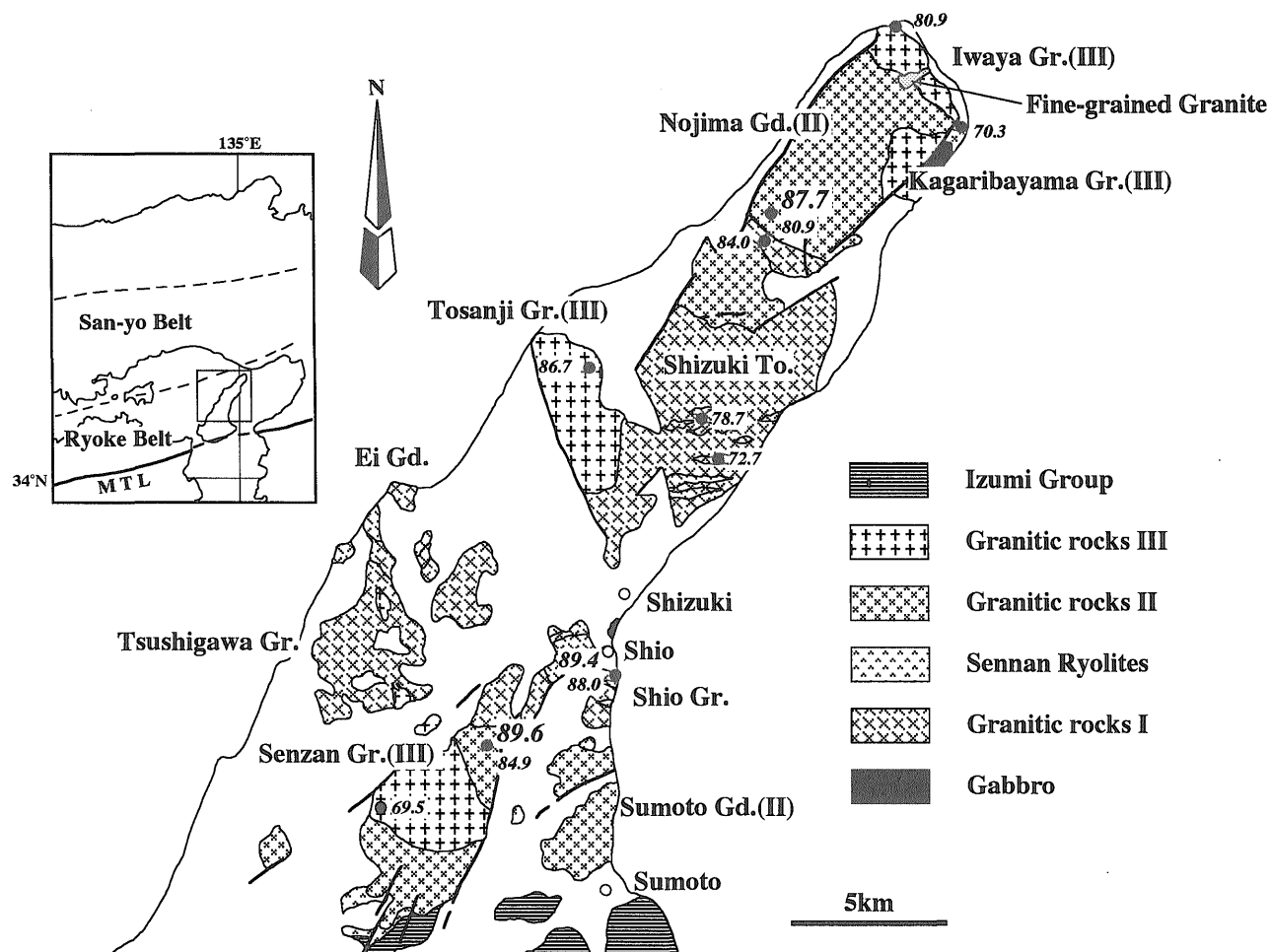
淡路島には, いわゆる古期領家花崗岩類, 新期領家花崗岩類および山陽花崗岩類が広く分布している (第1図)。これらの花崗岩体の相互関係と放射年代に基づいて, 淡路島における火成活動史および構造発達史が編まれている (第2図) (高橋・服部, 1992; 高橋, 1992)。しかしながら, 報告されている放射年代は, 岩体がある

*新潟大学積雪地域災害研究センター (Research Institute for Hazards in Snowy Areas, Niigata University. 8050 Ikarashi2, Niigata 950-2181, Japan)

**地質部 (Geology Department. GSJ)

***新潟大学大学院自然科学研究科 (Graduate School of Science and Technology, Niigata University. 8050 Ikarashi2, Niigata 950-2181, Japan)

Keywords: Rb-Sr whole rock isochron age, Initial Sr isotopic ratio, Initial Nd isotopic ratio, Awaji Island, Ryoke Belt, granitic rock, Cretaceous



第1図 淡路島の先第三紀基盤岩類の地質図(高橋, 1995を修正)。

K-Ar 普通角閃石年代(イタリック字体), K-Ar 黒雲母年代(小イタリック字体)も示した。Gr.: 花崗岩, Gd.: 花崗閃緑岩, To.: トーナール岩。MTL: 中央構造線。

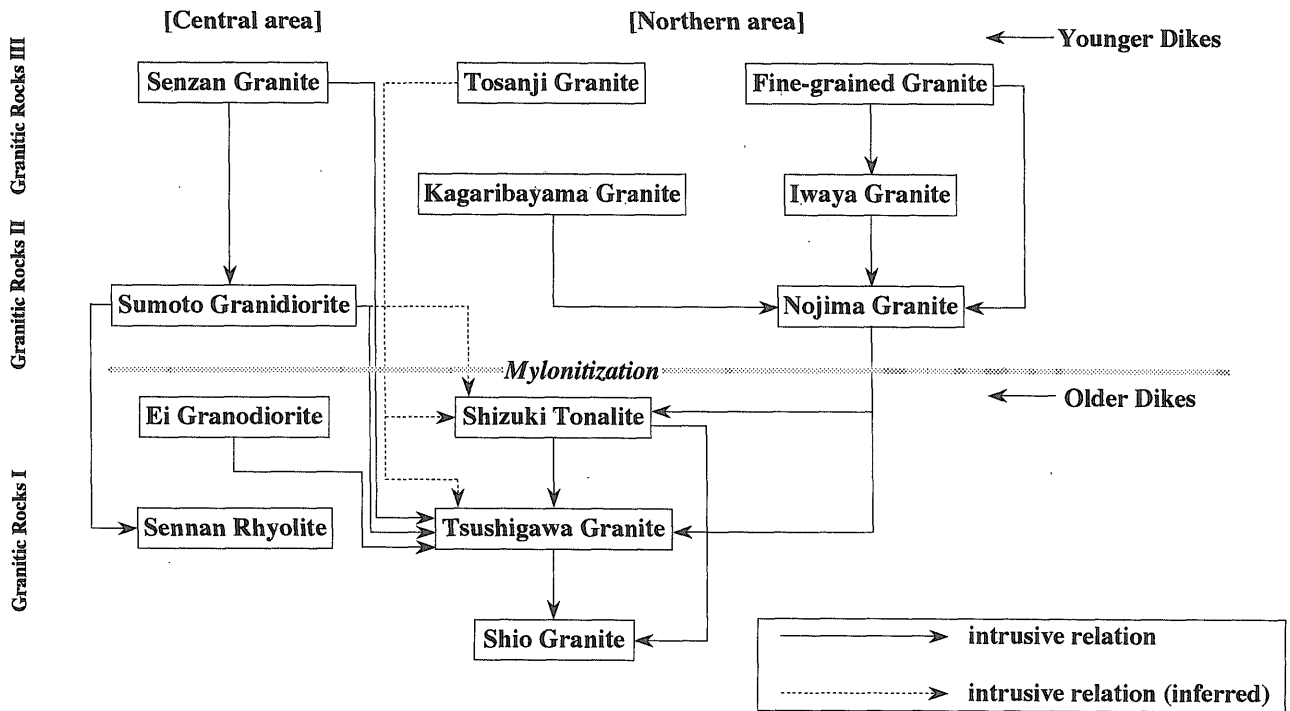
Fig. 1 Geological map of pre-Tertiary basement rocks in Awaji island (modified from Takahashi, 1995). K-Ar hornblende ages (italics) and K-Ar biotite ages (small italics) are shown. Gr : Granite, Gd : Granodiorite, To : Tonalite. MTL : Median Tectonic Line.

温度に冷却した時期を示す鉍物年代であり、花崗岩の形成・貫入年代を示すと考えられる全岩アイソクロン年代の報告はない。したがって、これらの花崗岩体の活動時期の相違とその時間間隙については、正確に決まっていないといえる。また、淡路島を含む瀬戸内地域東部の領家帯には、変成岩を大きく上回る量の花崗岩類が広く分布しているが、それらの花崗岩類についても全岩アイソクロン年代の報告は少ない(Kagami *et al.*, 1988)。それらの花崗岩類の活動時期の把握には、全岩アイソクロン年代の蓄積が必要である。Kagami *et al.* (1992)は、瀬戸内地方の領家帯を含めた中国-四国地域に分布する花崗岩類についてのSr・Nd同位体比の地域変化を検討し、North Zone, Transitional Zone, South Zoneの3帯に区分した。淡路島は、この内SouthおよびTransitional Zoneに当たるが、本地域の花崗岩類に関する同位体岩石学的研究がほとんどなされていないため、区分に使用されたデータは非常に少ない。さらに、これらの

花崗岩類の化学分析値については、主成分化学組成しか報告されておらず(高橋, 1995)、微量元素も含めた花崗岩類の性格の検討が必要であると考えられる。本論文では、淡路島に分布する花崗岩類の微量元素組成およびRb-Sr全岩アイソクロン年代を報告し、その活動時期および起源物質について考察する。

2. 地質概説

淡路島の花崗岩類は、主として白亜紀に形成された花崗岩類であり、島の中央から北部に分布する(第1図)。これに対し、変成岩類は小岩体として花崗岩類中に捕獲されているのみである。花崗岩類の南縁に少量の泉南流紋岩類(市原ほか, 1986)が分布する。これら火成岩類の分布域の南側には、白亜紀末期の海成層である和泉層群が、花崗岩類および泉南流紋岩類を不整合に覆って分布する。



第2図 淡路島における花崗岩類の相互関係 (高橋, 1995を修正).

Fig. 2 Mutual relationships of granitic rocks in Awaji Island(modified from Takahashi, 1995).

淡路島の花崗岩類は、諏訪・濡木 (1968), 藤田・前田 (1984), 中島ほか (1985), 中島ほか (1986), 水野ほか (1990), 高橋ほか (1992) および高橋・服部 (1992) によって岩体区分と岩石記載がなされている。本論文では、高橋・服部 (1992) の岩体区分に従う。

淡路島の花崗岩類は、岩相と岩体相互の貫入関係から11岩体に区分され、大きく3時期のグループ (花崗岩類 I, II, III) にまとめられている (第2図) (高橋・服部, 1992)。花崗岩類 I は、強弱の差はあるものも塑性変形し、フォリエーションの認められる岩石であり、いわゆる古期領家花崗岩類に相当する。花崗岩類 I に分類される岩体は、塩尾花崗岩 (カリ長石斑状黒雲母花崗岩 - 花崗閃緑岩)・都志川花崗岩 (粗粒角閃石黒雲母花崗岩 - 花崗閃緑岩)・志筑トータル岩 (中粒角閃石黒雲母トータル岩 - 花崗閃緑岩)・江井花崗閃緑岩 (中粒角閃石黒雲母花崗閃緑岩 - 花崗岩) である。花崗岩類 II は、花崗岩類 I の北方と南方に分かれて分布し、それぞれ花崗岩類 I に対して貫入し、一部で接触変成を与える塊状の花崗閃緑岩で、いわゆる新期領家花崗岩類に相当する。花崗岩類 II に分類される岩体は、野島花崗閃緑岩 (中粒角閃石黒雲母花崗閃緑岩 - 花崗岩) および洲本花崗閃緑岩 (中 - 粗粒角閃石黒雲母花崗閃緑岩 - 石英モンゾ閃緑岩) である。花崗岩類 III は、花崗岩類 I および花崗岩類 II に貫入する塊状花崗岩類からなるが、花崗岩類 II に対して接触変成を与えていない。花崗岩類 II が花崗閃緑岩であるのに対して、花崗岩類 III は花崗岩を主とし

ており、両者は岩相に明瞭な違いが認められる。花崗岩類 III は、東山寺花崗岩 (中粒黒雲母花崗岩 - 花崗閃緑岩)・先山花崗岩 (中 - 細粒黒雲母花崗岩 - 花崗閃緑岩)・篝場山花崗岩 (細 - 中粒優白質黒雲母花崗岩)・岩屋花崗岩 (中 - 粗粒黒雲母花崗岩 - 花崗閃緑岩)・細粒花崗岩の各岩体である。

各花崗岩類の産状および岩石記載は、藤田・前田 (1984), 水野ほか (1990), 高橋ほか (1992), 高橋・服部 (1992) および高橋 (1995) で報告されているので、ここでは詳しく述べない。また、花崗岩類の全岩主成分化学組成は、高橋 (1995) によって報告されている。

3. 全岩微量元素組成

高橋 (1995) によって全岩主成分化学組成が測定された試料について、岡山大学固体地球研究センターの蛍光 X 線分析装置 (理学電機社製 3134p 型) を用いて、微量元素 (Ba, Cu, Nb, Ni, Y, Zn, Zr) の測定を行った。測定方法は、折橋ほか (1993a, b) に従った。測定結果を第1表に示す。組成変化図 (第4図) においては、 SiO_2 の増加とともに、Nb, Sr, Zn, Zr は減少する傾向にあり、Rb は増加する傾向にある。Nb と Y は、ほぼ一定で、Ba は分散が大きく明瞭な傾向を示さない。また、Cu, Ni については、含有量が少なく、検出限界以下の試料が多いため、組成変化図には示していない。主成分化学組成 (第3図) 同様、花崗岩類 I, II, III のト

第1表 淡路島の花崗岩類の全岩化学組成.

微量元素は、岡山大学固体地球研究センターの蛍光 X 線分析装置を用いて測定を行った。測定方法は、折橋ほか (1993a, b) に従った。Gr.: 花崗岩, To.: トーナル岩, Gd.: 花崗閃緑岩.

Table 1 Whole rock chemical compositions of granitic rocks in Awaji Island. The trace element concentrations were analyzed using XRF at the Institute for Study of the Earth's Interior, Okayama University by the method of Orihashi *et al.* (1993a, b). Gr.: Granite, To.: Tonalite, Gd.: Granodiorite.

Sample No.	Shio Gr.						Tsushigawa Gr.					
	Aw204	Aw206	Aw207	Aw325	Aw328	Aw702	AwHK-1	Aw043	Aw112	Aw323	Aw538	Aw612
SiO ₂	67.67	68.18	70.68	72.49	52.32	68.67	75.13	71.13	72.42	70.36	76.41	65.29
TiO ₂	0.56	0.37	0.34	0.29	1.63	0.56	0.10	0.23	0.18	0.26	0.07	0.12
Al ₂ O ₃	15.82	15.57	14.42	14.41	17.18	15.45	13.30	14.78	14.09	15.92	13.07	17.64
FeOt	3.97	2.82	2.69	2.32	9.66	3.83	1.04	2.49	2.17	2.50	0.99	2.04
MnO	0.07	0.05	0.06	0.04	0.17	0.05	0.02	0.04	0.04	0.04	0.03	0.07
MgO	1.13	0.73	0.57	0.47	4.39	1.12	0.12	0.32	0.24	0.25	0.11	0.24
CaO	3.09	2.77	2.21	2.29	7.24	3.73	1.51	2.61	2.27	3.10	1.26	1.47
Na ₂ O	3.30	3.87	3.43	2.91	3.03	3.09	3.04	3.32	3.04	3.85	3.88	3.74
K ₂ O	3.83	4.4	4.46	4.50	2.23	2.83	4.87	4.00	4.54	3.30	3.86	8.92
P ₂ O ₅	0.14	0.09	0.07	0.07	0.27	0.12	0.03	0.05	0.04	0.05	0.01	0.04
L.O.I	0.80	0.59	0.42	0.40	0.88	0.33	0.26	0.48	0.32	0.69	0.26	0.34
Total	100.38	99.44	99.35	100.19	99.00	99.78	99.42	99.45	99.35	100.32	99.95	99.91
Ba	779	998	570	831	442	1406	773	1103	962	1357	227	1207
Cu	2	2	13	n.d.	19	3	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	3
Nb	15	6	8	10	11	8	5	8	8	10	8	7
Ni	4	3	3	2	10	3	n.d.	n.d.	2	n.d.	n.d.	2
Rb	136	131	159	140	100	89.9	139	103	87.5	91.8	163	208
Sr	209	219	148	184	393	298	142	210	188	267	60.7	167
Y	17	13	12	14	17	17	11	22	14	27	5	44
Zn	71	50	51	39	110	54	22	44	35	50	27	45
Zr	163	128	131	114	106	285	82	143	133	229	70	95

FeOt: total Fe as Fe₂O₃, n.d.: not detected.

Sample No.	Shizuki To.							Ei Gd.		Nojima Gd.		
	AwS-1	Aw111	Aw317	Aw320	Aw343	Aw373	Aw394	Aw528	Aw531	Aw005	Aw119	Aw125
SiO ₂	64.83	66.40	67.69	68.61	64.06	62.65	57.33	76.22	76.01	66.45	67.79	70.30
TiO ₂	0.46	0.40	0.55	0.51	0.59	0.73	0.98	0.10	0.09	0.56	0.47	0.39
Al ₂ O ₃	17.64	16.95	15.43	14.44	18.17	16.31	17.40	13.08	13.34	15.48	15.42	14.54
FeOt	4.24	3.79	4.22	4.21	4.63	6.79	8.66	1.53	1.61	4.94	4.15	3.55
MnO	0.07	0.06	0.07	0.08	0.07	0.12	0.15	0.04	0.03	0.08	0.08	0.07
MgO	0.94	0.89	1.18	1.09	1.21	1.59	2.29	0.08	0.14	1.18	1.11	0.92
CaO	5.29	4.69	4.10	2.59	5.84	5.39	6.55	1.25	1.53	4.20	3.91	3.07
Na ₂ O	3.97	3.87	3.58	2.71	3.72	3.17	3.07	3.82	3.22	3.55	3.42	3.43
K ₂ O	1.86	2.07	2.21	4.69	1.82	1.61	1.69	3.92	4.36	2.54	2.60	3.24
P ₂ O ₅	0.10	0.09	0.13	0.11	0.13	0.19	0.26	0.02	0.02	0.12	0.10	0.09
L.O.I	0.71	0.64	0.50	1.03	0.66	0.98	1.12	0.21	0.31	0.63	0.75	0.57
Total	100.11	99.85	99.66	100.07	100.90	99.53	99.50	100.27	100.66	99.73	99.80	100.17
Ba	598	466	689	883	661	611	377	585	1205	667	664	617
Cu	2	3	2	38	4	4	13	n.d.	n.d.	4	6	3
Nb	9	9	9	12	10	12	16	10	5	9	8	7
Ni	3	12	4	3	3	5	5	n.d.	n.d.	?	15	3
Rb	59.7	83.1	72.2	151	52.5	46.8	57.8	146	113	88.4	75.7	94.4
Sr	390	314	338	194	394	353	384	124	207	282	276	213
Y	20	17	18	39	24	30	32	19	14	19	15	13
Zn	64	60	74	62	71	103	110	52	25	69	62	50
Zr	210	187	154	132	230	228	261	99	124	155	136	115

FeOt: total Fe as Fe₂O₃, n.d.: not detected.

レンドがほぼ重なるが、Rb においてのみ、塩尾花崗岩が同 SiO₂量他花崗岩より、含有量が多い傾向にある。

Pearce *et al.* (1984) の Nb-Y および Rb- (Y+Nb) 図 (第5図; ただし、組成変化図においてトレンドにのる試料のみ用いた) においては、VAG+syn-COLG 領域

および VAG 領域にプロットされる。これは領家帯の花崗岩類 (Kutsukake, 1993; 柚原, 1994; Yuhara, 1995; 柚原・加々美, 1995; Yuhara and Kagami, 1996) の範囲内にあり、これらの花崗岩類と同様のテクトニクスセッティング下で形成されたと考えられる。

Granitic Rocks II												
Sample No.					Sumoto Gd.					Kagaribayama Gr.		
	Aw126	Aw352	Aw519	Aw624	Aw221	Aw580	Aw725	Aw735	Aw737	Aw105	Aw106	Aw110
SiO ₂	73.82	69.95	70.78	68.55	72.52	71.11	72.30	72.66	62.01	76.43	75.68	76.68
TiO ₂	0.21	0.42	0.33	0.44	0.28	0.29	0.31	0.28	0.26	0.08	0.13	0.12
Al ₂ O ₃	13.67	14.79	14.42	15.58	14.33	14.81	14.18	14.20	18.77	12.82	13.64	13.65
FeOt	2.29	3.70	3.15	4.39	2.84	2.82	2.98	2.87	5.24	0.70	1.46	1.51
MnO	0.06	0.07	0.06	0.08	0.05	0.05	0.05	0.06	0.11	0.02	0.04	0.05
MgO	0.46	0.90	0.73	0.87	0.62	0.67	0.71	0.63	0.85	0.12	0.21	0.21
CaO	2.05	3.32	2.36	3.58	2.69	2.21	2.75	2.71	5.26	0.98	1.61	1.53
Na ₂ O	3.41	3.58	2.90	3.64	3.51	3.75	3.66	3.76	4.58	2.97	3.40	3.22
K ₂ O	3.78	2.92	4.50	3.04	2.85	3.08	2.58	2.77	1.73	4.99	4.11	4.27
P ₂ O ₅	0.05	0.10	0.07	0.11	0.07	0.07	0.07	0.07	0.10	0.02	0.03	0.03
L.O.I	0.41	0.32	0.90	0.37	0.60	1.05	0.54	0.48	0.77	0.66	0.45	0.30
Total	100.21	100.07	100.20	100.65	100.36	99.91	100.13	100.49	99.68	99.79	100.76	101.57
Ba	704	644	850	791	761	708	755	693	469	405	805	720
Cu	2	2	13	8	3	n.d.	n.d.	n.d.	2	20	n.d.	
Nb	8	8	7	10	8	9	8	8	4	8	7	9
Ni	2	3	2	3	2	2	2	2	2	n.d.	5	n.d.
Rb	121	98.9	134	93.9	83.8	91.7	81.7	92.7	54.8	142	154	138
Sr	158	240	218	268	250	248	248	246	562	72.9	152	132
Y	13	18	12	22	16	12	18	17	10	25	9	13
Zn	42	52	43	65	49	55	55	53	74	9	29	46
Zr	107	133	105	167	126	127	141	114	166	83	95	103

FeOt: total Fe as Fe₂O₃, n.d.: not detected.

Granitic Rocks III												
Sample No.	Aw302	Aw401	Iwaya Gr.					Tosanji Gr.				Aw238
			Aw1w-1	Aw028	Aw063	Aw103	Aw597	Aw052	Aw053	Aw626	Aw629	
SiO2	77.31	76.90	72.06	75.14	75.95	72.39	75.06	73.63	74.46	75.03	75.17	73.27
TiO2	0.06	0.16	0.20	0.14	0.06	0.17	0.14	0.20	0.10	0.19	0.18	0.24
Al2O3	12.94	12.95	13.48	13.14	13.19	14.30	13.40	13.34	13.15	13.28	13.64	14.27
FeOt	0.50	1.42	2.26	1.85	0.99	2.06	1.86	2.18	1.45	2.03	1.97	2.51
MnO	0.02	0.04	0.04	0.05	0.03	0.04	0.04	0.05	0.04	0.04	0.04	0.06
MgO	0.05	0.19	0.26	0.22	0.08	0.24	0.23	0.30	0.12	0.25	0.29	0.47
CaO	0.93	1.49	2.08	1.60	0.91	2.19	1.56	1.70	1.26	1.44	1.56	2.09
Na2O	3.27	3.27	3.57	3.60	3.54	3.90	3.77	3.50	3.43	3.22	3.49	3.31
K2O	4.63	3.77	3.22	3.65	4.66	3.45	3.82	3.83	4.46	4.29	4.05	3.48
P2O5	0.01	0.03	0.04	0.03	0.01	0.04	0.04	0.05	0.02	0.04	0.04	0.06
L.O.I	0.57	0.41	0.45	0.56	0.86	0.60	0.43	0.00	0.43	0.31	0.37	0.73
Total	100.29	100.63	97.66	99.98	100.28	99.38	100.35	98.78	98.92	100.12	100.80	100.49
Ba	656	859	1347	780	676	1374	659	805	525	825	663	745
Cu	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	2	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	2
Nb	7	7	9	8	8	7	8	8	12	9	7	9
Ni	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	9	12	2	2	6	n.d.	n.d.	n.d.
Rb	162	131	87.9	127	146	91.9	144	140	140	147	151	114
Sr	81.9	143	199	135	73.1	213	133	150	117	139	132	225
Y	17	13	15	25	20	10	22	18	17	20	27	14
Zn	8	25	41	43	31	37	37	41	40	41	39	47
Zr	69	109	155	119	81	132	112	129	112	132	120	128

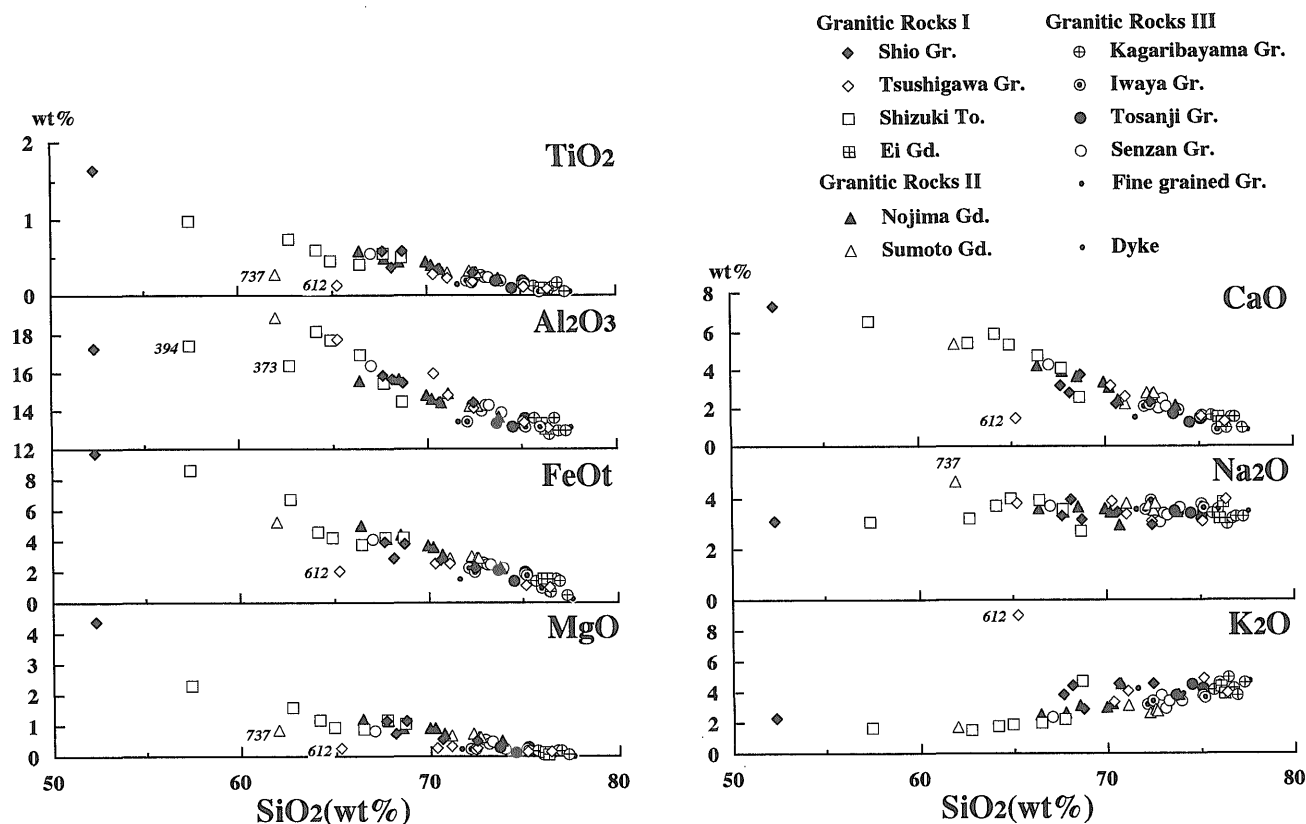
FeOt: total Fe as Fe₂O₃, n.d.: not detected.

4. 年代測定試料および分析方法

Sr・Nd 同位体比は、岡山大学固体地球研究センターの MAT-262型質量分析計と MAT-261型質量分析計（現在は新潟大学大学院自然科学研究科に設置）をそれぞれ用いて分析した。⁸⁷Sr/⁸⁶Sr 比および¹⁴³Nd/¹⁴⁴Nd 比は⁸⁶Sr/⁸⁸Sr=0.1194, ¹⁴⁶Nd/¹⁴⁴Nd=0.7219でそれぞれ規格化した。Sr・Nd 抽出におけるブランクは、Rb が^{0.25}ng, Sr が^{0.52}ng で、Sm が^{0.025}ng, Nd が^{0.22}ng であった。

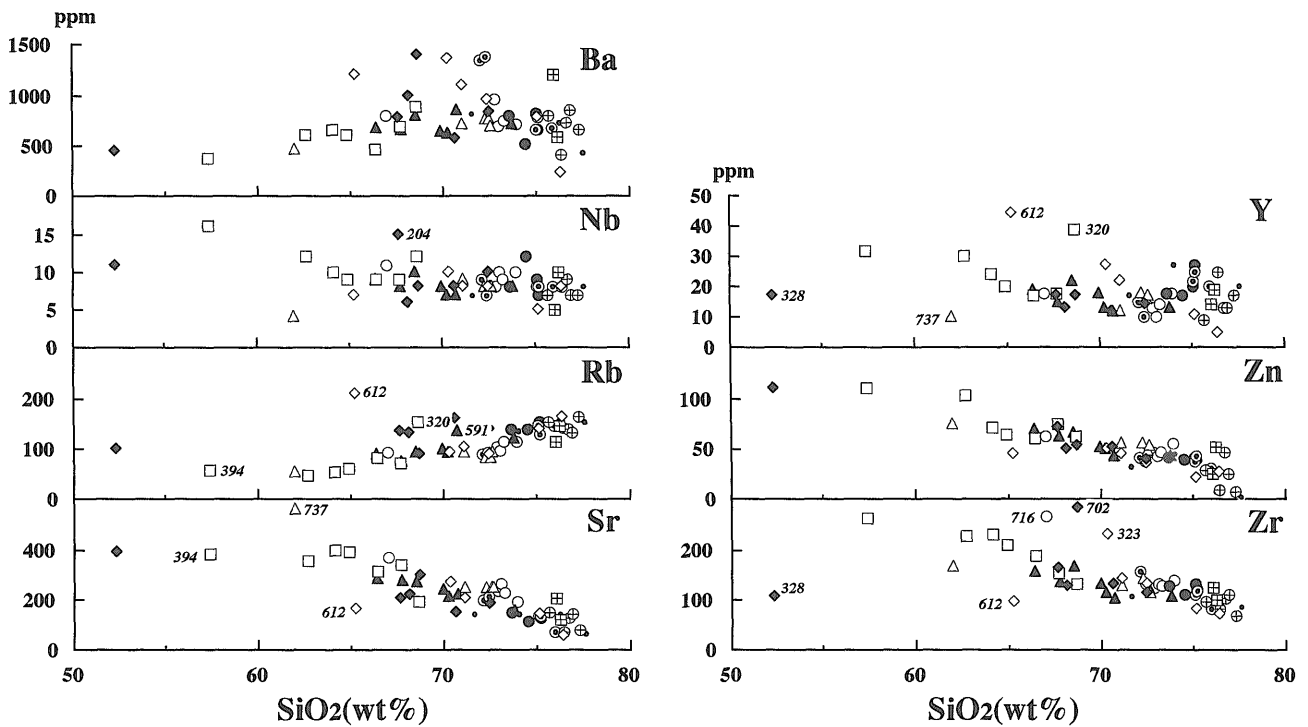
測定期間中の Sr 同位体比標準試料 NBS-987 の⁸⁷Sr/⁸⁶Sr は、0.710270±0.000015 (2σ_m, N=19) であった。各試料の¹⁴³Nd/¹⁴⁴Nd 比は、同じ測定期間中に測定した JB-1a とこの試料の Nd 同位体比の推奨値 0.512784 との差を求め補正した値である。Rb, Sr, Sm, Nd の定量は、⁸⁷Rb-⁸⁴Sr ミックススパイクおよび¹⁴⁹Sm-¹⁵⁰Nd ミックススパイクを用いた同位体希釈法により測定した。アイソクロン年代および初生値は、York (1966) の方法により、⁸⁷Rb の崩壊定数: 1.42×10⁻¹¹/y (Steiger and Jäger,

Sample No.	Senzan Gr.				Fine grained Gr.			Dyke
	Aw254	Aw561	Aw716	Aw736	Aw030	Aw031	Aw630	Aw051
SiO ₂	72.83	73.03	66.97	73.95	76.25	77.55	73.97	71.59
TiO ₂	0.27	0.25	0.54	0.19	0.12	0.06	0.18	0.14
Al ₂ O ₃	13.97	14.30	16.39	13.92	13.41	13.19	13.78	13.41
FeOt	2.66	2.49	4.17	2.22	0.58	0.28	2.01	1.62
MnO	0.05	0.05	0.06	0.04	0.01	0.00	0.05	0.04
MgO	0.54	0.43	0.82	0.28	0.07	0.03	0.26	0.23
CaO	2.01	2.43	4.24	1.95	1.14	0.88	1.74	1.56
Na ₂ O	3.05	3.44	3.68	3.62	3.31	3.46	3.38	3.54
K ₂ O	3.83	3.00	2.42	3.40	4.45	4.71	3.86	4.32
P ₂ O ₅	0.07	0.06	0.12	0.05	0.02	0.02	0.05	0.03
L.O.I	0.98	0.50	0.36	0.58	0.88	0.48	0.67	0.57
Total	100.26	99.98	99.77	100.20	100.24	100.66	99.95	97.05
Ba	956	688	804	703	728	435	730	811
Cu	n.d.	n.d.	2	n.d.	11	n.d.	n.d.	n.d.
Nb	8	10	11	10	8	8	10	7
Ni	n.d.	2	2	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
Rb	104	97.3	93.6	115	157	151	136	140
Sr	232	261	366	196	143	67.6	145	146
Y	13	10	18	18	14	20	27	17
Zn	47	43	63	56	7	2	44	32
Zr	126	133	267	140	94	87	141	106

FeOt: total Fe as Fe₂O₃, n.d.: not detected.第3図 淡路島の花崗岩類のSiO₂-酸化物図.Fig. 3 SiO₂-oxide diagram of granitic rocks in Awaji Island.

1977), ¹⁴⁷Sm の崩壊定数: $6.54 \times 10^{-12}/y$ (Lugmair and Marti, 1978) を用いて計算した. 計算には, 川野 (1994) のプログラムを使用した. この際, ⁸⁷Rb/⁸⁶Sr の測定誤差は0.5% (1 σ), ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr は0.01% (1 σ) として

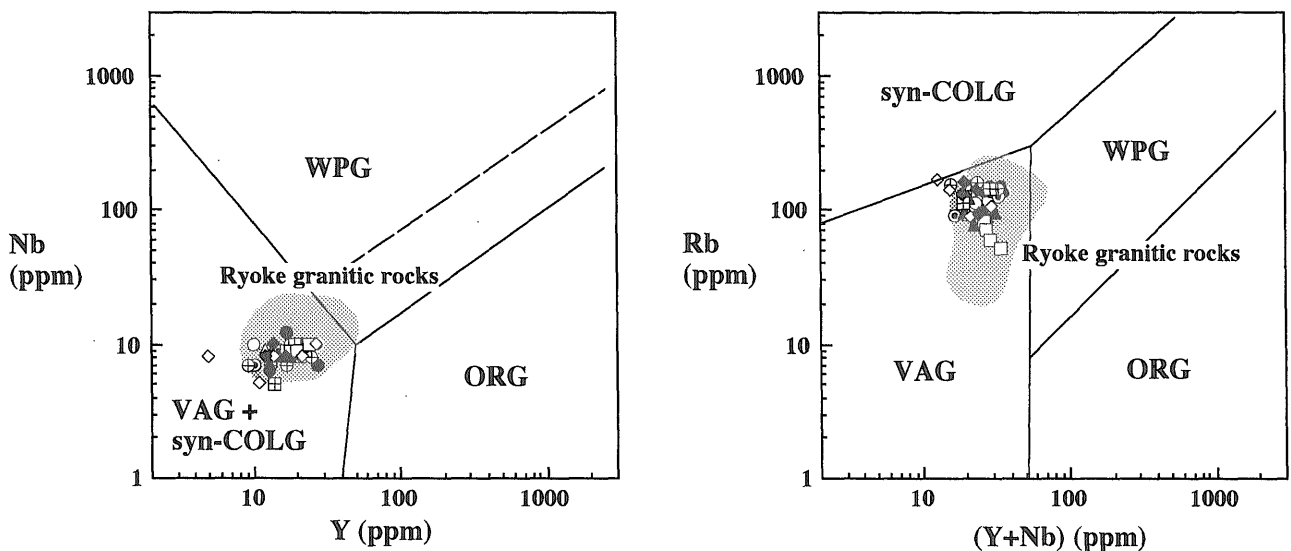
計算した. 得られた年代の誤差は, 2 σ で示した. 測定結果は第2, 3, 4表に示した. また, 各花崗岩類のSr同位体比初生値(SrI)とNd同位体比初生値(NdI)の誤差は2 σ で示した.



第4図 淡路島の花崗岩類の SiO_2 -微量元素図.

図中の記号は、第3図と同じ.

Fig.4 SiO_2 -trace element diagram of granitic rocks in Awaji Island. Symbols are the same as those in Fig.3.



第5図 淡路島の花崗岩類の Nb-Y, Rb-(Y+Nb)図.

syn-COLG, WPG, VAG, ORG および境界は Pearce *et al.* (1984) による. 図中の記号は、第3図と同じ. 他地域の領家花崗岩の組成範囲も示した. syn-COLG: 衝突帯花崗岩, WPG: プレート内花崗岩, VAG: 火山弧花崗岩, ORG: 中央海嶺花崗岩. Fig. 5 Nb-Y and Rb-(Y+Nb) plots of granitic rocks in Awaji Island. syn-COLG, WPG, VAG, ORG and discrimination lines from Pearce *et al.* (1984). Symbols are the same as those in Fig.3. The range of the Ryoke granitic rocks in other area are also shown. syn-COLG: syn-collisional granites, WPG: within-plate granites, VAG: volcanic-arc granites, ORG: ocean-ridge granites.

第2表 花崗岩類Iの微量元素および同位体組成. Gr.: 花崗岩, To.: トーナル岩, Gd.: 花崗閃緑岩.

Table 2 Trace element concentrations and isotopic data of the Granitic Rocks I. Gr.: Granite, To.: Tonalite, Gd.: Granodiorite.

Sample No.	Rb(ppm)	Sr(ppm)	$^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}(2\sigma)$	Sm(ppm)	Nd(ppm)	$^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$	$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}(2\sigma)$	NdI*
Tosanji Gr.									
Aw052	140	150	2.703	0.71071(1)	5.12	27.3	0.1136	0.512314(10)	0.512252
Aw053	140	117	3.463	0.71160(1)	5.28	26.2	0.1216	0.512311(9)	0.512244
Aw626	147	139	3.062	0.71112(1)	5.36	28.7	0.1128	0.512332(10)	0.512270
Aw629	151	132	3.317	0.71146(1)	5.42	27.8	0.1181	0.512310(9)	0.512245
Senzan Gr.									
Aw238	114	225	1.463	0.70963(1)	3.93	21.6	0.1097	0.512281(10)	0.512221
Aw254	104	232	1.299	0.70949(1)	3.85	21.9	0.1061	0.512307(10)	0.512249
Aw561	97.3	261	1.077	0.70918(1)	2.42	13.7	0.1068	0.512306(10)	0.512247
Aw716	93.6	366	0.7400	0.70883(1)	7.00	48.4	0.08738	0.512266(10)	
Aw736	115	196	1.701	0.70994(1)	4.76	25.9	0.1112	0.512278(10)	0.512217
Kagaribayama Gr.									
Aw105	142	72.9	5.649	0.71394(1)	3.91	19.3	0.1224	0.512311(11)	0.512251
Aw106	154	152	2.926	0.71102(1)	2.79	16.9	0.09961	0.512294(9)	0.512245
Aw110	138	132	3.036	0.71108(1)	3.09	17.6	0.1061	0.512327(10)	0.512275
Aw302	162	81.9	5.731	0.71416(1)	3.04	14.8	0.1246	0.512319(10)	0.512257
Aw401	131	143	2.639	0.71092(1)	4.19	25.5	0.09923	0.512327(9)	0.512278
Iwaya Gr.									
AwIw-1	87.9	199	1.277	0.70920(1)	5.12	30.4	0.1018	0.512326(11)	0.512275
Aw028	127	135	2.721	0.71059(1)	4.45	21.6	0.1248	0.512328(10)	0.512266
Aw063	146	73.1	5.793	0.71410(1)	3.79	16.7	0.1373	0.512341(10)	0.512272
Aw103	91.9	213	1.249	0.70913(1)	4.65	27.5	0.1023	0.512310(11)	0.512259
Aw597	144	133	3.129	0.71104(1)	4.46	21.1	0.1277	0.512346(11)	0.512282
Fine grained Gr.									
Aw030	157	143	3.168	0.71152(1)	4.77	23.6	0.1222	0.512330(10)	0.512271
Aw031	151	67.6	6.467	0.71480(1)	3.64	14.7	0.1494	0.512332(10)	0.512260
Aw630	136	145	2.697	0.71069(1)	4.78	24.1	0.1198	0.512345(10)	0.512287
Dyke									
Aw051	140	146	2.771	0.71080(1)	4.32	25.4	0.1028	0.512334(12)	

*corrected by Rb-Sr whole-rock isochron age

第3表 花崗岩類IIの微量元素および同位体組成. Gr.: 花崗岩, To.: トーナル岩, Gd.: 花崗閃緑岩.

Table 3 Trace element concentrations and isotopic data of the Granitic Rocks II. Gr.: Granite, To.: Tonalite, Gd.: Granodiorite.

Sample No.	Rb(ppm)	Sr(ppm)	$^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}(2\sigma)$	Sm(ppm)	Nd(ppm)	$^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$	$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}(2\sigma)$	NdI*
Nojima Gd.									
Aw005	88.4	282	0.9057	0.70865(1)	4.93	26.7	0.1115	0.512306(10)	0.512237
Aw119	75.7	276	0.7936	0.70892(1)	3.86	22.1	0.1056	0.512300(9)	
Aw125	94.4	213	1.283	0.70901(1)	4.89	22.3	0.1327	0.512325(9)	0.512237
Aw126	121	158	2.216	0.71044(1)	3.05	17.0	0.1084	0.512302(10)	0.512235
Aw352	98.9	240	1.194	0.70914(1)	4.07	22.0	0.1119	0.512301(9)	0.512231
Aw519	134	218	1.776	0.70975(1)	3.18	16.9	0.1140	0.512291(9)	0.512220
Aw624	93.9	268	1.015	0.70924(1)	4.66	23.5	0.1198	0.512307(9)	
Sumoto Gd.									
Aw221	83.8	250	0.971	0.70870(1)	5.01	20.3	0.1489	0.512312(10)	0.512216
Aw580	91.7	248	1.072	0.70885(1)	3.48	19.5	0.1078	0.512317(11)	0.512247
Aw725	81.7	248	0.953	0.70867(1)	3.87	21.8	0.1075	0.512324(10)	0.512254
Aw735	92.7	246	1.093	0.70886(1)	4.32	25.4	0.1029	0.512326(10)	0.512259
Aw737	54.8	562	0.283	0.70823(1)	1.80	10.3	0.1054	0.512289(11)	

*corrected by Rb-Sr whole-rock isochron age

5. 全岩アイソクロン年代

淡路島に分布する花崗岩類について、以下に示すような全岩アイソクロン年代を得た。

5.1 花崗岩類I

花崗岩類IのRb-Sr全岩アイソクロン図を第6図に示す。

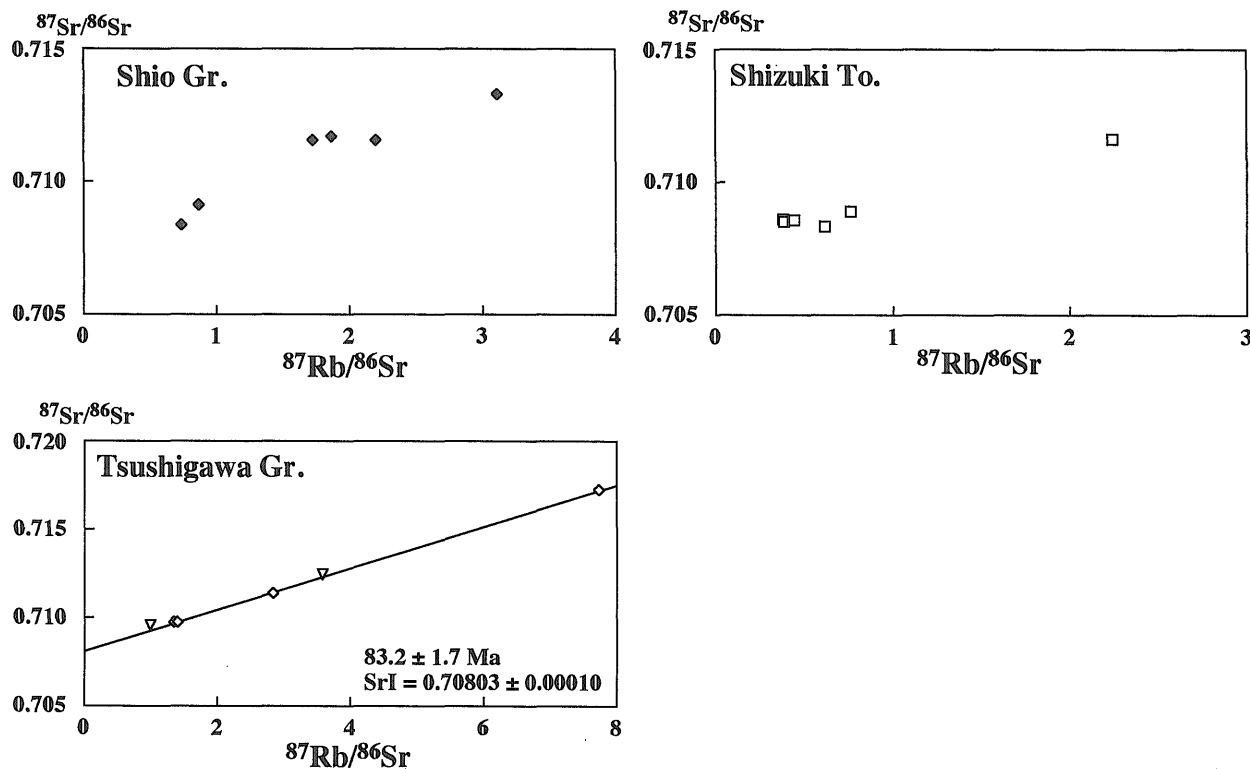
塩尾花崗岩、志筑トーナル岩は分散が大きく信頼性のある年代およびSrI値は求められず、明瞭なアイソクロンは引けない。江井花崗閃緑岩は2試料のみであり信頼のおける年代は得られない。都志川花崗岩では、ハーカー図で全体の傾向から明らかに外れているAw612とAw323(Aw323は強く変形している)を除いた4試料によるRb-Sr全岩アイソクロン年代として 83.2 ± 1.7 Ma, $\text{SrI} = 0.70803 \pm 0.00010$ が得られた。以上4花崗岩のSm-

第4表 花崗岩類 III の微量元素および同位体組成.

Gr.: 花崗岩, To.: トーナル岩, Gd.: 花崗閃緑岩.

Table 4 Trace element concentrations and isotopic data of the Granitic Rocks III. Gr.: Granite, To.: Tonalite, Gd.: Granodiorite.

Sample No.	Rb(ppm)	Sr(ppm)	$^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}(2\sigma)$	Sm(ppm)	Nd(ppm)	$^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$	$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}(2\sigma)$	Model age
Shio Gr.									
Aw204	136	209	1.881	0.71165(1)	8.09	43.7	0.1120	0.512243(10)	9.61Ma
Aw206	131	219	1.730	0.71152(1)	6.43	34.6	0.1125	0.512264(8)	38.1Ma
Aw207	159	148	3.121	0.71329(1)	6.41	33.2	0.1168	0.512269(9)	43.2Ma
Aw325	140	184	2.209	0.71154(1)	5.15	29.7	0.1049	0.512261(10)	36.4Ma
Aw328	100	393	0.7397	0.70831(1)	3.60	15.6	0.1400	0.512351(10)	126Ma
Aw702	89.9	298	0.8724	0.70911(1)	10.4	78.8	0.07996	0.512296(10)	115Ma
Tsushigawa Gr.									
AwHK-1	139	142	2.841	0.71133(1)	3.43	17.9	0.1156	0.512323(10)	115Ma
Aw043	103	210	1.412	0.70968(1)	6.45	36.6	0.1064	0.512280(10)	63.2Ma
Aw112	87.5	188	1.350	0.70968(1)	5.53	31.8	0.1053	0.512293(9)	82.8Ma
Aw323	91.8	267	0.9961	0.70950(1)	8.32	49.1	0.1024	0.512304(10)	102Ma
Aw538	163	60.7	7.754	0.71721(1)	1.79	8.09	0.1336	0.512325(10)	102Ma
Aw612	208	167	3.602	0.71244(1)				0.512300(11)	
Shizuki To.									
AwS-1	59.7	390	0.4428	0.70859(1)	5.70	34.4	0.10010	0.512303(11)	102Ma
Aw111	83.1	314	0.7654	0.70891(1)	4.75	28.9	0.09944	0.512307(9)	109Ma
Aw317	72.2	338	0.6173	0.70833(1)	3.67	16.0	0.1384	0.512341(9)	116Ma
Aw320	151	194	2.257	0.71160(1)				0.512299(13)	
Aw343	52.5	394	0.3855	0.70849(1)	5.49	31.3	0.1062	0.512290(10)	77.7Ma
Aw373	46.8	353	0.3835	0.70858(1)	6.46	32.4	0.1206	0.512303(9)	84.9Ma
Aw394	57.8	384	0.4360	0.70859(1)	6.95	31.9	0.1316	0.512321(9)	98.7Ma
Ei Gd.									
Aw528	146	124	3.427	0.71150(1)	4.27	19.9	0.1293	0.512318(10)	96.9Ma
Aw531	113	207	1.590	0.70957(1)				0.512281(11)	



第6図 花崗岩類 I の Rb-Sr 全岩アイソクロン図.

図中の記号は, 第3図と同じ. 逆三角形は, 年代計算から除外した試料を示す.

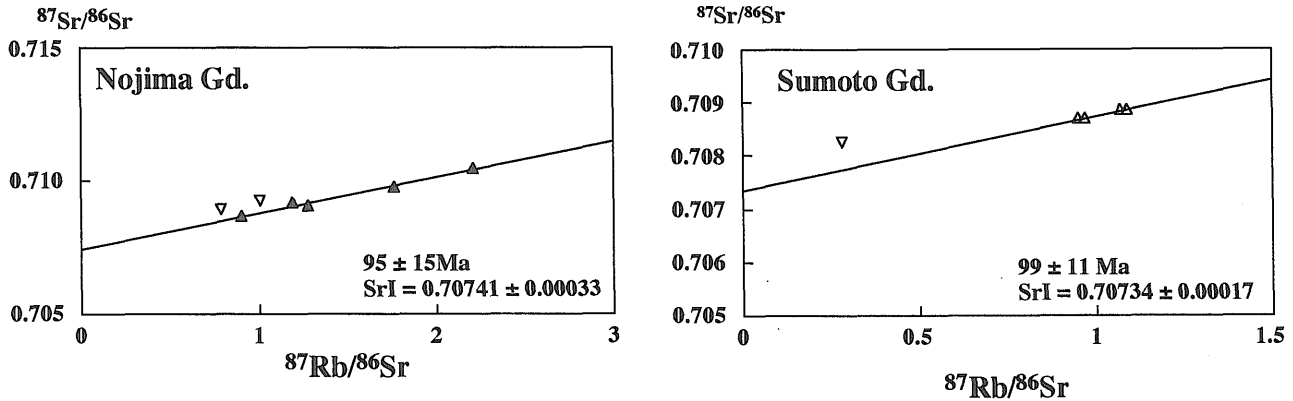
Fig. 6 Rb-Sr whole-rock isochron diagrams of the Granitic Rocks I. Symbols are the same as those in Fig.3 Reverse triangles indicate the samples being excepted for age calculations.

Nd 全岩アイソクロン年代は分散が大きく得られなかった。

5.2 花崗岩類II

花崗岩類IIのRb-Sr全岩アイソクロン図を第7図に示す。野島花崗閃緑岩の7試料のうち、Aw119の近くには花崗斑岩とひん岩の岩脈が存在し、Aw624は志筑トータル岩との境界に近く、花崗斑岩およびひん岩岩脈が近

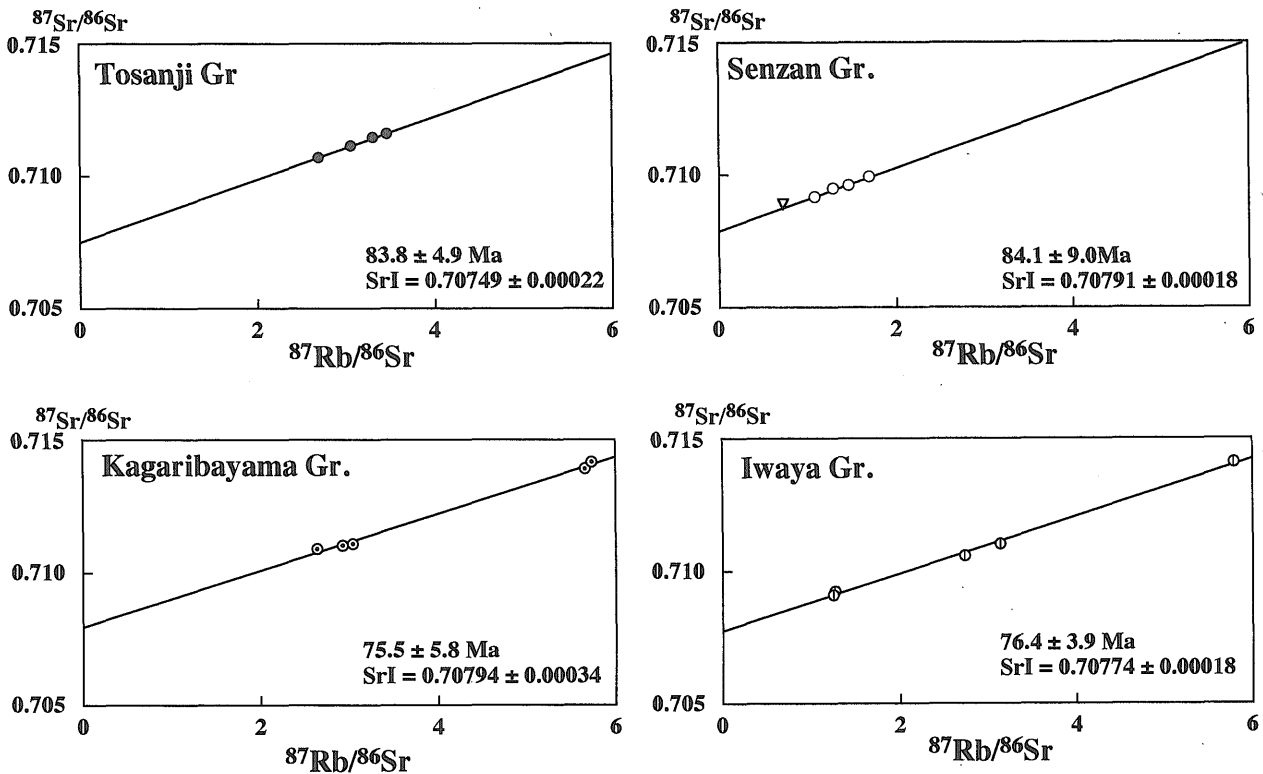
くに貫入している。したがって、これらの岩石は、岩脈による熱的影響などを受けている可能性がある。これらの試料を除いた5試料は、 95 ± 15 Ma, $SrI = 0.70741 \pm 0.00033$ のRb-Sr全岩アイソクロン年代を示す。洲本花崗閃緑岩の試料Aw737はハーカー図において全体の傾向から大きく外れる。この岩石は、多量の細粒閃緑岩を伴っており、近傍にはひん岩岩脈が存在している。したがって、このような岩石は年代測定計算から外した方が



第7図 花崗岩類IIのRb-Sr全岩アイソクロン図。

図中の記号は、第3図と同じ。逆三角形は、年代計算から除外した試料を示す。

Fig. 7 Rb-Sr whole-rock isochron diagrams of the Granitic Rocks II. Symbols are the same as those in Fig.3. Reverse triangles indicate the samples being excepted for age calculations.



第8図 花崗岩類IIIのRb-Sr全岩アイソクロン図。

図中の記号は、第3図と同じ。逆三角形は、年代計算から除外した試料を示す。

Fig. 8 Rb-Sr whole-rock isochron diagrams of the Granitic Rocks III. Symbols are the same as those in Fig.3. Reverse triangles indicate the samples being excepted for age calculations.

よい (柚原, 1994; Yuhara, 1995). この試料を除く Rb-Sr 全岩アイソクロン年代は 99 ± 11 Ma, $SrI = 0.70734 \pm 0.00017$ である. 年代誤差の大きいのは Rb/Sr 幅の狭い事による. この様に野島, 洲本両花崗閃緑岩は年代および SrI 値が誤差の範囲内で一致している. 95 Ma で野島花崗閃緑岩の NdI 値を計算すると 0.512232 ± 0.000012 が得られる. また洲本花崗岩については 99 Ma を使い NdI 値を計算し 0.512244 ± 0.000033 が得られた.

5.3 花崗岩類Ⅲ

花崗岩類Ⅲの Rb-Sr 全岩アイソクロン図を第 8 図に示す.

東山寺花崗岩: 東山寺花崗岩の 4 試料は, 83.8 ± 4.9 Ma, $SrI = 0.70749 \pm 0.00022$ の Rb-Sr 全岩アイソクロン年代を示す. Sm-Nd 系は $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$ 比の幅が狭く年代は得られない. 83.8 Ma を用いて計算した NdI 値は 0.512253 ± 0.000020 である.

先山花崗岩: 先山花崗岩のうち Aw716 は洲本花崗閃緑岩との境界部の試料であり, 多量の洲本花崗閃緑岩を捕獲している. これを除いた 4 試料は, 84.1 ± 9.0 Ma, $SrI = 0.70791 \pm 0.00018$ の Rb-Sr 全岩アイソクロン年代を示す. $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$ 比の幅は花崗岩類Ⅱの野島花崗岩よりさらに小さく, $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ 比が分散しており年代は得られない. 84.1 Ma を用いて計算した NdI 値は 0.512234 ± 0.000030 である.

簗場山花崗岩: 簗場山花崗岩の 5 試料から, 75.5 ± 5.8 Ma, $SrI = 0.70794 \pm 0.00034$ の Rb-Sr 全岩アイソクロン年代を得た. Sm-Nd 全岩年代は計算できない. 75.5 Ma を用いて計算した NdI 値は 0.512261 ± 0.000026 である.

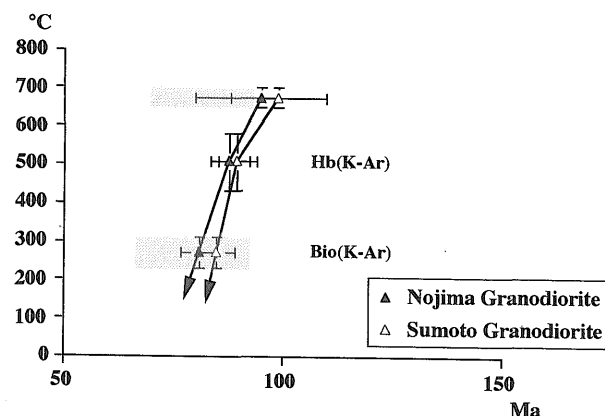
岩屋花崗岩: 岩屋花崗岩の 5 試料は, 76.4 ± 3.9 Ma, $SrI = 0.70774 \pm 0.00018$ の Rb-Sr 全岩アイソクロン年代を示す. Sm-Nd 全岩年代は分散が大きく計算できない. $NdI(76.4 \text{ Ma}) = 0.512271 \pm 0.000016$.

細粒花崗岩: 3 試料による年代は 74 ± 12 Ma, $SrI = 0.70799 \pm 0.00073$ である. この年代は, 簗場山花崗岩, 岩屋花崗岩と誤差の範囲内で一致する. $NdI(74 \text{ Ma}) = 0.512273 \pm 0.000022$.

6. 考 察

6.1 花崗岩類Ⅱ, Ⅲの形成・貫入年代と冷却史

Rb-Sr 全岩アイソクロン年代として, 花崗岩類Ⅱ野島花崗閃緑岩と洲本花崗閃緑岩からそれぞれ 95 ± 15 Ma, 99 ± 11 Ma という誤差の大きい年代が得られた. 高橋 (1992) は, 淡路島の花崗岩類のうち 7 岩体について, 鉱物の K-Ar 年代を報告した (第 1 図). これによると, 花崗岩類Ⅱの野島花崗閃緑岩は, 87.7 ± 4.4 Ma の K-Ar 普通角閃石年代と 80.9 ± 4.0 Ma の K-Ar 黒雲母



第 9 図 野島および洲本花崗閃緑岩 (花崗岩類Ⅱ) の冷却曲線. 花崗岩類Ⅲの年代範囲も示した.

Fig. 9 Cooling curves of the Nojima and Sumoto Granodiorite (Granitic Rocks II). The ranges of ages with error of the Granitic Rocks III are shown.

年代を, 洲本花崗閃緑岩は, 89.6 ± 4.5 Ma の K-Ar 普通角閃石年代と 84.9 ± 4.2 Ma の K-Ar 黒雲母年代を示す. これらの鉱物年代と今回得られた Rb-Sr 全岩アイソクロン年代の中心値を使い 2 岩体の冷却過程を見積もった (第 9 図). K-Ar 系の角閃石と黒雲母の閉鎖温度は, それぞれ約 500°C と約 300°C である (Harrison, 1981; Harrison *et al.*, 1985; Nishimura and Mogi, 1986). この図は全岩アイソクロン年代から K-Ar 黒雲母まで比較的スムーズな線で描かれ, このような冷却過程は, Yuhara and Kagami (1996) による伊那地域における最末期の花崗岩体の冷却過程に類似する. したがって 95 Ma, 99 Ma という年代は, 両岩体の形成・貫入年代として, 誤差が大きいものの決定的外れの年代ではないと考えられる. この花崗岩と同時期に活動した花崗岩類は瀬戸内領家帯のみならず中国地方山陽帯に広く見られる (Kagami *et al.*, 1988; 沢田ほか, 1994; Takagi and Kagami, 1995 など).

また, Terakado and Nohda (1993) によって報告された泉南流紋岩類の 85.8 ± 1.7 Ma という Rb-Sr 全岩-鉱物アイソクロン年代は, 花崗岩類Ⅱの全岩アイソクロン年代よりも新しいが, 洲本花崗閃緑岩の K-Ar 黒雲母年代に近い. 泉南流紋岩類は, 洲本花崗閃緑岩による接触変成作用を受け再結晶していることから, この年代は, 洲本花崗閃緑岩による熱的影響を受けた後の冷却年代である可能性が高い.

花崗岩類Ⅲの東山寺花崗岩・先山花崗岩・簗場山花崗岩・岩屋花崗岩・細粒花崗岩について, それぞれ 83.8 ± 4.9 Ma, 84.1 ± 9.0 Ma, 75.5 ± 5.8 Ma, 76.4 ± 3.9 Ma, 74 ± 12 Ma という Rb-Sr 全岩アイソクロン年代を得た. これらの年代は, 岩体の形成・貫入年代を示すと考えられる. 花崗岩類ⅡおよびⅢの年代値は, 高橋・服部 (1992) による岩体の貫入関係 (第 2 図) に調和的である. しかし, 花崗岩類Ⅱと花崗岩類Ⅲの活動時期の間

に時間間隙があることが示唆され、これは彼らの見解と異なる。東山寺花崗岩は 86.7 ± 4.3 Ma, 先山花崗岩は 69.5 ± 3.5 Ma, 岩屋花崗岩は 80.9 ± 4.0 Ma と 70.3 ± 3.5 Ma の K-Ar 黒雲母年代を示す (高橋, 1992)。これらの年代値の一部は、Rb-Sr 全岩アイソクロン年代よりも古い、誤差の範囲内で一致している。恐らく、岩体定置後急速に冷却したためであると考えられる。

6.2 花崗岩類 I の Nd モデル年代

花崗岩類 I の塩尾、志筑の両花崗岩は分散が大きく Rb-Sr 全岩アイソクロン年代は得られなかった。また江井花崗閃緑岩は 2 試料のため信頼おける年代は計算できない。都志川花崗岩からは 83.2 ± 1.7 Ma が得られるが、この年代の中心値は、この花崗岩体に貫入する花崗岩類 III の先山花崗岩および東山寺花崗岩の年代値と一致している。花崗岩類 I は塑性変形し、フォリエーションが発達しており、花崗岩類 II および III に貫入され、再結晶している。Su and Fullagar (1995) は、緑色片岩相の変成作用と塑性変形作用により、Rb-Sr 系の分散が生じることを示した。したがって、花崗岩類 I の Rb-Sr 系は、変形作用と花崗岩類 II・III の熱的影響により様々な程度に分散あるいは再平衡していると考えられる。志筑から塩尾にかけて分布する岩石は変形が強く、マイロナイト化が顕著であり (高橋・服部, 1992)、近くに花崗岩類 II および III が存在しないため、変形後の熱的影響は認められない。塩尾花崗岩の同位体比を測定した試料は、すべて強く変形した岩石であり、志筑トータル岩の試料には塩尾周辺の強変形岩と志筑北方の弱変形岩が含まれる。また、都志川花崗岩の試料には塩尾付近の強変形岩が一つあるのみで、弱変形岩のみで形成されるアイソクロンを乱していない。これらの弱変形岩は志筑北方に分布するもので、強弱に差はあるものの、再結晶組織が認められる。したがって、都志川花崗岩が、洲本花崗閃緑岩および先山花崗岩に貫入され、接触変成作用を被っていることから、Rb-Sr 全岩アイソクロン年代はこれらの花崗岩 (特に花崗岩類 III の先山花崗岩) の熱的影響により再平衡した年代を示すと考えられる。さらに、都志川花崗岩については、これらの花崗岩の熱的影響による K-Ar 黒雲母年代の若返りも指摘されている (高橋, 1992)。花崗岩類 I のうち、強変形岩ではアイソクロンが分散し (塩尾花崗岩、志筑トータル岩)、再結晶した岩石が花崗岩類 III と同じ若いアイソクロン年代を示す (都志川花崗岩) ことから、塑性変形作用は Rb-Sr 系を分散させ、花崗岩類 II および III の熱的影響は Rb-Sr 系の再平衡を生じさせたと考えられる。花崗岩類 I の形成・貫入時期は、花崗岩類 II の貫入以前であり、花崗岩類 I と II の活動時期の間に間隙が存在すると考えられるため (高橋, 1995)、少なくとも 99 Ma より古いと考えられる。

Sm-Nd 系は Rb-Sr 系に比べ変質、熱的影響に対して

強い事が明らかにされてきている (Shiraishi and Kagami, 1992; Su and Fullagar, 1995 など)。領家花崗岩類は広域にわたって比較的均一な SrI, NdI 値をもっている (Kagami *et al.*, 1992)。花崗岩類 II より以前に活動した花崗岩類 I が II と同一の Nd 同位体比 (0.512236) をもった物質から形成されたものと仮定し、モデル年代を計算した (第 2 表)。その結果をみると 10 Ma から 126 Ma までばらつくが、花崗岩類 I の形成年代として花崗岩類 I と II の K-Ar 鉱物年代 ($80.9 \sim 89.6$ Ma) 以後の可能性はない。そこで 90 Ma 以後のモデル年代を除く 96.9 Ma $\sim$ 126 Ma 間の 10 データを平均すると 108 ± 18 Ma が求められる。したがってもし花崗岩類 I が II と同一物質から形成されたものと考え、その形成・貫入時期は 108 Ma 前後となる。

四国北西部、高縄半島も、淡路島同様、大部分が花崗岩類から構成され、変成岩類は稀にしか産出しない (越智, 1982)。したがって、これらの花崗岩類は貫入前後に変成岩類との物質交換を行っておらず、花崗岩自身の組成を検討しやすいと考えられる。Kagami *et al.* (1988) は、ここに分布する広島型花崗岩、新期領家、古期領家花崗岩の Rb-Sr 全岩アイソクロン年代を個々に計算して、それぞれ 86.0 ± 4.3 Ma (SrI = 0.70784 ± 0.00011), 83 ± 21 Ma (0.70796 ± 0.00064), 90.9 ± 4.5 Ma (0.70792 ± 0.00034) を求め、これらの年代と SrI 値が誤差の範囲内で一致していることを根拠に、一つのアイソクロンで 93.1 ± 2.9 Ma の年代を求めている。しかしながら新期領家花崗岩については試料数が 3 個と少なく、年代、SrI 値の誤差が非常に大きい。したがって、この地域の活動年代については淡路島で行ったと同様な方法にしたがい改めて解析すると、新たな歴史が浮かび上がってくる可能性が高い。

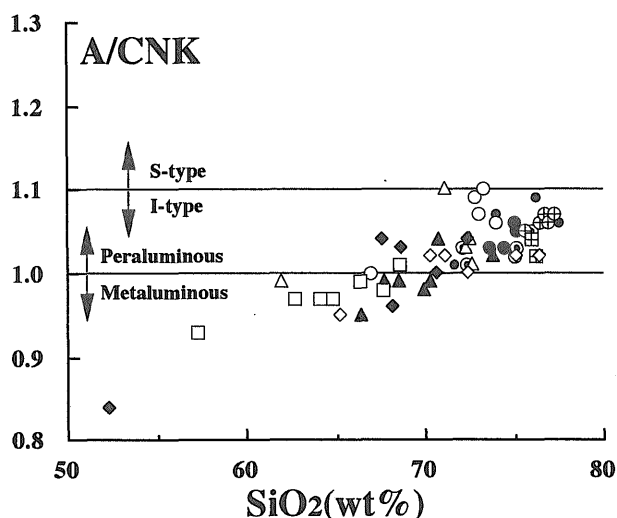
6.3 花崗岩類の起源物質

花崗岩類 II の 2 岩体の SrI 値は、 0.70741 ± 0.00033 (野島花崗閃緑岩) と 0.70734 ± 0.00017 (洲本花崗閃緑岩) であり、両者はほぼ一致する。花崗岩類 III の東山寺花崗岩 (83.8 Ma) の SrI = 0.70749 ± 0.00022 は、花崗岩類 II とほぼ同じ値であるが、同時期に活動した先山花崗岩 (84.1 Ma) は、 0.70791 ± 0.000018 と若干高い値である。更に若い 75 Ma 前後の年代をもつ花崗岩類 III は $0.70774 \sim 0.70799$ となり、II から III に向かうにしたがい高い値が見られるようになる。しかしながら、これらの値は領家帯と山陽・山陰帯の一部を含めた Kagami *et al.* (1992) による South Zone の花崗岩類の Sr 同位体組成範囲内にある。

Nd 同位体比についても Sr 同位体比と同様な傾向が見られる。即ち、花崗岩類 III の先山花崗岩 (84.1 Ma) の 0.512234 ± 0.000030 は、花崗岩類 II の平均値 0.512236 と同じである。同時期に活動した東山寺花崗岩 (83.8 Ma)

は、 0.512253 ± 0.000022 と若干高い値である。その他の花崗岩類Ⅲは更に高い値 ($0.512261 \sim 0.512276$) である。しかしながらこれらはすべて South Zone の花崗岩類の Nd 同位体組成の範囲内にある。以上から SrI 値は花崗岩類Ⅱおよび一部の花崗岩類Ⅲにほぼ同じ値が見られるが、多くのⅢはこれらより高い値である。したがって、淡路島花崗岩類は活動時期が若くなるにつれ、高 Sr、Nd 同位体比になる。

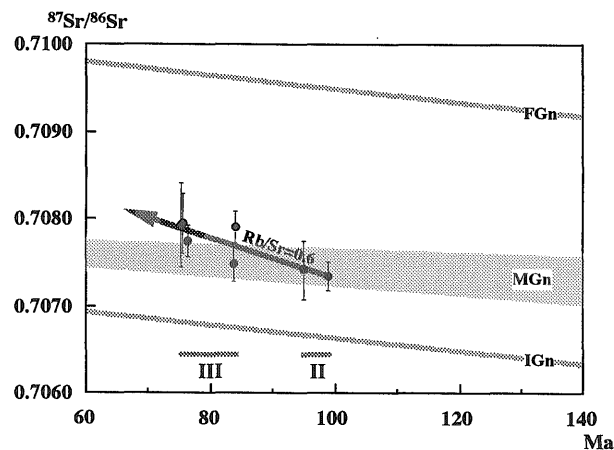
高橋 (1995) は、花崗岩類ⅠからⅢの順に SiO_2 量が増加する傾向にあることを示した。 SiO_2 量の増加とともに、 A/CNK ($\text{mol Al}_2\text{O}_3 / (\text{CaO} + \text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O})$) は増加し、メタアルミナスからパーアルミナスな組成へと変化する (第10図)。さらに、同一岩体においても、メタアルミナスからパーアルミナスな組成へと変化している。淡路島の花崗岩類は、その岩石学的な特徴からⅠタイプ花崗岩であると考えられ、さらに、ハーカー図において、これらの花崗岩が直線的なトレンドに乗り、変成岩のトレンド (柚原ほか, 1992; Yuhara, 1995) とは明らかに異なることから、領家変成岩のような地殻物質の影響をほとんど受けていないと考えられる。領家変成岩は、これらの花崗岩類よりもはるかに高い Sr 同位体比と低い Nd 同位体比をもつため (柚原, 1994; 柚原・加々美, 1995)、これらの岩石が混入すると、高 Sr、低 Nd 同位体比になると予想される。このことも、これらの花崗岩類が地殻物質の影響を受けていないことを支持する。このことは、Kagami *et al.* (1992) によって、領家帯を含む瀬戸内-中国地域の花崗岩類について示されている。したがって、同位体比初生値の変化は、起源物質の同位体比の変化を示す可能性が高い。



第10図 淡路島の花崗岩類の A/CNK ($\text{mol Al}_2\text{O}_3 / (\text{CaO} + \text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O})$) 図。

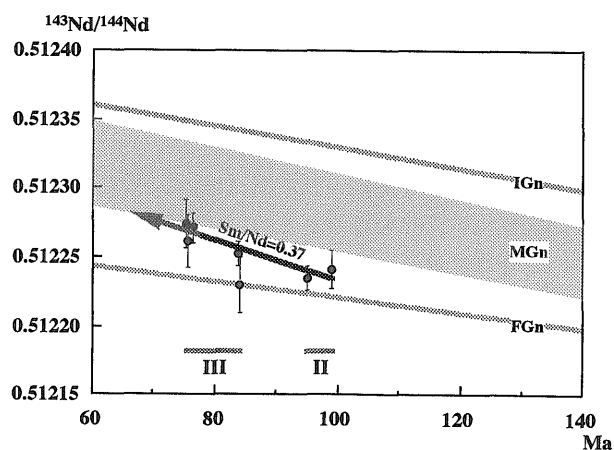
図中の記号は、第3図と同じ。

Fig. 10 A/CNK ($\text{mol Al}_2\text{O}_3 / (\text{CaO} + \text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O})$) diagram of granitic rocks in Awaji Island. Symbols are the same as those in Fig.3.



第11図 淡路島の花崗岩類の Sr 同位体比初生値の年代変化。苦鉄質、中性および珧長質グラニュライトゼノリス (加々美ほか, 1995) から推定される領家帯下の下部地殻の Sr 進化範囲および進化線も示した。MGn: 苦鉄質グラニュライト, IGn: 中性グラニュライト, FGn: 珧長質グラニュライト。

Fig. 11 Initial $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ ratio vs. age diagram of granitic rocks in Awaji Island. The Sr evolution range and lines of lower crust beneath the Ryoke belt estimated by mafic, intermediate and felsic granulite xenoliths (Kagami *et al.*, 1995) are shown. MGn: mafic granulite, IGn: intermediate granulite, FGn: felsic granulite.



第12図 淡路島の花崗岩類の Nd 同位体比初生値の年代変化。苦鉄質、中性および珧長質グラニュライトゼノリス (加々美ほか, 1995) から推定される領家帯下の下部地殻の Nd 進化範囲および進化線も示した。略語は、第11図と同じ。

Fig. 12 Initial $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ ratio vs. age diagram of granitic rocks in Awaji Island. The Nd evolution range and lines of lower crust beneath the Ryoke belt estimated by mafic, intermediate and felsic granulite xenoliths (Kagami *et al.*, 1995) are shown. Abbreviations are the same as those in Fig.11.

同位体比の変化が、同一起源物質における時間変化とすると、花崗岩類ⅡおよびⅢの示す100 Ma から75 Ma への Sr 同位体比変化から、その物質のもつ Rb/Sr 比は約0.6となり、この値は花崗岩～花崗閃緑岩程度の岩石

(Faure and Hurley, 1963) のもつ値である。一方 100 Ma から 75 Ma への Nd 同位体比変化から Sm/Nd 比を計算すると 0.37 程度の値が求められる。これは、淡路島の花崗岩類の 0.08~0.15 (第 2, 3, 4 表) はおろか, CHUR (Chondritic Uniform Reservoir; DePaolo and Wasserburg, 1976) の 0.325 をはるかに超える高い値である。このような高い Sm/Nd 比をもつ物質としてアイスランドイト, 中央海嶺玄武岩, 一部の超苦鉄質岩があることができる (例えば, Norry and Fitton, 1983)。しかし, 一般的に Sm/Nd 比は珪長質岩石ほど (Rb/Sr 比が高いほど) 低くなる傾向にあり, そのような Rb/Sr と Sm/Nd 比をもつ物質は存在しない。したがって, この初生値の変化は, ある特定の同位体比をもつ起源物質の同位体比の時間変化を示しているのではない。Kagami *et al.* (1992), 加々美ほか (1995) は, 瀬戸内地域に分布する中新世に活動した火山岩類に含まれる下部地殻源グラニュライトの Sr・Nd 同位体比の研究から, 領家花崗岩を含む South Zone の花崗岩類の主要な起源物質の一つとして, 玄武岩質の化学組成をもつ下部地殻物質を考えた。また中部地方において Kutsukake (1993) は, 古い年代をもつトーナル岩質領家花崗岩は玄武岩質物質を, 花崗岩質化学組成の若い花崗岩類は安山岩質物質を起源とする可能性を述べた。したがって, 花崗岩類ⅡとⅢの起源物質も, 下部地殻物質であると考えられる。第 11, 12 図に, 淡路島の花崗岩類の SrI および NdI 値の年代変化を示した。同図上に, 加々美ほか (1995) によって報告された, 瀬戸内および近畿地方領家帯下の下部地殻を構成していると考えられる苦鉄質グラニュライトおよび中性・長石質グラニュライトゼノリスの同位体比の変化範囲も示した。この図から, 下部地殻の同位体比組成は, ある程度の範囲があることがわかる。淡路島の花崗岩類の SrI は, 古い花崗岩類においては, 苦鉄質グラニュライトの組成範囲に入るが, 若いものではこれよりも高い値を示す。また, 中性および長石質グラニュライトとはまったく異なる値を示す。花崗岩類の NdI は, 中性および苦鉄質グラニュライトよりも低い。したがって, これらの花崗岩類の起源物質は, 現在知られている苦鉄質グラニュライトから想定される下部地殻物質よりも, 若干高い Sr 同位体比と, 低い Nd 同位体比をもった物質であったと考えられる。しかしながら, これらの物質が下部地殻でどのような関係にあったのかは現在のところ推定できない。今後さらに, 下部地殻物質の岩石学的研究と化学組成の地球化学的検討が必要であろう。

文 献

DePaolo, D. J. and Wasserburg, G. J. (1976)
Nd isotopic variations and petrogenetic

- models. *Geophys. Res. Letters*, **3**, 249-252.
Faure, G. and Hurley, P. M. (1963) The isotopic composition of strontium in oceanic and continental basalts: application to the origin of igneous rocks. *Jour. Petrol.*, **4**, 31-50.
Harrison, T. M. (1981) Diffusion of ^{40}Ar in hornblende. *Contrib. Miner. Petrol.*, **78**, 324-331.
Harrison, T. M., Duncan, I. and McDougall, I. (1985) Diffusion of ^{40}Ar in biotite: temperature, pressure, and compositional effects. *Geochim. Cosmochim. Acta.*, **49**, 2461-2468.
藤田和夫・前田保夫 (1984) 須磨地域の地質。地域地質研究報告書 (5 万分の 1 地質図幅), 地質調査所, 101p.
市原 実・市川浩一郎・山田直利 (1986) 岸和田地域の地質。地域地質研究報告書 (5 万分の 1 地質図幅), 地質調査所, 148p.
Kagami, H., Honma, H., Shirahase, T. and Nureki, T. (1988) Rb-Sr whole rock isochron ages of granites from northern Shikoku and Okayama, Southwest Japan: Implications for the migration of the Late Cretaceous to Paleogene igneous activity in space and time. *Geochem. Jour.*, **22**, 69-79.
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. Miner. Petrol.* **112**, 165-177.
加々美寛雄・柚原雅樹・飯泉 滋・田結庄良昭・大和田正明・端山好和・濡木輝一 (1995) 瀬戸内・近畿領家帯地域に分布するジュラ紀~中新世火成岩類の Sr・Nd 同位体比の変遷。地質学論集, **44**, 309-320.
川野良信 (1994) パーソナルコンピュータを用いた Rb-Sr, Sm-Nd アイソクロン計算プログラム。情報地質, **5**, 13-19.
Kutsukake, T. (1993) An initial continental margin plutonism-Cretaceous Older Ryoke granitoids, Southwest Japan. *Geol. Mag.*, **130**, 15-28.
Lugmair, G. W. and Marti, K. (1978) Lunar initial $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$: differential evolution of the Lunar crust and mantle. *Earth Planet. Sci. Lett.*, **39**, 349-357.
水野清秀・服部 仁・寒川 旭・高橋 浩 (1990) 明石地域の地質。地域地質研究報告書 (5 万分の 1 地質図幅), 地質調査所, 90p.

- 中島和一・政岡邦夫・田結庄良昭・杭田康弘
(1985) 淡路島中央部の領家帯一特に花崗岩類
の区分と相互関係について一. 地球科学, 39,
124-135.
- 中島和一・政岡邦夫・小笹誠二・森鼻隆夫・田結庄
良昭・天野啓三 (1986) 淡路島北部の領家花崗
岩. 地球科学, 40, 227-237.
- Nishimura, S. and Mogi, T. (1986) The
interpretation of discordant ages of some
granitic bodies. *Jour. Geotherm. Res. Soc.
Japan*, 8, 145-164.
- Norry, M. J. and Fitton, J. G. (1983) Com-
positional differences between oceanic and
continental basic lavas and their sig-
nificance. In : Hawkesworth, C. J. and
Norry, M. J. (Eds) *Continental Basalts and
Mantle Xenoliths*. Shiva, 5-19.
- 越智秀二 (1982) 四国高縄半島の領家花崗岩類. 地
質雑, 88, 511-522.
- 折橋裕二・柚原雅樹・本間弘次 (1993a) 蛍光 X 線
分析装置による珪酸塩岩石中の微量元素の
定量 (その1). *Tech. Rep. ISEI, Okayama
Univ.*, Ser. B, 12, 1-22.
- 折橋裕二・柚原雅樹・加々美寛雄・本間弘次
(1993b) 蛍光 X 線分析装置による珪酸塩岩石
中の微量元素の定量 (その2). *Tech. Rep.
ISEI, Okayama Univ.*, Ser. B, 13, 1-29.
- Pearce, J. A., Harris, N. B. W. and Tindle,
A. G. (1984) Trace element discrimination
diagrams for the tectonic interpretation of
granitic rocks. *Jour. Petrol.* 98, 291-309.
- 沢田順弘・加々美寛雄・松本一郎・杉井完治・中野
聡志・周琵琶湖花崗岩団研グループ (1994) 琵琶
湖南部白亜紀環状花崗岩体と湖東コールドロ
ン. 地質雑, 100, 217-233.
- Shiraishi, K. and Kagami, H. (1992) Sm-Nd and
Rb-Sr ages of metamorphic rocks from the
Sor Rondane mountains, East Antarctica.
In: Yoshida, Y. et al. (Eds), *Recent Progress
in Antarctic Earth Science*. TERRAPUB,
29-35.
- Steiger, R. H. and Jäger, E. (1977) Subcom-
mission on geochronology: Convention on the
use of decay constants in geo- and cosmo-
chronology. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 36, 359-362.
- Su, Q. and Fullagar, P. D. (1995) Rb-Sr and
Sm-Nd isotopic systematics during greenschist
facies metamorphism and deformation :
Examples from the southern Appalachian
Blue Ridge. *Jour. Geol.*, 103, 423-436.
- 諏訪兼位・濡木輝一 (1968) 淡路島の領家帯. 地
球科学, 22, 11-18.
- Takagi, T. and Kagami, H. (1995) Rb-Sr isoch-
ron ages and initial Sr isotope ratios of the
Ukan granodiorite and Kayo granite,
central Okayama prefecture, southwest
Japan. *Bull. Geol. Surv. Japan*, 46, 219-224.
- 高橋 浩 (1992) 淡路島の花崗岩類の K-Ar 年代一
特にマイロナイト化作用の時期について一. 岩
鉱, 87, 291-299.
- 高橋 浩 (1995) 淡路島の花崗岩類の全岩組成と鉱
物組成一西南日本内帯白亜紀花崗岩類の帯状配
列との関連性一. 地調月報, 46, 23-40.
- 高橋 浩・服部 仁 (1992) 淡路島の花崗岩類一特
にフォリエイションを有する花崗岩類について
一. 地調月報, 43, 335-357.
- 高橋 浩・寒川 旭・水野清秀・服部 仁 (1992)
洲本地域の地質. 地域地質研究報告書 (5 万分
の1地質図幅), 地質調査所, 107p.
- Terakado, T. and Nohda, S. (1993) Rb-Sr dating
of acidic rocks from the middle part of the
Inner Zone of southwest Japan: tectonic
implications for the migration of the
Cretaceous to Paleogene igneous activity.
Chem. Geol., 109, 69-87.
- York, D. (1966) Least-squares fitting of a straight
line. *Can. Jour. Physics*, 44, 1079-1086.
- 柚原雅樹 (1994) 伊那地方領家帯における太田切花
崗岩の貫入時期と領家変形一変成作用: Rb-Sr
全岩アイソクロン年代による検討. 岩鉱, 89,
269-284.
- Yuhara, M. (1995) Tectonism, metamorphism
and plutonism of the Ryoke belt in the Ina
district, Central Japan. *Doctoral Thesis of
Okayama Univ.*
- 柚原雅樹・加々美寛雄 (1995) 勝間石英閃緑岩体
の冷却史. 地質雑, 101, 434-442.
- Yuhara, M. and Kagami, H. (1996) Rb-Sr whole
rock and mineral isochron ages of the Otagiri
granites from the Ina district, Ryoke belt,
Southwest Japan Arc. *Jour. Min. Petr.
Econ. Geol.* 91, 275-282.
- 柚原雅樹・川辺岩夫・小松正幸 (1992) 伊那領家帯
の変成岩および花崗岩質岩の希土類元素組成:
花崗岩化作用の検討. 月刊地球, 14, 700-705.

(受付: 1998年5月22日; 受理: 1998年7月17日)