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微量元素組成

Trace elements behavior in Miocene I-type and S-type granitic rocks
in the Ohmine district, central Kii peninsula

村 田 守 (Mamoru Murata)*
吉 田 武 義 (Takeyoshi Yoshida)**

The Ohmine granitic rocks of Miocene age occur in the central Kii peninsula, Outer Zone of Southwest Japan. These rocks fall into two distinct types; S-type and I-type (Dorogawa and Shirakura rocks). Trace elements (Ba, Ce, Co, Cr, Cs, Nb, Ni, Rb, Sc, Sr, Y, Zr, and F) of the rocks were determined by photon activation, colorimetry, and ion-electrode analyses. The S-type granitic rocks are high in SiO_2 , F, and Rb/Sr and low in Sr compared with the I-type ones. The Shirakura rocks formed early stage in the intrusive sequence are higher in D.I., Ce, Rb, and Nb and lower in $\text{MgO}/(\text{MgO} + \text{FeO})$, Co, Cr, Ni, and Sr than the Dorogawa ones. The S-type magma, from which biotite, plagioclase, and orthoclase must have fractionated, would be formed by partial melting of biotite and orthoclase containing sedimentary and/or metasedimentary rocks at about 700°C and 5 kbar. The I-type granitic rocks were probably generated by partial melting of Ca-amphibole and plagioclase containing intermediate igneous and/or metaigneous rocks. Fractional crystallization mainly of plagioclase, Ca-amphibole, and biotite must have occurred in the I-type magma. The Shirakura magma would be produced by lower degree of partial melting than the Dorogawa one. The crystallization course of the I-type magma was different from that of the S-type one; orthoclase precipitated next to quartz in the I-type magma, on the contrary quartz crystallized after orthoclase in the S-type magma. On the basis of trace elements behavior, it is unlikely that the granitic rocks are products of large scale magma-crust interaction and of mixing between basaltic and granitic magmas.

On the criteria of alumina saturation and isotope ratio, revised classification of calc-alkali granitic rocks are proposed; C-type (sub to metaluminous, $\text{Sr}/\text{Io} > 0.708$) and W-type (per-aluminous, $\text{Sr}/\text{Io} < 0.708$) in addition to I-type and S-type. C-type rocks are, however, not found yet. The parental materials and fractionating phases of the I-type, W-type, and the S-type in the world are estimated from published data. The estimated parental materials and fractionating phases of the I- and W-type and the S-type are the same as those of the Ohmine I-type and the Ohmine S-type, respectively. The I- and W-type rocks are, therefore, in lower range of Rb/Sr than the S-type ones. Many I- and W-type granitic rocks occur in mature continental regions composed of basaltic and granitic layers. The S-type granitic rocks would, on the other hand, occur in the regions consisting of immature crust without basaltic layer (e.g. southern part of the Outer Zone of Southwest Japan), and in the regions of crust exceeding 50 km in thickness such as continental margins (e.g. western Bolivia) and continent-continent collision zone (e.g. High Himalaya).

* 東北大学理学部岩石鉱物鉱床学教室 (現在: 理学電機工業株式会社)

** 東北大学理学部岩石鉱物鉱床学教室

(昭和 59 年 12 月 28 日受付
昭和 60 年 3 月 25 日受理)

I. はじめに

西南日本外帯に分布する中新世花崗岩質岩 (14 Ma, 柴田, 1978) は、従来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; Ōba, 1962; 中田・高橋, 1979)。また、不透明鉱物にもとづく分類でも、全てチタン鉄鉱系に属するとして一括して扱われた (Ishihara, 1977)。最近, Takahashi *et al.* (1980) は、これら花崗岩質岩を内陸側の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した。この帯状配列の成因として、高橋 (1980) は苦鉄質マグマと堆積岩類との大規模相互反応の程度の差と考えた。一方、村田 (1984) は地下約 20 km の地殻構成物質が南北方向に不均一であり、それらが部分熔融することにより花崗岩質岩の帯状配列が生じたと考えた。

紀伊半島中部、大峯地域には、11~16 Ma に活動し、互いに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タイプ花崗岩質岩にほぼ相当する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、本邦で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, 1984)。そこで、両者の違いを明らかにするために、大峯花崗岩質岩の岩石学的諸特徴が研究されてきた (村田, 1982, 1984; Murata *et al.*, 1983)。本報では、光量子放射化法等による微量化学組成から、主要化学組成のみでは明らかでなかった大峯IおよびSタイプ花崗岩質岩の組成変化径路の差異の原因を明らかにする。その結果にもとづき、村田 (1984) に従い再分類した世界各地の花崗岩質岩の発生と分化について論じる。

II. 地質概説

大峯地域の地質概略図を Fig. 1 に示した。

本地域は、北部に三疊紀の秩父累層群、中~南部の広域に三疊紀~第三紀 (中新世前期) の四万十累層群、南部に四万十累層群を不整合に被る熊野層群 (中期中新世) が分布する。

大峯花崗岩質岩は、上述の堆積岩類をすべて非調和的に貫く細粒斑状花崗閃緑岩~花崗岩である (金子, 1976; Kawasaki, 1980; 村田, 1982)。その K-Ar 年代は 11.6~15.6 Ma (Shibata and Nozawa, 1967; Itaya *et al.*, 1982) であり、中新世の活動を示してい

る。

大峯花崗岩質岩は、南北約 40 km・東西約 10 km の範囲に点在する7つの小岩体からなる (Fig. 1)。これらを北から洞川・白倉・川迫・旭・天狗山・白谷・片川~棕呂岩体と名づけた (村田, 1982)。洞川岩体は優黒色 Ca 角閃石花崗閃緑岩~花崗岩、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。これらの花崗岩質岩は、鉱物組み合わせ・主要化学組成 (村田, 1982)、および Sr・O・S 同位体比 (岡本・本間, 1983; 上田, 未公表) から、それぞれ典型的なIタイプ花崗岩質岩 (洞川・白倉岩体) およびSタイプ花崗岩 (川迫・旭・天狗山・白谷・片川~棕呂岩体) からなることが明らかとなった (村田, 1984)。ここで用いられた "I および S タイプ" は、Chappell and White (1974) の分類にもとづき、村田 (1984) が再定義した成因を含まない記載岩石学的用語である。

両タイプ花崗岩質岩の貫入順序は次のとおりである。白倉花崗岩は川迫花崗岩に貫かれること、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、白倉・川迫・洞川花崗岩質岩の順に貫入したと推定された (村田, 1984)。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 (Itaya *et al.*, 1982) を示し、野外で推定された貫入順序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。これらの岩石学的特徴は、大峯Sタイプ花崗岩のそれと同じである (村田, 1982)。熊野酸性岩の K-Ar 年代は 14~17 Ma (河野・植田, 1964; Shibata and Nozawa, 1967) を示し、大峯花崗岩質岩と同様に、中期中新世を示している。しかし、両者が直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. 大峯IおよびSタイプ花崗岩質岩の岩石学的特徴

Iタイプ花崗岩質岩に属するのは、洞川および白倉花崗岩質岩である。両者の鉱物組み合わせは同じであるが、その組織および全岩主要化学組成が異なることから、両者を区別して扱う。一方、Sタイプ花崗岩質岩に属する川迫・旭・天狗山・白谷・片川~棕呂花崗岩は、鉱物組み合わせや組織に差がなく、全岩主要化学組成も一連の変化径路を示すので、一括して扱った。

Fig. 1. Geological sketch map of the Ohmine district (after Murata, 1982).

Stars show the location of specimen studied in Murata (1982) and this study. Triangles show mountain peaks with height above sea level in meters. G. stands for Group; A.R., acidic rocks; I, intrusive; T.L., tectonic line.

1. Iタイプ花崗岩質岩

(1) 洞川花崗岩質岩

洞川岩体の岩石(D・SKD)は、微細粒*~細粒斑状花

崗閃緑岩および花崗岩である。構成鉱物記載表をTable 1に示した。主成分鉱物は、斜長石・正長石・石英・Ca角閃石・黒雲母である。副成分鉱物として、電

* 石基の平均粒径が0.4 mm未満0.08 mm以上を細粒、それ未満を微細粒とした(村田, 1982)。

Table 1. Constituent minerals of the Ohmine granitic rocks

		pl ph gm	or ph gm	qz ph gm	cpx	opx	ho	bi	ms	po	py	cp	aspy	il	rt	cd	sill	gar	sp	co
I-type	Dorogawa	++	+	-	+	+	r	+	+	+	-	+	+	+	-	-	-	-	-	-
	Shirakura	++	+	++	+	+	+	+	+	+	-	+	+	+	-	-	-	-	-	-
S-type	Kose	+	+	++	+	++	+	-	-	-	+	+	+	+	+	+	-	-	-	-
	Asahi	++	+	++	++	++	+	-	-	-	+	+	+	+	+	-	-	-	-	-
	Tenguyama	+	+	++	++	++	++	-	-	-	+	+	+	+	+	+	+	-	+	+
	Shiratan	+	+	++	++	++	++	-	+	-	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+
	Katago-Mukuro	+	+	++	++	++	++	-	-	-	+	+	+	+	+	-	-	-	-	-

pl stands for plagioclase; or, orthoclase; qz, quartz; cpx, clinopyroxene; opx, orthopyroxene; ho, Ca-amphibole; bi, biotite; ms, muscovite; po, pyrrhotite; py, pyrite; cp, chalcopyrite; aspy, arsenopyrite; il, ilmenite; rt, rutile; cd, cordierite; sill, sillimanite, andalusite and fibrolite; gar, garnet; sp, green spinel; co, corundum; ph, phenocryst; gm, groundmass; ++, abundant; +, present; r, rare; -, absent.

電気石・リン灰石・スフェーン・ジルコン・チタン鉄鉱・磁硫鉄鉱・黄鉄鉱および黄銅鉱が認められる。この岩石の特徴は、正長石が斑晶として存在せず、石英と正長石からなる微文象連晶が有色鉱物および斜長石の斑晶および石英微斑晶間を充填することである。

鉱物化学組成の特徴(村田, 1984)は以下のとおりである。斑晶および石基斜長石の化学組成に有意の差はなく、ともに An 65~11 の範囲を示す。正長石は Or 59~94 の組成範囲を示す。黒雲母は単独で出現する場合と淡褐色の Ca 角閃石とクロットを作る場合とがある。両者に化学組成の違いは認められない。黒雲母の化学組成(O=22)は、Si が 5.64~6.0, Mg/(Mg+Fe+Mn) 値(以下に mg 値と略記する)が 0.46~0.71 の範囲である。Ca 角閃石の化学組成(O=23)は、Si が 7.42~7.92, Mg/(Mg+Fe) 値が 0.50~0.79 の範囲である。チタン鉄鉱は、MnTiO₃ モルが 6.6~10.9, Fe₂O₃ モルが 0.9~3.7 の範囲である。分析された 97 粒の磁硫鉄鉱のうち、68 粒(70%, 同源捕獲岩のそれも含めると 142 粒中 105 粒の 74%)に Ni が検出された。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いる(Murata *et al.*, 1983)。しかしながら、Ni の検出される割合は早期に結晶化した磁硫鉄鉱の方が多いことから、Ni 量はあまりサブソリダス反応の影響を受けておらず、この割合は結晶作用ステージの指標となり得ると考えられる(村田, 1984)。

洞川花崗岩質岩の全岩主要化学組成は、他の大峯花崗岩質岩に比べると、SiO₂ に乏しく(61.7~66.1%), FeO^t (3.8~5.0%)・MgO (2.5~3.1%)・CaO (3.7~5.6%)に富んでいる(村田, 1982)。これらのMgO/

(MgO+FeO^t) 比は 0.36~0.43 と高い。Sr 初生値・ $\delta^{18}\text{O}$ 値・ $\delta^{34}\text{S}$ 値は、各々 0.7051~0.7058・7.2~7.6‰・-3.6‰である(岡本・本間, 1983; 上田, 未公表)(Table 2)。

(2) 白倉花崗岩

白倉岩体の岩石(SKK)は、微細粒~細粒斑状 Ca 角閃石花崗岩である。主成分鉱物は、斜長石・正長石・石英・Ca 角閃石・黒雲母である。副成分鉱物として、電気石・リン灰石・スフェーン・チタン鉄鉱・磁硫鉄鉱・黄鉄鉱・黄銅鉱が認められる。この岩石には、正長石斑晶がみられ、石英と正長石からなる微文象連晶は存在しない。この特徴は、同じ I タイプに属する洞川花崗岩質岩と異なり、後述の S タイプ花崗岩質岩と同じである。

鉱物化学組成(村田, 1984)の特徴は以下のとおりである。斜長石および正長石は、それぞれ An 53~9 および Or 43~93 の組成範囲を示す。これらは、斑晶・石基間に有意の化学組成差はない。黒雲母は、単独で出現する場合と緑色の Ca 角閃石とクロットを作る場合とがある。両者に化学組成の差は認められない。黒雲母の化学組成(O=22)は、Si が 5.61~6.0 と洞川花崗岩質岩のそれと大きな違いはないが、mg 値は 0.14~0.35 と洞川花崗岩質岩のそれ(0.46~0.71)とは明瞭な差がある。Ca 角閃石の化学組成(O=23)は Si が 6.21~7.88, Mg/(Mg+Fe) 値が 0.02~0.44 の範囲であり、洞川花崗岩質岩のそれら(7.42~7.92 および 0.50~0.79)と大きく異なっている。チタン鉄鉱は、MnTiO₃ モルが 4.3~6.1, Fe₂O₃ モルが 1.8~3.5 の範囲である。磁硫鉄鉱量は洞川花崗岩質岩に比べて極めて少量である。これは S 含有量が白倉および洞川花

Table 2. Characteristic features of the Ohmine I-type 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
D.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 I ₀ 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).

崗岩質岩で、それぞれ 11 および 138 ppm(上田, 未公表)と差のあることを反映している。分析された磁鉄鉱 2 粒には、Ni は検出されなかった。

白倉花崗岩の全岩主要化学組成は、洞川花崗岩質岩の組成変化径路の延長上の組成を示さず、後述する S タイプ花崗岩質岩の変化径路の延長上の組成を示している(村田, 1982)。白倉花崗岩は、SiO₂ (64.6~66.0%) および MgO (0.6~0.9%) に乏しく、FeO^t (4.9~6.9%) および CaO (2.7~3.1%) に富む。また、MgO/(MgO+FeO^t) 比は 0.08~0.15 と低い。Sr 初生値・ $\delta^{18}\text{O}$ 値・ $\delta^{34}\text{S}$ 値は、各々 0.7049・7.4‰・-2.7‰である(岡本・本間, 1983; 上田, 未公表)(Table 2)。

2. S タイプ花崗岩

川迫(K)・旭(A)・天狗山(T)・白谷(ST) 岩体の岩石は、微細粒~細粒斑状花崗岩である。また、片川~棕呂(KM) 岩体の岩石は、花崗斑岩とそれに伴われる石英斑岩である。これらの岩石は、Ca 角閃石を含まず、白雲母を含む。主成分鉱物は、斜長石・正長石・石英・黒雲母・白雲母である。斜方輝石・ガーネット・コーディエライト・紅柱石・珪線石を含むこともある。副成分鉱物として、電気石・リン灰石・スフェーン・ジルコン・モナズ石・ルチル・螢石・緑色スピネル・チタン鉄鉱・磁鉄鉱・硫鉄鉱・黄鉄鉱・黄銅鉱が

認められる。正長石は斑晶として存在する。より優白色の岩石には、石英・螢石・緑泥石・緑閃石・炭酸塩鉱物からなるミクロリチック空隙が発達する。

鉱物化学組成(村田, 1984)の特徴は以下の通りである。斜長石および正長石は、それぞれ An 56~7 および Or 46~94 の組成範囲を示す。これらは、斑晶・石英間の化学組成に有意の差はない。黒雲母は、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・ガーネット等とクロットを作る場合とがあるが、その産状の違いによる化学組成の差は認められない。黒雲母の化学組成(O=22)は、Si が 5.25~5.69 であり I タイプ花崗岩質岩のそれ(5.61~6.0)よりも乏しいが、mg 値は 0.07~0.61 と大きな違いは認められない。チタン鉄鉱は、MnTiO₃ モルが 3.5~34.2, Fe₂O₃ モルが 4.1 以下の範囲である。これは I タイプ花崗岩質岩のそれに比べるとより広い組成範囲を示す。分析された 87 粒の磁鉄鉱のうち 1 粒(1%, アルミナに富む鉱物クロットに包有されるものも含めると 152 粒中 2 粒の 1%)に Ni が検出された。

S タイプに属する 5 岩体の岩石の全岩主要化学組成は、一連の組成変化径路を示す(村田, 1982)。これらの全岩主要化学組成は、大峯 I タイプ花崗岩質岩のそれよりも SiO₂ (69.0~76.0%) に富み、FeO^t (0.9~

Table 3. Nickel and chromium contents of some selected granitic rocks and geochemical standard

sample	(ppm)	method
<i>Ni</i>		
JG1	8.2	AVC Ando et al.(1974)
JG1	6.1	AA Nagura and Iida(1968)
JG1	8	CA this study
JG1	6	CA this study
SKD2	34	CA this study
SKD2	38	PA Murata et al.(1983)
SKD2T	29	CA this study
SKD2T	35	AA Tanaka(unpublished)
ST3	9	CA this study
ST3	13	PA Murata et al.(1984)
ST3T	11	CA this study
ST3T	10	AA Tanaka(unpublished)
<i>Cr</i>		
SKD2	83	PA this study
SKD2T	89	AA Tanaka(unpublished)
ST3	32	PA this study
ST3T	21	AA Tanaka(unpublished)

Samples accompanying T are powdered with agate mortar and others with steel and agate mortars. AVC, consensus average value; AA, atomic absorption spectrometry; CA, colorimetry; PA, photon activation analysis.

4.1%)・MgO (0.1~1.2%)・CaO (0.4~2.8%) に乏しい。これらの MgO/(MgO+FeO) 比は 0.06~0.27 である。Sr 初生値・ $\delta^{18}\text{O}$ 値・ $\delta^{34}\text{S}$ 値は、各々 0.7083~0.7086・9.8~11.5‰・-16.2‰ である(岡本・本間, 1983; 上田, 未公表)(Table 2)。

IV. 微量元素の分析とその結果

1. 分析方法

Ba・Ce・Cr・Co・Cs・Nb・Rb・Sc・Sr・Y・Zr は光量子放射化法(Yoshida et al., 1981), F はイオン電極法(蟹沢, 1978), Ni は比色法(日本化学会, 1966 を一部改変)で求められた。Ni の比色に際し, 名倉・飯田(1968)の有機溶媒抽出法(MIBK 法)により, Fe の影響を除去した。

光量子放射化法およびイオン電極法の分析精度については, Yoshida et al. (1981) および蟹沢(1978)に示されている。Ni の比色法による分析精度を知るために, JG1 が分析された。その結果得られた JG1 の Ni 含有量は, 6 および 8 ppm である(Table 3)。この値は, Ando et al. (1974) が編集した分析値(6~20 ppm, 平均 9.1 ppm, 2 σ 内の分析値の平均は 8.2 ppm)と良く一致している。本法の再現性および正確度はと

もに良いと言える。

大峯花崗岩質岩の全岩湿式化学分析に用いた試料は, 鉄スタンプミルおよび鉄鉢で 24 メッシュ以下に粉碎された。この過程の最末期のごく少量の岩片については, ステンレス鉢を用い, その後自動メノウ乳鉢で粉末試料とした。そのために, 試料作成時のステンレス鉢からの Ni および Cr の汚染の程度を知る必要がある。そこで, 約 2 mm 厚さの岩石薄片をメノウ鉢のみを用いて作製した試料(Table 3 で試料番号の末尾に T をつけて表示)と全岩湿式化学分析に用いた試料とを比較した(Table 3)。その結果, 両者の Ni および Cr 含有量に有意の差が認められなかったので, 全岩湿式化学分析に用いた粉末試料を用いて, 微量化学組成の分析を行なった。なお, 原子吸光法による分析(Table 3 で AA と表示)は, 山形大学理学部でなされた(田中, 未公表)。

2. 微量化学組成

微量化学組成ならびに湿式重量分析法により求めた全岩主要化学組成(村田, 1982)を Table 4 に示した。微量化学組成変化図を Fig. 2 に示す。同図の横軸には, 無水に再計算した SiO₂ wt% をとった。

大峯 I タイプ花崗岩質岩は, その全岩主要化学組成および構成鉱物化学組成が異なることから, 洞川・白倉花崗岩質岩として区別されてきた(村田, 1982, 1984)。洞川花崗岩質岩の微量元素は, SiO₂ wt% が増加するにつれ Co・Nb・Sc・Sr・Y は減少, Cr・Ni・Rb は増加, Ba・Ce・Zr・F はほぼ一定である。一方, 白倉花崗岩の場合, SiO₂ wt% の組成幅が少ないことから, 微量元素の組成変化径路は明らかではない。しかしながら, SiO₂ wt% のほぼ等しい両花崗岩質岩の微量化学組成を比較すると, Co・Cr・Ni はより早期に活動した白倉花崗岩の方が明らかに乏しく, Ce・Nb・Rb・Y・Zr は洞川花崗岩質岩の方が乏しい。

白倉花崗岩の全岩主要化学組成は, 大峯 S タイプ花崗岩のその変化径路の延長上の値に近く(村田, 1982), 両者を全岩主要化学組成のみから区別するのは困難であった。しかしながら, 微量化学組成の変化径路から, 両者を区別することができる。白倉花崗岩の Ce・Cr・Ni・Sc・F 含有量は後述する大峯 S タイプ花崗岩のそれらの変化径路の延長上の値より低く, Rb 含有量はより高い値を示す。

大峯 S タイプ花崗岩は, 川迫・旭・天狗山・白谷・片川・椋呂の独立した 5 岩体からなる(Fig. 1)。これらは, 鉱物組み合わせや組織に差がなく, 全岩主要化学組成および構成鉱物化学組成はともに一連の変化径

Table 4. Chemical analyses of the Ohmine I-type and S-type granitic rocks

	I-type				S-type													
	Dorogawa				Shirakura													
	D3	D4	SKD1	SKD2	SKK1	SKK2	K1	T2	ST1	ST2	ST3	ST4	ST8	ST10	KM1			
SiO ₂	64.67	65.43	61.91	64.22	64.64	65.97	72.71	75.79	68.97	69.84	70.48	71.05	74.61	75.98	73.59			
TiO ₂	0.38	0.35	0.53	0.41	0.32	0.38	0.16	0.12	0.38	0.44	0.34	0.35	0.16	0.12	0.23			
Al ₂ O ₃	15.83	15.63	16.43	15.61	15.18	15.33	14.18	13.25	15.73	14.45	14.13	14.26	13.54	13.30	13.48			
Fe ₂ O ₃	0.97	0.33	0.82	1.33	2.00	0.51	0.62	0.22	0.52	0.83	0.50	0.40	0.21	0.27	0.46			
FeO	3.55	4.35	4.25	3.78	5.07	4.40	1.91	0.89	3.15	3.38	2.86	2.94	1.20	0.85	1.77			
MnO	0.08	0.10	0.09	0.07	0.06	0.04	0.05	0.04	0.06	0.08	0.05	0.03	0.03	0.02	0.05			
MgO	3.13	2.88	2.85	2.80	0.61	0.87	0.45	0.14	0.96	1.11	1.20	0.92	0.22	0.20	0.33			
CaO	3.82	3.68	5.54	4.55	2.70	3.06	1.34	0.45	1.94	2.83	2.32	1.75	0.82	0.92	1.27			
Na ₂ O	3.50	3.42	3.65	3.60	4.55	4.47	3.28	3.20	3.66	3.39	3.38	3.43	2.95	3.11	3.14			
K ₂ O	2.64	2.66	1.98	2.54	3.09	3.18	4.18	5.00	3.22	2.33	3.66	3.54	5.41	4.55	4.11			
H ₂ O ⁺	1.27	1.01	1.72	0.75	1.14	1.01	0.75	0.86	0.86	0.46	0.66	0.79	0.55	0.43	0.93			
H ₂ O ⁻	0.30	0.32	0.23	0.30	0.46	0.10	0.22	0.25	0.22	0.38	0.11	0.25	0.20	0.19	0.26			
P ₂ O ₅	0.12	0.10	0.24	0.14	0.12	0.23	0.20	0.03	0.19	0.10	0.10	0.04	0.03	0.03	0.03			
Total	100.26	100.26	100.24	100.09	99.94	99.55	100.05	100.24	99.86	99.62	99.79	99.75	99.93	99.97	99.65			
(ppm)																		
Ba	420	488	442	343	532	432	429	335	573	608	655	608	733	661	614			
Ce	44	44	40	45	58	53	31	18	46	65	45	59	38	40	32			
Co	16	14	17	14	3	9	3	2	5	6	7	5	1	2	2			
Cr	107	99	63	83	11	9	9	tr	19	18	32	22	15	7	9			
Cs	6	8	5	7	8	5	14	10	8	7	8	6	6	7	3			
Nb	8	9	10	9	17	14	8	8	9	14	11	10	8	8	10			
Ni	46	43	19	34	2	4	9	3	7	6	9	10	4	3	7			
Rb	97	113	84	106	138	151	207	227	142	112	142	137	182	202	179			
Sc	11	10	18	12	11	11	3	3	13	11	10	9	5	2	7			
Sr	189	194	260	215	203	243	102	22	146	152	141	142	77	80	129			
Y	23	22	28	23	49	28	24	28	32	41	31	43	38	35	32			
Zr	169	176	174	155	352	186	94	63	230	314	247	292	126	105	130			
F	568	460	510	641	687	696	1074	1164	1216	1042	1077	891	962	729	1121			
D.I.	65.39	65.48	59.05	64.30	74.86	75.43	86.62	93.80	79.06	74.89	79.35	81.46	91.60	91.55	87.50			
A/CNK	1.02	1.03	0.90	0.92	0.96	0.94	1.15	1.15	1.21	1.09	1.03	1.13	1.11	1.13	1.13			
M	0.41	0.38	0.36	0.36	0.08	0.15	0.15	0.11	0.21	0.21	0.27	0.22	0.14	0.16	0.13			
Rb/Sr	0.51	0.58	0.32	0.49	0.68	0.62	2.03	10.56	0.97	0.74	1.01	0.96	2.38	2.53	1.39			
K/Rb	230	198	201	201	190	178	169	184	191	175	216	218	249	188	194			

D.I., norm Qtz+ab; A/CNK, mole Al₂O₃/(CaO+Na₂O+K₂O); M, weight MgO/(MgO+FeO⁺).

路を示すことから、一括して扱われてきた(村田, 1982, 1984)。大峯Sタイプ花崗岩の微量化学組成変化も、Fig. 2に示したように一連の変化径路を示す。これら岩石の微量化学組成は、SiO₂ wt% 増に応じて、Ce・Co・Cr・Sc・Sr・Zrは減少、Nb・Ni・Yは微減、一方、Rbは増加する。大峯Sタイプ花崗岩の微量元素含有量は、洞川花崗岩質岩のそれらよりも、Co・Cr・Ni・Srに乏しく、Rb・Y・Fに富んでいる。

Ni-Sr図およびCr-Sr図をFig. 3a・bに示す。大峯IおよびSタイプ花崗岩質岩では、SiO₂ wt% が増すにつれて、Ni・Crはともに減少し、両タイプ花崗岩質岩のNi・Cr含有量に差はみられなくなる。しかしながら、Sr含有量は明らかに異なり、Sタイプ花崗岩では22~152 ppmであるのに対し、Iタイプに属する洞川および白倉花崗岩質岩では189~260 ppmと高く(Table 4)、両者はほぼ170 ppmで境される(Fig. 3a・b)。大峯Sタイプ花崗岩のNi-SrおよびCr-Srの変化径路は、Iタイプの変化径路と異なり、重複する部分もない。

Rb-Sr図およびBa-Rb図をFig. 4a・bに示す。大

峯IおよびSタイプ花崗岩質岩のRb/Sr比は、ほぼ0.7で区別できる(Table 4)。洞川および白倉花崗岩質岩のRb/Sr比は、各々0.32~0.58および0.62~0.68であるのに対し、Sタイプ花崗岩の同比は0.74~10.56である。Sタイプ花崗岩のRb-Sr図(Fig. 4a)上の変化径路はIタイプ花崗岩質岩と異なり、重複する部分もない。白倉花崗岩のRb・Sr含有量は、洞川花崗岩質岩の変化径路とは離れた位置を占める。同様のことが、Ba-Rb図(Fig. 4b)でも示される。Sタイプ花崗岩の変化径路はIタイプ花崗岩質岩と異なり、重複する部分もない。また、白倉花崗岩のBa・Rb含有量も、洞川花崗岩質岩の変化径路とは離れた位置を占める。

Iタイプに属する洞川および白倉花崗岩質岩のK/Rb比は、198~230および178~190であり、Sタイプ花崗岩のそれは169~249であり(Table 4)、両者に有意の差はない。また、岩石のSiO₂ wt% が増加しても、K/Rb比に規則的な変化は認められない。

RbとFの関係をFig. 5に示す。同図には比較のために東北日本第四紀那須帯の岩手火山(石川ら, 1982)

Fig. 2. SiO₂-trace elements variation diagram.

および八幡平火山（吉田ら，1983）の火山岩類を黒四角で，Aタイプ（Loiselle and Wones, 1979）に属する足摺岬火成岩類（村上ら，1983；村上・増田，1984）を白四角で，またIおよびWタイプ（後述）に属する北上花崗岩質岩（蟹沢ら，1984）を小黑丸で示した。東北日本第四紀火山岩では，RbとFはよい直線性を示している。一方，北上花崗岩質岩は，Rbが増加するにつれてFも増加するという上に凸の一連の変化径路を示す。大峯Iタイプ花崗岩質岩は，北上IおよびWタイプ花崗岩質岩の変化径路の延長上の組成を示している。一方，大峯Sタイプ花崗岩質岩は，IおよびWタイプ花崗岩質岩よりもRb・Fともに富んでいる。Koetong Suite（Price, 1983）のSタイプ花崗岩のRb・F含有量は，大峯Sタイプ花崗岩のそれとほぼ同じである。足摺岬Aタイプ火成岩類のRb・F含有量も大峯Sタイプ花崗岩のそれらとほぼ同様の組成範囲を示す。

V. 考 察

大峯IおよびSタイプ花崗岩質岩の微量化学組成の変化径路の違いについて，以下に考察を行なう。Fig. 4 a・bには，Rb-Sr図およびBa-Rb図を示した。同図には，分別結晶作用（FC）および平衡部分熔融（PM）による液の組成変化径路*も示した。この変化径路は，Hanson (1978)の計算法により求めた。酸性岩の珪酸塩鉱物と液とのBa・Rb・Srの分配係数は，Brown *et al.* (1981)でまとめられたものを用いた。これらの値は，液の化学組成やその構造，鉱物化学組成や共存鉱物相の違いおよびサブソリダスでの再平衡の程度により，変化し得る。したがって，これらの分配係数の絶対値を直接用いて分別相の量比を求めることは，あまり意味がないであろう。しかしながら，どの鉱物にどの微量元素が濃集し易いという傾向は，大きく変化しないと考えられる。

* 平衡部分熔融による液組成の変化径路は曲線を示すが，ここでは30% 熔融時（Ca 角閃石は10%）の液組成を起源物質組成と結んだ方向で示してある。

Fig. 3. Ni-Sr (a) and Cr-Sr (b) variation diagrams. Small open circle, S-type granitic rocks in the world; small solid circle, I-type and W-type granitic rocks in the world. These data sources are shown in Table 6.

1. 大峯Sタイプ花崗岩

大峯Sタイプ花崗岩は、5つの独立した岩体(川迫・旭・天狗山・白谷・片川～棕呂)からなる (Fig. 1)。しかしながら、その全岩主要化学組成 (村田, 1982)・鉱物化学組成 (村田, 1984) および微量元素組成が全て一連の化学組成変化径路を示すことから、Sタイプ花崗岩質岩は、同一マグマ起源であると判断される。

大峯Sタイプ花崗岩において、 SiO_2 wt% 増に応じて、Fe・Mgと密接な挙動を示すCo・Cr・Ni・ScおよびSrは減少し、Rbは増加する (Fig. 2)。この事実とRb-Srの関係 (Fig. 4a)をみると、岩石の SiO_2 wt%が増加すれば、そのRb-Sr図上の変化径路は、Rbの増加に比べSrの減少が大きい緩かな左上りのなめらかな変化径路を示す。また、Ba-Rb図 (Fig. 4b)では、Rbは増加するが、Baは増加後減少する一連の変化径路を示す。Rb-SrおよびBa-Rb図 (Fig. 4a・b)において、組成変化径路に変曲点が認められる。この変曲点は、黒雲母モード20.9%のST2から10.7~8.9%の

ST1・ST3・ST4までの岩石と7.9%以下の岩石との間に存在する。これは、初期には黒雲母および斜長石の分別結晶作用、変曲点後は正長石および斜長石の分別結晶作用により生じる液の組成変化径路と一致する。また、岩石の SiO_2 wt%増につれて、Co・Cr・Ni・Scは減少する。これはモードでの黒雲母の減少に対応している。したがって、大峯Sタイプ花崗岩質岩の組成変化径路は、初期には主に黒雲母および斜長石の分別結晶作用により、その後は、少量の黒雲母をとともなうが、主に正長石と斜長石の分別結晶作用により形成されたと考えられる。

大峯Sタイプ花崗岩中で、より未分化な岩石 (SiO_2 69~71 wt%) は、大峯Iタイプ花崗岩質岩に比べて、Ba・Rbに富み、Srに乏しい。これは、主に黒雲母と正長石の溶融によって生じる液組成 (Fig. 4a・b)と一致している。したがって、Sタイプ花崗岩は、黒雲母と正長石に富む岩石の部分溶融により生じたと考えられる。村田 (1984) は、約5 kb・700℃の条件で泥質岩

Fig. 4. Rb-Sr (a) and Ba-Rb (b) variation diagrams.

Small open circle, S-type granitic rocks in the world; small solid circle, I-type and W-type granitic rocks in the world. These data sources are shown in Table 6. Also shown is direction which binds the starting material and the melt composition as a result of fractional crystallization (FC) or equilibrium partial melting (PM) of the 30% named phase (except for 10% Ca-amphibole) in acid rocks, respectively. The calculation was performed using the data of Brown *et al.* (1981). pl, plagioclase; Kf, K-feldspar; bi, biotite; ho, Ca-amphibole.

が部分熔融することにより大峯Sタイプ花崗岩が生じると考えた。しかしながら、微量化学組成を検討した結果、起源物質としては上記の条件を満足する岩石ならばさしつかえないことになる。

2. 大峯Iタイプ花崗岩質岩

洞川花崗岩質岩のSiO₂ wt% 増に応じ、Rbは増加し、BaおよびSrは減少する。この変化径路は、斜長石・Ca角閃石・黒雲母の分別結晶作用により生じる液の組成変化径路と一致している。この分別相とSタイプ花崗岩のそれとでは、Ca角閃石および正長石の有無で異なっている。これは、Sタイプ花崗岩では正長石斑晶が存在し、Ca角閃石が存在しないのに対し、洞川花崗岩質岩では正長石斑晶が存在せず、Ca角閃石斑晶が存在するという鏡下観察と一致している。

Iタイプに属する白倉花崗岩は、ほぼ同一時期に同一地域で、洞川花崗岩質岩と密接に活動しており、両者のSr・O・S・C同位体比に差はない (Table 2)。このことから、両者は同一起源物質の部分熔融により生じたものと考えられている (村田, 1984)。しかしながら、次のことから、同一マグマの分別結晶作用により、洞川および白倉両花崗岩質岩を形成することは困難である。第1は、D.I. 値 (Thornton and Tuttle, 1956) が大きく、MgOやコンパチブル元素に乏しい白倉花崗岩の方が、洞川花崗岩質岩よりも早期に活動していることである。第2は、両者の全岩主要化学組成および構成鉱物化学組成が一連の組成変化径路を示さず、異なっている事実である (村田, 1982, 1984)。

主にCa角閃石および斜長石からなる中性火成岩類

Fig. 5. Rb-F variation diagram.

Small open circle, S-type Koetong Suite granitic rocks (Price, 1983); small solid circle, I-type and W-type Kitakami granitic rocks (Kanisawa *et al.*, 1984); small square, A-type igneous rocks from Cape Ashizuri (Murakami *et al.*, 1983; Murakami and Masuda, 1984); solid square, Cenozoic volcanic rocks in Northeast Japan (Ishikawa *et al.*, 1981; Yoshida *et al.*, 1983).

の部分熔融の程度が進むにつれて、生じる液の Ba・Rb は減少することが分かる (Fig. 4a・b)。したがって、部分熔融の程度が低い時に、MgO やコンパチブル元素に乏しく、より D.I. 値の高い液が生じ、これから早期活動物の白倉花崗岩 (14.2 Ma, Itaya *et al.*, 1982) が導かれ、組成の変化した起源物質がさらに部分熔融することにより、MgO やコンパチブル元素に富み、D.I. 値が低く、Ba・Rb に乏しい液が生じ、これから後期活動物の洞川花崗岩質岩 (11.6~12.1 Ma, Itaya *et al.*, 1982) が導かれたと考えられる。したがって、両者の全岩主要化学組成、微量化学組成および鉱物化学組成は、一連の組成変化径路を示さず、互いに独立の組成変化径路を示すのであろう。

大峯 I タイプ花崗岩質岩のより未分化な SiO₂ wt% の乏しい岩石は、Sr に富み、Rb・Ba に乏しい (Fig. 4a・b)。これは、主に Ca 角閃石と斜長石の熔融により

生じた液組成の変化径路と一致している。したがって、I タイプ花崗岩質岩は、Ca 角閃石と斜長石に富む岩石の部分熔融により生じたと考えられる。村田 (1984, Table 7) は、部分熔融の条件 (約 5 kb・700°C) で効果的にメルトを得るために、塩基性岩ではなく中性火成岩を大峯 I タイプ花崗岩質岩の起源物質と考えた。しかしながら、微量化学組成を検討した結果、起源物質としては、Ca 角閃石と斜長石に富む中性火成岩 (花崗閃緑岩~閃緑岩質) およびそれ起源の中性変成岩 (角閃岩) が考えられる。

大峯地域において、同一時期に I および S タイプ花崗岩質岩が活動し、両者はほぼ仏像構造線を境として、北側に I タイプ花崗岩質岩が、南側に S タイプ花崗岩が分布するという特徴がある。この原因として、紀伊半島の地下約 20 km の構成物質が仏像構造線の北側では中性火成岩からなり、南側では泥質堆積岩からな

Fig. 6. Schematic crystallization courses of the Ohmine I-type and S-type granitic rocks illustrated in the system quartz (Qz)-albite (Ab)-orthoclase (Or)-anorthite (An). The courses of the I- and W-types and S-type granitic rocks in the world are the same as those of the Ohmine I-type and S-type ones, respectively.

り、それらの部分熔融により大峯 I および S タイプ花崗岩質岩が生じたためと考えられていた(村田, 1984)。微量化学組成から検討した結果、花崗岩質岩を形成した地下約 20 km の構成岩石は、仏像構造線の北側では Ca 角閃石および斜長石を主要構成鉱物とする中性火成岩(花崗閃緑岩～閃緑岩質)もしくはそれ起源の中性変成岩(角閃岩)であり、南側では黒雲母および正長石を多く含む堆積岩(泥質およびアルコース質)もしくはそれ起源の変成岩であると考えが必要がある。

3. 微量化学組成および鉱物の安定領域からみた組成変化径路

大峯 I および S タイプ花崗岩質岩は、全岩主要化学組成・微量化学組成・鉱物化学組成および各種同位体比が異なることから、異なる起源物質(村田, 1984)と異なる分化径路により生じたことが明らかとなった。両者の分化径路の大きな違いは、Ca 角閃石および正長石の分別の有無である。これら花崗岩質岩を融解実験の結果と比較するために、花崗岩質岩系(Qz-Ab-Or-An 系)で取り扱う。この系における斜長石・石英・正長石の各領域は、圧力(Tuttle and Bowen, 1958; Luth *et al.*, 1964)・含水量(Steiner *et al.*, 1975)・FeO や MgO 含有量(Naney and Swanson, 1980)・CaO 含有量(James and Hamilton, 1969; Johannes, 1984)・F 含有量(Manning, 1981)・B 含有量(Pichavant, 1981)

や CO₂ 含有量(Swanson, 1979)により変化するが、関係の概略に大きな変化はない。したがって、上記の影響を考慮しなくとも、花崗岩質岩系における定性的な議論には大きな問題はないであろう。

微量化学組成の変化径路から、大峯 S タイプ花崗岩では、正長石の分別は認められるが、石英の分別は認められない。したがって、この液の組成変化径路は、斜長石領域から正長石領域に達し、斜長石と正長石の分別結晶作用が進行し、液組成が石英領域に達し、3 相が晶出する径路を示すと考えられる。この変化径路を Fig. 6 に示す。一方、大峯 I タイプ花崗岩質岩では、正長石の分別は認められない。また、洞川花崗岩質岩では、石英の微斑晶は認められるが、正長石は石英と微文象連晶を作り石基を構成している。したがって、大峯 I タイプ花崗岩質岩を形成した液は、斜長石領域から石英領域に達し、斜長石と石英を晶出し続け正長石領域に達したと考えられる (Fig. 6)。

微量化学組成から推定した液組成の変化径路と合成実験から推定される消失順序とを比較する。大峯 I および S タイプ花崗岩質岩の融解実験のデータはないので、西南日本外帯花崗岩質岩の実験データを用いる。西南日本外帯花崗岩質岩の特徴は、ほぼ同時期の活動(14 Ma, 柴田, 1978)を示し、その全岩主要化学組成も同じような組成変化径路を示す(柴田, 1958; Ōba, 1962) ことである。したがって、大峯 I および S タイプ花崗岩質岩の代わりに、全岩主要化学組成の類似した大崩山 I タイプ花崗岩質岩(大場, 1980)および高隈山 S タイプ花崗岩(Yamamoto, 1977)の関係を用いてよいであろう。

大場(1980)は、0.3~2 kb ($P_{H_2O} = P_{total}$) の条件下で、Ca 角閃石・黒雲母花崗閃緑岩(OKS1-OKS4; Ōba *et al.*, 1977) の鉱物の消失順序を明らかにした。その結果、温度上昇とともに、正長石・石英・Ca 角閃石・黒雲母の順に消失することが分った。このことは、Qz-Ab-Or-An 系の場合、斜長石領域にある液が石英領域に達し、さらに結晶作用が進行し、正長石領域に達したことを示している。

一方、S タイプに属する高隈山黒雲母花崗岩(TK01, TK09; Yamamoto, 1975)の場合、1 kb ($P_{H_2O} = P_{total}$) の条件下では、温度上昇につれて、正長石よりも石英の方が先に消失する(Yamamoto, 1977)。このことは、斜長石領域にある液が、正長石領域に達し、分別結晶作用を続けることで石英領域に達したことを示している。以上の実験データは、大峯 I および S タイプ花崗岩質岩の微量化学組成から推定した分別鉱物の差異と

よく一致している。つまり、Sタイプ花崗岩質岩では正長石の分別が認められたのに対し、Iタイプ花崗岩質岩では、正長石の結晶作用が石英よりも遅く開始するために、正長石の分別は認められないのであろう。

以上から、大峯IおよびSタイプ花崗岩質岩の分化経路を次のようにまとめることができる。Iタイプ花崗岩質岩を形成した液は、Ca角閃石・黒雲母・斜長石を分別しつつ、斜長石領域から石英領域に、さらに正長石領域に達したと考えられる。一方、Sタイプ花崗岩を形成した液は、黒雲母・斜長石・正長石を分別していることから、斜長石領域から正長石領域を経て石英領域に達し、最低溶融点組成まで分化し続けたと考えられる。

4. 微量化学組成から検討した花崗岩質岩の生成機構

大峯花崗岩質岩について微量化学組成を検討した。その結果、これらの花崗岩質岩の全岩化学組成の変化経路を形成した分別鉱物の推定のみならず、花崗岩質岩を形成したマグマの起源物質の全岩化学組成および鉱物組み合わせの推定が可能となった。そこで、村田(1984)が提唱した花崗岩質岩の分類法を用い、花崗岩質岩の岩石学的特徴を微量化学組成から検討する。

村田(1984)は、Chappell and White (1974)によって提唱されたIおよびSタイプ花崗岩質岩の分類法を再定義し、同位体比と全岩主要化学組成の規準から、花崗岩質岩を4通りに分類した。これらは、IおよびSタイプ花崗岩質岩と無名称の2つのタイプの花崗岩質

Table 5. Criteria of classification for I-, W-, C-, and S-type granitic rocks

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

C- and W-types were named after Chappell and White (1974).

岩からなる。ここでは無名称の花崗岩質岩に対して、分類法の最初の提案者であるChappellとWhiteにちなみ、CおよびWタイプ花崗岩質岩と名付ける (Table 5)。Sr初生値が0.708より高く、アルミナに不飽和な花崗岩質岩がCタイプ花崗岩質岩であり、Sr初生値が低く、アルミナに飽和した花崗岩質岩がWタイプ花崗岩質岩である。これにより、全ての花崗岩質岩(但し、アルカリ花崗岩質岩を除く)のタイプ分けが可能となった。同位体比の値は、Sr初生値の値にOとS同位体比の規準 (O'Neil and Chappell, 1977; O'Neil *et al.*, 1977; Coleman, 1977, 1979) をつけ加えたものである。したがって、OおよびS同位体比の各値については、大略の範囲を示すものであり、これらの同位体

Table 6. List of I- and W-type granitic rocks and S-type ones

I-type and W-type granitic rocks		
	SiO ₂ wt%	
Captain Bay	48.41-74.23	Perfit <i>et al.</i> (1980)
Kitakami	38.48-74.28	Kanisawa <i>et al.</i> (1984)
Kosciusko	47.25-75.11	Hine <i>et al.</i> (1978)
Ladakh Himalaya	39.80-76.02	Honegger <i>et al.</i> (1982)
Moonbi	57.52-76.21	Chappell(1978)
Ohmine	61.70-66.08	Murata(1982) and this study
Woolley Creek	44.37-76.54	Barnes(1983)
S-type granitic rocks		
	SiO ₂ wt%	
Bhutan Himalaya	69.27-74.62	Dietrich and Gansser(1981)
Koetong Suite	69.35-71.66	Price(1983)
Kosciusko	65.97-75.11	Hine <i>et al.</i> (1978)
Moonbi	69.52-74.92	Chappell(1978)
Ohmine	68.97-75.98	Murata(1982) and this study
Ruby Mountains	73.5 -73.8	Kistler <i>et al.</i> (1981)
Seward Peninsula	72.55-77.08	Hudson and Arth(1983)
South Mountain	66.8 -76.3	McKenzie and Clark(1975)

比の値は、今後若干改変されるかもしれない。

世界各地の花崗岩質岩（先カンブリア紀の岩石とアルカリ花崗岩質岩を除く）を検討する。引用した文献を Table 6 にまとめた。これらは、野外地質・鉱物組み合わせ・全岩主要および微量化学組成（Ni・Cr・Rb・Sr・Ba）・鉱物化学組成・同位体組成が公表されていることという規準で選んだ。そのため、例の数は多くなく、また C タイプ花崗岩質岩の例はない。しかしながら、これらの岩石は地質時代や地質環境が異なっているので、花崗岩質岩の汎世界的な特徴を代表しているであろう。W タイプ花崗岩質岩は、1 つの岩体のなかで I タイプ花崗岩質岩から漸移するものが多いので、ここでは両者を一括して扱う。I および W タイプ花崗岩質岩の SiO₂ wt% は 38.48~76.54% と広い組成範囲を示し、より苦鉄質な岩石も存在するのに対し、S タイプ花崗岩質岩のそれは 65.97~77.08 wt% である。

コンパチブル元素である Ni と Sr および Cr と Sr との関係を Fig. 3a・b に示す。全岩の SiO₂ wt% 増に応じ、I および W タイプ花崗岩質岩の Ni・Cr・Sr 含有量は減少する。同様に、S タイプ花崗岩質岩のそれらも SiO₂ wt% 増に応じて減少する。しかしながら、これらの図における S タイプ花崗岩質岩の組成変化径路は、I および W タイプ花崗岩質岩と重複する部分がなく、明瞭に区別できる。両者の Ni および Cr 含有量に大差はないが、Sr 含有量がほぼ 170 ppm を境として異なっている。また、泥質堆積岩類の Sr 含有量 (300 ppm, Turekian and Wedepohl, 1961) は、S タイプ花崗岩質岩よりも多い。したがって、I および W タイプ花崗岩質岩を形成したマグマが、泥質堆積岩類と大規模相互作用を行い S タイプ花崗岩質岩が生じるという考えは、S タイプ花崗岩質岩の Sr 初生値を満足させても、S タイプ花崗岩質岩の方が Sr に乏しいという微量化学組成上の特徴 (Fig. 3a・b) を説明することはできない。それ故に、I および W タイプ花崗岩質岩を形成したマグマと S タイプ花崗岩質岩を形成したマグマとは、起源物質が異なると考えられる。

I および W タイプ花崗岩質岩と S タイプ花崗岩質岩の Sr・Rb・Ba の組成変化径路の違いについて考察する。これら花崗岩質岩の Rb-Sr 図および Ba-Rb 図を Fig. 4a・b に示した。白丸が S タイプ花崗岩質岩、黒丸ならびに黒三角が I および W タイプ花崗岩質岩である。Rb-Sr 図 (Fig. 4a) では、I および W タイプ花崗岩質岩は SiO₂ wt% 増に応じて、Rb は増加するが、Sr はあまり減少しない。一方、S タイプ花崗岩質岩の場合は、SiO₂ wt% 増に応じて Rb は増加し、Sr は減

Table 7. List of the phase of first disappearance in the hydrothermal experiments of granitic rocks excluding of alkali granites and syenitic rocks

I-type and W-type granitic rocks		First disappearance
<i>Central Sierra Nevada Batholith¹⁾</i>		
101	tonalite	K-feldspar(1-10kb)
102	granodiorite	K-feldspar(1-10kb)
103	granodiorite	K-feldspar(1-10kb)
104	granite	K-feldspar(1-10kb)
<i>Coast and Transverse Ranges and Mojave Desert²⁾</i>		
DR510	quartz diorite	K-feldspar(1-10kb)
DR126	quartz diorite	K-feldspar(1-10kb)
DR109	quartz diorite	K-feldspar(1-10kb)
DRV-4	granodiorite	K-feldspar(1-10kb)
DR321-B	quartz diorite	K-feldspar(1-10kb)
JSP6-2	granodiorite	K-feldspar(1-10kb)
M01B	quartz monzonite	K-feldspar(1-2kb)
<i>Dinkey Lakes, Sierra Nevada³⁾</i>		
HL-29	granite	K-feldspar(10-15kb)
<i>Farrington Complex, North Carolina⁴⁾</i>		
FC-A	granodiorite	K-feldspar(1-3kb)
FC-B	granodiorite	K-feldspar(1-3kb)
FC-C	quartz monzonite	K-feldspar(1kb)
		quartz (2-3kb)
FC-D	quartz monzonite	K-feldspar(1-3kb)
<i>Okueyama granodiorite, Miyazaki⁵⁾</i>		
OKS1	granodiorite	K-feldspar(0.3-2kb)
OKS4	granodiorite	K-feldspar(0.3-2kb)
<i>Wallowa Batholith, Oregon⁶⁾</i>		
766	granodiorite	K-feldspar(1-3kb)
768	granodiorite	K-feldspar(1-3kb)
779	granodiorite	K-feldspar(1-3kb)
678	granodiorite	K-feldspar(1-3kb)
685	granite	K-feldspar(1-3kb)
705	granite	K-feldspar(1-3kb)
774	granite	K-feldspar(1-3kb)
<i>S-type granitic rocks</i>		First disappearance
<i>Harney Peak Granite, South Dakota⁷⁾</i>		
L26	granite	K-feldspar(2-15kb)
<i>Takakumayama granite, Kagoshima⁸⁾</i>		
TK01	granodiorite	quartz (1kb)
TK09	granite	quartz (1kb)

1), Piwinskii (1968, 1973a); 2), Piwinskii (1973b, 1974, 1975); 3), Boettcher and Wyllie (1968), Stern and Wyllie (1981); 4), Gibbon and Wyllie (1969); 5), Oba (1980); 6), Piwinskii and Wyllie (1968, 1970); 7), Huang and Wyllie (1973, 1981); 8), Yamamoto (1977).

少する。Ba-Rb 図 (Fig. 4b) では、I および W タイプ花崗岩質岩は、SiO₂ wt% 増に応じて Rb・Ba とともに一般に増加する。一方、S タイプ花崗岩質岩の場合は、SiO₂ wt% が増すにつれて、Rb は増加するが Ba は減少する。これらの変化径路の違いは、Fig. 4a・b に示した分別結晶作用 (FC) による液組成の変化で説明することができる。I および W タイプ花崗岩質岩は、斜長石・Ca 角閃石・黒雲母 (Ladakh Himalaya や Moonbi 花崗岩質岩の場合、分化の途中からカリ長石の分別が必要である) の分別による組成変化径路を示している。

一方、Sタイプ花崗岩質岩は、斜長石・カリ長石・黒雲母の分別による組成変化径路を示している。したがって、IおよびWタイプ花崗岩質岩のRb/Sr比は大きく増加しないのに対し、Sタイプ花崗岩質岩のそれは大きく増加する (Fig. 4a)。

IおよびWタイプ花崗岩質岩中で、よりSiO₂ wt%に乏しい未分化な岩石は、Srに富み、Rb・Baに乏しい (Fig. 4a・b)。これは、主にCa角閃石と斜長石に富む岩石の部分熔融により生じたためと考えられる。一方、Sタイプ花崗岩質岩中で、より未分化な岩石は、Srに富み、Rb・Baに乏しくなるが、IおよびWタイプ花崗岩質岩に比べて、Ba・Rbに富み、Srに乏しい。これは、主に黒雲母と正長石に富む岩石の部分熔融により生じたためと考えられる。

世界各地のIおよびWタイプ花崗岩質岩ならびにSタイプ花崗岩質岩の組成変化径路は、大峯IおよびSタイプ花崗岩質岩で推定したそれと同じである。IおよびWタイプ花崗岩質岩を形成した液の組成変化径路は、結晶作用が進行するにつれて、斜長石領域から石英領域を経由し、正長石領域に達し、最低融点組成に向かうのに対し、Sタイプ花崗岩質岩のそれは、斜長石領域から正長石領域を経由し、石英領域に達し、最低融点組成に向かう (Fig. 6) と考えられる。

微量化学組成から推定したIおよびWタイプ花崗岩質岩ならびにSタイプ花崗岩質岩の組成変化径路を融解実験のデータから検討する。検討した実験の例は、Table 7に示した。石英および正長石の消失順序は、圧力や含水量の変化によって、一般に変化しない*。実験に用いた花崗岩質岩の同位体比は明らかではないが、鉱物組み合わせ・全岩主要化学組成・岩石区から、IおよびWタイプ花崗岩質岩とSタイプ花崗岩質岩とに分類した。これまでに行なわれた実験の大半が、IおよびWタイプ花崗岩質岩を用いて行なわれたことが分かる。

IおよびWタイプ花崗岩質岩の第1消失相は、正長石である。このことは、これら花崗岩質岩を形成した液が石英領域に達した後、正長石領域に達したことを意味している。この液組成変化径路は、微量化学組成から推定したものと一致している。Sタイプ花崗岩質岩の実験例は、Huang and Wyllie (1973, 1981) と Yamamoto (1977) の2例である。Huang and Wyllie (1973, 1981) の Harney Peak 白雲母花崗岩 (L 26) は、同位体の報告がなく、岩石記載も乏しいが、ここでは

Sタイプに含めた。Huang and Wyllie (1981) の実験例 (2 kb, P_{H₂O} = P_{total}) では、第1消失相が正長石であるが、Yamamoto (1977) のそれ (1 kb, P_{H₂O} = P_{total}) では、石英が第1消失相である。微量化学組成から推定したSタイプ花崗岩質岩の液の変化径路は、Yamamoto (1977) の実験結果による鉱物の晶出順序と一致している。

以上から、IおよびWタイプ花崗岩質岩とSタイプ花崗岩質岩とでは、その同位体比が異なるだけでなく、起源物質および液組成の変化径路も異なっていることが明らかになった。IおよびWタイプ花崗岩質岩は、主にCa角閃石と斜長石からなる中性火成岩およびそれ起源の變成岩の部分熔融により生じた液が、Ca角閃石・黒雲母・斜長石を主に分別することで生じた。一方、Sタイプ花崗岩質岩は、主に黒雲母と正長石からなる堆積岩類およびそれ起源の變成岩の部分熔融により生じた液が、黒雲母・正長石・斜長石を主に分別することにより生じた。これらの液組成の変化径路を花崗岩質岩系に示す (Fig. 6)。IおよびWタイプ花崗岩質岩では、液組成は斜長石領域から石英領域に達した後正長石領域に達し、最低融点組成へ向かう変化径路を示す。一方、Sタイプ花崗岩質岩の液組成の変化径路は、斜長石領域から正長石領域を経由し、石英領域に達した後最低融点組成へ向かう。

VI. おわりに

花崗岩質岩の成因説として、次の7つを挙げることができる。

- 上部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い種々の花崗岩質岩が生じる説
- 大陸地殻物質の部分熔融で生じた液と玄武岩質バッチとの混合により種々の花崗岩質岩が生じる説 (Gray, 1984)
- 上部マントルで直接花崗岩質マグマが生じる説
- 花崗岩化作用により生じる説
- 安山岩質マグマが分別結晶作用を行い花崗岩質岩が生じる説
- e説とaまたはb説との複合作用により花崗岩質岩が生じる説 (Taylor, 1980)
- 大陸地殻物質の部分熔融で花崗岩質マグマが生じる説

これらの成因論を具体的に検討した例はあまり多く

* Table 7に示した FC-C (quartz monzonite) は、1 kb では正長石、2-3 kb では石英が第1消失相である。

ない。I・W・C・Sタイプ花崗岩質岩の存在を統一的に説明できる説としては、a・b・f・g説があり、個々のタイプを説明するものとして、c・d・e説がある。

a説やb説は、初生マグマが二次的過程で種々の花崗岩質岩が生じるという考え方である。この考え方の正当性は、同位体組成からは判定できず、鉱物化学組成や微量化学組成から検討されねばならない。Ni-SrおよびCr-Sr図(Fig. 3a・b)において、IおよびWタイプ花崗岩質岩とSタイプ花崗岩質岩の組成変化径路に重複する部分がないことから、aおよびb説を積極的に支持することはできない。これらの考え方は、花崗岩質マグマが上昇・定置した後、岩体が固結してしまふまでの間に、被貫入岩との間に局部的に適用されるであろう。また、花崗岩質岩の各種同位体値が、マントル起源物質の値を一般に示さないことから、c説も支持されない。d説は、今回扱った花崗岩質岩が被貫入岩を非調和的に貫くことから除外される。e説は、カルクアルカリ岩系列の火山岩の全岩主要化学組成と花崗岩質岩のそれとが似ていることから考えられている。しかしながら、同じSiO₂ wt%の両者を比較した場合、Ni・Cr・Coのようなコンパチブル元素含有量は、花崗岩質岩の方が一般に多い。したがって、花崗岩質岩がカルクアルカリマグマから分別結晶作用により生じたと考えるのは困難な例が多い。f説は、あまりに仮定が多すぎるためと、鉱物化学組成から具体的に検証された証拠の例がないことから、ここでは除外する。したがって、g説以外の成因をもつ花崗岩質岩が普遍的に存在するとは言えないようである。

IおよびWタイプ花崗岩質岩とSタイプ花崗岩質岩とは、各々異なる大陸地殻物質の部分熔融により生じ、分別鉱物が異なっていたために、液組成の変化径路も互いに異なるに至ったと考えられる。部分熔融の条件(5 kb・700°C程度)を考えた場合、いわゆる玄武岩層と花崗岩層の分層構造が認められる成熟した大陸地殻をもつ地域では、主にIおよびWタイプ花崗岩質マグマが生じるであろう。一方、Sタイプ花崗岩質マグマは、未分層の未成熟大陸地殻をもつ地域(西南日本外帯の太平洋側、村田, 1984)および50 km以上の厚い大陸地殻をもち、いわゆる花崗岩層が部分熔融の条件に達している地域、例えば大陸縁辺部(western Bolivia等)や大陸-大陸衝突地帯(High Himalaya等)に生じるであろう。

謝 辞 山形大学理学部田中久雄博士および岡山大学温泉研究所(現在カルガリー大学)上田 晃博士

は、未公表分析値の公表を許可された。本研究は、筆者の一人(村田)の博士論文の一部に、光量子放射化法による微量化学組成をつけ加えたものである。東北大学理学部青木謙一郎教授・大沼晃助助教授・藤巻宏和博士には、つね日頃から有益な御意見をいただいている。また、筆者の一人(村田)は、大峯花崗岩質岩の岩石学的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・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も御指導いただいた。筆者の一人(村田)は、Fの分析を行うにあたり東北大学教養部蟹沢聰史教授から、Niの比色分析に際して東北大学理学部(現在東北大学教養部)石川賢一博士から御指導いただいた。光量子放射化分析を行うにあたり、東北大学原子核理学研究施設八木益男助教授・榊本和義博士、東北大学サイクロトロンRIセンター藤田 稔教授・山寺 亮博士に実験上の御便宜を図っていただき、東北大学理学部金子信行・酒寄淳史・霜鳥 洋・渡部 均・小泉治彦の各氏および石川賢一博士の御援助を得た。また、大貫 仁教授・蟹沢聰史教授には原稿を読んでいただき、本質的かつ建設的な御意見をいただいた。以上の方々に感謝申し上げる。なお、本研究の一部には、文部省科学研究費(課題番号59540509, 59420015)を使用したことを付記し、当局に謝意を表する。

引用文献

- Ando, A., Kurasawa, H., Ohmori, T. and Takeda, E. (1974), 1974 compilation of data on the GSJ geochemical reference samples JG-1 granodiorite and JB-1 basalt. *Geochem. J.*, **8**, 175-192.
- Barnes, C.G. (1983), Petrology and upward zonation of the Wooley Creek batholith, Klamath Mountains, California. *J. Petrol.*, **24**, 495-537.
- Boettcher, A.L. and Wyllie, P.J. (1968), Melting of granite with excess water to 30 kilobars pressure. *J. Geol.*, **76**, 235-244.
- Brown, M., Friend, R.L. and McGregor, V.R. (1981), The late Archaean Qôrqut granite complex of southern west Greenland. *J. Geophys. Res.*, **86**, 10617-10632.
- Chappell, B.W. (1978), Granitoids from the Moonbi district, New England Batholith, eastern Australia. *J. Geol. Soc. Australia*, **25**, 267-283.
- Chappell, B.W. and White, A.J.R. (1974), Two contrasting granite types. *Pacific Geol.*, **8**, 173-174.
- 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.
- Dietrich, V. and Gansser, A. (1981), The leucogranites of the Bhutan Himalaya (crustal anatexis versus mantle melting). *Schweiz. Mineral. Petrogr. Mitt.*, **61**, 177-202.
- Gibson, 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.
- Gray, C.M. (1984), An isotopic mixing model for the origin of granitic rocks in southeastern Australia. *Earth Planet. Sci. Lett.*, **70**, 47-60.
- Hanson, G.N. (1978), The application of trace elements to the petrogenesis of igneous rocks of granitic composition. *Earth Planet. Sci. Lett.*, **38**, 26-43.
- Hine, R., Williams, I.S., Chappell, B.W. and White, A.J.R. (1978), Contrasts between I- and S-type granitoids of the Kosciusko Batholith. *J. Geol. Soc. Australia*, **25**, 219-234.
- Honegger, K., Dietrich, V., Frank, W., Gansser, A., Thöni, M. and Trommsdorff, V. (1982), Magmatism and metamorphism in the Ladakh Himalayas (the Indus-Tsangpo suture zone). *Earth Planet. Sci. Lett.*, **60**, 253-292.
- 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.
- Huang, W.L. and Wyllie, P.J. (1981), Phase relationships of S-type granite with H₂O to 35 kbar: muscovite granite from Harney Peak, South Dakota. *J. Geophys. Res.*, **86**, 10515-10529.
- Hudson, T. and Arth, J.G. (1983), Tin granites of Seward Peninsula, Alaska. *Geol. Soc. Amer. Bull.*, **94**, 768-790.
- Ishihara, S. (1977), The magnetite-series and ilmenite-series granitic rocks. *Mining Geol.*, **27**, 293-305.
- 石川賢一, 吉田武義, 青木謙一郎(1982), 岩手火山の地球化学的研究. 東北大学核理研報, **15**, 257-264.
- 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 Fifth International Conf. Geochronol. Cosmo-chronol. Isotope Geol.*, 164-165.
- James, R.S. and Hamilton, D.L. (1969), Phase relations in the system NaAlSi₃O₈-KAlSi₃O₈-SiO₂ at 1 kilobar water vapor pressure. *Contrib. Mineral. Petrol.*, **21**, 111-141.
- Johannes, W. (1984), Beginning of melting in the granitic system Qz-Or-Ab-An-H₂O. *Contrib. Mineral. Petrol.*, **86**, 264-273.
- 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, **22**, 18-32.
- 蟹沢聰史(1978), イオン電極を用いた珪酸塩岩石中のフッ素定量. 岩鉱, **73**, 26-29.
- 蟹沢聰史, 吉田武義, 石川賢一, 青木謙一郎(1984), 北上山地, 白亜紀深成岩類の地球化学的研究. 東北大学核理研報, **17**, 197-206.
- 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.
- Kistler, R.W., Ghent, E.D. and O'Neil, J.R. (1981), Petrogenesis of garnet two-mica granites in the Ruby Mountains, Nevada. *J. Geophys. Res.*, **86**, 10591-10606.
- Loiselle, M. and Wones, D.R. (1979), Characteristics and origin of anorogenic granites. *Geol. Soc. Amer. Abstr.*, **11**, 468.
- Luth, W.C., Jahns, R.H. and Tuttle, O.F. (1964), The granitic system at pressures of 4 to 10 kilobars. *J. Geophys. Res.*, **69**, 759-773.
- 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.
- McKenzie, C.B. and Clarke, D.B. (1975), Petrology of the South Mountain batholith, Nova Scotia. *Can. J. Earth Sci.*, **12**, 1209-1218.
- 村上允英, 増田康之(1984), 高知県足摺岬産第三紀火成岩類の微量元素. 岩鉱, **79**, 318-328.
- 村上允英, 蟹沢聰史, 石川賢一(1983), 高知県足摺岬産第三紀火成岩類の高フッ素含有量. 岩鉱, **78**, 497-504.
- 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(1984), 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. 岩鉱, **79**, 351-369.
- 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. 東北大学核理研報, **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. 東北大学核理研報, **17**, 207-213.
- 名倉正人, 飯田忠三(1968), 吸水管法によるケイ酸塩中のコバルト, ニッケル, 鉛および銅の原子吸光分析. 分析化学, **17**, 1513-1518.
- 中田節也, 高橋正樹(1979), 西南日本外帯・瀬戸内区における中新世の中性〜珔長質マグマの化学組成広域的变化. 地質雑, **85**, 571-582.
- Naney, M.T. and Swanson, S.E. (1980), The effect of Fe and Mg on crystallization in granitic systems. *Amer. Mineral.*, **65**, 639-653.
- 日本化学会編(1966), 実験化学講座(15)下. pp. 508. 丸善, 東京.
- Oba, N. (1962), Petrochemical studies of the Kyūshū Outer Zone granites, Japan. *J. Geol. Soc. Japan*, **68**, 162-170.
- 大場孝信(1980), 宮崎県大崩山花崗閃緑岩の実験岩石学的研究. 日本地質学会第87年学術大会, 講演要旨.
- Oba, T., Yamamoto, M. and Ōba, N. (1977), Chemical compositions of coexisting biotites and hornblendes from Okueyama granodiorite, Kyushu, Japan. *J. Japan. Assoc. Min. Petr. Econ. Geol.*, **72**, 433-442.
- 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.
- Perfit, M.A., Brueckner, H., Lawrence, J.F. and Kay, R.W. (1980), Trace element and isotopic variations in a zoned pluton and associated volcanic rocks, Unalaska Island, Alaska: a model for fractionation in the Aleutian calc-alkaline suite. *Contrib. Mineral. Petrol.*, **73**, 69-87.
- 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.
- Piwoinskii, A.J. (1968), Experimental studies of igneous rock series: Central Sierra Nevada Batholith, California. *J. Geol.*, **76**, 548-570.
- Piwoinskii, A.J. (1973 a), Experimental studies of igneous rocks series, central Sierra Nevada batholith, California: Part II. *N. Jb. Mineral. Mh.*, 193-215.
- Piwoinskii, A.J. (1973 b), Experimental studies of granitoids from the Central and Southern Coast Ranges, California. *Tschermaks Mineral. Petrogr. Mitt.*, **20**, 107-130.
- Piwoinskii, A.J. (1974), Experimentelle Untersuchungen an granitischen Gesteinen von den südlichen Coast-Range, Transverse-Ranges und der Mojave-Wüste, Kalifornien. *Fortschr. Mineral.*, **51**, 240-255.
- Piwoinskii, A.J. (1975), Experimental studies of granitoid rocks near the San Andreas fault zone in the Coast and Transverse Range and Mojave Desert California. *Tectonophysics*, **25**, 217-231.
- Piwoinskii, 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.
- Piwoinskii, A.J. and Wyllie, P.J. (1970), Experimental studies of igneous rock series: felsic body suite from the Needle Point Pluton, Wallowa Batholith, Oregon. *J. Geol.*, **78**, 52-76.
- Price, R.C. (1983), Geochemistry of a peraluminous granitoid suite from North-eastern Victoria, South-eastern Australia. *Geochim. Cosmochim. Acta*, **47**, 31-42.
- 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性. 地調月報, **29**, 551-554.
- Shibata, K. and Nozawa, T. (1967), K-Ar ages of granitic rocks from the Outer Zone of Southwest Japan. *Geochem. J.*, **1**, 131-137.
- Steiner, J.C., Jahns, R.H. and Luth, W.C. (1975), Crystallization of alkali feldspar and quartz in the haplogranite system $\text{NaAlSi}_3\text{O}_8$ - KAlSi_3O_8 - SiO_2 - H_2O at 4 kb. *Geol. Soc. Amer. Bull.*, **86**, 83-98.
- Stern, C.R. and Wyllie, P.J. (1981), Phase relationships of I-type granite with H_2O to 35 kilobars: the Dinkey Lakes biotite-granite from the Sierra Nevada batholith. *J. Geophys. Res.*, **86**, 10412-10422.
- Swanson, S.E. (1979), The effect of CO_2 on phase equilibria and crystal growth in the system KAlSi_3O_8 - $\text{NaAlSi}_3\text{O}_8$ - SiO_2 - H_2O - CO_2 to 8000 bars. *Amer. J. Sci.*, **279**, 703-720.
- 高橋正樹(1980), 変動帯における大量珔長質マグマ活

- 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. (1980), The effect of assimilation of country rocks by magmas on $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ and $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ systematics in igneous rocks. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 47, 243-254.
- Thornton, C.P. and Tuttle, O.F. (1956), Applications of the differentiation to petrologic problems. *Bull. Geol. Soc. Amer.*, 67, 1738-1739.
- Turekian, K.K. and Wedepohl, K.H. (1961), Distribution of the elements in some major units of the Earth's crust. *Geol. Soc. Amer. Bull.*, 72, 175-192.
- Tuttle, O.F. and Bowen, N.L. (1958), 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.
- Yamamoto, M. (1975), Potassium feldspars from the Takakumayama granites, Kagoshima Prefecture, Japan. *Rep. Fac. Sci., Kagoshima Univ. (Earth Sci., Biol.)*, 8, 15-26.
- Yamamoto, M. (1977), Hydrothermal experiments and petrogenesis of the Takakumayama granite, Kagoshima Prefecture, Japan. *Rep. Fac. Sci., Kagoshima Univ. (Earth Sci., Biol.)*, 10, 29-39.
- Yoshida, T., Fujimaki, H. and Aoki, K. (1981), Analysis of igneous rocks by instrumental photon-activation. *Sci. Rep., Tohoku Univ. III*, 15, 101-119.
- 吉田武義, 渡部 均, 青木謙一郎 (1983), 那須北帯・八幡平火山の地球化学的研究. 東北大学核理研報, 16, 309-324.