

# 高月山花崗岩体のカリ長石のSi/Al 秩序度

吉倉紳一\*・栗田美樹\*\*・柏崎 徹\*\*\*

(\* 理学部地学教室・\*\* 財団法人日本科学技術振興財団・\*\*\* 株式会社荒谷建設コンサルタント)

## Si/Al ordering degree in K-feldspars from the Takatsuki-yama granitic mass

Shin-ichi YOSHIKURA \*, Miki KURITA \*\* and Tooru KASHIWAZAKI \*\*\*

\* *Department of Geology, Faculty of Science*

\*\* *Japan Science Foundation*

\*\*\* *Aratani Construction Consultant K.K.*

**Abstract :** The Takatsuki-yama granitic mass is a Miocene epizonal, discordant pluton in the Outer Zone of Southwest Japan. The details of the variation in the degree of Si/Al order in the K-feldspar host lattices of perthites from the mass has been investigated by powder X-ray diffraction and the controls on K-feldspar ordering are discussed.

The K-feldspars in the western part of the mass have a lower degree of Si/Al order than those in the middle to eastern part. No obvious correlation could be found between the ordering degree and host rock chemistry. The variation in Si/Al order within the mass is probably a reflection primarily of the difference in cooling rate which might have been greater at western part where a shallower level of the mass is now exposed.

The ordering degree of the K-feldspars in the Takatsuki-yama granitic mass is significantly lower in comparison with that of the mesozonal Cretaceous granitoids in the Inner Zone of Southwest Japan. The more disordered K-feldspars from the Takatsuki-yama granitic mass are believed to have resulted from disequilibrium ordering during rapid cooling of the mass. This is consistent with the cooling history of Miocene granitoids in the Outer Zone of Southwest Japan as deduced from discordant K-Ar ages.

キーワード : 高月山花崗岩体, カリ長石, Si/Al 秩序度, 冷却速度

### 1. はじめに

花崗岩類は鉱物容量比の8割以上を石英や長石などの珪長質鉱物によって占められる。したがって、これら珪長質鉱物の研究は花崗岩類の成因を解明するうえできわめて重要である。とりわけ固溶体組成や結晶構造が、花崗岩マグマの物理化学的変化に対応して鋭敏に変化する長石がもたらす情報は、花崗岩類の研究には必要不可欠である。

カリ長石には四面体席のSi/Al秩序度の違いによる4つの多形, high sanidine, low sanidine, orthoclase, microclineが存在する。この秩序度は、(1)マグマの温度・圧力、(2)マグマ(流体相を含む)の化学組成、(3)岩体の冷却速度、(4)変形作用など、さまざまな要因によって決定されると考

えられている。したがって、花崗岩中のカリ長石の Si/Al 秩序度は、個々の花崗岩体の形成過程を明らかにするうえで重要な手掛かりになると考えられ、これまでも多くの研究がなされてきた。

本研究では、西南日本外帯中新世花崗岩体の一つである高月山花崗岩体中のカリ長石の Si/Al 秩序度を検討した。その結果、本岩体のカリ長石の Si/Al 秩序度は、内帯白亜紀花崗岩体中のそれに比べて著しく低く、岩体内では相対的に西部で低く東部で高いことが判明した。これは本岩体が全体的にきわめて早く冷却したことで、東部と西部で冷却速度に差があったことによるものであることが明らかになったので報告する。

## 2. 高月山花崗岩体の地質概略と岩石記載

愛媛県宇和島市の南東約 7 km に位置する高月山花崗岩体は、周囲の四万十帯白亜系に非調和に貫入する東西約 6 km、南北約 6 km の不規則な外形を示す岩体である (図 1)。被貫入母岩は接触部から数キロメートルにわたって著しい接触変成作用を受けており、最も変成度の高いところでは泥質岩に斜方輝石-カリ長石、石灰質岩には珪灰石-単斜輝石-斜長石の鉱物共生が見られ、輝石ホルンフェルス相に達している (古郡, 1986; 寺岡ほか, 1986)。母岩との接触関係から推定される岩体の立体的形状は、上に凸のドーム状で (図 1)、全体として浅所に貫入した岩体の比較的頂部が露出していると考えられる (寺岡ほか, 1986)。

また、本岩体は種々の捕獲岩類を含むことが特徴である。捕獲岩類はその組織と鉱物共生関係から少なくとも、1) グラニュライト相の変成岩、2) 輝石ホルンフェルス相の変成岩、3) 周辺被貫入母岩由来非~弱変成岩、4) 中性~塩基性火成岩の 4 タイプに分けられ、さまざまな深度・起源の岩石を捕獲・上昇してきたと考えられている (吉倉・古郡, 準備中)。

高月山花崗岩体を構成する花崗岩類は、岩質・岩相によって、等粒状花崗岩、斑状花崗岩、電気石花崗岩、優黒質花崗岩の 4 岩型に区別される。これらはいずれも鉱物容量比からは花崗閃緑岩~アダメロ岩に分類される。等粒状花崗岩、斑状花崗岩、電気石花崗岩は互いに漸移関係にあり同時期のものであるが、優黒質花崗岩は等粒状花崗岩中の捕獲岩として産するのでより早期の産物と考えられる。各岩相の特徴を表 1 にまとめて示す。4 つの岩型のうち電気

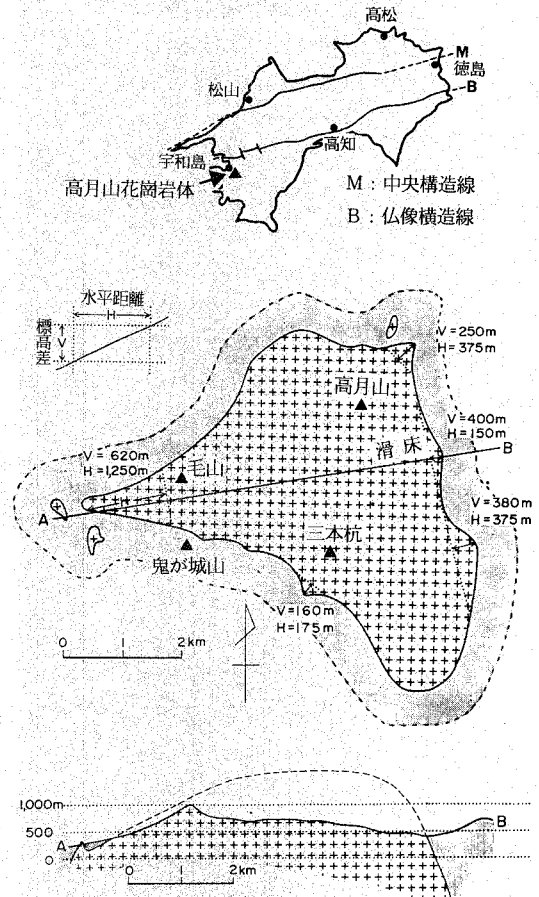


図 1 高見山花崗岩体の形状 (寺岡ほか, 1986)。貫入岩体の頂部が露出しており、岩体の境界面の傾斜は東部で急、西部で緩いことがわかる。影部は泥質岩や砂質岩に斜方輝石や  $10\mu$  以上の黒雲母が出現する接触変成域を示す。

表1 高月山花崗岩類の岩型区分とその特徴

岩相区分	造岩鉱物	斑品	石基の組織	その他の特徴	分布
等粒状花崗岩	斜長石, 石英, カリ長石, 黒雲母, 斜方輝石, 角閃石 ジルコン, アパタイト, 褐れん石, 電気石, 不透明鉱物, 緑泥石, スフェーン, 炭酸塩鉱物, 緑れん石			1. 泥質岩, 砂質岩, 花崗岩 などの捕獲岩や, 堇青石, 珪線石, 紅柱石, スピネ ル, ザクロ石, コランダ ムなどの捕獲結晶をふく む 2. 同化作用により不均質	岩体中央 部
斑状花崗岩	斜長石, カリ長石, 石英, 黒雲母, 角閃石 斜方輝石 ジルコン, アパタイト, 褐れん石, 電気石, 不透明鉱物, 緑泥石, スフェーン, 炭酸塩鉱物, 緑れん石	斜長石 $\geq$ カリ長石	文象組織~ 細~中粒等 粒状組織		岩体西部 及び周縁
優黒質花崗岩	斜長石, 石英, カリ長石 斜方輝石, 角閃石, 黒雲 母, (堇青石), ジルコン, アパタイト, 不透明鉱物			1. 均質で新鮮 2. 石英, 長石が黒色を呈す る	岩体中央 部の一部 に限られ る
電気石花崗岩	斜長石, 石英, カリ長石, 黒雲母, 電気石, 不透明鉱物, 緑泥石, スフェーン, セリサイト			1. 変質が著しい	岩体西部 の周縁

石花崗岩は岩体西部に, 斑状花崗岩は岩体西部と東部の岩体周縁部に分布する傾向が認められる。寺岡ほか(1986)は標高が高いところには細粒~中粒斑状花崗岩が, 低いところには中~粗粒花崗岩が分布することを指摘している。

### 3. 高月山花崗岩類の全岩化学組成

新鮮で, できるだけ捕獲岩や捕獲結晶を含まない試料を選び, 全岩化学分析を行った。分析には蛍光X線分析法を用い, ガラスビード法(ホウ酸リチウムを融剤として11倍に希釈し, 溶融・ガラス化)により主要成分10元素, 微量成分8元素の定量を行った。分析結果とC. I. P. W. ノルムを表2に示す。なおノルムは酸化比  $Fe_2O_3/(Fe_2O_3+FeO)=0.25$  として計算したが, この比の違いによる salic mineral ノルムの比の変化は極めて小さい。D. I. (分化指数) も同比が0.1から0.5まで変化しても大きな差は生じない。したがって, 酸化比の違いによって算出されるノルムやD. I. の違いは以下の議論には影響しない。

優黒質花崗岩のいくつかを除く大部分の岩石にノルムコランダムが算出され, パーアルミナスな性質を有する。一般に日本産の花崗岩類は世界のそれに比べてOr成分に乏しいのが特徴であるとされているが, 高月山花崗岩類はOr成分に富み, むしろ世界の典型的な花崗岩類に類似した組成を有する(図2-A)。これは外帯中新世花崗岩類に見られるの化学組成上の特徴の一つである(中田・高橋, 1979)。ノルム鉱物組成からは, アダメロ岩と花崗岩に分類される(図2-B)。またA-C-F図上では, 等粒状花崗岩と斑状花崗岩の大部分は, Sタイプ花崗岩の領域にプロットされる(図2-C)。Rb/Sr比は1以下であるが, 斑状岩でSiO<sub>2</sub>に富むものには同比が2を越えるも

表2 高月山花崗岩類の全岩分析値とC. I. P. W. ノルム

岩型 試料	◀等粒状花崗岩▶				◀斑状花崗岩▶				◀優黒質花崗岩▶								
	050110	050111	050204	080723	050104	050203	080708A	080709	080727	080803	102304	050113	102303	102306	102307	102308	102305
	◀major elements in wt%▶																
SiO <sub>2</sub>	66.42	65.74	65.55	64.34	73.16	69.26	67.41	74.44	67.07	64.81	65.58	66.84	67.78	68.41	62.26	70.03	64.22
TiO <sub>2</sub>	0.83	0.85	0.73	0.94	0.28	0.61	0.67	0.37	0.71	0.79	0.79	0.71	0.79	0.54	0.94	0.46	1.01
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	14.97	14.70	16.03	14.43	13.24	14.26	14.49	13.21	14.43	15.11	14.93	15.17	14.43	15.50	15.41	14.73	15.22
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	4.84	4.52	4.12	5.82	1.73	3.30	3.82	1.43	3.75	5.26	4.66	3.79	4.42	4.64	6.09	2.83	5.30
MnO	5.10	0.07	0.07	0.04	0.03	0.07	0.05	0.03	0.02	0.02	0.07	0.06	0.09	0.10	0.13	0.07	0.10
MgO	2.16	2.05	1.90	2.80	0.42	1.42	1.65	0.83	1.98	1.98	1.99	1.72	2.01	1.88	1.51	1.05	1.41
CaO	2.99	2.88	2.57	2.84	0.99	2.10	2.50	2.07	2.86	2.86	3.43	3.15	3.31	1.09	3.84	2.49	3.28
Na <sub>2</sub> O	2.91	3.38	2.89	2.60	3.13	2.81	3.17	2.07	2.96	2.56	2.93	3.07	3.00	2.47	3.14	3.41	3.59
K <sub>2</sub> O	4.13	3.64	5.05	3.73	5.59	4.60	4.17	6.51	3.84	4.29	3.82	4.29	3.74	4.05	4.80	4.03	4.25
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.18	0.17	0.15	0.18	0.01	0.11	0.11	0.05	0.13	0.17	0.16	0.14	0.16	0.08	0.33	0.08	0.38
total	99.54	98.01	99.06	97.72	98.54	98.54	98.04	99.21	97.75	97.85	98.36	98.94	99.73	98.76	98.45	99.18	98.76
	◀C. I. P. W. norm▶																
Q	22.91	22.29	20.21	23.62	30.82	28.26	24.64	35.68	25.77	23.49	22.75	22.57	24.98	32.18	14.65	27.27	17.57
C	0.71	0.38	1.51	1.42	0.31	1.12	0.49	2.41	0.53	1.50	0.12	0.09	0	5.38	0	0.43	0
or	24.61	22.03	30.22	22.66	33.33	27.66	25.21	38.82	23.29	26.02	23.04	25.70	22.24	24.32	28.95	24.07	25.54
ab	24.83	29.28	24.77	22.62	26.91	24.19	27.44	17.67	25.70	22.23	23.50	26.33	25.54	21.24	27.12	29.16	30.89
an	13.77	13.49	11.92	13.28	4.92	9.87	11.95	1.02	13.69	13.42	16.30	14.91	14.95	4.96	14.06	11.95	13.08
wo	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0.22	0	1.33	0	0.39
en	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0.12	0	0.56	0	0.18
fs	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0.09	0	0.78	0	0.21
en	5.43	5.23	4.79	7.17	1.06	3.60	4.20	2.09	5.06	5.06	5.06	4.34	4.92	4.76	3.28	2.64	3.39
fs	4.08	3.70	3.42	4.95	1.49	2.74	3.19	1.00	2.99	4.53	3.93	3.07	3.58	4.38	4.60	2.46	4.10
mt	1.63	1.55	1.40	2.00	0.59	1.12	1.31	0.48	1.29	1.80	1.59	1.29	1.49	1.58	2.08	0.96	1.80
il	1.59	1.65	1.40	1.84	0.54	1.18	1.30	0.71	1.38	1.54	1.53	1.37	1.51	1.04	1.82	0.88	1.95
ap	0.42	0.40	0.35	0.43	0.02	0.26	0.26	0.12	0.31	0.40	0.38	0.33	0.37	0.19	0.78	0.19	0.90
	◀trace elements in ppm▶																
Ni	10.6	9.7	4.5	16.2	2.2	0.8	5.0	—	4.6	11.1	18.9	6.2	4.5	25.1	—	—	—
Cr	36.3	33.7	23.2	62.9	—	18.1	20.0	—	32.3	19.5	32.8	26.1	35.6	28.5	0.9	10.7	0.6
V	81.3	71.5	56.9	100.5	1.9	58.8	62.3	21.3	67.0	63.0	74.4	59.9	70.1	70.5	98.2	33.0	84.5
Rb	165.4	147.9	155.5	147.4	199.5	161.4	148.6	198.0	121.1	154.2	135.7	140.8	134.4	154.5	168.0	131.3	1361
Sr	298.5	204.3	203.9	206.5	89.1	164.8	181.3	95.4	206.8	219.2	208.0	213.6	199.9	121.0	265.5	185.6	240.7
Ba	646.7	541.4	1143.1	586.5	653.4	546.8	533.0	651.1	439.6	729.7	479.9	693.0	440.3	639.4	674.7	610.6	753.3
Y	29.8	28.0	25.9	31.1	26.1	26.6	29.6	32.5	26.9	24.8	25.4	26.8	28.3	25.7	31.6	25.6	29.9
Zr	208.7	2.3.4	184.0	211.5	148.9	161.4	196.0	124.4	189.0	193.3	216.6	176.5	205.3	144.5	231.8	124.8	319.6

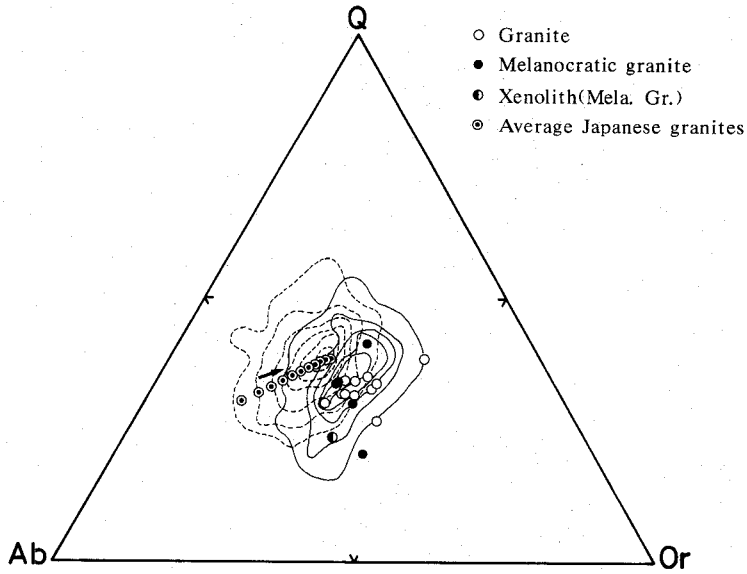


図2-A : ノルムQ-Ab-Or図. 実線は世界の花崗岩類の分布域 [コンターは外から2, 3, 4, 5, 6-7% (Tuttle and Bowen, 1958)], 破線は日本産の花崗岩類の分布域 [コンターは外から0.5, 1, 2, 3, 4, 5%]. A, B, Cの矢印はいずれも日本の平均花崗岩類 (Aramaki et al., 1972) の分化に伴う組成変化経路を示す. 凡例の granite は等粒状花崗岩と斑状花崗岩を含む.

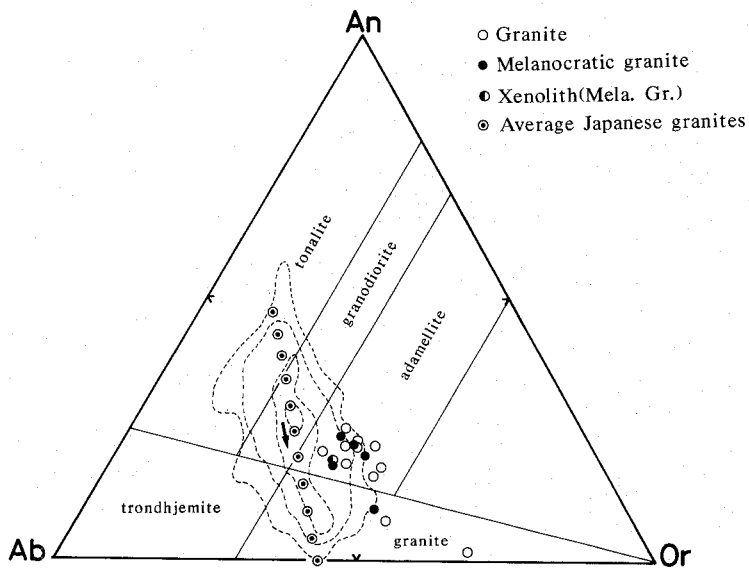


図2-B : ノルムAn-Ab-Or図. 破線は日本産の花崗岩類の分布域 [コンターは外から0.5, 1, 2, 3, 4, 5%].

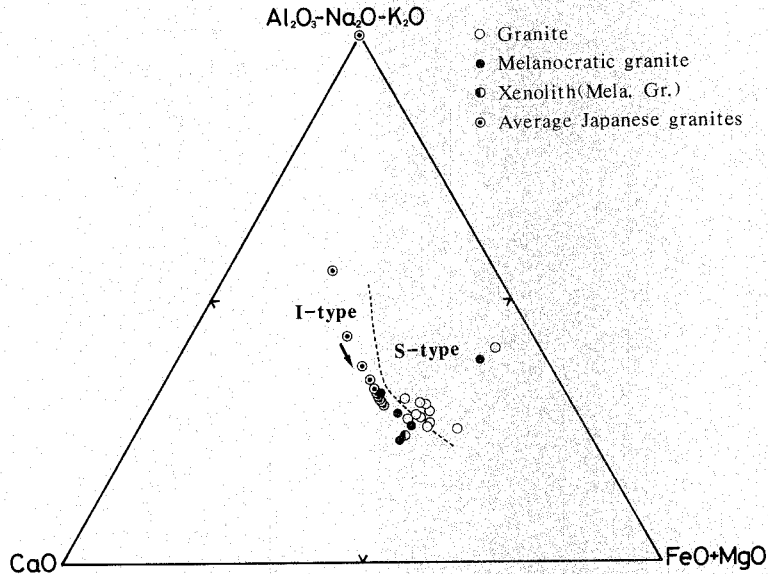


図2-C : A-C-F図. 破線はIタイプ花崗岩類とSタイプ花崗岩類との境界線.

のがある。この様な岩石は $K_2O$ に富み $CaO$ に乏しい。これは、これらがより分化した岩相であることと、 $Rb$ を含むカリ長石斑晶に富むためである。

#### 4. カリ長石のSi/Al秩序度

カリ長石の四面体席におけるSi/Al秩序度は、Goldsmith and Laves (1954) が提唱した $\Delta$ 値= $12.5(d(131)-d(1\bar{3}1))$ を用いるのが一般的であるが(maximum microclineで1に、high sanidineで0になる)、orthoclase~high sanidineでは両ピークが分離せず、実質上すべて $\Delta$ 値が0となり、この間の秩序度を明らかにすることは困難である。

この問題を解決するために、いろいろな方法が考案されている。例えば、Jiranek (1982)は粉末X線回折像における(131)ピークの形状を、半幅幅(w)とピークの高さ(h)の比(h/w)で表す方法を提案している。これでは無秩序で単斜晶系のものは(131)ピークの形がシャープで同比は大きい。秩序度の増大に伴って(131)ピークは次第にブロードになるので同比は連続的に小さくなる。Fujiyoshi (1984)も同様な方法でブロードピークとなる(131)と(1 $\bar{3}$ 1)ピークの型分類を行い、これに基づき変成岩体や花崗岩体中のカリ長石の秩序度分布を明らかにし、熱史や造構史を論じた。

しかし、これらの方法は何れも定性的で、結晶学的な意味づけが明瞭でないという欠点がある。そこで本研究では、Kroll and Ribbe (1987)によって提案された方法にしたがって、AlのT<sub>1</sub>席占有率 $t_1$ の値を粉末X線回折法で決定し、カリ長石の秩序度を明らかにした。なお本岩体中のカリ長石はすべてフィルム状やパッチ状のアルバイトラメラを有するパーサイトであるので、以下の“カリ長石”は特にことわらないかぎりパーサイトの主晶(K相)を意味する。

5. Al の T<sub>1</sub> 席占有率と Si/Al 秩序度

長石の結晶構造においては、4つのTO<sub>4</sub>四面体 (TにはSiまたはAl<sup>IV</sup>が入る) が結合して作るリング (図3-A) が、隣接するリングと酸素原子を共有して a 軸方向に延びるダブルランクシャフトを作る (図3-B)。4つのTO<sub>4</sub>四面体からなるリングは、結晶学的に非等価な T<sub>1</sub>, T<sub>2</sub> それぞれ2つずつの組からなり、アルカリ長石 [(K・Na)AlSi<sub>3</sub>O<sub>8</sub>] ではその平均的な1つのリングに Al の存在する確率は1.0である。この Al の T<sub>1</sub> 席占有率を t<sub>1</sub> と表すと、

$$2t_1 + 2t_2 = 1.0$$

となる。

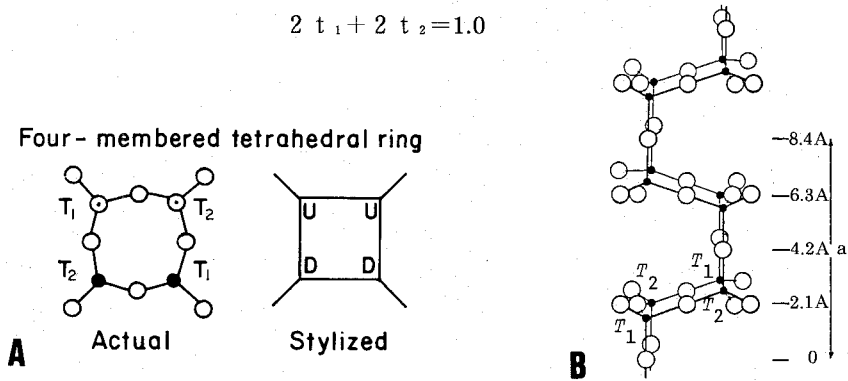


図3

- A : 長石の結晶構造にみられる4個のTO<sub>4</sub>四面体からなるリング。
- B : 長石のダブルランクシャフト構造。4個のTO<sub>4</sub>四面体からなるリングが隣接するリングと酸素原子を共有して a 軸方向に伸びるダブルランクシャフト構造をつくる (いずれも Ribbe, 1983による)。

もし4つのT席における Si/Al の分布が完全に無秩序であるならば、それぞれのT席は区別される必要がなく、

$$t_1 = t_2 = 0.25$$

と表される (図4-A)。このようなものには high sanidine や monalbite などがある。

秩序化が進むと Al は優先的に T<sub>1</sub> 席へ、Si は T<sub>2</sub> 席へ移動し、t<sub>1</sub> の値は次第に大きくなる。この Al の T<sub>1</sub> 席への移動には、ideal one-step ordering path と ideal two-step ordering path の二つの path が考えられる (Stewart and Wright, 1974)。前者は T<sub>2</sub> 席から T<sub>1</sub> 席への移動と、T<sub>1</sub> 席における T<sub>1m</sub> 席から T<sub>1o</sub> 席への移動が同時に進行する。後者では Al はまず T<sub>2o</sub> 席と T<sub>2m</sub> 席から T<sub>1o</sub> と T<sub>1m</sub> 席へ移動し (Z オーダリング)、そ

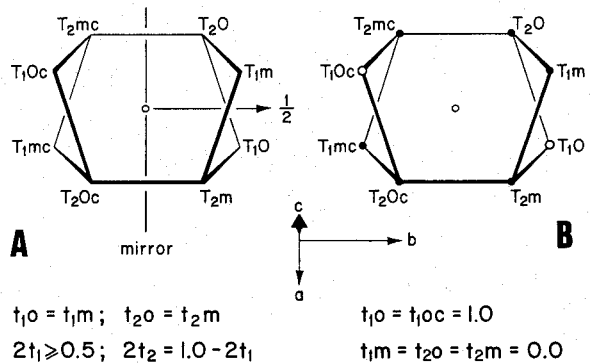


図4 : 長石の Framework の(001)面への投影 (Ribbe, 1983)。

A は単斜晶系, B は三斜晶系。

の後 $T_{1m}$ 席から $T_{1o}$ 席への移動(Yオーダーリング)が進行する。しかし、天然の火成岩や変成岩中のカリ長石におけるSi/Alの秩序化過程は上記二つのideal pathをたどるのではなく、両者の中間の"intermediate two-step ordering path"をたどるとされている(Cherry and Trembath, 1979)。完全に秩序化すると図4-Bにおいて $T_{1o}$ の位置にAlが入り、4つのT席は結晶学的に非等価となり、それぞれ $T_{1o}$ 、 $T_{1m}$ 、 $T_{2o}$ 、 $T_{2m}$ と区別され、Alの各四面体席占有率は、

$$t_{1o}=1.0, \quad t_{1m}=t_{2o}=t_{2m}=0$$

と表される。このようなものにはmaximum microcline, low albiteなどがある。

このように、完全に無秩序であるものと完全に秩序化したものとの間で、 $t_1$ の値は0.25から1.0まで連続的に変化する。またこの様なSi/AlのT席占有の変化により、アルカリ長石の結晶構造は単斜晶系(図4-A)から三斜晶系(図4-B)に変化する。したがって、アルカリ長石の四面体席におけるSi/Al秩序度はこの $t_1$ 値で記述できる。

## 6. 測定方法

本研究では、60個の岩石から分離したカリ長石をX線粉末法によって $2\theta$ CuK $\alpha$ ( $\bar{2}04$ )と(060)を測定し、Kroll and Ribbe(1987)の方法にしたがって $t_1$ を求めた。また $2\theta$ CuK $\alpha$ ( $\bar{2}01$ )を測定し、正路(1972)の方法でOr成分を決定した。

### (1) カリ長石の分離法

カリ長石の分離は次の手順にしたがった。測定値がその岩石を代表するように、一つの岩石の異なる部分から数枚のスラブを切り出す。それを鉄乳鉢で粉碎し、100-150メッシュに粒度をそろえ、細粉を除去するために水洗する。これを乾燥し強磁性鉱物や粉碎中に混入した鉄粉を永久磁石で取り除いた後、電磁分離器で有色鉱物を除去する。さらにメチルアルコールで比重2.60に調整したプロモホルム(CHBr<sub>3</sub>)でカリ長石を重液分離した。分離したカリ長石を洗浄・乾燥後、メノウ乳鉢で粉末にし測定に供した。

### (2) X線回折法

粉末X線回折により $2\theta$ CuK $\alpha$ ( $\bar{2}01$ ), ( $\bar{2}04$ ), (060)を測定した。測定には高知大学理学部地学教室設置の理学電機製ガイガーフレックス2038型X線ディフラクトメーターを使用した。測定条件は以下の通りである。電圧30KV, 電流10mA, 走査速度 $1/2^\circ/\text{min.}$ , チャート速度10mm/min.。補正にはSiとKBrO<sub>3</sub>を用い、( $\bar{2}01$ )はKBrO<sub>3</sub>の(101)で、( $\bar{2}04$ )と(060)はSiの(220)で補正した。測定は同一試料につき3回繰り返してそれを平均した。平均 $\pm 0.01^\circ$   $2\theta$ の測定誤差を見積る必要がある。それから生じる $t_1$ の誤差は $\pm 0.008$ , Or成分の誤差は $\pm 1.0 \text{ mol}\%$ となる。

## 7. 測定結果

測定した試料はすべて(131)と( $\bar{1}31$ )のピークの分離は認められず、単斜晶系であると考えられるので、 $t_1$ の計算はKroll and Ribbe(1987)が単斜晶系のアルカリ長石について決定した次式によった。

$$\begin{aligned} \Sigma t_1 &= 2t_1 \\ &= \frac{2\theta(060)+12.1814-1.04093 [2\theta(\bar{2}04)]}{0.6112+0.01592 [2\theta(\bar{2}04)]} \end{aligned}$$



測定結果を表3に示す。測定結果を比較するために、濡木(1978)の Table 3にある内帯白亜紀花崗岩中のカリ長石について得られた $2\theta\text{CuK}\alpha(201), (060), (204)$ から、上式によって $t_1$ 値を求めた(表3)。図5は $t_1$ の頻度分布を示したものである。同図の上を示したカリ長石多形の名称は、Ribbe(1983)の定義に基づいて $t_1$ が0.250~0.333のものを high sanidine, 0.333~0.370のものを low sanidine, 0.370~0.500のものを orthoclase と呼ぶことにし、ここでは便宜的に orthoclase を $t_1$ が0.370~0.413のものを high orthoclase, 0.413~0.456のものを intermediate orthoclase, 0.456~0.500のものを low orthoclase と細分した。

高月山花崗岩中のカリ長石の $t_1$ は0.343~0.427の範囲にあり、1個を除き low sanidine から high orthoclase に分類される。 $t_1$ の頻度分布のピークは0.370~0.380の low sanidine と high orthoclase の境界付近にある。等粒状岩相と斑状岩相では $t_1$ に差はないが、優黒質岩相のそれは前二者に比べて明らかに小さい。これに対して白亜紀花崗岩中の単斜晶系カリ長石の $t_1$ は0.386~0.448の範囲にあり、すべて high orthoclase ~ intermediate orthoclase に分類される。このように、明らかに高月山花崗岩中のカリ長石の $t_1$ は内帯白亜紀花崗岩中のカリ長石のそれに比べて小さく、Si/Al 秩序度はより低い。

次に高月山花崗岩体内における $t_1$ の分布を見ると(図6)、特異な岩相・岩質である優黒質岩を除けば、 $t_1$ の値は西部で小さく、中央部から東部で比較的大きい。即ち、相対的に西部ではカリ長石の Si/Al 秩序度が低く、中央部から東部で高くなっている。

表3 カリ長石の $t_1$ とパーサイト主晶(K相)のOr成分

sample No.	$t_1$	Or	sample No.	$t_1$	Or	sample No.	$t_1$	Or	sample No.	$t_1$	Or
<等粒状花崗岩>			23	080708A	0.379 91	47	060214	0.376 92	7	0.400	90
1	050109	0.412 94	24	080708B	0.376 93	48	061216	0.358 90	8*	0.412	91
2	050110	0.354 90	25	080709	0.376 91	49	102004	0.365 92	9*	0.437	89
3	050111	0.398 94	26	080710A	0.372 92	50	102005	0.369 94	10*	0.466	88
4	050112	0.372 90	27	080710	0.383 90	51	060212	0.390 90	11*	0.433	89
5	050114A	0.379 91	28	080713	0.383 91	52	052004	0.390 95	12	0.386	90
6	050114B	0.390 93	29	080716	0.369 91	<優黒質花崗岩>			13	0.389	91
7	050204	0.394 94	30	080718	0.365 9	53	050113	0.358 90	14	0.389	88
8	052022	0.376 93	31	080719	0.373 91	54	102303	0.358 90	15	0.404	90
9	052006	0.383 93	32	080721	0.376 93	55	102306	0.361 91	16	0.415	90
10	052021	0.380 93	33	080722	0.365 91	56	102307	0.343 90	17	0.393	93
11	052022	0.383 92	34	080724	0.372 92	57	102308	0.354 92	18	0.422	**
12	080723	0.365 90	35	080725	0.383 92	58	102305	0.350 90	19	0.404	**
13	102312B	0.380 92	36	080727	0.365 91	<電気石花崗岩>			20	0.433	**
14	102313	0.380 93	37	080728A	0.361 92	59	080726	0.354 91	21	0.404	88
15	102318	0.365 95	38	080803	0.361 89	60	102311	0.380 91	22	0.397	89
16	102320	0.376 93	39	102304	0.373 91	<内帯白亜紀花崗岩類>			23	0.390	88
17	102323	0.383 94	40	102309	0.394 93	1	0.448	87	24	0.404	88
18	H.G.	0.383 92	41	102310	0.380 92	2	0.389	89	25	0.408	88
<斑状花崗岩>			42	102314	0.383 92	3	0.389	92	*	triclinic	
19	050104	0.405 94	43	102324	0.365 91	4	0.408	92	**	Or>100	
20	050108	0.397 94	44	102402	0.372 91	5	0.393	93		Or(mol%)	
21	050203	0.427 95	45	061206	0.390 94	6	0.396	90			
22	080707B	0.373 92	46	061211	0.401 95						

注) 内帯白亜紀花崗岩類の $t_1$ は濡木(1978)のtable 3のデータから計算

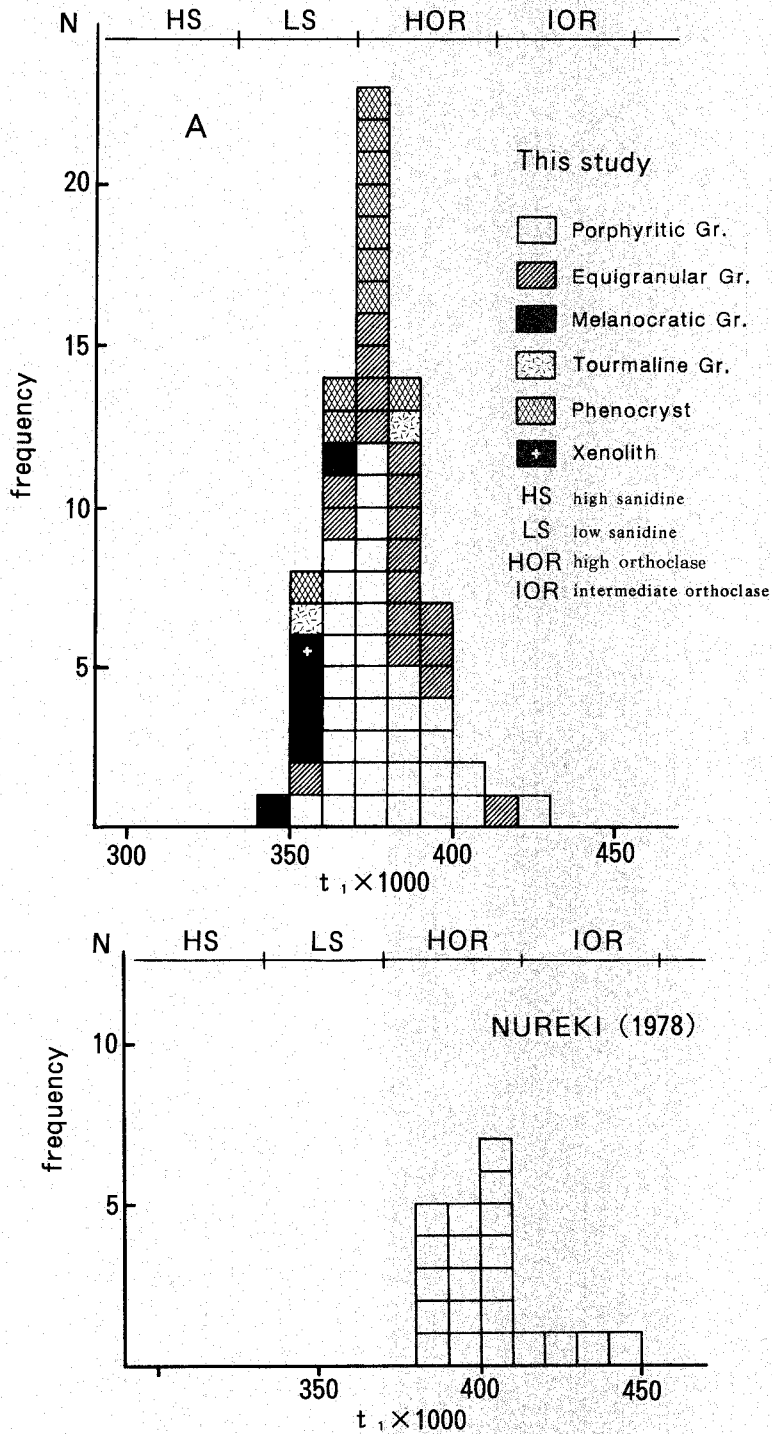


図5  $t_1$ の頻度分布図. Aは高月山花崗岩体, Bは内帯白垂紀花崗岩体(濡木, 1978).

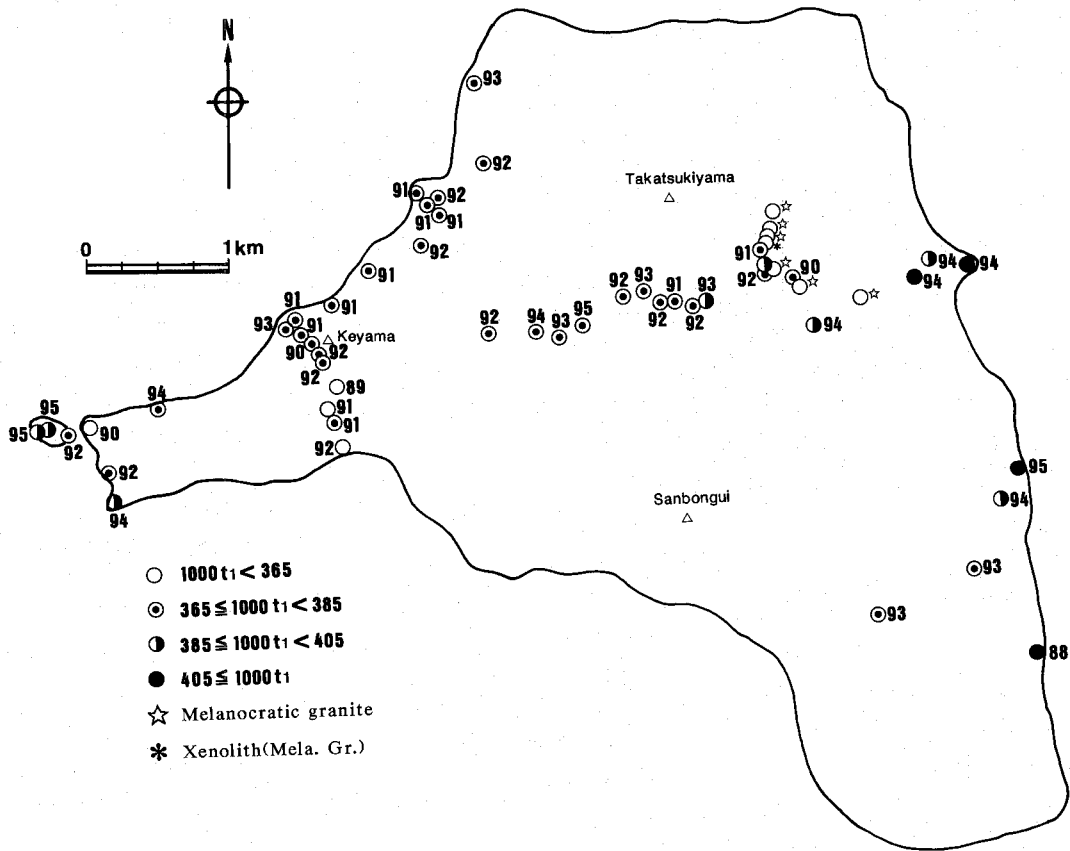


図6 高月山花崗岩体におけるカリ長石の  $t_1$  の分布。  
 数字はパーサイト主晶 (K相) の Or 成分を示す。

## 8. 考 察

先に述べたように、カリ長石の Si/Al 秩序度はさまざまな要因によって決定される。以下に高月山花崗岩体のカリ長石の Si/Al 秩序度を決定した要因について考察する。

### (1) 変形作用

変形作用による shearing stress はカリ長石の Si/Al 秩序化を促進する要因の一つである (Smith, 1974; Eggleton, 1979)。しかし、高月山花崗岩にはプロトクラスティック組織やカタクラスティック組織などは発達せず、冷却・固結の過程で著しい変形作用を受けた証拠は認められない。また固結後に変成・変形作用を蒙りマイロナイト化した形跡もない。したがって変形作用がその要因になったとは考えられない。

### (2) マグマの化学組成

マグマの化学組成はカリ長石の Si/Al 秩序度に大きな影響を与えることが指摘されている。一つ

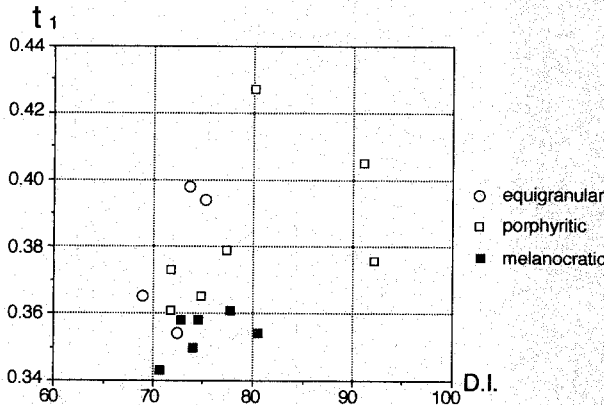


図7-A  $t_1$ と分化指数 D. I. の関係.

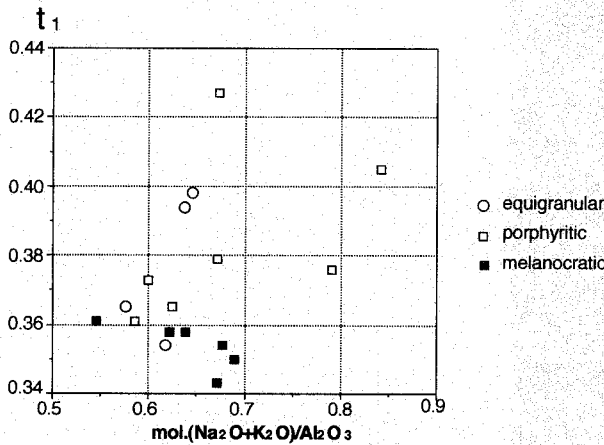


図7-B  $t_1$ と全岩のアルカリ度の関係.

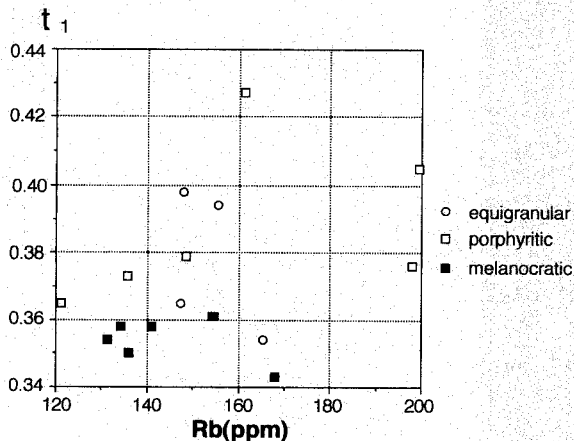


図7-C  $t_1$ と全岩の Rb 量との関係.

の深成岩体でも、マグマの分化の程度やアルカリ度の高い岩石には、より Si/Al 秩序度の高いカリ長石が出現することが知られている (Martin, 1969; Parsons and Boyd, 1971; Cherry and Trembath, 1978; Parsons, 1978)。またマグマの Nb, Sn, Rb, Li, F などの微量元素濃度とカリ長石の Si/Al 秩序度との間に正の相関関係があることが報告されている (Badejoko, 1984)。しかし高月山花崗岩体では、 $t_1$ と D. I. (分化指数) (図7-A),  $t_1$ とアルカリ度 [mol. (Na<sub>2</sub>O+K<sub>2</sub>O)/Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>] (図7-B),  $t_1$ と Rb 量 (図7-C) との間には明瞭な関係は認められない。

H<sub>2</sub>O などの揮発成分は catalyst (catalyser) として働き、カリ長石の Si/Al の秩序化やアルバイトラメラの離溶・粗大化を促進すると考えられている (Parson, 1978)。地下に存在するマグマ溜まりのルーフの部分は底の部分より圧力が低いので、揮発成分はルーフ近くに徐々に濃集する。したがって揮発成分が本岩体中のカリ長石の Si/Al 秩序度を決定した大きな要因であるとするなら、ルーフに近い浅部相が露出している西部のものほど秩序度が高くなることが期待される。しかし先に述べたように、西部のカリ長石の Si/Al 秩序度は中央から東部のものに比べて低い。電気石花崗岩は B や H<sub>2</sub>O に富んでいたと考えられるが、それに含まれるカリ長石の  $t_1$  値は小さく Si/Al 秩序度は低い。また本岩体には miarolitic cavity や pegmatite pod など、流体相が多く存在したことを示す証拠はない。ただし、パッチ状アルバイトラメラが発達する turbid なカリ長石の  $t_1$  は、フィルム状アルバイトラメラをもち清澄なカリ長石のそれに比べて大きい傾向が認められる。これは subsolidus での流体相とカリ

長石の反応によって、アルバイトラメラの離溶・粗大化と Si/Al 秩序化が進行したことを示すものかも知れない。しかし大局的には高月山花崗岩体内に見られるカリ長石の Si/Al 秩序度の違いを生じた主たる要因は流体相を含むマグマ組成ではなく、次に述べる大きな冷却速度に求められる。

### (3) 冷却速度

西村ほか(1990)は、内帯白亜紀の田上花崗岩体中のカリ長石の Si/Al 秩序度が、岩体の輪郭に沿って同心状に岩体内部に向かって増大する例を報告している。これは花崗岩体内のカリ長石の Si/Al 秩序度分布が、被貫入母岩との境界に規制された冷却速度の違いを反映している好例である。しかし高月山花崗岩体の場合、東部の周辺母岩との接触部でむしろ Si/Al 秩序度が高く、内部に向かって低くなる傾向が認められる。本岩体はその断面図(図1)からもわかるように、西部には浅部相が露出しており、中央部から東部には比較的深部相が露出しているものと考えられる。したがって、西部では冷却速度が早く無秩序→秩序転移が効果的に進行せず、カリ長石の秩序度が低くなった。それに対して、中央部から東部では冷却速度がより遅かったため、相対的に秩序度の高いカリ長石が形成されたのであろう。Jiranek (1982)は花崗岩体と周辺母岩との接触面の角度が急なところでは花崗岩中のカリ長石の秩序度が高く、緩いところでは低くなる例を報告しており、高月山花崗岩体の場合に似ている。図8に示すように、 $t_1$ はパーサイト主晶(K相)の Or 成分が増大するにつれて大きくなる。また Or 成分に富むものは岩体東部に分布する傾向が認められる(図6)。これは岩体西部では東部に比べてカリ長石の離溶が早く終了したことを示しており、西部で冷却速度が早かったとする先の見解と調和的である。

先に述べたように、高月山花崗岩に含まれるカリ長石は low sandine ~ high orthoclase で、その Si/Al 秩序度は濡木(1978)が報告した内帯白亜紀花崗岩中のものに比べて著しく低い。これは前者が後者に比べて急速に冷却・固結したためと考えられる。高月山花崗岩体の冷却速度がかなり早かったことは以下の事実からも推定される。

本岩体中にはグラニュライト相の鉱物組み合わせを持つ捕獲岩が存在する。この捕獲岩の中に含まれるザクロ石は結晶成長時の組成累帯構造を保存している(吉倉・古郡、準備中)。一般に変成岩中のザクロ石は、角閃岩相高温部~グラニュライト相の条件下に長時間保持されると、結晶内での急激な元素の拡散により、組成の均質化が進行し、結晶成長時の組成累帯構造は消失することが知られて

いる(例えば、Woodsworth, 1977; Anderson and Olimpio, 1977; Yardley, 1977; Yardley et al., 1980; Selverstone and Chamberlain, 1990)。

高月山花崗岩体周辺の被貫入母岩は接触変成作用を受け、変成度が高いところでは輝石ホルンフェルス相に達している。寺岡ほか(1986)は斜長石地質温度計用い、花崗岩との接触部より約20mの地点で得られ斜方輝石を含むホルンフェルスの平衡温度を710~740°Cと推定している。したがって、貫入時の高月山花崗岩マグマの温度は750°C以上であったと考えられる。これはザクロ石の組成累

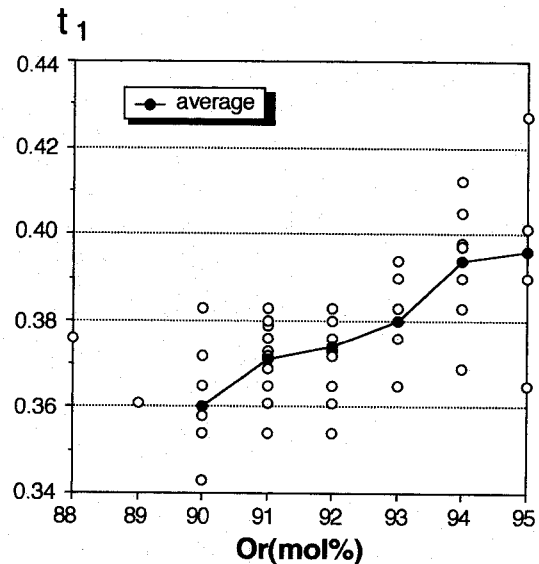


図8  $t_1$ とパーサイト主晶(K相)の Or 成分の関係。

帯構造を結晶内元素拡散によって均質化・消失させるに十分な温度である。それにもかかわらずザクロ石が組成累帯構造を保存しているのは、このような高温条件が長時間継続しなかったことを意味している。換言すれば、高月山花崗岩はそのマグマ発生・上昇・貫入・固結・ザクロ石結晶内で元素拡散が起こらない温度(約600°C?)までの冷却という一連の過程がきわめて急速に進行したものと考えられる。

高月山花崗岩マグマ固結後の冷却過程は今のところ不明である。しかし、一般に高月山花崗岩体のように高温型の広域変成帯を伴わない貫入岩体の場合、マグマ期から200–300°Cまで冷却する速度は、その後の冷却速度よりかなり大きかったと考えられる(Harrison et al., 1979; Forster et al., 1989)。図9は同位体不一致年代から求めたいくつかの花崗岩体の平均冷却速度を示したものである。領家帯の花崗岩体では28°C/Ma(柴田・高木, 1988)、中新世の花崗岩体である丹沢岩体で50°C/Ma(佐藤ほか, 1986)、甲斐駒ヶ岳岩体で110°C/Ma(佐藤ほか, 1989)という値が得られている。これに対して、高月山岩体を含む西南日本外帯の中新世花崗岩体の黒雲母のK-Ar年代は、岩体の規模や伴付火山岩類の有無にかかわらず $14 \pm 2$  Maの狭い範囲に集中する。この様な同時性はこれらの花崗岩がほぼ同時期に貫入・固結し、黒雲母のAr閉止温度にまで短期間に冷却したことを示しているものと理解することができる(佐藤ほか, 1986)。

以上のように、高月山花崗岩マグマはその発生から貫入・固結・冷却に至る過程が極めて短時間で完了したと推定される。これがカリ長石のSi/Al秩序度を低くした最大の原因であろう。高月

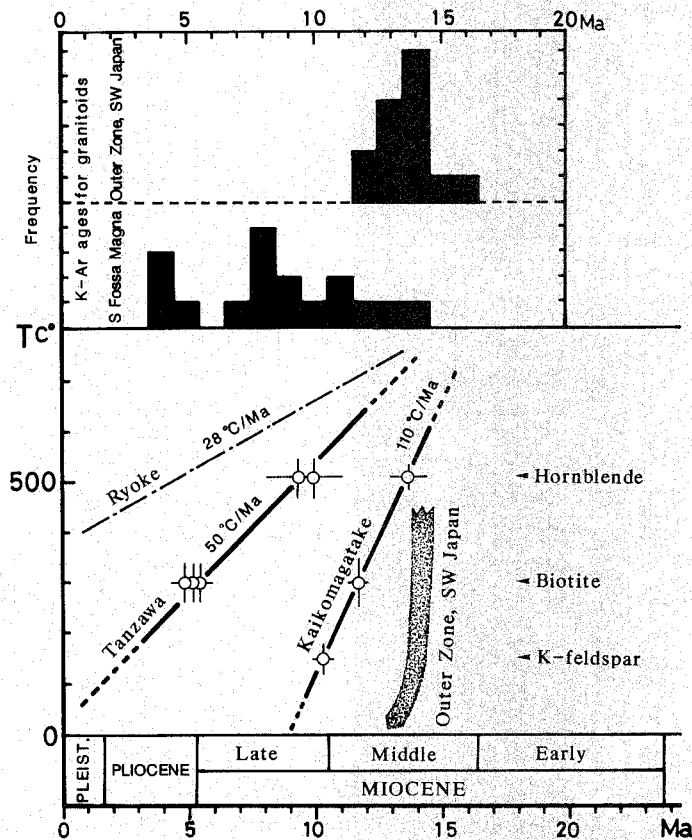


図9 K-Ar同位体不一致年代から求められる花崗岩体の冷却史(佐藤ほか, 1986; 佐藤ほか, 1989に加筆)。

山岩体では場所による冷却速度の違いが検出できる可能性があるので、閉止温度の異なる鉱物の放射年代の測定をおこない、冷却史の詳細を明らかにする必要がある。

## 9. ま と め

外帯中新世花崗岩体の一つである高月山花崗岩体からカリ長石を分離し、X線粉末法により Al の T<sub>1</sub> 席占有率  $t_1$  を求め Si/Al 秩序度を決定し、それを規定した要因について考察して以下の結論を得た。

- (1) 高月山花崗岩体のカリ長石の  $t_1$  は 0.343~0.427 の範囲にあり、low sanidine~high orthoclase に分類される。これに対して内帯白亜紀花崗岩中のカリ長石のそれは 0.386~0.448 で、high orthoclase~intermediate orthoclase に分類され、明らかに前者に比べて Si/Al 秩序度は高い。
- (2)  $t_1$  と全岩の分化指数、アルカリ度、Rb 量、揮発成分量などとの間には明瞭な関係は見られない。したがってマグマの化学組成はカリ長石の Si/Al 秩序度を規定した主たる要因ではない。
- (3) 岩体内においては、東部~中部で比較的  $t_1$  が大きく西部で小さい。これは岩体東部には深部相が、西部には浅部相が露出しており、冷却速度が西部では中~東部に比べより早く、比較的秩序度の低いカリ長石が形成されたためと考えられる。すなわち、岩体内における Si/Al 秩序度の差は、露出深度の違いによる冷却速度の差に起因するものである。
- (4) 本岩体のカリ長石の秩序度が、内帯白亜紀の花崗岩体中のものに比べて低いのは、マグマの発生から固結・冷却に至る過程が短時間内に完了し、冷却速度がきわめて早かったことによる。

## 引用文献

- Anderson, D. E. and Olimpio, J. C., 1977: Progressive homogenization of metamorphic garnets, south Morar, Scotland: Evidence for volume diffusion. *Canadian Mineral.*, **15**, 205-216.
- Aramaki, S., Hirayama, K. and Nozawa, T., 1972: Chemical composition of Japanese granites, Part 2. *Jour. Geol. Soc. Japan*, **78**, 39-49.
- Badejoko, T. A., 1984: Correlation between microstructure, K-feldspar triclinicity and trace element geochemistry in stanniferous and barren granites, northern Nigeria. *Lithos*, **17**, 259-271.
- Cherry, M. E. and Trembath, L. T., 1978: Structural state and composition of alkali feldspars in granites of the St. George pluton, south-western New Brunswick. *Mineral. Mag.*, **42**, 391-399.
- and —, 1979: Order-disorder paths of alkali feldspars. *Ame. Mineral.*, **64**, 66-70.
- Eggleton, R. A., 1979: The ordering path for igneous K-feldspar megacrysts. *Ame. Mineral.*, **64**, 906-911.
- Foster, D. A., Harrison, T. M. and Miller, C. F., 1989: Age, inheritance, and uplift history of the Old Woman-Piute Batholith, California and implications for K-feldspar age. *Jour. Geol.*,

- 97, 232-243.
- Fujiyoshi, A., 1984: The obliquity of K-feldspar from schists, gneisses, and granites in the north-eastern part of Hida metamorphic belt, central Japan. *Mineral. Mag.*, **48**, 53-63.
- 古郡 聡, 1986: 高月山花崗岩類の包有物の岩石学的研究. 高知大学理学部卒業論文(手記), 67 P..
- Goldsmith, J. R. and Laves, F., 1954: The microcline-sanidine stability relations. *Geochim. Cosmochim. Acta.*, **5**, 1-19.
- Harrison, T. M. and Armstrong, R. L., 1979: Geochronology and thermal history of the Coast Plutonic Complex, near Prince Rupert, British Columbia. *Can. J. Earth Sci.*, **16**, 400-410.
- Jiranek, J., 1982: A rapid X-ray method of assessing the structural state of monoclinic K-feldspars. *Lithos*, **15**, 85-87.
- Kroll, H. and Ribbe, P. H., 1987: Determining (Al,Si) distribution and strain in alkali feldspar using lattice parameters and diffraction peak position: A review. *Amer. Mineral.*, **72**, 491-506.
- Martin, R. F., 1969: Hydrothermal synthesis of low albite. *Contrib. Mineral. Petrol.*, **23**, 323-339.
- 中田節也・高橋正樹, 1979: 西南日本外帯・瀬戸内区における中新世の中性～珪長質マグマの化学組成広域的变化. *地質雑*, **85**, 571-582.
- 西村貞浩・中野 聡・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*, **96**, 133-142.
- 濡木輝一, 1978: 岡山県南部に産する花崗岩中のカリ長石の特徴. *地質雑*, **84**, 201-213.
- Parsons, I. and Boyd, R., 1971: Distribution of potassium feldspar polymorphs in intrusive sequences. *Mineral. Mag.*, **38**, 295-311.
- Parsons, I., 1978: Feldspars and fluids in cooling plutons. *Mineral. Mag.*, **42**, 1-17.
- Ribbe, P. H., 1983: Chemistry, structure, and nomenclature of feldspars. in Ribbe, P. H. ed., *Feldspar Mineralogy*, 2nd ed. *Reviews in Mineralogy*, vol. 2, Mine. Soc. Ame.
- 佐藤興平・柴田 賢・内海 茂, 1986: 丹沢トータル岩質岩体の角閃石と黒雲母のK-Ar不一致年代. *地質雑*, **92**, 439-446.
- 佐藤興平・柴田 賢・内海 茂, 1989: 甲斐駒ヶ岳花崗岩質岩体のK-Ar年代と岩体冷却史. *地質雑*, **95**, 33-44.
- Selverstone, J. and Chamberlain, C. P., 1990: Apparent isobaric cooling paths from granulites: Two counterexamples from British Columbia and New Hampshire. *Geology*, **18**, 307-310.
- 柴田 賢・高木秀雄, 1988: 中央構造線沿いの岩石および断層内物質の同位体—長野県分杭峠地域の例—. *地質雑*, **94**, 35-50.
- 正路徹也, 1972: X線粉末法によるアルカリ長石の組成および構造 (Al/Si 秩序無秩序) の決定. *鉱物雑*, **10**, 413-425.
- Smith, J. V., 1974: *Feldspar minerals*, vol. II. Springer-Verlag, New York.
- Stewart, D. B. and Wright, T. L., 1974: Al/Si order and symmetry of natural feldspars, and the relationship of strained cell parameters to bulk composition. *Bull. Soc. Franc. Mineral. Crystallogr.*, **97**, 356-377.
- 寺岡易司・池田幸雄・鹿島愛彦, 1986: 宇和島地域の地質. *地域地質研究報告* (5万分の1地質図幅), 地質調査所, 91 P..
- Tuttle, O. F. and Bowen, N. L., 1958: Origin of granite in 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. Ame. Memoir*, **74**, 153 p..



- Woodsworth, G. J., 1977: Homogenization of zoned garnets from pelitic schists. *Canadian Mineral.*, **15**, 230-242.
- Yardley, B. W. D., 1977: An empirical study of diffusion in garnet. *Ame. Mineral.*, **62**, 793-800.
- , Leake, B. E. and Farrow, C. M., 1980: The metamorphism of Fe-rich pelites from Connemara, Ireland. *Jour. Pet.*, **21**, 365-399.

(平成3年9月4日受理)

(平成3年12月27日発行)

