紀伊半島中部, 大峯地域の中新世 I タイプ および S タイプ花崗岩質岩の岩石学

Petrology of Miocene I-type and S-type granitic rocks
in the Ohmine district, central Kii peninsula

村 田 守 (Mamoru Murata)*

The Ohmine granitic rocks of Miocene age (11 to 16 Ma) occur in the central Kii peninsula, Southwest Japan. These rocks fall into two distinct types: I-type granitic rocks (11.6 to 14.2 Ma) and S-type ones (12.6 to 15.6 Ma).

Mineral assemblage, major geochemical and isotopic criteria provide the discriminant between the two types. The Ohmine I-type rocks have lower Sr initial ratios (0.7049 to 0.7058), $\delta^{18}\text{O}$ values (7.2 to 7.6 ‰) and heavier $\delta^{34}\text{S}$ values (-2.7 to -3.6 ‰) than the S-type rocks (0.7083 to 0.7086, 10.5 to 11.5 ‰ and -16.2 ‰, respectively). Chemical compositions of biotite and pyrrhotite from both type rocks are also different. Biotites from the I-type rocks have high Si and low Al as compared with those from the S-type rocks. Ni-detectable pyrrhotite is frequently present in the I-type rocks but is absent in the S-type ones with only one exception.

The S-type granitic rocks, having non-minimum melting compositions in the granite and granodiorite systems, contain mineral clots such as biotite+sillimanite+quartz+orthoclase+cordierite+garnet and biotite+garnet+quartz+orthoclase+cordierite+orthopyroxene, occasionally within quartz and plagioclase phenocrysts. Their mineral assemblages and Fe-Mg distribution for garnet-cordierite and garnet-biotite pairs indicate the conditions of granulite facies (5 kb and 700°C). Neither sillimanite (including fibrolite) nor garnet is present in the metamorphosed country rocks and sedimentary enclaves. The S-type magma is probably generated by partial melting of sedimentary rocks under the conditions of not more than 5 kb and 700°C, and the mineral clots can be regarded as refractory residues (restites). On the other hand, the I-type magma is considered to be produced by partial melting of metamorphosed igneous rocks.

In the Outer Zone of Southwest Japan, the I-type granitic rocks occur on the northern side of the Butsuzo Tectonic Line and the S-type ones on the southern side. The distribution of both the type rocks reflects the differences of source materials at the lower crust (at a depth of about 20 km). The lateral change of the lower crustal materials in the N-S direction is also confirmed on the basis of the seismic wave velocities.

I. はじめに

西南日本外帯には、東西約 600 km にわたって浅所貫入型後変動時花崗岩質岩 (Ôba, 1962) が分布している。これらは、限られた活動時期(14Ma, 柴田, 1978) および全岩化学組成上の特徴 (K_2O に富み, FeO が CaO に卓越する) から, 1 つの花崗岩岩石区をなすものとして扱われてきた (柴田, 1958; Ôba, 1962; 中田・高橋, 1979)。また, 不透明鉱物に基づく分類でも, 全てチタン鉄鉱系に属する (Ishihara, 1977) として,

一括して扱われた。ところが, Takahashi *et al.* (1980) は, 西南日本外帯花崗岩質岩が, その内陸側の I タイプ花崗岩質岩 (Chappell and White, 1974) と大洋側の S タイプ花崗岩質岩とに細分されることを見出した。これらの花崗岩質岩は, Sr 初生値 (Shibata and Ishihara, 1979; 岡本・本間, 1983)・ $\delta^{34}\text{S}$ 値 (Sasaki and Ishihara, 1979; 上田, 未公表)・ $\delta^{18}\text{O}$ 値 (Matsuhisa *et al.*, 1982; 岡本・本間, 1983) が互いに異なることから, 成因を同じくした一連の火成活動により形成されたと説明することは困難である。何故同時期に

* 東北大学理学部岩石鉱物鉱床学教室

岩石学的性格の異なる花崗岩質岩が出現するのか、何故両者が带状配列を示すのかについては、未だ詳かではない。

紀伊半島中部、大峯地域には、11~16 Ma に活動し、互いに野外での貫入関係を有する花崗岩質岩が分布する。これらは、Chappell and White (1974) 提唱の I および S タイプ花崗岩質岩の何れかに一致した岩石学的特徴を有しており、本報では大峯 I および S タイプ花崗岩質岩と総称される。同一地域・同一時代に I および S タイプ花崗岩質岩が密接に分布する例は、現在のところ大峯地域においてのみ知られている (村田, 1982)。そこで、両タイプ花崗岩質岩の造岩鉱物組成な

らびに各種同位体組成が明らかにされた。本報の目的は、得られたデータをもとに、岩石学的性格の異なる典型的な I および S タイプ花崗岩質岩を比較し、両者の成因を考察することにある。あわせて、西南日本外帯の I および S タイプ花崗岩質岩の带状分布 (Takahashi *et al.*, 1980) の成因についても考察を行なう。

II. 地質概説

大峯地域の地質概略図を Fig. 1 に示した。

本地域北部には、三畳紀の秩父累層群が分布する。これらは東西性の一般走向を示し、北に緩傾斜する砂岩・頁岩・チャート・石灰岩・塩基性凝灰岩からなる。

Fig. 1. Geological sketch map of the Ohmine district.

Triangles are peak heights in meters. G stands for Group; A.R., acidic rocks; M., mass; T.L., tectonic line.

仏像構造線を北限として、南側に広く三疊紀～第三紀(中新世前期)の四万十果層群が分布する。これらは東西性の一般走向を示し、主に北に急傾斜する砂岩・頁岩・砂岩頁岩互層からなる。また、本地域南東部には、中新世中期の熊野層群が分布する。これは東西性の一般走向を示し、南に緩傾斜する泥岩および砂岩泥岩互層からなり、四万十果層群を不整合に被う。

大峯花崗岩質岩は、上述の堆積岩類すべてを貫く細粒斑状花崗岩および花崗閃緑岩である(金子, 1967; Kawasaki, 1980; 村田, 1982)。その黒雲母から得られたK-Ar年代は11.6～15.6Ma (Shibata and Nozawa, 1967; Itaya *et al.*, 1982), Rb-Sr年代は20 Ma (早瀬・石坂, 1967)であり、Ca角閃石から得られたK-Ar年代は12.1～14.2Ma (Itaya *et al.*, 1982)を示す。従って、大峯花崗岩質岩の貫入時期は中新世と考えられる。

大峯花崗岩質岩は7つの小岩体からなり、それらはほぼ直線的に南北方向に約40 kmにわたって分布する(Fig. 1)。これらは、北から洞川・白倉・川迫・旭・天狗山・白谷・片川～棕呂岩体と名づけられた(村田, 1982)。洞川岩体は優黒色Ca角閃石花崗岩および花崗閃緑岩、白倉岩体は優白色Ca角閃石花崗岩、川迫・旭・天狗山・白谷岩体は優白色花崗岩、片川～棕呂岩体は花崗斑岩および石英斑岩からなる(村田, 1982)。白倉花崗岩は川迫花崗岩の一部に貫かれること、洞川花崗岩質岩中に川迫花崗岩起源と考えられる包有物(Sタイプ花崗岩)がみられることから、野外での貫入順序は白倉・川迫・洞川花崗岩質岩の順と言える。また、白倉・川迫・洞川花崗岩質岩のK-Ar年代は各々14.2・12.6・11.6～12.1 Maを示し(Itaya *et al.*, 1982)、野外での貫入関係と調和的な値を示している。

本地域の南東部には熊野酸性岩が分布する。これの黒雲母によるK-Ar年代は14～17 Ma (河野・植田, 1964; Shibata and Nozawa, 1967)を示し、大峯花崗岩質のそれとともに中期中新世を示している。しかし、両者が直接接する露頭がないことから、両者の前後関係は不明である。

III. IおよびSタイプ花崗岩質岩の分類規準ならびに大峯花崗岩質岩への適用

近年提案された花崗岩質岩分類法(Chappell and White, 1974; Ishihara, 1977; Didier and Lameyre, 1969; Didier *et al.*, 1982; Pupin, 1980)のなかでは、Chappell and White (1974)によるIおよびSタイプ花崗岩質岩の分類法が最も広く用いられている。彼等はオーストラリア東南部に分布するシルル紀～デボン

紀の花崗岩質岩を2つの異なるタイプに分類した。その分類規準として、鉱物組み合わせ(ホルンブレンドおよび白雲母の有無)、全岩化学組成(アルカリ量・SiO₂量・ノルムコランダム量・組成変化径路の直線性)および同位体組成(Sr初生値)が挙げられた。通常はホルンブレンドおよび白雲母の有無、ノルムコランダム量またはACF図が分類の規準として用いられている。

IおよびSタイプ花崗岩質岩の分類については、以下に述べる問題がある。第1は、花崗岩質岩の分類に成因を含めた点とその成因を単純化しすぎた点である。現在、花崗岩質岩の成因については、上部マントルで直接花崗岩質マグマが生じる説、大陸地殻物質の部分熔融で花崗岩質マグマが生じる説、安山岩質マグマが結晶分作用を行ない花崗岩質岩が生じる説、花崗岩化作用で生じる説、そしてマントルまたは下部地殻で生じたマグマが上昇する途中で大陸地殻物質と大規模相互反応を行ない種々の花崗岩質岩が生じる等という多様な説がある。ところが、彼等は単純化の結果として、Iタイプ花崗岩質岩は火成岩の部分熔融により、Sタイプ花崗岩質岩は堆積岩の部分熔融により生じたと主張した。このことは、IおよびSタイプ花崗岩質岩の分類が花崗岩質岩の成因に結びつくという誤解を与えた。第2は、全ての花崗岩質岩がIかSタイプのいずれかに分類されるのではなく、その中間の性質をもつ花崗岩質岩も存在することである(例えば、Willard Creek Intrusion, Lee and Christiansen, 1983; Cornubian granitic rocks, Ball and Basham, 1984)。堆積岩が部分熔融した際に、生じるメルトは堆積岩の化学組成や部分熔融の程度によって異なりうるので、生じた岩石は常にSタイプの特徴を明瞭に示すという保証はない。また、玄武岩質～安山岩質マグマが分別結晶作用を行なうと、より酸性でperaluminous (Shand, 1951)な岩石が生じ得る(Cawthorn *et al.*, 1976; Fig. 1)。その結果、成因を同じくする1つの分化岩体で、IおよびSタイプ花崗岩質岩が漸移することもありうるであろう(Blue Tier Batholith, McCarthy and Groves, 1979; Hardwick pluton, Shearer, 1981)。

本報に用いたIおよびSタイプ花崗岩質岩の分類規準をTable 1に示した。これはChappell and White (1974)の鉱物組み合わせ・全岩化学組成・Sr初生値の分類規準に、OおよびS同位体比の規準(O'neil and Chappell, 1977; O'neil *et al.*, 1977; Coleman, 1977, 1979)を加えたものである。

Table 1に示した分類規準は、岩石学的に2つの規

Table 1. Criteria of classification for I- and S-type granitic rocks

	Sr10<0.708 $\delta^{18}O < 10$ o/oo $\delta^{34}S > -5$ o/oo	Sr10>0.708 $\delta^{18}O > 10$ o/oo $\delta^{34}S < -5$ o/oo	
sub to metaluminous Ca-amphibole	I-type		fractional crystallization
peraluminous muscovite		S-type	
	assimilation and/or contamination		

準からなっている。1つは鉱物組み合わせおよび全岩化学組成の規準であり、他は同位体比の規準である。つまり、ホルンブレンド (Ca 角閃石) あるいは白雲母の有無による鉱物組み合わせは、全岩化学組成が peraluminous (Shand, 1951) であるかどうかとほぼ同じ意味をもつので、1つの規準として用いられる。また、堆積岩類の Sr 初生値・ $\delta^{18}O$ 値・ $\delta^{34}S$ 値 (Hoefs, 1973) と S タイプに分類される岩石のそれらとは、ほぼ一致しており、これら3つの同位体組成は一括して1つの規準として用いられる。この分類法は、上述の2つの規準からなるので、タイプは $2 \times 2 = 4$ 通りできる。しかし、Chappell and White (1974) は、I と S の2タイプしか分類していない。タイプ分けできない花崗岩質岩が生じる原因はここにもある。

大峯花崗岩質岩の鉱物組み合わせ・全岩化学組成および各種同位体組成 (岡本・本間, 1983; 上田, 未公表) を Table 2 に示した。Ca 角閃石をもつ洞川・白倉花崗岩質岩の Sr 初生値・ $\delta^{18}O$ 値・ $\delta^{34}S$ 値は、各々 $0.7049 \sim 0.7058$ ・ $7.2 \sim 7.6\%$ ・ $-2.7 \sim -3.6\%$ である。一方、白雲母をもつ川迫・白谷花崗岩のそれらは、 $0.7083 \sim 0.7086$ ・ $10.5 \sim 11.5\%$ ・ -16.2% を示す。したがって、大峯花崗岩質岩は、同時代に同地域で活動した典型的な I および S タイプ花崗岩質岩からなると言える。

IV. 造岩鉱物の化学組成

I および S タイプ花崗岩質岩に共通にみられる斜長石・正長石・黒雲母・チタン鉄鉱および磁硫鉄鉱の EPMA 分析を行なった (Table 3)。分析条件は、Fujimaki and Aoki (1980) に従った。

I タイプ花崗岩質岩の造岩鉱物は洞川および白倉花崗岩質岩に区別されて示されるが、S タイプ花崗岩のそれらは一括して示される。この理由は以下の通りである。I タイプ花崗岩質岩は、全岩化学組成 ($MgO/(MgO+FeO)$ 値) と組織 (正長石斑晶の有無) が異なることから、洞川・白倉両岩体の岩石として区別されるのに対し、S タイプ花崗岩は鉱物組み合わせや組織に差がなく、全岩化学組成もなめらかな曲線上的変化を示すからである (村田, 1982)。

Table 2. Characteristic features of the Ohmine I- and S-type granitic rocks

	I-type		S-type
	Dorogawa	Shirakura	
K-Ar age (Ma) ¹⁾	11.6-12.1	14.2	12.6-15.6
SiO ₂ (wt%) ²⁾	62.99-67.16	65.73-67.02	69.82-76.48
O.I. ²⁾	59.05-70.13	74.86-75.43	79.06-84.40
A/CNK ²⁾	0.83-1.03	0.94-0.96	0.95-1.21
M ²⁾	0.36-0.43	0.08-0.15	0.06-0.27
S (ppm) ³⁾	138	11	1338
CO ₂ (ppm) ³⁾	280	80	1530
⁸⁷ Sr/ ⁸⁶ Sr ₁₀ ⁴⁾	0.7051-0.7058	0.7049	0.7083-0.7086
¹⁸ O/ ¹⁶ O (o/oo) ⁴⁾	7.2-7.6	7.4	9.8-11.5
³⁴ S/ ³² S (o/oo) ³⁾	-3.6	-2.7	-16.2
¹³ C/ ¹² C (o/oo) ³⁾	-16.6	-15.8	-

1), Itaya *et al.* (1982); 2), Murata (1982); 3), Ueda (unpubl.); 4), Okamoto and Honma (1983); D.I., norm Q+ab+or; A/CNK, mole Al₂O₃/(CaO+Na₂O+K₂O); M, weight MgO/(MgO+FeO^t).

1. 斜長石

洞川花崗岩質岩の斜長石は主に斑晶として出現するのに対し、白倉花崗岩や S タイプ花崗岩の斜長石は斑晶・石基の両方に認められる。洞川・白倉・S タイプ花崗岩質岩の斜長石組成は、各々 An₁₃₋₆₄・An₉₋₅₃・An₇₋₅₆ であり (Fig. 2)、顕著な化学組成の差は認められない。斑晶・石基間の化学組成の差も必ずしも認められない。

2. 正長石

洞川花崗岩質岩の正長石は斑晶として存在せず、石英と微文象連晶を形成し、斜長石および有色鉱物粒間を充填する。白倉花崗岩ならびに S タイプ花崗岩の場合には、正長石は斑晶および石基の構成鉱物として認められる。S タイプ花崗岩の正長石は Or₄₆₋₉₄ の組成範囲を示し、I タイプのそれらは Or₄₃₋₉₃ を示し、両者間に顕著な化学組成の差は認められない (Fig. 2)。I タイプ花崗岩質岩において、洞川花崗岩質岩の正長石は Or₅₉₋₉₄ の範囲であるのに対し、白倉花崗岩のそれは Or₄₃₋₉₃ とより広い組成範囲を示す。斑晶・石基間の化学組成に有意の差は認められない。

3. 黒雲母

洞川花崗岩質岩の黒雲母は、単独で出現する場合と

Plagioclase (O=8)					Orthoclase (O=8)					Biotite (O=22)								
I-type		S-type			I-type		S-type			I-type		S-type						
SKD2 28-13	SKK1 P13	K1 P118C	ST2 FS3		D4 K7	SKK2 8-12	A1 K5	ST8 4Kf1		SKD1 B12	SKD2 B12	SKK1 1-9	SKK2 5-10	K1 B11	A1 B11	ST2 B15-3	ST3 5-19	
SiO ₂	55.52	62.54	62.96	54.28	65.29	65.32	65.80	65.17		SiO ₂	36.75	39.45	35.51	37.36	35.05	34.60	36.17	38.49
Al ₂ O ₃	27.78	22.94	23.09	28.25	18.12	18.49	19.08	18.99		TiO ₂	4.71	3.88	2.92	3.93	4.41	2.46	3.74	2.26
FeO	0.14	0.18	-	-	-	-	0.19	-		Al ₂ O ₃	12.44	12.12	12.59	11.12	15.60	19.53	14.75	15.24
BaO	-	-	-	-	-	-	-	0.08		FeO	21.14	12.98	32.65	27.29	24.17	26.84	22.44	17.43
CaO	10.76	5.18	4.53	11.51	0.30	0.38	0.33	0.47		MnO	-	0.11	0.24	-	0.29	0.31	0.16	0.14
K ₂ O	5.16	8.52	8.82	4.97	1.02	2.54	4.15	2.11		MgO	10.08	16.29	3.05	6.77	6.97	2.03	8.71	12.18
Na ₂ O	0.44	0.49	0.55	0.21	15.15	13.10	10.64	13.39		CaO	0.27	0.20	0.14	0.12	0.20	0.28	0.23	0.20
Total	99.50	99.84	99.95	99.38	99.88	99.83	100.19	100.20		Na ₂ O	0.10	0.55	-	-	0.21	0.22	0.48	0.22
Si	2.503	2.781	2.791	2.467	3.009	2.994	2.980	2.979		K ₂ O	9.18	9.05	8.42	8.93	8.98	8.88	9.08	9.44
Al	1.484	1.202	1.206	1.519	0.984	0.999	1.018	1.023		Total	94.68	94.64	95.53	95.52	95.87	95.15	95.76	95.60
Fe	0.005	0.007	-	-	-	-	0.007	-		Si	5.713	5.867	5.776	5.912	5.457	5.463	5.587	5.775
Ba	-	-	-	-	-	-	-	0.001		Al	2.280	2.125	2.414	2.073	2.863	3.643	2.705	2.695
Ca	0.523	0.247	0.215	0.561	0.015	0.019	0.016	0.023		Ti	0.550	0.435	0.358	0.468	0.516	0.292	0.434	0.256
Na	0.454	0.735	0.758	0.438	0.091	0.226	0.364	0.187		Fe	2.748	1.615	4.441	3.611	3.147	3.544	2.899	2.187
K	0.026	0.028	0.031	0.016	0.891	0.766	0.615	0.781		Mn	-	0.014	0.033	-	0.038	0.041	0.021	0.018
Total	4.995	5.000	5.001	5.001	4.990	5.004	5.000	4.994		Mg	2.335	3.611	0.741	1.597	1.617	0.478	2.006	2.725
										Ca	0.045	0.032	0.024	0.021	0.034	0.048	0.039	0.033
										Na	0.031	0.159	-	0.043	0.064	0.067	0.144	0.063
										K	1.821	1.718	1.746	1.803	1.785	1.788	1.790	1.807
										Total	15.523	15.576	15.533	15.528	15.521	15.355	15.625	15.559

Ilmenite									
I-type				S-type					
D3 112-1	SKD2 E4	SKD1 23D-2	SKK2 119-1	K3 C1	A1 5N3	T1 1-3	ST1 2-9		
SiO ₂	0.29	0.15	-	0.39	-	0.55	0.47	0.59	
TiO ₂	51.08	50.54	51.24	50.89	50.				

褐色の Ca 角閃石* (アクチノ閃石質ホルンブレンド、アクチノ閃石、エデン閃石) とクロットを作る場合がある。白倉花崗岩の黒雲母も同様に、単独で出現する場合と緑色の Ca 角閃石 (フェロエデン閃石質ホルンブレンド~フェロエデン閃石, フェロホルンブレンド~フェロアクチノ閃石) とクロットを作る場合とがある。一方、S タイプ花崗岩の黒雲母には、単独で出現するものとコーディエライト・斜方輝石・白雲母・クレーネンバウム等とクロット (村田, 1982; Fig. 3D) を作る場合とがある。これらの黒雲母には、その産状の違いによる化学組成の差は認められない。

方, Sタイプ花崗岩の黒雲母の mg 値は, 全岩の D.I. 値の増加に応じて減少する。

黒雲母の mg 値と Si 量 (O=22) の関係を Fig. 3 に示した。I および S タイプ花崗岩質岩の黒雲母には、Si 量に差が認められる。全岩の SiO_2 量に乏しい洞川・白倉花崗岩質岩 ($\text{SiO}_2=61.7\sim66.1$ wt%; 村田, 1982) の黒雲母の Si 量は 5.6 以上であるのに対し、全岩の SiO_2 量に富む S タイプ花崗岩 ($\text{SiO}_2=69.0\sim76.0$ wt%; 村田, 1982) の黒雲母の Si 量は 5.7 以下に点示されるという特徴がある。黒雲母の mg 値に関しては、I および S タイプ花崗岩質岩による違いは認められない。しかしながら、洞川・白倉花崗岩質岩の黒雲母組成には、mg 値に関して間隙が存在する。

黒雲母の Si 量と Al 量 (O=22) の関係を Fig. 4a に、また Y 席 (Fe+Mg+Ti^{VI}+Al^{VI}+Cr+Mn) と Al^{VI} 量との関係を Fig. 4b に示した。I および S タイプ花崗岩質岩の黒雲母の陽イオン数の合計 (O=22) は 15.2~15.8 であり、Y 席のそれは 5.3~6.0 の範囲にある。I および S タイプ花崗岩質岩の黒雲母の Al 量

* これらの命名については, Leake (1978) に従った。Ca 角閃石の化学組成については別報に報告される。

Fig. 2. Chemical compositions of plagioclases and orthoclases plotted on the orthoclase (Or)-anorthite (An)-albite (Ab) triangular diagram.

は以下の違いがある。Peraluminous (Shand, 1951) な S タイプ花崗岩の黒雲母は、Al に富み、 Al^{VI} が多く計算される。一方、sub-metaluminous (Shand, 1951) な I タイプ花崗岩質岩の黒雲母は Si に富み、Al に乏しく、 Al^{VI} が計算されないことも多い。洞川・白倉花崗岩質岩の黒雲母の化学組成を比較すると、白倉花崗岩の黒雲母の方が、洞川花崗岩質岩のそれよりも若干 Al に富む。

4. チタン鉄鉱

I および S タイプ花崗岩質岩には、チタン鉄鉱が少量ではあるが普遍的に存在する。その産状として、珪酸塩鉱物に完全に包有される場合と石基として存在する場合とがある。両者の粒径に有意の差はない。Carmichael (1967) に従って再計算したチタン鉄鉱の化学組成を $FeTiO_3$ - Fe_2O_3 - $MnTiO_3$ 図に示す (Fig. 5)。産状の違いによる組成変化は顕著ではないが、珪酸塩鉱物中に完全に包有されたチタン鉄鉱よりも石基のそれの方が、 $MnTiO_3$ モルの組成幅が大きい。

S タイプ花崗岩のチタン鉄鉱は、I タイプ花崗岩質

岩のそれよりも、 $MnTiO_3$ モルの組成幅が大きい。しかしながら、両者のチタン鉄鉱は、ほぼ $FeTiO_3$ 組成で近似できる。

5. 磁硫鉄鉱

磁硫鉄鉱は、I および S タイプ花崗岩質岩中に微量存在する。その産状として、珪酸塩・酸化鉱物に完全に包有される場合と石基として存在する場合とがある。両者の粒径に有意の差はない。両タイプ花崗岩質岩の磁硫鉄鉱の化学組成 (metal/S 比) は、岩体の冷却に伴うサブソリダス反応の影響を受けており、黄鉄鉱と共存する岩石では 0.875 (Fe_7S_8)、黄鉄鉱と共存しない岩石では 0.875~0.900 (Fe_9S_{10}) の範囲または 0.900 を示す (Murata *et al.*, 1983)。

I タイプ花崗岩質岩の磁硫鉄鉱は、S タイプ花崗岩のそれに比べて、Ni 検出限界 (約 0.1 wt%) 以上の Ni を含むものが多い (Table 4)。I タイプ花崗岩質岩の磁硫鉄鉱において、Ni 検出限界以上の Ni を含むものの割合は次のように変化する。同源捕獲岩 (IE 1, 花崗閃緑岩) では 45 粒中 37 粒 (82%) の磁硫鉄鉱に Ni が

Fig. 3. Chemical compositions of biotite (O=22) plotted on Mg/(Mg+Fe+Mn) vs. Si diagram. Ann, annite; Phl, phlogopite; Sid, siderophyllite; Eas, eastonite.

Table 4. Proportions of Ni-detectable pyrrhotites from the Ohmine I- and S-type granitic rocks, enclaves and country rocks

	interstitial	inclusion	total
igneous enclave (IE1)	34/42(0.81)	3/3(1.00)	37/45(0.82)
I-type granitic rocks	33/58(0.57)	35/41(0.85)	68/99(0.69)
S-type granitic rocks	1/72(0.01)	0/15(0.00)	1/87(0.01)
mineral clots	-	1/65(0.02)	1/65(0.02)
country rocks	0/115(0.00)	-	0/115(0.00)

Numerator is the number of Ni-detectable pyrrhotites and denominator is that of analyzed pyrrhotites.

検出された。これを珪酸塩・酸化鉍物に完全に包有されたものと石基として存在するものとに分けると、各々3粒中3粒・42粒中34粒(81%)の割合である。Iタイプ花崗岩質岩では、99粒中68粒(69%)の磁硫鉄鉱にNiが検出された。その内訳は、包有物で41粒中35粒(85%)、石基で58粒中33粒(57%)である。以上から、早期晶出相と考えられる同源捕獲岩中の磁硫鉄鉱の方が母岩のそれよりも、また珪酸塩・酸化鉍物中に完全に包有される磁硫鉄鉱の方が石基のそれよりもNi検出限界以上のものが多いと言える。Sタイプ

Fig. 4. Chemical compositions of biotite (O=22) plotted on (a) Al vs. Si diagram and (b) Al^{VI} vs. Y site ($Fe+Mg+Ti^{VI}+Al^{VI}+Cr+Mn$) diagram.

Fig. 5. Chemical compositions of ilmenites plotted on the Fe_2O_3 - FeTiO_3 - MnTiO_3 triangular diagram. Open circle shows interstitial ilmenite and each solid circle shows ilmenite included in plagioclase, quartz, orthopyroxene, hornblende or biotite.

ブ花崗岩では、87粒中1粒(1%)がNi検出限界以上のNiを含んでいる。

6. アルミナに富む鉱物クロット

Sタイプに属する川迫・天狗山・白谷花崗岩には、 Al_2SiO_5 鉱物・ザクロ石・コーディエライト等のアルミナに富む鉱物が、普遍的ではないが特徴的にみられる。これらの鉱物はIタイプ花崗岩質岩、被貫入泥質岩類ならびに泥質捕獲岩類にはみられない。これらアルミナに富む鉱物は単独でみられる場合もあるが、天狗山・白谷花崗岩では黒雲母・斜方輝石・白雲母・斜長石・石英とクロットを作る場合(村田, 1982)もある。これらアルミナに富む鉱物はその産状にかかわらず、一般に粗粒で石基サイズのものはみられない。これらは包有物としてチタン鉄鉱・磁鉄鉄鉱・緑色スピネル・コランダムを含むことがある。アルミナに富む鉱物クロットは、石英・斜長石斑晶中に完全に包有される場合もある。

ザクロ石およびコーディエライトの化学組成を各々 Figs. 6 および 7 に示した。白谷花崗岩のザクロ石はパイロプモルが減少するにつれて、スペサルティンモ

ルが増加し、グロッシュラーモルが微増する。コーディエライトは、川迫・白谷花崗岩中のものが示された。白谷花崗岩のコーディエライトは、クロットを作る場合と単独で出現する場合とがある。両者に顕著な化学組成の差は認められないので、Fig. 7 では産状の区別はなされていない。一方、川迫花崗岩のコーディエライトは、全て単独粗粒結晶として出現する。この化学組成は、白谷花崗岩のコーディエライトよりも $\text{Mg}/(\text{Mg}+\text{Fe})$ 比に乏しい。

V. アルミナに富む鉱物クロットの変成条件の推定

ザクロ石・コーディエライト・ Al_2SiO_5 鉱物等のアルミナに富む鉱物が、大峯Sタイプ花崗岩に稀に認められる。これらは、泥質被貫入岩や泥質捕獲岩に認められない。このような鉱物組み合わせを示す変成岩類の存在も大峯地域では知られていない。したがって、これらアルミナに富む鉱物は、花崗岩質マグマが上昇途中地表付近で捕獲したものではないと考えられる。

ザクロ石は単独で出現せず、常にクロットの中心にみられる。石基にザクロ石は認められない。また、よ

Fig. 6. Chemical compositions of garnets plotted on the Py-(Al+Sp)-Gr and Al-Sp-Py triangular diagrams. Py, pyrope; Al, almandine; Sp, spessartine; Gr, grossular.

り分化した岩石やアブライト・ベグマタイトにもザクロ石は存在しない。ザクロ石の有無にかかわらず、アルミナに富む鉱物クロットは、水飽和花崗岩質岩系の0.5~1 kbの最低熔融点組成 (Tuttle and Bowen, 1958; James and Hamilton, 1969) に近い組成の岩石中にはほとんど存在せず、D.I. 値に乏しく、等温曲線から判断してより高温組成 (Tuttle and Bowen, 1958; Winkler and Breitbart, 1978) を示す岩石 (ST 1・2・3; 村田, 1982) に認められる。したがって、これらアルミナに富む鉱物クロットは花崗岩質マグマから晶出したものではないと考えられる。

アルミナに富む鉱物クロットは、高温の泥質変成岩によくみられる鉱物組み合わせと同様である。泥質変成岩を $K_2O-Al_2O_3-MgO-FeO-SiO_2-H_2O$ の6成分で近似し、 $SiO_2 \cdot H_2O$ を過剰成分とみなすと、これは4成分系で扱える。白谷花崗岩 (ST 2) に含まれる鉱物クロット (GE 1) は、黒雲母・珪線石・石英・正長石・

Fig. 7. Correlation of cordierites and bulk rock chemistry in terms of $Mg/(Mg+Fe+Mn)$ and D.I. (norm Q+ab+or).

コーディエライト・ザクロ石の鉱物組み合わせを示す。コーディエライトやザクロ石中に黒雲母がとり込まれていることから、GE 1 は次の変成反応を示すと考えられる。

黒雲母 + 珪線石 = 正長石 + ザクロ石

+ コーディエライト … (1)

この反応式は、角閃岩相からグラニュライト相への境界 (Grant, 1973) を示す。白谷花崗岩 (ST 3) 中の鉱物クロット (GE 2) は、黒雲母・ザクロ石・石英・正長石・コーディエライト・斜方輝石の鉱物組み合わせを示す。反応線を持つザクロ石・黒雲母・斜方輝石がコーディエライトにとり込まれていることから、GE 2 は次の変成反応を示すと考えられる。

黒雲母 + ザクロ石 = 正長石 + 斜方輝石

+ コーディエライト … (2)

鉱物クロット GE 1 および GE 2 のザクロ石・黒雲母対、ザクロ石・コーディエライト対の Fe・Mg 分配を用いて求めた平衡温度・圧力が Table 5 に示された。鉱物クロット GE 1 については、Kerrick (1972) に従い、 X_{H_2O} が 0.4~0.7 と求められた。一方 GE 2 については、 X_{H_2O} を求めることができないので、Holdaway and Lee (1977) から 0.4~0.6 が仮定された。ザクロ石の組成は、 $Py_{20}Gr_3Sp_7Al_{70}$ 前後であり、Ca と Mg の影響は小さい。正長石の Ab 組成は 20~30 モル% である。そこで、ザクロ石の Ca・Mg および正長石の Na の影響をここでは無視することにする。その結果、鉱物クロット GE 1 および GE 2 は、ともに約 5 kb・700℃ のグラニュライト相を示すと言える。

アルミナに富む鉱物クロットには、GE 1・GE 2 の

Table 5. Pressure and temperature estimates for the mineral clots from the Ohmine S-type granitic rocks

X_{Gar}	X_{Cd}	X_{Bi}	HG		T	HL		$X^*=0.8$		$X^*=0.6$		$X^*=0.4$	
			kb	°C	°C	kb	°C	kb	°C	kb	°C		
GE1 (ST2)													
0.2031	0.6446		5.0	710	740	5.4	770	5.2	740	4.7	690		
0.1996	0.6096		5.0	750	720	4.2	730	3.8	690	3.6	670		
0.1996	0.6164		5.0	750	720	4.2	730	3.8	690	3.6	670		
0.1984	0.6543		5.3	680	670	5.4	770	5.2	740	4.7	690		
0.2159	0.6290		5.2	750	750	5.4	760	5.1	730	4.8	690		
0.2151	0.6184		5.2	740	705	5.3	770	4.9	730	4.6	690		
0.2078		0.4892	-	-	685	-	-	-	-	-	-	-	-
0.1915		0.4695	-	-	675	-	-	-	-	-	-	-	-
GE2 (ST3)													
0.1645	0.5794		4.8	700	680	5.1	755	4.7	720	4.4	680		
0.1620	0.5920		4.9	680	670	5.2	760	4.8	725	4.5	690		
0.1670	0.5984		4.9	680	670	5.2	760	4.8	725	4.5	690		
0.1901	0.6175		5.1	720	700	5.4	770	5.0	730	4.7	690		
0.2154	0.6051		5.0	760	770	5.1	770	4.9	730	4.5	680		

HG, Hensen and Green (1973); T, Thompson (1976) HL, Hodaway and Lee (1977) and Lee and Holdaway (1977); X^* , $X_{\text{H}_2\text{O}}$.

ほかに、珪線石やザクロ石を欠く黒雲母・斜方輝石・コーディエライト、黒雲母・コーディエライト、黒雲母・斜方輝石と石英・正長石からなるクロットが多くみられる。これら自由度の大きいクロットの構成鉱物と GE1 および GE2 のそれらとには、化学組成上有意の差は認められない。

石英および斜長石斑晶には、黒雲母・斜方輝石・コーディエライト・緑色スピネル・白色雲母からなるアルミナに富む鉱物クロットが完全に包有されていることがある。しかしながら、GE1 および GE2 の鉱物組み合わせを示すクロットは斑晶中にはみられない。したがって、このクロットから斑晶形成条件は推定できない。Kawasaki (1981) は、白谷花崗岩の斜長石・正長石斑晶の化学組成から、斑晶形成条件を約 5 kb・740°C と推定した。両者の温度・圧力の見積りはほぼ一致している。アルミナに富む鉱物クロットの存在から、少なくとも、泥質起源物質が花崗岩質マグマの結晶作用のかなり早期に既にマグマ中に存在していたこと、その後、この花崗岩質マグマが約 5 kb・700°C の条件を大きく越えなかったことは確かであるらしい。このクロットの岩石学的意味は、S タイプ花崗岩の成因の項で論じられる。

VI. 大峯 S タイプ花崗岩の成因

S タイプ花崗岩質岩の成因として、次の 4 説が考えられる。

1. I タイプマグマからの分別結晶作用説
2. I タイプマグマと推積岩類との大規模相互作用説

3. 花崗岩化作用説

4. 泥質岩類の部分熔融説

1・2 説を検討する際に、次のような仮定が設けられた。それは、I タイプマグマとは、大峯 I タイプ花崗岩質岩を形成したマグマと同じであるという仮定である。

1. 分別結晶作用説

アルミナに不飽和な I タイプマグマから単斜輝石や Ca 角閃石の分別により生じた岩石は、Cawthorn *et al.* (1976, Fig. 1a) では SiO_2 70 wt%, 佐藤・石原 (1983, Fig. 10) では SiO_2 74 wt% 以上でアルミナに飽和するようになる。そこで、大峯 I タイプ花崗岩質岩 ($\text{SiO}_2 = 63.0 \sim 67.2$ wt%) を形成したマグマから、分別結晶作用により大峯 S タイプ花崗岩 ($\text{SiO}_2 = 69.8 \sim 76.5$ wt%) が形成されうかを検討する。

この説は、Table I に示された各種同位体組成ならびに硫黄含有量から、以下の理由により否定される。Sr 同位体比は分別結晶作用の最末期では若干の同位体分別がおこる (Morse, 1983) もの、分別結晶作用を通じてほとんど変化しないことが期待される。また、 $\delta^{18}\text{O}$ 値も分別結晶作用を通じて 1~2‰ しか増加しない (Taylor, 1968)。大峯 I タイプ花崗岩質岩の $\delta^{18}\text{O}$ ・ $\delta^{34}\text{S}$ 値および Sr 初生値は各々 7.2~7.4‰・-2.7~-3.6‰ および 0.7049~0.7058 を示し、S タイプ花崗岩のそれら (9.1~11.5‰・-16.2‰ および 0.7083~0.7086) と大きく異なっている。また、コンパチブル元素である硫黄は、I タイプ花崗岩質岩 (11~138 ppm) よりも、より分化した S タイプ花崗岩 (1338 ppm) の方が富んでいる (上田, 未公表)。

2. 大規模相互作用説

大規模相互作用説とは、マグマが上昇する途中または定置時において、堆積岩類と反応し、マグマの性質を変えるというモデルである。一般には、花崗岩質岩の同位体比がマントル物質のそれと異なれば、堆積岩類との大規模相互作用の結果とされることが多い。しかしながら、岩石の同位体比は、マントル起源マグマと堆積岩類との大規模相互作用の結果を反映しているのか、それともマグマの起源物質のそれを反映しているのかを区別することは困難である。そこで、本節では、大峯Iタイプ花崗岩質岩を形成したマグマを起源物質として、このマグマ源の鉱物と相互作用の対象である堆積岩源の鉱物が共存するかどうか、鉱物組み合わせおよび鉱物化学組成の観点から検討された。両起源の鉱物が共存すれば、大規模相互作用の証拠となるであろう。

各種同位体組成 (Table 2) から、大峯Sタイプ花崗岩は堆積岩類と親密な関係にあったと推定される。こ

の大規模相互作用説が正しいとすると、証拠となる次の事実が存在してよいだろう。第1は、Iタイプマグマ源のCa角閃石がSタイプ花崗岩中にレリクトまたは珪酸塩鉱物中の包有物として存在することである。第2は、IおよびSタイプ花崗岩質岩に共通してみられる鉱物において、Iタイプ花崗岩質岩にみられる鉱物と同様の化学組成を示す鉱物が、少なくともレリクトや珪酸塩鉱物中の包有物としてSタイプ花崗岩中に存在することである。第1の点については、Sタイプ花崗岩中にCa角閃石は認められず、第2の点についても、以下に示すように、Sタイプ花崗岩の黒雲母および磁硫鉄鉱の化学組成範囲はIタイプ花崗岩質岩のそれと重複しない。

黒雲母はIおよびSタイプ花崗岩質岩に共通してみられるだけでなく、被貫入泥質岩・泥質岩源捕獲岩・グラニュライト相を示すアルミナに富む鉱物クロットにも認められる。その化学組成を Al_2O_3 - MgO - $\text{FeO}^\dagger$ 図に示した (Fig. 8)。アルミナに富む鉱物クロットの

Fig. 8. Chemical compositions of biotites plotted on the Al_2O_3 - MgO - $\text{FeO}^\dagger$ triangular diagram.

CR1, pelitic country rock; SE1, pelitic enclave; IE2, igneous enclave (quartz monzosyenite).

黒雲母化学組成は単独で生じるそれと有意の差がないことから、両者の区別はされていない。Fig. 8 から明らかなように、グラニユライト相を示す鉱物クロット・被貫入泥質岩・泥質捕獲岩中の黒雲母化学組成は、Sタイプ花崗岩のその組成範囲内におさまる。これらとIタイプマグマが反応したのであるならば、Sタイプ花崗岩中の黒雲母のいくつかは、Iタイプ花崗岩質岩のそれと同じような組成を示すものがあるはずである。ところが、Iタイプ花崗岩質岩の黒雲母組成は、Sタイプ花崗岩のそれに比べて Al_2O_3 に乏しく、明瞭な組成間隙を示している。

Ni 検出限界以上の Ni を含む磁硫鉄鉱の割合は、早期に結晶化したものの方が高いことが既述された。この事実は、この割合が結晶作用の1つの指標となりうることを示している。もし、苦鉄質マグマと大陸地殻物質との大規模相互作用により、Sタイプ花崗岩が生じたのであるならば、早期晶出相と考えられる珪酸塩斑晶に包有される磁硫鉄鉱は、石基として存在するものよりも、Ni 検出量以上の Ni を含む磁硫鉄鉱の割合が多くて良いであろう。Iタイプ花崗岩質岩（同源捕獲岩を含む）では144粒中105粒（73%）の磁硫鉄鉱にNiが検出された。一方、Sタイプ花崗岩の場合、Niが検出された磁硫鉄鉱は87粒中1粒（1%）であり、珪酸塩斑晶中の磁硫鉄鉱は15粒中Niが検出されたものはなかった。グラニユライト相を示す鉱物クロット中でNiが検出された磁硫鉄鉱は65粒中1粒（2%）であり、被貫入泥質ホルンフェルスでは115粒中Niが検出されたものはなかった（Table 4）。

Table 2 に示されたように、大峯IおよびSタイプ花崗岩質岩のSr 初生値は、それぞれ0.7049-0.7058 および0.7083-0.7086である。一方、被貫入岩類である四万十帯の泥質岩類のSr 初生値は、0.7090（Shibata and Ishihara, 1979）および0.7091-0.7115（岡本・本間, 1983）である。大峯Sタイプ花崗岩は、全体量の60-90%の泥質堆積岩の寄与がなければ、大峯Iタイプ花崗岩質岩を形成したマグマから導くことはできない*。

黒雲母および磁硫鉄鉱の鉱物化学組成ならびに同位体組成から、Iタイプ苦鉄質マグマの存在を示す証拠はなく、強いてIタイプ苦鉄質マグマの存在を仮定する必要もないであろう。したがって、大峯Sタイプ花

崗岩の成因モデルとして、この大規模相互作用モデルは考えにくい。

3. 花崗岩化作用説

花崗岩化作用とは、堆積岩類がマグマの状態を経ないで花崗岩質岩に変化する作用と定義する。大峯Sタイプ花崗岩が被貫入岩類を非調和的に貫くことから、大峯Sタイプ花崗岩の成因として、このモデルの可能性は否定される。

4. 部分熔融説

大峯Sタイプ花崗岩の同位体比は、堆積岩類と親密な関係にあったことを示している（Table 2）。同位体比を満足させる花崗岩成因説として大規模相互作用説・花崗岩化作用説および部分熔融説があげられる。しかしながら、既述したように、前2者は岩石学的にみて困難である。

泥質堆積岩が部分熔融すると、花崗岩～花崗閃緑岩質組成の液が生じる（Wyllie and Tuttle, 1961 a; Green, 1976）。このソリダス温度は、水飽和花崗岩のそれよりも20℃高い（<2.8 kb; Wyllie and Tuttle, 1961 a）。この時、液は次の難溶性残滓、石英・斜長石・コーディエライト・斜方輝石・白雲母・ムル石（Wyllie and Tuttle, 1961 a）と共存する。また、4 kbでは石英・斜長石・コーディエライト・黒雲母・珪線石、7 kbでは石英・斜長石・ガーネット・コーディエライト・黒雲母・珪線石、10 kbでは石英・斜長石・ガーネット・黒雲母・珪線石（Green, 1976）が難溶性残滓である。堆積岩類の部分熔融で生じた花崗岩質岩の場合、このような残滓が存在しても良いであろう。

一部5 kb・700℃のグラニユライト相を示すアルミナに富む鉱物クロットの起源として、次の3通りの考え方がある。

a. 捕獲説 b. 変成説 c. 残滓説

aの捕獲説は、花崗岩質マグマが既にグラニユライト相に達していた変成岩類を捕獲したというモデルである。bの変成説は、花崗岩質マグマに捕獲された泥質岩がマグマの熱でグラニユライト相の変成岩になったというモデルである。cの残滓説は、泥質堆積岩が部分熔融した際の難溶性残滓というモデルである。

aおよびb説が正しい場合、Sタイプ花崗岩のみならず、Iタイプ花崗岩質や同じ地質環境にある潮岬火成複合岩類（三宅, 1981）にもこのクロットを含んでよいであろう。ところが、Iタイプ花崗岩質岩および潮岬火成複合岩類はこのクロットを含まない。また、Sタイプ花崗岩のなかで、 SiO_2 69~70%（D.I. 値は75~79）と SiO_2 に最も乏しい岩石（ST1・2・3, 村田,

*Assimilation fractional crystallization説（De-Paolo, 1981）は、仮定が多すぎることで、大峯Sタイプ花崗岩が斑状組織を示すことから、ここでは考慮されていない。

1982)にのみ，このクロットがみられる。これらの岩石は，花崗岩質岩系の最低溶融点組成を示さず，より高温組成 (Winkler and Breitbart, 1978) を示している (Fig. 9)。グラニュライト相を示すクロットを含む岩石に，全岩化学組成依存性がみられることは，a・b両説の可能性が少ないことを示している。

全岩化学組成依存性は，グラニュライト相を示すクロットが難溶性残滓であると考ええると，以下のように合理的に解釈されうる。泥質岩の部分熔融で生じたマグマ (液+結晶+難溶性残滓) が，温度低下にともない結晶を晶出し続けることにより，より SiO_2 ・D.I. 値

に富み，0.5~1 kb で水飽和最低溶融点組成 (Tuttle and Bowen, 1958; James and Hamilton, 1969) の岩石が生じた。したがって，より分化した岩石には，形成初期の岩石にみられた難溶性残滓がみられないのであろう。

難溶性残滓と考えられる鉱物クロットは，ほぼ 5 kb・700℃ の平衡条件を示している。斜長石斑晶の形成条件は，5 kb・740℃ と推定されている (Kawasaki, 1981)。以上から，大峯Sタイプ花崗岩質岩は，ほぼ 5 kb・700℃ の条件で，泥質堆積岩の部分熔融によって生じたマグマから導かれたものと考えられる。このマグマの一部は，地下2~4 km (0.5~1 kb) の深さまで上昇し，固結した (村田, 1982)。

5 kb で白雲母・黒雲母花崗岩のソリダスは，水飽和の条件では約 630℃ (Huang and Wyllie, 1973)，ドライの条件では約 690~710℃ (Brown and Fyfe, 1970; Huang and Wyllie, 1973) である。このソリダス温度は，揮発性物質の存在下でより低温となりうる。大峯Sタイプ花崗岩は，螢石や電気石がみられることから，フッ素 (ST 1・2・3 のF含有量は各々1216・1042・1077 ppmである，村田ら, 1984) やホウ素に富んでいたと言える。フッ素やホウ素の存在は，その含有量に応じて，花崗岩質マグマのソリダスをかなり低下させる (Wyllie and Tuttle, 1961 b; Chorlton and Martin, 1978; Manning, 1981; Pichavart, 1981)。Compston and Chappell (1979) は，花崗岩質マグマ形成に際し通常15~25%の液量が必要で，これ以下の液量ではマグマは形成場から移動しないと論じた。泥質岩が部分熔融した際，ソリダスから150℃高い温度では液量が50%にも達する (Wyllie and Tuttle, 1961 a)。したがって，5 kb・700℃ を大きく越えない条件で，かなりの量のマグマ (液+結晶+難溶性残滓) が生じ，大峯Sタイプ花崗岩質岩が形成されたのであろう。

Fig. 9. Bulk chemical compositions of the Ohmine S-type granitic rocks plotted on the normative orthoclase (Or)-quartz (Qz)-albite (Ab) and normative orthoclase (Or)-anorthite-albite (Ab) triangular diagram.

Solid squares, minimum melting compositions in granite system at 2, 1 and 0.5 kb (Tuttle and Bowen, 1958).

Solid circle shows aluminous mineral clots bearing granite and open one those free granite. Solid line, cotectic line at 5 kb water pressure; broken line, isotherms on the three cotectic surfaces on the system Qz-Ab-Or-An-H₂O at 5 kb.

VII. 大峯Iタイプ花崗岩質岩の成因

大峯Iタイプ花崗岩質岩は，西南日本外帯花崗岩質岩において，堆積岩類の影響が最も少ない花崗岩質岩である (岡本・本間, 1983)。したがって，他の外帯Iタイプ花崗岩質岩よりも，その岩石成因論を論ずるのに適していると言える。洞川・白倉花崗岩質岩は，その主要化学組成・微量化学組成 (村田ら, 1983) および鉱物化学組成に組成間隙が認められるが，同位体組成からは同一起源と考えられるので，一括して扱われた。両者の化学組成間隙およびその成因については，別報で論じられる。

I タイプ花崗岩質岩の成因として、次の5説が考えられる。

- 上部マントルで花崗岩質マグマが直接生じるマントル起源説
- 玄武岩質～安山岩質マグマの分別結晶作用で生じる分別結晶作用説
- 酸性マグマ（ここでは、大峯Sタイプ花崗岩質マグマが仮定された）と玄武岩～安山岩質マグマの混合で生じるマグマ混合説
- 玄武岩～安山岩質マグマと酸性岩との大規模相互作用説
- 火成岩類の部分熔融説

最初に、マントル起源説と分別結晶作用説を検討する。大峯Iタイプ花崗岩質岩のSr 初生値・ $\delta^{18}\text{O}$ 値・ $\delta^{84}\text{S}$ 値は各々0.7049～0.7058・7.2～7.8‰・-2.7～-3.6‰である（Table 1）。上部マントル起源玄武岩のそれらは、0.7020～0.7060・5～8‰・0～+5‰であり、大峯Iタイプ花崗岩質岩の値とは異なっている。また、大峯Iタイプ花崗岩の $^4\text{He} \cdot ^{20}\text{Ne} \cdot ^{36}\text{Ar} \cdot ^{84}\text{Kr} \cdot ^{132}\text{Xe}$ の希ガス組成（Itaya *et al.*, 1982; 板谷・長尾, 未公表）がTable 6に示された。これらの $^3\text{He}/^4\text{He} \cdot ^{20}\text{Ne}/^{22}\text{Ne} \cdot ^{129}\text{Xe}/^{132}\text{Xe}$ の値は、大峯Sタイプ花崗岩の値と同様に、大気の値に近い。上部マントルで生じた玄武岩は $^{132}\text{Xe} \cdot ^{84}\text{Kr}$ に乏しく $^4\text{He} \cdot ^{20}\text{Ne}$ に富み（Nagao *et al.*, 1979）、その $^3\text{He}/^4\text{He}$ 比は大気比（ 1.4×10^{-6} ）の5～32倍の値（ 10^{-5} オーダー）を示す。一

方、大陸地殻物質の同比は $10^{-7} \sim 10^{-8}$ のオーダーである（Craig and Lupton, 1976; Kaneoka and Takaoka, 1980）。したがって、大峯Iタイプ花崗岩質の成因として、マントル起源説と苦鉄質マグマからの分別結晶作用説は否定される。

次に、マグマ混合説と大規模相互作用説について検討する。大峯Sタイプ花崗岩の全岩化学組成の変化経路がIタイプ花崗岩質岩のそれと異なること、鉱物化学組成が顕著な逆累帯構造を示したり、bimodalな化学組成頻度分布を示さないことから、マグマ混合説は否定できる。

大峯Iタイプ花崗岩質岩は、堆積岩類の影響は少ないので、ここでは酸性火成岩と玄武岩～安山岩質マグマとの大規模相互作用を考える。大峯地域には、中性～塩基性火成岩も大峯花崗岩以外の酸性火成岩も存在していない。また、酸性岩包有物も認められない。もし、同じ苦鉄質マグマが異なる種類の火成岩との反応により洞川・白倉花崗岩質岩が生じたのであるならば、両花崗岩質岩の黒雲母（Figs. 4 and 8）およびCa角閃石（村田, 1983）の化学組成には、共通の苦鉄質マグマ源を示す重複がなく、組成間隙が存在する事実を説明することができないであろう。以上から、大規模相互作用説の可能性は小さいと言えよう。

各種同位体組成および希ガス組成は、大峯Iタイプ花崗岩質岩が大陸地殻を構成する火成岩類の部分熔融により生じたという考えを支持している。大峯地域で

Table 6. Rare gas compositions and isotopic ratios from the Ohmine I- and S-type granitic rocks

	^4He $\times 10^{-6}$ cc/gm	$^3\text{He}/^4\text{He}$ $\times 10^{-6}$	^{20}Ne $\times 10^{-9}$ cc/gm	$^{20}\text{Ne}/^{22}\text{Ne}$	^{36}Ar $\times 10^{-9}$ cc/gm	$^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar}$	^{84}Kr $\times 10^{-10}$ cc/gm	^{132}Xe $\times 10^{-11}$ cc/gm	$^{129}\text{Xe}/^{132}\text{Xe}$
I-type									
Dorogawa Mass									
D4(bi)	1.3	-	3.3	-	6.63±0.05	547.3±3.4	2.3	1.4	-
SKD1(Ca-amph)	2.3	-	0.48	-	1.55±0.01	687.8±5.3	0.36	0.58	-
SKD2(bulk)	0.45	<1	6.25	9.83	16.1±0.6	361.8±4.2	4.51	2.29	0.9901±0.0106
SKD2(Ca-amph)	1.7	-	1.6	-	2.92±0.02	673.9±2.8	1.4	1.3	-
Shirakura Mass									
SKK2(bulk)	1.6	<0.6	0.811	-	2.03±0.07	1093.5±14.3	0.645	0.417	0.9755±0.0366
SKK2(Ca-amph)	3.6	-	1.0	-	3.29±0.03	856.1±9.2	2.7	5.0	-
S-type									
Kose Mass									
K1(bi)	3.1	-	1.6	-	3.86±0.03	1118.7±4.4	1.2	1.2	-
Shiratan Mass									
ST1(bi)	1.7	-	1.9	-	3.62±0.03	1245.7±9.2	1.4	1.2	-
ST3(bulk)	3.3	<0.7	6.33	10.02	14.5±0.5	462.3±3.5	2.51	1.26	0.9802±0.0045
ST3(bi)	2.8	-	1.7	-	2.91±0.02	1399.0±8.0	0.88	0.90	-
Air		1.4		9.81		295.5			0.983

Rare gas composition, Itaya *et al.* (1982); isotopic ratios, Itaya and Nagao (unpubl.).

Table 7. Solidus temperature and percentage of liquid of some igneous rocks

		SiO ₂	M	solidus temperature(water saturated)				percentage of liquid at 3 kb							
				1 kb	2 kb	3 kb	5 kb	700°C	710°C	712°C	720°C	725°C	730°C	740°C	750°C
130A ¹⁾	SYD	52.0	0.50		775-800	700-775									
102 ¹⁾	SY	57.0	0.46		<700	660-680		20							
FC-A ²⁾	GRD	57.00	0.28	737-750	700-712	687-700		1-2	5		10				
751 ³⁾	QD	58.04	0.40	790-800	750-750	720-730	690-700						1	2	4
101 ^{4,5)}	QD	59.14	0.30	760-770	700-710	680-700	660-680	5			15			25	
								40			40			40	(at 5 kb)
34B ¹⁾	SY	59.60	0.48		675-700	660-680		25							
FC-B ²⁾	GRD	62.00	0.31	737-750	<700	687-700		<1	3				50		
1213 ³⁾	QD	62.25	0.39	760-770	720-730	690-700	670-680	1	2		13		15	20	20
DR109 ⁶⁾	QD	62.7	0.35	766-785	685-712		660-680	45			70			65	(at 5 kb)
DRV-4 ⁶⁾	GRD	62.9	0.32	730-765	685-710		660-680	65			65			67.5	(at 5 kb)
DR321-B ⁶⁾	QD	65.0	0.31	730-765	<710		660-680	65			65			75	(at 5 kb)
SMR-A ²⁾	RHY	65.00	0.05	725-737	675-687	675-687									50
102 ¹⁾					675-710(dry)								30*		(at 2 kb)
34B ¹⁾					<710(dry)			15**					50***	50†	(at 2 kb)

1), Robertson and Wyllie (1971); 2), Gibbon and Wyllie (1969); 3), Piwinskii and Wyllie (1968); 4), Piwinskii (1968); 5), Piwinskii (1973); 6), Piwinskii (1974); SYD, syenodiorite; Sy, syenite; GRD, granodiorite; QD, quartz diorite; RHY, rhyolite; *, H₂O=5.14%; **, H₂O=4.75%; ***, H₂O=5.0%; †, H₂O=4.73%; M, weight MgO/(MgO+FeO).

は、IおよびSタイプ花崗岩質岩がほぼ同時期に活動している。したがって、Sタイプマグマ形成時には、大峯地域の地下温度は広域的に上昇していたであろう。そこで、Sタイプマグマが形成された条件(約5 kb・700°C)で効果的に液が形成されうかが検討される。

SiO₂ 52.0~65.0 wt%の花崗岩質岩の水飽和および不飽和条件でのソリダス温度ならびに液形成量(Piwinskii, 1968, 1973, 1974; Piwinskii and Wyllie, 1968; Gibbon and Wyllie, 1969; Robertson and Wyllie, 1971)をTable 7に示した。液量は、含水量・SiO₂量・温度・圧力に富むほど多くなることが分かる。大峯Iタイプ花崗岩質岩が水に飽和していた保証はない。しかしながら、Ca角閃石が生じるためには、2 kbで4%・8 kbで2.5%の含水量が必要であること(Naney, 1984)から、かなりの量の水が大峯Iタイプ花崗岩質岩に含まれていたであろう。ソリダス温度を低下させるフッ素は460~696 ppm(村田ら, 1983)と乏しいが、電気石が普遍的にみられることから、ホウ素は富んでいたであろう。したがって、大峯Sタイプ花崗岩で求めた最低熔融条件(5 kb・700°C)とほぼ同じ条件でさえ、中性火成岩が部分熔融した際に、花崗岩質岩形成に必要な液量(約30%, Compston and Chappell, 1979; Van der Molen and Paterson, 1979)が形成されるであろう。しかしながら、SiO₂ 46.5~50.7 wt%の玄武岩では、水飽和および水不飽和5 kb・700°Cの条件において、メルト量は10%以下(Holloway and Burnham, 1973; Helz, 1976)であり、効果的に液が

形成される裏付けはない。

VIII. IおよびSタイプ花崗岩質岩分布の特異性

大峯花崗岩質岩は南北約40 kmにわたって分布し、Iタイプ花崗岩質岩は大陸側に、Sタイプ花崗岩は大洋側に分布するという特徴がある。両者の境界は、ほぼ仏像構造線である(村田, 1982)。Sタイプ花崗岩は、少なくとも5 kb(地下20 km)・700°Cの条件で泥質堆積岩類の部分熔融により生じ、ほぼ同時期に、中性火成岩類の部分熔融によりIタイプ花崗岩質岩が生じたと考えられる。したがって、仏像構造線付近を境として、地殻下部構成物質の南北方向の不均一性が岩石学的に期待される。

木村・岡野(1980)は、地震波解析から紀伊半島と四国の地下構造に大きな差はないとした。地震波解析による紀伊半島~四国の地下構造は、次の通りである(木村・岡野, 1980; Hada *et al.*, 1982; Mizoue, 1971)。

- (1) 御荷鉾構造線付近では、地殻の厚さは35~38 kmであり、コンラッド不連続面は21 kmに存在する。
- (2) 黒瀬川構造帯以南では、コンラッド不連続面がみられず、地殻の厚さは35 kmから23 kmまで薄くなる。
- (3) 黒瀬川構造帯以南では、P波速度6.7 km/secのいわゆる玄武岩層が欠如し、6.1~6.2 km/secのいわゆる花崗岩層がマントル物質に直接接して

いる。

彼等の図(例えば, Hada *et al.*, 1982; Figs. 2 and 9)では, 地殻の薄化は黒瀬川構造帯付近で開始し, 仏像構造線付近で完成しており, 仏像構造線以南にP波速度 6.7 km/sec 層が欠如している。したがって, 地殻下部(地下約 20 km 以深)構成物質は, 黒瀬川構造帯ではなく, 仏像構造線付近を境として南北方向に異なると言える。このことは, 岩石学的に推定された地殻下部物質の南北不均一性と一致している。

西南日本外帯花崗岩質岩の K-Ar 年代は, ほぼ 14 Ma(柴田, 1978)を示す。これらは, S タイプ花崗岩質岩が大洋側に, I タイプ花崗岩質岩が大陸側に分布するという特徴がある(Takahashi *et al.*, 1980)。両者の境界は, 紀伊半島および四国では, ほぼ仏像構造線である。九州地方においても, S タイプ花崗岩質岩が仏像構造線以北に出現することはない。高橋(1980)は, この帯状配列の原因として, 大洋側の S タイプ花崗岩質岩は, I タイプ花崗岩質岩に比べ, 苦鉄質マグマがより多量の泥質堆積物と相互作用した結果と考えた。ところが, 外帯花崗岩質岩中最も堆積岩類の影響が少なく(岡本・本間, 1983), 初生マグマの性質の分かる大峯 I タイプ花崗岩質岩と同時期・同地域で活動した大峯 S タイプ花崗岩との構成鉱物を比較した結果, 両者の鉱物化学組成の変化経路は互いに重複するのではなく, 組成間隙が認められた。したがって, I および S タイプ花崗岩質岩の帯状配列の原因として, 共通する苦鉄質マグマを仮定する必要はなく, 本報で述べられたように, 地殻下部物質が南北方向に不均質であり, それらの部分熔融により花崗岩質岩が生じたことが考えられる。マントル物質に直接堆積した堆積物(ここでは四万十累帯)が約 5 kb・700°C の条件で部分熔融することにより, 未成熟な大陸地殻(未だ玄武岩層が欠如しており, 花崗岩層と玄武岩層の分層が生じていない)が形成されたのであろう。

謝 辞 岡山理科大学蒜山研究所板谷徹丸講師・岡山理科大学長尾敬介助教授・岡山大学温泉研究所上田 晃博士は, 未公表データの引用を許可された。本研究を進めるにあたり, 東北大学理学部植田良夫名誉教授・青木謙一郎教授・吉田武義博士・藤巻宏和博士・弘前大学理学部大貫 仁教授・琉球大学理学部加藤祐三助教授から御指導いただいた。大貫 仁教授には, 草稿の段階から種々の御教示をいただいた。青木謙一郎教授には, 原稿を校閲していただいた。以上の方々に感謝申し上げる。

引用文献

- Ball, T.K. and Basham, I.R. (1984), Petrogenesis of the Bosworgey granitic cusp in the SW England tin province and its implications for ore mineral genesis. *Mineral. Deposita*, **19**, 70-77.
- Brown, G.C. and Fyfe, W.S. (1970), The production of granitic melts during ultrametamorphism. *Contrib. Mineral. Petrol.*, **28**, 310-318.
- Carmichael, I.S.E. (1967), The iron-titanium oxides of salic volcanic rocks and their associated ferromagnesian silicates. *Contrib. Mineral. Petrol.*, **14**, 36-64.
- Cawthorn, R.G., Strong, D.F. and Brown, P.A. (1976), Origin of corundum-normative intrusive and extrusive magmas. *Nature*, **259**, 102-104.
- Chappell, B.W. and White, A.J.R. (1974), Two contrasting granite types. *Pacific Geol.*, **8**, 173-174.
- Chorlton, L.B. and Martin, R.F. (1978), The effect of boron on the granite solidus. *Can. Mineral.*, **16**, 239-244.
- Compston, W. and Chappell, B.W. (1979), Sr-isotope evolution of granitoid source rocks. In *The Earth: its origin, structure and evolution* (McElhinny, M.W. Ed.). pp. 597, Academic Press, London, 377-426.
- Coleman, M.L. (1977), Sulphur isotopes in petrology. *J. Geol. Soc. London*, **133**, 593-608.
- Coleman, M.L. (1979), Isotopic analysis of trace sulphur from some S- and I-type granites: heredity or environment? In *Origin of granitic batholiths geochemical evidence* (Atherton, M.P. and Tarney, J. Eds.). pp. 148, Shiva Pub. Ltd., Kent UK., 129-133.
- Craig, H. and Lupton, J.E. (1976), Primordial neon, helium, and hydrogen in oceanic basalts. *Earth Planet. Sci. Lett.*, **31**, 369-385.
- DePaolo, D.J. (1981), Trace element and isotopic effects of combined wallrock assimilation and fractional crystallization. *Earth Planet. Sci. Lett.*, **53**, 189-202.
- Didier, J. and Lameyre, J. (1969), Les granites du Massif Central français: étude comparée des leucogranites et granodiorites. *Contrib. Mineral. Petrol.*, **24**, 219-238.
- Didier, J., Duthou, J.L. and Lameyre, J. (1982), Mantle and crustal granites: genetic classification of orogenic granites and the nature of their enclaves. *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, **14**, 125-132.
- Fujimaki, H. and Aoki, K-i. (1980), Quantitative

- microanalyses of silicates, oxides and sulfides using an energy dispersive type electron probe. *Sci. Rep., Tohoku Univ., Ser. III*, **14**, 261-268.
- Gibbon, D.L. and Wyllie, P.J. (1969), Experimental studies of igneous rock series: the Farrington complex, North Carolina, and the Star Mountain Rhyolite, Texas. *J. Geol.*, **77**, 221-239.
- Grant, J.A. (1973), Phase equilibria in high-grade metamorphism and partial melting of pelitic rocks. *Amer. J. Sci.*, **273**, 289-317.
- Green, T.H. (1976), Experimental generation of cordierite- or garnet-bearing granitic liquids from a pelitic composition. *Geology*, **4**, 85-88.
- Hada, S., Suzuki, T., Okano, K. and Kimura, S. (1982), Crustal section based on the geological and geophysical features in the Outer Zone of Southwest Japan. *Mem. Geol. Soc. Japan*, No. 21, 197-211.
- 早瀬一, 石坂恭一(1967), Rb-Sr による地質年齢(I) 西南日本, 岩鉱, **58**, 201-212.
- Helz, R.T. (1976), Phase relations of basalts in their melting ranges at $P_{H_2O}=5$ kb. Part II. Melt compositions. *J. Petrol.*, **17**, 139-193.
- Hensen, B.J. and Green, D.H. (1973), Experimental study of the stability of cordierite and garnet in pelitic compositions at high pressures and temperatures III, synthesis of experimental data and geological applications. *Contrib. Mineral. Petrol.*, **38**, 151-166.
- Hoefs, J. (1973), Stable isotope geochemistry. pp. 140, Springer-Verlag, Berlin.
- Holdaway, M.J. and Lee, S.M. (1977), Fe-Mg cordierite stability in high-grade pelitic rocks based on experimental, theoretical, and natural observations. *Contrib. Mineral. Petrol.*, **63**, 175-198.
- Holloway, J.R. and Burnham, C.W. (1972), Melting relations of basalt with equilibrium water pressure less than total pressure. *J. Petrol.*, **13**, 1-29.
- Huang, W.L. and Wyllie, P.J. (1973), Melting relations of muscovite-granite to 35 kbar as a model for fusion of metamorphosed subducted oceanic sediments. *Contrib. Mineral. Petrol.*, **42**, 1-14.
- Ishihara, S. (1977), The magnetite-series and ilmenite-series granitic rocks. *Mining Geol.*, **27**, 293-305.
- Itaya, T., Nagao, K., Murata, M. and Ogata, K. (1982), Rare gas composition and K-Ar ages of I- and S-types in the Ohmine granitic rocks, central Kii peninsula, Japan. *Abstr. Issue 5th International Conf. Geochronol. Cosmochronol. Isotope Geol.*, 164-165.
- James, R.S. and Hamilton, D.L. (1969), Phase relations in the system $NaAlSi_3O_8$ - $KAlSi_3O_8$ - $CaAl_2Si_2O_8$ - SiO_2 at 1 kilobar water vapour pressure. *Contrib. Mineral. Petrol.*, **21**, 111-141.
- 金子弘二(1967), 紀伊半島中部の大峯火成岩類, 宮崎大学教育学部紀要, No. 22, 18-32.
- Kaneoka, I. and Takaoka, N. (1980), Rare gas isotopes in Hawaiian ultramafic nodules and volcanic rocks: constraint on genetic relationships. *Science*, **208**, 1366-1368.
- 河野義礼, 植田良夫 (1964), 本邦産火成岩の K-A dating (1), 岩鉱, **51**, 127-148.
- Kawasaki, M. (1980), Omine acid rocks, Kii peninsula—geology and major element chemistry. *J. Japan. Assoc. Min. Petr. Econ. Geol.*, **75**, 86-102.
- Kawasaki, M. (1981), Omine acid rocks, Kii peninsula—petrogenesis. *J. Japan. Assoc. Min. Petr. Econ. Geol.*, **76**, 195-206.
- Kerrick, D.M. (1972), Experimental determination of muscovite+quartz stability with $P_{H_2O} < P_{Total}$. *Amer. J. Sci.*, **272**, 946-958.
- 木村昌二, 岡野健之助(1980), 四国地方の下部地殻および最上部マントルの構造, 地震 II, **33**, 157-168.
- Leake, B.E. (1978), Nomenclature of amphiboles. *Amer. Mineral.*, **63**, 1023-1052.
- Lee, D.E. and Christiansen, E.H. (1983), The granite problem as exposed in the southern Snake Range, Nevada. *Contrib. Mineral. Petrol.*, **33**, 99-116.
- Lee, S.M. and Holdaway, M.J. (1977), Significance of Fe-Mg cordierite stability relations on temperature, pressure, and water pressure in cordierite granulites. In *The Earth's crust: its nature and physical properties* (Heacock, J.G. Ed.), Amer. Geophys. Union, Mon. 20, 79-94.
- Manning, D.A.C. (1981), The effect of fluorine on liquidus phase relationships in the system Qz - Ab - Or with excess water at 1 kb. *Contrib. Mineral. Petrol.*, **76**, 206-215.
- Matsuhisa, Y., Sasaki, A., Shibata, K. and Ishihara, S. (1982), Source diversity of the Japanese granitoids: an O, S and Sr isotopic approach. *Abstr. Issue 5th International Conf. Geochronol. Cosmochronol. Isotope Geol.*, 239-240.
- McCarthy, T.S. and Groves, D.I. (1979), The Blue Tier Batholith, northeastern Tasmania, a cumulate-like product of fractional crystallization. *Contrib. Mineral. Petrol.*, **71**, 193-209.
- 三宅康幸(1981), 和歌山県潮岬火成複合岩体の地質と

- 岩石, 地質雑, 87, 383-403.
- Mizoue, M. (1971), Crustal structure from travel times of reflected and refracted seismic waves recorded at Wakayama micro-earthquake observatory and its substations. *Bull. Earthquake Res. Inst.*, **49**, 33-62.
- Morse, S.A. (1983), Strontium isotope fractionation in the Kiglapait intrusion. *Science*, **220**, 193-195.
- 村田 守(1982), 紀伊半島中部, 大峯地域のSタイプおよびIタイプ花崗岩質岩. 岩鉱, **77**, 267-277.
- 村田 守(1983), 紀伊半島中部, 大峯地域に分布する2種類の中世Iタイプ花崗岩質岩の岩石学. 昭和58年三鉱学会講演要旨.
- Murata, M., Itaya, T. and Ueda, Y. (1983), Sulfide and oxide minerals from the Ohmine granitic rocks in Kii peninsula, central Japan, and their primary paragenetic relations. *Contrib. Mineral. Petrol.*, **84**, 58-65.
- 村田 守, 吉田武義, 青木謙一郎(1983), 紀伊半島中部, 大峯地域に分布する2種類のIタイプ花崗岩質岩の微量化学組成. 東北大学核理研究報告, **16**, 294-300.
- 村田 守, 吉田武義, 青木謙一郎(1984), 紀伊半島中部, 大峯地域に分布するSタイプ花崗岩の微量化学組成. 東北大学核理研究報告, **17**, 207-213.
- Nagao, K., Takaoka, N. and Matsubayashi, O. (1979), Isotopic anomalies of rare gases in the Nigorikawa geothermal area, Hokkaido, Japan. *Earth Planet. Sci. Lett.*, **44**, 82-90.
- 中田 篤也, 高橋正樹 (1979), 西南日本外帯・瀬戸内区における中性・珪長質マグマの化学組成広域的变化. 地質雑, **85**, 571-582.
- Naney, M.T. (1983), Phase equilibria of rock-forming ferromagnesian silicates in granitic systems. *Amer. J. Sci.*, **283**, 993-1033.
- Ôba, N. (1962), Petrochemical studies of the Kyûshû Outer Zone granites, Japan. *J. Geol. Soc. Japan*, **63**, 162-171.
- 岡本康成, 本間弘次(1983), 西南日本外帯に分布する花崗岩類の酸素・ストロンチウム同位体比. *MAGMA*, **67**, 143-149.
- O'neil, J.R. and Chappell, B.W. (1977), Oxygen and hydrogen isotope relations in the Berridale batholith. *J. Geol. Soc. London*, **133**, 559-571.
- O'neil, J.R., Shaw, S.E. and Flood, R.H. (1977), Oxygen and hydrogen isotope compositions as indicator of granite genesis in the New England Batholith, Australia. *Contrib. Mineral. Petrol.*, **62**, 313-328.
- Pichavant, M. (1981), An experimental study of the effect of boron on a water saturated haplogranite at 1 kbar vapour pressure. *Contrib. Mineral. Petrol.*, **76**, 430-439.
- Piwinskii, A.J. (1968), Experimental studies of igneous rock series of central Sierra Nevada batholith, California. *J. Geol.*, **76**, 548-570.
- Piwinskii, A.J. (1973), Experimental studies of igneous rock series, central Sierra Nevada batholith, California: part II. *N. Jb. Mineral. Mh.*, 193-215.
- Piwinskii, A.J. (1974), Experimentelle Untersuchungen an granitischen Gesteinen von den südlichen Coast-Range, Transverse-Range und der Mojave-Wüste, Kalifornien. *Fortschr. Mineral.*, **51**, 240-255.
- Piwinskii, A.J. and Wyllie, P.J. (1968), Experimental studies of igneous rock series: a zoned pluton in the Wallowa batholith, Oregon. *J. Geol.*, **76**, 205-234.
- Pupin, J.P. (1980), Zircon and granite petrology. *Contrib. Mineral. Petrol.*, **73**, 207-220.
- Robertson, J.K. and Wyllie, P.J. (1971), Rock-water systems, with special reference to the water-deficient region. *Amer. J. Sci.*, **271**, 252-277.
- Sasaki, A. and Ishihara, S. (1979), Sulfur isotope composition of the magnetite-series and ilmenite-series granitoids in Japan. *Contrib. Mineral. Petrol.*, **68**, 107-115.
- 佐藤 啓生, 石原舜三(1983), 西南日本外帯と北海道日高帯の花崗岩類の主成分化学組成による比較. 岩鉱, **78**, 324-336.
- Shand, S.J. (1951), Eruptive rocks. pp.488, J. Wiley and Sons, New York.
- Shearer, C.K. (1981), Hardwick pluton: the occurrence of "S-type" and "I-type" granitoids in a single intrusive unit. *EOS, Trans. Amer. Geophys. Union*, **62**, 436.
- 柴田秀賢(1958), 本邦花崗岩類の化学成分による区分. 藤本治義教授還暦記念論文集, 420-426.
- 柴田 賢(1978), 西南日本外帯における第三紀花崗岩貫入の同時代性. 地調月報, **29**, 551-554.
- 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.
- Shibata, K. and Nozawa, T. (1967), K-Ar ages of granitic rocks from the Outer Zone of Southwest Japan. *Geochem. J.*, **1**, 131-137.
- 高橋正樹(1980), 変動帯における大量珪長質マグマ活動と上部地殻形成. 月刊地球, **2**, 837-845.
- Takahashi, M., Aramaki, S. and Ishihara, S. (1980), Magnetite-series/ilmenite-series vs. I-type/S-type granitoids. *Mining Geol. Spec. Issue*, **8**, 13-28.
- Taylor, H.P. Jr. (1968), The oxygen isotope geo-

- chemistry of igneous rocks. *Contrib. Mineral. Petrol.*, **19**, 1-71.
- Thompson, A.B. (1976), Mineral reactions in pelitic rocks: II. Calculation of some P-T-X (Fe-Mg) phase relations. *Amer. J. Sci.*, **276**, 425-454.
- Thornton, C.P. and Tuttle, O.F. (1956), Applications of the differentiation index to petrologic problems. *Bull. Geol. Soc. Amer.*, **67**, 1738-1739.
- Tuttle, O.F. and Bowen, N.L. (1953), Origin of granite in the light of experimental studies in the system $\text{NaAlSi}_3\text{O}_8$ - KAlSi_3O_8 - SiO_2 - H_2O . *Geol. Soc. Amer., Mem.* 74, pp.153.
- Van der Molen, I. and Paterson, M.S. (1979), Experimental deformation of partially-melted granite. *Contrib. Mineral. Petrol.*, **70**, 299-318.
- Winkler, H.G.F. and Breitbart, R. (1978), New aspects of granitic magmas. *N. Jb. Mineral. Mh.*, 463-480.
- Wyllie, P.J. and Tuttle, O.F. (1961 a), Hydrothermal melting of shales. *Geol. Mag.*, **98**, 56-66.
- Wyllie, P.J. and Tuttle, O.F. (1961 b), Experimental investigation of silicate system containing two volatile components. Part II: the effects of NH_3 and HF , in addition to H_2O on the melting temperatures of albite and granite. *Amer. J. Sci.*, **259**, 128-143.

補 足

紀伊半島における秩父帯の分布は、従来のほぼ東西に連続する帯状分布とは異なっていることが明らかになってきた(例えば、栗本, 1982; 竹内・大和大峯研究グループ, 1984)。ここでいう仏像構造線は、秩父帯南縁部と四万十帯を境する構造線、およびその延長である。

栗本史雄(1982), 和歌山県高野山南西方のいわゆる秩父系 ——上部白亜系花崗層—— 地質雑, 88, 901-914.

竹内靖夫・大和大峯研究グループ(1984), 紀伊山地中央部の秩父帯・四万十帯(その11) ——大滝地域 —— 地質学会講演要旨, 172.