中部日本土岐花崗岩体の岩相と化学組成の累帯変化

Zoning of rock facies and chemical composition in the Toki granitic body, Central Japan

湯口 貴史 (Takashi YUGUCHI)*

鶴田 忠彦 (Tadahiko TSURUTA)*,**

西山 忠男 (Tadao NISHIYAMA)**

The Toki granite, a single pluton, is located in the Cretaceous Sanyo Belt in the Inner Zone of Southwest Japan. 483 samples collected from 19 borehole sites in the Toki granite display spatial variations in mineral assemblage, mode, bulk chemical composition and mineral composition, indicative of a zoned pluton. Based on the mode and the mineral assemblages with or without hornblende, the Toki granite can be divided into three rock facies from the margin to the interior: muscovite-biotite granite (MBG), hornblende-biotite granite (HBG) and biotite granite (BG). The ASI values [molar $\text{Al}_2\text{O}_3 / (\text{CaO} + \text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O})$], Al_2O_3 , K_2O and Na_2O change systematically from MBG through HBG to BG, corresponding to a systematic variation from peraluminous in the margin to metaluminous granite in the interior. $\text{Fe}^{3+} / \text{Fe}^{2+}$ ratios gradually increase from MBG through HBG to BG, corresponding to a systematic change from ilmenite-series in the margin to magnetite-series in the interior. The sedimentary rocks of the Mino terrane (Kamiasou unit) were intruded and metamorphosed to hornfels by the Toki granitic magma. $\text{Na}_2\text{O} / \text{K}_2\text{O}$ and $\text{Fe}^{3+} / \text{Fe}^{2+}$ ratios become closer to those of the hornfels towards the margin of the body, suggesting the assimilation of the crustal host rock by the Toki granitic magma. However, the same ranges in SiO_2 among three rock facies leave the possibility that each rock facies derived from a different magma. Both petrography and bulk chemistry imply that 1) the chemical variation of the Toki granite is not solely due to fractional crystallization, and 2) assimilation of crustal host rocks or simultaneous intrusion of different magmas has played a significant role during the emplacement process.

Keywords: Toki granitic body, Granite series, Peraluminous and metaluminous granite, Ilmenite series and Magnetite series, Assimilation

I. はじめに

本論文は、西南日本内帯の中部地方に位置する土岐花崗岩体を例にして、岩石学的手法を用いて岩相分布および化学組成分布を明らかにし、これを通して地殻深部における花崗岩質マグマ溜りの貫入定置プロセスについて検討を行うものである。

花崗岩体の貫入定置様式の知見を得ることは、地殻の進化を考える上で非常に重要な課題である。なぜならマグマ溜りはその冷却に伴い花崗岩体となり、花崗岩質マグマの貫入の際周囲に放出される熱は周囲の岩石に接触変成作用、ミグマタイト化作用ひいては広域低圧高温型変成作用

をもたらすためである(例えば、De Yoreo *et al.*, 1991)。このようにして形成された花崗岩、変成岩は大陸地殻の大部分を占める。また、岩石学的特徴の解明は、応用地質学的観点における花崗岩体中の割れ目の分布や特性を理解する上でも重要な視点の1つである(Mazurek, 2000; 千木良, 2002; Mazurek *et al.*, 2003; Jakob *et al.*, 2003; Bahat *et al.*, 2003; Bankwitz *et al.*, 2004; Bankwitz and Bankwitz, 2004)。構成鉱物の種類、量比、形状等の相違に起因する岩相の相違は、岩盤物性にコントラストをもたらし、岩体固結後の地質イベントに起因する応力の集中や解放に影響を与える。

研究対象である土岐花崗岩体は、岐阜県東濃地方土岐市

doi: 10.2465/gkk.39.50

(平成 21 年 4 月 28 日受付, 平成 22 年 1 月 13 日受理)

* 独立行政法人日本原子力研究開発機構瑞浪超深地層研究所, 〒509-6132 岐阜県瑞浪市明世町山野内 1-64

** 熊本大学大学院自然科学研究科, 〒860-8555 熊本市黒髪 2 丁目 39-1

* Mizunami Underground Research Laboratory, Geological Isolation Research and Development Directorate, Japan Atomic Energy Agency, 1-64, Yamanouchi, Akeyo, Mizunami, Gifu 509-6132, Japan E-mail: yuguchi.takashi@jaea.go.jp

** Department of Earth and Environmental Sciences, School of Science, Graduate School of Science and Technology, Kumamoto University, 2-39-1, Kurokami, Kumamoto 860-8555, Japan

Fig. 1. Locality map showing the Toki granite (Tono district, square symbol) in Central Japan, and the distribution of San-in, Sanyo and Ryoke belts in the Inner zone of Southwest Japan, after Ishihara and Terashima (1977).

Fig. 2. Topography inside the Toki granite (Tono district) and borehole sites in this study (Geographical Survey Institute, 1: 25,000 topography; Ontake, Takenami, Toki, Mizunami).

から瑞浪市にわたって位置する後期白亜紀の深成岩体であり (Ishihara and Chappell, 2007; 西本ら, 2008), 3 帯に区分される西南日本内帯花崗岩類の中で山陽帯 (Ishihara, 2003; Ishihara and Terashima, 1977) に属する (Fig. 1)。土岐花崗岩体は、独立行政法人日本原子力研究開発機構東濃地科学センターによる広域地下水流動研究 (DH-2 号孔か

ら DH-15 号孔) および超深地層研究所計画 (MIU-1 号孔から MIU-4 号孔, および MIZ-1 号孔) において、岩体の広域に渡って 19 本のボーリング調査が行われている (Fig. 2)。これらのボーリング調査で採取されたコア試料を用いることで、土岐花崗岩体の岩石学的情報を 3 次元的に取得することが可能である。このように単一の花崗岩体において、岩相と化学組成に関する空間分布を解明する試みは世界的に例を見ない。

今日まで多くの岩石学者により、花崗岩体における化学組成変化の要因について研究が行われてきた。花崗岩体の化学組成変化の要因は大きく結晶分別作用 (例えば, Takahashi, 1986; Nishimura and Yanagi, 2000; 細野・牧野, 2002; Wu *et al.*, 2005), マグマ混合作用 (例えば, Tsuboi, 2005; Sadeghian *et al.*, 2005; de Rosa-Costa *et al.*, 2006), および地殻との混成作用 (例えば, Dallai *et al.*, 2003; Clemens, 2003; Barnes *et al.*, 2004; Almeida *et al.*, 2007) に区分される。これら結晶分化作用, マグマ混合および混成作用の寄与の大きさが花崗岩体の化学組成を支配する (ピッチャー, 1997)。本論文では、岩石記載 (鉱物組み合わせ, 岩石組織および鉱物化学組成の空間分布) を通して、土岐花崗岩体の岩相を区分し、その分布形態を明らかにする。次に、岩相区分に基づいて主成分元素の全岩化学組成の空間分布を議論する。また土岐花崗岩体とその周囲に分布するホルンフェルスとの全岩化学組成の比較から混成作用について考察する。最終的にこれらを通して、土岐花崗岩体の貫入定置プロセスに関する花崗岩体中での結晶分別作用, マグマ混合および混成作用などの寄与の可能性について論ずる。

II. 土岐花崗岩体

土岐花崗岩体は、岐阜県の東濃地方、土岐市から瑞浪市にわたって露出する深成岩体である (Fig. 1)。西南日本内帯の白亜系から古第三系の花崗岩類は、西南西から東北東方向に向かって伸びる領家帯、山陽帯、山陰帯の 3 つの帯に区分される (Ishihara, 2003)。土岐花崗岩体は、このうちの山陽帯の南東縁に位置する (Ishihara and Chappell, 2007)。1962 年 (昭和 37 年) 岐阜県土岐市でウラン鉱床の露頭が発見されて以来、土岐花崗岩体は、ウラン鉱床の基盤岩という観点から研究がなされてきた (例えば、石原・鈴木, 1969; 小林, 1989)。

土岐花崗岩体は、石原・鈴木 (1969) によって命名され、第三系中新世の瑞浪層群と鮮新世の瀬戸層群に被覆される (Fig. 3: 糸魚川, 1974, 1980)。瑞浪層群ならびに瀬戸層群と基盤岩である土岐花崗岩体の関係は非整合である (中山, 1985; 中山ら, 1989)。土岐花崗岩体は苗木・上松花崗岩体の 1 岩体であり、地表におけるその分布領域は、南北約 14 km, 東西約 12 km のほぼ円形を呈すると想定される (石原・鈴木, 1969; 山田ら, 1990)。土岐花崗岩体は、美濃帯の堆積岩類および濃飛流紋岩類に非調和的に貫

Fig. 3. Geological map of the Tono district showing the Toki granite, after Itoikawa (1980).

入し、これらに接触変成作用をもたらしている(山下ら, 1988)。また貫入定置の後、石英斑岩の貫入を被っている(西本ら, 2008)。苗木・上松花崗岩体の Rb-Sr 年代(全岩)は 72.3 ± 3.9 Ma が報告されており (Shibata and Ishihara, 1979), 土岐花崗岩自体の形成年代は CHIME 年代(モナザイト)による 68.3 ± 1.8 Ma (Suzuki and Adachi, 1998) の報告がある。このため白亜紀後期の貫入年代が推定されている(西本ら, 2008)。この貫入年代は、山陽帯に位置するその他の花崗岩類と同時期である。例えば、琵琶湖南部地域の花崗岩体の K-Ar 年代(黒雲母)は 75–70 Ma を示す(沢田・板谷, 1993)。また上松や門島花崗岩体などの山陽帯花崗岩類も 60–80 Ma の年代値を示す(例えば、柴田ら, 1962; Kagami, 1973; 河野・植田, 1966)。

土岐花崗岩体の分布する瑞浪盆地には、東西方向の走向を有する月吉断層(賤ヶ洞-月吉-木暮の北)と、北東-南西ないし西南西に走る山田断層帯が分布する (Fig. 3)。月吉断層は、南側が隆起した逆断層で、土岐花崗岩体および瑞浪層群を切っているが、瀬戸層群には及んでいない。この

ことは月吉断層の最終活動が、中新世の瑞浪層群堆積後から瀬戸層群堆積前(約 1800–1200 万年前の間)であることを示唆する(西本ら, 2008)。

III. コア記載と分析手法

本研究に用いた試料は、独立行政法人日本原子力研究開発機構東濃地科学センターによる広域地下水流動研究および超深地層研究所計画において、岐阜県土岐市および瑞浪市で実施した 19 本のボーリング調査により取得されたコアである (Fig. 2 and Table 1)。これらのボーリング調査で採取されたコア試料を用いることで、土岐花崗岩体の 3 次元の岩石学的情報を取得することができる。各ボーリング孔は、約 500 m から約 1300 m の掘削長を有しており、斜孔である MIU-4 と MIZ-1 を除いて他は全て鉛直孔である。

コア観察から、土岐花崗岩を瑞浪層群および瀬戸層群が非整合に覆う構造が認められる (Figs. 3 and 4; DH-2, 5, 7, 11, 12, 13, 14, 15)。また DH-6 号孔では、土岐花崗岩体の

Table 1. Borehole in the Toki granite and analytical methods

Borehole		Drilling Length (m)	Thin section	Mode	Bulk compo- sition
No.*	Shaft form		observ.	(quantity)	
DH-2	Vertical	501.0	25	-	19
DH-3	Vertical	1011.0	52	-	27
DH-4	Vertical	550.0	34	-	17
DH-5	Vertical	502.3	45	45	45
DH-6	Vertical	1010.9	59	-	25
DH-7	Vertical	1010.0	47	-	33
DH-8	Vertical	1010.0	44	-	26
DH-9	Vertical	1030.0	30	25	23
DH-10	Vertical	1010.0	30	50	33
DH-11	Vertical	1012.1	30	35	30
DH-12	Vertical	715.8	30	27	24
DH-13	Vertical	1015.1	30	25	24
DH-14	Vertical	1010.0	15	15	15
DH-15	Vertical	1012.0	32	15	11
MIU-1	Vertical	1013.8	50	50	50
MIU-2	Vertical	1012.0	50	50	-
MIU-3	Vertical	1014.0	20	20	49
MIU-4	Inclined	685.0	15	15	15
	N25°E 30°				
MIZ-1	Vertical	1350.0	38	30	17
	(~250m)				
	+ Inclined				
	S46°W12.5°				
	(250m~)				
Total			676	402	483

* Borehole number corresponds to the location in Figure 2.

上部に、明瞭で直線的な境界を伴って美濃帯(上麻生ユニット)の含礫砂泥岩および塊状砂岩のホルンフェルスが認められる。花崗岩が地表に露出する箇所掘削したボーリング孔のコアにおいては、コア最上部の花崗岩は強い風化を被っている(DH-3, 4, 10)。

土岐花崗岩体の主たる岩相は、細粒から粗粒の等粒状完晶質花崗岩である。本岩体中には数 cm から数十 cm に及ぶ暗色包有物が広く観察されるが、暗色包有物の頻度や大きさの空間的な変化は認められない。岩体中には、暗色包有物、ペグマタイトやアプライトの岩脈が広く観察されるのに対して、捕獲岩は DH-10 においてわずかに観察されるだけで、他のボーリング孔では認められない。花崗岩体の一部では顕著なカタクラサイト化が認められる。

鈴木・石原(1969)は、地表露頭で採集した岩石のモードに基づき、本岩体が 2 つの岩相に区分できることを論じた。粗粒で比較的均質な白雲母-黒雲母花崗岩と、中粒~細粒で不均質な角閃石黒雲母花崗岩の 2 つの岩相である。彼らは、この 2 つの岩相において際立った組織の相違が認められないことから、地下である程度分化した 2 つの花崗岩質

マグマがわずかな時間差を有して侵入し、1 つの花崗岩体として定置したとする形成過程の見解を示した。

本研究では、土岐花崗岩体の岩石学的検討に基づくモデルを構築するために、強度の風化および変質を伴わない比較的新鮮な岩石を対象として、岩石薄片観察、モード測定、EPMA による鉱物化学組成の測定、および全岩化学組成の測定を行った(Table 1)。

モード測定には、402 枚の岩石薄片に対して、1 薄片あたり 1000 ポイントから 3000 ポイントの測定を行った。

鉱物の化学組成分析は、熊本大学理学部地球環境科学講座に設置されているエネルギー分散型 X 線マイクロアナライザー(EDS(PC-SEM 5600, JEOL+LINK ISIS)：加速電圧、20 kv；ビーム電流、0.6 nA；ビーム径、2 μm)を用いた。土岐花崗岩体の代表的な鉱物化学組成は Table 2, Table 3, および Table 4 に記す。

全岩分析は、主成分元素を対象とし、SiO₂, TiO₂, Al₂O₃, Fe₂O₃, MnO, MgO, CaO, Na₂O, K₂O, P₂O₅ に関しては蛍光 X 線分析法、FeO は湿式分析法(過マンガン酸カリウム滴定法)、H₂O+、H₂O-はカールフィッシャー滴定法を用いた。蛍光 X 線分析には、PHILIPS 社製蛍光 X 線分析装置 PW1404 および理学電機製蛍光 X 線分析装置 RIX3000 を用いて測定した。試料作成に関しては、粉碎・粉末化し、脱水した岩石粉末試料に、融剤である四ホウ酸リチウムを加え、ビードサンプラーを用いてガラスビードサンプルを作成し、これを測定試料とした。定量は JIS K 0119 (蛍光 X 線分析方法通則)に従い、検量線法にて成分の含有量を定めた。また複数の XRF 装置を用いるため、試料の測定に先立ち、花崗岩の組成に相当する標準試料(JG-1a)を用いて、精度に関する評価を行い、分析値が誤差の範囲で一致することを確認し、実試料の分析を行った。代表的な土岐花崗岩体の全岩化学組成を Table 5 に示す。

IV. 岩石記載

1. 土岐花崗岩体の岩相区分

土岐花崗岩体は、鉱物組み合わせ(特にホルンブレンドの有無)から 3 つの岩相に区分することが可能である(Fig. 4)。3 つの岩相とは、白雲母を含みホルンブレンドを伴わない鉱物組み合わせで定義づけられる白雲母-黒雲母花崗岩、ホルンブレンドを含む鉱物組み合わせで定義されるホルンブレンド-黒雲母花崗岩、およびホルンブレンドと白雲母のいずれをも伴わない鉱物組み合わせで定義される黒雲母花崗岩である。この岩相区分から、土岐花崗岩体は、岩体の縁部に位置する白雲母-黒雲母花崗岩、中心部に位置する黒雲母花崗岩、その中間に位置するホルンブレンド-黒雲母花崗岩からなる累帯深成岩体であることが示される(Fig. 5)。コア試料から観察される各岩相境界は漸移的であり、急激な岩相変化は認められない。各岩相についての詳細な鉱物組み合わせとモード、岩石記載(組織と鉱物化学組成)について以下に論じる。

Table 2. Representative analyses of minerals in muscovite biotite granite

Mineral Sp.No. Location	Pl DH10-14 core	Pl DH10-28 rim	Kfs DH6-28 core	Kfs DH6-28 rim	Ms DH6-28 core	Ms DH6-28 rim	Bt DH6-28 core	ilm DH6-46 core	ilm DH13-8 core	Zr DH6-28 core	Chl DH6-46 core
(wt%)											
SiO ₂	59.78	60.31	64.80	65.88	44.44	44.48	34.21	-	-	32.71	23.88
TiO ₂	-	-	-	-	0.28	0.10	3.38	51.16	51.99	-	-
Al ₂ O ₃	26.12	25.13	18.07	17.12	36.45	38.00	13.69	-	-	-	19.79
FeO	-	-	-	-	2.24	1.24	29.71	33.38	34.72	-	38.44
MnO	-	-	-	-	0.22	0.35	1.21	14.35	11.99	-	1.93
MgO	-	-	-	-	-	-	4.35	-	-	-	3.59
CaO	6.31	5.51	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Na ₂ O	7.28	7.98	0.49	0.36	0.37	0.42	0.45	-	-	-	-
K ₂ O	0.27	0.21	16.68	17.12	11.54	11.15	10.11	-	-	-	-
ZrO ₂	-	-	-	-	-	-	-	-	-	64.33	-
HfO ₂	-	-	-	-	-	-	-	-	-	1.74	-
P ₂ O ₅	-	-	-	-	-	-	-	-	-	0.65	-
total	99.76	99.14	100.04	100.48	95.54	95.74	97.11	98.89	98.70	99.43	87.63
(atm)											
O	8	8	8	8	22	22	22	3	3	4	28
Si	2.66	2.70	3.00	2.99	5.98	5.93	5.50	-	-	1.00	5.49
Ti	-	-	-	-	0.03	0.01	0.41	0.99	1.00	-	-
Al	1.37	1.33	0.99	1.00	5.78	5.97	2.59	-	-	-	5.36
Fe	-	-	-	-	0.25	0.14	3.99	0.72	0.74	-	7.38
Mn	-	-	-	-	0.03	0.04	0.16	0.31	0.26	-	0.38
Mg	-	-	-	-	-	-	1.04	-	-	-	1.23
Ca	0.30	0.26	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Na	0.63	0.69	0.04	0.03	0.10	0.11	0.14	-	-	-	-
K	0.02	0.01	0.99	0.99	1.98	1.89	2.07	-	-	-	-
Zr	-	-	-	-	-	-	-	-	-	0.96	-
Hf	-	-	-	-	-	-	-	-	-	0.02	-
P	-	-	-	-	-	-	-	-	-	0.02	-
total	4.98	4.99	5.02	5.01	14.15	14.09	15.90	2.02	2.00	2.00	19.84
X _{Mg}	-	-	-	-	-	-	0.20	-	-	-	0.14
X _{Fe}	-	-	-	-	-	-	0.77	-	-	-	0.86
An	0.32	0.27	0.00	0.00	-	-	-	-	-	-	-
Ab	0.66	0.72	0.04	0.03	-	-	-	-	-	-	-
Or	0.02	0.01	0.96	0.97	-	-	-	-	-	-	-

2. 土岐花崗岩体の岩石記載

(1) 白雲母-黒雲母花崗岩

白雲母-黒雲母花崗岩は、白雲母を含みホルンブレンドを伴わない鉱物組み合わせで定義づけられる (Figs. 6A, 6B, and 6I)。この岩相のモードは、IUGS(1973)における花崗岩質岩の分類図上でアダメロ岩を中心にプロットされる (Fig. 7)。

白雲母-黒雲母花崗岩は完晶質の等粒状花崗岩であり、一部にカリ長石巨晶(最大 40×15 mm)と斜長石巨晶(最大 20×10 mm)を伴う斑状組織も認められる。構成鉱物は、石英、斜長石、カリ長石、黒雲母、白雲母、およびチタン鉄鉱からなり、副成分鉱物として褐簾石、粒径 0.1-0.8 mm 程度のジルコン、およびアパタイトが認められる (Table 2)。斜長石は、粒径 1-12 mm の半自形から自形結晶である。特に粒径 1-6 mm 程度の自形結晶が広く認めら

れ、コアからリムに向けて Ab71 から Ab82 へとアルバイト成分が増大する累帯構造を持つ (Fig. 8 and Table 2)。またこのコア組成は、一般的な花崗岩中の斜長石の値 (Ab60: Smith and Brown, 1988) よりアルバイト成分に富むことが特徴的である。コアには、細粒なセリサイト(絹雲母)およびアンチパーサイトが高い頻度で観察される。カリ長石は、黒雲母などの細粒な結晶を包有し、粒径 1-12 mm の半自形から自形を呈する。特に粒径 1-5 mm 程度の半自形結晶が広く認められ、パーサイト構造を示す (Fig. 6C)。カリ長石はコア、リムともに Or95 前後の平均組成を有する (Fig. 8)。斜長石とカリ長石の間にはミルメカイトや反応縁 (Yuguchi and Nishiyama, 2007, 2008) のようなサブソリダス反応組織が普遍的に認められる。ミルメカイトは虫喰い状石英とアルバイト成分に富む斜長石との連晶であり、反応縁は虫喰い状石英を持たないアルバイト成分

Table 3. Representative analyses of minerals in hornblede biotite granite

Mineral	Pl	Pl	Kfs	Kfs	Hb	Hb	Bt	ilm	ilm	Zr	Apt
Sp.No.	DH13-15	MIZ1-2	MIZ1-17	MIU2-13	DH13-15	DH13-15	DH13-23	DH13-23	MIZ1-17	MIU2-13	MIZ1-17
Location	core	rim	core	rim	core	core	core	core	core	core	core
(wt%)											
SiO ₂	56.09	64.40	64.87	64.19	39.21	38.94	33.80	-	-	32.70	-
TiO ₂	-	-	-	-	1.59	1.75	3.35	51.60	51.51	-	-
Al ₂ O ₃	28.65	23.02	18.37	18.31	9.08	8.77	13.91	-	-	-	-
FeO	-	-	-	-	27.85	28.10	29.59	31.08	35.51	-	0.70
MnO	-	-	-	-	1.90	1.83	1.33	16.50	12.94	-	-
MgO	-	-	-	-	2.64	2.73	4.10	-	-	-	-
CaO	9.03	2.63	-	-	10.49	10.40	-	-	-	-	54.07
Na ₂ O	5.82	9.24	0.54	0.79	1.88	1.94	0.40	-	-	-	-
K ₂ O	0.30	0.62	16.25	15.73	1.19	1.01	9.94	-	-	-	-
ZrO ₂	-	-	-	-	-	-	-	-	-	64.05	-
HfO ₂	-	-	-	-	-	-	-	-	-	1.61	-
P ₂ O ₅	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	43.55
ThO ₂	-	-	-	-	-	-	-	-	-	0.67	-
UO ₃	-	-	-	-	-	-	-	-	-	0.80	-
total	99.89	99.91	100.03	99.02	95.83	95.47	96.42	99.18	99.96	99.83	98.32
(atm)											
O	8	8	8	8	23	23	22	3	3	4	28
Si	2.52	2.84	3.00	2.99	6.46	6.45	5.47	-	-	1.00	-
Ti	-	-	-	-	0.20	0.22	0.41	0.99	0.98	-	-
Al	1.51	1.19	1.00	1.01	1.76	1.71	2.65	-	-	-	-
Al ^{IV}	-	-	-	-	1.54	1.55	-	-	-	-	-
Al ^{VI}	-	-	-	-	0.22	0.16	-	-	-	-	-
Fe	-	-	-	-	3.84	3.89	4.00	0.66	0.75	-	0.10
Fe ³⁺	-	-	-	-	0.50	0.53	-	-	-	-	-
Fe ²⁺	-	-	-	-	3.30	3.32	-	-	-	-	-
Mn	-	-	-	-	0.26	0.26	0.18	0.36	0.28	-	-
Mg	-	-	-	-	0.65	0.67	0.99	-	-	-	-
Ca	0.43	0.12	-	-	1.85	1.85	-	-	-	-	9.61
Na	0.51	0.79	0.05	0.07	0.60	0.62	0.13	-	-	-	-
K	0.02	0.04	0.96	0.94	0.25	0.21	2.05	-	-	-	-
Zr	-	-	-	-	-	-	-	-	-	0.96	-
Hf	-	-	-	-	-	-	-	-	-	0.01	-
P	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	6.12
Th	-	-	-	-	-	-	-	-	-	0.00	-
U	-	-	-	-	-	-	-	-	-	0.01	-
total	4.99	4.98	5.01	5.01	15.87	15.88	15.88	2.01	2.01	1.98	15.83
Mg/(Mg+Fe ²⁺)	-	-	-	-	0.16	0.17	-	-	-	-	-
X _{Mg}	-	-	-	-	-	-	0.19	-	-	-	-
X _{Fe}	-	-	-	-	-	-	0.77	-	-	-	-
An	0.45	0.13	0.00	0.00	-	-	-	-	-	-	-
Ab	0.53	0.83	0.05	0.07	-	-	-	-	-	-	-
Or	0.02	0.04	0.95	0.93	-	-	-	-	-	-	-

に富むリムである(Yuguchi and Nishiyama, 2007, 2008)。黒雲母は粒径 0.5–5 mm で他形から半自形を示す。その組成は annite と siderophyllite の中間的な位置にプロットされる(Fig. 8 and Table 2)。緑泥石化が進んでおり、一部あるいは全体を緑泥石に置換される黒雲母も認められる。白雲母は、粒径 0.1–1.0 mm 程度の細粒な結晶である。多種鉱物の粒間において他形をなす場合と石英中の包有物とし

て半自形をなす場合の 2 種の産状を有する(Table 2)。チタン鉄鉱は、黒雲母などの有色鉱物に含まれるか、その近傍に産出することが多く、粒径 0.5–2.5 mm 程度の半自形から他形結晶である。また MnO 成分に富む組成を有する(Table 2)。白雲母–黒雲母花崗岩体中で磁鉄鉱は認められない。褐簾石は粒径 0.4–2.2 mm の自形から半自形結晶である。累帯構造を持ち、黒雲母あるいは緑泥石と接して産

Table 4. Representative analyses of minerals in biotite granite

Mineral Sp.No. Location	Pl DH11-5 core	Pl MIZ1-6 rim	Kfs DH11-31 core	Kfs MIZ1-6 rim	Bt MIU2-34 core	Bt DH11-31 core	ilm DH11-5 core	ilm DH11-5 core	Mag MIZ1-23 core	Zr MIZ1-23 core	Thr DH11-31 core
(wt%)											
SiO ₂	57.91	63.88	64.47	64.87	33.90	34.32	-	-	-	31.76	16.29
TiO ₂	-	-	-	-	3.89	1.73	53.05	53.09	-	-	-
Al ₂ O ₃	26.46	23.49	18.45	18.36	14.65	17.13	-	-	-	-	-
FeO	-	-	-	-	29.20	27.32	25.51	28.26	91.26	-	-
MnO	-	-	-	-	1.04	2.41	21.42	18.69	-	-	-
MgO	-	-	-	-	3.86	2.17	-	-	-	-	-
CaO	6.85	3.57	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Na ₂ O	6.90	9.16	0.38	0.70	0.42	0.35	-	-	-	-	-
K ₂ O	0.13	0.34	16.35	16.34	9.63	10.02	-	-	-	-	-
ZrO ₂	-	-	-	-	-	-	-	-	-	58.04	-
HfO ₂	-	-	-	-	-	-	-	-	-	2.21	-
P ₂ O ₅	-	-	-	-	-	-	-	-	-	1.91	1.65
ThO ₂	-	-	-	-	-	-	-	-	-	2.07	67.55
UO ₃	-	-	-	-	-	-	-	-	-	2.53	14.50
total	98.25	100.44	99.65	100.27	96.59	95.45	99.98	100.04	91.26	98.52	99.99
(atm)											
O	8	8	8	8	22	22	3	3	4	4	4
Si	2.62	2.80	2.99	2.99	5.44	5.54	-	-	-	0.99	0.86
Ti	-	-	-	-	0.47	0.21	1.00	1.00	-	-	-
Al	1.41	1.22	1.01	1.00	2.77	3.26	-	-	-	-	-
Fe	-	-	-	-	3.92	3.69	0.54	0.59	4.00	-	-
Mn	-	-	-	-	0.14	0.33	0.46	0.40	-	-	-
Mg	-	-	-	-	0.92	0.52	-	-	-	-	-
Ca	0.33	0.17	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Na	0.61	0.78	0.03	0.06	0.13	0.11	-	-	-	-	-
K	0.01	0.02	0.97	0.96	1.97	2.06	-	-	-	-	-
Zr	-	-	-	-	-	-	-	-	-	0.88	-
Hf	-	-	-	-	-	-	-	-	-	0.02	-
P	-	-	-	-	-	-	-	-	-	0.05	0.07
Th	-	-	-	-	-	-	-	-	-	0.01	0.81
U	-	-	-	-	-	-	-	-	-	0.02	0.16
total	4.98	4.99	5.00	5.01	15.87	15.88	2.00	1.99	4.00	1.98	1.90
X _{Mg}	-	-	-	-	0.19	0.12	-	-	-	-	-
X _{Fe}	-	-	-	-	0.03	0.08	-	-	-	-	-
An	0.35	0.18	0.00	0.00	-	-	-	-	-	-	-
Ab	0.64	0.80	0.03	0.06	-	-	-	-	-	-	-
Or	0.01	0.02	0.97	0.94	-	-	-	-	-	-	-

出することが多い。二次鉱物として、セリサイト、緑泥石、および緑簾石が普遍的に観察される。また、初生鉱物を切る緑泥石脈や方解石脈が認められる。

(2) ホルンブレンド-黒雲母花崗岩

ホルンブレンド-黒雲母花崗岩は、ホルンブレンドを含む鉱物組み合わせで定義される (Figs. 6D and 6J)。白雲母-黒雲母花崗岩と接するホルンブレンド-黒雲母花崗岩の縁部では、しばしば白雲母を含有するが、内部に向かうにつれ次第に認められなくなる。この岩相のモードは、IUGS (1973) における花崗岩質岩の分類図上でアダメロ岩を中心に、狭義の花崗岩から花崗閃緑岩までの分布を示す (Fig. 7)。

ホルンブレンド-黒雲母花崗岩は完晶質の等粒状花崗岩であるが、一部ではカリ長石巨晶 (最大 30 × 15 mm) と斜長石巨晶 (最大 20 × 10 mm) を伴う斑状組織を呈する。長石巨晶の粒径は白雲母-黒雲母花崗岩相より小さな傾向を持つ。構成鉱物は、石英、斜長石、カリ長石、黒雲母、ホルンブレンド、白雲母、磁鉄鉱、およびチタン鉄鉱からなり、副成分鉱物として褐簾石、粒径 0.1–0.8 mm 程度のジルコン、およびアパタイトが認められる (Fig. 8 and Table 3)。斜長石は、粒径 1–20 mm の半自形から自形結晶である。特に粒径 1–7 mm 程度の半自形結晶が広く認められ、コアからリムに向けて Ab70 から Ab82 ヘアルバイト成分が増大する累帯構造を持つ (Fig. 8 and Table 3)。コアに

Table 5. Representative bulk chemical compositions of the Toki granite

Borehole Sample No. Altitude (m)	Ms-Bt granite								Hb-Bt granite				MIU-1 06 29.1
	DH-8 03 147.5	DH-8 30 -421.7	DH-7 11 75.7	DH-7 17 -7.0	DH-3 04 117.3	DH-3 12 -229.3	DH-5 12 171.7	DH-5 40 -132.9	DH-2 02 -74.7	DH-2 06 -231.0	DH-7 40 -383.3	DH-7 48 -462.65	
(wt%)													
SiO ₂	74.88	75.60	75.86	75.44	76.91	72.25	76.89	77.68	73.53	75.57	73.13	74.51	74.81
TiO ₂	0.15	0.12	0.08	0.09	0.05	0.11	0.07	0.05	0.17	0.14	0.19	0.09	0.16
Al ₂ O ₃	12.74	12.17	12.81	12.85	12.42	14.20	12.66	12.42	14.02	12.82	13.30	13.24	12.66
ΣFeO	1.66	1.28	1.30	1.22	1.12	1.96	1.05	0.79	2.20	1.89	1.82	0.94	1.73
Fe ₂ O ₃	0.37	0.20	0.23	0.23	0.29	0.67	0.19	0.19	0.59	0.49	0.39	0.17	0.57
FeO	1.32	1.10	1.00	1.02	0.86	1.36	0.88	0.62	1.67	1.45	1.47	0.79	1.22
MnO	0.07	0.05	0.08	0.06	0.04	0.06	0.06	0.05	0.07	0.06	0.08	0.04	0.08
MgO	0.23	0.15	0.17	0.10	0.14	0.30	0.12	0.07	0.31	0.27	0.27	0.10	0.28
CaO	1.04	1.22	0.78	0.69	0.83	1.38	0.76	0.62	1.41	1.08	1.35	1.22	1.22
Na ₂ O	3.19	3.01	3.24	3.16	3.28	3.52	2.87	2.78	3.69	3.29	3.32	3.31	3.61
K ₂ O	4.77	4.41	4.56	5.22	4.59	5.43	4.60	4.80	4.71	4.90	4.62	4.90	4.28
P ₂ O ₅	0.04	0.04	0.04	0.03	0.02	0.03	0.03	0.02	0.04	0.04	0.05	0.03	0.04
H ₂ O(-)	0.09	0.05	0.17	0.17	0.22	0.32	0.10	0.37	0.08	0.10	0.09	0.06	0.38
H ₂ O(+)	0.27	0.13	0.35	0.33	0.30	0.40	0.51	0.00	0.23	0.26	0.39	0.18	0.20
Total	99.16	98.25	99.37	99.39	99.95	100.02	99.74	99.67	100.52	100.46	98.65	98.64	99.51
*ASI	1.04	1.07	1.12	1.06	1.05	1.00	1.14	1.14	1.02	1.01	1.03	1.02	0.99
Fe ³⁺ /Fe ²⁺	0.25	0.06	0.15	0.20	0.30	0.44	0.19	0.28	0.32	0.30	0.24	0.20	0.20
Na/K	0.32	0.40	0.74	0.61	0.71	0.65	0.62	0.58	0.78	0.67	0.72	0.68	0.84
Borehole Sample No. Altitude (m)	Hb-Bt granite				Bt granite								hornfels DH-6 05 165.5
	MIU-1 13 -102	MIU-1 16 -164.4	MIU-2 08 36.88	MIU-2 14 -96.4	DH-2 09 -307.5	MIU-1 29 -421.9	MIU-1 38 -603.9	MIU-1 48 -762.6	MIU-2 41 -606.7	MIU-2 49 -774.3	MIU-3 36 -593.0	MIU-3 41 -686.1	
(wt%)													
SiO ₂	74.12	74.17	76.52	75.82	73.31	73.36	77.04	76.81	73.39	76.49	72.39	75.88	74.94
TiO ₂	0.16	0.15	0.14	0.11	0.20	0.18	0.04	0.05	0.18	0.07	0.18	0.05	0.27
Al ₂ O ₃	12.80	12.96	11.93	11.33	14.21	13.32	12.44	12.32	12.89	11.85	14.14	12.86	10.95
ΣFeO	2.01	1.69	1.72	1.98	2.34	2.03	0.86	0.97	2.38	1.64	1.82	0.83	1.99
Fe ₂ O ₃	0.58	0.40	0.27	0.66	0.76	0.44	0.35	0.26	1.32	1.03	0.55	0.41	0.04
FeO	1.49	1.33	1.48	1.39	1.66	1.63	0.55	0.74	1.19	0.71	1.33	0.46	1.95
MnO	0.09	0.06	0.07	0.05	0.08	0.07	0.07	0.08	0.08	0.07	0.10	0.05	0.08
MgO	0.32	0.26	0.19	0.12	0.35	0.32	0.08	0.13	0.27	0.08	0.20	0.00	1.31
CaO	1.19	1.09	1.03	0.98	1.40	1.38	0.72	0.73	1.51	0.70	1.64	0.86	2.48
Na ₂ O	3.83	3.70	3.55	4.15	3.70	3.79	3.92	3.78	4.17	4.49	3.89	3.72	0.55
K ₂ O	4.57	4.57	4.02	4.00	4.72	4.51	4.43	4.41	4.43	4.39	4.21	4.62	4.40
P ₂ O ₅	0.03	0.03	0.05	0.04	0.05	0.05	0.02	0.02	0.07	0.02	0.04	0.00	0.06
H ₂ O(-)	0.33	0.47	0.12	0.10	0.09	0.42	0.37	0.26	0.06	0.06	0.18	0.11	0.14
H ₂ O(+)	0.20	0.47	0.37	1.15	0.20	0.05	0.13	0.33	0.31	0.27	0.43	0.14	0.72
Total	99.71	99.66	99.74	99.90	100.72	99.52	100.16	99.92	99.87	100.23	99.28	99.16	97.89
*ASI	0.95	1.00	0.99	0.87	1.03	0.98	0.99	1.00	0.90	0.88	1.01	1.01	-
Fe ³⁺ /Fe ²⁺	0.20	0.47	0.16	0.43	0.40	0.24	0.57	0.32	1.00	1.31	2.69	1.25	0.02
Na/K	0.84	0.80	0.88	1.04	0.78	0.84	0.88	0.86	0.94	1.02	0.92	0.81	0.13

* ASI, mol. Al₂O₃/(CaO + Na₂O + K₂O).

Fig. 4. Rock facies columns for the Toki granite (upper) along four lines, (A)–(B), (C)–(D), (E)–(F) and (G)–(A), in the topography map (lower). Ms–Bt granite, Muscovite-biotite granite; Hb–Bt granite, hornblende-biotite granite; Bt granite, biotite granite.

Fig. 5. Rock facies cross-section for the Toki granite (upper) along line from (A) to (C) via (B) in the topography map (lower).

は、細粒なセリサイトおよびアンチパーサイトが高い頻度で観察される。カリ長石は、パーサイト構造を有し粒径 1–12 mm の他形から自形を呈する。特に粒径 2–6 mm 程度の半自形結晶が広く認められる。カリ長石はコア、リムともに Or95 前後の平均組成を有する (Fig. 8)。斜長石とカリ長石の間にはミルメカイトや反応縁が普遍的に認められる (Fig. 6E: ミルメカイト)。黒雲母は粒径 1–5 mm で半自形から自形を示し、annite と siderophyllite の中間的な組成を有する (Fig. 8 and Table 3)。緑泥石化が進んでおり、一部をあるいは全体を緑泥石に置換される黒雲母が広く認められる。ホルンブレンドは、粒径 1–2.5 mm で半自形から自形を示す。多色性が強く、軸色は X において無色、Y と Z においては淡緑色である。Leake *et al.* (1997) の Ca 角閃石分類図で ferropargasite ないし ferroedenite に相当する (Fig. 8 and Table 3)。ホルンブレンドは多種鉱物の粒間に産する半自形結晶と、斜長石中に包有される自形結晶、および石英中に包有物として産する自形結晶の 3 種の産状を有する。白雲母は、粒径 0.2–0.9 mm 程度の細

粒な他形から半自形結晶である。粒間において他形をなす場合と石英中の包有物として半自形をなす場合の 2 種の産状を有する (Fig. 8, and Table 3)。チタン鉄鉱は、黒雲母などの有色鉱物の近傍に産出することが多く、粒径 0.8–2.0 mm 程度の半自形結晶である。また MnO に富む組成を有する (Table 3)。褐簾石は粒径 0.4–2.2 mm の自形から半自形結晶であり、累帯構造を持つ。二次鉱物として、セリサイト、緑泥石、および緑簾石も普遍的に観察される。また、初生鉱物を切る緑泥石脈や方解石脈が認められる。

(3) 黒雲母花崗岩

黒雲母花崗岩は、ホルンブレンドと白雲母のいずれをも伴わない鉱物組み合わせで定義される (Figs. 6F and 6K)。モードは、IUGS (1973) における花崗岩質岩の分類図上でアダメロ岩を中心に、狭義の花崗岩から花崗閃緑岩までの組成を示す (Fig. 7)。先に記載した白雲母-黒雲母花崗岩、ホルンブレンド-黒雲母花崗岩より、長石の割合が多く、黒雲母の割合が少ない傾向を持ち、優白質な花崗岩相である。

Fig. 6. POM images and BSE images of thin section of the Toki granite. Occurrence of muscovite, (A), (B) and (I) and perthite texture (C) of K-feldspar in the Ms-Bt granite. Occurrence of hornblende, (D) and (J) and myrmekitic texture between plagioclase and K-feldspar (E) in the Hb-Bt granite. Occurrence of quartz (F), the reaction rim (G) and biotite (K). Hornfels (H) in the Mino terrane.

黒雲母花崗岩は完晶質の等粒状花崗岩である。白雲母-黒雲母花崗岩、ホルンブレンド-黒雲母花崗岩で観察された長石の巨晶を含む顕著な斑状組織は認められない。構成鉱物は、石英、斜長石、カリ長石、黒雲母、磁鉄鉱、およびチタン鉄鉱からなり、副成分鉱物として褐簾石、粒径 0.2–0.8 mm 程度のジルコン、アパタイト、およびトル石が含まれる (Table 4)。斜長石は、粒径 1–15 mm の半自

形から自形結晶である。特に粒径 3–8 mm 程度の自形結晶が広く観察され、コアからリムに向けて Ab72 から Ab80 へアルバイト成分が増大する累帯構造を持つ (Fig. 8 and Table 4)。コア部分においてはセリサイトおよびアンチパーサイトの分布が認められる。カリ長石は、パーサイト構造を有し粒径 1–10 mm の他形から自形を呈する。特に粒径 5–9 mm 程度の半自形結晶が広く認められる。カリ長

Fig. 7. Mode of each rock facies (Ms-Bt granite, Hb-Bt granite and Bt granite) of the Toki granite. Classification of plutonic rocks after IUGS (1973).

石は均質で Or95 前後の平均組成を有する (Fig. 8)。斜長石とカリ長石の間にはミルメカイトや反応縁が普遍的に観察される (Fig. 6G : 反応縁)。黒雲母は粒径 0.3–2.0 mm で半自形から自形を示し, annite と siderophyllite の中間的な組成を有する (Fig. 8 and Table 4)。一部をあるいは全体を緑泥石に置換される黒雲母が広く認められる。磁鉄鉱とチタン鉄鉱は, 粒径 0.5–2.0 mm 程度の半自形結晶である。黒雲母花崗岩相においてのみ磁鉄鉱が観察される。またチタン鉄鉱は MnO に富む組成を有し, pyrophanite 成分が 40 mol% に達する (Table 4)。褐簾石は粒径 0.3–3.0 mm の自形から半自形結晶であり, 累帯構造を有する。二次鉱物として, セリサイト, 緑泥石, および緑簾石が普遍的に観察される。また, 初生鉱物を切る緑泥石脈や方解石脈が認められる。

(4) 岩相間の鉱物粒径とモードの相違

3つの岩相間で鉱物粒径とモードに関して比較を行う。鉱物粒径は広い分布幅を有する。これはアプライトやベグマタイト質花崗岩や斑状組織が高い頻度で産出することを反映している。しかし石英に注目すると, 各岩相における石英の長径と短径の平均は, 黒雲母花崗岩とホルンブレンド-黒雲母花崗岩において同程度であり, 白雲母-黒雲母花崗岩において最も低い値を持つ (Fig. 9)。この傾向は長石においても同様に認められる。

モード分析に基づく石英, 斜長石とカリ長石の量比は, それぞれの岩相でアダメロ岩を中心にプロットされる (Fig. 7)。それぞれの岩相でプロットの分布領域を見た場合, 白雲母-黒雲母花崗岩のデータがアダメロ岩を中心に狭義の花崗岩までのまとまった分布を有するのに対し, ホルンブレンド-黒雲母花崗岩および黒雲母花崗岩のデータは, 狭義の花崗岩側と花崗閃緑岩側にその分布幅を広げる

傾向を有する。

3. 美濃帯ホルンフェルスの岩石記載

土岐花崗岩体は, 急傾斜の層理面を有する美濃帯の堆積岩類を切る形で非調和的貫入形態を示し, これらに接触変成作用を与えている (山下ら, 1988 ; 石原・鈴木, 1969)。DH-6 号孔では標高 52.3 m–319.3 m 間で美濃帯の堆積岩類起源のホルンフェルスが観察される (Fig. 4)。泥質・砂質ホルンフェルスの主な鉱物組み合わせは, キン青石+紅柱石+黒雲母+斜長石+カリ長石+石英である (Fig. 6H)。全体的に再結晶が進み, 斑状変晶は認められず, 各鉱物の粒径は 0.1–1.5 mm で粒状を呈する。副成分鉱物としてジルコン, 細粒なザクロ石, 緑泥石が見られる。多くのキン青石は, 細粒な石英, 斜長石, カリ長石, 黒雲母を多く含むポイキロプラスチックな組織を呈し, 半自形から自形をなす。紅柱石は粒径 0.1–0.5 mm 程度の柱状結晶として産出する。斜長石は, アルバイト式双晶を呈し, 粒径は 0.4–0.8 mm の等粒状結晶である。カリ長石は, キン青石と同様に黒雲母などの細粒な結晶を包有し粒径 0.3 mm 前後の半自形を呈する。石英は強い再結晶作用を被った自形の等粒状結晶であり, 粒径は 0.1–0.5 mm である。

V. 全岩化学組成

岩相区分に対応した土岐花崗岩体の化学組成の空間分布を明らかにするために, 土岐花崗岩体から採取した 483 試料に対して全岩化学組成分析を行った。

土岐花崗岩体の全ての岩相を通じた全岩化学組成は, 白亜紀-古第三紀の日本の花崗岩類の平均組成 (柴田, 1967; Aramaki *et al.*, 1972) と比較して, SiO₂ と K₂O に富み, Na₂O に乏しい。また, 領家帯の伊奈川花崗岩類 (Tsuboi, 2005) および中部地方の花崗岩類 (Ishihara and Chapell,

Fig. 9. Length of major and minor axes of quartz grain in each rock facies of the Toki granite.

2007)と比較して、 SiO_2 と K_2O に富み、 CaO と MgO に乏しい。このような土岐花崗岩体の傾向は、山陽帯花崗岩類の全岩化学組成と類似した特徴を有する (Table 5)。ハーカー図上では、 SiO_2 の増加に対して、 TiO_2 、 Al_2O_3 、 ΣFeO 、 FeO 、 MnO 、 MgO 、 CaO そして P_2O_5 は減少する。それに対して Fe_2O_3 、 Na_2O 、および K_2O は勾配を示さず、 SiO_2 の増減に対して相関を持たない (Figs. 10, 12, and 13)。

全分析試料の内、前述の岩相区分に当てはめると、254試料が白雲母-黒雲母花崗岩、149試料がホルンブレンド-黒雲母花崗岩、80試料が黒雲母花崗岩に対応する。各岩相間の全岩化学組成の検討を以下に示す。 SiO_2 含有量は、白雲母-黒雲母花崗岩で71-80 wt%，ホルンブレンド-黒雲母花崗岩で71-77 wt%，黒雲母花崗岩で71-78 wt%の組成幅を示し (Fig. 10)、各岩相間ではほぼ一定であるが、黒雲母花崗岩において最も高い平均値 (75.11 wt%)を有する。白雲母およびホルンブレンドは細粒で少量であるため、 SiO_2 含有量は石英と長石のモードで決定される。3岩相のモードはアダメロ岩の位置にプロットされ (Fig. 7)、石英長石の組成は岩相に対して変化しない。このため SiO_2 含有量は3岩相の間で大きな差を生じない。

1. Peraluminous から metaluminous な組成への累帯変化

ハーカー図上で Al_2O_3 の組成範囲および平均値は、白雲母-黒雲母花崗岩から黒雲母花崗岩に向かうにつれ、減少方向へ変移する傾向が認められる (Fig. 10A)。 CaO は SiO_2 の増加に対して負の相関を示し、各岩相における CaO は同じ領域に分布する (Fig. 10B)。 Na_2O と K_2O は

SiO_2 の増加に対して、それぞれほとんど変化しない。 Na_2O は白雲母-黒雲母花崗岩から黒雲母花崗岩に向かうにつれ全体的に増加する。それに対して K_2O は Al_2O_3 の傾向と同様に白雲母-黒雲母花崗岩から黒雲母花崗岩に向かうにつれ全体的に減少する (Figs. 10C and 10D)。土岐花崗岩体では SiO_2 の増加に対して Na_2O と K_2O がほぼ一定であることが特徴的である (Figs. 10C and 10D)。

Al_2O_3 、 Na_2O および K_2O の増減に伴い、peraluminousとmetaluminousな花崗岩の判別の指標となるASI [molar $\text{Al}_2\text{O}_3 / (\text{CaO} + \text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O})$]も土岐花崗岩体の岩相に応じて系統的な変化を示す。土岐花崗岩体のASIは SiO_2 の増加に対して、相関をもたずフラットである。白雲母-黒雲母花崗岩で1.0以上、ホルンブレンド-黒雲母花崗岩で1.0前後の分布を示し、黒雲母花崗岩で1.0以下と明瞭な変化を示す (Fig. 10E)。この結果は白雲母-黒雲母花崗岩はperaluminousであり、黒雲母花崗岩はmetaluminousであることを示す。

Figure 11は、土岐花崗岩体の各岩相に対する CaO - Na_2O - K_2O 成分の三角ダイアグラム (CNK図)である。石原ら (1976)は日本の中新世花崗岩類をCNK図上で区分し、日本の花崗岩類の平均より大きな $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}$ 比を示す西南日本外帯トレンド (Fig. 11; 破線 a)、小さな $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}$ 比を有する丹沢-新島トレンド (破線 c)、及びその中間 (破線 b)の3つのトレンドに分類した。CNK図上の西南日本外帯トレンドはS-type花崗岩を代表する。土岐花崗岩体のCNK図上のデータは西南日本外帯トレンド (破線 a)より大きな $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}$ 比を示す (Fig. 11)。また、各岩相間において、 CaO には明瞭な傾向は認められないが、 $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}$ 比は黒雲母花崗岩から白雲母-黒雲母花崗岩に向かうにつれ増大する傾向を有する (Fig. 11)。

2. チタン鉄鉱/磁鉄鉱系列の累帯変化

Ishihara (1977)は、花崗岩を磁鉄鉱系列とチタン鉄鉱系列に分類した。磁鉄鉱系列はマグマが地殻物質と大規模に反応することなく酸化的な環境のもとで固化した花崗岩体であり、磁鉄鉱とチタン鉄鉱の両方を含み高い全岩帯磁率を示す。それに対して、チタン鉄鉱系列は、地殻物質が大量に関与し、より還元的な条件下で固化した生成過程を有する花崗岩体であり、チタン鉄鉱のみを含有し低い全岩帯磁率を示す (佐藤・石原, 1983)。それゆえ、磁鉄鉱系列とチタン鉄鉱系列を識別する上で、全岩化学組成の $\text{Fe}^{3+}/\text{Fe}^{2+}$ 比が指標となる。磁鉄鉱系列ではこの値が0.5以上、チタン鉄鉱系列では0.5以下となる (高橋, 1983)。

そのため、ここでは土岐花崗岩体の各岩相に対する全岩化学組成の鉄成分の挙動について論ずる。ハーカー図上で、 ΣFeO ($=\text{FeO} + \text{Fe}_2\text{O}_3$)は SiO_2 の増加に対して負の相

Fig. 8. Chemical compositions of plagioclase, K-feldspar, biotite and amphibole in each rock facies (Ms-Bt granite, Hb-Bt granite and Bt granite) of the Toki granite. (A) Or-Ab-An compositional plots of feldspars. (B) Plot of compositions of biotite on the classification diagram. Rim represents compositions at the rim in contact with quartz. (C) Plot of compositions of amphibole on the classification diagram after Leake et al. (1977).

Fig. 10. Harker diagrams of Al₂O₃, CaO, Na₂O, K₂O and ASI [mol. Al₂O₃ / (CaO + Na₂O + K₂O)] in each rock facies of the Toki granite.

関を示し、各岩相における ΣFeO のデータの分布領域は重複する (Fig. 12A)。それに対して Fe_2O_3 と FeO はそれぞれ異なった挙動を示す。 Fe_2O_3 は SiO_2 の増加に対して相関を持たないが、白雲母-黒雲母花崗岩から黒雲母花崗岩に向かうにつれ、そのデータの分布領域 (分布の中心) は増大方向へ推移する傾向が認められる (Fig. 12B)。 FeO は SiO_2 の増加に対して負の相関を示し、白雲母-黒雲母花崗岩から黒雲母花崗岩に向かうにつれ、そのデータの分布領

域は減少方向へ変移する傾向が認められる (Fig. 12C)。これらの Fe_2O_3 と FeO の挙動に伴い $\text{Fe}^{3+}/\text{Fe}^{2+}$ 比の分布領域 (分布の中心) は、白雲母-黒雲母花崗岩から黒雲母花崗岩に向かうにつれ増大方向へ推移する傾向が認められる。また $\text{Fe}^{3+}/\text{Fe}^{2+}$ 比の最大値は白雲母-黒雲母花崗岩およびホルンブレンド-黒雲母花崗岩において 0.9 前後の値を示し、黒雲母花崗岩において 1.2 以上となる (Fig. 12D)。この結果は白雲母-黒雲母花崗岩およびホルンブレンド-黒雲

Fig. 11. CNK (CaO–Na₂O–K₂O) diagrams in each rock facies of the Toki granite.

母花崗岩ではチタン鉄鋳系列，黒雲母花崗岩相が磁鉄鋳系列であることを示唆する。

3. SiO₂ 濃度の空間分布

Figure 14 は，483 個の全岩組成値から，データの補間可視化ソフト (Rock Works 14) を用いて示した土岐花崗岩体中の SiO₂ 濃度の 3 次元パターンである。この SiO₂ 濃度分布は，土岐花崗岩体の周縁上部と中央下部で高く，その中間で低い傾向を示す。周縁上部の高濃度域は白雲母-黒雲母花崗岩，中央下部の高濃度域は黒雲母花崗岩，そしてその中間の低濃度域はホルンブレンド-黒雲母花崗岩にはば相当する。

VI. 貫入定置プロセスの検討

土岐花崗岩体の貫入定置プロセスに関する結晶分別作用，マグマ混合および混成作用などの寄与の可能性について論ずる。ハーカー図 (Figs. 10, 12, and 13) より，3 つの岩相に対して SiO₂ はそれぞれ 71–78 wt % の範囲に収まり，その分布領域は重なる。このことは，3 つの岩相が結晶沈降や流動分化作用などの単純な一連の結晶分化作用で生じたのではないことを明確に示す。このため，岩相変化を生じたプロセスについて，地殻の混成作用と，異なるマグマの同時期貫入の 2 つの可能性について以下に議論する。

1. 地殻の混成作用

白雲母-黒雲母花崗岩において 1) ASI が 1.0 以上で peraluminous な組成であること (Fig. 10E)，そして 2) チタン鉄鋳系列であること (Fig. 12D) は，貫入定置の際にマグマの周縁部での混成作用の可能性を示唆する。

Chappell and White (1974) は ASI = 1.1 を指標の 1 つとし，オーストラリア東南部の Kosciusko バソリスに対して，それを上回る値を有する花崗岩を S-type および下回る値を有する花崗岩を I-type と区分した。この区分は絶

対的なものではないとされている (中島，2000) が，ASI が大きい値を持つ peraluminous な組成は，混成作用を示す状況証拠の 1 つである。チタン鉄鋳系列の花崗岩質マグマの生成には還元的環境を必要とする。この還元的な環境は，堆積岩中に含まれる有機物起源の炭質物が還元剤として作用した結果生じたものと推定されており，チタン鉄鋳系列花崗岩の生成には，有機物起源の炭質物を多く含む泥質岩の取り込みが一因であると考えられている (高橋，1983)。土岐花崗岩体における全岩化学組成の Fe³⁺/Fe²⁺ 比の挙動，および磁鉄鋳が黒雲母花崗岩相においてのみ産出することから，土岐花崗岩体形成の際に混成作用の寄与が大きく，その効果は岩体の縁部 (白雲母-黒雲母花崗岩) ほど大きくなることが考えられる。

混成作用の寄与をさらに検討するため，美濃帯ホルンフェルスと土岐花崗岩体の全岩化学組成を比較する。DH-6 号孔で採取した美濃帯のホルンフェルスの 4 試料に対して全岩化学組成を測定した。その結果は Figure 10, Figure 11 そして Figure 13 のハーカー図と CNK 図上に示す。ホルンフェルスの SiO₂ 含有量は，72 wt % から 75 wt % の幅を有する。ホルンフェルスと土岐花崗岩体の全岩化学組成を比較すると，ホルンフェルスの K₂O 含有量は土岐花崗岩体のものと同程度であり，Al₂O₃, Na₂O, Fe₂O₃ は低く，CaO, MgO は高い傾向を有する。Na₂O/K₂O 比，Fe³⁺/Fe²⁺ 比および ASI に注目すると，S-type と I-type の変化に対応した応答を示す Na₂O/K₂O 比は，土岐花崗岩体の黒雲母花崗岩からホルンブレンド-黒雲母花崗岩，白雲母-黒雲母花崗岩を経てホルンフェルスへ向かって減少方向に変移する傾向が認められる (Fig. 15)。また，チタン鉄鋳系列と磁鉄鋳系列の指標となりうる Fe³⁺/Fe²⁺ 比においても同様の減少方向への推移が認められる (Fig. 12D)。それに対して，ホルンフェルスの ASI は 0.99 から

Fig. 12. Harker diagrams of ΣFeO , Fe_2O_3 , FeO and $\text{Fe}^{3+}/\text{Fe}^{2+}$ in each rock facies of the Toki granite.

1.07 までの分布幅を有し、黒雲母花崗岩より高いものの、白雲母-黒雲母花崗岩の ASI はホルンフェルスの ASI と同等あるいはそれ以上の値を有する。

ここで簡単な計算を試みる。100 g の黒雲母花崗岩体 (Table 5; MIU-3-36) にホルンフェルス (Table 5; DH-6-05) を xg 加え wt% に直し、ASI を算出するというものである。この結果、ホルンフェルスを 10 g 加えると ASI は 1.02, 30 g 加えると 1.03, ホルンフェルスのみでは 1.08 となり、白雲母-黒雲母花崗岩で認められる ASI が 1.2 を超える値は再現できない。すなわち、ホルンフェルスの全溶解による混成作用では、この ASI の傾向を説明できない。次に、堆積岩から部分溶融したメルトが混成する場合を考える。この堆積岩から部分溶融したメルト組成は、花崗岩最小メルト組成 (granite minimum melt composition) に近似することが可能である。なぜなら、ホルンフェルス

の鉱物組み合わせは、キン青石+紅柱石+斜長石+カリ長石+石英+黒雲母であり、キン青石と紅柱石は、石英や長石と比較して細粒でモードも低く、源岩である美濃帯の堆積岩においても、石英長石が優位に含まれていたと考えられる。このような Or-Ab-SiO₂-H₂O 系に他の成分や鉱物を加えたような地殻岩石の融解には、その組成に対しても温度に対しても、石英やカリ長石が支配的な影響を与える (都城, 1994) ためである。

花崗岩最小メルト組成は圧力と H₂O の有無に大きく依存する (例えば Tuttle and Bowen, 1958; Luth *et al.*, 1964; Luth, 1969)。土岐花崗岩体の貫入定置の際の圧力、水蒸気相の条件にふさわしい花崗岩最小メルト組成として、Table 6 の組成を仮定する。この組成は Holtz (1989) において、ポルトガル北部の Hercynian granitoid において地殻の混成によって形成された peraluminous 岩体の起源と

Fig. 13. Harker diagrams of TiO_2 , MnO , MgO and P_2O_5 in each rock facies of the Toki granite.

される捕獲岩の組成である。Winker (1985) が示した Normative Qtz-Ab-Or diagram 上において、この組成は、 $P_{\text{H}_2\text{O}} = 4 \text{ kbar}$ の最小メルトと $P_{\text{H}_2\text{O}} = 7 \text{ kbar}$ の最小メルトの間にプロットされる。白亜紀後期の地殻深部に貫入し、水に富んだ土岐花崗岩体の周囲の花崗岩最小メルト組成として、この仮定した組成は妥当であると考えられる。そこで前述の ASI を算出を試みる。100 g の黒雲母花崗岩体 (Table 5;

MIU-3-36) に花崗岩最小メルト (Table 6) を xg 加える。この結果、最小メルトを 10 g 加えると ASI は 1.05, 50 g 加えると 1.15, 80 g 加えると 1.20 となり、ASI が 1.2 以上という値が再現できる。このため、白雲母-黒雲母花崗岩の ASI がホルンフェルスの ASI より高い傾向は、堆積岩類の部分溶融によるメルトと花崗岩質マグマの混成作用により説明できる可能性がある。

次に、ハーカー図上の各岩相間で重なるように見える SiO_2 量について考える。土岐花崗岩体中の SiO_2 濃度の 3 次元パターン (Fig. 14) より、 SiO_2 濃度分布は、ハーカー図では認められなかった各岩相間のコントラストを示す。周縁上部の高濃度域は白雲母-黒雲母花崗岩、中央下部の高濃度域は黒雲母花崗岩、そしてその中間の低濃度域はホルンブレンド-黒雲母花崗岩にほぼ相当する。白雲母-黒雲母花崗岩の高濃度は、堆積岩の部分融解による花崗岩最小メルトの混成、ホルンブレンド-黒雲母花崗岩の低濃度と黒雲母花崗岩の高濃度は、外部からの冷却に伴う分別作用により形成されたと解釈可能である。

以上の主成分元素の全岩化学組成に基づく議論から、土岐花崗岩体形成の際に美濃帯堆積岩類の部分溶融によるメルトの混成作用の寄与が大きく、その効果は岩体の縁部ほど大きくなることが示唆される。しかしながら、混成作用では説明できない点も残る。1) ハーカー図上で、結晶分別により形成された花崗岩の ASI は SiO_2 に対して正相関を持つはずであるが、ホルンブレンド-黒雲母花崗岩と黒雲母花崗岩においてその傾向は認められない点、ならびに 2) 美濃帯ホルンフェルスに部分融解を示す岩石学的な組織が認められない点である。

2. 異なるマグマの同時期貫入

3 つの岩相の SiO_2 量は Figure 14 のようなコントラストは認められるものの、それぞれ 71–78 wt% の範囲に収まり、その分布領域は重なることは、それぞれの岩相が、単一のマグマに由来しない異なるマグマである可能性を残す。コア試料から認められる各岩相境界は漸移的であり、急激な岩相変化は認められない。顕微鏡下の鉱物観察からも境界部でのミングリング組織などの岩石学的証拠は認められない。しかし、鈴木・石原 (1969) が提案したような、時期の間隔が短く温度差が小さいマグマどうしの進入では、岩石組織の証拠を残さない可能性もある。このためマグマの同時期貫入の可能性も排除しきれない。またマグマの同時期貫入が生じたのであれば、マグマ混合にまでいたらず、それぞれの分化したマグマが集まり接していると推察される。

VI. 結 論

本論文は、西南日本内帯の中部地方に位置する土岐花崗岩体の岩相分布および化学組成分布を明らかにし、これを通して花崗岩質マグマ溜りの貫入定置プロセスについて議論を行った。土岐花崗岩体に対する 19 本のボーリングコ

Fig. 14. Spatial SiO₂ contour distribution on the fence diagram along several lines in the borehole site map. In order to build contour fence diagram, 483 data were interpolated and converted to 3D data using the software Rock Works 14.

Fig. 15. Relation between Na₂O and K₂O in each rock facies of the Toki granite. Boundary between I-type and S-type is determined by Satoh and Ishihara (1983) based on the values of Chappell and White (1974).

Table 6. Bulk chemical composition of xenolith in the Hercynian aluminous granitoid***

Xenolith (Holtz, 1989)	
Sample No.	PH400
(wt%)	
SiO ₂	66.45
TiO ₂	0.67
Al ₂ O ₃	16.34
Fe ₂ O ₃	4.70
MnO	0.06
MgO	1.65
CaO	1.02
Na ₂ O	2.68
K ₂ O	4.15
P ₂ O ₅	0.19
*LOI	1.73
Total	99.64
**ASI	1.51

* LOI, loss on ignition.

** ASI, mol. Al₂O₃ / (CaO + Na₂O + K₂O).

*** Northern Portugal (Holtz, 1989).

ア試料から、岩体中の鉱物組み合わせとモード、全岩化学組成の空間分布を明らかにした。土岐花崗岩体は、内部へ向かって白雲母-黒雲母花崗岩から、ホルンブレンド-黒雲母花崗岩、黒雲母花崗岩へと推移する内部が珪長質な正累帯深成岩体である。周縁部から内部に向かって、全岩化学組成のASI[mol. Al₂O₃ / (CaO + Na₂O + K₂O)], K₂O および Al₂O₃ は減少し、Na₂O および Na₂O / K₂O は増大する。このことは白雲母-黒雲母花崗岩で peraluminous であり、黒雲母花崗岩において metaluminous な組成であることを示す。また周縁部から内部に向かって Fe³⁺ / Fe²⁺ は増大する。これに加え、土岐花崗岩の貫入の際に熱変成を被った美濃帯堆積岩起源のホルンフェルス存在は、その部分熔融メルトと土岐花崗岩マグマの混成作用の可能性を示す。一方、3つの岩相のSiO₂量の組成領域が重なることは、それぞれの岩相が、単一の親マグマに由来するものではなく、各々別のマグマであり、それらが同時期(あるいは時期の間隔の短い)に貫入した可能性も否定できない。

謝 辞 EPMAの利用に際してご助力いただいた、熊本大学自然科学研究科の磯部博志准教授に感謝の意を表す。査読に際して有用なご意見をいただいた編集委員の岩手大学土谷信高教授、(独)産業技術総合研究所の高木哲一博士ならびに匿名査読者の方々に感謝の意を表す。また、本研究に対して有意義な提言や議論を頂いた日本原子力研究開発機構東濃地科学センターの研究者諸氏に謝意を表す。

引用文献

- Almeida, M.E., Macambira, M.J.B. and Oliveira, E.C. (2007): Geochemistry and zircon geochronology of the I-type high-K calc-alkaline and S-type granitoid rocks from southeastern Roraima, Brazil: Orosirian collisional magmatism evidence (1.97–1.96 Ga) in central portion of Guyana Shield. *Precam. Res.*, **155**, 697.
- Aramaki, S., Hirayama, K. and Nozawa, T. (1972): Chemical composition of Japanese granites, part 2. Variation trends and average composition of 1200 analyses. *J. Geol. Soc. Japan*, **78**, 39–49.
- Bahat, D., Bankwitz, P. and Bankwitz, E. (2003): Preuplift joints in granite: Evidence for sub critical and post critical feature growth. *Geol. Soc. Amer. Bull.*, **115**, 148–165.
- Bankwitz, P. and Bankwitz, E. (2004): The relationship of tilt and twist of fringe cracks in granite pluton. In *The Initiation, Propagation, and Arrest of Joints and other Fracture* (Cosgrove, J.W. and Engelder, T. Eds.). *Geol. Soc. London, Spec. Pub.*, **231**, 183–208.
- Bankwitz, P., Bankwitz, E., Thomas, R., Wemmer, K. and Kampf, H. (2004): Age and depth evidence for pre-ecumation joints in granite pluton: fracturing the early cooling stage of felsic rock. In *The Initiation, Propagation, and Arrest of Joints and other Fracture* (Cosgrove, J.W. and Engelder, T. Eds.). *Geol. Soc. London, Spec. Pub.*, **231**, 25–47.
- Barnes, C.G., Dumond, G., Yoshinobu, A.S. and Prestvik, T. (2004): Assimilation and crystal accumulation in a mid-crustal magma chamber: the Sausfjellet pluton, north-central Norway. *Lithos*, **75**, 389–412.
- 千木良雅弘(2002): 群発する崩壊—花崗岩と火砕流. pp. 228, 近未来科学ライブラリー.
- Chappell, B.W. and White, A.J.R. (1974): Two Contrasting granite type. *Pacific Geol.*, **8**, 173–174.
- Clemens, J.D. (2003): S-type granitic magmas-petrogenetic issues, models and evidence. *Earth-Sci. Rev.*, **61**, 1–18.
- Dallai, L., Ghezzi, C. and Sharp, Z.D. (2003): Oxygen isotope evidence for crustal assimilation and magma mixing in the Granite Harbour Intrusives, Northern Victoria Land, Antarctica. *Lithos*, **67**, 135–151.
- de Rosa-Costa, L.T., Lafon, J.M. and Delor, C. (2006): Zircon geochronology and Sm–Nd isotopic study: Further constraints for the Archean and Paleoproterozoic geodynamical evolution of the southeastern Guiana Shield, north of Amazonian Craton, Brazil. *Gondwana Res.*, **10**, 277–300.
- De Yoreo, J.J., Lux, D.R. and Guidotti, C.V. (1991): Thermal modeling in Low-pressure/high-temperature metamorphic belts. *Tectonophysics*, **188**, 209–238.
- Holtz, F. (1989): Importance of melt fraction and source rock composition in crustal genesis—the example of two granitic suites of northern Portugal. *Lithos*, **24**, 21–35.
- 細野高啓, 牧野州明(2002): 琵琶湖南部, 後期白亜紀野洲花崗岩体の岩相変化. 地質雑, **108**, 1–15.
- Ishihara, S. (1977): The magnetite-series and ilmenite-series granitic rocks. *Min. Geol.*, **27**, 293–305.
- Ishihara, S. (2003): Chemical contrast of the Late Cretaceous granitoids of the Sanyo and Ryoke Belts, Southwest Japan: Okuayama-Kagawa Transect. *Bull. Geol. Surv. Japan*, **54**, 95–116.
- Ishihara, S. and Chappell, B. (2007): Chemical compositions of the late Cretaceous Ryoke granitoids of the Chubu District, central Japan-Revisited. *Bull. Geol. Surv. Japan*, **58**, 323–350.

- 石原舜三, 金谷 弘, 寺島 滋(1976): フォッサ・マグナ地域新第三紀花崗岩類の成因. 海洋科学, **8**, 523-528.
- 石原舜三, 鈴木淑夫(1969): III. I. 2 東濃地方ウラン鉱床の基盤花崗岩類. 地調報告書, **232**, 113-127.
- Ishihara, S. and Terashima, S. (1977): Chemical variation of the Cretaceous granitoid across southwestern Japan: Shirakawa-Toki-Okazaki transaction. *J. Geol. Soc. Japan*, **83**, 1-18.
- 糸魚川淳二(1974): 瑞浪地域の地質. 瑞浪市化石博物館報告書, **1**, 9-42.
- 糸魚川淳二(1980): 瑞浪地域の地質. 瑞浪市化石博物館専報, **1**, 1-50.
- IUGS, Subcommittee on the Systematics of Igneous Rocks (1973): Classification and Nomenclature of Plutonic Rocks. Recommendations. *Neues Jahrb. Mineral. Abhand. Stuttgart, H.* **4**, 149-164.
- Jakob, A., Mazurek, M. and Heera, W. (2003): Solute transport in crystalline rocks at Äspö —II: Blind predictions, inverse modelling and lessons learnt from test STT1. *J. Contam. Hydrol.*, **61**, 175-190.
- Kagami, H. (1973): A Rb-Sr Geochronological Study of the Ryoke Granites in Chubu District, Central Japan. *J. Geol. Soc. Japan*, **79**, 1-10.
- 河野義礼, 植田良夫(1966): 本邦産火成岩の K-Ar dating (V) — 西南日本の花崗岩類 —. 岩鉱, **56**, 191-211.
- 小林孝男(1989): 岐阜県可児盆地東部の地質とウラン鉱化作用, 鉱山地質, **39**, 79-94.
- Leake, B.E., Woolley, A.R., Arps, C.E.S., Birch, W.D., Gilbert, M.C., Grice, J.D., Hawthorne, F.C., Kato, A., Kisch, H.J., Krivovichev, V.G., Linthout, K., Laird, J., Mandarino, J.A., Maresch, W.V., Nickel, E.H., Rock, N.M.S., Schumacher, J.C., Smith, D.C., Stephenson, N.C.N., Ungaretti, L., Whittaker, E.J.W. and Youzhi, G. (1997): Nomenclature of amphiboles: report of the subcommittee on amphiboles of the International Mineralogical Association, Commission on New Minerals and Mineral Names. *Amer. Mineral.*, **82** (9-10), 1019-1037.
- Luth, W.C., (1969): The systems $\text{NaAlSi}_3\text{O}_8\text{-SiO}_2$ and $\text{KAlSi}_3\text{O}_8\text{-SiO}_2$ to 20 kb and the relationship between H_2O content, PH_2O and Ptotal in granitic magmas. *Amer. J. Sci.*, **267-A**, 325-341.
- Luth, W.C., Jahns, R.H. and Tuttle, O.F. (1964): The granite system at pressures of 4 to 10 kilobars. *J. Geophys. Res.*, **69**, 759-773.
- Mazurek, M. (2000): Geological and hydraulic properties of water-conducting features in crystalline rocks. In *Hydrogeology of Crystalline Rocks* (Stober, I. and Bucher, K. Eds.). Kluwer Acad. Pub., 3-26.
- Mazurek, M., Jakob, A. and Bossart, P. (2003): Solute transport in crystalline rocks at Äspö —I: Geological basis and model calibration. *J. Contam. Hydro.*, **61**, 157-174.
- 都城秋穂(1994): 変成作用. pp. 256, 岩波出版.
- 中島 隆(2003): Peraluminous/metaluminous 花崗岩と I/S タイプ—領家—山陽帯とラクラン褶曲帯の例—. 月刊地球, **30**, 90-95.
- 中山勝博(1985): 岐阜県土岐市における瀬戸層群の体積盆地. 瀬戸内区の特長, 地団研専報, **29**, 119-129.
- 中山勝博, 陶土団体研究グループ(1989): 瀬戸層群の体積盆地. 地球科学, **43**, 392-401.
- 西本昌司, 鶴飼恵美, 天野健治, 吉田英一(2008): 地下深部の花崗岩の変質プロセス解析—土岐花崗岩を例にして—. 応用地学雑誌, **49**, 2, 94-104.
- Nishimura, K. and Yanagi, T. (2000): In situ crystallization observed in the Osumi granodiorite batholith. *Earth and Planet. Sci. Lett.*, **180**, 185-199.
- ピッチャー W.S.・(田中久雄・香掛俊夫訳), (1997): 花崗岩の成り立ち—その性質と成因—. pp. 390, 愛智出版.
- Sadeghian, M., Bouchez, J.L., Nedelec, A., Siqueira, R. and Valizadeh, M.V. (2005): The granite pluton of Zahedan (SE Iran): a petrological and magnetic fabric study of a syntectonic sill emplaced in a transtensional setting. *J. Asian Earth Sci.*, **25**, 301-327.
- 佐藤賢平, 石原瞬三(1983): 甲府花崗岩体の帯磁率と化学組成. 地質調査所月報, **34**, 413-427.
- 沢田順弘, 板谷徹丸(1993): 琵琶湖南部後期白亜紀環状花崗岩質岩体の K-Ar 年代—巨大コールドロンにおける冷却史—. 地質雑誌, **99**, 975-990.
- 柴田秀賢(1967): 日本岩石誌 II 深成岩(2)花崗岩類, pp. 377, 朝倉書店.
- Shibata, K. and Ishihara, S. (1979): Rb-Sr whole-rock and K-Ar mineral ages of granitic rocks in Japan. *Geochem. J.*, **13**, 113-119.
- 柴田 賢, Miller, J.A., 山田直利, 河田清雄, 村山正郎, 片田正人(1962): カリウム—アルゴン法によって測定された伊奈川花崗岩および苗木花崗岩の絶対年代. 地質調査所月報, **13**, 317-320.
- Smith, J.V. and Brown, W.L. (1988): Feldspar Minerals volume 1 Crystal Structure. Physical, Chemical and Microtextural Properties. pp. 828, Springer-Verlag, Berlin.
- Suzuki, K. and Adachi, M. (1998): Denudation history of the high T/P Ryoke metamorphic belt, southwest Japan: constraints from CHIME monazite ages of gneisses and granitoids. *J. Metamorphic Geol.*, **16**, 27-37.
- 鈴木淑夫, 石原瞬三(1969): III. II. 1 土岐—岡崎地域の花崗岩質深成岩の鉱物容量比. 地調報告書, **232**, 155-168.
- 高橋正樹(1983): 花崗岩の主成分. 岩石科学, **4**, 577-564.
- Takahashi, M. (1986): Anatomy of a middle Miocene Valles-type caldera cluste: geology of the Okueyama volcano-plutonic complex, southwest Japan. *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, **29**, 33-70.
- Tsuboi, M. (2005): The use of an apatite as a record of initial $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ ratios and indicator of magma processes in the Inagawa pluton, Ryoke belt Japan. *Chem. Geol.*, **221**, 157-169.
- Tuttle, O.F. and Bowen, N.L. (1958): Origin of Granite in the Light of experimental Studies in the system $\text{NaAlSi}_3\text{O}_8\text{-KAlSi}_3\text{O}_8\text{-SiO}_2\text{-H}_2\text{O}$. *Geol. Soc. Amer. Memo.*, **74**.
- Winker, H.G.F., (1985): Petrogenesis of Metamorphic Rocks. pp. 348, Springer.
- Wu, F.Y., Yang, J.H., Wilde, S.A. and Zhang, X.O. (2005): Geochronology, petrogenesis and tectonic implications of Jurassic granite in the Liaodong Peninsula, NE China. *Chem. Geol.*, **221**, 127-156.
- 山下 昇, 粕野義夫, 糸魚川淳二(1988): 日本の地質 5, 中部地方 II, pp. 310, 共立出版株式会社.
- 山田直利, 脇田浩二, 広島俊夫, 駒沢正夫(1990): 20 万分の 1 地質図幅「飯田」(第 2 版), pp. 111, 地質調査所.
- Yuguchi, T. and Nishiyama, T. (2007): Cooling process of a granitic body deduced from the extents of exsolution and deuteric sub-solidus reactions: Case study of the Okueyama granitic body, Kyushu, Japan. *Lithos*, **97**, 395-421.
- Yuguchi, T. and Nishiyama, T. (2008): The mechanism of myrmekite formation deduced from steady-diffusion modeling based on petrography: Case study of the Okueyama granitic body, Kyushu, Japan. *Lithos*, **106**, 237-260.