結晶作用末期～固結後の熱水作用による花崗岩組織の再構成： 琵琶湖西方の対照的な二つの白亜紀花崗岩質岩体の鉱物学的検討

Hydrothermal reconstruction of the granitoids: As inferred from the mineralogy
of the two contrasting Cretaceous granitoid plutons, west to Lake Biwa, Japan

中野 聡志(Satoshi NAKANO)*, **

沓掛 俊夫(Toshio KUTSUKAKE)***

周琵琶湖花崗岩団体研究グループ†

(Collaborative Research Group for the Granites around Lake Biwa) ‡

†貴治 康夫(Michio KIJU)¹, 西村 貞浩(Sadahiro NISHIMURA)², 澤田 一彦(Kazuhiko SAWADA)³,
杉井 完治(Kanji SUGII)⁴, 多賀 優(Masaru TAGA)⁵, 竹本 健一(Ken-ichi TAKEMOTO)⁶,
天白 俊馬(Toshima TENPAKU)⁷

Mafic and feldspar minerals in the two contrasting granitoid plutons of the Ohgi Granodiorite and O'hara Tonalite were examined chemically and texturally, using electron microprobe analyzers. The results show distinct differences between the two plutons. The chemical variation trends of amphiboles and biotites record the magmatic crystallization and succeeding hydrothermal reconstruction. The feldspars show some textural differences between the two plutons. Magmatic resorption of the primary plagioclase, associated with the later alkali feldspar crystallization, is likely to have occurred more intensely in the O'hara Pluton than in the Ohgi Pluton. Microperthitic textures common in both the plutons produced by subsolidus hydrothermal reactions are mainly of bead type, and they are different from patch microperthites characteristically to other granite plutons around Lake Biwa. The mineralogy of granitoid plutons provides important information on cooling conditions and processes different from those of more evolved granite plutons.

Keywords: Mafic mineral, Feldspar, Magmatic crystallization, Hydrothermal reaction, Perthitic texture, Resorption, Ohgi Granodiorite, O'hara Tonalite

I. はじめに

筆者たちは、これまで周琵琶湖の花崗岩類の調査・研究を行うなかで、とくにその中の長石類の固相下(サブソリダス)熱水反応について言及してきた(中野ら, 1991; Nakano, 1998; Nakano *et al.*, 2001; 河野ら, 2008; Nakano and Makino, 2010; 中野, 2013)。今回、比叡山の北方に隣り合って産する2つの白亜紀花崗岩質岩体(仰木花崗閃

緑岩体・大原トナール岩体)について、それらを構成する主要な鉱物の化学組成や微細組織の特徴を解析した。その結果に基づいて、マグマ期(メルト期)から熱水期にわたる仰木岩体・大原岩体中の各鉱物の挙動を、長石類および苦鉄質鉱物にわたって検討したので報告する。

花崗岩をはじめとして、一般に深成岩はマグマ(メルト)から晶出した初生の鉱物があるまま残っているのはまれであり、晶出後多少ともマグマ(火成)作用後期(あるいは末

doi: 10.2465/gkk.140601

(平成26年6月1日受付, 平成26年8月19日受理, 平成26年10月7日早期公開, 担当編集委員: 牧野州明)

* 滋賀大学教育学部, 〒520-0862 滋賀県大津市平津2-5-1

** 現所属: 琵琶湖博物館, 〒525-0001 滋賀県草津市下物町1091

*** 愛知大学地域政策学部, 〒441-8522 愛知県豊橋市町畑町1-1

‡ 滋賀県立堅田高等学校 多賀優気付, 〒520-0242 大津市本堅田3-9-1

¹ 大阪府立箕面東高校, ² 草津市立新堂中学校, ³ 大津市立唐崎中学校, ⁴ 京都府消防局, ⁵ 滋賀県立堅田高校, ⁶ 神辺市, ⁷ 京田辺市

* Faculty of Education, Shiga University, Hiratsu 2-5-1, Otsu 520-0862, Japan

** Present address: Lake Biwa Museum, Oroshimo 1091, Kusatsu 525-0001, Japan E-mail: nakano@edu.shiga-u.ac.jp

*** Faculty of Regional Policy, Aichi University, Machihata-cho 1-1, Toyohashi 441-8522, Japan

‡ c/o Masaru TAGA, Katata High School, Honkatata 3-9-1, Otsu 520-0242, Japan

期)(高温)～サブソリダス(低温)での熱水作用の影響を受けている(Ferry, 1985; Bryon *et al.*, 1994; Finch *et al.*, 1995; Fiebig and Hoefs, 2002; references therein)。長石類については、とくに後者の影響が大きい(Parsons, 1978; Parsons and Becker, 1986; Putnis, 2009; Parsons *et al.*, 2013)。したがって、花崗岩類を研究対象にする場合、マグマから晶出した初生の鉱物組織あるいは岩石組織が現在どの程度残存しているのか、すなわち初生の組織がその後どの程度熱水反応等により変化しているのか検討することが必要不可欠である。熱水作用については、ペグマタイトの研究にみられるように、火成作用末期における分離した熱水の有無が大きな問題であり、また火成作用末期の熱水作用とサブソリダス期の(高温)熱水作用との相違あるいは区別は現在大きな問題である(London, 1992, 1996, 2005, 2008; Bakker and Elburg, 2006; Thomas *et al.*, 2009; Nabelek *et al.*, 2010; 中野ら, 2013; など)。また、さらに引き続きサブソリダス低温段階における熱水変質反応との関係も重要である(河野ら, 2008; Nakano and Makino, 2010)。本論では、苦鉄質鉱物の再結晶作用(置換反応)については火成作用末期の熱水(late-stage magmatic fluid)反応、長石類の熱水作用による再結晶過程(置換過程)については火成作用末期の高温熱水反応とサブソリダス低温熱水反応の観点から考察を行った。

なお、琵琶湖周辺の各花崗岩体についての鉱物学は、伴われる岩脈やペグマタイト等も対象に、長石類や苦鉄質鉱物の化学組成や微細組織の解析が行われてきている(西村ら, 1990; 周琵琶湖花崗岩団体研究グループ, 2005, 2008; 中野ら, 1991; Nakano *et al.*, 2001; 中野, 2001; 中野・原山, 2003; 橋本ら, 2005a; 河野ら, 2008; Nakano and Makino, 2010; Kutsukake *et al.*, 2010; 花田ら, 2011; 中野ら, 2013)。仰木・大原両岩体は、琵琶湖周辺に分布する花崗岩体のなかでは、田上花崗岩体に北接する観音寺花崗閃緑岩体(橋本ら, 2005b)と本岩体北隣の霊山花崗閃緑岩体とともに、数少ない花崗閃緑岩～トナール岩質岩体の一つであり、これまで報告してきた優白質黒雲母花崗岩岩体とは岩質が異なるので、比較鉱物学的な視点からも本報告の意義がある。

II. 2つの花崗岩質岩体

琵琶湖周辺には、南湖(琵琶湖大橋を挟んで南側の副湖盆)南方に位置する田上・信楽花崗岩体から時計回りに、比叡, 比良, 江若, 貝月山, 鈴鹿の各岩体と、これらの花崗岩体のより琵琶湖寄りに位置する野洲花崗岩体が分布している(吉田ら, 1991; 沢田ら, 1994; 周琵琶湖花崗岩団体研究グループ, 2008; ほか)(Fig. 1)。これらの岩体は主として優白質の黒雲母花崗岩からなるが、そのほかに角閃石を含むより苦鉄質の花崗閃緑岩質～トナール岩の岩体がいくつか点在している: 観音寺, 霊山, 仰木の各小岩体(Fig. 1)。その中で田上花崗岩体と共存している観音寺岩

Fig. 1. Index map showing the location of the plutons [modified after Fig. 1 of the Collaborative Research Group for the Granites around Lake Biwa (2008)].

体については、既にいくつかの研究結果が公表されている(周琵琶湖花崗岩団体研究グループ, 1982, 2000; 中野・原山, 2003)。琵琶湖南湖西方に位置する霊山岩体については、Uchiyama (1982)の調査報告に加えて、杉井ら(2001)や中野(2001)の記載がある。そのなかで、南湖西方大津市と京都市とにまたがって隣接している二つの小岩体については、これまで一括されて仰木岩体と呼ばれてきた(貴治, 1987; 高橋・木村, 1998)が、全岩化学組成の記載(貴治ら, 2000)、一部アダカイト質であることへの言及(村田ら, 2000)および斜長石双晶様式の解析(高橋, 1999)以外には詳しい野外調査報告がなかった。最近の調査研究ではじめて、これらが年代・岩石学的性格を異にする2つの岩体であることが明らかとなった(貴治ら, 未公表)。すなわち、東側に分布する仰木岩体は、70 Maのカルク・アルカリ岩質の斑状花崗閃緑岩質岩体であり、西側に分布する大原岩体は、約100 Maの年代値を示すアダカイト質のトナール岩質岩体である。前者の産状は岩脈的であり、粗

Table 1. Chemical compositions of Ca-amphiboles

No.	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII
Sample No.	A1	B2	D17	E10	K9	M5	M5	G6
Pluton	Ohgi	Ohgi	Ohgi	O'hara	O'hara	O'hara	O'hara	Ohgi
SiO ₂	46.44	47.95	47.40	47.03	44.70	50.87	56.11	51.29
TiO ₂	0.73	1.04	1.03	1.21	1.47	0.55	0.04	0.24
Al ₂ O ₃	6.04	5.84	5.70	6.50	8.99	4.30	0.42	3.01
FeO ^T	23.16	20.07	23.90	14.30	16.53	13.91	11.31	21.08
MnO	0.69	0.60	0.93	0.46	0.51	0.43	0.33	0.48
MgO	8.63	10.73	8.95	13.89	12.37	15.24	17.44	10.64
CaO	9.76	10.60	10.07	11.51	11.32	11.73	12.79	11.84
BaO	-	0.05	-	0.03	0.02	0.10	0.03	0.02
Na ₂ O	1.42	1.10	1.08	1.71	1.98	0.88	0.17	0.46
K ₂ O	0.59	0.49	0.50	0.42	0.64	0.45	0.04	0.21
Total (T)	97.46	98.47	99.56	97.06	98.53	98.46	98.68	99.27
Atomic proportions on the basis O=23								
Si	7.135	subT	7.170	7.140	6.993	6.648	7.375	7.941
Al ^{IV}	0.865	8.00	0.830	8.00	0.860	8.00	1.007	8.00
Al ^{VI}	0.228		0.200		0.152		0.131	
Ti	0.086		0.117		0.135		0.164	
Fe ⁺³	2.975		2.509		3.010		1.778	
Mn	0.090	6.96	0.076	7.00	0.119	7.01	0.058	7.02
Mg	1.976		2.392		2.009		3.079	
Ca	1.606		1.698		1.607		1.833	
Ba	-		0.003		-		0.002	
Na	0.432		0.318		0.315		0.493	
K	0.116	0.55	0.093	0.41	0.096	0.41	0.082	0.58
Ca-amphibole name	Ferro-edenite	Ferro-hornblende	Ferro-hornblende	Edenite	Edenite	Magnesio-hornblende	Actinolite	Ferro-actinolite

粒で角閃石の斑晶を含む角閃石黒雲母花崗閃緑岩であり、イルメナイト系列に属する。後者の主要な岩相は中粒の角閃石黒雲母トータル岩であり、磁鉄鉱系列に属して初生のチタン石を含む。

III. 解析方法

本研究は、岩石組織観察、鉱物組織観察及び鉱物組成分析とともに、滋賀大学教育学部設置の Electron Microprobe Analyzer (以下EMPA) (JEOL-JXA8800 ならびに JEOL-JXA8200) を用いて行った。解析時の加速電圧はいずれも 15 kV、電流は 2×10^{-8} A である。ビーム径を、組織観察 (二次電子線像 SEI, 反射電子線像 BEI) とマッピング (SEI, BEI 及び各元素) を行う場合は 1 μ m 以下 (focused)、定量分析については各鉱物の組成 (顕微鏡オーダーでの均質相) を求める場合は 5 μ m に、アルカリ長石のローカルバルク組成を求める場合は 50 μ m に設定した。標準試料はいずれも日本電子調達の酸化物及びケイ酸塩であり、補正方法は Bence and Albee 法によっている (Nakano *et al.*, 2001; Nakano *et al.*, 2002; 河野ら, 2008; その他)。

EMPA 定量分析は本来均質な物質を前提にした分析方法である。異種鉱物粒界を挟んでいる領域が分析される場合、問題が生じる。しかし、電子顕微鏡スケールの同種鉱物の共生組織であるアルカリ長石クリプトパーサイトの場合は、同じ上記機種による筆者たちのこれまでの分析においてもまた世界的な長石研究の分析においても (Brown *et al.*, 1983; Brown and Parsons, 1989a; Waldron and Parsons, 1993; Lee and Parsons, 1997; など)、分析結果は酸化物合計重量割合においてもほぼ 100% 前後、化学量論上においても陽イオン数が 5.00 前後の結果となり問題はない。また、ビーム径を 50 μ m にして分析した場合は、顕微鏡スケールの 2 相組織のマクロパーサイトをも分析対象とすることになるが、この場合も上記の場合と同様、分析結果に基本的問題はない。この 50 μ m ビーム径による定量分析は、ローカルバルク組成 (ある領域での平均化学組成) の基本単位となり、たとえば 200 μ m $\times$ 200 μ m の領域を 50 μ m ビームが重複しないように移動させて 4 $\times$ 4 回分析した結果の平均値はその領域のローカルバルク組成となる。

岩体中のアルカリ長石のバルク組成を EMPA で求める

Fig. 2. Variation trend of Ca-amphibole compositions on the Mg/(Mg + Fe)-Si diagram.

方法には、ビームスキャン法(Brown *et al.*, 1983; Brown and Parsons, 1989a; Lee and Parsons, 1997; 橋本ら, 2005a)と試料移動法(ステージ移動法)(田結庄ら, 1979; Brown *et al.*, 1983; Nakano *et al.*, 2002, 2005; 橋本ら, 2005b)があるが、筆者たちはこれまで後者の方法によりビーム径として $50\ \mu\text{m}$ を統一して使用している。中～粗粒花崗岩中アルカリ長石の場合、複数の粒子について $50\ \mu\text{m}$ 径ビーム(円)で各全面積を埋め尽くして分析しその結果を平均するのが望ましいであろうが、分析に要する時間の関係から、実際にはある代表的な測線に沿って粒子を横断して分析するトラバース法が採用されている(田結庄ら, 1979; Brown *et al.*, 1983; Nakano *et al.*, 2001; Nakano *et al.*, 2005; 河野ら, 2008; その他)。なお、このトラバース法とローカルバルク法(できるだけ大きな代表的な領域を分析するか、複雑な組織を有するあるいは大きな粒子の場合は複数の代表的な領域を分析して、その平均値を採用)を比較検討した結果、両者のバルク組成はほぼ一致することが明らかにされている(Nakano *et al.*, 2005)。今回のバルク組成は、後者の $50\ \mu\text{m}$ ビーム径ローカルバルク組成平

均値を使用している。

VI. 解析結果

1. 苦鉄質鉱物

(1) カルシウム角閃石

仰木岩体の初生のカルシウム角閃石は鉄エデン閃石(ferro-edenite)であるが、大原岩体のそれはエデン閃石(edenite)である(Leake *et al.*, 1997) (Table 1 and Fig. 2)。これは全岩化学組成において、両岩体の Mg/Fe 比を反映しているが、大原岩体は磁鉄鉱系列に属する(貴治ら, 2004)ため、鉄が磁鉄鉱を造るのに消費されて、他の苦鉄質鉱物に入ることが制限されているためである。これと同様な現象は、西南日本内帯の白亜紀～古第三紀の花崗岩質岩類においても認められている(Murakami, 1969; 村上, 1981; Czamanske *et al.*, 1981; 先山・田中, 1984)。

(2) 黒雲母

黒雲母の代表的な分析値を Table 2 に示した。黒雲母に関しても、カルシウム角閃石の場合と同様に両岩体間で Mg# が大きく異なる。仰木岩体中のものは 35 前後に集中しており組成範囲は狭いが、大原岩体のものはその値が 40–60 の範囲にあり 50 前後にピークが見られる(Fig. 3)。両岩体ともに、黒雲母はその一部または全体が緑泥石に変質している場合が多く、特に劈開に沿って変わっていることが多い。褐色の黒雲母が部分的に緑色化しているのが観察されるが、緑泥石へと変化している途上のものであろう。

(3) チタン石

仰木岩体ではチタン石は小型で形も不定形である。いっぽう、大原岩体では自形性の強い大型のチタン石が含まれる。両岩体中のチタン石の分析値を Table 3 に示すが、仰木岩体のものは、アルミナ・鉄の含有量ともに、大原岩体のものに比べて高い値を示している。

(4) 緑泥石

角閃石や黒雲母の変質鉱物として、緑泥石が普遍的に産する。その中で代表的なものの分析値を Table 3 に示す。初生鉱物の化学組成を反映して、両岩体の緑泥石の Mg# にも明瞭な差異があり、仰木岩体では 35–38、大原岩体では 52–57 である。

(5) 緑れん石

大原岩体の緑れん石の分析値が Table 3 に一つ示されている。Pistacite 27.4%であり、これは火成起源の組成範囲に入る(Zen and Hammarstrom, 1984)。しかし、上に示したように共存するカルシウム角閃石の Al 含有量から推定した圧力値が 451 MPa (Schmidt, 1992)であり、いっぽう火成起源の緑れん石の安定領域の圧力が約 500 MPa 以上であること(Naney, 1983)から見て、大原岩体中の緑れん石は火成起源ではなく、変質の産物と考えられる。

Table 2. Chemical compositions of biotites

No.	I		II		III		IV		V		VI	
Mineral	Biotite		Biotite		Biotite		Biotite		Biotite		Biotite	
Sample No.	A1		G6		D17		K9		E11		M5	
Pluton	Ohgi		Ohgi		Ohgi		O'hara		O'hara		O'hara	
SiO ₂	34.38		35.47		34.96		36.81		36.45		37.23	
TiO ₂	4.23		3.89		3.97		2.91		4.21		4.10	
Al ₂ O ₃	13.81		14.16		13.39		14.23		13.06		14.12	
FeO ^T	25.71		25.57		25.55		18.93		19.38		16.79	
MnO	0.32		0.25		0.28		0.24		0.18		0.23	
MgO	8.05		7.78		7.96		11.95		12.55		14.13	
CaO	0.01		0.00		0.01		0.01		0.16		0.00	
BaO	1.02		0.97		0.58		0.55		0.47		0.48	
Na ₂ O	0.24		0.17		0.12		0.04		0.15		0.13	
K ₂ O	8.50		9.43		9.38		10.00		8.95		9.96	
Total (T)	96.27		97.69		96.74		95.69		95.56		97.17	
Atomic proportions on the basis of O=22												
Si	5.428	subT	5.513		5.481		5.638		5.587		5.552	
Al ^{IV}	2.568	8.00	2.487	8.00	2.519	8.00	2.362	8.00	2.358	7.95	2.448	8.00
Al ^{VI}	-		0.105		0.055		0.205		-		0.032	
Ti	0.503		0.455		0.468		0.335		0.491		0.024	
Fe ⁺³	3.393	5.83	3.323	5.72	3.350	5.77	2.425	5.72	2.484	5.87	2.094	5.32
Mn	0.043		0.033		0.037		0.031		0.023		0.029	
Mg	1.895		1.803		1.860		2.728		2.868		3.141	
Ca	0.002		0.000		0.002		0.002		0.027		0.000	
Ba	0.064		0.059		0.036		0.033		0.029		0.028	
Na	0.074	1.85	0.050	1.98	0.036	1.95	0.011	2.00	0.044	1.85	0.038	1.96
K	1.711		1.869		1.876		1.995		1.750		1.894	
Mg#	35.8		35.2		35.7		52.9		53.6		60.0

Fig. 3. Variation trend of biotite compositions on the Mg/(Mg + Fe + Mn)-Si diagram.

2. 長石類

(1) 斜長石

a. 組織

仰木岩体・大原岩体の斜長石はいずれも自形～半自形の初期晶出相として存在している。仰木岩体では、斜長石(最大径 5 mm)は弱い果帯構造を示すとともにアルバイト・カールスバド双晶やアルバイト双晶を示している。大原岩体では、斜長石(最大長径 4 mm)は弱い果帯構造を示すとともにアルバイト双晶やアルバイト・カールスバド双晶に加えてペリクリン双晶構造も示している。なお以前の斜長石双晶様式の頻度解析では、仰木岩体においてはアルバイト双晶が卓越し大原岩体においてはアルバイト双晶ならびにアルバイト・カールスバド双晶が多いという違いが記載されている(高橋, 1999)。果帯組織(ゾーニング)については、仰木岩体中の斜長石も大原岩体の斜長石も、パターンに大きな差異はない。すなわち、大部分を占める An-rich な斜長石コアを Ab-rich 斜長石の薄いリムが包む単純なコア-リムのパターンが基本である。コア部分には、リムの Ab-rich 斜長石がコア部に侵入しており、いわ

Table 3. Chemical compositions of accessory minerals

No.	I	II	III	IV	V	VI	VII
Mineral	Chlorite	Chlorite	Chlorite	Chlorite	Epidote	Titanite	Titanite
Sample No.	A1	B2	E10	K9	E10	E10	A1
Pluton	Ohgi	Ohgi	O'hara	O'hara	O'hara	O'hara	Ohgi
SiO ₂	26.35	25.86	27.30	27.58	37.11	30.39	30.61
TiO ₂	0.26	0.12	0.01	0.06	0.01	36.91	31.23
Al ₂ O ₃	17.09	19.58	18.11	18.76	23.51	2.56	5.86
FeO ^T	31.57	31.33	26.07	23.28	12.34	1.47	1.90
MnO	0.43	0.33	0.31	0.42	0.11	0.02	0.05
MgO	10.75	11.52	15.77	18.73	0.02	0.02	0.28
CaO	0.13	0.02	0.08	0.02	23.61	28.11	26.78
BaO	0.01	0.04	0.03	0.00	0.00	0.34	0.25
Na ₂ O	0.01	0.03	0.00	0.00	0.02	0.00	0.01
K ₂ O	0.09	0.09	0.02	0.00	0.01	0.01	0.10
Total	86.70	88.92	87.70	88.85	96.74	99.83	97.07

Atomic proportions on the basis of

	[O= 28]				[O=12.5]				[O= 5]			
Si	5.842	subT	5.556		5.780		5.670		2.959		0.997	1.024
Al ^{IV}	2.158	8.00	2.444	8.00	2.220	8.00	2.330	8.00	0.041	3.00	0.003	1.00
Al ^{VI}	2.304		2.513		2.296		2.222		2.168		0.099	0.231
Ti	0.044		0.019		0.001		0.010		0.001		0.908	1.01
Fe ⁺³	5.853		5.629		4.615		4.001		0.822	3.00	0.040	0.053
Mn	0.081		0.061		0.056		0.073		0.008		0.001	0.001
Mg	3.552	11.90	3.691	11.96	4.977	11.97	5.740	12.05	0.002		0.001	0.014
Ca	0.031		0.005		0.018		0.005		2.017		0.988	1.03
Ba	0.001		0.004		0.003		0.000		0.000		0.004	0.003
Na	0.005		0.013		0.000		0.000		0.003	2.02	0.000	0.001
K	0.027		0.026		0.005		0.000		0.001		0.000	0.004

Table 4. Compositional ranges of plagioclases as An–Ab–Or ternary representations

Ohgi Granodiorite								
	A1			D17			G6	
An	86.1	55.9	14.8	82.3	59.6	19.5	55.5	21.0
Ab	13.7	43.2	83.6	16.9	39.7	78.5	42.9	77.4
Or	0.2	0.9	2.1	0.8	0.7	2.1	0.6	1.6
O'hara Tonalite								
	M5		K9		E10			
An	18.7	11.9	51.2	36.0	15.7	40.2	13.1	
Ab	79.1	85.7	47.7	62.0	82.8	58.1	84.6	
Or	2.2	2.4	1.1	2.0	1.5	1.7	2.3	

ゆるパッチ状のパターン(Vance, 1965)を示している。なお、コア部はいわゆるソーシュライト化を受けている場合が多く、絹雲母(Que and Allen, 1996)(白雲母)が生じている。

b. 化学組成

組成的にみると、仰木岩体の斜長石がより An 成分に富

む(Table 4)。最大 mol% An 量は 86 である。大原岩体の斜長石は An 成分に乏しい。最大 mol% An 量は 51 である。最大 mol% Ab 量は、仰木岩体の斜長石で 79 であり、大原岩体の斜長石で 86 である。したがって、類似したコアーリムゾーニングパターンであるにもかかわらず、コア組成及びリム組成ともに両岩体で異なり、大原岩体の斜長石が相対的に An 成分に乏しい。しかし、両岩体の斜長石ともに、曹長石組成はリム部分に置いて存在しない。このことは、最近明らかになった優白質黒雲母花崗岩中の斜長石に曹長石組成の斜長石が普遍的に存在する(江若岩体：澤田ら, 1997；比良岩体：中野, 2001；野洲岩体：周琵琶湖花崗岩団体研究グループ, 2005；田上岩体：橋本ら, 2005a；比叡岩体：周琵琶湖花崗岩団体研究グループ, 2008)のとは対照的である。

(2) アルカリ長石

a. 組織

アルカリ長石は、仰木岩体・大原岩体を通していずれも他形・間隙充填的な後期晶出相として存在している(Fig. 4)。そのサイズは、仰木岩体で大きく最大長径 4.5 mm

(G6 試料)である。大原岩体中では、K9 試料の 0.1–0.4 mm 程度を除いていずれも 0.1–2 mm 程度であり、仰木岩体に比較して小さい(Fig. 4)。両岩体共通に、斜長石をポイキリティックに含んでいる場合がある。

仰木岩体と大原岩体ともに、アルカリ長石組織の基本的特徴はほぼ同じである。すなわち、顕微鏡オーダーのマイクロパーサイト組織を呈しており、構成ゲスト斜長石相の形状は主として数珠状(bead; ビード)~棒状(rod; ロッド)である(Fig. 5)。この名称はAlling (1938)の分類によっているが、彼の示したビードやロッドのサイズよりはさらに小さい。一部に vein(脈)状や lamella(ラメラ)状の伸長した形態の斜長石相が共存するが、いずれも一般的には径(幅)数 μm 程度と小さい斜長石相である。ときにレンズ状~パッチ状の径が数 10 μm を越えるものがあるほ

か、斜長石(後で述べるシンプレクティック(ポイキリティック)斜長石も含めて)との境界部には、引きちぎられたような形状の斜長石相が見られる。全体としては、Alling (1938)の分類によるビード(ロッド)タイプのマイクロパーサイトに相当する(中野, 1992)。

なお、顕微鏡サイズのパーサイト組織は、最近の用語法によるといづれ patch micropertthite(以下、パッチマイクロパーサイト)と呼ばれるのが通例である(Parsons and Brown, 1984; 中野, 1992; Brown and Parsons, 1994)が、脈状のタイプも普遍的に伴われている。今回のマイクロパーサイトについて注目すべき点は、田上・鈴鹿・比良・比叡・野洲岩体中のいわゆるパッチマイクロパーサイト(中野ら, 1991; 橋本ら, 2005a; 中野, 2001; 周琵琶湖花崗岩団体研究グループ, 2005, 2008)とは明らかに異なり、サイズもより小さい上に形態的特徴もかなり異なる。したがって、本パーサイトの場合、観音寺花崗閃緑岩(橋本ら, 2005b)や葛根田花崗閃緑岩中の場合(Nakano *et al.*, 2014)と同じように、花崗岩中の普通のパッチマイクロパーサイトと区別するために、bead micropertthite(以下、ビードマイクロパーサイト)とするのがよい。

マイクロパーサイトに伴って、顕微鏡下で turbidity(汚濁)が認められる(Fig. 6)。汚濁は、径 1 μm 以下のマイクロポアが多数存在しているため生ずる現象である(Walker *et al.*, 1995)。これまで記載された琵琶湖周辺の優白質花崗岩中のアルカリ長石のパッチマイクロパーサイトには常に汚濁が伴われている(中野ら, 1991; 橋本ら, 2005a; 河野ら, 2008)。今回のビードマイクロパーサイトも汚濁を伴うが、その分布には独自の特徴が見られる。すなわち、多くの場合汚濁は脈状に発達しており、それ以外の領域は clear(清澄)である(Fig. 6)。この特徴は、最近報告された柳井地域の新期領家花崗岩である本部花崗岩中の斑晶アルカリ長石の顕微鏡写真(赤崎ら, 2013; Figs. 3A, 3B and 3D)と類似している。なお、脈状汚濁領域がビードマイクロパーサイトであることの鏡下での観察は困難であるが、粒子全体に汚濁が広がっている場合まれに見られるパッチ状の Ab-rich 相は鏡下で識別できる。鏡下での汚濁領域は、EMPA 像においてビードマイクロパーサイト近辺に多数

Fig. 4. Distribution maps of Na and K showing interstitial occurrence of alkali feldspars. (a) the Ohgi sample (A1). (b) the O'hara sample (M5). Afs, alkali feldspar; Pl, plagioclase. (The abbreviations are the same through the figures).

Fig. 5. Selected BSE images (BEI, hereafter the same through the figures) typically showing the features of bead (rod) micropertthitic textures. (a) the Ohgi Afs (D17). (b) the O'hara Afs (M5).

Fig. 6. Photomicrographs showing turbidity (turbid appearance) and BEI (BSE image) showing bead micropertitic textures associated with many micropores. (a) the Ohgi Afs (G6). (b) the O'hara Afs (D17). SEI, secondary electron images with EMPA; Qtz, quartz.

見られるマイクロポアの存在領域に対応する。

言い換えると、仰木・大原両岩体中のアルカリ長石マイクロパーサイト組織において、最も顕著な特徴は、その構成相である斜長石相の分布パターンにある。すなわち、アルカリ長石粒子全体にわたって、マイクロパーサイト組織が存在することはまれであり、多くの場合汚濁を伴って主として脈状に偏在している (Fig. 7)。この偏在パターンは、ローカルバルク組成の変化に対応する。

以上のように、汚濁マイクロパーサイト領域とともに、顕微鏡下で清澄に見え EMPA 観察でも清澄かつほぼ均質に見える領域が存在する。この部分を詳しく観察すると一部にサブミクロンサイズのクリプトパーサイト (cryptoperthite) が認められる (Fig. 8)。このクリプトパーサイトの存在は、これまでの観察の限り、仰木岩体でより多く観察されるが大原岩体ではあまり観察されていない。

b. 化学組成

顕微鏡オーダー均質相組成：

本岩体中のアルカリ長石の代表的化学組成は、Table 5 の通りである。パーサイトのゲスト構成相である斜長石の組成として、 Ab_{95} mol% 以上の曹長石が両岩体中に見いだされた。このような曹長石は、琵琶湖周辺の優白質花崗岩類及びそのペグマタイト中のパーサイトパッチに一般的に存在しているが、それらに共通して認められる端成分組成により近い曹長石 (Ab_{98} mol% 以上) (橋本ら, 2005a, 2005b; 河野ら, 2008; Nakano and Makino, 2010) は存在しない。すなわち、パーサイト構成相の斜長石の曹長石化は、田上花崗岩体に代表される琵琶湖周辺の優白質花崗

ほどには極端ではない (なお、 Ab_{95} mol% 以上の曹長石は、岩石分類上ではアルカリ長石系列に属する: Le Maitre, 2002)。一方、アルカリ長石ホスト相には、これまで田上花崗岩体 (ペグマタイトを含む) 及び観音寺花崗閃緑岩体等に共通に見いだされた組成変化のパターンが同じように確認された。すなわち、ビードに隣接する部分にはより Or 成分に富むカリ長石 (Or_{90} mol% 以上) が発達し、それに続くパッチ同士の間部にはより Or 成分の低いアルカリ長石 (Or_{80} mol% 台) が残存している (橋本ら, 2005a, 2005b; 河野ら, 2008; Nakano and Makino, 2010)。今回の両岩体の場合は、最大 Or mol% は 96–97 程度であり琵琶湖周辺花崗岩体中に認められてきたカリ長石の場合と整合的である。

なお、個々の岩石試料ごとのアルカリ長石相組成変化の特徴を検討してみると、大原岩体においても仰木岩体においても二つの場合がある：(1) マイクロパーサイトのホスト相すなわち Or-rich 相の組成変化が大きい場合 (大原 Or_{63} – Or_{93} : 仰木 Or_{71} – Or_{96}) と (2) それが非常に小さく Or-rich 組成に集中している場合 (大原 Or_{92} – Or_{97} : 仰木 Or_{96} – Or_{97} / Or_{89} – Or_{95}) とである。

ローカルバルク組成：

個々のローカルバルク組成は、既に述べたように 50 μm 径の円領域の組成であるので、その領域がどのような組織を有するかということに密接に関連している。大原岩体全体でみると Or_{62} – Or_{97} 、一方、仰木岩体全体では Or_{65} – Or_{92} の変化範囲が得られた。基本的には Ab-rich 相を多く含む領域では Or-poor, Ab-rich になることは自明であるが、

Fig. 7. BEI showing characteristic patterns of the development of microperthitic textures. (a) the Ohgi Afs (D17). (b) the O'hara Afs (K9). It is noted that perthitic textures are not developed uniformly over a grain but that featureless areas are remained here and there.

Fig. 8. BEI showing cryptoperthitic textures that have fine lamellae with the width below 1 μm . (a) the Ohgi Afs (D17). (b) the O'hara Afs (K9).

例外的に顕微鏡的に均質あるいはまばらに Ab-rich 相を含む場合にも、そのような組成を示す場合がある。

バルク組成(平均組成)：

組成的にみると、仰木岩体(3 試料)のアルカリ長石も大原岩体のアルカリ長石(1 試料)も、そのバルク組成においてはほとんど同じ Or_{85} mol% である (Table 6)。このバルク組成の Or mol% は、優白質花崗岩である野洲花崗岩中のアルカリ長石の 55–74 (周琵琶湖花崗岩団体研究グループ, 2005) に比較すると相当高く、同じく優白質花崗岩の田上花崗岩体の 70–75 (中野ら, 1991; 橋本ら, 2005a) あるいは比良岩体の 67–79 (中野, 2001) と比較してもかなり高い。一方、 Or_{85} (mol%) というバルク組成は、やや優黒質苦鉄質の観音寺花崗閃緑岩の 85 (橋本ら, 2005b) に等し

く、琵琶湖周辺他岩体とは異質の優白質花崗岩である比叡花崗岩の 80–87 (周琵琶湖花崗岩団体研究グループ, 2008) にほぼ等しい。

仰木岩体と大原岩体のアルカリ長石の Or (mol%) 量の比較すると、仰木岩体では 84 (1 試料) であり大原岩体では 84 と 86 (2 試料) であるので、両岩体での違いは認められない (Table 6)。アルカリ長石の An (mol%) 量も、両岩体ともに 0.4 と同じである。

(3) シンプレクティック (symplectic) 共生組織

早期晶出の斜長石と間隙充填の後期晶出アルカリ長石は、その境界部を中心にお互いの粒子内部にまで及ぶ二つのタイプの共生組織を示している (Fig. 9)。すなわち、早期晶出の斜長石が間隙充填的なアルカリ長石に侵入された

Table 5. Chemical compositions of constituent phases of bead microperthites

Ohgi Granodiorite					O'hara Tonalite								
	D17				M5				K9				
	Pl	Pl	Afs	Afs	Afs	Afs	Afs	Afs	Afs	Pl	Pl	Afs	Afs
SiO ₂	65.84	67.86	65.93	54.94	65.72	66.47	65.16	64.48	64.77	67.42	68.73	65.63	64.56
Al ₂ O ₃	20.54	20.40	18.75	18.68	18.67	18.82	18.33	18.27	18.35	20.81	19.77	18.69	18.65
FeO-T	0.08	0.02	0.03	0.07	0.07	0.10	0.11	0.18	0.14	0.53	0.04	0.08	0.10
CaO	1.40	0.90	0.07	0.01	0.04	0.05	3.26	0.05	0.01	0.42	0.23	0.02	0.00
BaO	0.00	0.00	0.00	0.17	0.44	0.18	0.36	0.31	0.19	0.01	0.09	0.34	1.30
Na ₂ O	9.14	11.19	1.46	0.84	0.49	4.33	3.26	1.19	0.84	10.68	11.50	1.75	0.51
K ₂ O	2.64	0.23	15.75	16.35	16.43	11.05	12.37	15.26	16.49	1.11	0.27	14.99	16.81
Total	99.64	100.59	101.99	101.05	101.86	100.99	99.63	99.74	100.79	100.97	100.64	101.50	101.93
An	6.6	4.2	0.3	0	0.2	0.2	0.2	0.2	0.1	2	1.1	0.1	0
Ab	78.5	94.5	12.3	7.2	4.3	37.2	28.5	10.6	7.2	91.7	97.3	15.1	4.4
Or	14.9	1.3	87.4	92.7	95.5	62.5	71.2	89.2	92.8	6.3	1.5	84.9	95.6

Table 6. Comparison of the bulk (average) compositions of the present alkali feldspars to those of the alkali feldspars in the granitic rocks around Lake Biwa

		Or	Ab	An	Reference
Ohgi Granodiorite	A1	85	15	0.4	This study
(=Gd)	D17	86	13	0.4	
O'hara Tonalite	M5	84	16	0.4	
microdiorite	A11	83	12	5	
microgranite	F5	76	24	0.4	
quartz porphyry	K2	70	29	0.8	
Ryouzen Gd	B2	85	15	0.3	
Tanakami Granite	44N	79	21	—	
	F1	70	30	0.3	
	F2	73	26	0.4	
	F3	75	24	0.4	Hashimoto et al. (2005b)
Kan-nonji Gd		85	15	0.4	
Hiei Granite	E10	80	20	0.6	
	F15	87	13	0.3	CRGGLB*(2008)
	G5a	87	13	0.5	
granite porphyry	B7-2	78	21	1.1	
Yasu Granite	A2	74	25	1.1	CRGGLB(2005)
	B10	61	38	1.3	
	S1Eb	55	44	0.9	
Hira Granite	No.6	79	20	0.8	Nakano (2001)
	98081701	78	22	0.5	
	3G7	67	33	0.6	
	9.808E+09	76	23	0.6	
	3C6	74	25	0.6	
granite porphyry	No.3	83	17	0.1	
	No.5	83	17	0.3	

* CRGGLB, the Collaborative Research Group for the Granites around Lake Biwa.

組織と、またその斜長石の破片がアルカリ長石の内部に取り込まれている組織との二つのタイプの共生組織である。前者の組織は一部既に報告がある(笹田, 1978)が、仰木・大原両岩体においては顕著に認められるもので、該当部に限ればアンチマイクロパーサイトの組織と言える。後者のゲスト相は、アルカリ長石中に取り込まれたポイキリ

ティックな斜長石であり、前述のビードマイクロパーサイトを構成する斜長石パッチとは、基本的にはより自形的な形で区別される。境界部では、自形性の弱いパッチ状の斜長石形状のものでももとの斜長石が引きちぎられ、形状が変化した破片状の斜長石が多い(Fig. 9)。これらの組織も、マイクロパーサイトないしはアンチマイクロパーサイ

Fig. 9. BEI showing symplectic intergrowths of resorbed and enclosed primary Pl and penetrating or enveloping Afs. (a) the Ohgi sample (G6). (b) the O'hara sample (M5). It is seen that resorbed Pl is torn from the host Pl (torn Pl), whose compositions are of albite composition. Smp, symplectic anti-micropertite; Smp, symplectic micropertite.

トとみなしうる。以上の二つのタイプの斜長石とアルカリ長石の共生組織を、本稿では総括的に、シンプレクティック・マイクロパーサイト(Smp)と呼ぶ(Fig. 9)。

V. 議 論

1. 苦鉄質鉱物から見た結晶作用と熱水作用

カルシウム角閃石の組成変化は他の深成岩でもしばしば見られ、特に領家帯のはんれい岩体について詳しく記載されている(Kutsukake, 1974)。これらの変化は、メルトからの晶出期(magmatic stage)から late-stage magmatic fluid 期(Finch *et al.*, 1995)(火成作用末期)の広い温度範囲にわたる反応の結果であろう(山口, 1984)。すなわち、今回得られた角閃石の組成変化は、火成作用末期の熱水作用として次のように考えることができる。メルトから晶出したカルシウム角閃石は、仰木岩体では高温熱水反応により鉄エデン閃石から、フェロ・ホルンブレンドを経て、フェロ・アクチノ閃石になる変質トレンドが認められる。いっぽう、大原岩体では高温熱水反応にともなってエデン閃石からマグネシア・ホルンブレンドを経て、最終的にはアクチノ閃石になる。(Fig. 2)。いずれの場合にも、この順に Mg/Fe 比が大きくなる傾向が顕著である。これは、熱水作用が進むにしたがって、鉄の酸化作用も進み、鉄の多くが三価鉄となり酸化物をつくってしまい、角閃石には入りにくくなるためと考えられる。なお、トータル岩質の火成岩に適用できる Total-Al in hornblende barometer (Schmidt, 1992)を両岩体の初生的と見なされるカルシウム角閃石の分析値を使って圧力を見積もると、仰木岩体で

P = 218 MPa (A1)、大原岩体で P = 451 MPa (K9)という値が得られた。このことから、大原岩体は仰木岩体に比べて、2 倍程度の深所に定置したと推定される。

角閃石の場合と同じく、黒雲母の化学組成が、仰木・大原両岩体で大きく異なることが明瞭である。最近、周琵琶湖花崗岩体中の黒雲母についての FeO-MgO (wt%) 相関図において、より苦鉄質マグマからより珪長質マグマへの進化に対応する共通のトレンド上で岩体ごとの相違が現れることが認められた(周琵琶湖花崗岩団体研究グループ, 2008; 中野ら, 2013)。今回の両岩体中の黒雲母の化学組成 (Table 2) を、この FeO-MgO (wt%) 相関図 (Fig. 10) にプロットしてみると、大原岩体の黒雲母がより苦鉄質のマグマから晶出したことが明瞭である。なお、これらの黒雲母の化学組成変化について、厳密には火成作用末期の熱水作用による組成変化 (Finch *et al.*, 1995) の観点からも検討する必要があるが、現在それについては言及できない。

以上述べた両岩体のその後のサブソリダス低温熱水変質反応による変化は、花崗岩類さらには深成岩類一般に見られる変化と大きく異なることはない。カルシウム角閃石は、熱水変質作用が進むとアクチノ閃石が最終的に緑閃石や緑泥石に変わる。黒雲母の熱水変質は、基本的に緑泥石に変わることであるが、劈開に沿ってチタン石の小晶ができていた場合もある。また、ぶどう石が扇状をなして生じていることもある。これらの苦鉄質鉱物の熱水変質作用による変化は、長石類における熱水変質(置換)反応とも関係する。苦鉄質鉱物の熱水変質は、多少なりとも岩体中での鉄やマグネシウムの移動を引き起こす。特に、微小赤鉄

Fig. 10. Comparison on the MgO-FeO diagram of the present biotite compositions to those in the granitic rocks around Lake Biwa [modified after Fig. 14 of Nakano *et al.* (2013)].

鉍の形成の結果長石類の赤色化が生ずる可能性があるが、両岩体の場合には長石の赤色化は現在まで認められていない。

2 長石の組織と組成からみた結晶作用と熱水作用

(1) 結晶作用

仰木岩体と大原岩体との長石組織の比較で、最も顕著な違いは早期晶出の斜長石と間隙充填的な後期晶出のアルカリ長石とのシンプレクティック共生組織である。この共生組織は、初期晶出の斜長石がマグマ中に再び吸収され(溶解し)(magmatic resorption: 以下、リソープション)、後期晶出の間隙充填のアルカリ長石がその内部に侵入するとともに、境界部の斜長石を破片状に内部に取り込んで生じたものである。今回の2岩体の比較では、大原トータル岩体の方で仰木花崗閃緑岩体に増してこの反応が顕著のようにみえる。このことは、大原岩体の斜長石にはあまりAn成分の高い組成がみられないことと関係しており、リソープション過程に伴ってコア部を含めて斜長石組成の置換が進んだことを示唆している。既に述べたように、コア部を中心にソーシュライト化も進んでいる。

今回得られた斜長石の化学組成とアルカリ長石のバルク組成を用い、Fuhrmann and Lindsley (1988)の三成分系長石温度計にしたがって、2長石が共存する温度をWen and Nekvasil (1994)のプログラムにより求めた(Table 7)。この推定は両者が平衡共存していることを前提にしているが、アルカリ長石では便宜的なバルク組成を用いている上に、今回は明らかに斜長石晶出後アルカリ長石が晶出するという前後関係が認められる。したがって、アルカリ長石のバルク組成のペアとして最もAn成分に富む斜長石組成(コア)を選んで得られた仰木岩体の最高晶出温度約900℃は参考値に過ぎない。斜長石組成としてリム組成の曹長石成分に富む斜長石組成を用いると、530℃あるいは500℃

Table 7. Estimated temperatures from the compositional pairs of feldspars

Pluton	Ohgi Granodiorite		
Sample	A1	D17	G6
Pl-Afs*	900-678-fail	885-680-528	669-530-fail
perthite	no data	300 ~200	no data

Pluton	O'har Tonalite		
Sample	M5	K9	E10
Pl-Afs	fail***	fail	fail
perthite**	500-300	400-200	no data

* Pl-Afs pairs were used for the thermometer of Wen and Nekvasil (1994).

** Perthite pairs were used for the solvus of Brown and Parsons (1989b).

*** Fail (= impossible to use the thermometer) means temperatures below 500 °C.

以下(Table 7のfailに相当)の温度見積もりが得られる。大原岩体では、このような組成ペアではいずれも長石温度計では温度が見積もれず(fail)、500℃以下という結果になる。これらの結果は、リソープション反応も500℃前後の条件下で進行したことを示唆しており、その場合熱水作用の関与が大きかった可能性が考えられる。以上の温度見積もりは、求めたアルカリ長石のバルク組成が初生的なものとして仮定した結果であり、アルカリ長石の熱水交代作用による組成変化が起こっていればこれらの算出結果は異なったものになる。

(2) 低温熱水作用(熱水変質(再結晶)反応)

深成岩マグマの固結条件下(冷却速度)では、アルカリ長石中に例外なくサブミクロンオーダーのクリプトパーサイトが生じる(Brown and Parsons, 1989b)。その存在は、仰木岩体中の一岩相で顕微鏡観察されたクリプトパーサイトの存在(高谷ら, 2009, 2012)と整合的に、本研究でのEMPA観察(BEI)によっても確認された(Fig. 8)。これらのクリプトパーサイト領域は、顕微鏡下で清澄である。顕微鏡下で汚濁したマイクロパーサイトは、サブソリダス低温熱水作用を受けた溶解-再沈殿反応によるものであり、単なる離溶(固体拡散)によるクリプトパーサイトの粗大化では生じない(Parsons, 1978; Parsons and Brown, 1984; Brown and Parsons, 1994; Deer *et al.*, 2001; など)。マイクロパーサイト領域の汚濁は、再結晶過程で生じた主として径1 μm以下の微細なマイクロポアの存在による(Worden *et al.*, 1990; Waldron *et al.*, 1993; Walker *et al.*, 1995; 橋本ら, 2005a)。すなわち、クリプトパーサイトが熱水反応による再結晶なしで、顕微鏡オーダーのマイクロパーサイトに粗大化することはない。以上の解釈にしたがえば、今回の仰木・大原両岩体中のビードマイクロパーサイトの存在は、両岩体中の低温熱水作用によるアルカリ長石中での溶解-再沈殿の再結晶反応が起こった結果と考えられる。Figure

Fig. 11. BEI showing textural relations between cryptoperthites and micropertthites. (a) the Ohgi Afs (D17). (b) the O'hara Afs (K9). Bead-rod micropertthites are developed on the fine lamellae around 1 μm in width. It is noted that a row of micropores are on the very fine lamellae below 1 μm in width.

11は、クリプトパーサイトが溶解-再沈殿過程で粗大化したと考えられている組織(Lee *et al.*, 1995; Lee and Parsons, 1997; 橋本ら, 2005a; 河野ら, 2008; Parsons *et al.*, 2013)と類似の特徴を示している。一方、今回のビードマイクロパーサイト組織は、琵琶湖周辺の優白質花崗岩中のパッチマイクロパーサイト(中野ら, 1991; 橋本ら, 2005a)とは組織が異なり(ゲスト斜長石相がそれほど粗大化していない)、観音寺花崗閃緑岩中(橋本ら, 2005b)や葛根田花崗閃緑岩中(Nakano *et al.*, 2014)の組織とよく似ている。この違いについて、以下に考察したい。

仰木・大原領岩体中のアルカリ長石のバルク組成は Or_{84-86} であり、優白質花崗岩中のものよりOr成分比が高く観音寺花崗閃緑岩中の Or_{85} とほぼ同じである。また、葛根田花崗岩体中の花崗閃緑岩～トータル岩中のアルカリ長石のバルク組成もほぼ同様である(Nakano *et al.*, 2014)。これらのバルク組成がマグマから晶出した初生的なものであるとするならば、アルカリ長石ソルバス(Brown and Parsons, 1989b)から、クリプトパーサイトを生じる離溶は優白質花崗岩の Or_{75} 程度の場合より低温で起こったことになる。優白質花崗岩中に見られるより粗大なパッチ状とは異なる今回のビード状組織ができたのは、熱水反応としての溶解-再沈殿が起こる再結晶温度がより低温であったこと、優白質花崗岩マグマよりも花崗閃緑岩～トータル岩マグマにおける揮発成分(水)の量が少なくサブソリダスでの熱水反応の進行の程度が低かったことが、その要因として考えうる。なお、バルク組成そのものが初生的なものかどうかの検討がさらに必要となる。

アルカリ長石のパーサイト粗大化をもたらす熱水反応については、鉍物中の初生的熱水の触媒作用(Parsons and Brown, 1984; Brown and Parsons, 1994; Parsons and Lee, 2009)に留まらず、外来熱水とアルカリ長石との交換反応(置換=replacement)がこれまでに想定されている(Andersen, 1928; Alling, 1932, 1938; Orville, 1962, 1963; etc.)。Nakano(1998)やNakano *et al.* (2005)は副成分であるCa(An成分)のアルカリ長石外への逸散が熱水反応で起こることを示しており、また、既に述べたように最近では、花崗岩中長石の熱水反応による曹長石化過程において、広域

での熱水の移動が主張されている(Putnis *et al.*, 2007; Engvik *et al.*, 2008; Plümper and Putnis, 2009)。田上岩体でも、大規模な天水の循環が起こっていたことが指摘されている(石原ら, 2005)。しかし、本研究では今のところ証拠が得られていないので岩体外との広域な物質循環は考慮外とする。ただし、橋本ら(2005a)も指摘しているように、少なくとも岩体内での物質循環によるたとえばアルカリ長石のバルク組成の改変は起こり得ることであろう。

仰木岩体・大原岩体のアルカリ長石中には、ローカルバルク組成(個々の50 μm ビーム径分析値)において、共通してOrにより乏しい Or_{60-70} 台の組成領域が存在する場合がある(たとえば、仰木岩体のA1試料と大原岩体のM5試料)(極値はM5試料の $\text{Or}_{63}\text{Ab}_{37}\text{An}_{0.2}$)。これは、かつて濡木(1978)が記述した「離溶前の原化学組成」に対応するものであろう。今回ホストアルカリ長石の相組成(個々の5 μm ビーム径分析値)を調べた限りでは、最もOr成分に乏しい組成は仰木岩体において Or_{71} (A1試料)、大原岩体では Or_{63} (M5試料)である。これらのOr成分の低い組成は、熱水変質反応を受けていない顕微鏡下で清澄なクリプトパーサイト領域に対応するものであり、既に言及した‘仰木トータル岩’中アルカリ長石についての高谷ら(2012)の観察結果と整合的である。このようなOr成分の低い組成が熱水反応を免れた初生的なアルカリ長石部分のものであるとすると、ビードマイクロパーサイト部分のOr成分に富むローカルバルク組成(Or_{80} 以上)や見積もったバルク組成(Or_{85-86})は、熱水作用によるmetasomatic(交代)的な置換(replacement)反応が起こった結果であることになる。では、なぜ異なる花崗閃緑岩～トータル岩中でほぼ共通のバルク組成がもたらされたのであろう。これについては、化学的環境および温度条件(冷却速度を含む)がよく似ていた可能性がある(Orville, 1962, 1963)。パーサイト組織形成時における元素移動(カリ長石化と曹長石化)の機構や条件およびそのスケールについては現在詳細不明であるが、アルカリ長石の置換反応が実験によって解明されつつある(Niedermeir *et al.*, 2009; Hövelmann *et al.*, 2010; Norberg *et al.*, 2011, 2013; Neusser *et al.*, 2012)。その際、顕微鏡下で詳細にパーサイト組織を観察し総合的にその成因を

考察したこれまでの研究成果や問題提起(Andersen, 1928; Alling, 1932, 1938)を現時点で再検討する必要もあろう。

なお、アルカリ長石のパーサイト組織におけるホストとゲストの組成ペアを用い、アルカリ長石ソルバス温度計(Brown and Parsons, 1989b)にしたがって、パーサイト形成温度あるいはその後の再平衡温度(曹長石化あるいはカリ長石化温度)を見積もった(Table 7)。本岩体のアルカリ長石パーサイト組織を構成するアルカリ長石(～カリ長石)ホストと斜長石ゲストの化学組成には、これまで報告されている琵琶湖周辺の花崗岩類中マイクロパーサイトではみられない組成的特徴があり、ソルバスを適用するのに問題が残った。それは、カリ長石化の程度に比して曹長石化の程度が弱いことによる。そのため同一温度のソルバス上にプロットされる Or_{96} (カリ長石化)– Ab_{99} (曹長石化)程度の組成ペア(Nakano, 1998; Nakano *et al.*, 2005; 橋本ら, 2005a; 河野ら, 2008)が、今回の場合存在しない。したがって、第4表のソルバス温度は平衡的な二長石の組成ペアによる見積もりではなく、曹長石またはカリ長石組成からそれぞれ単独に見積もった温度範囲を示している。

VI. 結 論

仰木・大原両岩体についての鉱物学的研究により、両岩体中の主要鉱物の特徴の違いが、特に苦鉄質鉱物の組成において明らかにされた。また、斜長石(自形～半自形：早期晶出)とアルカリ長石(間隙充填不定形：後期晶出)の共生関係においても、両岩体に違いがあり、大原岩体の方で斜長石のリゾープション及びそれに伴う組成変化が大きい。アルカリ長石のマイクロパーサイト組織については、両岩体にそれほど顕著な相違は見いだせていない。そのビードマイクロパーサイト組織は、琵琶湖周辺の優白質花崗岩のものとは異なり、観音寺花崗閃緑岩や葛根田花崗閃緑岩のものと類似している。以上のことから、両岩体ともに火成作用末期から低温熱水段階において主要鉱物の組成改変が起こり、特に長石類については組織の改変が大規模に起こったことが明らかになった。本研究から、花崗岩類を研究する場合、鉱物の初生的な組成や組織がどのように改変されてきたのかという視点が重要であることがわかる。

謝 辞 本研究を行うに際し、新潟大学・赤井純治氏には薄片制作にたいし便宜を図っていただいた。京都大学・高谷真樹氏には、仰木岩体中のアルカリ長石について丁寧に議論をしていただき貴重なご教示をいただいた。査読者の信州大学・原山 智氏と産業技術総合研究所・地質調査総合センターの高橋 浩氏には、細部にわたり原稿の改善に資する大変有益なご指摘を数多くいただいた。編集委員の信州大学・牧野州明氏には、丁寧に原稿のお世話をしていただいた。なお、滋賀大学教育学部清流荘の使用に当たっては、事務担当各位に便宜を図っていただいた。以上の方々に厚くお礼を申し上げたい。

引用文献

- 赤崎英里, 亀井淳志, 大和田正明(2013): 領家帯柳井地域新时期花崗岩(木部花崗岩)のマグマ過程. 岩石鉱物科学, **42**, 159–173.
- Alling, H.L. (1932): Perthites. *Amer. Mineral.*, **17**, 43–65.
- Alling, H.L. (1938): Plutonic perthites. *J. Geol.*, **46**, 142–165.
- Andersen, O. (1928) The genesis of some types of feldspar from granitic pegmatites. *Norsk Geol. Tidssk.*, **10**, 116–205.
- Bakker, R.J. and Elburg, M.A. (2006): A magmatic–hydrothermal transition in Arkaroola (northern Flinders Ranges, South Australia): from diopside–titanite pegmatites to hematite–quartz growth. *Contrib. Mineral. Petrol.*, **152**, 541–569.
- Brown, W.L., Becker, S.M. and Parsons, I. (1983): Cryptoperthites and cooling rate in a layered syenite pluton: A chemical and TEM study. *Contrib. Mineral. Petrol.*, **82**, 13–25.
- Brown, W.L. and Parsons, I. (1989a): Zoned ternary feldspars in the Klokken intrusion: exsolution microtexture and mechanisms. *Contrib. Mineral. Petrol.*, **98**, 444–454.
- Brown, W.L. and Parsons, I. (1989b): Alkali feldspars: ordering rates, phase transformations and behaviour diagrams for igneous rocks. *Mineral. Mag.*, **53**, 25–42.
- Brown, W.L. and Parsons, I. (1994): Feldspars in igneous rocks. In *Feldspars and their Reactions*, (Parsons, I. Ed.). NATO ASI Ser. C421, Kluwer Academic Publishing, Amsterdam, 449–499.
- Bryon, D.N., Atherton, M.P. and Hunter, R.H. (1994): The description of the primary texture of “Cordilleran” granitic rocks. *Contrib. Mineral. Petrol.*, **117**, 66–75.
- Czamaske, G.K., Ishihara, S. and Atkin, S.A. (1981): Chemistry of rock forming minerals of the Cretaceous–Paleocene batholith in Southwestern Japan and implications for magma genesis. *J. Geophys. Res.*, **86**, 10431–10469.
- Deer, W.A., Howie, R.A. and Zussman, J. (2001): *Framework Silicates: Feldspars* (2nd Ed.). pp. 972, *Rock-Forming Minerals Vol. 4A*, Geol. Soc. London.
- Engvik, A.N., Putnis, A., Fitz Gerald, J.D. and Austrheim, H. (2008): Albitization of granitic rocks: The mechanism of replacement of oligoclase by albite. *Can. Mineral.*, **46**, 1401–1415.
- Ferry, J.M. (1985): Hydrothermal alteration of Tertiary igneous rocks from the Isle of Skye, northern Scotland. II. *Contrib. Mineral. Petrol.*, **91**, 283–304.
- Fiebig, J. and Hoefs, J. (2002): Hydrothermal alteration of biotite and plagioclase as inferred from intragranular oxygen isotope– and cation–distribution patterns. *Eur. J. Mineral.*, **14**, 49–60.
- Finch, A.A., Parsons, I. and Mingard, S.C. (1995): Biotites as indicators of fluorine fugacities in late-stage magmatic fluids: the Gardar Province of south Greenland. *J. Petrol.*, **35**, 1701–1728.
- Fuhrman, M.L. and Lindsley, D.H. (1988): Ternary feldspar modeling and thermometry. *Amer. Mineral.*, **73**, 201–215.
- 花田遥平, 木股三善, 清水雅浩, 星野美保子, 越後拓也, 西田憲正, 中野聰志(2011): EPMAによる黒雲母の化学組成: 結晶化学と成因的意義. 日本鉱物科学会 2011 年年会講演要旨集, R1–13, 139.
- 橋本 勘, 赤井純治, 中野聰志(2005a): 田上花こう岩中のアルカリ長石の微細組織とその形成史. 岩石鉱物科学, **34**, 1–14.
- 橋本 勘, 赤井純治, 中野聰志(2005b): 観音寺花崗閃緑岩中のアルカリ長石の微細組織. 地球科学, **59**, 117–124.
- Hövelmann, J., Putnis, A., Geisler, T., Schmidt, C. and Gollaschindler, U. (2010): The replacement of plagioclase feldspars by albite: observations from hydrothermal experiments. *Contrib. Mineral. Petrol.*, **159**, 43–59.

- 石原舜三, 中野聰志, 寺島 滋(2005): 近畿地方田上山崗岩の化学的特性—特に放射性元素と希土類元素の役割—. 地質調査研究報告(産総研), **56**, 93–98.
- 貴治康夫(1987): 丹波帯中央部にみられる閃緑岩質岩体の岩石の特徴. *MAGMA*, no. **81**, 1–6.
- 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.
- 貴治康夫, 湯川正敏, 村田 守(2004): 京都市大原, 仰木アダカイト質花崗岩類の新知見. 日本地質学会近畿・四国・西日本支部合同例会講演要旨集, 28–30.
- 河野俊夫, 中野聰志, 下林典正(2008): 滋賀県・田上山崗岩体小ペグマタイト産のマントル長石の形成過程. 地質雑, **114**, 435–446.
- Kutsukake, T. (1974): Petrology of the gabbroic rocks in the Ryoke zone of the Toyone-mura area, Aichi Prefecture, Japan. *J. Japan. Assoc. Min. Petr. Econ. Geol.*, **69**, 52–74.
- Kutsukake, T., Nakano, S. and the Collaborative Research Group for the Granites around Lake Biwa (2010): Geochemistry and mineral chemistry of mafic dykes associated with Hiei Granite pluton, southwest Japan. *Journal of Mineralogical and Petrological Sciences*, **105**, 309–319.
- Le Maitre, R.W. (Ed.) (2002): Igneous rocks: A classification and glossary of terms, 2nd Ed. Recommendations of the International Union of Geological Sciences, Subcommittee of the Systematics of Igneous Rocks, pp. 236, Cambridge Univ. Press.
- 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., 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. *Can. Mineral.*, **35**, 219–246.
- Lee, M.A. and Parsons, I. (1997): Dislocation formation and albitization in alkali feldspar from the Shap granite. *Amer. Mineral.*, **82**, 557–570.
- Lee, M.A., Waldron, K.A. and Parsons, I. (1995): Exsolution and alteration microtextures in alkali feldspar phenocrysts from the Shap granite. *Mineral. Mag.*, **59**, 63–78.
- London, D. (1992): The application of experimental petrology to the genesis and crystallization of granitic pegmatites. *Can. Mineral.*, **30**, 499–540.
- London, D. (1996): Granitic pegmatites. *Transact. Royal Soc. Edinburgh' Earth Sci.*, **87**, 305–319.
- London, D. (2005): Granitic pegmatites: an assessment of current concepts and directions for the future. *Lithos*, **80**, 281–303.
- London, D. (2008): Pegmatite. The Canadian Mineralogist Special Publication 10. pp. 347, Min. Assoc. Can..
- Murakami, N. (1969): Two contrastive trends of evolution of biotites in granitic rocks. *J. Japan. Assoc. Min. Petr. Econ. Geol.*, **62**, 223–248.
- 村上允英(1981): 益田-松山間に分布する中生代火成岩類及び含有鉱物の組成変化—とくに益田-柳井間の深成岩類. 山口大学教養部紀要, **15**, 33–74.
- 村田 守, 貴治康夫, 小澤大成(2000): 西南日本のアダカイト質花崗岩質岩. 月刊地球号外, **30**, 204–208.
- Nabelek, P.I., Whittington, A.G. and Sirbescu, M.-L.C. (2010): The role of H₂O in rapid emplacement and crystallization of granitic pegmatites: resolving the paradox of large crystals in highly undercooled melts. *Contrib. Mineral. Petrol.*, **160**, 313–325.
- 中野聰志(1992): アルカリ長石: パーサイト研究の現状と課題. 鉱物雑, **21**, 161–173.
- Nakano, S. (1997): Calcium distribution in microperthite from the Nango pegmatite, Otsu City, Japan. *Earth Sci. (Chikyū Kagaku)*, **51**, 35–48.
- Nakano, S. (1998): Calcium distribution patterns in alkali feldspar in a quartz syenite from Oki-Dozen, southwest Japan. *Mineral. Petrol.*, **63**, 51–59.
- 中野聰志(2001): 北小松地域の地質, 第4章 花崗岩類及び岩脈類. 地域地質研究報告(5万分の1地質図幅), 地質調査所, 44–74.
- 中野聰志(2013): 京都東南部の地質, 第4章 白亜紀深成岩類. 地域地質研究報告(5万分の1地質図幅), 産総研地質調査総合センター, 22–54.
- Nakano, S., Akai, J. and Shimobayashi, N. (2005): Contrasting Fe–Ca distributions and related microtextures in syenite alkali feldspar from the Patagonian Andes, Chile. *Mineral. Mag.*, **69**, 523–537.
- Nakano, S., Akai, J. and Sugaki, A. (2002): Fluorite particles inducing butterfly aggregates of incipient microperthite in alkali feldspar from a syenite, the Patagonian Andes, southern Chile. *Amer. Mineral.*, **87**, 1377–1383.
- 中野聰志, 原山 智(2003): 水口地域の地質, 第4章 後期白亜紀火成岩類. 地域地質研究報告(5万分の1地質図幅), 産総研地質調査総合センター, 12–40.
- Nakano, S. and Makino, K. (2010): Amazonitic alkali feldspar from the Tanakami Granitic pegmatites, southwest Japan. *Journal of Mineralogical and Petrological Sciences*, **105**, 45–56.
- Nakano, S., Makino, K. and Eriguchi, T. (2001): Microtexture and water content of alkali feldspar by Fourier-transform infrared microspectroscopy. *Mineral. Mag.*, **63**, 675–683.
- 中野聰志, 西村貞浩, 竹下真弓, 稲田里香(1991): 田上・信楽花崗岩の鉱物学—長石類. 中野聰志・西村貞浩・竹下真弓・稲田里香(1991)田上・信楽地域の鉱物学—長石類—. 滋賀県自然誌, 滋賀県自然保護財団, 451–473.
- 中野聰志, 大橋義也, 石原舜三, 河野俊夫(2013): 滋賀県琵琶湖南方・田上山崗岩体中の細粒暗色包有岩. 地質調査研究報告(産総研), **64**, 25–49.
- Nakano, S., Sawaki, T. and Sasaki, M. (2014): Microtexture and compositional variation of alkali feldspars from the Kakkonda granitic pluton, northeast Japan: Implications to the formation processes of granitic texture. *Journal of Mineralogical and Petrological Sciences.*, **109**, 138–150.
- Naney, M.T. (1983): Phase equilibria of rock-forming ferromagnesian silicates in granite systems. *Amer. J. Sci.*, **283**, 993–1033.
- Neusser, G., Abart, R., Fischer, F.D., Harlov, D. and Norberg, N. (2012): Experimental Na/K exchange between alkali feldspar and an NaCl–KCl salt melt: chemically induced fracturing and element partitioning. *Contrib. Mineral. Petrol.*, **164**, 341–358.
- Niedermeier, D.R.D., Putnis, A., Geisler, T., Golla-Schindler, U. and Putnis, C.V. (2009): The mechanism of cation and oxygen isotope exchange in alkali feldspars under hydrothermal conditions. *Contrib. Mineral. Petrol.*, **157**, 65–76.
- 西村貞治, 中野聰志, 富田克敏, 牧野州明(1990): 田上・信楽花崗岩中のアルカリ長石の三斜度. 地質雑, **2**, 133–142.
- Norberg, N., Harlov, D., Neusser G., Wirth, R., Rhede, D. and Morales, L. (2013): Experimental development of patch perthite from synthetic cryptoperthite: Microtextural evolution and chemical re-equilibration. *Amer. Mineral.*, **98**, 142901441.
- Norberg, N., Neusser, G., Wirth, R. and Harlov, D. (2011): Microtextural evolution during experimental albitization of K–

- rich alkali feldspar. *Contrib. Mineral. Petrol.*, **162**, 531–546.
- 濡木輝一(1978): 岡山県中南部に産する花崗岩類中のカリ長石の特徴. 地質雑, **84**, 201–213.
- Orville, P.M. (1962): Alkali metasomatism and feldspar. *Norsk Geol. Tidssk.*, **42**, 283–316.
- Orville, P.M. (1963) Alkali ion exchange between vapor and feldspar phase. *Amer. J. Sci.*, **261**, 201–237.
- Parsons, I. (1978): Feldspars and cooling plutons. *Mineral. Mag.*, **42**, 1–17.
- Parsons, I. and Becker, M. (1986): High-temperature fluid-rock interactions in a layered syenite pluton. *Nature*, **321**, 764–766.
- Parsons, I. and Brown, W.L. (1984): Feldspars and the thermal history of igneous rocks. In *Feldspars and Feldspathoids* (Brown, W.L. Ed.). NATO Science Series. C137, 317–371, D. Reidel Publishing Company, Dordrecht, Holland.
- Parsons, I., Fitz Gerald, J.D., Heizler, M.T., Ivancic, T. and Lee, M.R. (2013) Eight-phase alkali feldspars: low-temperature cryptoperthite, peristerite and multiple replacement reactions in the Klokken intrusion. *Contrib. Mineral. Petrol.*, **185**, 931–960.
- Parsons, I. and Lee, M.R. (2009): Mutual replacement reactions in alkali feldspars I: microtextures and mechanism. *Contrib. Mineral. Petrol.*, **157**, 641–661.
- Plümper, O. and Putnis, A. (2009): The complex hydrothermal history of granitic rocks: Multiple feldspar replacement reactions under subsolidus conditions. *J. Petrol.*, **50**, 967–987.
- Putnis, A. (2002): Mineral replacement reactions: from macroscopic observations to microscopic mechanisms. *Mineral. Mag.*, **66**, 689–708.
- Putnis, A. (2009): Mineral replacement reactions. In *Thermodynamics and Kinetics of Water-Rock Interaction* (Oelkers, E.H. and Schott, J. Eds.). *Rev. Miner. Geochem.*, **70**, 87–124.
- Putnis, A., Hinrichs, R., Putnis, C.V., Golla-Schindler, U. and Collins, L.G. (2007): Hematite in porous red-clouded feldspars: Evidence of large-scale crustal fluid-rock interaction. *Lithos*, **95**, 10–18.
- Putnis, A. and Putnis, C.V. (2007): The mechanism of reequilibration of solids in the presence of a fluid phase. *J. Solid State Chem.*, **180**, 1783–1786.
- Que, M. and Allen, A.R. (1996): Sericitization of plagioclase in the Rosses Granite Complex, Co. Donegal, Ireland. *Mineral. Mag.*, **60**, 927–936.
- 先山 徹, 田中 忍(1984): 山陰帯および飛騨帯花崗岩類中の角閃石に見られる累帯構造について. 地球科学, **38**, 321–333.
- 笹田政克(1978): 岡山県北部湯原地域の後期白亜紀～古第三紀併入岩類. 地質雑, **84**, 23–34.
- 沢田順弘, 加々美寛雄, 松本一郎, 杉井完治, 中野聰志, 周琵琶湖花崗岩団体研究グループ(1994): 琵琶湖南部白亜紀環状花崗岩質岩体と湖東コールドロン. 地質雑, **100**, 217–233.
- 澤田一彦, 吉田源市, 高島理香(1997): 琵琶湖周辺の花崗岩質岩体: 江若花崗岩体. 地球科学, **51**, 401–412.
- 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.
- 周琵琶湖花崗岩団体研究グループ(1982): 琵琶湖周辺の花こう岩質岩体—甲賀地方の花崗岩類—. 地質雑, **88**, 289–298.
- 周琵琶湖花崗岩団体研究グループ(1997): 琵琶湖周辺の花こう岩質岩体—その4. 比良山地の花こう岩類. 地球科学, **51**, 188–198.
- 周琵琶湖花崗岩団体研究グループ(2000): 琵琶湖周辺の花こう岩質岩体—その5. 田上地域の花崗岩類. 地球科学, **54**, 380–102.
- 周琵琶湖花崗岩団体研究グループ(2005): 琵琶湖周辺の花こう岩質岩体—その6. 野洲花崗岩体. 地球科学, **59**, 89–392.
- 周琵琶湖花崗岩団体研究グループ(2008): 比叡花崗岩体の形成史と白亜紀末火成活動における位置付け. 地質雑, **114**, 53–69.
- 杉井完治, 澤田一彦, 香掛俊夫, 琵琶湖基盤地質研究会(2001): 湖西地域の花こう岩類に貫入している岩脈類について. 琵琶湖のカルデラ形成史の研究, 琵琶湖博物館研究調査報告, **15**, 75–83.
- 田結庄良昭, 本間弘次, 田崎耕市(1979): 東中国における造岩鉱物の化学組成. 地質学論集, **17**, 99–112.
- 高橋裕平(1999): 領家帯—山陽帯白亜紀花崗岩類及び日高変成帯第三紀花崗岩類の斜長石双晶様式. 地調月報, **50**, 711–718.
- 高橋裕平, 木村克己(1998): 京都東北部地域の地質 第4章花崗岩類及び岩脈類. 地域地質研究報告(5万分の1地質図幅), 地質調査所, 33–41.
- 高谷真樹, 下林典正, 三宅 亮(2012): 仰木トータル岩に産するアルカリ長石中の相分離組織. 日本地球惑星科学連合2012年大会, SCG62-P10.
- 高谷真樹, 田中 蘭, 平島崇男(2009): 仰木トータル岩の冷却固結過程. 日本鉱物科学会2009年大会講演要旨集, R2-07, 47.
- Thomas, R., Favidson, P., Rhede, D. and Leh, M. (2009): The miarolitic pegmatites from the Königshain: a contribution to understanding the genesis of pegmatites. *Contrib. Mineral. Petrol.*, **157**, 505–523.
- Uchiyama, E. (1982): Plutonic rocks in the Hira Mountain range. *Abst. Ms. thesis, Div. Educ., Grad. Cour., Kobe Univ.*, 48–49.
- Vance, J.A. (1965): Zoning in igneous plagioclase: patchy zoning. *J. Geol.*, **73**, 636–651.
- Waldron, K.A. and Parsons, I. (1993): Feldspar microtextures and multistage thermal history of syenites from the Coldwell Complex, Ontario. *Contrib. Mineral. Petrol.*, **111**, 222–234.
- Waldron, K.A., Parsons, I. and Brown, W.L. (1993): Solution-redeposition and the orthoclase–microcline transformation: evidence from granulites and relevance to ^{18}O exchange. *Mineral. Mag.*, **57**, 687–695.
- Walker, F.D.L., Lee, M.R. and Parsons, I. (1995): Micropores and micropore texture in alkali feldspars: geochemical and geophysical implications. *Mineral. Mag.*, **59**, 505–534.
- Wen, S. and Nekvasil, H. (1994) Solvcalc: an interactive graphics program package for calculating the ternary feldspar solvus and for two-feldspar geothermometry. *Comp. Geosci.*, **20**, 1025–1040.
- Worden, R., Walker, F.D.L., Parsons, I. and Brown, W.L. (1990): Development of microporosity, diffusion channels and deuteric coarsening on perthitic alkali feldspars. *Contrib. Mineral. Petrol.*, **104**, 507–514.
- 山口佳昭(1984): 浅所貫入深成岩のCa角閃石の累帯構造. 地球科学, **38**, 346–351.
- 吉田源市, 西橋秀海, 竹本健一, 久田義之, 西村貞浩, 斎田敏彦, 澤田一彦, 中野聰志(1991): 琵琶湖周辺の花崗岩体. 滋賀県自然史, 滋賀県自然保護財団, 423–449.
- Zen, E-an and Hammarstrom, J. (1984): Magmatic epidote and its petrologic significance. *Geology*, **13**, 266–269.