佐賀県中部に分布する白亜紀高Sr トーナル岩（糸島岩体）とトロニエム岩（深江岩体）の成因関係：マグマの分化作用による検討

Genetic relationship between the Cretaceous high-Sr tonalite (Itoshima mass) and trondhjemite (Fukae mass) in the central part of Saga Prefecture, northwest Kyushu: Implications for magmatic differentiation

Abstract

矢田 純* 大和田正明**

*Jun Yada * and
Masaaki Owada ***

2002年8月12日受付.

2003年8月12日受理.

* 山口大学大学院理工学研究科

Graduate School of Science and Technology,
Yamaguchi University, Yamaguchi 753-8512,
Japan

** 山口大学理学部地球科学教室

Department of Earth Sciences, Yamaguchi University,
Yamaguchi 753-8512, Japan

Cretaceous granitoids are widely exposed on the northern part of Kyushu Island, and are divided into the tonalite-granodiorite and the granite series, based on the petrographical and geochemical characteristics. The Itoshima and Fukae masses belonging to the tonalite-granodiorite series are significantly voluminous in the Cretaceous granitoids in this area. They correspond to the magnetite-series granitoids, and are characteristically high in Sr. The Itoshima mass geologically surrounds the Fukae mass. The boundary between both masses is gradational. The Itoshima mass is lithologically subdivided into ITO-1 and ITO-2. ITO-1 contains euhedral hornblende, and is characterized by a preferred orientation of hornblende, biotite and plagioclase. ITO-2 has the same mineral assemblage as ITO-1 but more leucocratic, and is weakly foliated. The Fukae mass shows massive leucocratic lithofacies lacking hornblende. It corresponds to trondhjemite in terms of modal composition. ITO-1 gradually changes into the Fukae mass with decrease in modal hornblende through ITO-2. The bulk chemistry of both masses forms continuous trends in the variation diagrams, suggesting magmatic differentiation, which can be modeled by the fractional crystallization mainly of hornblende + biotite + plagioclase + titanite + magnetite in the early stage, and biotite + plagioclase + magnetite in the later stage. Inferred crystallization depth of the Itoshima mass using the total-Al in hornblende geobarometer is ca 0.6 GPa, which is equivalent to mid-crustal depth. This estimation is supported by the presence of magmatic epidote. In the discrimination Sr/Y-Y diagram, the samples of the Fukae mass are plotted on the adakite field, whereas the Itoshima mass falls within the island arc field. The Fukae adakitic magma could therefore be derived from the dacitic Itoshima magma by a fractionation under the middle crust conditions.

Key words. north Kyushu, Cretaceous granitoids, Itoshima mass, Fukae mass, magmatic differentiation, magmatic epidote

はじめに

松山-伊万里構造線以北の北部九州には、白亜紀に活動した花崗岩類（以下、北部九州花崗岩類）が広く分布する（Fig.1）。これらの花崗岩類は、糸島岩体に代表される「トーナル岩～花崗閃緑岩系」と、佐賀岩体に代表される「花崗岩系」とに大別されており、さらに岩相や野外での貫入関係およびジルコンの性質から15岩体に区分される（唐木田ほか, 1962; 唐木田, 1985, 唐木田ほか, 1992）。花崗岩系は一般にトーナル岩～花崗閃緑岩系に貫入する（唐木田, 1985; 唐木田ほか, 1992）。

石原ほか（1979）は、北部九州花崗岩類のうち、小倉-田川構造線以西に分布する花崗岩類がマグネタイト系に属す

ることを示した。また、Takahashi et al.（1984）と Tsusue et al.（1984）は、このマグネタイト系に属する花崗岩類が領家帯や山陽帯の花崗岩類よりも Al_2O_3 に富むことを明らかにした。さらに Izawa et al.（1989）や井沢ほか（1990）は、これらの花崗岩類が周辺の花崗岩類に比べ Sr 含有量が有意に高いことから、マグネタイト系に属する北部九州花崗岩類に対し高 Sr 花崗岩系と呼んだ。

上述したように北部九州花崗岩類は、岩相や貫入関係に基づいた岩体区分およびそれらの岩石学的性質について明らかにされつつある。しかし、岩体内における岩相変化や岩体同士の成因関係についての詳細は不明な点が多い。

糸島岩体と深江岩体は北部九州西部に広く分布し、両岩体を合わせると北部九州花崗岩類のうち最大の分布面積を占め

Fig.1. Geologic sketch map showing the distribution of the Cretaceous granitic masses and other pre-Tertiary geological units in the northern part of Kyushu. UYTL: Usuki-Yatsushiro Tectonic Line; MITL: Matsuyama-Imari Tectonic Line; KTTL: Kokura-Tagawa Tectonic Line.

る(唐木田, 1985; 唐木田ほか, 1992). 糸島岩体は, 主にホルンブレンドを含むトータル岩から構成される. 一方で, 深江岩体は優白質な黒雲母トロニウム岩~花崗閃緑岩から構成され, 糸島岩体と密接に伴って産する(唐木田ほか, 1962; 唐木田, 1985). 両岩体はいずれもトータル岩~花崗閃緑岩系, 高 Sr 花崗岩系およびマグネタイト系に属する(唐木田, 1985; 井沢ほか, 1990, 井沢ほか, 1994). またこれらの岩体は, 地質学的・年代学的に北部九州で最初に活動した白亜紀花崗岩体である(唐木田, 1985; 大和田ほか, 1999). したがって, 両岩体の成因関係を明らかにすることは, 北部九州における白亜紀火成作用の特徴やマグマプロセスの解明にとって重要である.

糸島岩体は深江岩体によって貫入されるが, 一部は漸移関係にある(唐木田, 1985) (Fig.2). また, 両岩体の Sr と Nd 同位体比初生値は近接した値を示す(大和田ほか, 1999) (Fig.2). したがって, 両岩体をもたらしたマグマは, 成因的に関連のある可能性が高い. そこで本論では, 糸島岩体と深江岩体を対象に両岩体の産状, モード組成, 岩石記載および鉱物・全岩化学組成について検討した結果を示す. そして, これらのデータから両岩体が同じ親マグマから形成された可能性をマグマの分化作用の観点から考察する.

地質概説

北部九州の先第三系は, 三郡変成岩類, ペルム紀付加体および白亜紀関門層群からなり, これらに北部九州花崗岩類が貫入する (Fig.1). ペルム紀付加体と関門層群は北部九州東部に限って産する. 一方, 変成岩類は主として中部から東部

↔ gradual relation
→ intrusive relation

	Itoshima	Fukae	Saga
SrI	0.70434-0.70534	0.70450-0.70488	0.70509-0.70557
ε NdI	+0.58	+0.26-+1.02	0.00-+0.43
Rb-Sr WRM	93.4±0.5 Ma	86.7±2.2 Ma	82.6±0.7 Ma
Rb-Sr WR	116 ± 17 Ma	116 Ma*	87.9 ± 18.2 Ma

WRM: whole rock and mineral isochron
WR: whole rock isochron

Fig.2. Field relationship and summary of the isotopic data for each granitic mass in the study area (Karakida, 1985; Owada et al 1999). An emplacement age of the Fukae mass is inferred from geological evidence. SrI: initial Sr isotope ratio, ε NdI: initial epsilon Nd values. SrI and ε NdI are corrected from formation ages of each granitic mass given in this figure.

Fig.3. Geologic map and cross section (along A-B) of the study area, central part of Saga Prefecture. Numbers (1, 2, 3 ...) indicate the sampling site for the modal and bulk-chemical analyses. These numbers also refer in Tables 1 and 3. Inset squares are dealt in Fig 6

にかけて分布するが、西部にも少量露出する (Fig 1)。北部九州西部は、脊振山地を中心に白亜紀の花崗岩類が広く分布し、少量の変成岩を伴う (Fig.1)。

調査地域の地質図と断面図を Fig 3 に示す。変成岩類は調査地域南部の天山稜線付近に分布する (Fig.3)。これらは主に角閃岩からなり、砂泥質片岩や蛇紋岩を少量伴う (大島, 1964)。各岩相の境界は、片理面とほぼ平行である。片理面の構造は、 $N60^{\circ}W \sim E-W$, $80^{\circ} \sim 90^{\circ}N$ の走向・傾斜を示す (Fig 3)。糸島岩体によって貫入され、接触変成作用を被っている (大島, 1964)。

花崗岩類は、糸島岩体、深江岩体および佐賀岩体に区別される。糸島岩体と深江岩体は佐賀岩体に貫かれる (Fig 2)。

大和田ほか (1999) はこれら花崗岩類の同位体比組成について検討し、花崗岩質マグマの起源物質として比較的均質な同位体比組成を有する上部マントル～下部地殻を想定した。

本地域では、糸島岩体が深江岩体を取り囲むように分布している (Fig.1)。両岩体の境界には貫入関係は観察されず、漸移するものと判断される。両岩体が漸移する様子については後述する。深江岩体の同位体比初生値を糸島岩体と同じ 116 Ma で求めたところ、両岩体の Sr・Nd 同位体比初生値は近接した値を示す (Fig.2)。

佐賀岩体は優白質、塊状で、上述した花崗岩体に貫入する (Fig 2)。白雲母やザクロ石といったアルミナス鉱物を含み、糸島岩体や深江岩体の岩相とは異なる特徴を有する。また、

Table 1. Modal compositions of the granitoids from the Itoshima and Fukae masses.

locality	2	7	11	13	18	21	25	28
rock type	ITO-1	ITO-1	ITO-1	ITO-2	ITO-2	Fukae	Fukae	Fukae
Sp. No.	0101201	1041402	0101301A	1041407A	0050505A	1041601	0040707	1042203
mineral								
Qtz	10.8	14.4	15.6	22.3	23.1	22.8	25.2	27.2
Pl	63.4	63.0	62.9	60.8	59.3	61.4	62.4	58.6
Afs	-	1.1	3.2	2.6	6.1	4.4	5.3	7.6
Hbl	13.4	9.8	5.2	3.3	0.9	-	-	-
Bt	11.2	11.6	12.3	10.2	10.2	11.0	5.2	5.6
Ttn	+	+	+	+	+	+	-	-
Opq	+	+	+	+	+	+	+	+

Qtz : quartz, Pl : plagioclase, Afs : alkali feldspar, Hbl : hornblende, Bt : biotite, Ttn : titanite,

Opq : opaque minerals, + : minor, - : absent.

ペグマタイトやアプライトを頻繁に伴い、露頭オーダーでこれらと漸移する場合もある。Rb-Sr 全岩アイソクロン年代の中心値と比較した場合、佐賀岩体は糸島岩体の年代値より約 28 m.y.若い (Fig.2)。

糸島岩体と深江岩体の岩相の特徴

本地域に分布する糸島岩体は、構成鉱物の量や粒度および面構造の発達具合によって、岩体内部に規則的な岩相変化が認められる。本論では、これら岩相変化の要因を議論するので、分布や鉱物量比・粒度から糸島岩体を「ITO-1」と「ITO-2」に区分した (Fig.3)。ITO-1 は、糸島岩体の主体をなす岩相である。Fig.3 では深江岩体をはさんで北部と南部に分布する。一方、ITO-2 は、ITO-1 と深江岩体の間に 0.5 ~ 1.2 km 幅にわたり分布し (Fig.3)、後述するように ITO-1 と深江岩体の両者の特徴を有する岩相を示す。糸島岩体と深江岩体の代表的な試料の採集位置を Fig.3 に示す。

Table1 と Fig.4 に両岩体の代表的なモード組成と石英-アルカリ長石-斜長石図をそれぞれ示す。モード組成の測定には、10 cm × 15 cm 程度の岩石スラブを用い、5 mm グリッドの透明方眼シートをかぶせて交点下の鉱物を 2000 ポイント以上カウントした。なお、斜長石とアルカリ長石の識別を容易にするため、あらかじめヘキサニトロコバルト (III) 酸ナトリウムでアルカリ長石を染色した。有色鉱物の量比の測定は、20 mm × 30 mm の範囲内を 1000 ポイント以上カウントして求めた。なお、本論では Fig.4 でトータル岩領域にプロットされ、色指数が 10 以下のものをトロニウム岩とした。各岩相の代表的なスラブ写真を Fig.5 に示す。

1. 糸島岩体

(1) **ITO-1:** 自形のチタン石を含む黒雲母ホルンブレンド石英閃緑岩～トータル岩である (Fig.4)。母岩である変成岩類の片理面に対してほぼ調和的に貫入する (Fig.3)。粗粒で長柱状のホルンブレンドや自形チタン石を普遍的に含む。有色鉱物と斜長石の定向配列による面構造が発達する (Fig.5A)。面構造は N60° W ~ E-W の走向を示すが、傾斜は深江岩体をはさんで異なる。すなわち、深江岩体の南部では 70° ~ 90° の北傾斜を示すのに対し、北部では 70° ~ 85° で南傾斜が卓越する (Fig.3)。

Fig.4. Modal composition of the granitoids. Classification boundaries are after IUGS (1973). Qd : quartz diorite, To : tonalite, Gd : granodiorite, Gr : granite.

(2) **ITO-2:** 中粒でチタン石を含むホルンブレンド黒雲母トータル岩～花崗閃緑岩で (Fig.4)、ITO-1 と深江岩体の間に分布する (Fig.3)。ITO-1 に比べて有色鉱物の量が少なく、優白質な岩相を呈し、面構造も弱くなる (Figs.5A, B)。また、ITO-1 に比べて構成鉱物の粒度が小さく、ホルンブレンドの自形性も弱い (Fig.5B)。鉱物組み合わせは ITO-1 と同じであるが、黒雲母がホルンブレンドより多いことで特徴づけられる (Table 1)。石英-アルカリ長石-斜長石の量比は ITO-1 と深江岩体の間にプロットされる (Fig.4)。鉱物の粒度は深江岩体と類似するが、ホルンブレンドを含む点で深江岩体と区別される (Figs.5B, C; Table 1)。面構造の走向は N70° W ~ E-W を示し、傾斜は深江岩体の南側で 80° ~ 90° の北傾斜、北側で 78° ~ 86° の南傾斜が卓越し、ITO-1 のそれらと一致する (Fig.3)。そして、深江岩体との境界に向かうにつれて、有色鉱物、特にホルンブレンドの量が減少し、面構造が弱くなる。

2. 深江岩体

中粒の黒雲母トータル岩～トロニウム岩ないし花崗閃緑岩である (Figs.4, 5C)。全体に均質な岩相を示す。ITO-2 に接

Fig.5. Polished surfaces of the rocks of Itoshima and the Fukae masses A: Itoshima mass (ITO-1), B: Itoshima mass (ITO-2), C. Fukae mass

する付近では自形チタン石を少量含む。岩体の中心部では塊状の岩相を示すが、調査地域の北部では、自形の斜長石と黒雲母の定向配列による弱い面構造が発達する場合もある (Fig.3)。この面構造の走向・傾斜は $N88^{\circ}W, 84^{\circ}S$ を示し、ITO-1 や ITO-2 のそれと調和的である (Fig.3)。一般に黒雲母の粒径は ITO-2 より小さい。

野外における糸島岩体から深江岩体への岩相変化

糸島岩体から深江岩体への野外における典型的な岩相変化

を、調査地域を南北方向に流れる^{さゆうらぎ}厳木川 (南側) と滝川川 (北側) に沿うルートマップで示す (Figs.3, 6)。ここでは、露出状況の良好な厳木川を例に説明する。

Fig.6 において Loc.1 と記した地点には自形の長柱状ホルンブレンドを含み、面構造の発達する粗粒な ITO-1 (Fig.5A) が露出する。Loc.2 では面構造が弱く優白質な岩相の ITO-2 (Fig.5B) が分布する。Loc.1 から Loc.2 への岩相変化は以下のとおりである。Loc.1 に露出する粗粒で自形のホルンブレンドを含む ITO-1 は、北上するにつれて長柱状ホルンブレンドの量が減少して面構造も弱くなり、Loc.2 に至る。さらに北上すると、肉眼ではホルンブレンドを識別することができなくなり、同時にほぼ塊状を呈する岩相に移り変わる。そして、Loc.3 に至ると、塊状でホルンブレンドを含まない深江岩体 (Fig.5C) が露出する。南北方向は逆になるが、滝川川においても Loc.1' ~ Loc.3' にかけて同じような岩相変化を観察することができる (Fig.6)。

上述したように、糸島岩体は、ITO-1 から ITO-2 にかけてホルンブレンドの量が減少し、深江岩体に至ってホルンブレンドは消失する (Fig.5)。断続的ではあるが、このような関係は調査地域全体に共通して観察される。そこで、調査地域全域からほぼ均等に採取した試料によってホルンブレンドの量比と岩相分布の関係を検討した (Fig.7)。この図は、Fig.6 の Loc.3 (あるいは Loc.3') に相当する位置から南北への水平距離を横軸に、糸島岩体の有色鉱物に占めるホルンブレンド量比 (ホルンブレンドのモード/有色鉱物のモード) を縦軸にとったものである。この図によれば、糸島岩体のホルンブレンド量は深江岩体との岩相境界へ近づくにつれてほぼ連続的に減少し、厳木川や滝川川での観察結果を支持する。この図の結果と Fig.6 に示した岩相分布は、糸島岩体と深江岩体が調査地域全域で漸移関係にあることを示す。

糸島岩体と深江岩体の岩石記載

糸島岩体と深江岩体の鏡下での特徴を記す。また構成鉱物の代表的な化学組成を Table 2 と Table 3 に示す。鉱物の化学組成は、山口大学機器分析センター設置の EPMA (Shimadzu V6) を用いた。測定条件は、加速電圧 15kV、試料電流 15nA、ビーム径 $5\mu m$ である。

1. 糸島岩体

(1) **ITO-1:** 主に斜長石、石英、ホルンブレンド、黒雲母および少量のアルカリ長石から構成され、副成分鉱物としてチタン石、緑閃石、アパタイト、ジルコンおよび不透明鉱物 (主にマグネタイト) を含む (Fig.8A)。ホルンブレンド、斜長石および黒雲母の定向配列による面構造が発達する (Fig.5A)。

斜長石は $0.5 \sim 10\text{ mm}$ の自形～半自形結晶で、累帯構造が発達する。また、面構造に垂直になるように作成した薄片では、アルバイト式双晶面がホルンブレンドの長軸方向とほぼ平行に配列している。An (mol %) は $39 \sim 31\%$ で、同一結晶内ではコアからリムへ向かって値が低くなる (Fig.9)。石英は $0.1 \sim 3.0\text{ mm}$ の他形結晶で、常に他の鉱物の粒間充

Fig. 6. Route map along the Kyuragi-Gawa River (left) and Takikawa-Gawa River (right) showing the field relationship between the Itoshima and Fukae masses

Fig. 7. Modal variation of hornblende [hornblende / (hornblende + biotite + titanite + opaque minerals)] in the Itoshima mass against the distance away from the boundary between the Itoshima (ITO-2) and the Fukae masses (see text)

填結晶として産する。弱い波動消光を示す。ホルンブレンドは0.7～15 mmの自形～半自形の長柱状結晶が多く、双晶が発達している。X' = 淡緑色、Z' = 緑色の多色性を示し、累帯構造は弱い。X_{Mg} [= Mg/(Mg+Fe)] は、0.56～0.48である。黒雲母は0.5～6.0 mmの他形～半自形の板状をなす。一般にホルンブレンドよりも径が小さく、自形性も弱い。X' = 淡褐色、Z' = 暗褐色の多色性を示す。X_{Mg}は0.55～0.50である。アルカリ長石は、0.2 mm程度の粒間充填結晶として産する。ごくまれにパーサイトが発達する。斜長石との接触部ではミルメカイトが生じていることもある。チタン石は、黒雲母や角閃石に伴われるが、単独で産するものは自

形のくさび形をなし、最大径5.0 mmに達することがある。緑レン石は0.2 mm程度の自形性の強い結晶としてまれに産する (Fig. 8B)。このような自形～半自形の結晶では、コアの部分に細粒で自形の褐色ホルンブレンド、斜長石および不透明鉱物 (マグネタイト) をポイキリティックに包有する (Fig. 8B)。Ps [= Fe³⁺/(Fe³⁺+Al³⁺) × 100] は、25.6～29.1%である (Table 3)。

(2) ITO-2: 斜長石、石英、黒雲母、ホルンブレンドおよび少量のアルカリ長石から構成され、副成分鉱物としてチタン石、ジルコンおよび不透明鉱物 (主にマグネタイト) を含む (Fig. 8C)。

斜長石は0.4～8.0 mmの自形～半自形で、累帯構造を示す。アルバイト式・アルバイトーカールスバット式複合双晶を示す。ITO-1と同じく、斜長石のアルバイト双晶面がホルンブレンドの長軸方向と平行に配列する。Anは35～27%で、正累帯構造を示す (Fig. 9)。石英は0.3～4.0 mmの他形結晶で、他の鉱物粒間を充填し、波動消光を示す。黒雲母は0.5～6.0 mmで他形～半自形を呈する。X' = 淡褐色、Z' = 褐色の多色性を示す。しばしば不透明鉱物 (主にマグネタイト) やホルンブレンド、チタン石を伴って産する (Figs. 8C, D)。X_{Mg}は0.54～0.47である。ホルンブレンドは0.5～2.0 mmの他形～半自形のものが多く、しばしば集片双晶が発達する。ITO-1のそれと比較して自形性が弱く、多くは黒雲母を密接に伴って産する (Fig. 8D)。X' = 淡緑色、Z' = 緑色の多色性を示す。X_{Mg}は0.52～0.48で、累帯構造は弱い。アルカリ長石は0.5 mm程度の粒間充填結晶として産する。チタン石はホルンブレンドや黒雲母に伴われる場合もあるが、単独の自形結晶として産することもある。

Table 2. Selected microprobe analysis of the minerals in granitoids from the Itoshima and Fukae masses

hornblende						biotite					
mineral											
rock type	ITO-1	ITO-1	ITO-2	ITO-2		ITO-1	ITO-1	ITO-2	ITO-2	Fukae	Fukae
wt %											
SiO ₂	44.35	43.26	45.37	45.24		36.43	37.66	36.21	36.12	35.20	36.29
TiO ₂	1.17	1.22	1.38	1.46		3.83	1.85	3.40	3.53	3.88	3.08
Al ₂ O ₃	11.34	10.96	10.32	10.34		15.80	15.79	15.98	16.25	15.61	18.12
FeO*	17.22	17.86	18.26	18.25		19.21	17.70	19.59	18.55	21.21	20.99
MnO	0.37	0.35	0.71	0.59		0.32	0.52	0.49	0.34	0.96	0.46
MgO	12.15	11.34	11.10	10.25		12.35	11.17	10.53	9.21	8.54	7.24
CaO	10.01	11.13	9.60	10.21		0.00	0.08	0.00	0.00	0.00	0.00
Na ₂ O	0.80	0.97	0.81	1.03		0.10	0.09	0.23	0.20	0.09	0.05
K ₂ O	0.65	0.66	0.37	0.59		9.30	9.54	10.86	10.98	9.53	10.99
total	98.10	97.74	97.91	97.96		97.39	94.41	97.28	95.18	95.06	97.21
Formula											
Si	6.570	6.496	6.741	6.742		5.439	5.747	5.478	5.557	5.481	5.504
Ti	0.131	0.138	0.155	0.163		0.430	0.212	0.387	0.408	0.455	0.352
Al	1.979	1.939	1.807	1.815		2.780	2.838	2.848	2.945	2.864	3.239
Fe	2.135	2.245	2.271	2.277		2.401	2.261	2.480	2.388	2.764	2.664
Mn	0.046	0.044	0.089	0.074		0.040	0.068	0.063	0.044	0.127	0.059
Mg	2.685	2.540	2.460	2.279		2.750	2.542	2.375	2.113	1.983	1.636
Ca	1.589	1.791	1.528	1.631		0.000	0.012	0.000	0.000	0.000	0.000
Na	0.230	0.281	0.232	0.296		0.030	0.028	0.066	0.060	0.027	0.016
K	0.122	0.126	0.070	0.112		1.771	1.858	2.097	2.155	1.893	2.126
total	15.486	15.600	15.352	15.391		15.641	15.565	15.793	15.670	15.592	15.596
O=	23	23	23	23		22	22	22	22	22	22
XMg	0.557	0.531	0.520	0.500		0.549	0.522	0.489	0.469	0.418	0.380

*Total Fe reported as Fe²⁺

plagioclase											
mineral											
rock type	ITO-1	ITO-1	ITO-2	ITO-2		ITO-1	ITO-1	ITO-2	ITO-2	Fukae	Fukae
wt %											
SiO ₂	58.14	57.26	56.09	57.67		58.14	57.26	56.09	57.67	57.23	57.27
TiO ₂	0.00	0.02	0.00	0.00		0.00	0.02	0.00	0.00	0.02	0.02
Al ₂ O ₃	26.72	27.25	27.78	27.16		26.72	27.25	27.78	27.16	26.79	27.65
FeO*	0.24	0.20	0.11	0.26		0.24	0.20	0.11	0.26	0.16	0.14
MnO	0.00	0.00	0.00	0.03		0.00	0.00	0.00	0.03	0.00	0.00
MgO	0.00	0.00	0.00	0.00		0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
CaO	7.91	7.66	7.00	6.26		7.91	7.66	7.00	6.26	6.13	4.01
Na ₂ O	6.63	7.65	8.20	8.14		6.63	7.65	8.20	8.14	8.94	9.90
K ₂ O	0.14	0.21	0.31	0.26		0.14	0.21	0.31	0.26	0.25	0.24
total	99.78	100.25	99.49	99.76		99.78	100.25	99.49	99.76	99.52	99.24
Formula											
Si	2.603	2.564	2.518	2.587		2.603	2.564	2.518	2.587	2.581	2.579
Ti	0.000	0.001	0.000	0.000		0.000	0.001	0.000	0.000	0.001	0.001
Al	1.410	1.438	1.496	1.436		1.410	1.438	1.496	1.436	1.424	1.468
Fe	0.009	0.007	0.004	0.010		0.009	0.007	0.004	0.010	0.006	0.005
Mn	0.000	0.000	0.000	0.001		0.000	0.000	0.000	0.001	0.000	0.000
Mg	0.000	0.000	0.000	0.000		0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Ca	0.380	0.367	0.343	0.301		0.380	0.367	0.343	0.301	0.296	0.194
Na	0.576	0.665	0.726	0.708		0.576	0.665	0.726	0.708	0.782	0.864
K	0.008	0.012	0.018	0.015		0.008	0.012	0.018	0.015	0.014	0.014
total	4.984	5.055	5.106	5.056		4.984	5.055	5.106	5.056	5.104	5.125
O=	8	8	8	8		8	8	8	8	8	8
An mol%	39.41	35.19	31.54	29.40		39.41	35.19	31.54	29.40	27.13	18.07

*Total Fe reported as Fe²⁺

Table 3. Representative microprobe analysis of epidote in ITO-1

epidote			
mineral			
rock type	ITO-1	ITO-1	ITO-1
wt %			
SiO ₂	37.25	37.95	37.17
TiO ₂	0.04	0.03	0.07
Al ₂ O ₃	24.52	22.95	22.70
Fe ₂ O ₃ *	13.32	13.93	12.88
MnO	0.55	0.42	0.31
MgO	0.03	0.01	1.23
CaO	24.15	24.33	23.66
Na ₂ O	0.00	0.01	0.00
K ₂ O	0.00	0.00	0.00
total	99.86	99.64	98.02
Ps	25.75	27.93	26.60

*Total Fe reported as Fe²⁺

2 深江岩体

主に斜長石、石英、黒雲母および少量のアルカリ長石からなり、副成分鉱物としてチタン石、ジルコンおよび不透明鉱物（主にマグネタイト）を含む（Fig 8E）

斜長石は0.5～6.0 mm 程度の半自形～自形で、累帯構造が発達する。アルバイト式双晶を示すものが多い。微細な石英、黒雲母および不透明鉱物をポイキリティックに包有することもある。Anは30～14%で、正累帯構造を示す（Fig 9）。石英は0.5～5.0 mm の大きさで、すべて他形・粒間充填状に産する。黒雲母は0.3～5.0 mm の半自形～他形結晶で、X' = 淡褐色、Z' = 褐色の多色性を示す。X_{Mg}は0.49～0.38である。また頻繁に不透明鉱物（主にマグネタイト）を伴う（Fig 8F）。アルカリ長石は一般に他形で、0.2～0.5 mm の

粒間充填結晶として産する。しかし、パーサイトが発達する10 mm 程度の自形～半自形結晶もまれに含まれる。このような結晶は、しばしば黒雲母を包有する。チタン石は自形～他形で、ほとんどは黒雲母や不透明鉱物に伴われるが、自形性の強いものは単独で産する（Fig 8E）

花崗岩類の全岩化学組成

本地域に分布する花崗岩類の各岩相に関して、主成分と微量元素成分元素の全岩化学分析を行った。測定は山口大学機器分析センター設置の蛍光 X 線分析装置（RIX 3000）を使用した。試料の調整法、検量線プログラムおよび測定条件は山崎ほか（1999）に従った。分析結果を Table 4 に、主成分と微量元素成分元素の SiO₂ 量（wt %）に対する組成変化図を Fig 10 と Fig 11 にそれぞれ示す。

糸島岩体（ITO-1, ITO-2）と深江岩体の SiO₂ 量は、それぞれ 60～66 wt %, 63～70 wt %, 66～72 wt % の範囲にある（Figs 10, 11）。各主成分元素は SiO₂ の増加に伴って、TiO₂, Al₂O₃, Fe₂O₃, MgO, CaO, P₂O₅ が減少し、Na₂O, K₂O が緩やかに増加するトレンドを形成する（Fig 10）。微量元素成分元素では、SiO₂ の増加に伴い、Sr, V, Cr および Y は減少し、Ba は増加するトレンドを形成する（Fig 11）。Rb は糸島岩体（ITO-1, ITO-2）ではほぼ一定であるが、深江岩体では SiO₂ の増加に伴って緩やかに減少する傾向にある（Fig 11）。

K₂O-CaO-Na₂O 図で、糸島岩体から深江岩体にかけてのトレンドは、分化が進んでも K₂O に乏しい丹沢-新島トレンド（石原ほか, 1976）に一致する（Fig 12）。SiO₂-Sr 図には、井沢ほか（1990）によって定義された高 Sr 花崗岩系

Fig.8. Photomicrographs of the rocks of the Itoshima (A, B ITO-1, C, D ITO-2) and Fukae (E, F) masses. Hbl hornblende, Bt biotite, Pl plagioclase, Ttn titanite, Mag magnetite, Ep epidote

Fig.9. Triangular diagrams (Or-Ab-An) for plagioclase in the Itoshima and Fukae masses. Arrows indicate the trend of compositional zoning from core to rim

と低 Sr 花崗岩系の境界線も示した 糸島岩体と深江岩体はいずれも高 Sr 花崗岩系に分類される。また、Fig 13 は、縦軸に Sr/Y を、横軸に Y 含有量をとったもので、Defant et al (1991) によるアダカイトと一般的な島弧火山岩の分類図である。この図に糸島岩体および深江岩体の値と、比較のため典型的なアダカイトと考えられている北上帯の高 Sr トーナル岩～花崗閃緑岩 (Tsuchiya and Kanisawa, 1994) と丹波帯に産するアダカイト質花崗岩質岩 (貴治ほか, 2000) をプロットした SiO_2 量の少ない ITO-1 は、一般的な島弧火山岩の領域にプロットされる。一方、ITO-2 の一部および深江岩体はアダカイトの領域にプロットされるが、北上帯や丹波帯のものより低い Sr/Y 比を示す。

考 察

厳木川に沿うルート図やホルンブレンドのモード組成変化で示したように、野外において糸島岩体と深江岩体は漸移す

Table 4. Bulk chemical compositions for the granitoids from the Itoshima and Fukae masses

locality	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14
rock type	ITO-1 QD	ITO-1 QD	ITO-1 TO	ITO-1 TO	ITO-1 TO	ITO-1 TO	ITO-1 QD	ITO-1 TO	ITO-1 TO	ITO-1 TO	ITO-1 TO	ITO-2 TO	ITO-2 TO	ITO-2 TO
Sp. No.	0071102A	0101201	0101003A	0100803	0040301	1041403	1041402	1041404	0110302	0101905A	0101301A	1041406	1041407A	0071708
wt %														
SiO ₂	60.03	60.18	63.18	63.42	64.34	64.43	64.53	64.87	65.07	65.60	65.71	62.94	65.99	67.16
TiO ₂	0.83	0.87	0.74	0.67	0.55	0.56	0.70	0.64	0.55	0.54	0.52	0.63	0.54	0.46
Al ₂ O ₃	17.57	17.36	16.53	16.26	16.53	17.17	16.51	16.22	16.75	16.58	16.41	17.27	16.44	16.27
Fe ₂ O ₃ *	5.95	6.00	5.23	5.00	4.62	4.27	4.51	4.58	4.15	4.09	4.16	4.65	4.51	3.55
MnO	0.11	0.10	0.10	0.11	0.09	0.08	0.08	0.09	0.08	0.08	0.08	0.09	0.09	0.07
MgO	2.55	2.72	2.23	2.21	1.90	1.73	1.96	1.92	1.69	1.73	1.72	1.96	1.92	1.40
CaO	5.58	5.82	5.19	4.81	4.52	4.77	5.13	4.54	4.67	4.67	4.50	4.81	4.37	3.84
Na ₂ O	4.15	3.99	3.92	3.79	3.98	4.26	3.98	3.96	4.18	4.04	4.04	4.18	3.92	4.06
K ₂ O	1.74	1.79	1.76	2.18	1.90	1.81	1.71	2.03	1.69	1.81	1.81	2.14	2.24	2.25
P ₂ O ₅	0.12	0.11	0.10	0.09	0.09	0.09	0.09	0.09	0.09	0.08	0.08	0.08	0.08	0.07
LOI	0.59	0.68	0.64	0.58	0.84	0.75	0.76	0.82	0.78	0.66	0.82	1.00	0.58	0.68
total	99.22	99.62	99.62	99.11	99.35	99.91	99.94	99.76	99.69	99.88	99.85	99.75	100.68	99.81
ppm														
Ba	348	424	407	379	424	440	406	471	420	374	344	556	482	477
Cr	18	30	20	14	13	15	20	16	12	15	11	15	16	7
Nb	12	9	11	10	6	12	14	13	9	8	8	11	7	8
Rb	52	47	48	61	56	49	45	55	45	52	53	55	59	59
Sr	490	498	434	432	480	487	433	455	478	425	451	496	443	441
V	112	113	99	90	81	76	91	86	73	77	69	75	77	55
Y	21	22	20	20	13	13	20	20	13	13	13	16	13	13
Zn	96	92	80	81	80	70	69	78	68	66	71	79	80	68
Zr	152	143	145	140	151	141	130	152	127	112	130	150	145	136

locality	15	16	17	18	19	20	21	22	23	24	25	26	27	28
rock type	ITO-2 TO	ITO-2 TO	ITO-2 GD	ITO-2 TO	Fukae TO	Fukae TO	Fukae TR	Fukae TR	Fukae GD	Fukae TR	Fukae TR	Fukae TR	Fukae GD	Fukae TR
Sp. No.	1041604	0071804	1041603	0050505A	0050703	1041803	1041601	1042202	0052506	0040706	0040707	0110501	1042204	1042203
wt %														
SiO ₂	67.39	68.22	68.65	69.64	65.96	67.92	68.50	69.34	69.49	69.59	70.25	70.44	71.02	71.52
TiO ₂	0.41	0.48	0.32	0.41	0.47	0.42	0.36	0.34	0.30	0.34	0.29	0.46	0.24	0.28
Al ₂ O ₃	16.45	16.00	16.08	15.21	16.55	16.00	16.27	15.72	16.12	15.39	15.44	15.27	15.22	14.86
Fe ₂ O ₃ *	3.32	3.20	2.77	3.13	3.87	3.39	3.06	2.86	2.59	2.98	2.46	3.38	2.32	2.40
MnO	0.08	0.08	0.07	0.06	0.10	0.07	0.07	0.07	0.07	0.07	0.06	0.07	0.06	0.07
MgO	1.14	1.22	0.93	1.25	1.33	1.03	0.93	0.84	0.76	0.89	0.70	1.09	0.70	0.86
CaO	3.85	3.70	3.35	3.61	4.03	3.74	3.72	3.34	3.28	3.22	3.15	3.80	2.83	3.34
Na ₂ O	4.42	4.05	4.19	4.09	4.42	4.26	4.38	4.14	4.28	4.09	4.21	4.20	4.11	4.03
K ₂ O	2.04	2.27	2.72	1.69	1.97	1.82	1.90	2.45	2.48	2.20	2.25	1.90	2.40	2.02
P ₂ O ₅	0.08	0.07	0.06	0.07	0.09	0.09	0.08	0.07	0.06	0.07	0.06	0.09	0.07	0.05
LOI	0.78	1.01	1.01	1.01	0.89	0.74	0.53	0.52	0.68	0.58	0.48	0.48	0.47	0.40
total	99.95	100.31	100.14	100.16	99.67	99.47	99.80	99.17	100.11	99.41	99.35	101.18	99.44	99.83
ppm														
Ba	504	478	614	276	304	517	492	646	641	528	601	516	622	553
Cr	10	8	7	9	5	6	9	5	2	4	n.d.	3	n.d.	5
Nb	9	12	8	5	9	8	5	10	8	10	9	12	8	n.d.
Rb	53	54	58	52	56	47	48	59	57	58	58	44	47	44
Sr	458	413	426	396	442	479	422	440	431	448	418	445	403	400
V	48	51	40	52	58	47	43	37	29	35	29	50	32	28
Y	10	16	9	11	12	12	9	10	9	13	11	9	8	9
Zn	69	62	59	63	78	65	65	64	57	66	56	64	48	55
Zr	146	127	135	113	169	170	156	150	143	174	140	143	105	147

QD : quartzdiorite, TO : tonalite, GD : granodiorite, TR : trondhjemite, LOI : loss on ignition, n.d. : not determined.

*Total Fe reported as Fe³⁺

る (Figs 6, 7) 各岩型の全岩化学組成は一連の変化トレンドを示し、K₂O に乏しく、Sr に富むことで特徴づけられる (Figs 10, 11, 12) また糸島岩体と深江岩体の斜長石の An 成分は連続的に減少する (Fig 9) そして両岩体の斜長石は正累帯構造を示す (Fig 9) これらの観察結果と鏡下の特徴から糸島岩体と深江岩体の成因関係を検討する

1 糸島岩体から深江岩体への岩相変化の要因

糸島岩体 (ITO-1, ITO-2) および深江岩体は、鏡下において以下のような特徴が挙げられる ① SiO₂ 含有量の低い

岩相 (ITO-1) では、ホルンブレンドと斜長石の自形性が強く、これらの鉱物が早期に晶出したことを示す (Fig 8A) また自形のチタン石やマグネタイトが普遍的に含まれる ② ITO-2 では、ホルンブレンドの自形性は弱く黒雲母に包有される場合が多い (Fig 8D) ③ SiO₂ 量に富む ITO-2 や深江岩体では、黒雲母は不透明鉱物 (主にマグネタイト) を多量に包有する (Figs 8C, F) これらの鏡下での特徴から、苦鉄質鉱物の組み合わせがホルンブレンド、黒雲母、チタン石およびマグネタイトから黒雲母とマグネタイトへと変化したこと

Fig.10. Major element variation diagrams for the granitoids from the Itoshima and Fukae masses

Fig.11. Trace element variation diagrams for the granitoids from the Itoshima and Fukae masses. The boundary between High- and Low-Sr series is cited after Izawa et al. (1990)

Fig. 12. K_2O - CaO - Na_2O (wt%) diagram for the granitoids from the Itoshima and Fukae masses. Shaded field indicates the Tanzawa-Nijima trend after Ishihara et al. (1976). Values of the granitic rocks from both masses are plotted within the Tanzawa-Nijima trend.

が示唆される。また斜長石は全体を通じて晶出している。

糸島岩体 (ITO-1, ITO-2) および深江岩体の化学組成と鉱物モード組成の関係を検討するため、両岩体の全岩 SiO_2 量 (wt %) に対するモード組成の変化を Fig. 14 に示す。この図は、 SiO_2 量の増加に伴って斜長石とホルンブレンドの量が減少し、石英とアルカリ長石が増加することを示している。Fig. 11 によると、 SiO_2 の増加に伴い、Y, Cr および Sr は減少する傾向を示す。このことは、主としてホルンブレンドに分配される Y や Cr、そして斜長石に分配される Sr が減少するトレンドを示すことと調和的である。また K_2O と SiO_2 の関係は正の相関を示し (Fig. 10)、アルカリ長石の増加するモード変化 (Fig. 14) と矛盾しない。一方で、黒雲母の量比は、ITO-1 から ITO-2 にかけて大きな変化は認められないが、ITO-2 から深江岩体にかけて減少する。この傾向は、Fig. 11 の SiO_2 -Rb 図と一致する。Rb は黒雲母への分配が大きいので、Rb 含有量の減少するトレンドは黒雲母の量比が減少することによって生じたと判断される。このように、糸島岩体から深江岩体への全岩化学組成の変化は、モード組成の変化とよく対応している。有色鉱物では、ITO-1 から ITO-2 へホルンブレンドが減少し、ITO-2 から深江岩体へは黒雲母の減少が見られる。無色鉱物では糸島岩体から深江岩体にかけてアルカリ長石と石英が増加し斜長石が減少する。また、両岩体の斜長石の An 値と全岩化学組成の $CaO/(CaO+Na_2O+K_2O)$ 値 (モル比) は正の相関を示す (Fig. 15)。このことは、斜長石の組成が全岩化学組成の変化に対応していることを示している。

以上のような糸島岩体と深江岩体の野外での産状や鏡下での特徴、そして全岩化学組成とモード組成や鉱物組成との関係を考慮すると、両岩体の組成変化は結晶分化作用に起因しているものと推察される。

そこで糸島岩体から深江岩体への組成変化の過程で分別された鉱物相を確認するため、鉱物と全岩の主成分元素から最小二乗法を用いたマスバランス計算を行った。上述したよう

Fig. 13. Sr/Y - Y diagram for the granitoids from the Itoshima and Fukae masses. Adakite or Archean TTG (tonalite-trondhjemite-granodiorite) and island arc ADR (andesite-dacite-rhyolite) fields are after Defant et al. (1991). The high-Sr tonalite/granodiorite in the Kitakami belt (Tsuchiya and Kanisawa, 1994) and adakitic Tanba granitoids (Kiji et al., 2000) are also plotted for comparison.

Fig. 14. Plots of modal values versus SiO_2 contents for the granitoids from the Itoshima and Fukae masses.

に糸島岩体は徐々にホルンブレンドの量比を減じ、深江岩体になるとホルンブレンドは含まれない。このような鉱物相の変化を考慮して、糸島岩体 (ITO-1) から深江岩体までの分化作用を stage 1、深江岩体内での分化作用を stage 2 とし

Fig.15. Relationship between An in plagioclase and $\text{CaO}/(\text{CaO}+\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O})$ (molar ratio) in whole rocks from the Itoshima and Fukae masses

て計算した。計算に用いた化学組成はそれぞれの岩石に含まれる鉱物の分析値の平均値を用いた。なお、糸島岩体には自形のチタン石が普遍的に含まれることから (Fig 8A), stage 1 の分別相に含めることにした。計算結果を Table 5 に示す。計算によって求められたマグマの組成は、stage 1 と stage 2 のいずれにおいても実測されたマグマ組成と一致する (Table 5)。

次に微量元素組成による組成変化を Rb-Sr 図と Rb-V 図 (Figs 16A, B) を用いて検討した。この場合もマスバランス計算の時と同様に鉱物相の変化を考慮して stage 1 と stage 2 に分けて検討した。Figs 16A, B の図中の矢印は、上述したマスバランス計算から産出された鉱物量比を適応し、レーリー分別モデルによって求めた組成変化ベクトルである。ベクトルの計算方法は Brown et al (1981) と Tindle and Pearce (1981) に従い、液相-鉱物間の分配係数は、Bornhorst (1980), Gill (1981) および Rollinson (1993) に掲載されている安山岩~デイサイト組成のマグマに対応する値を用いた。

糸島岩体から深江岩体への組成変化 (stage 1) は、Sr が約 100 ppm 減少するのに対し、Rb が約 20 ppm 増加している。このトレンドは計算によって求められたベクトルと調和的である (Fig 16A)。Fig 11 の組成変化図では糸島岩体と深

Table 5. Results of mass-balance calculation for the crystallization differentiation for the Itoshima and Fukae masses

Stage 1 : ITO-1 = Fukae + Hbl + Pl + Bt + Ttn + Mag												
	amount (%)	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	FeO*	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	total
Initial												
ITO-1 (0101201)	100.00	60.18	0.87	17.36	5.40	0.11	2.72	5.82	3.99	1.79	0.11	98.35
Final												
Fukae (0050703)	65.84	65.96	0.47	16.55	3.48	0.10	1.33	4.03	4.42	1.97	0.09	98.40
Hbl	14.12	43.55	1.12	11.15	17.63	0.35	11.38	11.02	0.77	0.66	0.00	97.63
Pl	16.51	57.58	0.02	27.15	0.20	0.00	0.00	7.74	6.82	0.22	0.00	99.73
Bt	2.62	36.65	3.15	15.82	18.22	0.44	11.10	0.00	0.00	9.51	0.00	94.89
Ttn	0.85	24.19	43.84	1.68	1.21	0.11	0.00	29.88	0.03	0.00	0.00	100.94
Mag	0.06	0.00	1.20	1.50	88.10	0.01	0.34	0.00	0.00	0.00	0.00	91.15
Estimated composition												
observed		61.20	0.89	17.65	5.49	0.10	2.77	5.92	4.06	1.80	0.11	100.00
calculated		61.18	0.93	17.63	5.48	0.13	2.84	5.82	4.19	1.71	0.06	100.00
observed-calculated		0.02	-0.05	0.02	0.01	-0.02	-0.07	0.10	-0.13	0.09	0.05	0.00
sum of squares of residuals = 0.05243												
Stage 2 : Fukae = Fukae* + Bt + Pl + Mag												
	amount (%)	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	FeO*	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	total
Initial												
Fukae (0050703)	100.00	65.96	0.47	16.55	3.48	0.10	1.33	4.03	4.42	1.97	0.09	98.40
Final												
Fukae* (01042203)	76.29	71.52	0.28	15.06	2.16	0.07	0.86	3.34	4.03	2.02	0.09	99.43
Bt	5.92	36.35	3.34	15.50	20.89	0.89	8.39	0.00	0.07	9.15	0.00	94.58
Pl	17.18	57.02	0.01	26.30	0.11	0.00	0.00	7.75	8.49	0.22	0.00	99.90
Mag	0.61	0.00	1.18	1.25	88.00	0.24	0.03	0.00	0.02	0.00	0.00	90.72
Estimated composition												
observed		67.03	0.48	16.82	3.37	0.10	1.35	4.10	4.49	2.00	0.09	100.00
calculated		67.07	0.43	16.93	3.57	0.11	1.19	3.99	4.56	2.16	0.07	100.00
observed-calculated		-0.03	0.05	-0.11	-0.20	-0.01	0.16	0.11	-0.07	-0.16	0.02	0.00
sum of squares of residuals = 0.11394

Fig. 16. Rb-Sr (A) and Rb-V (B) plots for the granitoids from the Itoshima and Fukae masses. Arrows indicate a fractionation trend calculated on Rayleigh Fractionation model. The fractionated minerals and their modal variation were applied to the results of mass-balance calculation (see Table 5)

江岩体の Rb 含有量に大きな差が認められないので、Fig 16A では深江岩体と糸島岩体の Rb 含有量は重なって見える。一方、バナジウムはホルンブレンドやマグネタイトに対する分配係数が大きいため、ホルンブレンドが消失した後もマグネタイトが分別されれば V の値は減少し続ける。深江岩体内の組成変化 (stage 2) では V 含有量が約 30 ppm 減少している。マスバランス結果によると、stage 2 ではマグネタイトの分別が stage 1 に引き続き生じるので、深江岩体における V の減少はマグネタイトの分別によって説明可能である。モデル計算結果による深江岩体内での分化トレンドは V の減少が認められ深江岩体内のトレンドと調和的である (Fig 16B)。

以上述べたように、結晶分化作用のモデル計算結果は、糸島岩体と深江岩体の全岩化学組成の測定結果から得られた組成トレンドとよく一致していることを示している。このことは、野外で観察された糸島岩体から深江岩体へ漸移する岩相変化の要因が、単一マグマの結晶分化作用に起因する可能性を支持する。

2 糸島岩体の定置条件

ホルンブレンドの総 Al 量は圧力に依存しており、これを利用したいくつかのホルンブレンド圧力計が知られている (Hammerstorm and Zen, 1986, Johnson and Rutherford, 1989, Schmidt, 1992 など)。糸島岩体の鉱物組合せは、ホルンブレンド圧力計の鉱物共生条件を満たすことから、定置時の圧力条件を Schmidt (1992) の圧力計を用いて見積もった。この圧力計は、相平衡実験にもとづき考案されたホルンブレンドの総 Al 量と圧力との関係式であり、他の圧力計に比べ誤差の少ないのが特徴である。しかし、角閃石の Al 量

は温度にも依存するという議論もあるため (Blundy and Holland, 1990)、角閃石-斜長石温度計も同時に用いて、ソリダス付近の温度を示すホルンブレンドに対し圧力計を適応した。温度・圧力条件の見積もりは、共存するホルンブレンドと斜長石のリム組成を用いて算出した。その結果、糸島岩体の定置条件は、0.55 ~ 0.65 GPa, 690 ~ 710 °C 程度と見積もられた。

糸島岩体の ITO-1 に含まれる自形~半自形の緑レン石は、ホルンブレンドやマグネタイトをポイキリテックに包有している (Fig 8B)。また Ps 成分は 25.6 ~ 29.1 % である (Table 3)。このような組織と Ps 成分をもつ緑レン石は、これまでに報告されているマグマ起源と考えられている緑レン石のそれら (例えば、Zen and Hammerstorm, 1984, Sial et al, 1995 など) と一致する。したがって、ITO-1 に含まれる緑レン石は、二次的な変質物ではなくマグマから直接晶出したものと推察される。マグマ起源の緑レン石は、水に富んだトータル岩質マグマにおいて 0.6 ~ 0.8 GPa の圧力条件で晶出するとされている (Zen and Hammerstorm, 1984)。このことは、角閃石の Al 量から見積もられた圧力条件と調和的である。井沢ほか (1990) は、北部九州における高 Sr 花崗岩質マグマが、含水安山岩組成の親マグマから高圧下でホルンブレンドが分別されることによって生じることを指摘した。本論の結果は、中~下部地殻に相当する圧力条件からホルンブレンドが晶出・分別したことを示しており、井沢ほか (1990) の見解と調和的である。したがって、糸島岩体から深江岩体への岩相変化は、活動的大陸縁部における中~下部地殻での含水マグマの分化過程を示している可能性がある。

糸島・深江両岩体は、高 Sr 花崗岩系に属することで特徴づけられるが (Fig 11), 典型的なアダカイトよりも Sr に乏しい特徴をもつ。アダカイト判別図において、特に糸島岩体は、島弧火山岩からアダカイト領域にかけてプロットされる (Fig 13)。一方、深江岩体はアダカイト領域にプロットされる (Fig 13)。上述したように、両岩体は単一マグマの分別結晶作用によって導かれた可能性が高い。したがって、このような Sr に乏しい「アダカイト質」マグマは、沈み込んだ海洋地殻の部分溶融のほか、下部地殻の部分溶融で形成された安山岩〜デイサイト質マグマからの分別結晶作用によって形成可能である。

ま と め

1. 野外の産状から、糸島岩体は主にホルンブレンドの量を減少させながら深江岩体へと漸移すると判断される
2. 糸島岩体は、記載的な特徴をもとに ITO-1 と ITO-2 に区分される
3. 糸島岩体および深江岩体は、高 Sr 花崗岩系に分類される。
4. 糸島岩体と深江岩体の漸移関係は、主にホルンブレンド、斜長石、黒雲母およびマグネタイトの分別結晶作用に起因していると推察される
5. 糸島岩体と深江岩体は同一マグマに由来する可能性が高い
6. 糸島岩体にはマグマから直接晶出したと判断される緑閃石が含まれる。このことは、糸島岩体の結晶作用が中〜下部地殻から始まったことを示唆する

謝辞 本論は、山口大学理学部地球科学教室における卒業論文の一部を発展させたものである。本論を書くにあたり、山口大学地球科学教室の教官および院生諸氏には日常的に有益な助言や議論をしていただいた。産業技術総合研究所の亀井淳志博士には、野外調査に協力していただくともに、数多くの助言をしていただいた。全岩と鉱物の化学組成分析では山口大学機器分析センターの永尾隆志博士と森福洋二氏に御指導いただいた。野外調査の際には、佐賀県富士町役場の方々にお世話になった。佐賀大学の川野良信博士には粗稿を読んでいただき、多数の助言をしていただいた。産業技術総合研究所の高木哲一博士ならびに匿名の査読者には、原稿を丁寧に読んでいただき有益なコメントを多数していただいた。Bangalore 大学の Jayananda 博士には英文要旨を校閲していただいた。また、担当編集幹事である土谷信高博士には、本論を改善するうえで有益な助言をいただいた。以上の方々に心から感謝の意を申し上げます。

文 献

- Blundy, J. D. and Holland, T. J. B., 1990, Calcic amphibole equilibria and a new amphibole-plagioclase geothermometer. *Contrib Mineral Petrol*, **104**, 208-224.
- Bornhorst, T. J., 1980, Major- and trace-element geochemistry and mineralogy of upper Eocene to Quarternary rocks of the Mogollon-Datil volcanic field, southern New Mexico. Ph. D. Dissertation, University of New Mexico, Albuquerque, N. M.
- Brown, M., Friend, R. L., McGregor, V. R. and Perkins, W. T., 1981, The late Archean Qoqut granite complex of southern west Greenland. *Jour. Geophys. Res.*, **86**, 10617-10632.
- Defant, M. J., Clark, L. F., Stewart, R. H., Drummond, M., de Boer, J. Z., Maury, R. C., Bellon, H., Jackson, T. E., and Restrepo, J. F., 1991, Andesite and dacite genesis via contrasting processes: the geology and geochemistry of El Valle Volcano, Panama. *Contrib Mineral Petrol*, **106**, 309-324.
- Gill, J. B., 1981, *Orogenic Andesites and Plate Tectonics*. Springer-Verlag, New York, 390p.
- Hammarstrom, J. M. and Zen, E.-an, 1986, Aluminum in hornblende: An empirical igneous geobarometer. *Amer. Mineral.*, **71**, 1297-1313.
- 石原舜三・金谷 弘・寺島 滋, 1976, フォッサマグナ地域の新第三紀花崗岩類の成因. 月刊海洋科学, **8**, 523-528.
- 石原舜三・唐木田芳文・佐藤興平, 1979, 北九州〜西中国地域のマグネタイト系とチタン鉄鉱系花崗岩類の分布 ―特に小倉〜田川構造線の再評価―. 地質雑, **85**, 47-50.
- IUGS, 1973, Subcommittee on the systematics of igneous rocks. *Geotimes*, Oct, 26 - 30.
- Izawa, E., Karakida, Y., Shimada, N. and Takahashi, M., 1989, High-strontium granites in northern Kyushu, Japan. *DELTA publication* no. 28, 62-67.
- 井沢英二・唐木田芳文・島田允亮・高橋正好, 1990, 高ストロンチウム花崗岩類は厚い地殻の指標となるか. 月刊地球, **12**, 435-439.
- 井沢英二・唐木田芳文・島田允亮・高橋正好, 1994, 北部九州花崗岩類の化学組成の特徴. 西南学院大学, 児童教育学論集, **20**, 21-54.
- Johnson, M. C. and Rutherford, M. J., 1989, Experimental calibration of the aluminum-in-hornblende geobarometer with application to Long Valley caldera (California) volcanic rocks. *Geology*, **17**, 837-841.
- 唐木田芳文, 1985, 北部九州花崗岩類の地質学的分類. 日本応用地質学会西日本支部会報, **6**, 2-12.
- 唐木田芳文・早坂祥三・長谷義隆 (編), 1992, 日本の地質 9「九州地方」. 共立出版, 371 p.
- 唐木田芳文・富田 達・松本達郎, 1962, 北九州花崗岩類の 2・3 の問題. 地質雑, **68**, 373-376.
- 貴治康夫・小澤大成・村田 守, 2000, 京都市北部, 山陽帯に分布するアダカイト質丹波花崗岩質岩. 岩石鉱物科学, **29**, 136-149.
- 大島恒彦, 1964, 脊振山地南部変成岩帯に関する予察的研究. 佐賀大学教育論文集, **12**, 59-69.
- 大和田正明・亀井淳志・山本耕次・小山内康人・加々美寛雄, 1999, 中・北部九州, 白亜紀花崗岩類の時空分布と起源. 地質学論集, no. 53, 349-363.
- Rollinson, H., 1993, *Using geochemical data: evaluation, presentation, interpretation*. Longman, London, 352p.
- Schmidt, M. W., 1992, Amphibole composition in tonalite as a function of pressure: an experimental calibration of the Al-in hornblende barometer. *Contrib Mineral Petrol*, **110**, 304-310.
- Sial, A. N., Toeselli, A. J., Saavedra, J., Ferreira, V. P. and Rossi de Toselli, J. N., 1995, Magmatic epidote-bearing granitoids from NW Argentina and NE Brazil. *III rd Hutton Symp. The Origin of Granites and Related Rocks, Abstract*, 141-142.
- Takahashi, M., Aramaki, S. and Tsusue, A., 1984, Segmented structure in the Cretaceous to early Paleogene granitic batholiths of the Japanese islands based on statistics of major element chemistry: a reconnaissance study. *Mining Geol.*, **34**, 33-70.
- Tindle, A. G. and Pearce, J. A., 1981, Petrogenetic modeling of in situ fractional crystallization in the zoned Loch Doon pluton, Scotland. *Contrib Mineral Petrol*, **78**, 196-207.
- Tsuchiya, N. and Karusawa, S., 1994, Early Cretaceous Sr-rich silicic magmatism by slab melting in the Kitakami Mountains, Northeast Japan. *Jour. Geophys. Res.*, **99**, 22205-22220.
- Tsue, A., Mizuta, T., Hashimoto, K., 1984, Granitic rocks in northern Kyushu. *Mining Geol.*, **34**, 385-399.
- 山崎 徹・大和田正明・今岡照喜・白木敬一, 1999, 蛍光 X 線分析装置による岩石中の主成分および微量元素の定量分析. 山口大学機器分析センター報告, **7**, 22-31.
- Zen, E.-an and Hammarstrom, M., 1984, Magmatic epidote and its petrologic significance. *Geology*, **12**, 515-518.

(要 旨)

矢田 純・大和田正明, 2003, 佐賀県中部に分布する白亜紀高 Sr トーナル岩 (糸島岩体) とトロニエム岩 (深江岩体) の成因関係 マグマの分化作用による検討 地質雑, 109, 518-532 (Yada, J and Owada, M, 2003, Genetic relationship between the Cretaceous high-Sr tonalite (Itoshima mass) and trondhjemite (Fukae mass) in the central part of Saga Prefecture, northwest Kyushu Implications for magmatic differentiation *Jour Geol Soc Japan*, 109, 518-532)

北部九州西部には, 糸島岩体と深江岩体が広く分布し, 両岩体はともに高 Sr でマグネタイ特系の特徴を示す 糸島岩体は記載的特徴をもとに「ITO-1」と「ITO-2」の2つの岩相に区分される 野外において, 糸島岩体はホルンブレンドの量比を減少させながらホルンブレンドを含まない深江岩体へと漸移する様子が観察される. また, 両岩体のモード組成, 鉱物・全岩化学組成は, 糸島岩体から深江岩体へかけて連続的に変化する これらの特徴から, 糸島岩体と深江岩体は単一マグマからホルンブレンド, 斜長石, 黒雲母, チタン石およびマグネタイトの分別結晶作用によってもたらされた可能性が高い