



## 六甲山地における中生代・白亜紀花崗岩類の地質学的・岩石学的研究

新井, 敏夫

---

(Degree)

博士 (理学)

(Date of Degree)

2005-03-25

(Date of Publication)

2009-07-07

(Resource Type)

doctoral thesis

(Report Number)

甲3254

(URL)

<https://hdl.handle.net/20.500.14094/D1003254>

※ 当コンテンツは神戸大学の学術成果です。無断複製・不正使用等を禁じます。著作権法で認められている範囲内で、適切にご利用ください。



博士論文

六甲山地における中生代・白亜紀花崗岩類の  
地質学的・岩石学的研究

平成 17 年 1 月

神戸大学大学院自然科学研究科

新井敏夫

## 目次

### Abstract

はじめに	1
1. 研究史	1
2. 研究目的	1
第1章 地質概説	3
第2章 六甲山地の火成岩類の相互関係	13
第3章 花崗岩類の分布と産状及び構造	21
3-1. 布引花崗閃綠岩	21
3-2. 八幡谷花崗岩	26
3-3. 土橋石英閃綠岩	26
3-4. 六甲花崗岩	29
3-5. 岩脈類	30
第4章 岩石記載と鉱物容量比	36
4-1. 布引花崗閃綠岩	36
4-1-1 斑状相	36
4-1-2 等粒状相	37
4-1-3 暗色包有	38
4-2. 八幡谷花崗岩	38
4-3. 土橋石英閃綠岩	39
4-4. 六甲花崗岩	40
4-4-1 中～粗粒相	40
4-4-2 細粒相	41
4-4-3 微文象相	42
第5章 花崗岩類の全岩化学組成	48
5-1. 分析方法	48
5-2. 主成分元素分析結果	48
5-2-1 布引花崗閃綠岩	48
5-2-2 八幡谷花崗岩	49
5-2-3 土橋石英閃綠岩	50
5-2-4 六甲花崗岩	50

5-3. 微量成分元素分析結果	63
5-3-1 布引花崗閃綠岩	63
5-3-2 八幡谷花崗岩	64
5-3-3 土橋石英閃綠岩	64
5-3-4 六甲花崗岩	65
5-4. 希土類元素分析結果	71
第6章 花崗岩類の鉱物化学組成	75
6-1. 分析方法	75
6-2. 分析結果	75
6-2-1 斜長石の化学組成	75
6-2-2 黒雲母の化学組成	79
6-2-3 角閃石の化学組成	82
第7章 考察	85
7-1. 六甲花崗岩の垂直岩相変化について	85
7-2. 六甲山地の火成活動史	91
7-3. 他の山陽帶花崗岩との比較	94
第8章 結論	98
引用文献	99
謝辞	102
論文目録	103
学会発表	105

# Geology and petrology of the Mesozoic Cretaceous granitoids in the Rokko Mountains, southwest Japan

Toshio ARAI

Graduate School of Science and Technology, Kobe University

## Abstract

Late Cretaceous granitic rocks are widely distributed in the Rokko Mountains. They are divided into Nunobiki Granodiorite, Yahatadani Granite, Dobashi Quartz Diorite and Rokko Granite, according to their field occurrences and petrographical characteristics. The Nunobiki Granodiorite occurs at the southern foot of the Rokko Mountains. This granodiorite shows a weak gneissic fabric, trending east-west and dipping to the north. This rock is subdivided into porphyritic and equigranular facies. The Yahatadani Granite occurs as a small pluton in the southeastern Rokko Mountains. The Nunobiki Granodiorite and the Yahatadani Granite belong to the Younger Ryoke granitoids. The Dobashi Quartz Diorite occurs as aggregations of small xenoblocks within the Rokko Granite. The Rokko Granite is the most extensively developed pluton in the Rokko Mountains. This rock is subdivided into medium- to coarse-grained facies, fine-grained facies and micrographic facies according to the grain-size differences and petrographical characteristics. The Rokko Granite is a vertically zoned pluton. The fine-grained facies occupies the higher part, the medium-grained facies the middle part, and the coarse-grained facies the lower part in altitude of the Rokko Mountains. The upper part of the Rokko Granite is rich in  $\text{SiO}_2$  and  $\text{K}_2\text{O}$ , whereas the lower part of the Rokko Granite is rich in  $\text{TiO}_2$ ,  $\text{MgO}$ , and  $\text{CaO}$ . The Rb content in the

Rokko Granite decreases with an increase in Sr content. The fine-grained and micrographic facies in the Rokko Granite exhibit strong negative Eu anomalies in chondrite-normalized REE patterns. The core plagioclase composition of the medium-to coarse-grained facies of the Rokko Granite ranges from An25 to An45. The rim composition ranges from An15 to An30. On the other hand, the core plagioclase composition of the fine-grained facies ranges from An5 to An20, and the rim composition ranges from An5 to An20. The chemical characteristics of the whole-rocks and minerals suggest that the vertical zonal distribution is due to fractional crystallization, such as plagioclase. These features show that the Rokko granitic magma is a type of the vertically zoned magma chamber; in other words, the top of the magma is more felsic and the bottom of the magma is slightly intermediate.

はじめに

## 1. 研究史

六甲山地の地質についての研究は上治（1937）によりその概要が報告され、その後、その大半を構成する花崗岩類についての地質学的な研究が行われた。藤田ほか（1959）は、それらを六甲花崗岩と布引花崗閃綠岩の新旧 2 時期の岩体に区分し、ついで笠間（1968）は、この地域の花崗岩類を布引花崗閃綠岩、土橋石英閃綠岩、六甲花崗岩に 3 区分し、布引花崗閃綠岩を領家花崗岩類の一員とし、六甲花崗岩を山陽帯の広島花崗岩に対比させた。また土橋石英閃綠岩を六甲花崗岩中の捕獲岩体とした。さらに、中家・中島（1989）は、六甲山地東南部に分布する花崗岩を布引花崗閃綠岩から区別して八幡谷花崗岩と命名した。しかしながら、六甲山地に分布する主要な六甲花崗岩については、これまで均質な 1 岩相とされ、詳細な岩相区分や、それらの相互関係および成因などについての研究はなされていない。このように、六甲花崗岩は長く研究されてきたにもかかわらず、全域を通しての詳細な地質図、全岩および鉱物化学組成、さらにその成因などはほとんど研究されてこなかった。

## 2. 研究目的

本研究では、詳細な野外調査から六甲山地に分布する花崗岩類の岩体、岩相区分を行い、その分布を詳しく調査することにより、岩相相互の関係を明らかにし、全岩および鉱物化学組成と考え合わせ

ることにより、六甲山地の火成活動史を明らかにすることを目的とした。その結果、六甲花崗岩は中～粗粒相、細粒相、微文象相の3岩相に、布引花崗閃綠岩は斑状相と等粒状相の2岩相に区分されることが明らかになった（新井・田結庄，2004）。また、六甲花崗岩は、細粒相が地形的上位に、中粒相は地形的中位に、粗粒相は地形的下位に分布するといった、垂直的な岩相変化をなす累帯深成岩体であることが初めてわかった。さらに、全岩化学組成や鉱物化学組成から、細粒相や微文象相は、中～粗粒相に比べて、より結晶分化作用が進んだ形成物であるということも、明らかになった。そこで、この六甲花崗岩の垂直岩相変化の形成過程について *zoned magma chamber* の視点から検討し、さらに他の山陽帶花崗岩との比較を試みた。また、六甲花崗岩の形成過程をふまえた上で、他の花崗岩類との関係を考慮し、六甲山地の火成活動史を検討した。

## 第1章 地質概説

調査地域は六甲山地の東部から中央部に当たり、東西 20km，南北 7km の範囲である。この地域はジュラ紀付加体の丹波層群，中生代白亜紀後期の領家帶花崗岩に属する布引花崗閃綠岩と八幡谷花崗岩，有馬層群，山陽帶花崗岩に属する六甲花崗岩，土橋石英閃綠岩および岩脈からなる（図 1-1，付図 1）。調査地の北縁は六甲断層により切られ、六甲山地以北に分布する有馬層群と接している。一方、南縁は諏訪山断層、芦屋断層によって切られ、段丘層や大阪層群と接している。

丹波層群は六甲山地東南部に六甲花崗岩のルーフペンダントとして  $3\text{ km}^2$  程度の小規模な分布を示す（図 1-1，付図 1）。大部分が砂岩、泥岩からなるが、チャートも見られる。多くは泥岩である（図 1-3）。その走向は北東-南西で北西方向に急傾斜している（中家・中島，1989）。これらは、花崗岩によって熱変成作用を受け、ホルンフェルス化している（図 1-4）。

布引花崗閃綠岩は新期領家花崗岩に属し、六甲山地西南部に分布しており、斜長石斑晶が目立つ斑状相と、自形ホルンブレンドが特徴的な等粒状相の 2 つの岩相に区分できる。斑状相は岩体北部に、等粒状相は岩体南部に分布する。これら 2 岩相は互いに漸移関係にある。

八幡谷花崗岩は新期領家花崗岩に属し、従来は布引花崗閃綠岩とされてきた（笠間，1968）が、岩相が異なることから、中家・中嶋（1989）は別の岩体として区別した。この岩石は、中粒～細粒

で、一部斑状を示し、六甲山地東南部に小規模に分布する。

有馬層群は調査地域北部に分布するほか中央部にも少量分布する。いずれも流紋岩質凝灰岩であるが、北部と中央部で岩相が異なる。北部のものは、結晶や岩片を多く含む流紋岩凝灰岩である（図 1-5a, 図 1-6a, 図 1-7a）。これに対して、中央部のものは幅約 0.5km, 長さ 2km 程度の岩脈として産し、結晶をあまり含まない流紋岩凝灰岩である（図 1-5b, 図 1-6b, 図 1-7b）。中央部のものは岩相やその分布から火道角礫岩とされている（元木, 1979）。

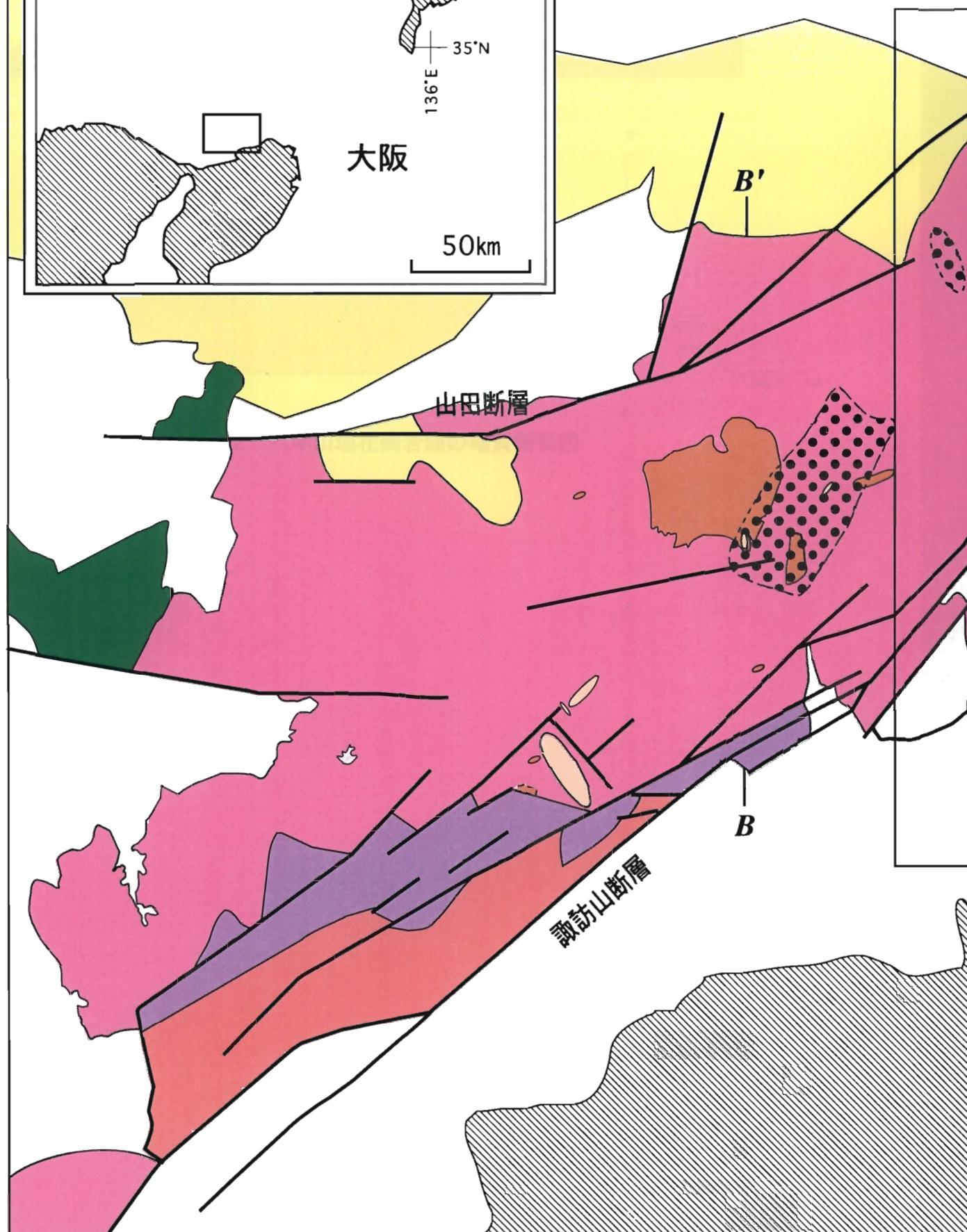
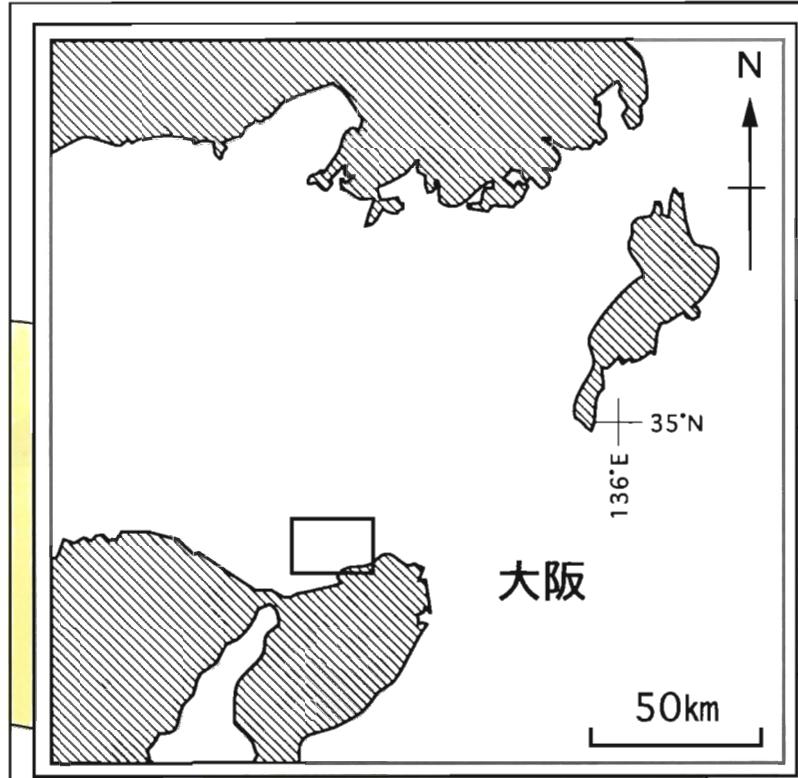
土橋石英閃綠岩は主に六甲山地中央部に六甲花崗岩類中に捕獲岩体として産する。その分布は、分布域中央部では径 1m 程度の比較的大きな捕獲岩として密集して分布するが、周縁部では小型捕獲岩として散点的に分布する。

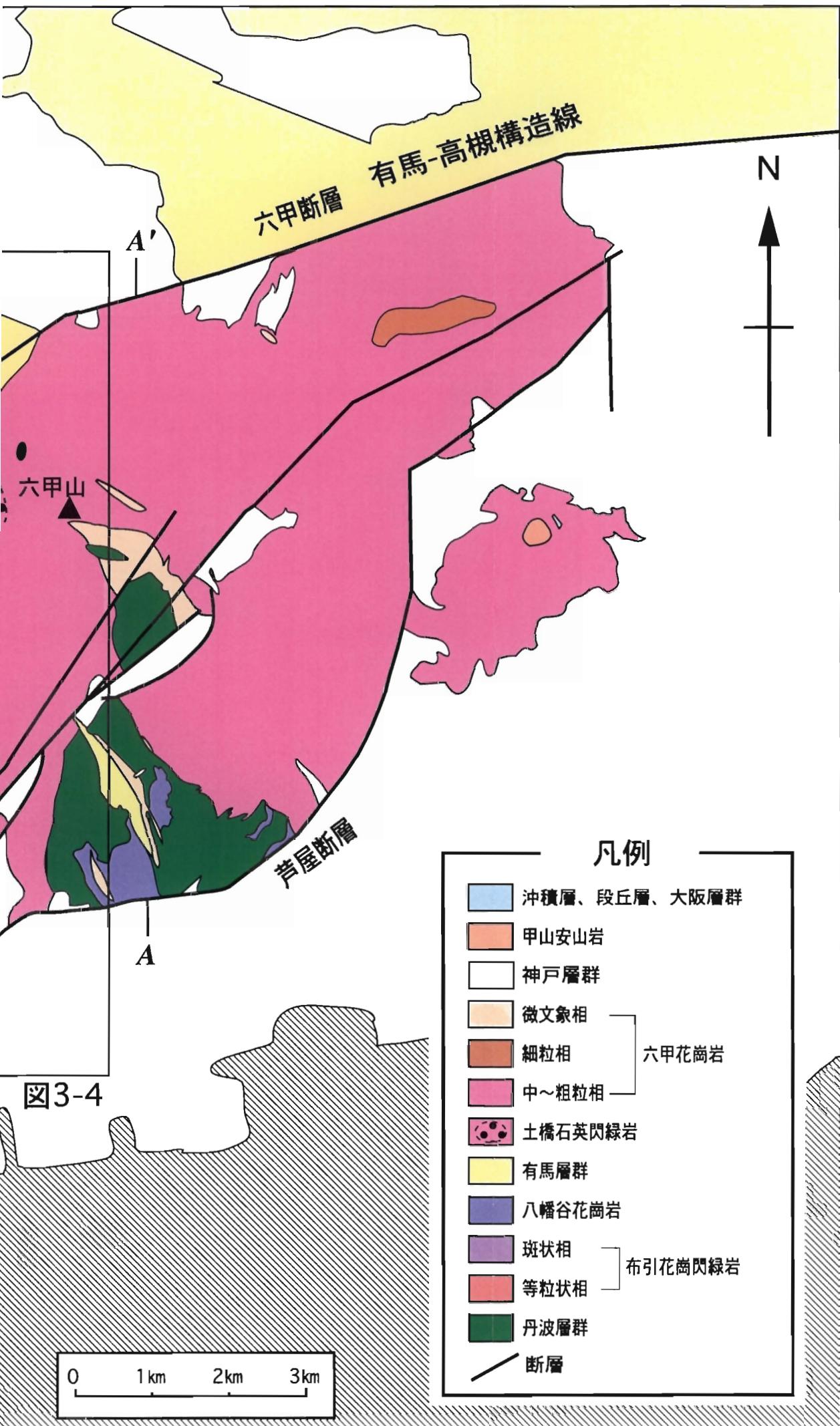
六甲花崗岩は山陽帯に属し、六甲山地の大部分を占めている。この六甲花崗岩は粒度や組織の違いから 3 つの岩相、すなわち石英の平均粒径が 1mm 以上の中～粗粒相、1mm 以下の細粒相、微文象構造の発達した微文象相に区分できる。中～粗粒相は六甲花崗岩の主岩相で、調査地域内に広く分布する。また、六甲花崗岩は垂直的に岩相変化をしており、地形的下位に粗粒相が、地形的中位に中粒相が分布しており、細粒相は地形的高位の山頂付近に多く分布する（図 1-2）。微文象相は岩株状ないし岩脈状に産し、上記 2 岩相を貫いている。

岩脈は石英斑岩と閃綠斑岩で、六甲花崗岩を貫く。主な分布は六甲山地北西部と中央部であるが、いずれも幅 1m 未満のものが多

く，地質図上で書き込めないため，地質図では省略した．貫入方向は大部分東西で，傾斜はほぼ垂直である．

本地域の断層は諏訪山断層や有馬-高槻構造線などの活断層で，北東-南西の方向である．また，六甲山地にはこれら断層の他に南北方向の小断層も見られる．





六甲花崗岩周辺の神戸層群、有馬層群、沖積層、段丘層、大阪層群の分布は  
藤田・笠間（1982）および藤田・笠間（1983）による

図1-1 六甲山地花崗岩類の地質図

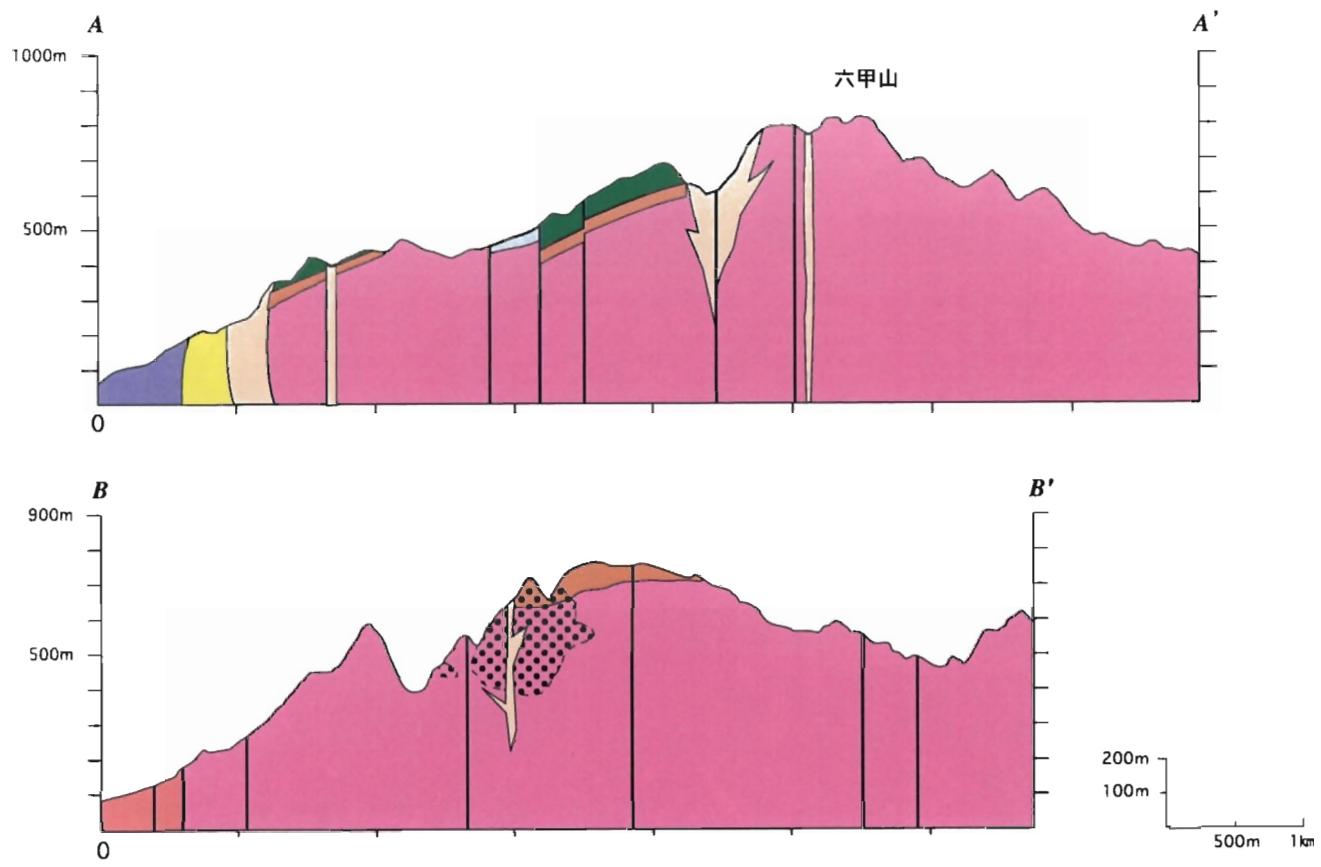


図1-2 六甲山地花崗岩類の地質断面図



図1-3 丹波層群の露頭写真

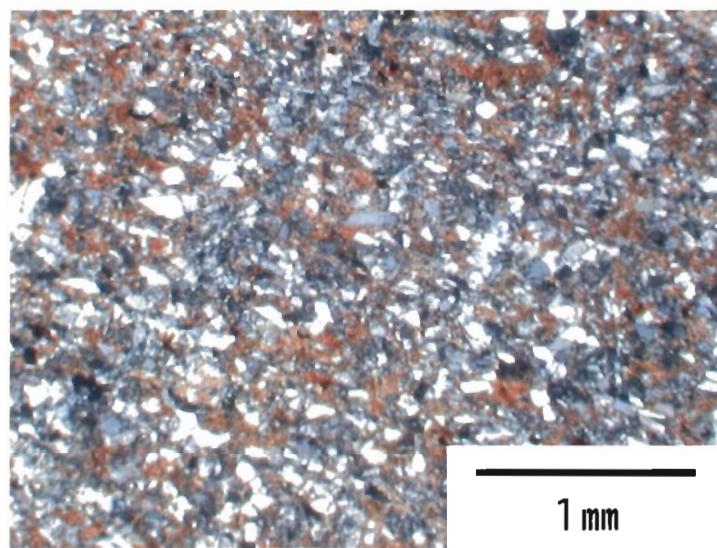


図1-4 丹波層群の顕微鏡写真



図1-5 有馬層群の露頭写真 (a : 北部, b : 中央部)

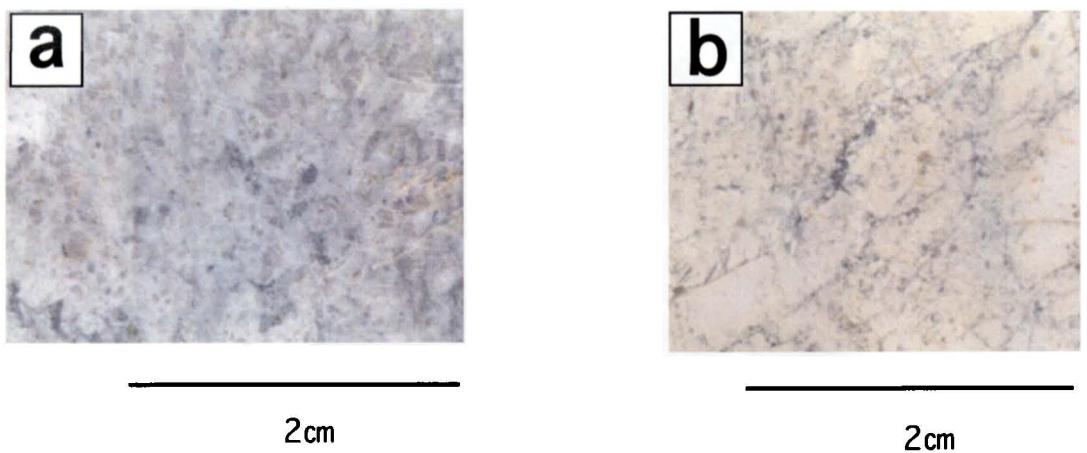


図1-6 有馬層群のスラブ写真 (a : 北部 b中央部)

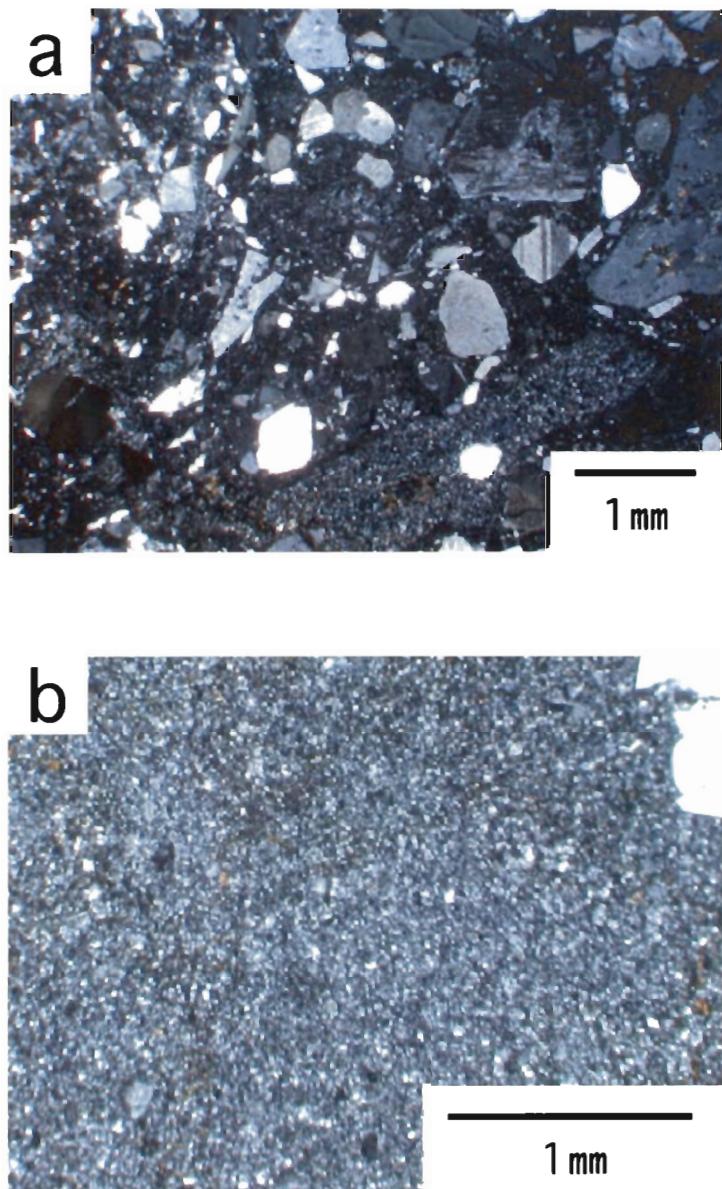


図1-7 有馬層群の顕微鏡写真 (a : 北部 b : 中央部)

## 第2章 六甲山地の火成岩類の相互関係

六甲山地に分布する丹波層群，有馬層群，花崗岩類は，野外での産状や貫入関係から，以下に述べるような相互関係が認められる(図2-1)。

丹波層群と花崗岩との関係は，丹波層群が六甲花崗岩類，八幡谷花崗岩によって熱変成を受け，ホルンフェルスとなっているほか，花崗岩中に一部捕獲されており，この地域で最も古期のものである。また，有馬層群の流紋岩は異質岩片として丹波層群の堆積岩類を捕獲している。

有馬層群と六甲花崗岩との関係は，有馬層群の流紋岩が六甲花崗岩により熱変成を受け，ホルンフェルス化して基質部がやや粗くなっていることから(図2-2，図1-7b)，六甲花崗岩が有馬層群に貫入していると考えられる。一方，有馬層群と八幡谷花崗岩の関係は，八幡谷花崗岩が有馬層群の流紋岩中に岩片として包有されているので，八幡谷花崗岩の貫入固結の後に有馬層群が形成されたと考えられる。

花崗岩類相互の関係では，六甲花崗岩と布引花崗閃緑岩との境界部では明瞭な貫入関係が見られる。露頭位置は付図1の011109-1付近である。そこでは，接触部付近で六甲花崗岩が細粒，一部はアプライト質となっており，六甲花崗岩が布引花崗閃緑岩に貫入したことを見ている(図2-3)。なお，中～粗粒相と細粒相とは漸移しており，布引花崗閃緑岩に近づくにつれて粒度が細かくなる。

六甲花崗岩の岩相相互の関係についてみると，中～粗粒相と細粒

相の間には明瞭な貫入関係はなく、両者の境界部はしだいに粒度が中粒から細粒へと変化する漸移関係にある。いっぽう、微文象相は中～粗粒六甲花崗岩と細粒相の2岩相を岩脈状に貫く（図1-2）。

布引花崗閃緑岩の斑状相と等粒状相は、野外で貫入関係はなく、漸移関係にある。

布引花崗閃緑岩と八幡谷花崗岩の関係は、分布域が離れており、不明であるが、後述するように、両者とも弱い面構造を有し、暗色包有岩を含むなど、新期領家花崗岩の特徴を持ち、ほぼ同時期のものと考えられる。

土橋石英閃緑岩と六甲花崗岩類の関係は捕獲関係にある。接触部での両者の境界は一般に明瞭であるが、一部では、六甲花崗岩が土橋石英閃緑岩中にしみ込み、やや不鮮明となっている（図2-4）。六甲トンネル断面図（笠間他, 1968）では、両者が混じり合い、混成相を作っている（図2-5）。

なお、花崗岩類の地質年代を見ると、布引花崗閃緑岩はK-Ar(Hb)年代で、 $70.8 \pm 4.9$  Ma（松浦他, 1995）に対して、六甲花崗岩はK-Ar(Bt)年代で72 Ma（河野・植田, 1966）、Rb-Sr(BI-WR)年代で $71.2 \pm 1.5$  Ma（Terakado and Nohda, 1993）と、誤差の範囲でほぼ同じ年代を有する。また、有馬層群はFT(re-etch)年代で $66.7 \pm 2.7$  Ma（松浦他 1995）、K-Ar 年代で $72.1 \pm 3.6$  Ma（藤田・笠間, 1983）であるが、FT 年代の閉鎖温度が $300^{\circ}\text{C}$ と低いことを考えれば、やはり花崗岩類とほぼ同じ年代を示す。いずれにしても、六甲花崗岩と有馬層群を比べると年代的にはそれほど差がない。これは、

有馬層群を形成した火成活動が起こった後に、すぐに六甲花崗岩が貫入、固結した *volcano-pluton complex* の可能性がある。あるいは、有馬層群が六甲花崗岩によって熱変成作用を受けたために、年代が若返った可能性もある。

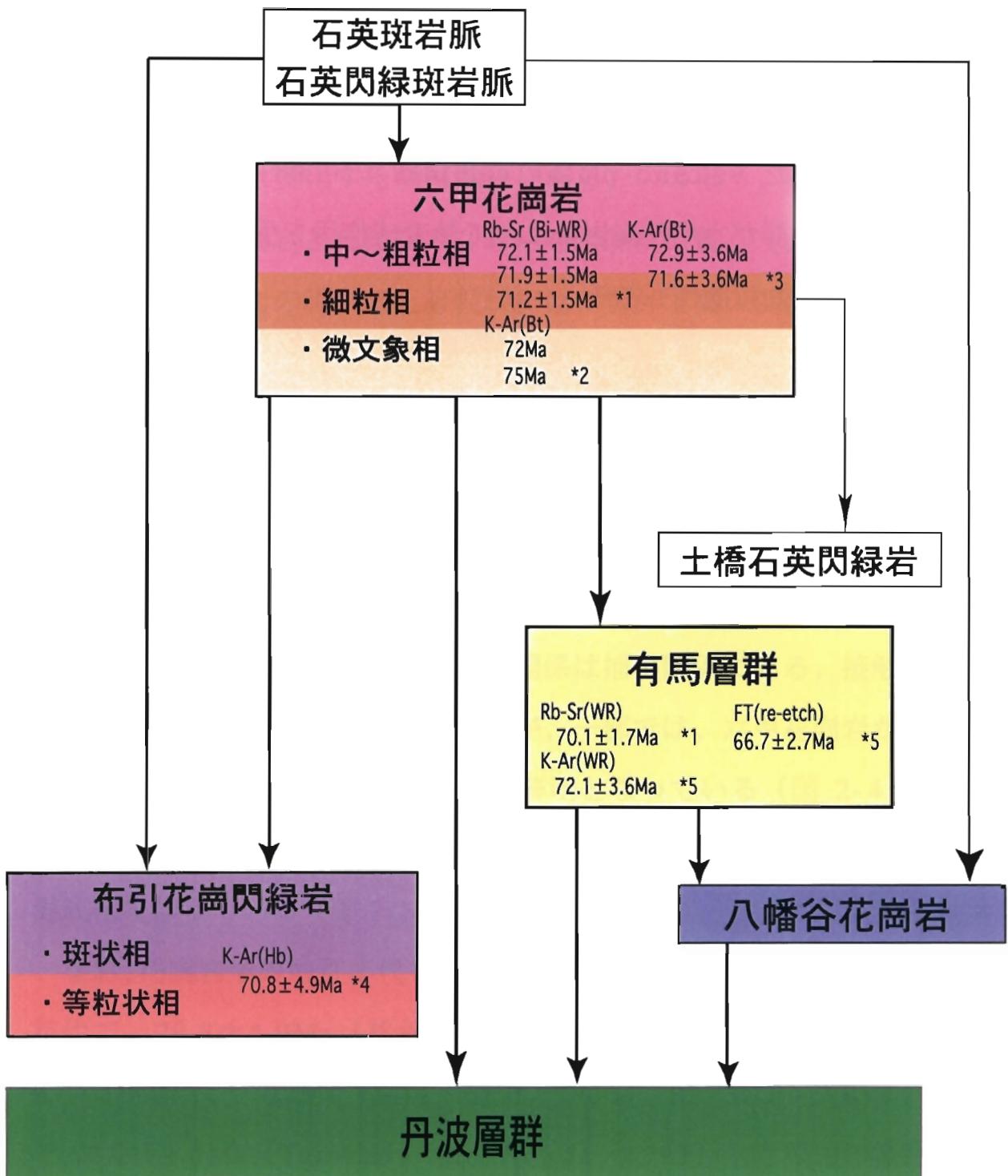


図2-1 岩石の相互関係

図中の年代は\*1 : Terakado and Nohda (1993) \*2 : 河野・植田 (1966)

\*3 : 藤田・前田 (1984) \*4 : 松浦ほか (1995)

\*5 : 藤田・笠間 (1983) による



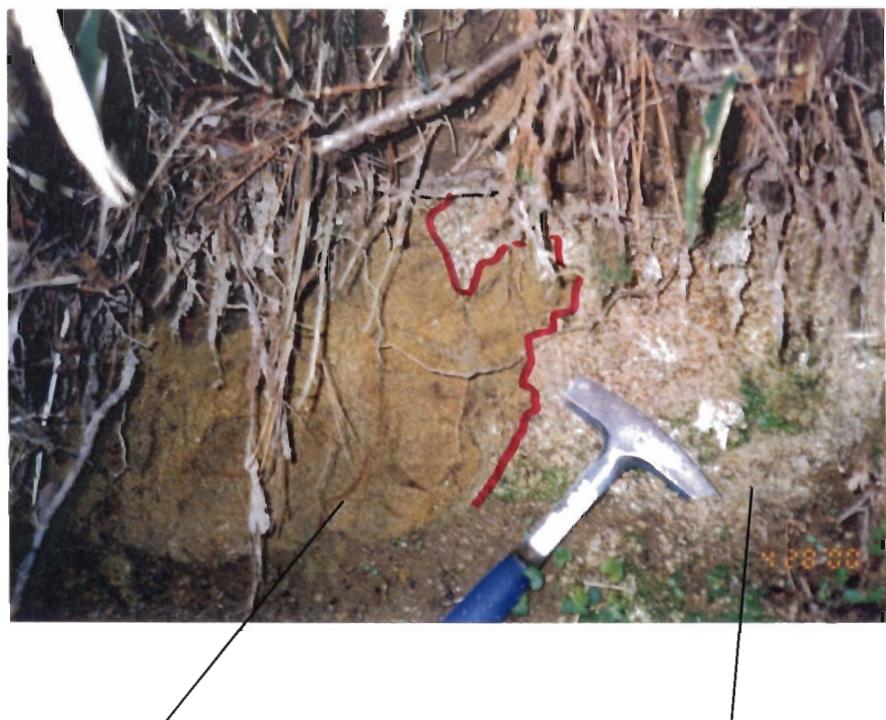
六甲花崗岩

有馬層群

図2-2 六甲花崗岩と有馬層群（北部）との境界部



図2-3 六甲花崗岩と布引花崗閃綠岩の境界部



土橋石英閃綠岩

六甲花崗岩  
中～粗粒相

図2-4 六甲花崗岩と土橋石英閃綠岩の境界部

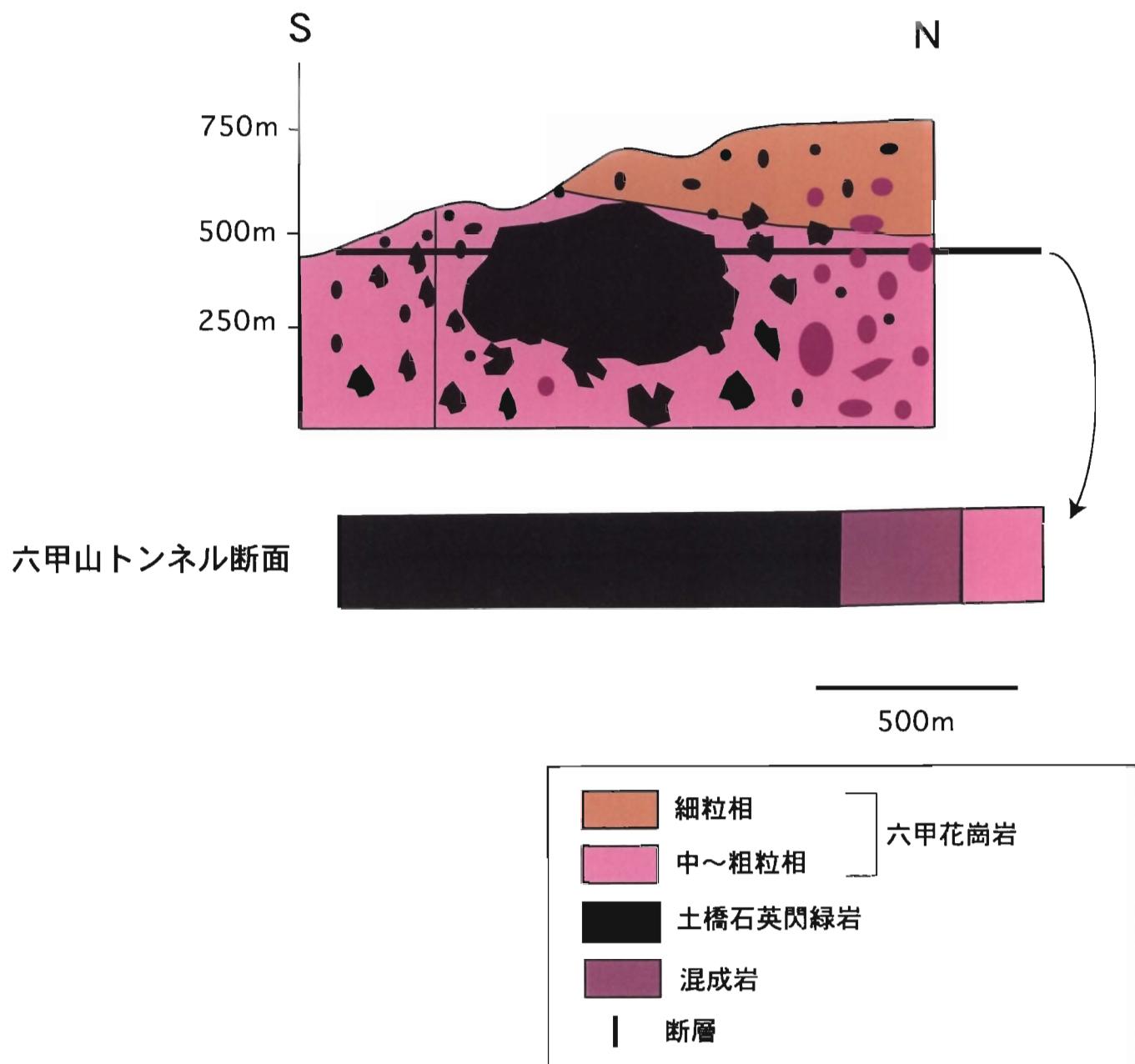


図2-5 土橋石英閃綠岩の地表部とトンネル部の分布と  
それらから考えられるモデル断面図

## 第3章 花崗岩類の分布と産状および構造

### 3-1. 布引花崗閃綠岩

布引花崗閃綠岩は六甲山地南西部に分布し、東西約 12km、南北約 2km の東西にのびた岩体である（図 1-1, 付図 1）。布引花崗閃綠岩はその組織と化学組成から、斑状相と等粒状相の 2 岩相に区分できる。斑状相は暗色包有岩を多数含み（図 3-1c），斜長石の斑晶を持ち、 $\text{SiO}_2$  が 63～68 wt%程度のものである（図 3-1a）。等粒状相は暗色包有岩が比較的少なく、自形のホルンブレンドを含み、 $\text{SiO}_2$  が 67～71 wt%程度と、やや珪長質な岩相である（図 3-1b）。斑状相は岩体北部に分布するが、等粒状相は南部に分布する。両者は先に述べたように、完全に漸移関係にある。布引花崗閃綠岩の岩体内部の構造は、やや扁平化した暗色包有岩の面構造から、ほぼ東西、一部南北の走向で、北から西に  $30^\circ \sim 50^\circ$  傾斜している（図 3-2, 図 3-3）。これは、布引花崗閃綠岩が貫入した後、領家変成作用を受けて岩体が北に傾斜したものと考えられる。暗色包有物が扁平化していることも、このことに起因しているものと考えられる。

a



b



図3-1 花崗岩類の露頭写真 (a : 布引花崗閃緑岩斑状相 b : 布引花崗閃緑岩等粒状相)

C



図3-1 花崗岩類の露頭写真 (c : 布引花崗閃緑岩中の暗色包有物)

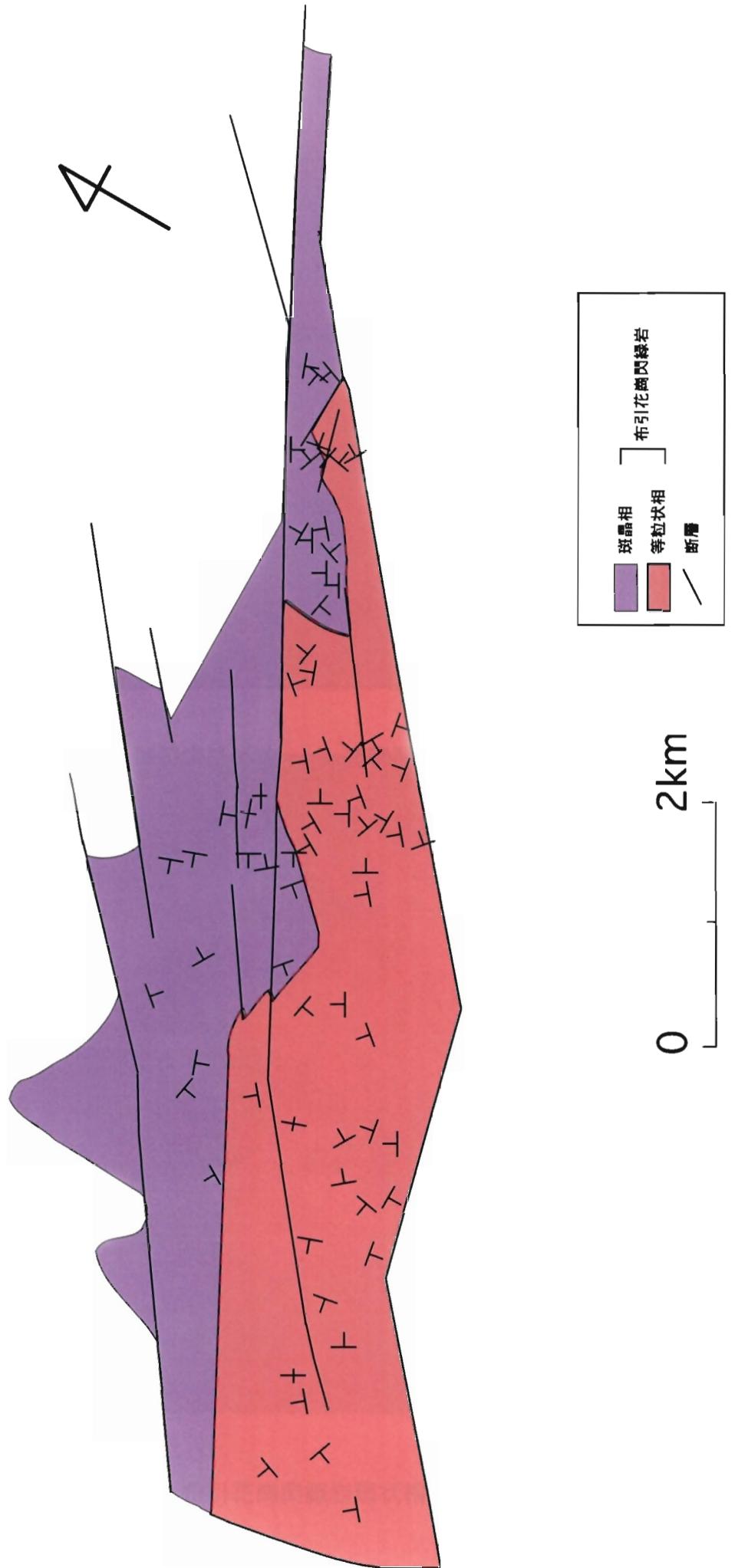


図3-2

布引花崗閃綠岩の構造図  
図中の印は暗色包有物の走向と傾斜を示す

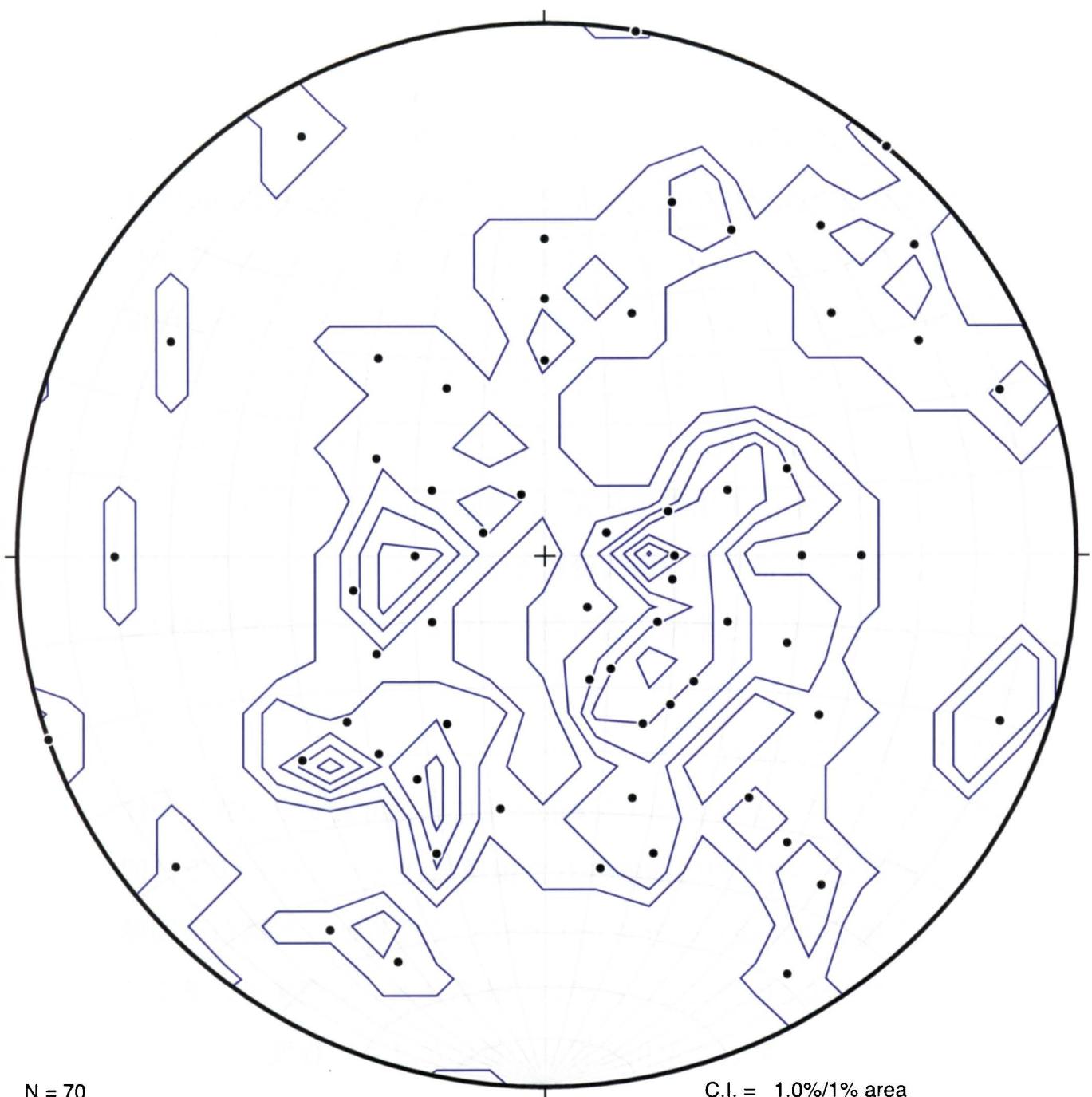


図3-3 布引花崗閃緑岩中の暗色包有物のコンターダイアグラム（1%区域法による）

### 3-2. 八幡谷花崗岩

八幡谷花崗岩は六甲山地東南部に東西 1 km, 南北 0.8 km 程の小規模な岩体である（図 1-1, 付図 1）。全体として有色鉱物含有量の変化が大きく、不均質で、色指数 6 の優白質のものから色指数 15 のやや優黒質の岩相まで変化するが、色指数の変化に一定の傾向は見られない（図 3-1d）。暗色包有岩が少量ある。主岩相である含ホルンブレンド黒雲母花崗岩は優白質で、カリ長石が桃色であって、肉眼的には布引花崗閃綠岩とは異なっている。一方、ホルンブレンドを含むことや暗色包有岩を含むことから、六甲花崗岩とも異なる。

### 3-3. 土橋石英閃綠岩

土橋石英閃綠岩は六甲山地中央部の主に山頂付近から山腹にかけて中～粗粒相と細粒相に捕獲された捕獲岩体として存在する（図 1-2）。土橋石英閃綠岩の分布をより詳しく見ると、土橋石英閃綠岩の岩体中心部では密集した捕獲岩の集合体として産する。そこでは、土橋石英閃綠岩と六甲花崗岩類の量比が 1 : 1 程度で、土橋石英閃綠岩が大型（径 1m 程度）の角張った捕獲岩として分布しており、花崗岩との境界は明瞭である（図 3-1e）。いっぽう、密集部から離れると径 20cm 程度の暗色包有岩様の散在した分布を示す。なお、地質図ではこれら暗色包有岩の見られる領域を土橋石英閃綠岩とした（図 1-1, 付図 1）。六甲山トンネル断面図（標高 500m 付近）を見ると（図 2-5），土橋石英閃綠岩の捕獲岩が多数分布し、一部では六甲花崗岩と混成し、花崗閃綠岩質になっている（笠間ほ

か, 1968). このことから, 土橋石英閃綠岩は地表付近では比較的小規模な捕獲岩として, 地下のより深部では比較的大きな捕獲岩体として産するものと推定される.

d



e



図3-1 花崗岩類の露頭写真 (d : 八幡谷花崗岩 e : 土橋石英閃綠岩)

### 3-4. 六甲花崗岩

中～粗粒相は六甲花崗岩の主岩相で、六甲山地の大部分を構成している（図 1-1, 付図 1, 図 3-1f）。中～粗粒相の中でも石英の平均粒径が 1cm 以上の粗粒相は地形的下位（標高 100m）に分布している。六甲花崗岩の石英の粒度と地形的垂直方向との関係を見るために、露頭での石英の最大粒径を測定し、これをその地点の石英粒径とした。これを見ると、標高 500m の地点では粒径が 7mm～8mm であるのに対し、標高 850m 付近では 2mm と、高度が上がるにつれ石英の粒径は小さくなる傾向を示す（図 3-4）。カリ長石が桃色を呈するのが特徴である。 $\text{SiO}_2$  は 71～79 wt% 程度である。なお、本岩相は一般に、 $0\sim200\times10^{-5}\text{SI}$  と、帶磁率の低いイルメナイト系花崗岩であるが、岩体の中央部である鶴甲周辺や北部の射場山付近では  $400\times10^{-5}\text{SI}$  と、帶磁率が高く、磁鉄鉱を含むことがある（図 3-5）。図 3-6 に六甲花崗岩中の黒雲母に含まれる磁鉄鉱の電子顕微鏡写真（COMPO 像）を示す。ここでは、磁鉄鉱は黒雲母のへき開に沿って産するのではなく、ほぼ自形で産している。なお、磁鉄鉱を含む岩石と含まない岩石は岩相が酷似しており、肉眼的には判別することは不可能である。おそらく、局所的に固結時に異なった酸化条件におかれたのであろう。細粒相は六甲山地の山頂付近に主に分布する（図 1-1, 付図 1, 図 3-1g）。カリ長石が桃色を呈し、色指数 2～4 と有色鉱物が少ないので特徴である。 $\text{SiO}_2$  は 76～78 wt% 程度で、主岩相に比べ、やや珪長質である。一部に小さな晶洞をもつことがある。微文象相は岩株状ないし岩脈とし

て産し, しばしば小さな晶洞を持つのを特徴とする(図 3-1h).  $\text{SiO}_2$  は 74~78 wt% 程度と比較的珪長質である. 六甲花崗岩は, 岩相の分布や岩相内での石英の粒径の変化から, 地形的高所に細粒相が, 中間に中粒相が, 低所に粗粒相が分布しており, 垂直方向の岩相変化を有する. この形成機構として, 六甲花崗岩はマグマが浅所に貫入し, マグマ溜まりの上部に濃集していた揮発性成分が急速に逃げ出した結果, 水蒸気圧が低下して, ソリダスが高温側に移動したため, 急速に固結したものと考えられる. このことは, 細粒相の一部に小さな晶洞を持つことや, 後述するように時に部分的に微文象構造をもつものがあることなどから支持される.

### 3-5. 岩脈類

岩脈として, 石英斑岩と閃綠斑岩がみられ, 閃綠斑岩は六甲山地中央部に多く分布する. これら岩脈はほぼ東西の方向で, 傾斜は垂直に近い. なお, 両岩脈の相互関係は直接する露頭がなく不明である.

f



g



図3-1 花崗岩類の露頭写真 (f : 六甲花崗岩中～粗粒相 g : 六甲花崗岩細粒相)



図3-1 花崗岩類の露頭写真 (h : 六甲花崗岩微文象相)

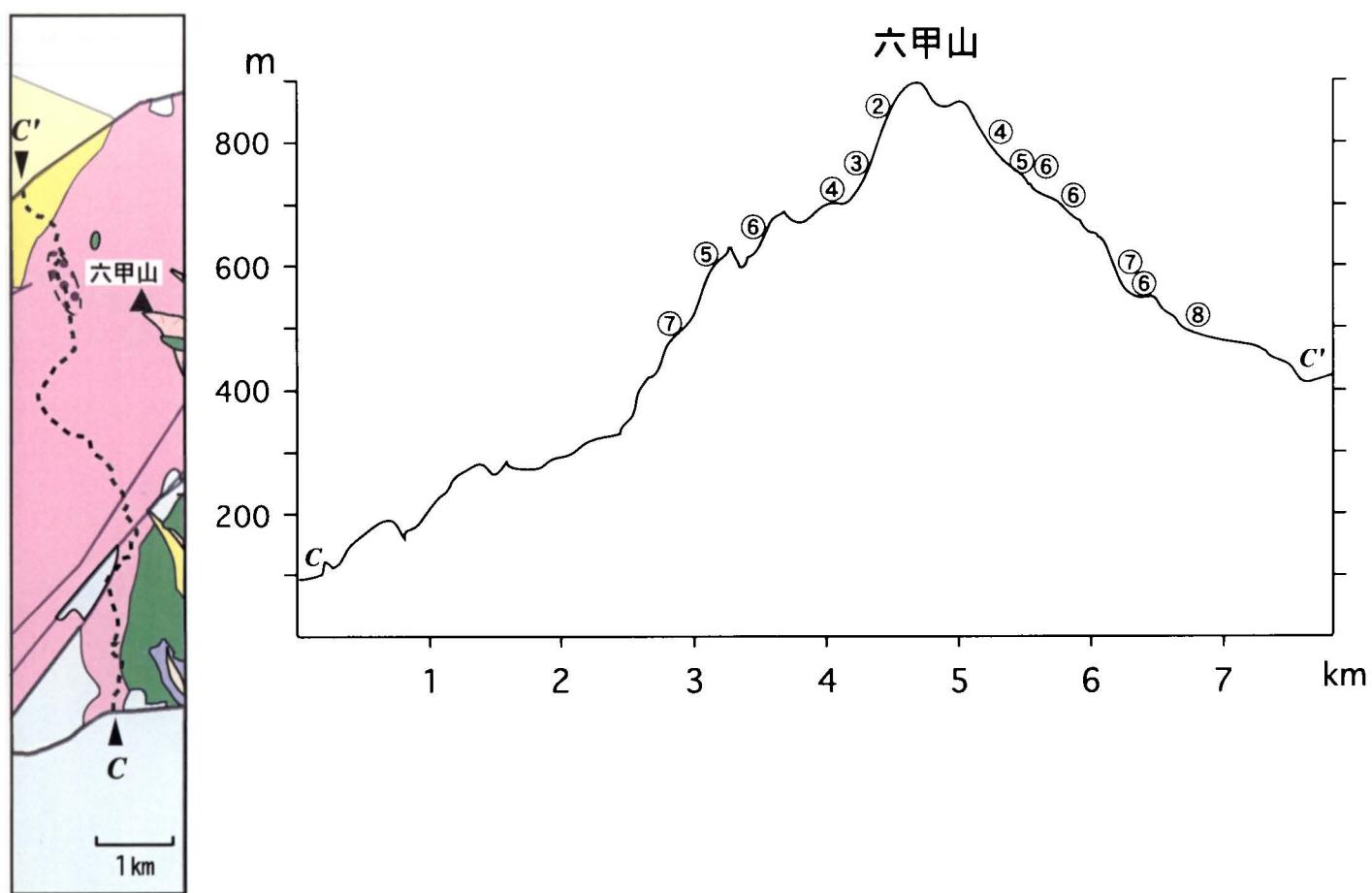
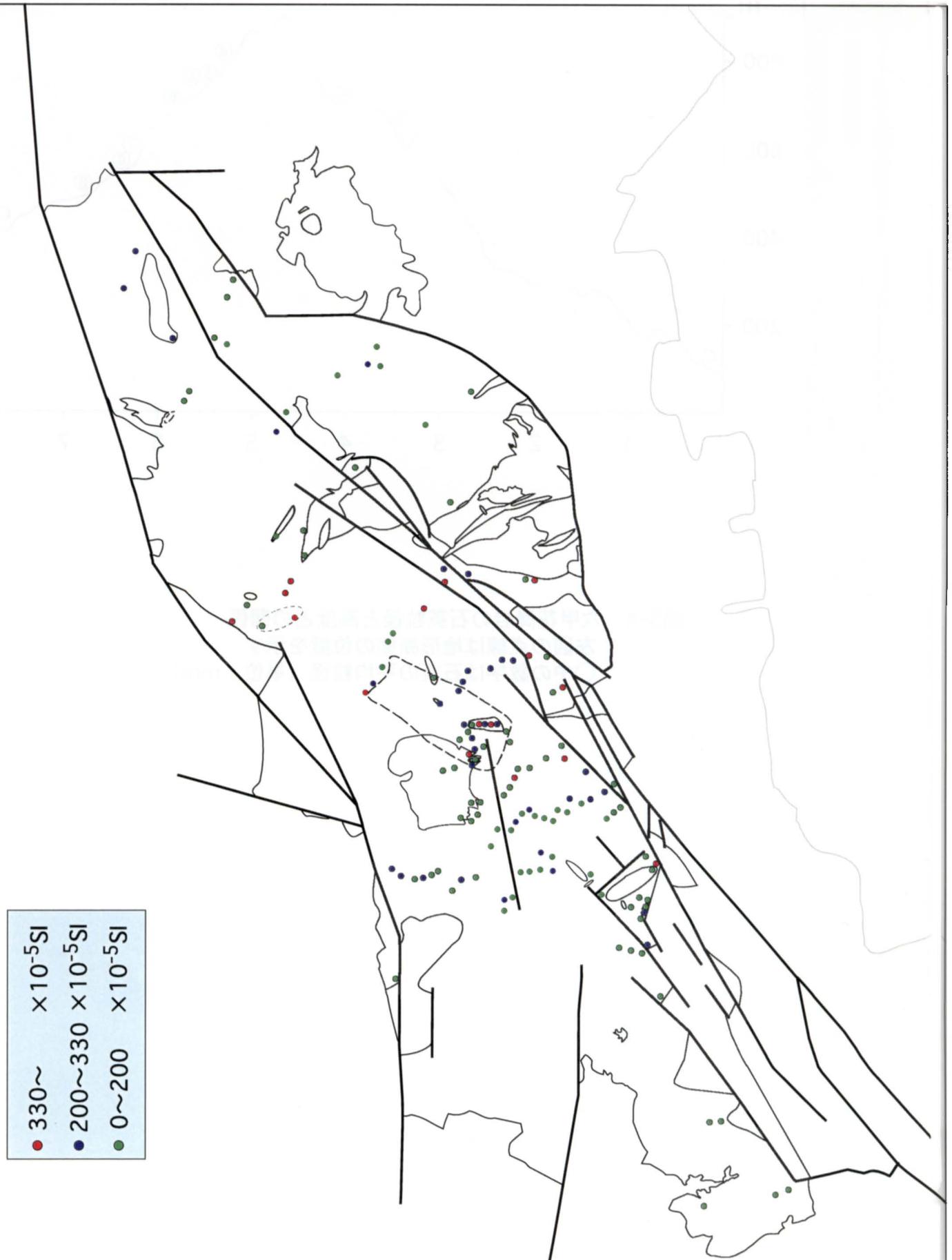


図3-4 六甲花崗岩の石英粒径と高度との関係  
左図の点線は地形断面の位置を示す  
○中の数字は石英の平均粒径（単位：mm）

図3-5  
六甲花崗岩の  
帯磁率分布図



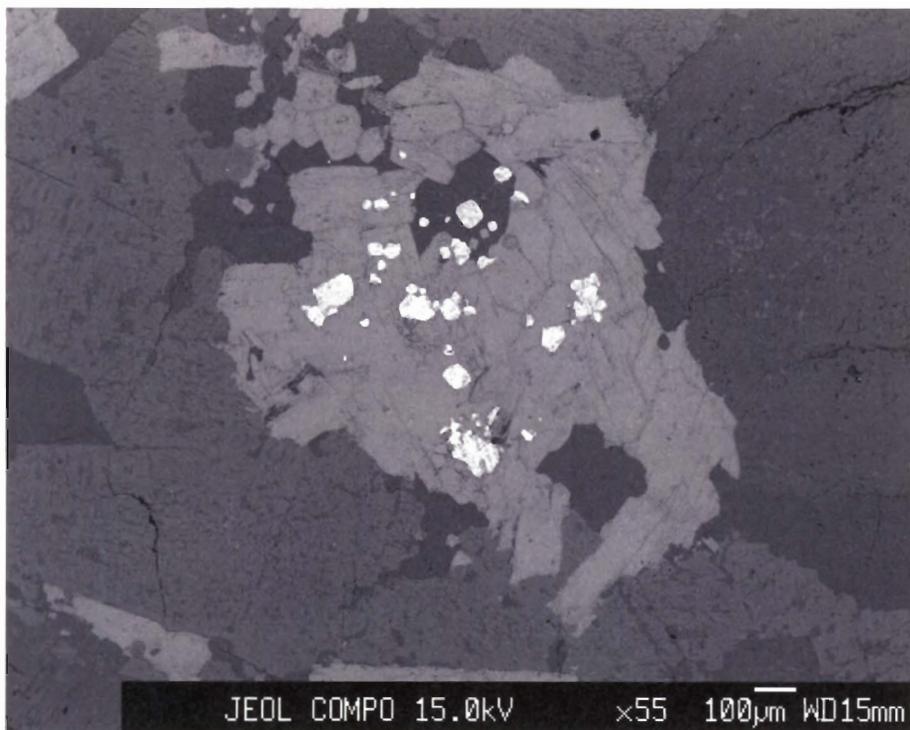


図3-6 六甲花崗岩の黒雲母中の磁鉄鉱の産状

## 第4章 岩石記載と鉱物容量比

### 4-1. 布引花崗閃綠岩

#### 4-1-1 斑状相

中粒（粒径 3~5mm）で、斜長石のやや大型斑晶を含むことを特徴とする（図 4-1a）。ホルンブレンドなどの有色鉱物に富み、径数 cm～数 10cm のやや扁平化した閃綠岩質の暗色包有岩を多数含む。ホルンブレンドが定向配列し、弱い面構造が認められることがある。鏡下では、半自形斑状である（図 4-2a）。主成分鉱物は斜長石、カリ長石、石英、黒雲母、ホルンブレンド。副成分鉱物はジルコン、モナズ石、褐れん石、燐灰石、チタン石、チタン鉄鉱である。斜長石は大型の自形～半自形結晶と、やや細粒のものからなる。いずれも、アルバイト-カールスバッド双晶が主に見られ、顕著な累帯構造を示す。カリ長石は、他形で間隙充填状に産し、パーサイト構造を示す。パーサイトラメラの幅は狭い。石英は間隙充填状の他形で、斜長石をポイキリチックに包有することがあり、弱い波動消光を示す。多結晶化はみられない。黒雲母は半自形で、時にへき開に沿って緑泥石化していることがある。褐色～濃茶褐色（Y～Z軸色、以下同様）を示す。ホルンブレンドは、暗緑色または緑褐色（Z軸色、以下同様）、長柱状で、自形または半自形を呈し、しばしば黒雲母とクロットをなす。斑状相のモード組成を測定した。モード測定の方法として染色スラブ法を用いた。ポイント数は 800~1500 である。これら染色スラブを 2mm 間隔の方眼でポイントカウンターで測定した。他の岩石についても同様の方法で測定を行った。測

定結果を石英-カリ長石-斜長石図および有色鉱物-石英+カリ長石-斜長石図にプロットした(図4-3a, b)。代表的な測定値を表4-1に示す。斑状相を見ると、そのほとんどが花崗岩の領域にプロットされる。また有色鉱物量では、等粒状に比べてやや多い傾向を示す。

#### 4-1-2 等粒状相

粒径3~5mmの中粒で、自形のホルンブレンドが特徴であり、弱い面構造を示すことがある(図4-1b)。径数cmで、やや扁平化した橢円形の暗色包有岩を含む。鏡下では、等粒状の組織を示す(図4-2b)。主成分鉱物は斜長石、カリ長石、石英、黒雲母、ホルンブレンド、副成分鉱物は褐れん石、燐灰石、チタン石、モナズ石、チタン鉄鉱、ジルコンである。斜長石は、中粒の自形~半自形結晶で、カールスバッド双晶が主に見られる。顯著な累帯構造を持ち、コアは絹雲母に変質していることがある。カリ長石は他形で間隙充填状に産し、パーサイト構造を示し、斜長石をポイキリチックに包有することがある。石英は間隙充填状の他形で、斜長石や黒雲母を包有し、弱い波動消光を示す。黒雲母は、暗褐色を呈し、一部緑泥石に変質しているものもある。ホルンブレンドは柱状自形で、淡緑色または濃緑色を呈し、黒雲母としばしばクロットをなす。モード組成は、花崗岩から花崗閃綠岩であるが、斑状相との重複が認められ、大きな岩相差はない(図4-3a)。

#### 4-1-3 暗色包有物

粒径 0.5mm 以下の微細粒完晶質で、布引花崗閃綠岩中に包有されて産する。径は数 cm～数 10cm の楕円状である。布引花崗閃綠岩とはほとんど反応していない微細粒のものから、反応し、粒度がやや粗くなるものまで組織が変化する。鏡下では、半自形で、時に斜長石の斑晶を有する（図 4-2c）。主成分鉱物は斜長石、角閃石、黒雲母、石英、カリ長石からなる。副成分鉱物はジルコン、チタン鉄鉱などである。斜長石は自形～半自形の短冊状の結晶である。累帯構造が一般に明瞭で、コアとリムが明瞭に区分される。コア部の絹雲母化が顕著である。ホルンブレンドは長柱状の自形結晶で、褐色～暗緑色の多色性を示す。しばしば黒雲母とクロットをなす。黒雲母は褐色～暗褐色の多色性を示し、へき開に沿って緑泥石に変質していることが多い。石英は他形で、間隙充填状をなし、弱い波動消光を示す。カリ長石は、花崗岩の影響を受けて形成されたもので、他形で間隙充填状にごく少量産し、粘土化による汚濁化が進んでいる。

#### 4-2. 八幡谷花崗岩

中粒（粒径 2～4mm）で、一部細粒相もみられる。斜長石がやや斑状のこともある（図 4-1c）。カリ長石が桃色を呈することがある。径数 cm の、やや扁平化した暗色包有岩を含むが、量はそれほど多くない。鏡下では、半自形非等粒状の組織を持ち、一部にカリ長石と石英による微文象構造が見られる（図 4-2d）。主成分鉱物

は、石英，カリ長石，斜長石，黒雲母，ホルンブレンドである。副成分鉱物は褐れん石，燐灰石，チタン石，ジルコン，不透明鉱物である。石英は他形で間隙充填状に産し，弱い波動消光を示す。カリ長石は間隙充填状の他形で，パーサイト構造を示す。パーサイトラメラの幅は狭い。変質して粘土化しているものがある。斜長石は中粒の自形～半自形結晶で，顕著な累帯構造を示す。アルバイト-カールスバッド双晶が主に見られる。コアは絹雲母に変質していることがある。黒雲母は自形～半自形で，濃褐色を呈する。キンクバンドをもつものも見られる。ホルンブレンドなどとクロットをなすことがある，へき開に沿って一部緑泥石化していることがある。ホルンブレンドは褐緑色～暗緑色の自形で，不透明鉱物を含む。鉱物容量比をみると，やや石英量が少なく，花崗岩～石英モンゾニ岩の領域にプロットされる(図4-3a)。この花崗岩は，肉眼での岩相の差異を反映して，モードでもカリ長石量が30～60%と大きく変化し，一部は六甲花崗岩に岩相が似る。

#### 4-3. 土橋石英閃綠岩

細粒(粒径0.5mm以下)で暗緑色の岩石である。長柱状のホルンブレンドを有することを特徴とする(図4-2e)。鏡下では，等粒状の組織で，主成分鉱物は斜長石，石英，黒雲母，カリ長石，ホルンブレンドからなり，副成分鉱物はジルコン，チタン鉄鉱からなる。斜長石は，自形～半自形の短冊状結晶で，コアとリムが明瞭に分かれ，顕著な累帯構造を示す。コアはしばしば絹雲母化している。石

英は他形で、間隙充填状に産し、弱い波動消光を示す。黒雲母は半自形で、褐色～暗褐色を示す。不透明鉱物をポイキリチックに含むことが多い。カリ長石は他形、間隙充填状に少量産する。パーサイト組織の発達は弱い。ホルンブレンドは長さ 1mm 程の長柱状の自形結晶をなし、急冷により結晶したことを示す。褐色～淡緑色を示し、クロットをなさず単独で産する。土橋石英閃綠岩は、野外名は石英閃綠岩であるが、モード組成では大部分が花崗閃綠岩の領域にプロットされる(図 4-3a) が、ここでは、笠間 (1968) の土橋石英閃綠岩という名称をそのまま用いる。

#### 4-4. 六甲花崗岩

##### 4-4-1 中～粗粒相

鉱物粒径は主に 3～10mm である。カリ長石が桃色を呈するのを特徴とする。また、有色鉱物が少なく、石英が集合して集斑晶をなすのを特徴とする(図 4-1d)。鏡下では、半自形で等粒状の組織を示す(図 4-2f)。主成分鉱物は、カリ長石、斜長石、石英、黒雲母。副成分鉱物は褐れん石、燐灰石、チタン石、ジルコンおよびチタン鉄鉱であるが、まれに磁鉄鉱も存在する。カリ長石は他形～半自形で、一部間隙充填状に産し、パーサイト構造を示す。パーサイトラメラの幅は狭い。また、一見新鮮な岩石でも微細な汚濁物質が生じ、粘土化していることが多い。斜長石は半自形で累帯構造が見られ、コアとリムに明瞭に区分される。しばしばコア部では島状にアルバイト質部があり、パッチゾーニングをなす。主にアルバイト

ト双晶が見られ、コアは絹雲母化していることが多い。石英は半自形で、しばしば集斑晶をなす。なお断層付近では石英のサブグレン化が進んでいる。時に褐れん石をポイキリチックに含み、弱い波動消光を示す。黒雲母は自形で、濃茶褐色を示す。一部へき開に沿って緑泥石に変質しているものも見られる。また、黒雲母は集合してクロットをなすことが多い。モード組成をみると、中～粗粒相はその大部分が花崗岩の領域にプロットされるが、カリ長石の量比が33～57%と、大きな変化がある（図4-3a）。有色鉱物量は中～粗粒相が他の2岩相に比べやや多い傾向がある（図4-3b）。

#### 4-4-2 細粒相

細粒で、半自形等粒状の組織を示すが、一部他形粒状のアプライト組織をなす（図4-2g）。カリ長石が桃色を呈するのを特徴とする。有色鉱物はモードで2～4%と少ない（図4-1e）。主成分鉱物はカリ長石、斜長石、石英、黒雲母からなり、副成分鉱物は燐灰石、チタン石、ジルコン、チタン鉄鉱、時に磁鉄鉱を有する。カリ長石は他形～半自形で、一部間隙充填状に産し、パーサイト構造を示す。パーサイトラメラの幅はやや広い。一部粘土化して汚濁している。斜長石は自形～半自形で累帯構造は弱い。主にアルバイト-カールスバッド双晶が見られる。石英は他形～半自形で、弱い波動消光を示す。多くは集合して集斑状をなす。黒雲母は自形～半自形で、濃茶褐色を示す。黒雲母の多くは単独で産し、クロットをなさない。モード組成をみると、細粒相は中～粗粒相と似た領域にプロットさ

れるが、細粒相内でのモード組成の変化はほとんどなく、均質である（図 4-3a）なお、細粒相と微文象相に関しては、粒径が細かいため染色スラブを 1mm 間隔の方眼で実態顕微鏡を用いて測定した。

#### 4-4-3 微文象相

微文象構造により、細粒相から区別できる（図 4-1f）。小さな晶洞を持つことが多く、有色鉱物は極めて少ない。主成分鉱物は、カリ長石、斜長石、石英、黒雲母からなり、副成分鉱物は褐れん石、チタン石、燐灰石、チタン鉄鉱からなる（図 4-2h）。カリ長石は他形～半自形で、弱いパーサイト構造を示す。パーサイトラメラの幅は狭い。斜長石は、自形～半自形拍子木状で、カールスバッド双晶が見られる。累帯構造はあまり見られない。石英は他形～半自形で弱い波動消光を示す。黒雲母は自形で、濃茶褐色を示し、単独で産することが多く、クロットをなさない。鉱物容量比では、微文象相は花崗岩～石英閃長岩の領域にプロットされ、六甲花崗岩の他の 2 岩相に比べてやや石英に乏しい（図 4-3a）。

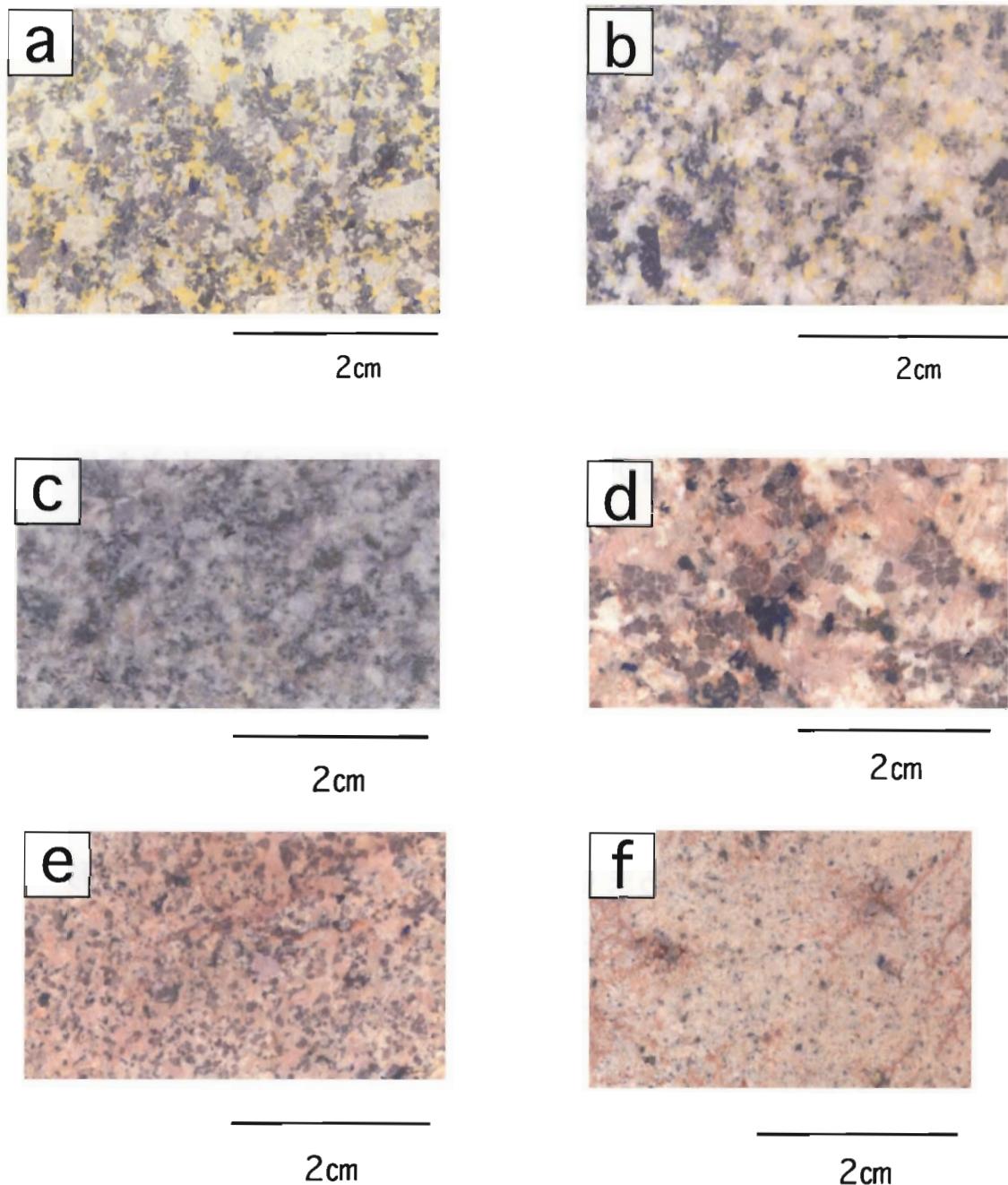


図4-1 花崗岩類のスラブ写真

- a : 布引花崗閃綠岩斑状相
- b : 布引花崗閃綠岩等粒状相
- c : 八幡谷花崗岩
- d : 六甲花崗岩中～粗粒相
- e : 六甲花崗岩細粒相
- f : 六甲花崗岩微文象相

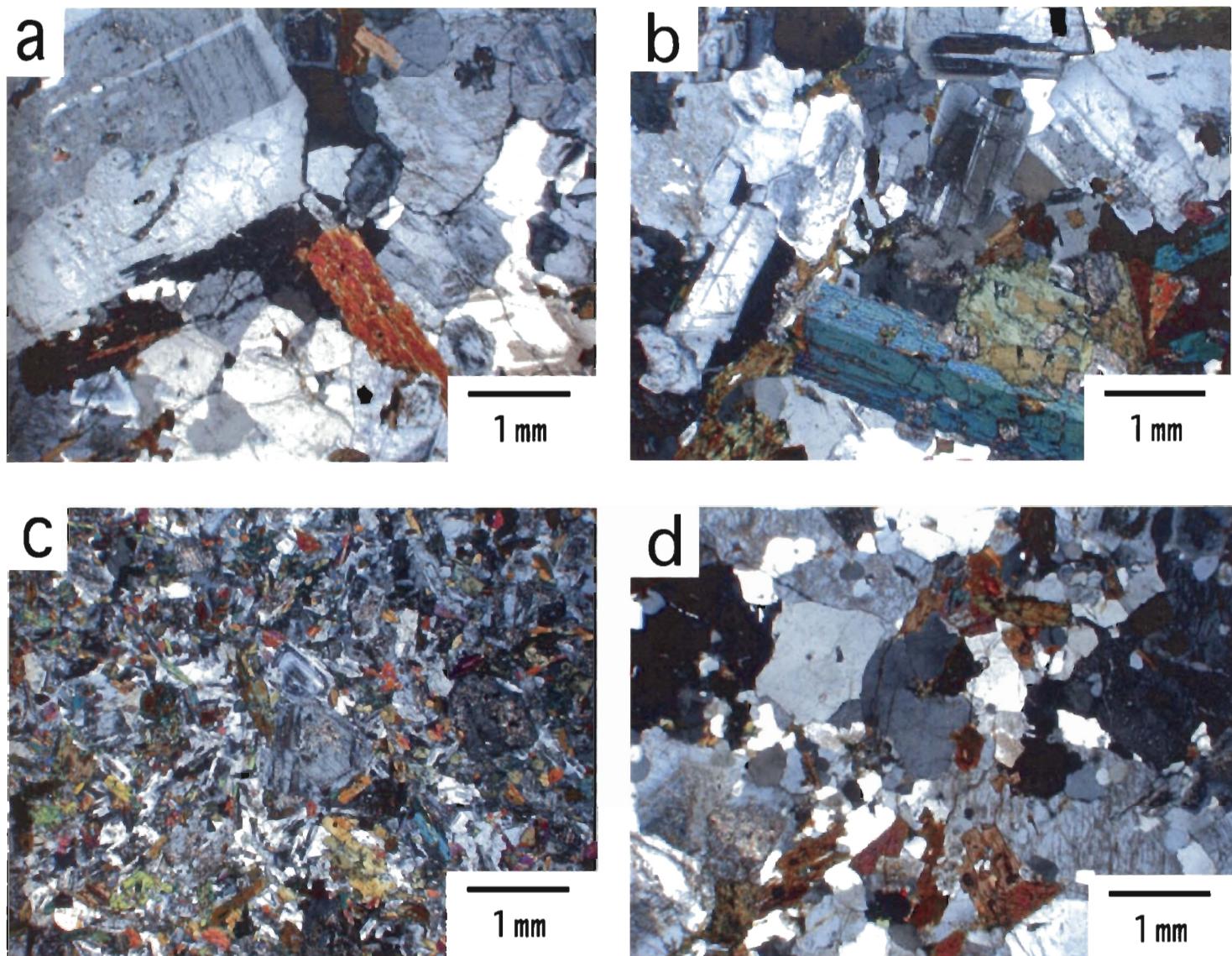


図4-2 花崗岩類の顕微鏡写真

a : 布引花崗閃緑岩斑状相    b : 布引花崗閃緑岩等粒状相  
c : 布引花崗閃緑岩中の暗色包有物    d : 八幡谷花崗岩

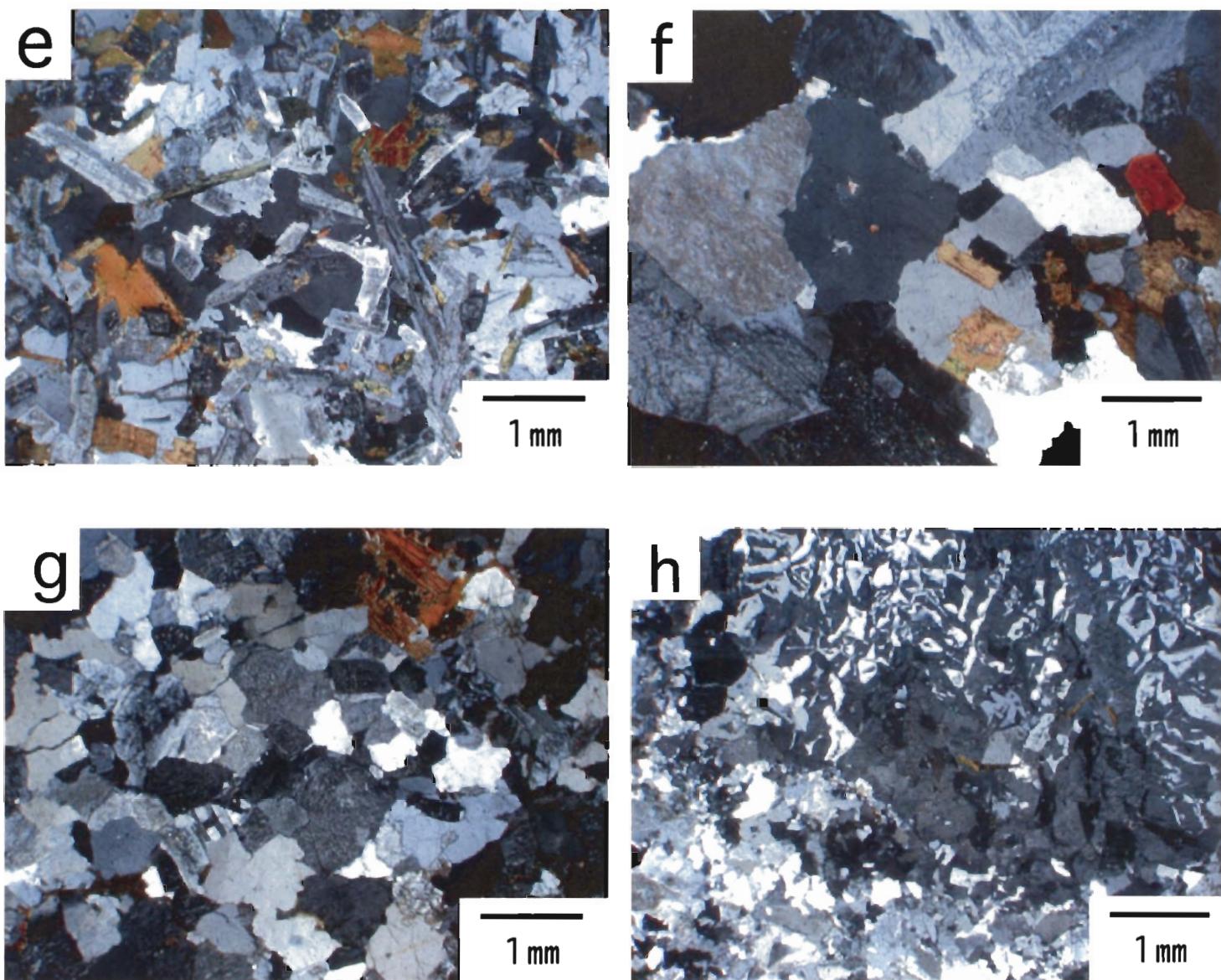


図4-2 花崗岩類の顕微鏡写真

e : 土橋石英閃綠岩 f : 六甲花崗岩中～粗粒相

g : 六甲花崗岩細粒相 h : 六甲花崗岩微文象相

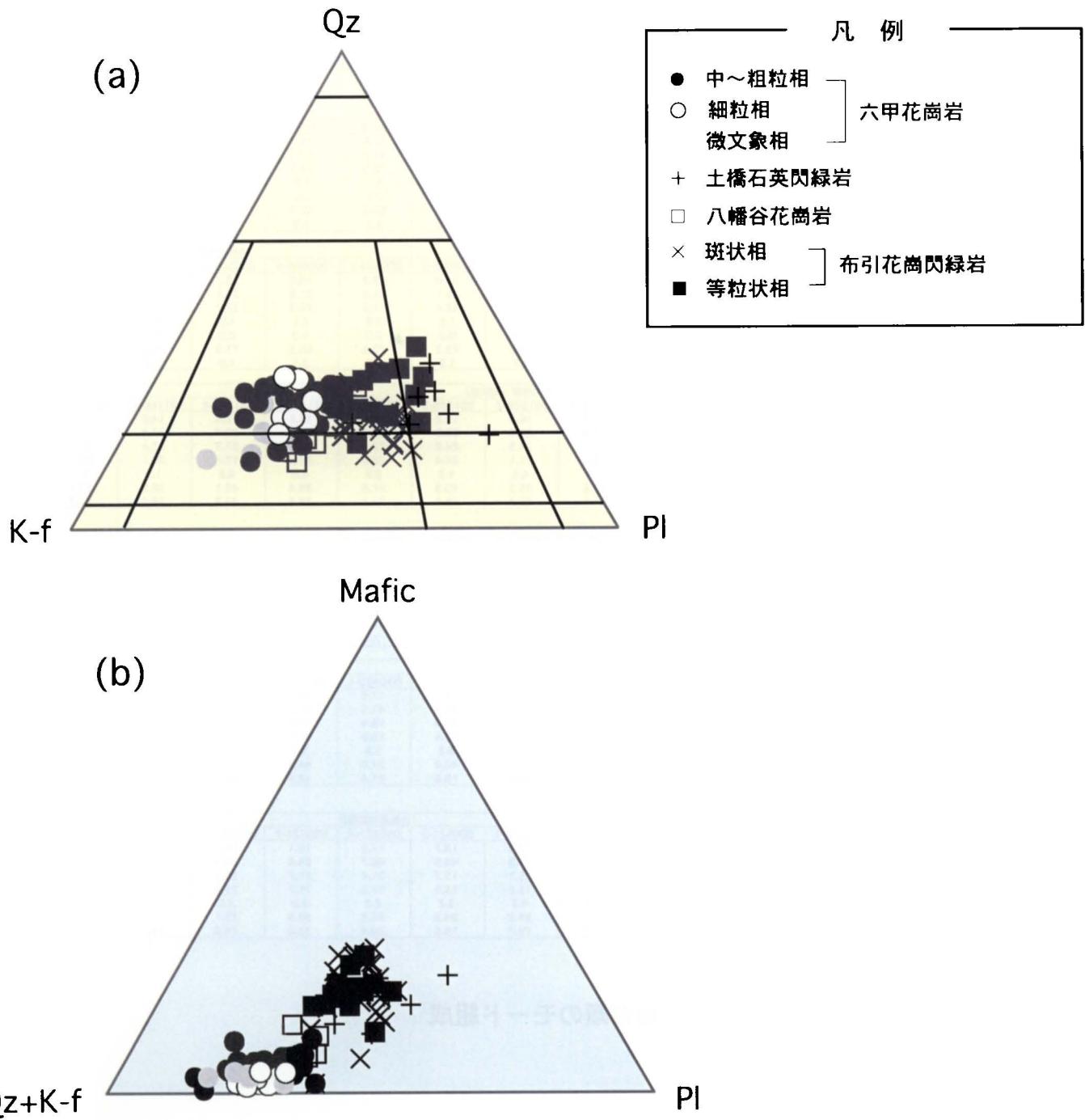


図4-3 花崗岩類の鉱物容量比

(a) 石英 (Qz) 一斜長石 (Pl) 一カリ長石 (Kf) 三角図

分類はIUGS (1973) による

(b) 有色鉱物 (Mafic) 一斜長石 (Pl) 一 (石英 (Qz) +カリ長石 (Kf) ) 三角図

サンプル	六甲花崗岩(中～粗粒相)														
	981105-8	981125-2	990417-10	990425-11	991008-7	991104-8	991104-9	991122-5	991122-6	000503-1	000503-4	000503-5	000503-8	000503-10	000503-15
石英(%)	23.1	24.6	25.7	24.3	28.5	21.7	13.8	31.7	24.8	25.4	24.5	20.6	28.9	16.0	26.1
斜長石(%)	32.0	32.3	24.0	37.3	17.6	27.3	25.0	23.7	14.6	33.2	31.4	30.0	25.5	28.9	28.0
カリ長石(%)	33.3	35.0	43.6	36.3	53.1	48.9	57.6	42.8	57.1	35.8	36.6	45.8	38.6	52.3	42.2
黒雲母(%)	11.6	8.1	6.7	2.1	0.8	2.0	3.6	1.8	3.5	5.6	7.5	3.6	7.0	2.7	3.7
角閃石(%)	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0
Qz+K-feld(%)	56.4	59.6	69.3	60.6	81.6	70.6	71.5	74.5	81.9	61.1	61.1	66.4	67.5	68.3	68.3
Mafic(%)	11.6	8.1	6.7	2.1	0.8	2.0	3.6	1.8	3.5	5.6	7.5	3.6	7.0	2.7	3.7

サンプル	六甲花崗岩(中～粗粒相)														
	000416-1	000416-2	000416-3	000416-4	000416-9	001015-6	001019-1	001022-3	001022-4	010408-1	010408-5	010422-5	010422-6	010422-7	010503-7
石英(%)	24.3	28.6	20.6	22.5	17.0	27.5	22.5	28.2	20.8	27.6	25.2	28.2	25.5	22.0	26.7
斜長石(%)	33.2	30.8	32.7	30.9	32.4	31.7	26.8	19.7	18.1	31.2	30.0	20.8	20.3	29.9	28.6
カリ長石(%)	36.6	35.1	41.0	42.5	46.6	32.3	45.5	46.9	50.1	33.0	37.1	44.3	49.6	44.6	37.0
黒雲母(%)	5.9	5.4	5.7	4.1	4.0	8.5	5.2	5.1	11.0	8.2	7.8	6.8	4.7	3.6	7.7
角閃石(%)	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0
Qz+K-feld(%)	60.9	63.7	61.6	65.0	63.5	59.8	68.0	75.2	70.9	60.6	62.3	72.4	75.1	66.6	63.6
Mafic(%)	5.9	5.4	5.7	4.1	4.0	8.5	5.2	5.1	11.0	8.2	7.8	6.8	4.7	3.6	7.7

サンプル	六甲花崗岩(細粒相)														
	000604-2	000709-2	000709-3	000709-6	000709-8	001007-10	001015-4	001109-1	010603-2	000505-3	000505-4	000505-6	000505-9	000604-4	001022-2
石英(%)	20.0	31.4	22.7	23.0	21.6	21.1	26.0	30.2	31.0	19.3	18.0	19.7	14.3	15.3	25.3
斜長石(%)	27.4	22.9	28.9	26.1	30.9	26.1	30.1	25.3	25.1	31.6	24.1	17.0	24.5	21.4	
カリ長石(%)	50.4	43.5	46.6	47.6	42.9	48.1	40.5	40.8	42.4	51.5	48.3	52.2	65.1	56.7	48.9
黒雲母(%)	2.2	2.2	1.8	3.2	4.5	4.7	3.4	3.7	1.5	3.8	2.1	4.0	3.5	3.4	4.5
角閃石(%)	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0
Qz+K-feld(%)	70.5	74.9	69.3	70.6	64.5	69.2	66.5	71.0	73.3	70.8	66.3	71.9	79.5	72.0	74.1
Mafic(%)	2.2	2.2	1.8	3.2	4.5	4.7	3.4	3.7	1.5	3.8	2.1	4.0	3.5	3.4	4.5

サンプル	布引花崗閃鈆岩(斑状相)														
	980605-5	980611-5	980905-3	980905-4	980905-5	980905-12	981028-1	981028-2	981028-5	981028-6	981106-2	981106-4	981106-11	981125-5	990108-6
石英(%)	29.4	19.2	18.5	18.2	15.4	26.6	16.9	16.9	16.2	14.9	16.6	17.4	14.6	11.3	19.5
斜長石(%)	31.6	35.3	36.8	30.8	34.0	30.8	34.8	29.0	30.9	28.1	31.9	30.7	32.8	33.6	36.4
カリ長石(%)	21.0	18.5	20.7	21.4	20.1	29.0	20.8	28.5	24.2	27.9	22.7	27.7	23.4	27.9	23.3
黒雲母(%)	16.7	22.2	20.1	25.1	26.8	11.9	20.1	21.1	24.4	26.6	24.2	17.4	28.1	23.9	17.9
角閃石(%)	1.2	4.8	4.0	4.6	3.7	1.7	7.5	4.6	4.3	2.6	4.6	6.8	1.1	3.3	2.9
Qz+K-feld(%)	50.4	37.7	39.2	39.5	35.5	55.6	37.6	45.3	40.3	42.8	39.4	45.1	38.0	39.2	42.8
Mafic(%)	18.0	27.0	24.0	29.7	30.5	13.6	27.6	25.7	28.8	29.1	28.8	24.2	29.2	27.2	20.8

サンプル	布引花崗閃鈆岩(斑状相)														
	990417-4	990425-5	990425-6	990425-7	990425-8	990425-9	990425-11	990502-7	990502-8	990502-10					
石英(%)	15.4	12.8	14.8	17.6	13.0	13.7	24.3	16.7	19.1	22.7					
斜長石(%)	31.5	43.6	42.1	37.1	42.6	37.9	37.3	40.3	40.9	42.9					
カリ長石(%)	31.9	28.6	26.8	26.1	22.8	24.0	36.3	22.9	22.9	27.1					
黒雲母(%)	15.0	11.8	11.6	16.4	15.7	20.0	2.0	14.0	14.0	4.1					
角閃石(%)	6.2	3.2	4.7	2.8	5.8	4.4	0.1	6.1	3.2	3.2					
Qz+K-feld(%)	47.3	41.4	41.6	43.7	35.9	37.7	60.6	39.6	42.0	49.8					
Mafic(%)	21.2	15.0	16.3	19.2	21.5	24.4	2.1	20.1	17.1	7.3					

サンプル	布引花崗閃鈆岩(斑状相)														
	980523-5	980605-2	990108-1	990108-2	990108-3	990108-4	990111-2	990111-3	990417-1	990425-4	990502-1	990502-2	990502-3	990502-4	
石英(%)	27.5	29.7	26.1	25.4	19.4	23.9	18.0	21.0	23.2	19.7	17.5	19.1	14.9	30.4	
斜長石(%)	35.5	34.4	31.2	30.9	30.8	28.8	31.3	32.9	35.4	41.6	42.8	36.4	37.5	32.3	
カリ長石(%)	18.7	13.6	21.9	25.0	26.6	28.8	23.7	21.1	31.3	19.4	19.8	23.5	15.0	21.3	
黒雲母(%)	13.0	17.9	16.8	15.8	19.6	15.3	21.0	24.8	12.4	15.9	9.1	13.0	15.9	14.4	
角閃石(%)	5.4	9.7	6.1	6.3	12.2	3.7	17.7	15.2	15.4	17.6	11.7	21.4	12.3		
Qz+K-feld(%)	46.2	43.3	48.1	50.4	46.1	52.8	41.7	38.1	46.0	37.0	44.3	42.1	39.6	47.5	
Mafic(%)	18.4	22.3	20.8	18.7	23.1	18.4	27.0	29.0	18.6	21.4	12.9	21.5	23.0	20.1	

表4-1 花崗岩類のモード組成

## 第5章 花崗岩類の全岩化学組成

### 5-1. 分析方法

六甲山地に分布する花崗岩類のうち，布引花崗閃綠岩（斑状相，等粒状相），布引花崗閃綠岩中の暗色包有物，八幡谷花崗岩，六甲花崗岩（中～粗粒相，細粒相，微文象相），土橋石英閃綠岩の，主成分元素及び微量元素について全岩化学分析を行った。試料作成にあたっては，岩石の表面の風化した部分をカッターで切斷し新鮮な部分のみ取り出し，粉碎用試料とした。鉄乳鉢で碎いた後，タンクステンカーバイト製ボールミルを用いた。分析は神戸大学発達科学部に設置の蛍光X線分析装置（Rigaku3270E）を用いた。試料と四ホウ酸リチウムを1:10の割合で混合したものを溶融しガラスピードを作成し，分析を行った。分析法は三宅ほか（1996）および山本・森下（1997）に従った。分析精度の確認には，旧地質調査所作成の岩石粉末標準試料から同様に作成したガラスピードを分析し，推奨値に近い値が得られるかどうかで行った。

### 5-2. 主成分元素分析結果

化学分析値をハーカー図（図5-1）に，各岩体の代表的な分析値を表5-1に示す。また，各試料の採集位置を付図1に示す。

#### 5-2-1 布引花崗閃綠岩

斑状相の  $\text{SiO}_2$  は 64～68 wt%なのに対して，等粒状相の  $\text{SiO}_2$  は 66～71 wt%である。このように，両岩相の組成は類似した組成を持つが，斑状相のほうにやや  $\text{SiO}_2$  に乏しいものがある。 $\text{SiO}_2$

が増加するにつれて  $TiO_2$ ,  $Al_2O_3$ , Total- $Fe_2O_3$ ,  $MgO$ ,  $CaO$ ,  $P_2O_5$  は減少し,  $K_2O$  は増加する (図 5-1). 両者は組成変化図上でほぼ同じトレンドを示す. このことは同じマグマから形成されたことを示唆している. 各元素の組成変化は, 分化作用のトレンドを示しており, 斑状相と等粒状相は, マグマの結晶分化作用によって形成されたと考えられる. また,  $TiO_2$ , Total- $Fe_2O_3$ ,  $MgO$ ,  $CaO$  では, 布引花崗閃緑岩は, 六甲花崗岩よりも高い値を示し, 有色鉱物量の違いを反映している.

また,  $SiO_2$  と  $Al/(Ca+Na+K)$  の関係をみると, 布引花崗閃緑岩は両岩相とも  $Al/(Ca+Na+K)$  の比が 1.0 以下と低く, metaluminous の領域にプロットされる (図 5-2).

一方, 布引花崗閃緑岩中の暗色包有物の  $SiO_2$  は 56~58 wt% で, 中性の化学組成を示す (図 5-1).  $TiO_2$ , Total- $Fe_2O_3$ ,  $MnO$ ,  $MgO$ ,  $CaO$ ,  $P_2O_5$  に富み,  $K_2O$  に乏しい.

### 5-2-2 八幡谷花崗岩

八幡谷花崗岩の  $SiO_2$  は 70~75 wt% である.  $SiO_2$  が増加するにつれて  $TiO_2$ , Total- $Fe_2O_3$ ,  $MgO$ ,  $CaO$ ,  $P_2O_5$  は減少し,  $K_2O$  は増加する傾向を示す (図 5-1). 八幡谷花崗岩と布引花崗閃緑岩の化学組成の比較を行うと, 八幡谷花崗岩が布引花崗閃緑岩よりやや  $SiO_2$  が多い. さらに, 同じ  $SiO_2\%$  のもので比べると,  $MgO$  や  $CaO$  が乏しい傾向がある.  $SiO_2\%$  に大きな組成幅を持つのは, 前述したように岩石の色指数が大きく変化するためであろう.

また,  $\text{SiO}_2$  と  $\text{Al}/(\text{Ca}+\text{Na}+\text{K})$  の関係は,  $\text{SiO}_2$  wt% が高いため, 1.0~1.1 とやや高い  $\text{Al}/(\text{Ca}+\text{Na}+\text{K})$  比を持つ (図 5-2).

AFM 図で Total- $\text{Fe}_2\text{O}_3$ ,  $\text{MgO}$ ,  $\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}$  の関係をみると, 八幡谷花崗岩は布引花崗閃綠岩とは別のトレンドにプロットされ, 異なるマグマから形成されたことを示している.

#### 5-2-3 土橋石英閃綠岩

土橋石英閃綠岩の  $\text{SiO}_2$  は 59 である. サンプルが 1 点と少なく, 傾向が見えづらいが, 他の花崗岩と比べて  $\text{TiO}_2$ , Total- $\text{Fe}_2\text{O}_3$ ,  $\text{MnO}$ ,  $\text{CaO}$ ,  $\text{P}_2\text{O}_5$  に富み,  $\text{K}_2\text{O}$  に乏しい (図 5-1). 布引花崗閃綠岩中の暗色包有物と似たような領域にプロットされるが,  $\text{MgO}$  に違いがみられる.

また,  $\text{SiO}_2$  と  $\text{Al}/(\text{Ca}+\text{Na}+\text{K})$  の関係では,  $\text{SiO}_2$ ,  $\text{Al}/(\text{Ca}+\text{Na}+\text{K})$  ともに低く, metaluminous な組成を持つ (図 5-2).

#### 5-2-4 六甲花崗岩

中～粗粒相の  $\text{SiO}_2$  は 71~78 wt%, 細粒相の  $\text{SiO}_2$  は 76~78 wt%, 微文象相の  $\text{SiO}_2$  は 74~78 wt% である. このように, 中～粗粒相に比べ, 細粒相や微文象相はやや  $\text{SiO}_2$  に富む傾向を示す. 六甲花崗岩類の化学組成の比較を行うと, 細粒相と微文象相は極めて似た化学組成を有する. また, 中～粗粒相は, 同じ  $\text{SiO}_2$ % のもので見ると, 細粒および微文象相よりもやや Total- $\text{Fe}_2\text{O}_3$  や  $\text{CaO}$  に富む. 六甲花崗岩類の組成変化図上でのトレンドを見ると,  $\text{SiO}_2$  の増加

に伴い、 $TiO_2$ 、 $Al_2O_3$ 、Total- $Fe_2O_3$ 、 $MgO$ 、 $CaO$ 、 $P_2O_5$ は減少し、 $K_2O$ は増加し、いずれの岩相も似たトレンドを示す（図 5-1）。このことは、これら花崗岩類が同じマグマ起源の可能性を示しており、細粒相と微文象相は中～粗粒相よりも分化の進んだものであることを示している。中～粗粒相が他の 2 岩相に比べて  $TiO_2$  や Total- $Fe_2O_3$  に富むのは、有色鉱物のモード比を反映している。微文象相が  $K_2O$  に富むことも、カリ長石のモード比が高いことと調和的である。

また、 $SiO_2$  と  $Al/(Ca+Na+K)$  の関係をみると、 $SiO_2$  wt % が高いため、3 岩相とも 1.0～1.1 と高い  $Al/(Ca+Na+K)$  比を持つ。なお、微文象相は他の岩相より高い  $SiO_2$  含有量を持つことから、 $Al/(Ca+Na+K)$  比が 1.1 を越える高い値を示す（図 5-2）。

AFM 図をみると、六甲花崗岩は布引花崗閃緑岩とは別の曲線状にある（図 5-3）。このことは、両者が別のマグマから形成されたものであることを示し、それぞれ山陽帯と領家帯の花崗岩に属することと調和的である。

六甲花崗岩の主成分化学組成と地形的高度の関係を見ると（図 5-4），地形的高度が上がるにつれて  $SiO_2$  量が低所での 71% から高所での 78% まで増加し、 $K_2O$  は低所での 2.7% から高所での 5% までやはり増加する。このことから、六甲花崗岩は高度が高くなるにつれて  $SiO_2$  や  $K_2O$  が増加する傾向を示す。すなわち、地形的高度に分布する花崗岩は珪長質で、分化作用の末期のものであることを示す。 $TiO_2$  は 0.25% から 0.03% へ、 $Al_2O_3$  は 14.5% から 11.5%

へ, Total- $\text{Fe}_2\text{O}_3$  は 4% から 1% へ,  $\text{MgO}$  は 0.4% から 0.02% へ,  $\text{CaO}$  は 2.0% から 0.3% へと, 地形的高度が高くなるにつれて減少し, やはり地形的高所のものが分化作用末期のものであることを示す. 細粒相と微文象相は地形的高度が高く,  $\text{SiO}_2$  や  $\text{K}_2\text{O}$  に富み,  $\text{TiO}_2$ ,  $\text{Al}_2\text{O}_3$ , Total- $\text{Fe}_2\text{O}_3$ ,  $\text{MgO}$ ,  $\text{CaO}$  に乏しく, より分化末期のものであることを示している. なお, 六甲山地には東西方向の逆断層が多数存在しているため, 海拔高度と岩体内の垂直方向の分布が必ずしも一致していない場合がある. このことを補うために, 六甲花崗岩の  $\text{SiO}_2\text{wt}\%$  を地図上にプロットした(図 5-5). これを見ると, 高度の比較的低い岩体周辺部では,  $\text{SiO}_2\text{wt}\%$  が 72% から 75% と比較的低いのに対して, 高度の高い中央部では 76% から 78% と, やや高い傾向を示しており, やはり, 六甲花崗岩は地形的高度が高くなるにつれて珪長質な組成を持っているといえる.

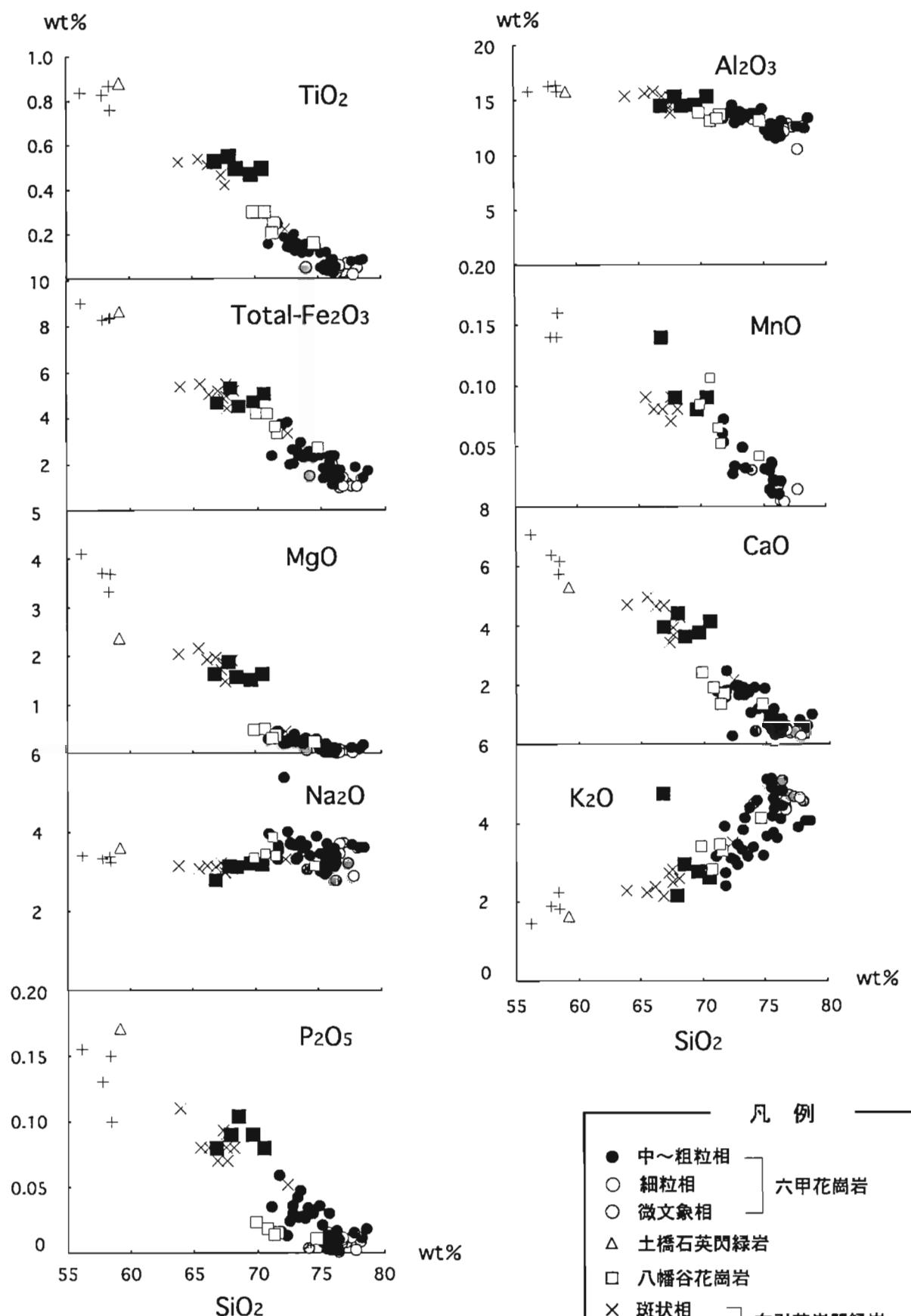


図5-1 花崗岩類のハーカー図（主成分）

六重花石英											
中-鐵鋁榴			中-鈸鋁榴			000604-7			000604-8		
000503-8			000416-4			000503-9			000604-3		
SiO <sub>2</sub>	98.1125-2	99.0425-11	99.1122-5	99.1122-6	000416-1	72.37	73.17	75.15	72.76	73.10	73.98
TiO <sub>2</sub>	0.22	0.12	0.25	0.13	0.20	0.08	0.08	0.15	0.16	0.09	0.11
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	14.8	13.50	13.18	12.25	13.61	13.94	13.79	12.58	12.38	0.16	0.12
FeO*	2.36	3.33	1.36	2.04	2.53	2.56	1.86	1.40	2.62	1.76	2.28
MnO	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.03	0.00	0.00
MgO	0.29	0.45	0.24	0.09	0.26	0.38	0.30	0.11	0.29	0.12	0.27
CaO	1.88	2.14	1.64	0.76	1.64	1.91	0.81	0.61	1.96	0.85	1.84
Na <sub>2</sub> O	3.89	3.30	3.01	3.72	3.65	3.61	3.67	3.59	3.36	3.40	3.37
K <sub>2</sub> O	3.18	3.50	3.83	5.12	3.46	3.32	3.39	3.89	4.06	4.10	4.14
PtO <sub>5</sub>	0.04	0.05	0.03	0.01	0.03	0.04	0.03	0.02	0.04	0.02	0.03
Total	100.81	98.87	97.85	97.78	97.65	99.07	99.77	100.63	100.48	99.00	99.85
Zn	31.73	54.10	31.91	16.12	27.15	42.56	40.05	41.40	44.20	33.60	35.77
Ga	16.80	15.50	15.61	12.64	16.56	15.07	16.27	17.35	15.40	17.02	16.97
Rb	115.48	148.20	129.30	156.99	113.06	93.48	92.89	126.55	125.49	88.20	131.75
Sr	221.62	193.80	177.16	49.07	203.93	205.43	218.92	109.27	55.94	145.33	224.13
Y	27.11	18.90	13.26	13.00	24.16	17.17	15.46	43.06	47.73	30.40	28.87
Zr	141.19	136.20	100.06	97.04	117.19	139.34	129.59	113.12	101.10	147.90	104.24
Ba	891.85	741.50	897.79	785.91	795.82	675.67	668.60	785.59	757.30	895.15	800.00
Pb	19.56	21.30	20.95	27.60	30.99	15.36	18.67	20.29	24.40	14.10	19.13
Th	11.55	13.10	12.88	18.85	14.13	5.72	11.37	10.82	9.50	12.50	14.00
Nb	8.90	6.70	4.70	1.91	6.22	5.75	6.07	10.97	11.08	8.30	11.30
Al/(Na+K+Ca)	1.07	1.03	1.05	1.03	1.06	1.07	1.05	1.07	1.08	1.01	1.03
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> -Na <sub>2</sub> O-K <sub>2</sub> O	0.04	0.04	0.02	0.04	0.04	0.02	0.03	0.02	0.04	0.02	0.03
FeO+MgO	0.04	0.06	0.04	0.02	0.03	0.04	0.03	0.02	0.04	0.03	0.04
MgO/(FeO+MgO)	0.18	0.20	0.16	0.10	0.19	0.21	0.17	0.10	0.11	0.14	0.13
(Na <sub>2</sub> O+K <sub>2</sub> O)/Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0.69	0.68	0.73	0.86	0.72	0.69	0.70	0.82	0.84	0.71	0.83
Na <sub>2</sub> O-K <sub>2</sub> O	0.10	0.09	0.09	0.10	0.10	0.09	0.10	0.10	0.10	0.11	0.10
K <sub>2</sub> O/Na <sub>2</sub> O	0.54	0.70	0.77	1.12	0.61	0.60	0.69	0.74	0.75	0.81	0.94
K <sub>2</sub> O/ORG	7.96	8.75	9.58	12.80	8.65	8.48	9.72	10.15	7.35	10.26	10.34
Pb/ORG	28.87	37.05	32.32	28.27	23.37	31.61	31.37	22.05	32.94	36.33	12.09
Th/ORG	14.44	16.38	23.56	17.66	7.15	14.21	13.53	11.88	15.63	21.00	23.10
Ba/ORG	17.84	14.83	17.96	12.57	13.37	12.51	14.51	15.15	17.90	0.00	4.38
Nb/ORG	0.89	0.67	0.47	0.19	0.62	0.58	0.61	1.11	0.83	1.13	0.77
Zr/ORG	0.42	0.41	0.29	0.34	0.41	0.38	0.33	0.30	0.44	0.31	0.23
Y/ORG	0.39	0.27	0.19	0.35	0.25	0.22	0.62	0.68	0.43	0.60	0.45

表5-1 花崗岩類の全岩化学組成表

	六甲花崗岩													
	中~粗粒組				中~細粒組				中~超細組					
	001007-10	001015-6	001019-1	001022-3	010406-1	010406-5	010422-2	010422-6	010422-7	010503-7	010503-8	010717-1	010717-2	010717-6
SiO <sub>2</sub>	76.24	73.54	75.64	75.71	75.13	72.52	75.62	75.46	75.80	71.70	75.49	71.77	75.96	71.83
TiO <sub>2</sub>	0.03	0.14	0.06	0.11	0.14	0.04	0.06	0.03	0.25	0.03	0.25	0.08	0.08	0.24
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	11.96	13.41	12.10	11.81	12.39	14.49	12.04	12.16	12.20	13.41	11.74	13.31	11.50	13.34
FeO*	1.48	2.30	2.10	1.49	1.84	1.39	1.42	1.68	1.11	3.65	1.56	3.74	2.35	3.65
MnO	0.01	0.03	0.04	0.01	0.03	0.03	0.04	0.03	0.06	0.10	0.03	0.07	0.02	0.05
MoO	0.03	0.25	0.08	0.04	0.18	0.21	0.06	0.10	0.03	0.46	0.03	0.36	0.08	0.46
CaO	0.45	1.74	0.87	0.58	1.00	1.97	0.51	0.80	0.38	1.60	0.56	1.81	0.70	2.45
Na <sub>2</sub> O	3.11	3.78	3.71	3.51	3.44	4.00	2.98	2.94	3.32	3.30	3.18	3.66	3.14	3.52
K <sub>2</sub> O	4.80	3.16	3.76	4.37	3.68	3.07	4.63	4.89	4.52	3.91	5.14	2.74	3.61	2.40
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.00	0.03	0.01	0.01	0.02	0.02	0.00	0.01	0.00	0.06	0.00	0.02	0.00	0.02
Total	98.10	98.38	98.36	97.59	97.81	98.42	97.34	98.13	97.41	98.40	97.74	97.73	97.44	97.95
Zn	16.10	29.90	33.80	24.80	31.80	30.30	51.90	24.90	62.20	51.90	17.00	97.90	32.10	56.40
Ca	13.40	16.00	15.10	14.90	16.50	18.40	15.50	14.10	17.10	16.00	11.90	18.60	14.90	17.70
Rb	153.00	98.20	97.40	150.30	129.80	87.80	275.20	178.80	308.80	143.40	184.90	92.70	116.40	76.80
Sc	32.20	214.80	96.70	54.80	146.90	248.10	56.90	83.20	17.60	198.00	69.40	241.40	118.10	293.10
Y	37.90	22.70	28.80	39.30	37.50	26.80	26.80	18.20	29.10	29.40	19.90	33.30	28.30	22.00
Zr	86.60	123.20	83.50	96.30	117.90	138.10	84.60	84.60	109.30	172.20	75.50	224.90	114.40	188.40
Ba	494.00	914.80	734.30	747.40	953.60	1071.80	314.50	720.50	171.60	807.90	167.70	698.90	1288.50	842.00
Pb	28.20	13.80	23.10	20.60	12.60	17.70	32.00	29.10	33.80	30.20	17.40	15.30	15.30	9.70
Th	16.20	11.30	10.30	12.60	13.10	19.20	20.60	28.70	13.60	20.60	11.90	7.20	9.70	7.90
Nb	9.40	7.70	9.20	9.80	7.70	9.30	7.90	5.40	11.10	9.00	7.00	11.20	5.90	7.90
Al/(Na+K+Ca)	1.07	1.05	1.03	1.02	1.08	1.07	1.11	1.05	1.11	1.07	0.99	1.08	1.11	1.04
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> -Na <sub>2</sub> O-K <sub>2</sub> O	0.02	0.04	0.02	0.01	0.03	0.04	0.02	0.02	0.04	0.02	0.01	0.04	0.02	0.05
FeO-MgO	0.02	0.04	0.03	0.02	0.03	0.03	0.02	0.03	0.02	0.06	0.02	0.06	0.03	0.06
MgO/(FeO+MgO)	0.03	0.16	0.06	0.04	0.15	0.16	0.07	0.10	0.05	0.18	0.03	0.15	0.06	0.18
(Na <sub>2</sub> O+K <sub>2</sub> O)/Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0.86	0.72	0.84	0.89	0.78	0.88	0.82	0.83	0.85	0.72	0.92	0.68	0.79	0.63
K <sub>2</sub> O/K <sub>2</sub> O	0.10	0.09	0.10	0.10	0.09	0.10	0.10	0.10	0.10	0.09	0.11	0.09	0.09	0.08
K <sub>2</sub> O/Na <sub>2</sub> O	1.02	0.55	0.67	0.82	0.70	0.50	1.02	1.09	0.89	0.78	1.06	0.49	0.76	0.45
K <sub>2</sub> O/ORG	12.01	7.91	9.41	10.93	9.19	7.67	11.58	12.23	11.30	9.78	12.84	6.85	9.03	6.01
Rb/ORG	38.25	24.55	24.35	37.58	32.45	21.95	68.80	44.70	77.20	35.85	46.23	23.18	29.10	19.20
Th/ORG	20.25	14.13	12.88	15.75	16.13	16.38	24.00	25.75	35.88	17.00	25.75	14.88	9.00	12.13
Ba/ORG	9.88	18.30	14.69	14.95	19.07	21.44	7.49	14.41	3.43	16.16	3.35	13.98	25.77	16.84
Nb/ORG	0.94	0.77	0.92	0.96	0.77	0.93	0.54	1.11	0.70	1.12	0.59	0.79	0.55	0.45
Zr/ORG	0.25	0.36	0.28	0.35	0.41	0.25	0.25	0.32	0.51	0.22	0.66	0.34	0.48	0.31
Y/ORG	0.54	0.32	0.41	0.56	0.54	0.38	0.38	0.26	0.42	0.28	0.48	0.48	0.40	0.31

六甲花岗岩												六甲花岗岩 榍石颗粒												六甲花岗岩 榍石颗粒					
	000709-3	000709-6	000709-8	001015-4	001109-1	010603-2	76.69	75.57	000509-1	76.99	000505-4	75.87	000604-4	78.11	000709-7	77.32	010408-3	76.40	010408-6	76.42	010422-1	74.07	010513-4	76.22	010717-11	75.83			
SiO <sub>2</sub>	76.58	76.02	76.69	77.76	76.37	76.69	75.57	75.57	000509-1	76.99	000505-4	75.87	000604-4	78.11	000709-7	77.32	010408-3	76.40	010408-6	76.42	010422-1	74.07	010513-4	76.22	010717-11	75.83			
TiO <sub>2</sub>	0.05	0.05	0.05	0.02	0.05	0.06	0.05	0.05	0.03	0.05	0.05	0.05	0.05	0.05	0.03	0.05	0.03	0.02	0.02	0.02	0.02	0.02	0.02	0.02	0.02	0.05			
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	12.69	12.44	12.35	10.49	11.63	12.05	12.78	12.43	12.60	12.52	12.09	12.04	13.23	11.83	11.83	12.04	13.23	11.83	11.83	11.83	11.83	11.83	11.83	11.83	11.83	11.83			
FeO*	1.21	1.10	1.43	1.05	1.41	1.04	1.57	1.18	1.53	1.36	1.03	0.95	1.47	1.42	1.42	1.47	1.47	1.42	1.42	1.42	1.42	1.42	1.42	1.42	1.42	1.42			
MnO	0.00	0.00	0.00	0.01	0.02	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01			
MgO	0.11	0.07	0.08	0.01	0.01	0.06	0.02	0.09	0.07	0.06	0.07	0.06	0.06	0.05	0.05	0.06	0.05	0.05	0.05	0.05	0.05	0.05	0.05	0.05	0.05	0.05			
CaO	0.62	0.50	0.59	0.32	0.60	0.53	0.56	0.44	0.40	0.37	0.46	0.47	0.43	0.45	0.45	0.47	0.45	0.45	0.45	0.45	0.45	0.45	0.45	0.45	0.45	0.45			
Na <sub>2</sub> O	3.50	3.55	3.70	2.88	3.21	3.44	3.25	3.73	3.42	3.58	3.22	2.77	3.32	3.05	3.32	3.32	3.32	3.32	3.32	3.32	3.32	3.32	3.32	3.32	3.32	3.32	3.32		
K <sub>2</sub> O	4.56	4.51	4.39	4.64	4.44	4.33	4.94	4.72	4.80	4.56	4.67	5.09	4.71	4.50	4.19	4.71	4.50	4.71	4.50	4.71	4.50	4.71	4.50	4.71	4.50	4.71	4.50		
Na <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.01	0.01	0.01	0.00	0.01	0.00	0.02	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01			
Total	99.32	98.25	99.27	97.16	97.78	98.17	98.84	99.95	98.57	100.71	99.36	97.81	97.94	96.90	97.95	97.95	97.95	97.95	97.95	97.95	97.95	97.95	97.95	97.95	97.95	97.95	97.95		
Zn	28.04	25.30	21.25	19.00	21.90	24.80	35.46	25.32	45.37	28.57	19.09	12.20	14.80	36.90	23.70	34.10	34.10	34.10	34.10	34.10	34.10	34.10	34.10	34.10	34.10	34.10	34.10	34.10	
Ga	16.97	16.53	14.79	11.80	13.80	16.60	15.73	19.00	17.66	16.16	15.49	17.20	17.20	17.20	17.20	17.20	17.20	17.20	17.20	17.20	17.20	17.20	17.20	17.20	17.20	17.20			
Rb	139.58	161.20	160.20	107.80	158.60	149.50	249.97	173.82	201.15	206.07	161.89	171.80	196.00	255.80	232.20	174.80	174.80	174.80	174.80	174.80	174.80	174.80	174.80	174.80	174.80	174.80	174.80	174.80	174.80
Sr	72.48	13.80	17.73	41.00	36.40	35.20	39.31	10.52	8.00	13.39	45.70	24.40	11.80	48.70	33.50	48.50	48.50	48.50	48.50	48.50	48.50	48.50	48.50	48.50	48.50	48.50	48.50	48.50	
Y	28.91	25.16	50.92	40.90	34.50	34.20	29.08	38.88	54.27	37.10	27.40	46.70	47.60	36.70	24.50	57.20	57.20	57.20	57.20	57.20	57.20	57.20	57.20	57.20	57.20	57.20	57.20	57.20	57.20
Zr	119.73	93.38	131.48	88.90	101.30	86.40	111.78	140.59	98.16	109.83	111.43	88.30	93.00	101.60	37.20	115.00	115.00	115.00	115.00	115.00	115.00	115.00	115.00	115.00	115.00	115.00	115.00	115.00	115.00
Ba	0.00	339.68	342.32	79.80	575.40	634.50	506.12	362.13	177.86	383.27	197.35	22.50	41.56	31.76	29.04	22.50	22.50	22.50	22.50	22.50	22.50	22.50	22.50	22.50	22.50	22.50	22.50	22.50	
Pb	27.47	29.81	22.10	11.81	12.69	11.20	13.50	12.60	25.81	27.36	15.37	16.08	12.20	15.90	20.40	20.50	21.90	21.90	21.90	21.90	21.90	21.90	21.90	21.90	21.90	21.90			
Th	12.01	7.35	7.57	12.00	6.10	9.70	8.50	8.76	8.76	22.05	14.12	15.06	11.40	9.20	12.10	11.00	6.10	6.10	6.10	6.10	6.10	6.10	6.10	6.10	6.10	6.10			
Nb																													
Al/(Na+K+Ca)	1.07	1.07	1.04	1.01	1.04	1.04	1.07	1.09	1.06	1.08	1.10	1.12	1.11	1.06	1.12	1.11	1.12	1.11	1.12	1.11	1.12	1.11	1.12	1.11	1.12	1.11	1.12		
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> -Na <sub>2</sub> O-K <sub>2</sub> O	0.02	0.02	0.01	0.01	0.02	0.01	0.02	0.01	0.02	0.02	0.02	0.02	0.02	0.02	0.02	0.02	0.02	0.02	0.02	0.02	0.02	0.02	0.02	0.02	0.02	0.02	0.02		
FeO-MgO	0.13	0.10	0.09	0.02	0.08	0.04	0.09	0.09	0.06	0.06	0.09	0.10	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01		
Na <sub>2</sub> O/(FeO+MgO)	0.84	0.86	0.98	0.93	0.87	0.86	0.84	0.86	0.87	0.86	0.88	0.87	0.86	0.83	0.83	0.88	0.87	0.86	0.86	0.86	0.86	0.86	0.86	0.86	0.86	0.86	0.86		
(Na <sub>2</sub> O+K <sub>2</sub> O)/Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0.10	0.11	0.10	0.10	0.10	0.10	0.10	0.10	0.10	0.10	0.11	0.11	0.10	0.10	0.10	0.10	0.10	0.10	0.10	0.10	0.10	0.10	0.10	0.10	0.10	0.10	0.10		
K <sub>2</sub> O/Na <sub>2</sub> O	0.86	0.83	0.78	1.06	0.91	0.83	1.00	0.83	0.92	0.84	0.95	1.21	0.93	0.93	0.93	0.93	0.93	0.93	0.93	0.93	0.93	0.93	0.93	0.93	0.93	0.93	0.93		
K <sub>2</sub> O/ORG	11.40	10.96	11.60	11.10	10.83	12.36	11.81	12.01	11.39	11.68	12.72	11.77	11.24	10.48	10.70	10.70	10.70	10.70	10.70	10.70	10.70	10.70	10.70	10.70	10.70	10.70	10.70	10.70	
Rb/ORG	34.90	40.05	26.95	39.65	37.36	62.49	43.46	50.29	51.52	40.47	42.95	49.00	73.95	58.05	43.70	43.70	43.70	43.70	43.70	43.70	43.70	43.70	43.70	43.70	43.70	43.70	43.70	43.70	
Th/ORG	15.01	14.76	14.00	16.88	15.75	32.26	34.20	19.21	20.10	15.25	25.50	25.63	27.38	18.75	18.75	18.75	18.75	18.75	18.75	18.75	18.75	18.75	18.75	18.75	18.75	18.75	18.75	18.75	
Ba/ORG	6.79	6.85	15.82	11.51	12.69	10.12	7.24	3.56	7.67	14.76	9.95	4.72	1.21	1.21	1.21	1.21	1.21	1.21	1.21	1.21	1.21	1.21	1.21	1.21	1.21	1.21	1.21		
Nb/ORG	0.73	0.76	1.20	0.61	0.97	0.85	0.88	0.22	1.41	1.51	1.14	0.92	0.27	0.33	0.33	0.33	0.33	0.33	0.33	0.33	0.33	0.33	0.33	0.33	0.33	0.33	0.33		
Zr/ORG	0.35	0.27	0.39	0.26	0.30	0.25	0.49	0.49	0.42	0.56	0.56	0.78	0.55	0.55	0.55	0.55	0.55	0.55	0.55	0.55	0.55	0.55	0.55	0.55	0.55	0.55	0.55		
Y/ORG	0.41	0.36	0.73	0.58	0.73	0.58	0.49	0.49	0.42	0.56	0.56	0.78	0.55	0.55	0.55	0.55	0.55	0.55	0.55	0.55	0.55	0.55	0.55	0.55	0.55	0.55	0.55		

	矿物组成												熔融状况											
	980605-5	980905-3	980905-4	980905-5	980905-12	981028-2	981028-6	981106-11	981125-5	980605-2	990111-2	990417-1	990417-3	991008-1	991008-3	991122-4								
SiO <sub>2</sub>	67.55	66.87	68.11	65.51	67.60	66.50	63.91	67.40	67.55	67.30	69.58	66.74	72.37	66.44	68.54	68.80								
TiO <sub>2</sub>	0.53	0.53	0.51	0.54	0.42	0.51	0.53	0.47	0.52	0.47	0.53	0.49	0.50	0.43	0.43	0.43								
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	13.84	15.35	15.12	15.63	14.46	15.77	15.35	14.81	15.27	14.52	14.64	14.54	15.37	16.12	14.49	14.90	14.62							
FeO*	5.50	5.19	5.19	5.49	4.44	5.03	5.40	4.92	4.97	4.86	4.72	5.34	4.68	4.78	4.53	4.28	4.35							
MnO	0.09	0.08	0.08	0.09	0.07	0.08	0.07	0.08	0.09	0.08	0.08	0.09	0.14	0.08	-	0.07	0.07							
MgO	1.77	1.97	1.90	2.15	1.48	1.92	2.04	1.81	1.85	1.71	1.52	1.68	1.63	1.69	1.58	1.40	1.40							
CaO	3.91	4.67	4.26	4.94	3.68	4.71	4.65	4.32	4.32	3.41	3.77	4.41	3.94	3.75	3.64	3.83	3.83							
Na <sub>2</sub> O	2.97	3.12	3.04	3.06	2.96	3.15	3.13	2.99	3.10	3.20	3.20	3.14	3.16	3.20	3.11	3.08	3.09							
K <sub>2</sub> O	2.48	2.14	2.58	2.23	2.83	2.37	2.29	2.05	2.50	2.73	2.77	2.16	4.77	2.73	2.95	2.80	2.68							
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.06	0.07	0.08	0.08	0.08	0.08	0.11	0.08	0.09	0.09	0.09	0.08	0.09	0.08	0.10	0.08	0.08							
Total	98.73	99.99	100.87	98.72	98.01	99.76	97.46	98.92	100.26	98.29	100.84	100.88	99.85	105.57	99.34	99.34	99.34							
Zn	63.10	58.00	58.49	63.78	58.10	56.45	63.30	61.10	54.90	56.30	47.92	64.72	55.35	54.50	58.88	55.10	51.50							
Ga	16.00	16.00	15.90	15.44	16.50	14.41	17.50	16.70	15.80	15.50	16.59	14.43	14.43	14.50	16.47	16.90	15.60							
Rb	85.30	73.20	86.89	74.77	93.00	76.53	78.60	81.20	62.50	92.30	76.73	90.03	97.98	95.69	98.98	97.20	97.20							
Sr	265.00	316.00	284.57	317.33	289.00	307.81	325.60	309.00	309.00	305.40	325.00	325.00	325.00	325.00	273.64	287.09	306.40							
Y	16.90	12.80	16.09	15.17	16.90	13.77	15.70	17.50	17.50	15.40	17.10	16.65	18.59	14.70	15.89	15.27	15.20							
Zr	139.00	151.00	131.60	129.70	143.00	115.26	127.70	120.30	112.00	114.70	115.30	161.74	152.58	152.58	140.57	146.94	137.30							
Ba	630.00	550.00	588.68	504.80	632.00	518.01	509.80	581.30	481.00	631.20	420.00	535.18	654.07	628.00	587.36	576.13	604.30							
Pb	15.00	15.05	15.05	15.41	19.80	13.30	12.50	16.80	15.00	13.04	12.50	23.34	18.40	16.52	15.33	15.80	15.33							
Th	9.40	7.60	5.00	5.99	12.90	6.30	10.10	10.80	10.90	6.97	5.05	13.80	9.54	11.42	11.30	9.54	11.30							
Nb	7.00	5.00	5.57	5.90	4.75	6.10	6.10	6.10	6.60	6.30	8.13	7.55	4.90	5.57	7.42	5.57	5.57							
Al/(Na+K+Ca)	0.94	0.96	0.97	0.95	0.99	0.97	0.95	0.99	0.98	0.98	0.98	0.98	0.97	0.97	0.99	0.98	0.98							
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> -Na <sub>2</sub> O-K <sub>2</sub> O	0.06	0.08	0.07	0.08	0.06	0.08	0.06	0.08	0.07	0.06	0.06	0.06	0.06	0.06	0.08	0.06	0.06							
FeO+MgO	0.12	0.12	0.12	0.13	0.10	0.12	0.13	0.11	0.12	0.11	0.12	0.11	0.10	0.10	0.11	0.10	0.10							
MgO/(Fa+MgO)	0.36	0.40	0.39	0.41	0.37	0.40	0.40	0.40	0.40	0.40	0.38	0.36	0.36	0.36	0.38	0.38	0.37							
(Na <sub>2</sub> O+K <sub>2</sub> O)/Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0.55	0.49	0.52	0.48	0.55	0.49	0.50	0.48	0.50	0.51	0.57	0.56	0.49	0.67	0.51	0.57	0.54							
K <sub>2</sub> O/Na <sub>2</sub> O	0.07	0.07	0.08	0.07	0.08	0.08	0.08	0.07	0.07	0.08	0.08	0.08	0.07	0.07	0.10	0.08	0.08							
Rb/Na <sub>2</sub> O	0.55	0.45	0.56	0.48	0.63	0.50	0.48	0.45	0.45	0.53	0.56	0.57	0.45	0.45	1.12	0.57	0.63							
K <sub>2</sub> O/ORG	6.23	5.35	6.45	5.58	7.08	5.93	5.72	5.12	6.25	6.82	6.93	5.40	11.93	6.83	11.93	6.83	7.39							
Rb/ORG	21.33	18.30	21.72	18.69	23.25	19.13	19.65	20.30	15.63	23.08	19.18	20.01	24.49	22.70	23.92	24.75	24.30							
Th/ORG	11.75	9.50	0.00	0.00	16.13	0.00	7.88	12.63	0.00	13.50	13.63	8.71	6.32	17.25	11.92	14.28	14.13							
Ba/ORG	12.60	11.00	11.77	10.10	13.04	10.36	10.20	11.63	9.62	12.62	8.40	10.70	13.08	12.56	11.75	11.52	12.09							
Nb/ORG	0.70	0.50	0.56	0.59	0.61	0.61	0.60	0.61	0.61	0.66	0.63	0.63	0.76	0.74	0.56	0.49	0.49							
Zr/ORG	0.41	0.44	0.39	0.38	0.42	0.34	0.38	0.35	0.33	0.34	0.48	0.45	0.41	0.41	0.43	0.43	0.40							
Y/ORG	0.24	0.18	0.23	0.22	0.24	0.20	0.22	0.25	0.25	0.22	0.24	0.24	0.24	0.24	0.21	0.23	0.22							

	八矽石花崗岩						土壤表面礦物					
	020307-6	020307-7	030105-10	030105-11	030105-12		980905-6	981028-3	981028-4	981028-7		
SiO <sub>2</sub>	71.53	70.76	71.33	69.88	74.66	59.19	56.38	57.83	56.47	56.15		
TiO <sub>2</sub>	0.25	0.30	0.21	0.16	0.88	0.87	0.83	0.76	0.76	0.84		
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	13.70	13.12	13.34	13.83	13.08	15.82	16.36	16.27	15.79	15.78		
FeO *	4.19	3.05	3.63	4.20	2.72	8.36	8.36	8.29	8.38	9.00		
MnO	0.05	0.11	0.07	0.08	0.04	0.00	0.14	0.14	0.16	0.00		
MgO	0.37	0.50	0.32	0.49	0.23	2.37	3.33	3.71	3.69	4.11		
CaO	1.68	1.91	1.32	2.40	1.34	5.21	5.73	6.37	6.16	7.06		
Na <sub>2</sub> O	3.39	3.44	3.86	3.36	3.13	3.59	3.37	3.33	3.24	3.39		
K <sub>2</sub> O	3.30	2.83	3.45	4.13	1.64	2.23	1.90	1.81	1.45			
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.02	0.02	0.01	0.02	0.01	0.17	0.15	0.13	0.10	0.16		
Total	97.61	97.16	97.51	97.99	99.51	97.62	98.92	98.80	98.56	97.93		
Zn	47.40	125.50	72.70	69.80	42.20	110.61	96.57	89.90	96.80	99.70		
Ca	16.60	16.20	15.80	18.10	16.50	21.09	19.22	18.30	17.80	17.00		
Rb	114.00	145.80	158.90	146.80	166.90	74.49	14.23	80.50	85.50	68.90		
Sr	219.10	259.20	212.00	236.10	192.40	350.87	222.67	315.40	312.40	328.40		
Y												
Z	194.90	201.00	170.10	208.40	140.00	137.32	115.23	111.40	114.60	20.50		
Ba	854.50	719.20	706.70	674.80	852.50	438.75	56.41	513.70	494.60	92.00		
Pb	15.00	12.50	16.60	18.70	21.70	12.69	11.28	12.40	12.40	10.30		
Th	11.60	12.40	12.70	16.60	15.80	3.71				5.20		
Nb	8.00	9.30	9.90	14.00	7.50	6.39	7.98	5.70	7.10	6.10		
Al/(Na+K+Ca)												
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> -Na <sub>2</sub> O-K <sub>2</sub> O	1.12	1.08	1.07	1.02	1.09	0.91	0.89	0.85	0.85	0.79		
FeO-MgO	0.04	0.04	0.03	0.05	0.03	0.08	0.08	0.09	0.09	0.08		
MgO/(FeO+MgO)	0.16	0.06	0.07	0.06	0.04	0.18	0.20	0.21	0.21	0.23		
(Na <sub>2</sub> O+K <sub>2</sub> O)/Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0.67	0.66	0.13	0.17	0.13	0.33	0.42	0.44	0.44	0.45		
Na <sub>2</sub> O+K <sub>2</sub> O	0.09	0.10	0.76	0.67	0.74	0.49	0.49	0.46	0.46	0.45		
K <sub>2</sub> O/Na <sub>2</sub> O	0.64	0.54	0.59	0.67	0.87	0.30	0.44	0.38	0.37	0.28		
K <sub>2</sub> O/ORG	8.24	7.08	8.62	8.55	10.33	4.10	5.58	4.75	4.53	3.62		
Rb/ORG	28.50	36.45	39.73	36.65	41.73	18.62	28.56	20.13	21.63	17.23		
Th/ORG	14.50	15.50	15.88	20.75	19.75	4.64	0.00	5.88	3.00	6.50		
Ba/ORG	17.09	14.38	14.13	13.49	17.05	8.77	10.93	10.27	9.89	7.74		
Nb/ORG	0.80	0.93	0.99	1.40	0.75	0.64	0.80	0.57	0.71	0.61		
Zr/ORG	0.57	0.59	0.50	0.61	0.41	0.40	0.33	0.34	0.24	0.27		
V/ORG	0.47	0.49	0.50	0.68	0.45	0.27	0.31	0.24	0.34	0.29		

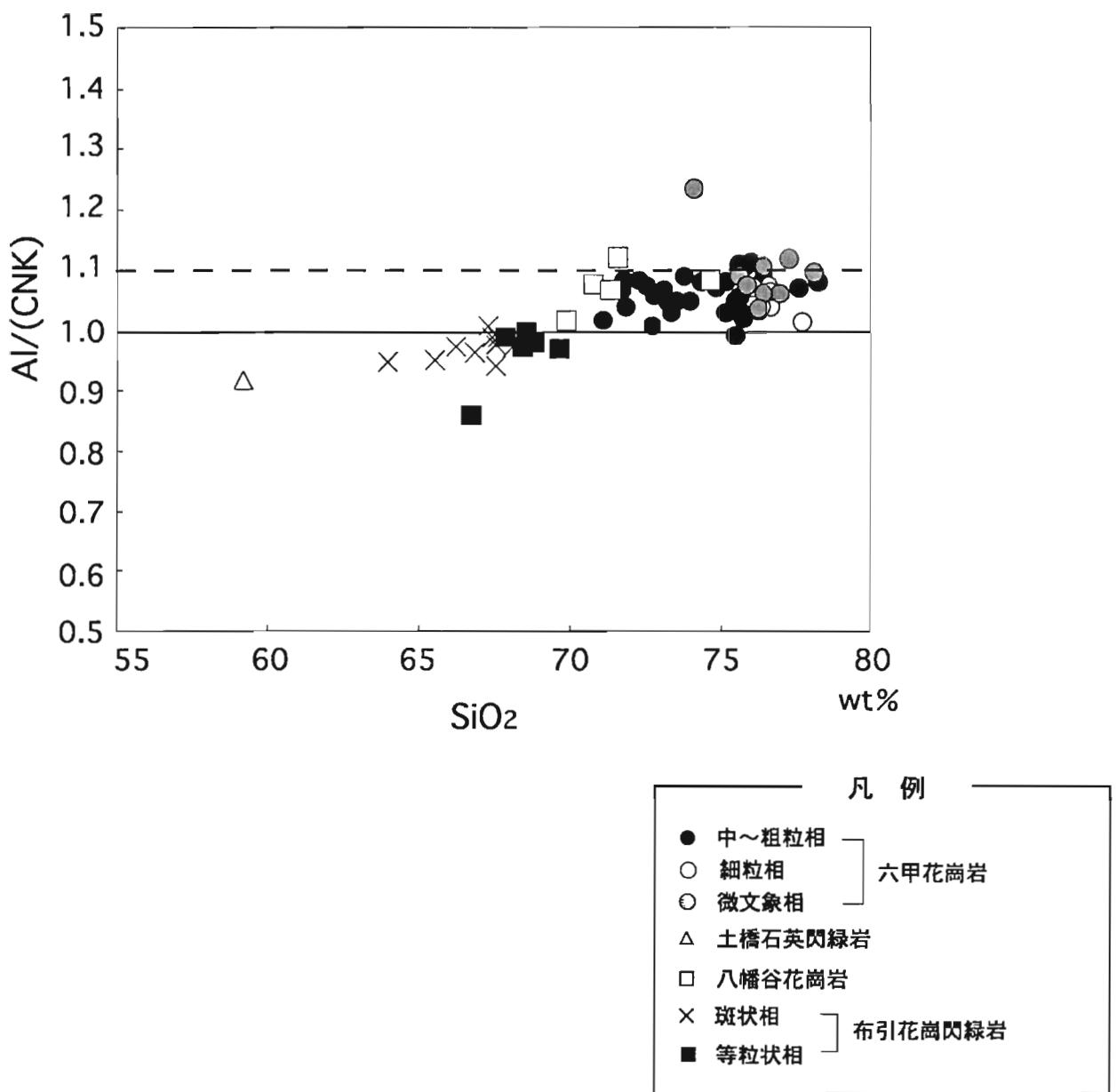


図5-2  $\text{SiO}_2$ と $\text{Al}/(\text{Ca}+\text{Na}+\text{K})$ の関係  
peraluminousとmetaluminousの境界線はShand (1947) による

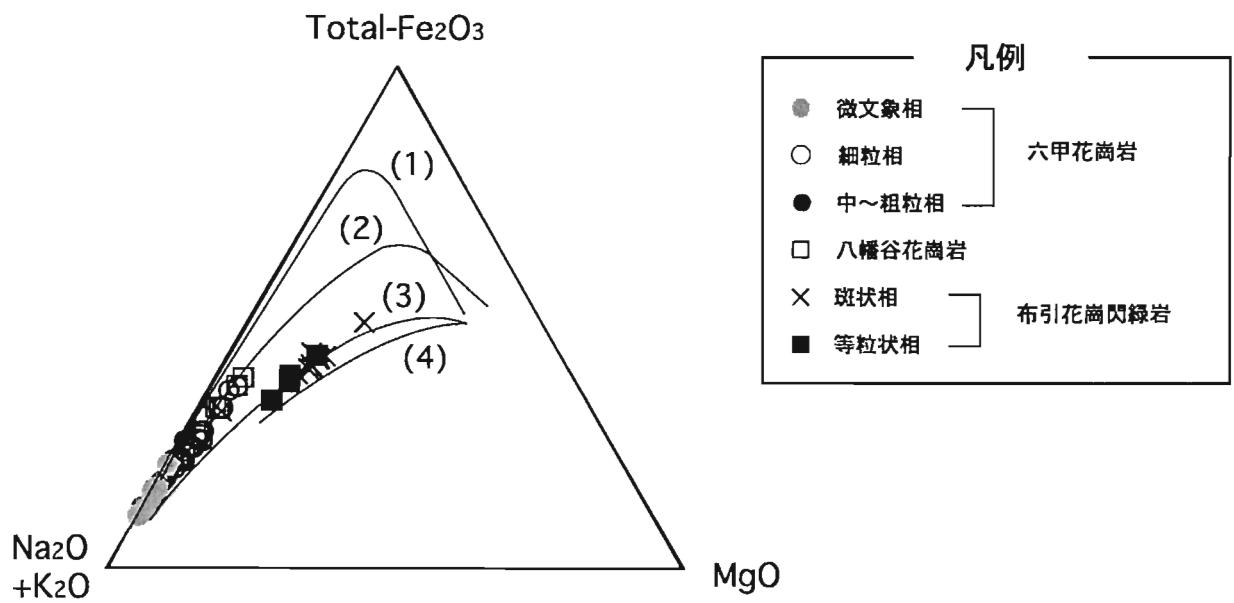


図5-3 花崗岩類のAFM図

図中の曲線は都城・久城（1975）による

- (1) skaergaard貫入岩体のマグマの組成変化コース
- (2) 伊豆七島, 伊豆半島, 箱根地方の火山岩の平均ソレアイト系列
- (3) 伊豆七島, 伊豆半島, 箱根地方の火山岩の平均カルクアルカリ系列
- (4) 天城山のカルクアルカリ系列

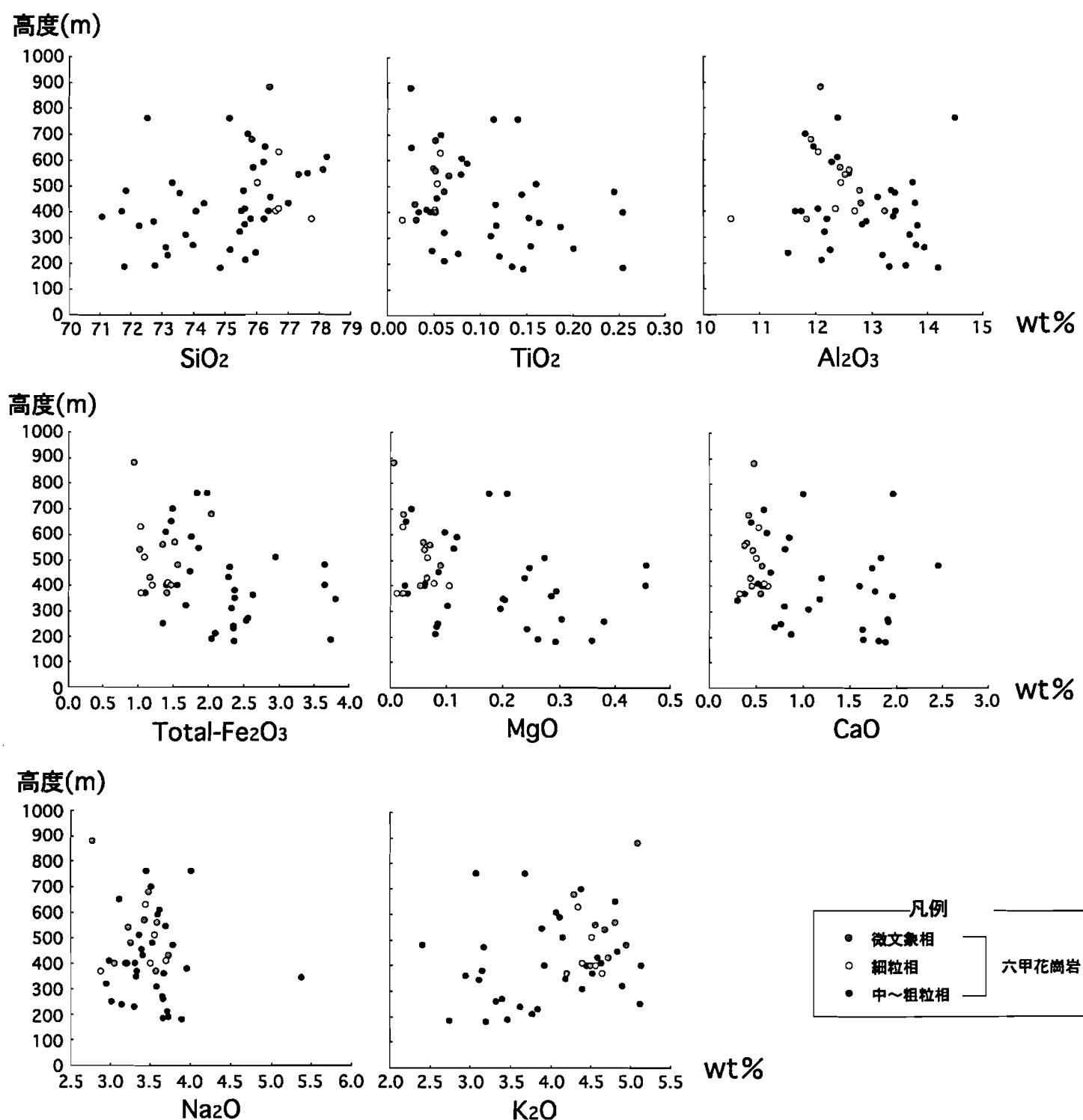


図5-4 六甲花崗岩の全岩化学組成（主成分）と地形的分布との関係

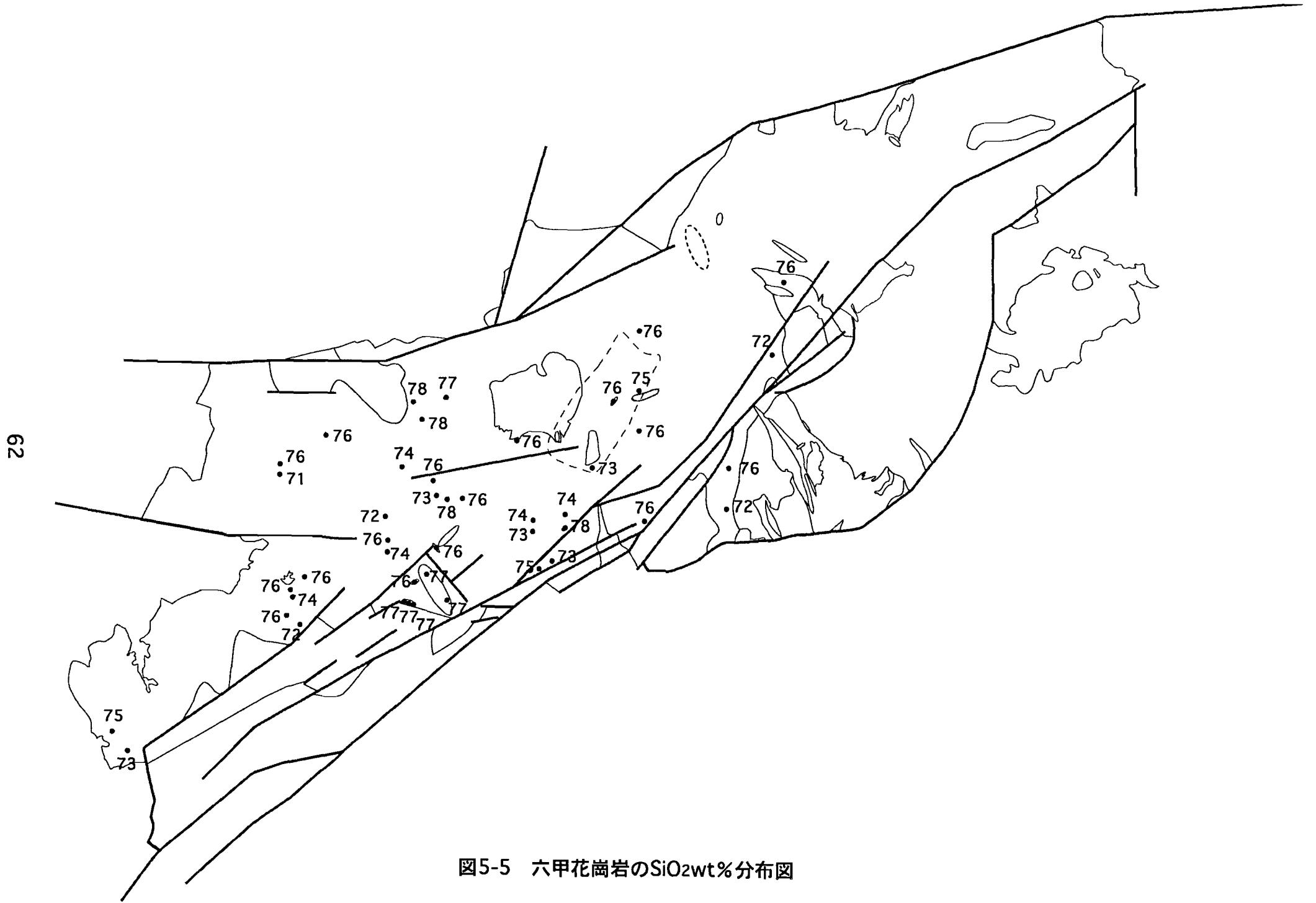


図5-5 六甲花崗岩のSiO<sub>2</sub>wt%分布図

### 5-3. 微量成分元素分析結果

化学分析値をハーカー図（図 5-6）に、各岩体の代表的な分析値を表 5-1 に示す。

#### 5-3-1 布引花崗閃綠岩

布引花崗閃綠岩は両岩相とも Sr に富み、Rb, Y, Ba, Nb に乏しい（図 5-6）。主成分元素と同様にほぼ同じトレンドを示す。 $\text{SiO}_2$  が増加するにつれて Sr は減少し、不適合元素である Rb, Ba, Nb, Zr は増加する傾向を示す。Y は  $\text{SiO}_2$  が増加しても変化しない。その中で、斑状相は等粒状相に比べて高い Sr を持ち、低い Rb, Y, Ba, Nb 含有量を示す。構造場を検討するため、Nb-Y, Rb-Y+Nb の関係を見ると、布引花崗閃綠岩は 2 岩相とも Nb-Y の図では syn-COLG+VAG の領域にプロットされ、Nb, Y とともに他の花崗岩に比べてやや低い値を示す（図 5-7）。Rb-Y+Nb の図では、VAG の領域にプロットされる。このことは、2 岩相が同じ形成場で形成されたことを示す。

斑状相と等粒状相の海洋性花崗岩で規格化したスパイダー図をみると、2 岩相は同じパターンを示し、ほぼ同じ形成過程を表している（図 5-8）。すなわち、 $\text{K}_2\text{O}$ , Rb, Ba, Th などの LIL 元素（large-ion lithophile element）に富み、Nb, Zr, Y などの HFS 元素（high field-strength element）に乏しく、1.0 より低い。これらは分別結晶による LIL 元素の濃集した典型的な volcanic arc granite (VAG) に属し、上述した構造場で検討した結果を支持している。

Sr-Rb, Ba-Rb の関係をみると、斑状相、等粒状相とともに、Sr, Ba, Rb の変化量が少ないため、ほぼ 1 ケ所に集まり、トレンドをあまり示さないが、Sr-Rb の図では斜長石、Ba-Rb の図では黒雲母のマグマからの分別結晶作用のトレンドを示す（図 5-9）。

布引花崗閃緑岩中の暗色包有物も Sr に富み、Rb, Y, Ba, Nb に乏しいが、 $\text{SiO}_2$  が低く、布引花崗閃緑岩とはトレンドが異なる。

### 3-2 八幡谷花崗岩

八幡谷花崗岩は、高い Sr, Y, Zr 含有量を持ち、Rb, Nb は低い（図 5-6）。 $\text{SiO}_2$  が増加するにつれて Sr, Y, Nb, Zr は減少し、Rb, Ba が増加する傾向を示す。岩相変化が激しいことに調和して、組成の変化する巾も大きい。Nb-Y, Rb-Y+Nb の関係を見ると、Nb-Y の図では syn-COLG+VAG の領域にプロットされ、布引花崗閃緑岩と比べてやや高い Y の値を示す（図 5-7）。Rb-Y+Nb の図では VAG の領域にプロットされ、Y が高いことから Y+Nb も比較的高い値を持つ。八幡谷花崗岩を海洋性花崗岩で規格化したスパイダー図をみると、LIL 元素に富み、HFS 元素に乏しく、volcanic arc granite のパターンを示し、Nb-Y, Rb-Y+Nb の関係で得た結果と調和的である（図 5-8）。布引花崗閃緑岩と比べて Rb, Zr, Y がやや高い値を示す。Sr-Rb, Ba-Rb の関係をみると、ほぼ同じ領域にプロットされる（図 5-9）。

### 3-3 土橋石英閃緑岩

土橋石英閃綠岩は、Sr に富み、Rb, Y, Ba, Nb, Zr に乏しく、 $\text{SiO}_2$  含有量も低いことなどから、他の花崗岩とは違った化学組成を持っている（図 5-6）。海洋性花崗岩で規格化したスパイダー図をみると（図 5-8），LIL 元素に富み，HFS 元素に乏しく volcanic arc granite のパターンを示すが、他の岩石と異なり Ba に負のアノマリーを示す。

### 3-4 六甲花崗岩

六甲花崗岩は高い Rb, Y, Ba, Nb 含有量と、低い Sr, Zr 含有量を持つ（図 5-6）。 $\text{SiO}_2$  が増加するにつれて液相濃集元素の Rb, Y, Ba, Nb は増加し、Sr, Zr は減少する傾向を示す。岩相どうしの関係をみると、中～粗粒相に比べて、細粒相や微文象相は Sr, Zr に乏しく、Rb, Y, Nb に富む。Sr や Rb の組成変化は、主成分元素の  $\text{CaO}$  や  $\text{K}_2\text{O}$  の組成変化に調和的である。 $\text{Nb-Y}$ ,  $\text{Rb-Y+Nb}$  の関係をみると、3 岩相とも  $\text{Nb-Y}$  の図では syn-COLG+VAG の領域にプロットされ、比較的高い Y の値を示す。 $\text{Rb-Y+Nb}$  の図でも VAG の領域にプロットされ、Y, Rb とも高い値を示す。ハーカー図での傾向と同様、細粒相と微文象相は Rb, Y, Nb が中～粗粒相と比べて高い（図 5-7）。海洋性花崗岩で規格化したスパイダー図をみると、3 岩相ともよく似たパターンを示し、LIL 元素に富み、HFS 元素に乏しことから volcanic arc granite のパターンを示す（図 5-8）。これは、上述した構造場の結果によく調和する。微文象相が他の 2 岩相に比べて  $\text{K}_2\text{O}$  や Ba に富むことは、カリ長

石のモード比が比較的高いことから説明される。Sr-Rb, Ba-Rb の関係をみると、Rb が増加するにつれ、Sr と Ba は減少する傾向を示し、それぞれ斜長石とカリ長石の分別結晶作用のトレンドを示す。このことは、六甲花崗岩の 3 岩相が主に斜長石の分別結晶作用によって化学組成に変化を持った可能性を示している（図 5-9）。

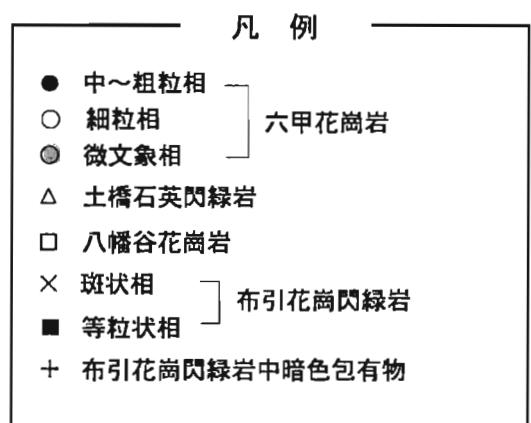
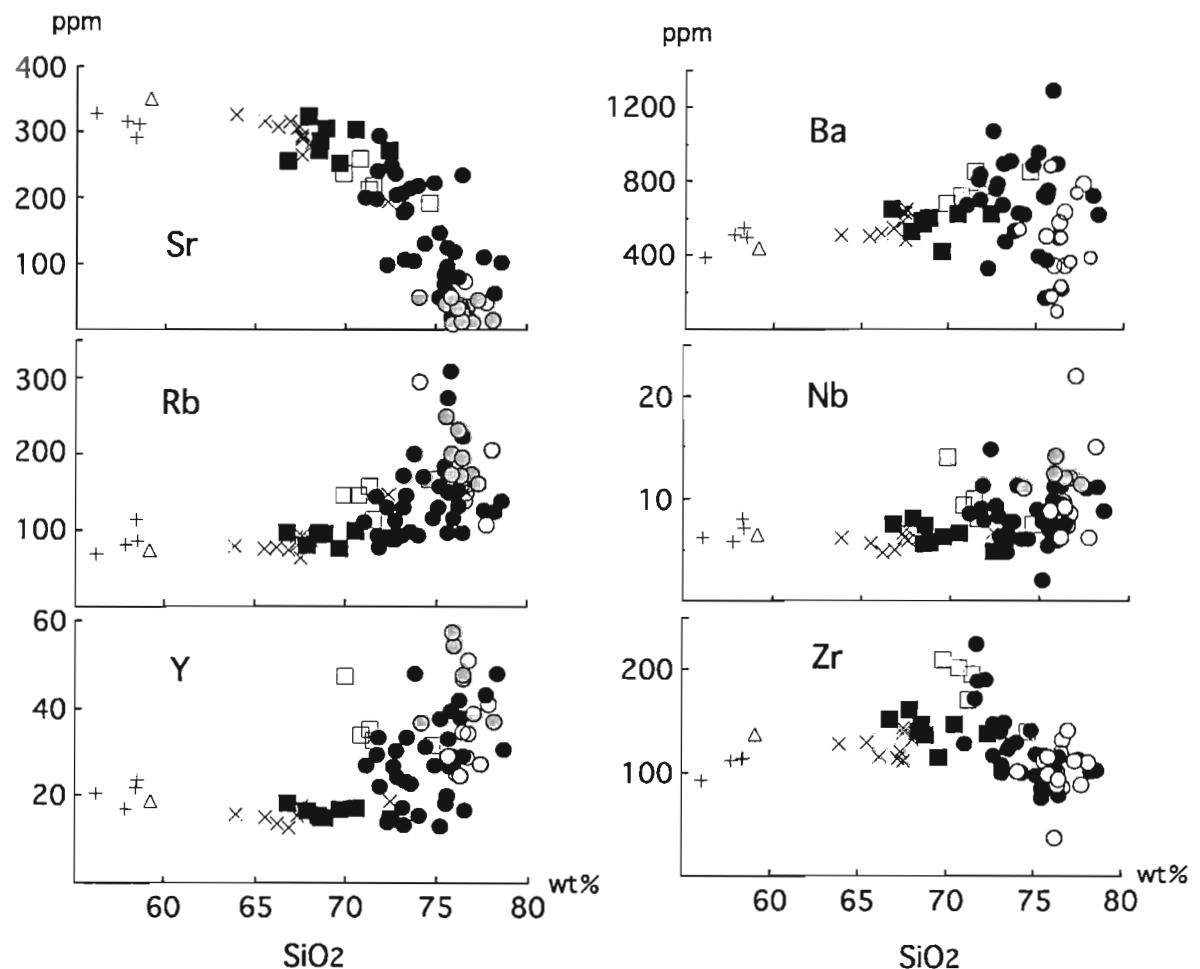
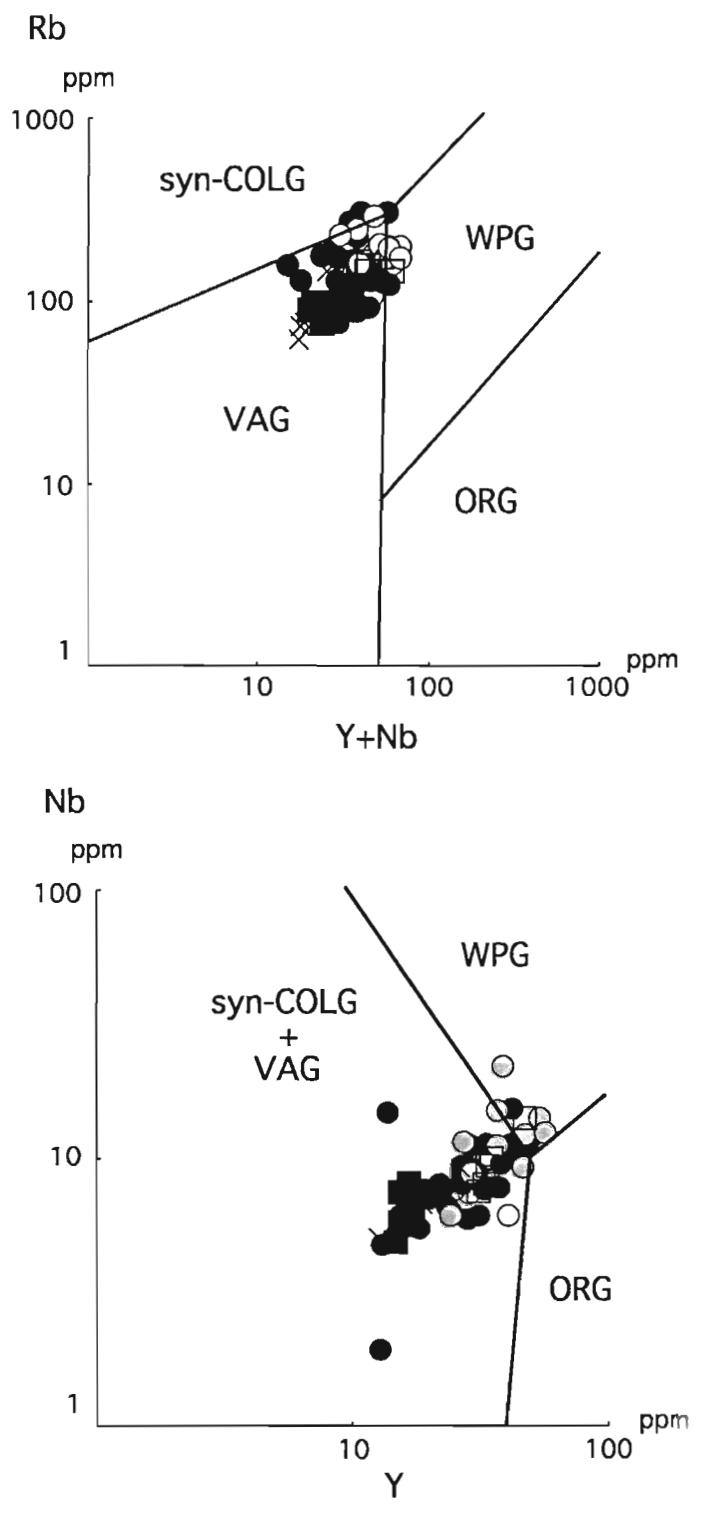


図5-6 花崗岩類の微量元素ハーカー図



凡 例	
● 中～粗粒相	六甲花崗岩
○ 細粒相	
○ 微文象相	
□ 八幡谷花崗岩	
×	布引花崗閃綠岩
■ 斑状相	
■ 等粒状相	

図5-7 花崗岩類のRb-Y+NbおよびNb-Yの関係  
領域の境界はPeace et al.(1984)による

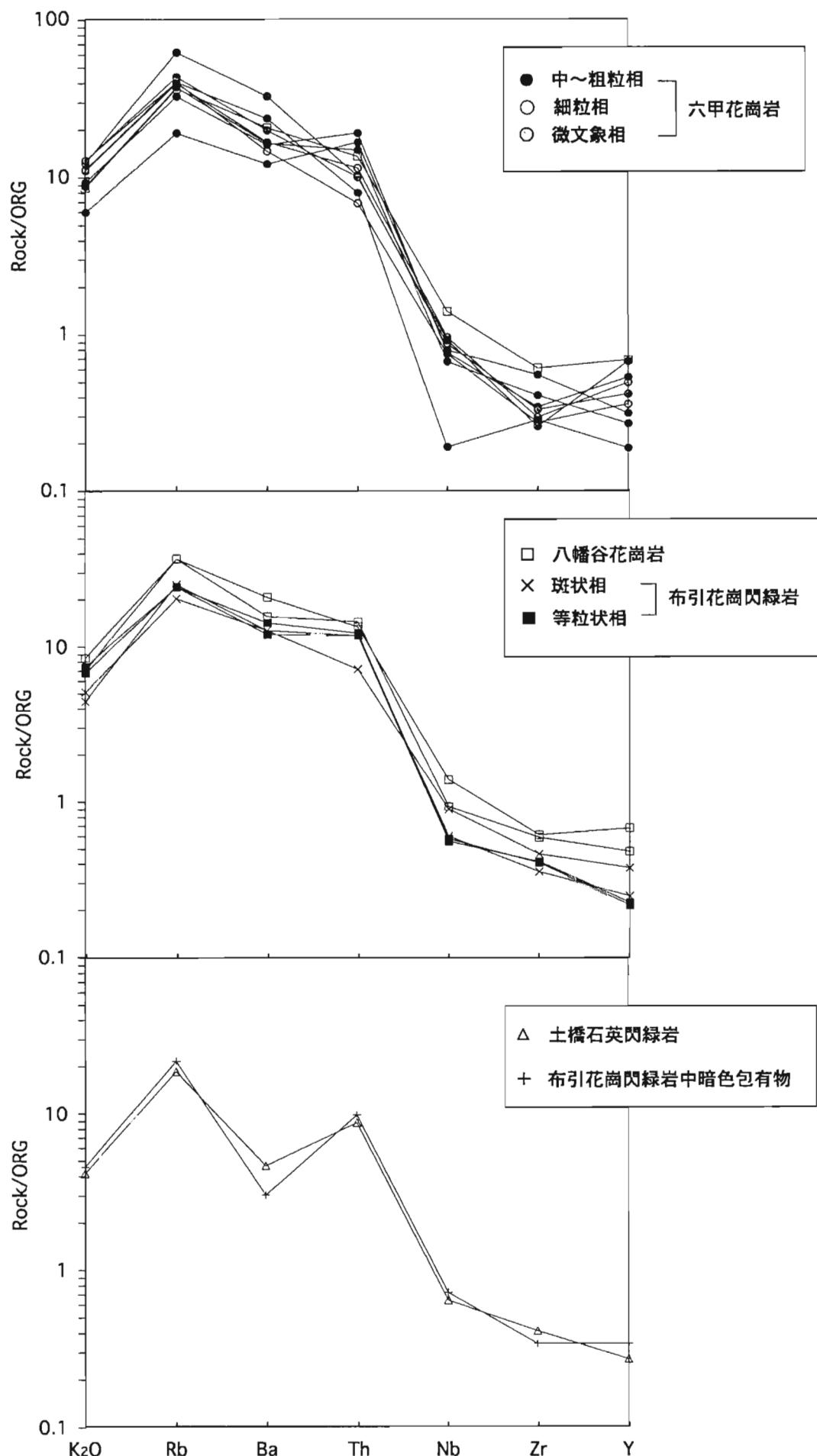


図5-8

花崗岩類のスパイダー図

海洋性花崗岩 (ORG) の値はPeace et al.(1984)による

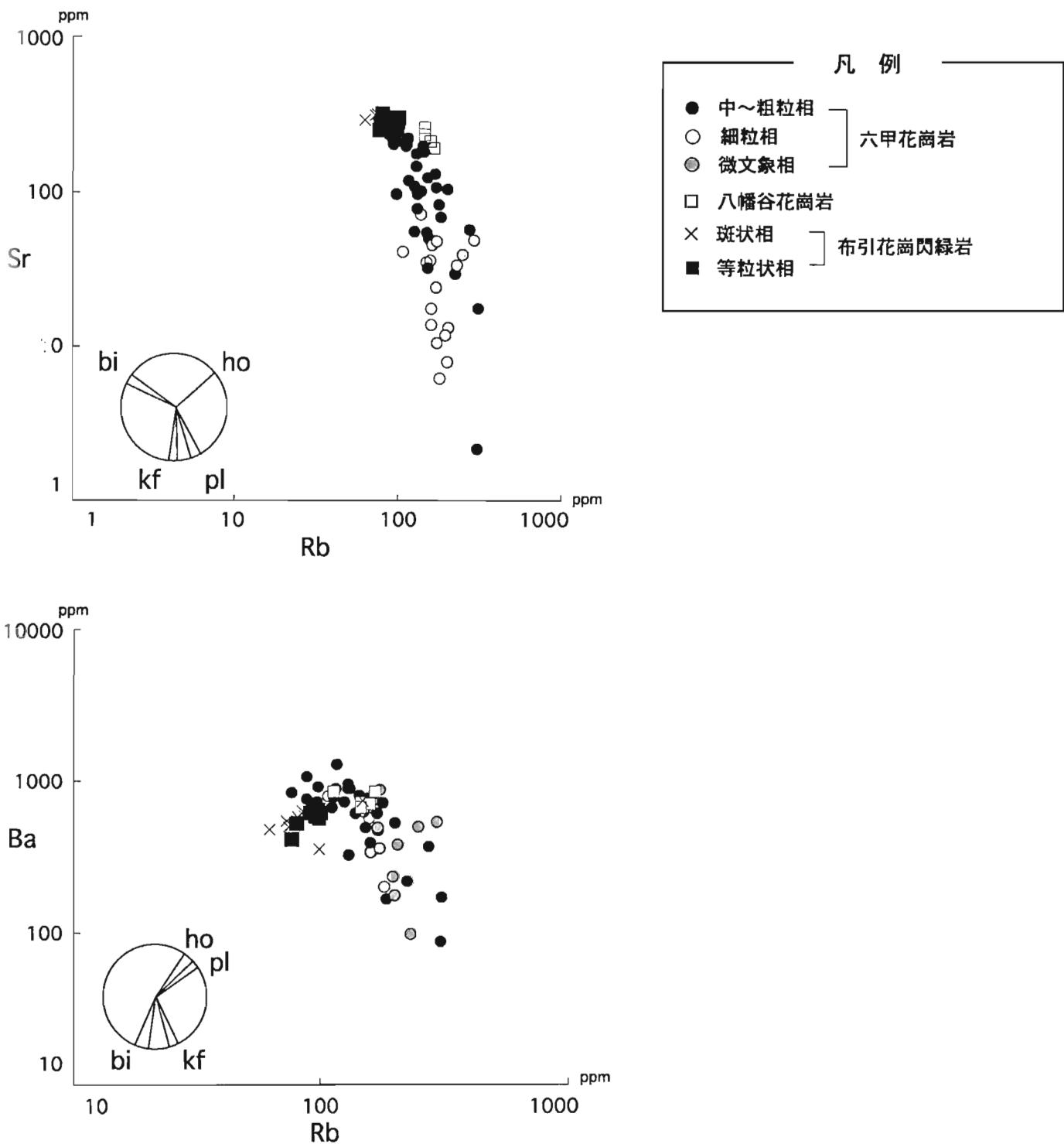


図5-9 花崗岩類のSr-RbおよびBa-Rbの関係  
結晶分別のトレンドは村田・吉田（1985）による

#### 5-4. 希土類元素分析結果

希土類元素の分析をカナダ Actlabs 社に依頼して ICP-MS により行った。各岩石をコンドライトの値で規格化した REE パターンを図 5-10 に、分析値を表 5-2 に示す。また、試料採集位置を付図 1 に示す。

六甲山地花崗岩類の希土類元素の全含有量は以下の通りである。六甲花崗岩は 63.4 ppm ~ 155.1 ppm, 布引花崗閃緑岩は 101.7 ppm ~ 103.3 ppm, 八幡谷花崗岩は 138.8 ppm, 土橋石英閃緑岩は 92.1 ppm である。これらの中で、六甲花崗岩の細粒相が特に高い値を示している。一方、微文象相は最も低い値を持つ。布引花崗閃緑岩の斑状相と等粒状相はそれぞれの希土類元素で似た値を持つ。

コンドライトで規格化した REE パターン図では、六甲山地の花崗岩類は La から Sm までの軽希土類元素 (LREE) に富むが、Gd から Lu までの重希土類元素 (HREE) ではほぼ水平の傾向を示す。六甲花崗岩の微文象相は軽希土類元素に乏しく、重希土類元素に比較的富む傾向を持つが、六甲花崗岩の 3 岩相は類似したパターンを示しており、これら花崗岩は同一のマグマから形成されたと考えられる。六甲花崗岩と八幡谷花崗岩は負の Eu アノマリーを持っており、中でも六甲花崗岩の細粒相と微文象相は特に強い負のアノマリーを示す。このことは、細粒相と微文象相の斜長石の分別結晶作用を表し、前述した Sr-Rb の分別結晶トレンドを強く支持するものである。一方、土橋石英閃緑岩と布引花崗閃緑岩中の暗色包有物は弱い正の Eu アノマリーを持つ。布引花崗閃緑岩は斑状相と等粒

状相の両岩相とも Eu にアノマリーはみられないが、六甲花崗岩に比べて重希土類元素に乏しい傾向がある。このことから、六甲花崗岩は布引花崗閃綠岩とは違った REE パターンを持っているといえる。また、布引花崗閃綠岩と八幡谷花崗岩は異なった結晶作用を有していたと考えられる。

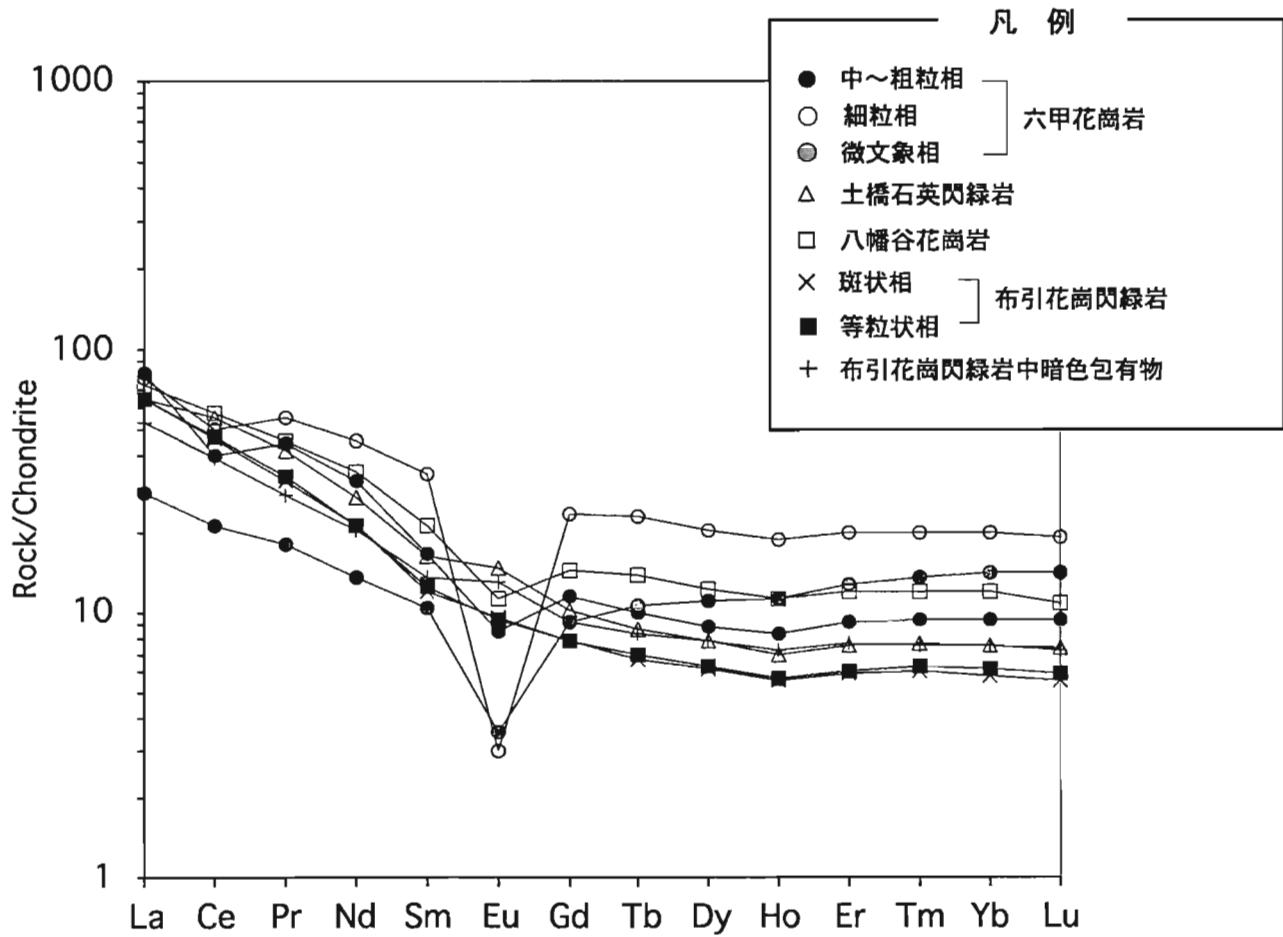


図5-10 花崗岩類のREEパターン  
Chondriteの値はTaylor and McLennan (1985) による

ppm	六甲花崗岩		布引花崗閃綠岩		八幡谷花崗岩		土橋石英閃綠岩	暗色包有物
	中～粗粒相 000604-8	微文象相 000709-7	細粒相 000709-8	等粒狀相 980605-2	斑狀相 980905-5	020307-7		
La	30.59	10.89	29.51	24.57	24.46	27.77	19.81	24.45
Ce	38.99	20.83	47.99	45.97	44.78	56.32	37.75	53.43
Pr	6.01	2.46	7.53	4.47	4.31	6.07	3.83	5.57
Nd	22.68	9.72	32.03	15.23	15.32	24.53	14.83	19.64
Sm	3.87	2.40	7.68	2.88	2.81	4.96	3.18	3.78
Eu	0.74	0.31	0.26	0.82	0.84	0.99	1.14	1.27
Gd	3.62	2.88	7.36	2.43	2.46	4.55	2.89	3.18
Tb	0.60	0.64	1.36	0.41	0.40	0.83	0.50	0.51
Dy	3.51	4.33	8.05	2.47	2.41	4.79	3.09	3.05
Ho	0.74	1.01	1.68	0.50	0.49	1.02	0.64	0.62
Er	2.37	3.29	5.11	1.55	1.52	3.10	1.95	1.94
Tm	0.37	0.53	0.77	0.24	0.23	0.47	0.29	0.29
Yb	2.38	3.56	4.99	1.53	1.45	3.00	1.87	1.87
Lu	0.37	0.55	0.75	0.23	0.22	0.42	0.28	0.29
Total	116.82	63.38	155.07	103.31	101.69	138.82	92.05	119.90

表5-2 花崗岩類の希土類組成表

## 第6章 花崗岩類の鉱物化学組成

### 6-1. 分析方法

鉱物の化学分析には神戸大学ベンチャービジネスラボラトリーに設置の JSX8900 を用いた。分析条件はビーム径  $3\mu\text{m}$ ，加速電圧  $15\text{kV}$ ，プロウブカレント  $2\text{nA}$ ，測定時間 20 秒で行った。

### 6-2. 分析結果

#### 6-2-1 斜長石の化学組成

花崗岩類の斜長石のコアとリムの化学組成を図 6-1 に，それらの代表的な分析値を表 6-1 に示す。布引花崗閃緑岩と八幡谷花崗岩を比較すると，布引花崗閃緑岩のコアの An 組成はおよそ An30～60 であるのに対して，八幡谷花崗岩のコアは An10～40 と低い値を示す。また，リムを比べてみると，布引花崗閃緑岩が An15～60 と高い値を示すのに対して，八幡谷花崗岩は An5～40 と，やはり低い値を示す。これは，布引花崗閃緑岩と八幡谷花崗岩の全岩化学組成の CaO の量の違いが反映されている。布引花崗閃緑岩の斑状相と等粒状相との斜長石の An 組成を比較すると，両者とも似た組成を有するが，リム組成を見ると斑状相に比べて等粒状相はやや An 成分が低くなる傾向を示す。このことは，等粒状相がやや SiO<sub>2</sub> が多く比較的珪長質はことと調和する。なお，両岩相の斜長石は鏡下では顕著な累帯構造を示すが，コアとリムの An 組成にはそれほど大きな差は見られない。土橋石英閃緑岩の An 組成は，コアは An20～50，リムは An15～45 の値を示す。布引花崗閃緑岩コアと

リムの An 組成と比べてやや低い傾向を持つ。布引花崗閃綠岩と六甲花崗岩の斜長石のコアの An 組成を比較すると、布引花崗閃綠岩はおよそ An 30~60 であるのに対して、六甲花崗岩の主岩相である中～粗粒相は約 An 25~45 と低い値を有する。八幡谷花崗岩と六甲花崗岩を比べると、コアの組成は八幡谷花崗岩と六甲花崗岩中～粗粒相が似た値を示すが、リムでは 八幡谷花崗岩と六甲花崗岩の細粒相が似た値を示している。八幡谷花崗岩がコアとリムの An 組成に比較的大きな差を持つことは、斜長石が鏡下で顕著な累帯構造を示していることによく調和している。八幡谷花崗岩は岩相が不均質であり、マグマから斜長石が晶出する際、液と結晶との間での複雑な結晶作用が考えられる。例えば、温度や圧力の急激な変化などである。六甲花崗岩類各岩相間の比較を行うと、中～粗粒相はコアの An 組成が 25~45 と高く、中性長石～灰曹長石質で、組成変化が比較的大きいのに対し、細粒相は An 5~20 と低く、灰曹長石～曹長石質で変化幅は狭い。また、リムの An 組成は中～粗粒相が 15~30 であるのに対して、細粒相は 5~20 とやはり低い値を示す。これは、マグマ溜まりで斜長石が分別結晶を起こし、より分化して酸性になったマグマから細粒相の斜長石が晶出したものと考えられる。希土類元素で細粒相が負の Eu アノマリーを持っていることや、ハーカー図で SiO<sub>2</sub> や K<sub>2</sub>O に富むことなどもこのことを支持している。細粒相の斜長石に組成幅が少ないので、もともと Ca の少ないマグマから晶出したことや、急速に冷却したことによるのである。

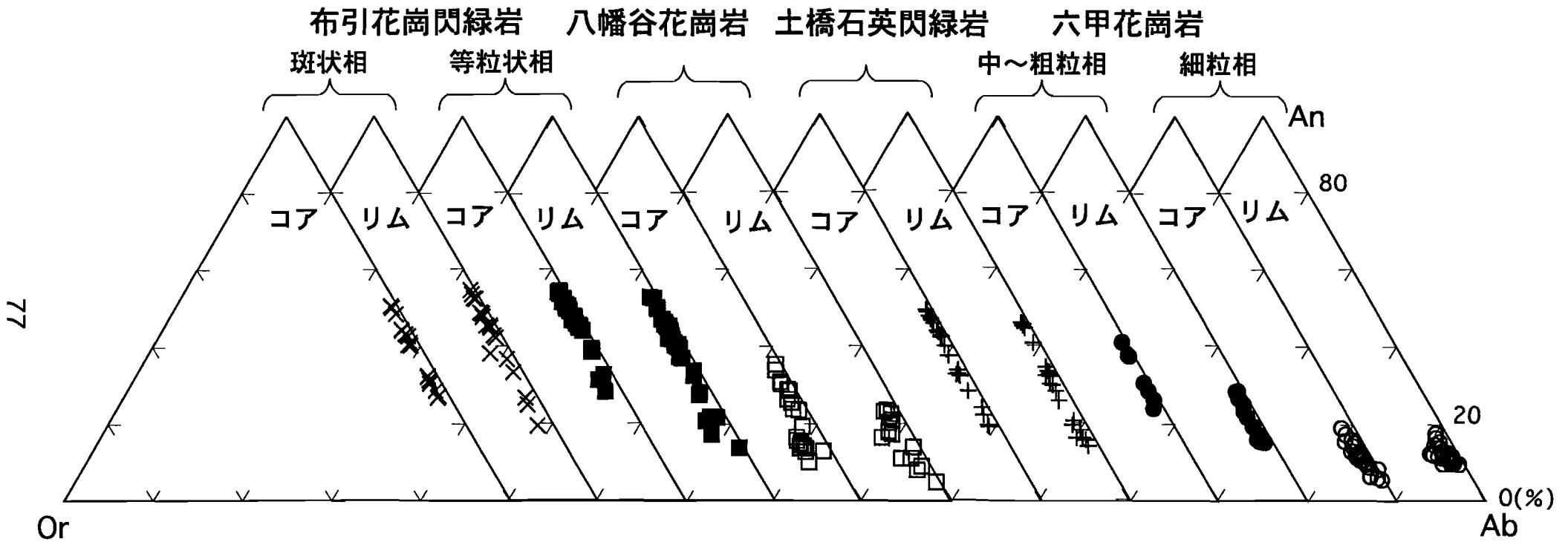


図6-1 花崗岩類の斜長石化学組成

Wt(%)	布引花崗閃綠岩											
	液状相					等粒状相						
	コア	リム	コア	リム								
SiO <sub>2</sub>	55.36	58.04	58.39	58.44	57.02	61.18	56.21	56.70	57.32	62.56	58.63	57.26
TiO <sub>2</sub>	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.01	0.01	0.06	0.00	0.04	0.00
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	26.82	25.25	25.53	24.71	26.85	23.81	27.43	27.58	26.69	23.76	26.25	26.77
FeO	0.19	0.23	0.19	0.17	0.18	0.14	0.20	0.17	0.24	0.10	0.19	0.20
MnO	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.03	0.00
MgO	0.01	0.01	0.00	0.00	0.00	0.01	0.01	0.01	0.01	0.00	0.03	0.02
CaO	10.07	7.88	8.17	7.54	9.52	6.38	10.38	10.39	9.20	5.66	8.53	9.47
Na <sub>2</sub> O	5.40	6.21	6.26	6.21	5.44	6.83	5.09	5.47	5.54	7.86	6.32	5.71
K <sub>2</sub> O	0.23	0.34	0.29	0.80	0.24	0.35	0.25	0.31	0.34	0.54	0.34	0.28
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.00	0.01	0.00	0.01	0.05	0.00	0.03	0.01	0.00	0.00	0.03	0.02
Total	98.08	97.97	98.84	97.90	99.30	98.70	99.60	100.64	99.41	100.48	100.39	99.72
Cation (O=22)												
Si	7.61	7.93	7.91	8.00	7.71	8.24	7.61	7.60	7.75	8.28	7.84	7.72
Ti	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00
Al	4.35	4.07	4.08	3.99	4.28	3.78	4.38	4.36	4.25	3.71	4.14	4.26
Fe	0.02	0.03	0.02	0.02	0.02	0.02	0.02	0.02	0.03	0.01	0.02	0.02
Mn	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Mg	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00
Ca	1.48	1.15	1.19	1.11	1.38	0.92	1.50	1.49	1.33	0.80	1.22	1.37
Na	1.44	1.65	1.65	1.65	1.43	1.78	1.33	1.42	1.45	2.02	1.64	1.49
K	0.04	0.06	0.05	0.14	0.04	0.06	0.04	0.05	0.06	0.09	0.06	0.05
P	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Total	14.95	14.88	14.90	14.90	14.87	14.80	14.89	14.95	14.88	14.92	14.93	14.92
Ca+Na+K	2.96	2.86	2.88	2.89	2.85	2.76	2.88	2.97	2.84	2.91	2.92	2.91
An組成	50.06	40.38	41.16	38.20	48.44	33.29	52.21	50.28	46.85	27.56	41.87	47.02

Wt(%)	六甲花崗岩											
	中~粗粒相					細粒相						
	コア	リム	コア	リム								
SiO <sub>2</sub>	62.00	60.65	59.40	64.41	63.23	62.90	66.18	66.73	66.71	66.22	66.73	66.23
TiO <sub>2</sub>	0.00	0.00	0.00	0.04	0.03	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.01	0.01
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	23.01	23.64	25.01	21.61	21.62	22.99	20.07	20.72	20.47	20.44	20.99	20.49
FeO	0.03	0.19	0.15	0.09	0.13	0.22	0.05	0.07	0.09	0.04	0.03	0.10
MnO	0.00	0.00	0.00	0.02	0.00	0.00	0.00	0.00	0.04	0.00	0.00	0.00
MgO	0.01	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.01	0.01	0.02	0.00	0.00
CaO	5.17	5.98	7.27	3.05	4.19	4.80	2.21	2.38	2.15	1.89	2.14	1.93
Na <sub>2</sub> O	7.86	7.33	6.47	8.87	8.06	8.09	8.67	9.19	9.72	9.29	9.54	9.36
K <sub>2</sub> O	0.19	0.21	0.21	0.45	0.40	0.39	0.50	0.39	0.38	0.44	0.47	0.76
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.04	0.00	0.03	0.00	0.02	0.00
Total	98.26	98.01	98.50	98.55	97.66	99.40	97.71	99.48	99.61	98.35	99.93	98.90
Cation (O=22)												
Si	8.36	8.23	8.04	8.62	8.55	8.39	8.87	8.81	8.81	8.83	8.78	8.81
Ti	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Al	3.66	3.78	3.99	3.41	3.45	3.62	3.17	3.22	3.19	3.21	3.25	3.21
Fe	0.00	0.02	0.02	0.01	0.01	0.02	0.01	0.01	0.01	0.00	0.00	0.01
Mn	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Mg	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Ca	0.75	0.87	1.05	0.44	0.61	0.69	0.32	0.34	0.30	0.27	0.30	0.28
Na	2.05	1.93	1.70	2.30	2.11	2.09	2.25	2.35	2.49	2.40	2.43	2.41
K	0.03	0.04	0.04	0.08	0.07	0.07	0.09	0.07	0.06	0.08	0.08	0.13
P	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Total	14.86	14.86	14.83	14.86	14.81	14.88	14.71	14.79	14.87	14.80	14.85	14.85
Ca+Na+K	2.83	2.83	2.79	2.82	2.79	2.84	2.66	2.75	2.86	2.75	2.81	2.82
An組成	26.35	30.67	37.79	15.51	21.78	24.13	11.94	12.21	10.64	9.82	10.70	9.78

Wt(%)	八幡谷花崗岩					土橋石英閃綠岩						
						コア	リム	コア	リム			
	コア	リム	コア	リム								
SiO <sub>2</sub>	60.97	59.94	61.08	63.10	64.58	66.18	56.99	57.08	58.78	60.41	60.34	58.80
TiO <sub>2</sub>	0.01	0.00	0.04	0.00	0.00	0.00	0.00	0.02	0.02	0.01	0.01	0.00
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	24.84	25.21	24.56	23.24	21.66	21.18	27.39	27.40	25.89	25.21	24.66	26.49
FeO	6.75	7.09	6.38	4.59	3.47	2.67	9.37	9.56	8.20	7.03	6.51	8.50
MnO	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
MgO	0.00	0.01	0.01	0.02	0.02	0.02	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.02
CaO	0.33	0.19	0.43	0.43	0.76	0.23	0.25	0.25	0.30	0.29	0.34	0.25
Na <sub>2</sub> O	7.04	6.99	7.59	7.96	8.62	8.87	5.79	5.79	6.57	7.13	7.35	6.65
K <sub>2</sub> O	0.20	0.14	0.19	0.11	0.11	0.11	0.15	0.19	0.18	0.21	0.13	0.13
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Total	100.13	99.56	100.28	99.44	99.22	99.26	99.95	100.27	99.93	100.31	99.33	100.84
Cation (O=22)												
Si	8.12	8.03	8.13	8.40	8.60	8.75	7.67	7.66	7.89	8.04	8.10	7.83
Ti	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Al	3.90	3.98	3.85	3.65	3.40	3.30	4.34	4.34	4.09	3.96	3.90	4.16
Fe	0.96	1.02	0.91	0.65	0.50	0.38	1.35	1.38	1.18	1.00	0.94	1.21
Mn	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Mg	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Ca	0.06	0.03	0.07	0.07	0.13	0.04	0.04	0.04	0.05	0.05	0.06	0.04
Na	1.82	1.82	1.96	2.05	2.23	2.27	1.51	1.51	1.71	1.84	1.91	1.72
K	0.02	0.02	0.02	0.01	0.01	0.01	0.02	0.02	0.02	0.02	0.01	0.01
P	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Total	14.87	14.90	14.96	14.84	14.87	14.76	14.93	14.94	14.94	14.92	14.93	14.97
Ca+Na+K	2.83	2.87	2.94	2.78	2.85	2.69	2.90	2.93	2.94	2.89	2.91	2.97
An組成	33.97	35.50	30.94	23.55	17.36	14.06	46.55	47.02	40.13	34.68	32.23	40.81

表6-1 花崗岩類の斜長石の化学組成

### 6-2-2 黒雲母の化学組成

花崗岩類の黒雲母の化学組成を図 6-2 に、それぞれの代表的な分析値を表 6-2 に示す。布引花崗閃緑岩は斑状相と等粒状相のどちらも Si に乏しく 5.3~5.7 で、mg 値 ( $Mg / (Mg + Fe + Mn)$ ) がおよそ 0.4 と他の花崗岩に比べて高い値を持つ。このことは、布引花崗閃緑岩は全岩化学組成で MgO が高いことから、黒雲母はやや MgO に富むマグマから晶出したことを示している。AFM 図でも MgO の量が多いことがわかる（図 5-3）。八幡谷花崗岩は布引花崗閃緑岩と同じように Si が 5.4~5.6 と低いが、mg 値は 0.25 と低い値を示す。このことは全岩化学組成でも MgO に乏しいことをよく反映している。これらから、布引花崗閃緑岩と八幡谷花崗岩の黒雲母は異なる化学組成を持ったマグマから晶出したといえる。土橋石英閃緑岩は、Si が 5.7~6.0 と高く、mg 値が 0.25 と低い値を示す。斜長石では土橋石英閃緑岩は布引花崗閃緑岩と似た An 組成を持っているが、黒雲母では異なった組成を示す。六甲花崗岩の黒雲母は Si は 5.7~6.0 と違いがないが、mg 値の違いによって 2 つのグループに分けることができる。細粒相と微文象相は mg 値が低く Annite 成分に富むが、中～粗粒相の mg 値は比較的高く 0.25 の値を示す。すなわち、六甲花崗岩の黒雲母の mg 値は全岩の SiO<sub>2</sub>wt% が増加すると、減少する傾向を示すと言える。斜長石の組成でも、細粒相や微文象相は中～粗粒相に比べて低い An 組成を示したが、黒雲母でもより分化の進んだ MgO の乏しいマグマから晶出したことがわかる。

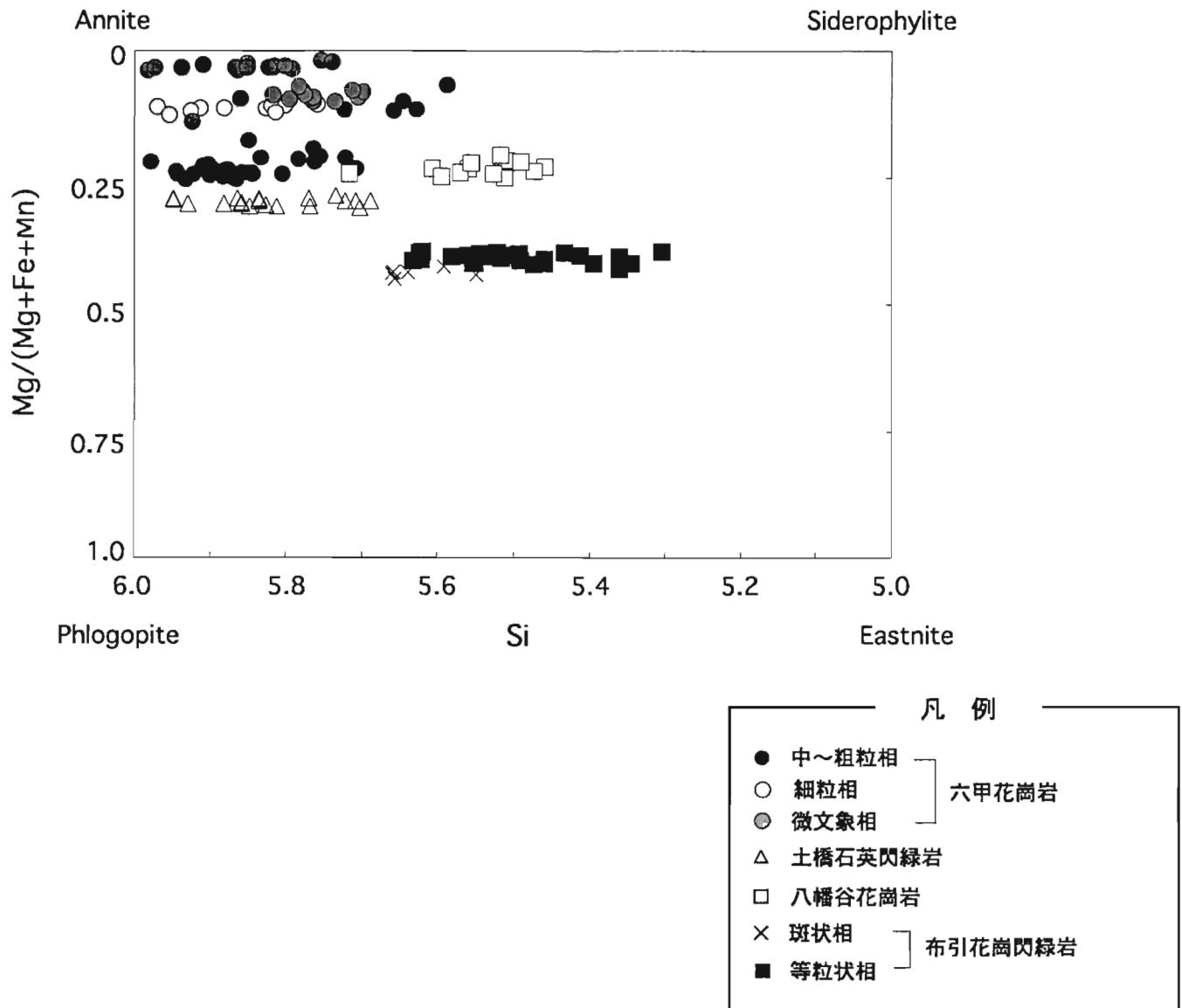


図6-2 花崗岩類中の黒雲母化学組成

Rock types wt%	土橋石英閃綠岩	八幡谷花崗岩	布引花崗閃綠岩		六甲花崗岩		
			斑状相	等粒状相	中～粗粒相	細粒相	微文象相
SiO <sub>2</sub>	35.87	34.69	36.86	36.24	35.28	35.41	35.41
TiO <sub>2</sub>	4.45	3.93	3.79	3.72	3.13	2.32	2.40
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	13.79	13.96	13.93	14.01	13.60	14.14	15.62
FeO	28.00	30.32	22.38	23.82	28.01	31.52	30.94
MnO	0.56	0.86	0.24	0.26	0.77	0.91	0.48
MgO	6.76	5.17	9.74	9.18	4.28	2.12	1.54
CaO	0.05	0.19	0.01	0.06	0.12	0.06	0.00
Na <sub>2</sub> O	0.13	0.10	0.11	0.13	0.05	0.12	0.06
K <sub>2</sub> O	9.21	8.07	9.74	9.28	8.89	8.60	9.21
Total	98.83	97.28	96.79	96.71	94.13	95.18	95.65

Cations per 22 oxygens							
Si	5.525	5.482	5.639	5.583	5.722	5.759	5.700
Ti	0.515	0.467	0.436	0.431	0.381	0.284	0.290
Al	2.504	2.601	2.512	2.545	2.601	2.711	2.964
Fe	3.607	4.007	2.863	3.069	3.800	4.288	4.165
Mn	0.073	0.116	0.031	0.034	0.106	0.125	0.065
Mg	1.553	1.217	2.221	2.108	1.035	0.515	0.369
Ca	0.008	0.033	0.001	0.010	0.020	0.010	0.001
Na	0.039	0.029	0.031	0.039	0.016	0.037	0.018
K	1.810	1.627	1.901	1.824	1.839	1.784	1.891
Total	15.633	15.578	15.635	15.644	15.519	15.512	15.462

表6-2 花崗岩類中の黒雲母化学組成

### 6-2-3 角閃石の化学組成

布引花崗閃綠岩と土橋石英閃綠岩の角閃石の化学組成を図 6-3 に、それぞれの代表的な分析値を表 6-3 に示す。布引花崗閃綠岩の角閃石は Si が 6.8~7.6 とやや高く、mg 値は 0.46~0.57 である。この角閃石は、*actinolite*, *magnesio-hornblende*, *ferro-hornblende* の境界の組成を持つ。斑状相と等粒状相はほぼ同じ組成を持つ。土橋石英閃綠岩の角閃石は布引花崗閃綠岩に比べて Si も mg 値もやや低く、Si は 6.8~7.3, mg 値は 0.30~0.37 を示し、*ferro-hornblende* の領域にプロットされる。布引花崗閃綠岩の角閃石の mg 値が土橋石英閃綠岩よりも高い値を示すことは、布引花崗閃綠岩と土橋石英閃綠岩が異なったマグマに由来することを反映している。

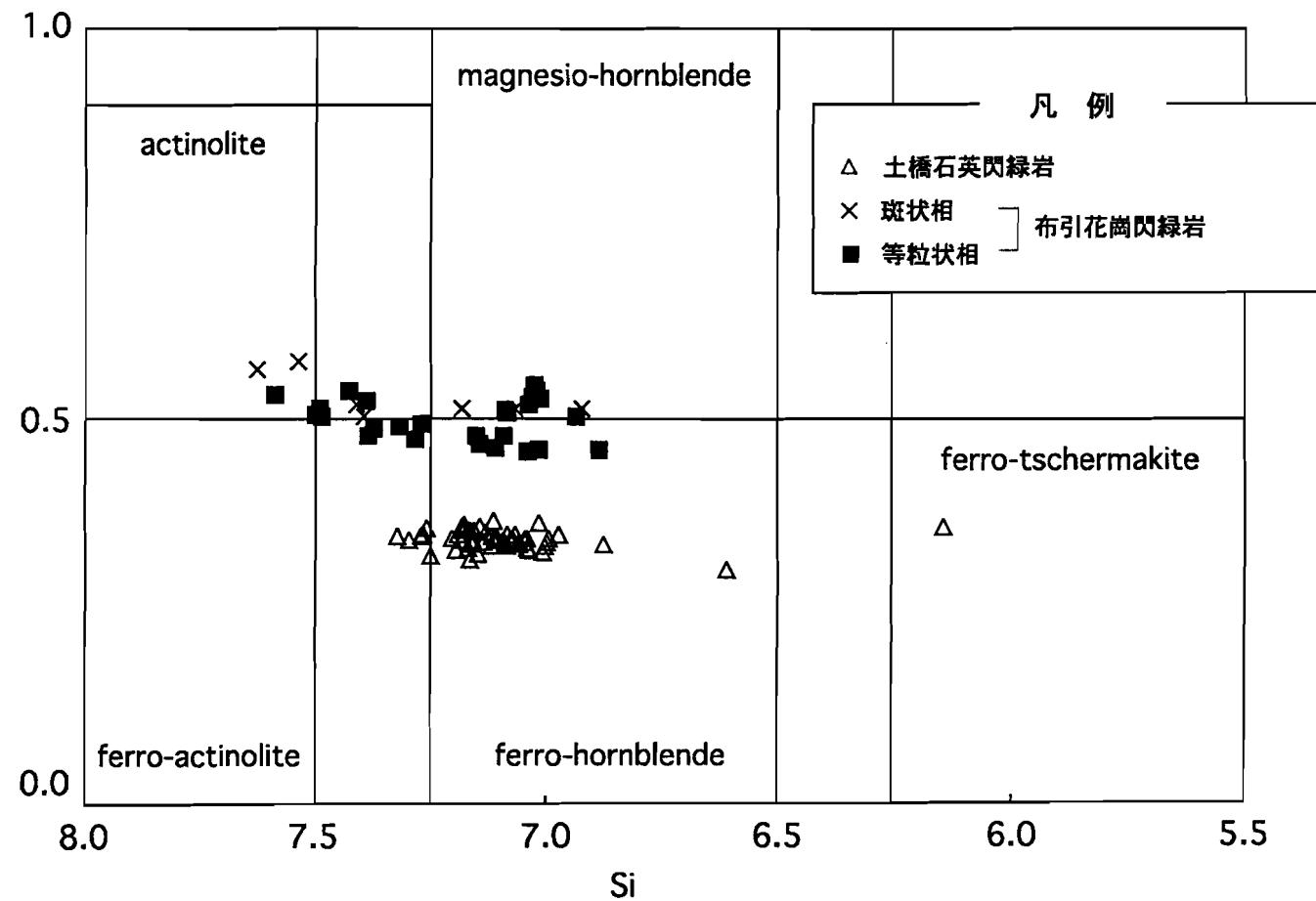


図6-3 花崗岩類中の角閃石化学組成

Rock types wt%	土橋石英閃綠岩	布引花崗閃綠岩	
		斑状相	等粒状相
SiO <sub>2</sub>	45.622	52.031	50.465
TiO <sub>2</sub>	1.495	0.409	0.322
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	7.876	3.409	4.525
FeO	23.622	17.331	18.422
MnO	0.946	0.624	0.556
MgO	6.985	12.899	12.192
CaO	10.23	10.58	10.98
Na <sub>2</sub> O	1.627	0.558	0.865
K <sub>2</sub> O	0.601	0.263	0.355
Total	99.004	98.104	98.682

Cations per 23 oxygens			
Si	6.935	7.622	7.426
Ti	0.171	0.045	0.036
Al	1.411	0.589	0.785
Fe	3.003	2.123	2.267
Mn	0.169	0.108	0.096
Mg	1.583	2.817	2.674
Ca	1.666	1.661	1.731
Na	0.479	0.159	0.247
K	0.117	0.049	0.067
Total	15.534	15.173	15.330

表6-3 花崗岩類中の角閃石化学組成

## 第7章 考察

### 7-1. 六甲花崗岩の垂直的な岩相変化

六甲花崗岩は、地形的高所に細粒相が、低所に粗粒の岩相が、そして中間に中粒相が分布する、垂直岩相変化をする岩体である。また、岩体上部の細粒相が、岩体中、下部に分布する中～粗粒相に比べて  $\text{SiO}_2$  や  $\text{K}_2\text{O}$  に富んでおり、より分化したマグマから形成したと考えられる。花崗岩のマグマが貫入してきた際、母岩との接触部で急冷周縁相を形成することがあるが、その場合通常は結晶が晶出した順にマグマが分化していく傾向が認められ、マグマが外側から冷えていったとすると、岩体の周縁部から中心部に向かって分化が進んだ化学組成の変化を示すことがある、しかしながら、六甲花崗岩の場合、急冷相と思われる細粒相が、徐冷したものと思われる中～粗粒相に比べてより珪長質な化学組成を示す。このような岩体を形成した機構について、以下のように検討をした。

まず、地下深くにマグマ溜まりがあり、そのマグマ溜まり上部には軽い揮発性成分や  $\text{SiO}_2$  や  $\text{K}_2\text{O}$  などが濃集している、*zoned magma chamber* を形成したと考えられる（図 7-1①）。このことは、Sr-Rb の関係や REE パターンから六甲花崗岩のマグマが斜長石の分別結晶作用を起こしていたと考えられることからも支持される。おそらく、揮発性成分に富み、 $\text{SiO}_2$  や  $\text{K}_2\text{O}$  に富む液が上部に濃集していったのではないだろうか。このような状況で結晶が晶出するため、岩体上部の細粒相の斜長石は中～粗粒相に比べて An 組成が低く、また黒雲母も低い  $\text{mg}$  値を持つことになったと思わ

れる。このような zoned magma chamber が地下浅所に貫入した際、マグマ溜まりの上部に濃集していた揮発性成分が急速に逃げ出した結果、水蒸気圧が低下して、ソリダスが高温側に移動したため急速に固結したものと考えられる（図 7-1②）。マグマが地下浅所に貫入したことについては、六甲花崗岩のマグマが貫入したときの圧力をノルム 3 成分図から推測すると（図 7-2），3 岩相とも 0.5kb のライン上にプロットされ、地下のきわめて浅い所に貫入したことがわかる。なお、図 7-2 の 3 成分はアノーサイトを含んでいないが、花崗岩中にはアノーサイトが存在する。3 成分にアノーサイトを加えると、石英のほうに境界線が移動することが知られている（都城・久城、1947）。しかしながら、六甲花崗岩のノルム Anwt % は 10% 以下で、その中でも細粒相と微文象相はほぼ 3% 以下と低い値を示すことから（表 7-1），たとえ境界線が石英側に移動しても、六甲花崗岩は定圧、すなわち地下浅所に貫入、固結したと考えて良いものと思われる。さらに、細粒相の一部が小さな晶洞を持つことや、時に部分的に微文象組織を持つものがあることもこのマグマがきわめて浅所に貫入し、急速に固結したことを見ている。その後、マグマ溜まり下部が徐々に冷却をしていき、中～粗粒相を形成した（図 7-1②）。最後に、花崗岩の固結末期の最終残液が、岩石の固結時の割れ目に貫入した（図 7-1③）。割れ目は岩体の周縁部にできるので、地下浅所に貫入した残液は急速に固結をして、石英とカリ長石の微文象構造をなし、これが微文象相となった。こうして六甲花崗岩は垂直方向に岩相変化する花崗岩体となったと考え

られる。

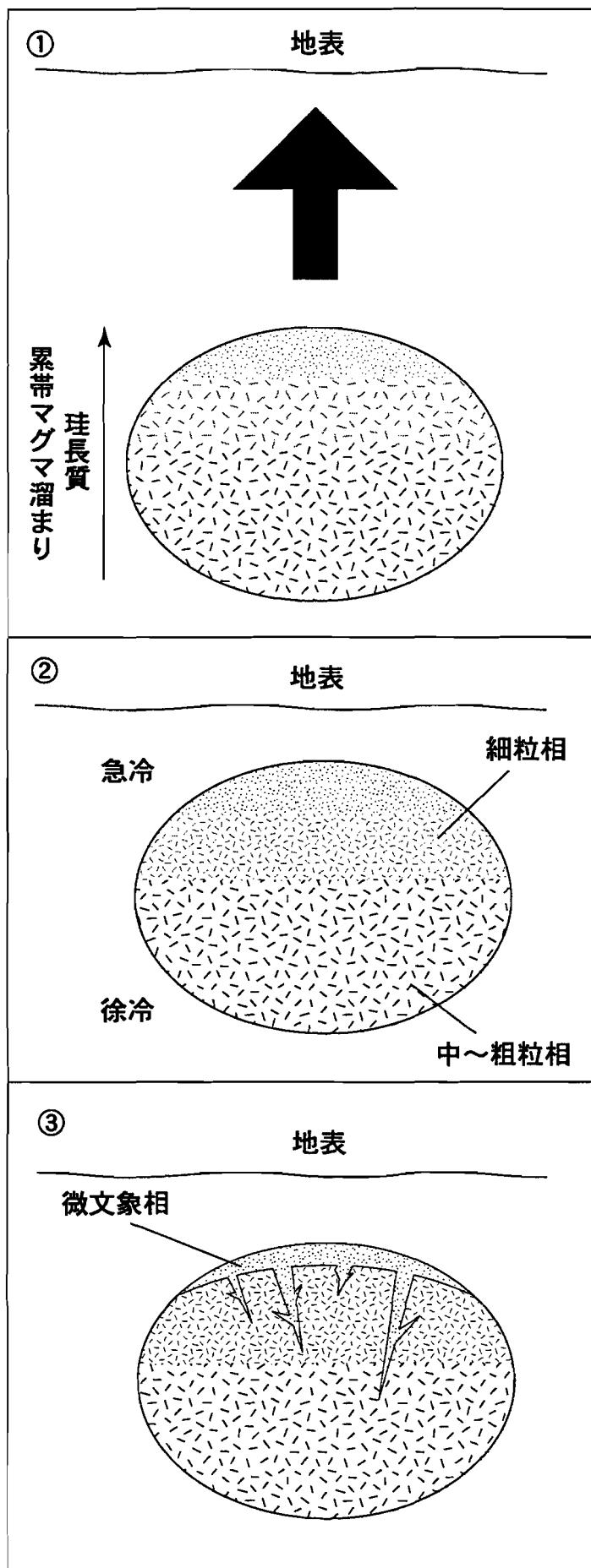


図7-1 六甲花崗岩の垂直岩相変化の形成モデル

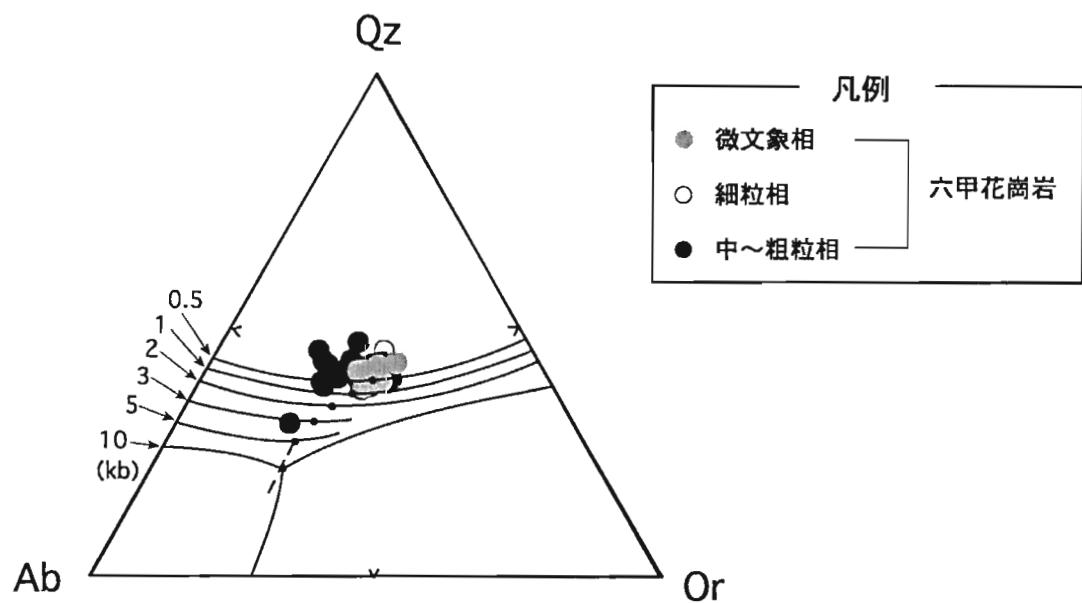


図7-2 六甲花崗岩のノルム三成分図 (Qz-Or-Ab)  
相平衡曲線はTuttle and Bowen(1958), Luth et al.(1964)による

wt%	981125-2	991122-5	991122-6	000416-1	000416-3	000416-4	000503-8	000503-10	000604-3	000604-6	000604-7	000604-8	000625-6	000625-7	000625-9
Qz	35.4	36.3	37.1	34.9	35.4	35.9	39.2	40.0	38.0	33.8	36.6	34.2	34.0	37.6	28.5
Ab	32.6	28.5	26.0	32.2	31.2	30.9	31.0	30.4	30.7	28.4	28.6	28.8	30.5	28.1	45.9
Or	18.7	23.1	30.9	20.9	19.8	20.1	22.8	23.9	24.5	24.5	24.5	28.5	28.5	26.2	24.7
An	9.02	8.12	3.80	8.14	9.28	9.25	3.88	2.94	4.15	8.81	3.15	5.75	5.12	5.67	1.39

	000521-2	001007-10	001015-6	001019-1	001022-3	010408-1	010408-5	010422-2	010422-6	010422-7	010503-7	010503-8	010717-1	010717-2	010717-6
w/wt%															
Qz	36.6	39.5	36.0	38.4	38.2	39.6	33.6	40.4	38.5	39.4	34.1	37.0	36.5	43.4	37.0
Ab	31.9	26.8	32.5	31.9	30.4	29.8	34.4	25.9	28.9	28.4	31.7	27.5	31.7	27.3	30.4
Or	17.9	28.9	19.0	22.6	26.5	22.2	18.4	28.1	29.5	27.4	23.5	31.0	16.6	21.9	14.5
An	9.74	2.24	8.58	4.29	2.88	4.93	9.75	2.59	3.94	1.90	7.68	2.65	9.08	3.53	12.32

wt%	矽酸相				鐵文相				微文相				
	000709-3	000709-6	000709-8	001015-4	010603-2	990509-1	000505-4	000604-4	000709-7	010408-3	010422-1	010513-4	010717-11
Qz	37.6	37.6	37.3	43.8	39.7	36.9	36.2	37.2	38.7	39.9	40.7	39.3	39.1
Ab	29.8	30.6	31.5	25.1	29.6	27.8	31.6	29.4	30.1	27.4	24.0	26.6	30.8
Or	27.1	27.1	26.1	28.2	26.1	29.6	27.9	28.8	26.7	27.8	30.7	27.4	25.3
An	3.06	2.47	2.87	1.62	2.60	2.72	2.12	1.96	1.77	2.23	2.40	2.27	2.75

表7-1 六甲花崗岩のノルムQz, Ab, Or, An計算値

## 7-2. 六甲山地の火成活動史

六甲山地の花崗岩類の野外での岩体および岩相相互の貫入関係から（図2-1），六甲山地の火成活動史を検討する（図7-3）。

布引花崗閃緑岩は，全岩化学組成の類似性や岩相の漸移関係から，結晶分化作用により斑状相と等粒状相に岩相が分かれたものと思われる。暗色包有物は両岩相に含まれることから，布引花崗閃緑岩の貫入時に取り込んだものと考えられる。その後領家変成作用時に岩体が北側に傾斜した。

有馬層群は領家変成作用を受けた形跡が認められないので，領家変成作用の後に火山活動が生じ，有馬層群を形成した。また，有馬層群は岩片として八幡谷花崗岩を捕獲しているので，有馬層群の流紋岩が噴出したときには八幡谷花崗岩はすでに固結していた。

いっぽう，六甲花崗岩類は，有馬層群に熱変成を与えていたので，有馬層群よりも新期に活動したものである。

六甲花崗岩と布引花崗閃緑岩との関係をみると，両者の貫入境界部で六甲花崗岩が細粒化していることから，六甲花崗岩貫入時には布引花崗閃緑岩はすでに冷却していたと考えられる。有馬層群に対する関係とあわせて考えると，六甲花崗岩と布引花崗閃緑岩の活動にはやや時間的間隙があった可能性が強い。

土橋石英閃緑岩は，六甲花崗岩の捕獲岩体として産することから，六甲花崗岩の貫入時にすでに固結しており，六甲花崗岩類によって捕獲され，それらが上昇貫入過程でバラバラにされたと考えられる。

以上から，六甲山地の火成活動史は以下のように考えられる（図

7-3). まず、領家帯の深成活動の産物である布引花崗閃緑岩や八幡谷花崗岩が丹波層群に貫入し、弱い変形作用を受けた。その後、有馬層群を形成する大規模な火山活動が生じた。六甲山地中央部では、その火道の一部がみられる。この火山活動時に、有馬層群の流紋岩が八幡谷花崗岩を捕獲し、岩片として取り込んだ。引き続き、六甲花崗岩が貫入し、先に活動した有馬層群に熱変成作用を与えたほか、布引花崗閃緑岩を貫いた。また六甲花崗岩の貫入過程で土橋石英閃緑岩を捕獲した。ただし、地質年代差はほとんどないので、これら火成活動は短期間に連続して生じたものと思われる。

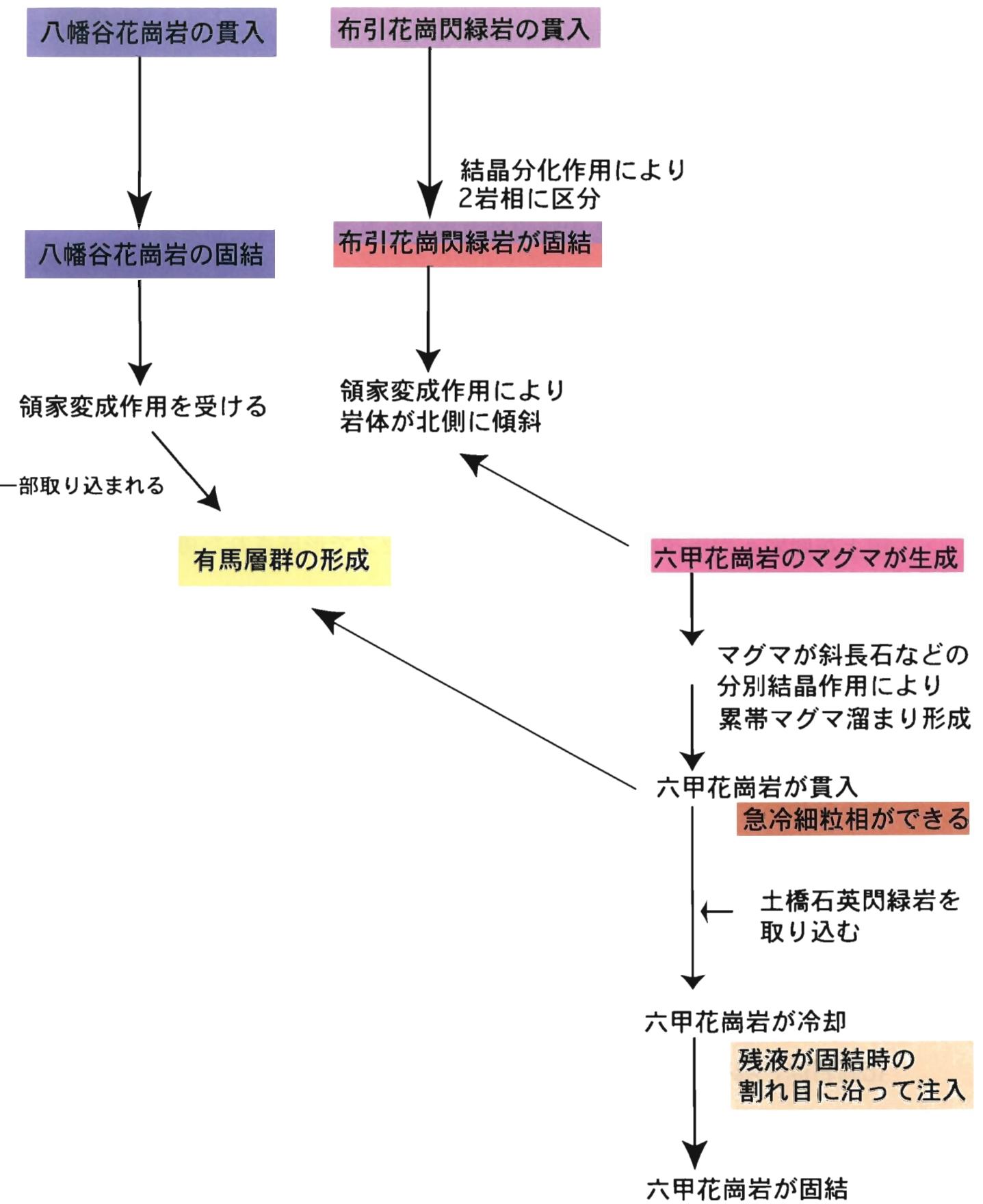


図7-3 六甲山地の火成活動史フローチャート

### 7-3. 他の山陽帯花崗岩との比較

六甲花崗岩が垂直方向に岩相変化することは、今回の研究で明らかになったが、近畿地方の山陽帯の花崗岩を見ると、琵琶湖南部に分布する田上花崗岩（周琵琶湖花崗岩研究グループ，2000）では、細～中粒斑状黒雲母花崗岩が、ルーフ直下の岩体上部に分布し、中～粗粒黒雲母花崗岩が岩体下部に分布するといった、垂直岩相変化がみとめられる（図 7-4）。なお、化学組成も、細～中粒斑状黒雲母花崗岩が中～粗粒黒雲母花崗岩よりも珪長質な特徴を持っている。田上花崗岩も六甲花崗岩と同じようなプロセスで形成された可能性がある。また、同じ琵琶湖周辺の野洲花崗岩（細野・牧野，2002）でも、岩体上部に細粒等粒状～細粒斑状黒雲母花崗岩が分布し、岩体下部に粗粒等粒状～粗粒斑状黒雲母花崗岩が分布し、やはり垂直岩相変化をなしている。このように、山陽帯の花崗岩は、六甲花崗岩を含めいくつかの岩体で垂直的な岩相変化を示す共通の特徴がある。

また、六甲山地の花崗岩類と、琵琶湖南部の山陽帯および領家帯花崗岩との化学組成の比較を行った（図 7-5）。組成変化の様子をみると、六甲花崗岩は田上花崗岩とよく似たトレンドを示す。田上花崗岩は、塊状の中粒～粗粒の等粒状、一部斑状の黒雲母花崗岩である（周琵琶湖団体研究グループ，1982；周琵琶湖花崗岩研究グループ，2000）。カリ長石は桃色を呈し、石英が集斑状をなし、均質な岩相で、六甲花崗岩ときわめて似た肉眼的特徴を持つ。しかも、山陽帯と領家帯の境界部に貫入しており（周琵琶湖団体研究グル

プ, 1982 ; 周琵琶湖花崗岩研究グループ, 2000) その地質学的位置もよく似ている。さらに、上述したように垂直岩相変化をするなど、六甲花崗岩とは多くの点で共通点を持っている。八幡谷花崗岩と布引花崗閃綠岩については、それぞれ信楽花崗岩、観音寺花崗閃綠岩に TiO<sub>2</sub> や CaO で似たようなトレンドを示しているが、Total-Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub> や P<sub>2</sub>O<sub>5</sub> などで違いが見られ、やや異なったマグマから形成されたものと考えられる。

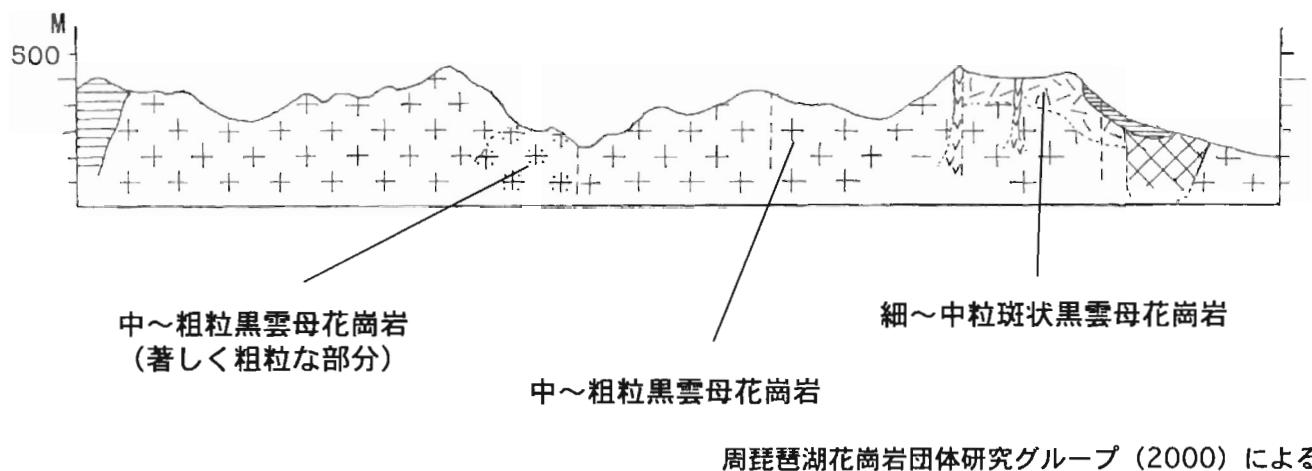


図7-4 田上花崗岩と六甲花崗岩の比較断面図

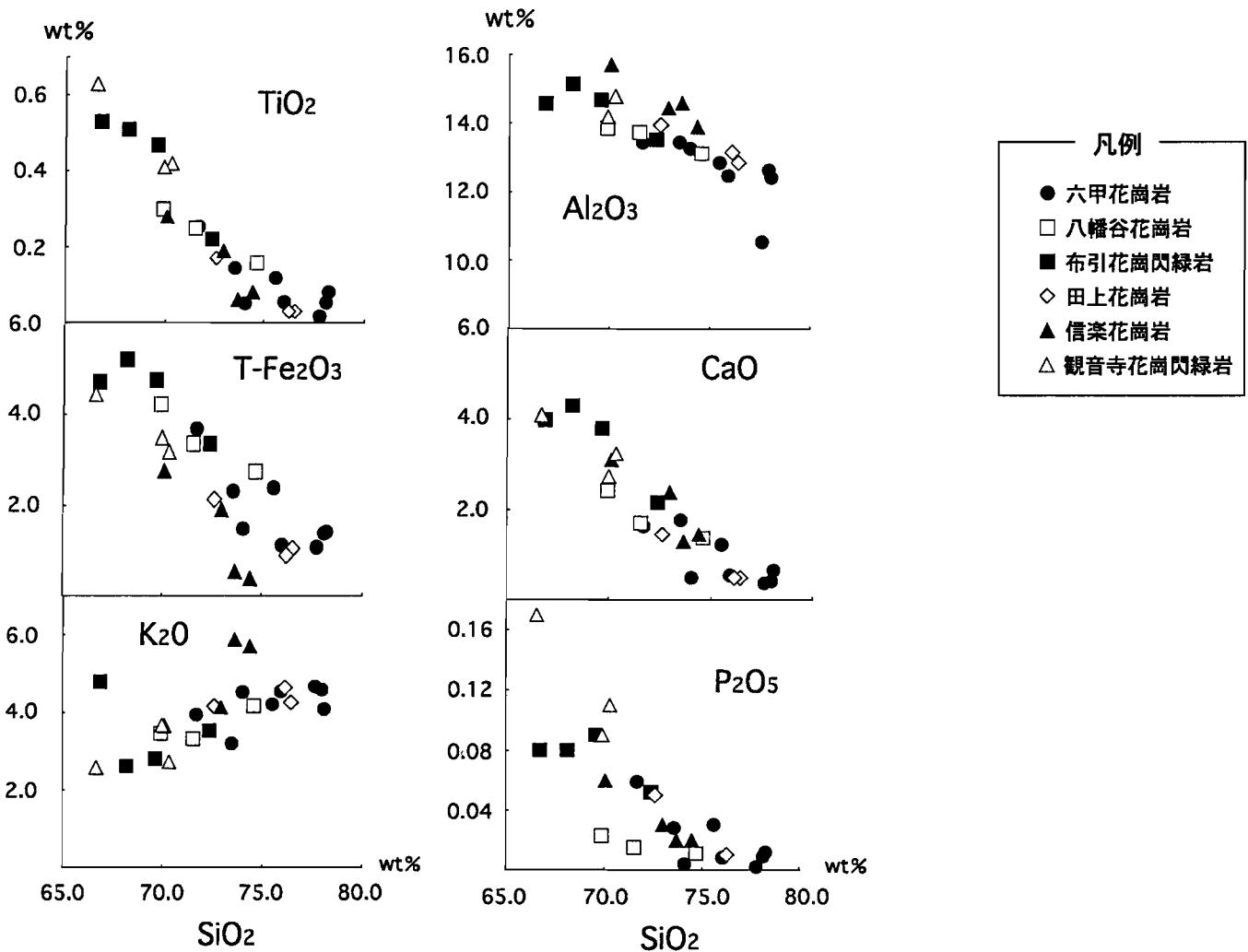


図7-5 六甲山地の花崗岩類と他地域の山陽帶および領家帶花崗岩との化学組成の比較  
 田上花崗岩, 信楽花崗岩, 観音寺花崗閃綠岩の化学組成は  
 周琵琶湖花崗岩固体研究グループ (2000), 天白・琵琶湖基盤地質研究会 (2001) による

## 第8章 結論

1. 六甲山地に分布する花崗岩類は、布引花崗閃綠岩、八幡谷花崗岩、土橋石英閃綠岩、六甲花崗岩に区分され、そのうち布引花崗閃綠岩は斑状相と等粒状相の2岩相に、六甲花崗岩は中～粗粒相、細粒相、微文象相の3岩相に区分できる。
2. 六甲花崗岩は地形的高位に細粒相が、中位に中粒相が、低位に粗粒相が分布しており、垂直岩相変化をなす岩体である。これは、マグマ溜まり上部が珪長質成分に富む *zoned magma chamber* が地下浅所に貫入したため、岩体上部は脱ガスし急速に固結したため細粒となり、下部は徐々に固結したため粗粒になったものと考えられる。
3. 六甲山地の火成活動史は以下のとおりである。領家帯花崗岩に属する布引花崗閃綠岩と八幡谷花崗岩が貫入、固結した後、有馬層群を形成した大規模な火山活動がおこり、その後六甲花崗岩が貫入した。貫入の際、土橋石英閃綠岩を捕獲した。

## 引用文献

- 新井敏夫・田結庄良昭（2004）兵庫県南東部，六甲山地の白亜紀後期花崗岩類の岩体・岩相区分と火成活動史. 地質学雑誌, 110, 452-462
- 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. 地質学雑誌, 108, 1-15
- 藤田和夫・笠間太郎・市原実・粉川昭平（1959）西宮地方の地質と構造- その自然史-. 西宮市史, 1, 174-316
- 藤田和夫・笠間太郎（1982）大阪西北部地域の地質. 地域地質研究報告（5万分の1地質図幅）. 地質調査所, 1-112
- 藤田和夫・笠間太郎（1983）神戸地域の地質. 地域地質研究報告（5万分の1地質図幅）. 地質調査所, 1-115
- 藤田和夫・前田保夫（1984）須磨地域の地質. 地域地質研究報告（5万分の1地質図幅）. 地質調査所, 1-101
- I.U.G.S., Subcommission on the Systematics of Igneous Rocks (1973) Plutonic rocks: Classification and nomenclature. Geotimes, 18, 26-30
- 笠間太郎（1968）六甲山の花崗岩類. 西宮市史, 1, 150-173
- 笠間太郎・秋本宏・平野昌繁（1968）六甲山トンネルの地質と断裂系. 応用地質, 9, 37-50
- 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
- Luth, W. C., Johns, R.H., Tuttle, O.F. (1964) The granite system

at pressures of 4 to 40 kilobars. Jour. Geophys. Res., 69, 759-  
773

松浦浩久・栗本史雄・寒川旭・豊遙秋 (1995) 京阪神地域の白亜  
紀火成岩類の放射年代. 地域地質研究報告 (5 万分の 1 図幅).  
地質調査所, 72p

三宅康幸・津金達郎・金井哲夫・池元莊彦 (1996) 硅酸塩岩石試  
料の主成分の蛍光X線分析-低希釈率ガラスビードの作成と迅速  
分析の精度. 信州大紀要, 31, 105-117

都城秋穂・久城育夫 (1947) 岩石学 , 共立出版, 33p, 101p

元木昭寿 (1979) 六甲山地東南部の白亜紀火碎岩火道. 火山, 24,  
55-72

村田守・吉田武義 (1985) 紀伊半島中部, 大峯地域の中中新世 I タ  
イプおよび S タイプ花崗岩質岩の微量元素組成. 岩石鉱物鉱床  
学会誌, 80, 227-245

中家崇夫・中島和一 (1989) 六甲山地東南縁部の古期花崗岩類.  
神戸大教育研究集録, 83, 27-46

Peace, J.A., Harris, N.B.W. and Tindle, A.G. (1984) Trace  
element discrimination diagram for the tectonic  
interpretation of granitic rocks. Jour. Petrology, 25, 956-983

Shand, S.J. (1947) Eruptive Rocks. Their Genesis, Composition,  
Classification, and their Relation to Ore-Deposits, 3rd ed.  
New York, Jour. Wiley, 488p

周琵琶湖花崗岩団体研究グループ (1982) 琵琶湖周辺の花崗岩質

- 岩体- 甲賀地方の花崗岩類- . 地質学雑誌, 88, 289-298
- 周琵琶湖花崗岩団体研究グループ (2000) 琵琶湖周辺の花崗岩質  
岩体- その 5, 田上地域の花こう岩類. 地球科学, 54, 380-392
- Talor, S.R. and McLennan, S.M. (1985) The Continental Crust:  
Its Composition and Evolution. Oxford, Blackwell, 312p
- 天白俊馬・琵琶湖基盤地質研究会 (2001) 滋賀県南部花こう岩類  
の化学組成. 琵琶湖博物館研究調査報告, 15, 84-105
- Terakado, Y. and Nohda, S (1993) Rb-Sr dating of acidic rocks  
from the middle part of the Inner Zone of southwest Japan:  
tectonic implications for the migration of the Cretaceous to  
Paleogene igneous activity. Chemical Geology, 109, 69-87
- Tuttle, O.F. and Bowen, N.L. (1958) Origin of Granite in the  
Light of Experimental Studies in the System NaAlSi<sub>3</sub>O<sub>8</sub>-  
KAlSi<sub>3</sub>O<sub>8</sub>-SiO<sub>2</sub>-H<sub>2</sub>O. Geological Society of America Memoir  
No.74, 153p
- 上治寅次郎 (1937) 六甲山塊の地質と構造. 地学雑誌, 49, 481-  
497
- 山本鋼志・森下泰成 (1997) 蛍光X線分析用微量元素標準試料の  
調製. 地質学雑誌, 103, 1037-1045

## 謝辞

本研究を行うにあたり，多大なる御指導，御鞭撻をいただき，また，ご支援いただきました，神戸大学大学院自然科学研究科教授田結庄良昭先生に心から感謝いたします．さらに，論文審査において御指導，御助言をいただいた，神戸大学自然科学研究科教授佐藤博明先生，上地眞一先生に厚く御礼申し上げます．

また，神戸大学自然科学研究科及び発達科学部自然環境論講座田結庄研究室の院生，卒業生及び関係者の皆様に深く御礼申し上げます．

## 論文目録

第2章，第3章，第4章は次の論文からなる

新井敏夫・田結庄良昭（2004）：兵庫県南東部，六甲山地の白亜紀後期花崗岩類の岩体・岩相区分と火成活動史，地質学雑誌，110，452-462p.

第5章，第6章は次の論文からなる

新井敏夫・田結庄良昭（2004）：兵庫県南東部，六甲山地の白亜紀後期花崗岩類の岩体・岩相区分と火成活動史，地質学雑誌，110，452-462p.

Toshio Arai (2004) : 投稿中 Geochemical characteristics of the whole rocks and minerals from the Late Cretaceous Granitic rocks in the Rokko Mountains, Journal of Mineralogical and Petrological Sciences

第7章は次の論文からなる

新井敏夫・田結庄良昭（2004）：兵庫県南東部，六甲山地の白亜紀後期花崗岩類の岩体・岩相区分と火成活動史，地質学雑誌，110，452-462p.

Toshio Arai (2004) : 投稿中 Geochemical characteristics of

the whole rocks and minerals from the Late Cretaceous  
Granitic rocks in the Rokko Mountains, Journal of  
Mineralogical and Petrological Sciences

## 学会発表

日本地質学会台 107 年学術大会（2000 年 9 月，島根大学）

神戸市六甲山地の花崗岩類の産状及び相互関係 新井敏夫

日本地質学会台 108 年学術大会（2001 年 9 月，金沢大学）

六甲花崗岩の垂直岩相変化について 新井敏夫

日本地質学会台 109 年学術大会（2002 年 9 月，新潟大学）

累帯マグマ溜まりからみた六甲山地東部における花崗岩類の産状及び相互貫入関係 新井敏夫

Hutton Symposium V (2003 年 9 月，愛知大学)

Vertically zoned pluton in Rokko Granite, southwest Japan

新井敏夫