

# 六甲花崗岩類の変質作用

## 鉱物変化と帯磁率変化

歌 田 実\*

### Alteration of Rokko Granites: Mineralogical and Magnetic Susceptibility Changes

Minoru UTADA \*

#### Abstract

The Rokko Mountains are mainly composed of three rock units: Nunobiki granodiorite, Rokko granite, and Dobashi quartz diorite. Alteration of these rocks is examined by XRD analysis and magnetic susceptibility meter. All granite rocks are divided into four categories of alteration: unaltered(A), unaltered(B), weathered, and hydrothermally altered. Unaltered (A) rocks do not contain any secondary minerals and indicate high magnetic susceptibilities (MS) which are probably near the original ones ( $n \times 10^3$  SI unit). Unaltered (B) rocks also do not contain secondary minerals, but their MS is clearly low. These rocks are typically distributed in crushed zones along the main faults that enclose and cut the Rokko Mountains. Weathered rocks are defined by the presence of kaolin. Their MS are very low ( $n \times 10^5$  SI unit). Highly weathered rocks are preserved at the northern part of the backbone of mountains, while they are heavily eroded at the southern part. Six groups of hydrothermally altered rock are defined by the presence of characteristic minerals such as mordenite, calcium zeolites, sericite, chlorite-smectite series, kaolinite, and calcite. Hydrothermally altered rocks indicate comparatively low MS ( $n \times 10^4 - 10^5$  SI unit). Most hydrothermal alteration occurred along or parallel to main faults, especially Shabayama, Yusodani, and Arima faults at northern part and Nunobiki and Suwayama faults at southern part.

**Key words** : Rokko granites, alteration, secondary mineral, magnetic susceptibility

**キーワード** : 六甲花崗岩類, 変質作用, 二次鉱物, 帯磁率

#### I. はじめに

花崗岩類の変質物であるマサ(真砂)は普通風化作用による生成物と見なされている。このためマサ化作用が特に著しく、地表から数10mにも及ぶ場合には「深層風化」と呼ばれることもある。

しかし、このような厚いマサの生成には、確かな風化作用の他に、断層活動による圧砕や、熱水変質作用などが加わっていることがあり、深層風化という呼び方は必ずしも正しくない。本論では六甲花崗岩類を例に3者を鉱物学的に区別し、また、野外で容易に区別するために帯磁率との関係を検

\* 413 0231 静岡県伊東市富戸 912 14

\* 912 14, Futo, Ito, Shizuoka Prefecture 413 0231, Japan

討した。花崗岩はマグマの酸化・還元状態に依存して magnetite series と ilmenite series に分けられるが (Ishihara, 1977), 両者は野外では帯磁率によって簡易に区分される。また, 同一岩体では帯磁率は一定の範囲内にあることが知られており, 従って帯磁率がこの範囲から大きく低下する場合, 変質作用により磁性鉱物が分解した可能性がある。Utada (1990) は因備コンプレックスの場合にこの可能性を指摘したが, 風化変質岩と熱水変質岩との間に差異があるか, また, 熱水変質作用の種類によって差異があるかなどは明らかにしなかった。本研究では, まずこの点に焦点を当て, その結果がマサの山崩れ, 土石流などに関する災害調査にも資することを目指すものである。

本研究の端緒は兵庫教育大学徳山明教授 (現富士常葉大学学長) に現地を御案内頂いたことによる。厚く御礼申し上げる。

## II. 六甲花崗岩類の岩質と地質構造

六甲花崗岩類は図 1 に示したように神戸市, 芦屋市, 西宮市, 宝塚市にまたがる山地を形成している。この岩類の初期の岩石学的研究は本間・君塚 (1928) により始められ, 上治 (1937) によりまとめられた。その後, 時代論, 地質構造を含めて大阪市立大学の研究者による多数の研究が報告され, 2 つの地質図と説明書がまとめられている (藤田・笠間, 1971, 1983)。これらによると表 1 に示したように, 六甲花崗岩類は, 有馬層群下部 (白亜紀) より前期貫入の布引花崗閃緑岩 (白亜紀前期?) と後期貫入の土橋石英閃緑岩と六甲花崗岩 (ともに白亜紀後期~古第三紀) の 3 岩体に大きく分けられる。

それぞれの岩類の岩石学的性質は笠間 (1968) により研究され下記のように記載されている。(1) 布引花崗閃緑岩: 等粒~斑状で石英・斜長石・カ

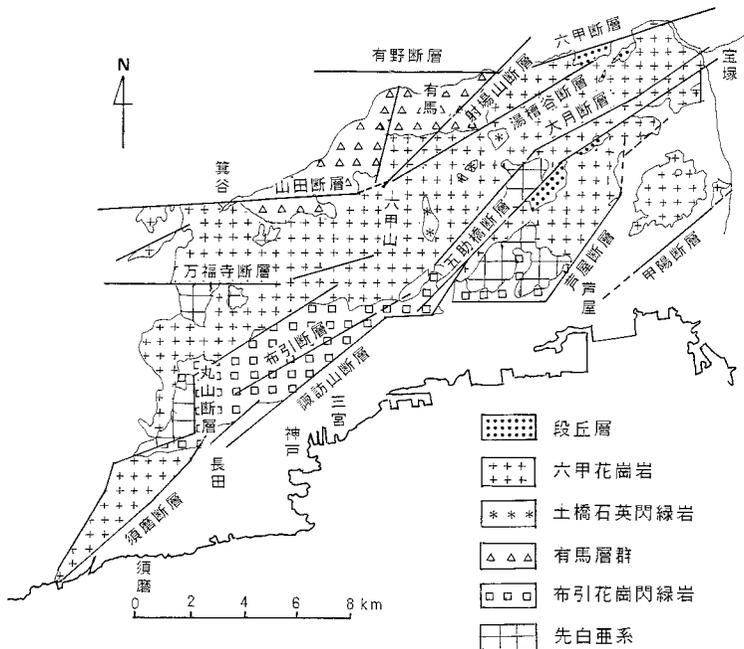


図 1 六甲山地の地質図略図。(藤田・笠間, 1971 を簡略化)

Fig. 1 Simplified geologic map of the Rokko mountains. (simplified from Huzita and Kasama, 1971)

表 1 六甲山地の層序。(藤田・笠間, 1971)

Table 1 Stratigraphy of the Rokko mountains.  
(after Huzita and Kasama, 1971)

地質時代	地層または岩体	
現世	沖積層	
(後期)	低位段丘 中位段丘 高位段丘	大阪層群上部
更新世(中期)		
(前期)		
	大阪層群下部	
鮮新世		
中新世	神戸層群	
古第三紀	土橋石英閃緑岩 六甲花崗岩	
(後期)	有馬層群	
白堊紀(前期)		
	布引花崗閃緑岩	
先白堊紀 (古生代後期?)	丹波層群	

り長石の主成分鉱物の他, 黒雲母と角閃石を含む。副成分鉱物は燐灰石, 褐レン石, 緑レン石, ジルコン, チタン石および磁鉄鉱である。(2) 土橋石英閃緑岩: 構成鉱物はチタン石を欠く以外, 布引花崗閃緑岩と差はなく, 組織はポイキリテク<sup>1)</sup>である。(3) 六甲花崗岩: 等粒状の粗粒花崗岩から細粒のグラフィック状のものまでである。両雲母花崗岩であるが, 主構成鉱物は, 石英・斜長石, カリ長石, 黒雲母であり, 白雲母は副次的である。副成分鉱物は前二者と大差ないが, チタン石は含まれない。

六甲山地は南部の一部に布引花崗閃緑岩が分布しているが, その大部分は六甲花崗岩が占めている。土橋石英閃緑岩は中央部に4つの小岩体が見られるのみである(図1)。

六甲山地は上記3岩類の分布と無関係にたくさんの断層群が走っており, 主要断層の周囲に圧砕部が認められている。これらの断層群によって六甲山地が地塊化し, 急上昇したのは中期更新世とされている(藤田・笠間, 1983)。図1には主要断層の位置を示したが, それぞれの記載は藤田・笠

間(1983)を参照されたい。本論に述べる変質作用と関係の深い地質構造として, 断層系とともに節理系がある。六甲山地の花崗岩類中に節理が極めて多く発達していることは古くから指摘され, その成因が論じられてきた(Hirano, 1969; 平野, 1971)。この節理系は広域的ではあるが, 節理の主要方向は断層の方向と一致することが多く, 断層運動との関連が指摘されている(藤田・笠間, 1983)。また, 肉眼的にほとんど判別できない程度の鉱物粒間および鉱物粒内の割れ目も認められ, これも隆起運動および断層運動に伴うものであろう。

### III. 研究方法

#### 1) サンプリング

全域の車道および山道沿いに, 布引花崗閃緑岩の露頭125カ所, 土橋石英閃緑岩の露頭3カ所, 六甲花崗岩の露頭290カ所, その他の露頭7カ所においてサンプリングを行った。

#### 2) 帯磁率測定

上記の全てのサンプリング地点において帯磁率測定を行った。使用した帯磁率計はチェコ, geofyzika社製のmagnetic susceptibility meter KT-5で, 測定範囲は $10^0 \sim 10^9$ (SI unit)である。一つの露頭では5カ所の測定を行い, 最大値と最小値の範囲とした。

#### 3) 変質鉱物の同定

サンプリングした岩石は, ハンマーによる衝撃の程度と肉眼での観察により未変質岩と変質の可能性のある岩石に二分した。後者では明らかな変質岩の他, 長石の白濁化が著しく組織に変化が見られるものが含まれる。またこれらは, ハンマーによって比較的容易に割れたり, 剥離したものである。これらのサンプルについては, 水簸の後, XRD(X線粉末回折)分析を行った。

XRD分析は通常の方法で水簸物全部について行い, 粘土鉱物の検出されたものは, さらにエチレングリコール処理を行った後に分析した。分析条件を表2に示す。また, 同定された変質鉱物を表3に示す。

初生鉱物である石英, 斜長石, カリ長石, 黒雲

母以外に変質鉱物が検出されたサンプルは 162 , 検出されなかったものが 177 サンプルあった。

#### IV . 未変質岩の帯磁率変化

##### 1) 六甲花崗岩の帯磁率

六甲花崗岩について, 肉眼的に未変質と判定したものの(A)と, 肉眼的に変質の可能性ありとしたが, XRD 分析によって変質鉱物が検出されなかったものの(B)の帯磁率を頻度%で表したものを図 2a に示す。これによると, (A) は (B) に対し, 全体として大きな帯磁率を示すが, 最大値は  $4.21 \times 10^{-3}$ SI, 最小値は  $0.06 \times 10^{-3}$ SI と, その範囲はかなり広い。平均値は  $1.80 \times 10^{-3}$ SI である。初生の帯磁率は最大値側にあったと考えられ,  $n \times 10^{-3}$ SI ( $n=1 \sim 5$ ) 程度であったと推測される。(B) のモードは 2 つあり, 上記の推定された初生帯磁

率より 1 または 2 桁小さい。

##### 2) 布引花崗閃緑岩の帯磁率

布引花崗閃緑岩についても六甲花崗岩と同様に, 肉眼により未変質としたもの(A)と, 肉眼的に変質の可能性ありとしたが, XRD により変質鉱物が検出されなかったもの(B)の帯磁率頻度%を図 2b に示す。この結果は六甲花崗岩の場合に似ているが, (A) の最大値は  $6.03 \times 10^{-3}$ SI, 最小値は  $0.13 \times 10^{-3}$ SI, 平均値は  $2.21 \times 10^{-3}$ SI と, 六甲花崗岩に比べやや大きい。(B) は (A) に比べると 1 桁小さいが, 六甲花崗岩のそれに比べればやや大きい。初生の帯磁率は  $n \times 10^{-3}$ SI ( $n=1 \sim 7$ ) と推定される。

##### 3) その他の岩石の帯磁率

土橋花崗閃緑岩は 3 例と測定数が少なく, 肉眼的に変質の可能性ありとしたもののみであるが, 帯磁率は  $10^{-5}$ SI 以下と極めて小さい。また, 六甲花崗岩中に貫入したひん岩類の帯磁率は (A)(B) とともに花崗岩と全く同じ傾向を示す。一方, 布引花崗閃緑岩中の細粒岩(貫入岩?)はいずれも(B)に属し,  $0.30 \sim 0.011 \times 10^{-3}$ SI と小さな値を示す。玄武岩岩脈の測定例は未変質岩が 1 例しかないが,  $13.7 \times 10^{-3}$ SI と本地域の最大値を示す。

##### 4) 未変質岩(B)における帯磁率変化

上述のように, 六甲花崗岩, 布引花崗閃緑岩とともに(A)と(B)では帯磁率に有意の差が認められる。これは肉眼的に長石の白濁化などの差が認められる場合には, 水簸などによる通常の検出方

表 2 XRD による分析条件 .

Table 2 Analyzed conditions by XRD.

測定機器 : 島津 X 線解析装置 XD-3
radiation : CuK
divergent slit : 1
scatter slit : 1
receiving slit : 0.3
scan speed : 4 ° /min
電圧 : 35 kV
電流 : 15 mA
時定数 : 4

表 3 同定された変質鉱物のリスト .

Table 3 List of identified altered minerals.

ゼオライト	濁沸石 (ローモンタイト), 東沸石 (スティバイト), モルデン沸石 (モルデナイト), 輝沸石 (ヒューランドイト)
粘土鉱物	カオリン (カオリナイト, ハロイサイト), 緑泥石 (クローライト), 緑泥石 / スメクタイト (or 緑泥石 + スメクタイト), スメクタイト, 絹雲母 (セリサイト), 絹雲母 / スメクタイト
その他の珪酸塩鉱物	ホルンブレンド, 緑レン石 (エピドート)
炭酸塩鉱物	方解石 (カルサイト)
硫化物	黄鉄鉱 (パイライト)

法では変質鉱物が認められないにもかかわらず，磁性鉱物に変化があったことを示唆する。章で述べたように，両岩石ともに構成鉱物中の主要な磁性鉱物は磁鉄鉱であると考えられる。(B)の中には褐色または赤色に着色しているものが多数あり，これは磁鉄鉱が褐鉄鉱または赤鉄鉱に一部変化したことを示唆している。

上に述べたように，布引花崗閃緑岩の未変質岩(A)は六甲花崗岩のそれに比べやや帯磁率が大きい，これは初生帯磁率の差と見ることができよう。(B)では両者には大きな差があり，六甲花崗岩には両者共通の  $n \times 10^{-6} \text{SI} (n=1 \sim 7)$  のモードに加え， $n \times 10^{-8} \text{SI} (n=1 \sim 7)$  にもモードがあり，帯磁率の低下がより進んだものがあることが示されている。この低い帯磁率は後述の変質岩と差異がない。また，この低帯磁率岩は風化岩や熱水変質岩が分布する六甲山地脊梁から北側の有馬断層までの地域に集中している。

## V. 風化作用による鉱物変化と帯磁率変化

### 1) 風化生成の変質鉱物

わが国の花崗岩類の風化に関する研究は多方面に及ぶ。初生鉱物の鉱物学的変化に関しても多数報告されている(例えば，大八木ほか，1960; Kato, 1964, 1965; 柿谷・河野，1972; 長沢，1972; 中川ほか，1972; 清水，1972; 三浦，1973, 1975, 1976; 長沢・森嶋，1990; 中川・津田，1993; Yung *et al.*, 1994; 足立ほか，1999)。

これらによると，長石からはカオリン(カオリナイト，ハロイサイト)，イライトとギブサイト，黒雲母からは加水黒雲母，パーミキュライト，黒雲母/パーミキュライト，緑泥石，緑泥石/スメクタイト，スメクタイトが生成している。前章に示したXRDにより同定された粘土鉱物のうち絹雲母/絹雲母/スメクタイトを除くものがこれに該当する。しかし，カオリナイト，緑泥石，緑泥石/スメクタイト，スメクタイトの中には後述のように明らかに熱水脈状をなすものがあり，これらは風化生成物から除外すべきであろう。このように

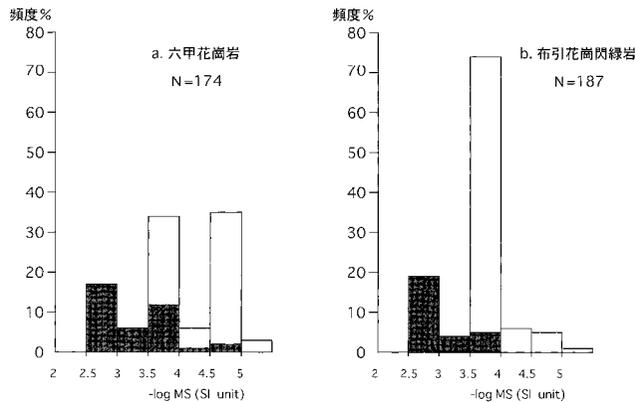


図 2 未変質岩の帯磁率の頻度パーセントの分布。  
 a. 六甲花崗岩，b. 布引花崗閃緑岩。  
 黒色：肉眼的に未変質と判定したもの(A)  
 白色：肉眼的に変質の可能性あり有りとしたが，XRDによる変質鉱物が同定されないもの(B)

Fig. 2 Frequency percent distribution of magnetic susceptibility of unaltered rocks. a. Rokko granite, b. Nunobiki granodiorite  
 Black: unaltered rocks by unaided eyes (A).  
 White: unaltered rocks by XRD analysis (B).

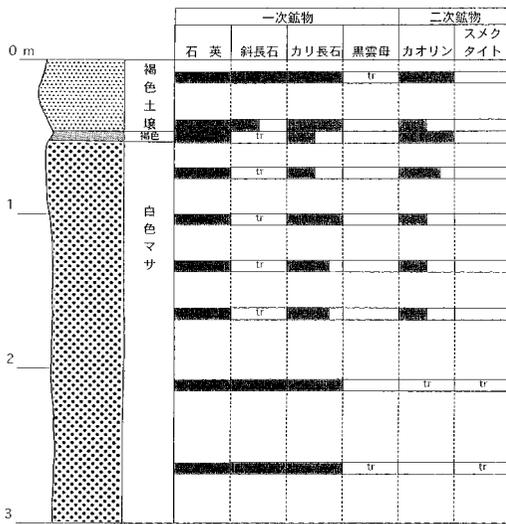


図 3 典型的な風化断面における鉱物分布図。黒線は各鉱物中での相対的量を示す。

Fig. 3 Mineral distribution in a typical weathered profile. Black bar indicates relative content to the maximum in each mineral.

して認定した風化岩はカオリンを含むものがほとんどであり、これを風化カオリン岩とする。

## 2) 風化変質分帯と風化岩の分布

風化カオリン岩は布引花崗閃緑岩中では極めて少ない。六甲花崗岩中でも脊梁より北側では広域的であるが、南側では顕著ではない。

図 3 は風化断面がよく保存されている例 (図 8, Loc.1) であるが、土壌と下位のマサの間にはスベリ面が認められ、連続した風化断面ではない可能性がある。一般に六甲山地の土壌は薄く、50 cm を超えることは稀である。また、下位のマサとの間が不連続であることが多く、特に脊梁より南側では土壌はほとんど崩積土であり、残積土と認められるものは稀である。図 3 においても、カオリンが生成しているマサは土壌との境界面から 1m 以内であり、特に厚いものではない。このマサの最上部には数 cm の褐色部があるが、これは上部の土壌から Fe が沈下したもので明らかにカオリン化より後期のものである。

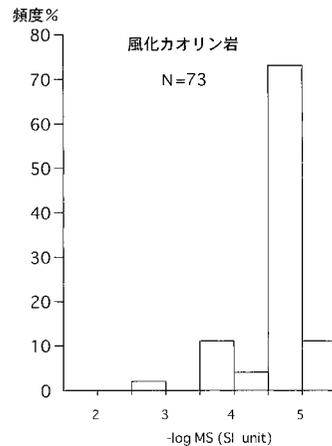


図 4 風化岩の帯磁率の頻度パーセント分布。

Fig. 4 Frequency percent distribution of magnetic susceptibility of weathered rocks.

また、本地域では矢作川 (木宮, 1975) で報告されたような風化変質分帯は明瞭ではなく、脊梁北部においてはしばしば矢作川における上部の Zone ~ (土壌, マサ A) を、脊梁南部においては Zone ~ (土壌, マサ A, マサ B) をほとんど欠いていると見られる。

## 3) 風化カオリン岩の帯磁率変化

風化カオリン岩の帯磁率は図 4 に示したように原岩の推定帯磁率に比べて著しく小さく、 $n \times 10^{-5} \text{SI}$  ( $n=1 \sim 7$ ) に集中している (平均値  $0.03 \times 10^{-3} \text{SI}$ )。これは風化過程で 2 桁ほど帯磁率が低下したことになる。帯磁率の低下は前節で述べたようにカオリンの検出されない岩石中でもある程度認められ、カオリン生成以前から引き続いて起こっていたのかも知れない。しかし、カオリン生成と帯磁率低下には成因的關係がある可能性が強く、これについては 章で考察する。

## VI. 熱水変質作用による鉱物変化と帯磁率変化

### 1) 熱水変質作用による変質鉱物

表 3 のリストに示した XRD による同定鉱物は、上述の風化生成のものを除き、熱水脈がその周辺に生成しており、熱水変質作用により生成したものと見られる。これらの熱水脈は単鉱物で構成さ

れているものもあるし、2ないし3種の鉱物が共生しているものもある。熱水変質鉱物は組み合わせから以下のようにグルーピングすることができる。

- a. モルデン沸石 スメクタイト
- b. 濁沸石, 束沸石, (輝沸石), 濁沸石 束沸石
- c. 絹雲母, 絹雲母 黄鉄鉱, 絹雲母 絹雲母 / スメクタイト
- d. 緑泥石, 緑泥石 / スメクタイト (or 緑泥石 + スメクタイト), 緑泥石 絹雲母
- e. カオリナイト, カオリナイト 黄鉄鉱
- f. 方解石

**2) 熱水変質鉱物の産状と分布**

a. モルデン沸石 スメクタイト脈は1例しか見られないが、六甲山地で最も顕著な熱水脈である。これは有馬町茶園谷付近の湯槽谷断層に沿う熱水変質帯中(図8 Loc. 2)に見られ、藤田・笠間(1983)により「断層粘土」として記載されたものと同じ

と考えられる。脈は図5に示したようにモルデン沸石 スメクタイトだけで約270 cmの幅がある。この脈の両端は花崗岩組織を残しているカオリン岩と明確な境をなしている。また、脈の中央部には花崗岩組織がかすかに残っており、数ミリ程度のモルデン沸石細脈が網状に生じている。この脈の周囲のカオリン岩は、褐色化した部分が数メートルあり、熱水の影響がここまで及んだことが示唆される。

b. 濁沸石, 束沸石, 輝沸石などのカルシウム沸石は布引断層と諏訪山断層に沿う布引花崗岩の「圧砕岩」中に広く生成している。その分布域を図6に示す。沸石は数ミリの細脈として産し、両断層と斜交するN10°~20°Eのものが多いが、網状のものもある。また、この脈を産する圧砕岩中には二次ホルンブレンド, 緑レン石, 緑泥石 / スメクタイト (or 緑泥石 + スメクタイト) が多量に生成していることがあるが、明らかにゼオライ

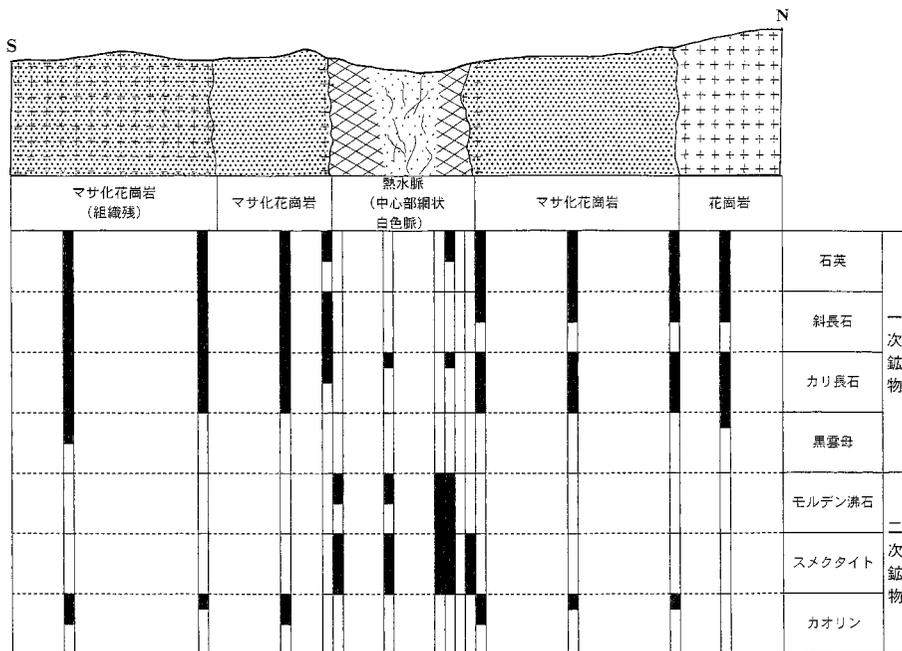


図5 湯槽谷におけるゼオライト スメクタイト熱水脈周辺の鉱物分布図。黒線は各鉱物中での相対的量比を示す。

Fig. 5 Mineral distribution around a hydrothermal vein (zeolite-smectite) at Yusodani. Black bar indicates relative content to the maximum in each mineral.

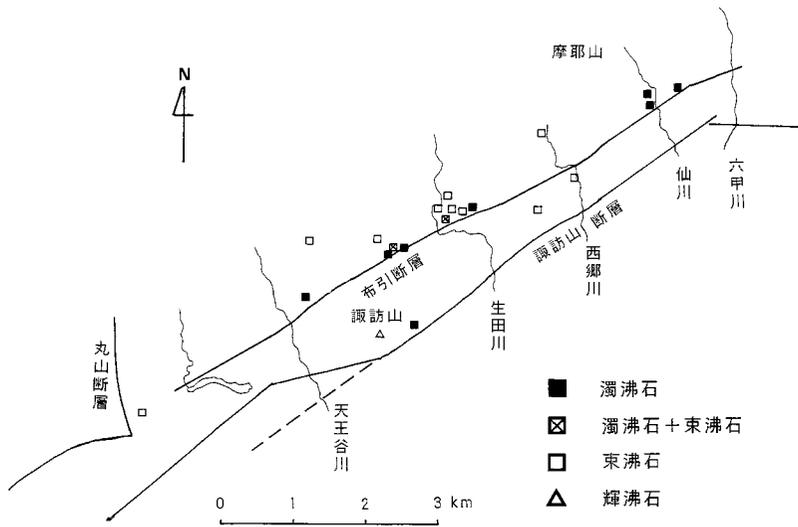


図 6 布引断層および諏訪山断層周辺のゼオライト脈の分布図。

Fig. 6 Distribution of zeolite veins around Nunobiki and Suwayama faults.

ト脈の生成に先行するもので、斑糲岩的な原岩の苦鉄質鉱物から変化したものであろう。

c. 絹雲母は六甲山地で最も顕著な熱水変質域である白水峡の中心部に生成している（図 8, Loc. 3）。白水峡では有馬断層にほぼ並行する 3 ~ 4 条の熱水変質帯があり、その中に幅数 10 cm から数 m の絹雲母の細脈集中部分がある。ここには黄鉄鉱の細脈も伴われている。この細脈集中帯の外側は白色で花崗岩組織がかなり失われているカオリン化花崗岩で、その中に集中しない絹雲母細脈も点在している。

d. 緑泥石 スメクタイト系の熱水変質鉱物は細脈のもの他、絹雲母変質帯周辺の風化カオリン岩中に緑色の斑状として産するものがあるが、全体としてあまり多くない。スメクタイトは熱水変質帯の中心部にも細脈として産することがあり、絹雲母などより後期の生成である。

e. 熱水性カオリナイトは細脈として産出し、周囲の風化カオリン岩としたものに比べ、結晶度がよく、確かなカオリナイトといえる。大きな熱水変質帯周辺にのみ生成するが、稀である。

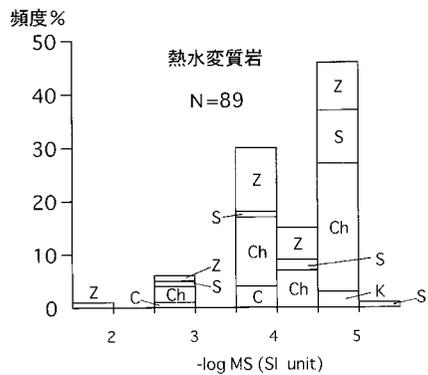


図 7 熱水変質岩の帯磁率の頻度パーセント分布。K: カオリン, C: 方解石, S: 絹雲母 スメクタイト系, Ch: 緑泥石 スメクタイト系, Z: ゼオライト

Fig. 7 Frequency percent distribution of magnetic susceptibility of hydrothermally altered rocks.

K: kaolin, C: calcite, S: sericite-smectite series Ch: Chlorite-smectite series Z: zeolites

f. 方解石は蓬莱峡の有馬断層近傍の熱水変質帯中(図8, Loc. 4)にのみ確認されている。幅は2mほどあり、緻密でやや褐色を帯びている。

### 3) 熱水変質岩の帯磁率

熱水変質岩の帯磁率を図7に示す。これを図3の風化カオリン岩の帯磁率分布と比較すると傾向はよく似ており、原岩の推定帯磁率と比べ明らかに低下している。しかし、詳しく見ると絹雲母、カオリナイト、スメクタイト岩などは帯磁率が小さく、カルシウムゼオライト岩、カルサイト岩、緑泥石岩は帯磁率は比較的大きい。

## VII. 考 察

### 1) 熱水変質岩の生成条件

本地域には上述のように多種の熱水変質岩が生成しているが、それらの生成条件について若干の考察を加える。本地域の熱水変質岩は主として大小の脈として産しており、明確な累帯分布を示すものは少ない。これは熱水の流動方向が主として下方から上方への移動であり、水平方向へは拡がり方が少なかったことを示唆しよう。カルサイトは珪酸塩鉱物と異なり $fCO_2$ の高い条件下で生成するのでさておくと、他の変質鉱物の生成条件は温度条件とイオン活動度比により表4のようにまとめられている。これに基づく、ゼオライトはアルカリおよびアルカリ土類のイオン活動比/

水素イオン活動度比が大きく(アルカリ性)、カオリンは小さい(酸性)条件下で生成する。モルデン沸石は $Na^+$ の濃集を必須とするため、海水起源の溶液からは生成し易いが、地表水起源の熱水脈として産することはむしろ稀である。この意味で本地域の茶園谷のモルデン沸石 スメクタイト脈の場合のように大規模なものの産出は熱水の起源に興味を持たれる。これに対し、濁沸石、束沸石、輝沸石は $Ca^{2+}$ の活動度に規制されているため、地下水起源の熱水からの産出は稀ではない。花崗岩類中に細脈として産出する例も大東花崗岩(三浦, 1988)や野島花崗閃緑岩(Fujimoto *et al.*, 2001)などがある。表4ではLiou(1971)の実験結果に基づいて、高温から低温に向かって濁沸石、輝沸石、束沸石の順としているが、地表条件では濁沸石は43~89の低温でも生成するという研究結果もある(McCullon *et al.*, 1981)。

絹雲母はやや酸性域の比較的高温で $K^+$ 濃集のある領域で生成するため、花崗岩類中では原岩の化学条件から見ても容易に形成される。実際、花崗岩類中の熱水脈の大半は絹雲母であり(北川・柿谷, 1978; 北川ほか, 1981; Kitagawa and Kakitani, 1981; Kitagawa *et al.*, 1988), 島根県簸川 三戸屋地区のように大きな鉱床を形成する場合もある(Minato, 1969; 北川ほか, 1982)。これらに比べると本地域の絹雲母脈は小規模で量的

表4 溶液のイオン濃度比と温度に基づく熱水変質岩の分類。(Utada, 1980を改変)

Table 4 Classification of hydrothermally altered rocks based on ion activity ratios and temperature. (modified from Utada, 1980)

タイプ		鉱物帯					
酸性 グループ	硫酸塩	明ばん石+オパール		明ばん石+石英			
	A1-珪酸塩	ハロイサイト	カオリナイト		デッカイト ナクライト	パイロフィライト	
中性 グループ	K-珪酸塩	スメクタイト		混合層 粘土鉱物	絹雲母	カリ長石	黒雲母
	Mg-珪酸塩				プロピライト	ブドウ石 バンベリ石	角閃石
アルカリ性 グループ	Ca-珪酸塩	菱沸石	束沸石	繊維状沸石	濁沸石	ワイラケ沸石	灰長石
	Na-珪酸塩	斜ブチロ ル沸石	モルデ ン沸石	方沸石	曹長石		

低 ← 温度 → 高

アルカリイオン+  
H<sup>+</sup>活動度  
→小  
大←

にも少ない。緑泥石 スメクタイト系は中性～弱酸性域で  $Mg^{2+}$  の濃集を生成条件とするが、本地域では副次的に生成しているに過ぎない。カオリナイト脈はさらに量的に少なく、明礬石やパイロフィライトのような強酸性を示す変質鉱物は全く生成していない。このように見てくると本地域の熱水変質作用はアルカリ性領域のものが卓越し、火成活動と強い関連を持つ強酸性のものではないと結論される。

## 2) 圧砕岩，風化岩，熱水変質岩の相互関係

六甲花崗岩類のマサ化作用はこれまで述べてきたとおり、その成因から断層運動に伴う圧砕作用、風化作用、熱水変質作用の3つに区分することができる。この3者の時空関係について検討する。

六甲山地の断層活動については藤田らによるたくさんの研究がある（藤田，1961，1968；Huzita，1962，1980；藤田・笠間，1971，1982，1983；Huzita *et al.*，1971）。これらに記載された主要断層と被覆層との関係から見ると、主要断層の活動はいずれも大阪層群下部の堆積後であり、更新世中期から後期と見られる。詳しく見ると北部の六甲断層，射場谷断層，湯槽谷断層の活動とその圧砕岩の生成は高位段丘の形成前に終わっている。一方，南部の主要断層である五助橋断層は高位段丘，諏訪山断層は低位段丘および旧生田川の扇状地堆積物を切っている（藤田・笠間，1983）ので，更新世後期まで活動が続いたことは確かである。布引断層は諏訪山断層と平行しているが，被覆層との関係が不明なのでその活動時期はわからない。

上記の断層活動や圧砕活動に先立って形成された風化岩や，熱水変質岩は全く残されていない。比較的厚い風化岩を残す北部の白水峡や蓬萊峡などでは風化岩，熱水変質岩ともに上記の上位段丘堆積物により被覆されている。前章で述べたように，この地域の熱水脈は風化カオリン岩中により後期に形成されたものと見られるので，結局ここでは，圧砕岩，風化岩，熱水変質岩の順に更新世中期の短時間に形成されたものと思われる。

南部では断層活動が更新世後期まで続いたことと合わせ，風化作用も後期まで及んでいる。布引断層と諏訪山断層周辺のゼオライト脈は，断層面

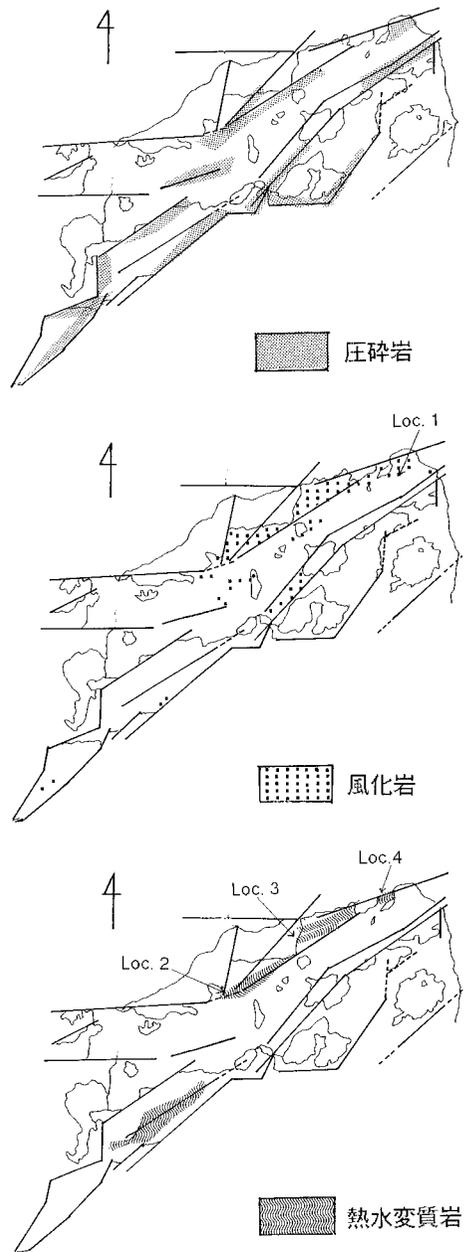


図 8 圧砕岩（上），風化岩（中）および熱水変質岩（下）の分布図。

Fig. 8 Distribution of crushed rocks (upper), weathered rocks (middle), and hydrothermally altered rocks (lower).

と斜交する割れ目を埋めて生成しており、周囲は風化を受けていない。しかし、この脈の産状は比較的深部の熱水活動を示しており、風化作用との前後関係は判断できない。ここでは、多くの地域で知られているように(北川, 1999), 熱水変質作用が風化作用に先行している可能性もある。

図8に圧砕岩, 風化岩, 熱水変質岩の分布域を図示する。脊梁より北部の射場山断層, 湯槽谷断層, 有馬断層沿いでは広域的に3者が重複して現れている。これに対し, 脊梁より南面では風化岩はあまり残されていない。これは南面で更新世後期以後強い削剝を受けてきたためと考えられ, 現在でもここが山崩れや土石流の一大発生地となっていることから理解されよう。

### 3) 鉱物変化と帯磁率変化の関係

帯磁率が変質作用によりいかに変化するかは本研究のテーマの一つである。～章に示したように, 変質鉱物が生成しているもの(図4, 7)と生成していないもの(図2a, b)とでは有意の差がある。しかし, 後者にもかなりの帯磁率低下があったと見られるものがあり, その理由は明確ではない。一見, 磁性鉱物の分解が変質鉱物の生成より先行したようにも見える。圧砕を受け反応面積が増大することにより磁性鉱物が分解し易くなるとも考え得るが, このメカニズムは今後解明しなければならない問題である。

本研究結果では風化カオリン岩の帯磁率は, 熱水変質岩のそれよりむしろ小さいように見える。しかし, 熱水変質岩であっても酸性条件下で生成するカオリナイト岩や絹雲母岩の帯磁率は風化カオリン岩のそれと大差ない。一方アルカリ性条件下で生成するカルシウムゼオライト岩には帯磁率の大きなものもある。六甲花崗岩類中の主要磁性鉱物は磁鉄鉱であるが, その分解生成物は常温・酸化条件下の風化作用では赤鉄鉱とゲータイト, 高温・還元条件下の熱水変質作用では黄鉄鉱と, 明らかに異なる。すなわち, 変質メカニズムの違いにもかかわらず帯磁率に差異が生じないのは, 磁鉄鉱の分解が温度条件や酸化・還元条件よりもpHにより大きく左右されているためであろう。

## VIII. あとがき

六甲山地のマサはしばしば「深層風化」として捉えられてきた。本研究では, その内容が断層運動に伴う圧砕作用, 風化作用, および熱水変質作用に区分されるものであることを明らかにした。特に熱水変質作用は従来あまり留意されていなかったものである。鉱物変化と帯磁率変化との関係については不明の点もいくつか残った。今後, さらに種々の(例えば, あまり圧砕作用がなく風化分帯が完全であるような)地域での研究も重要であろう。

### 注

- 1) 鉱物種が不規則に他の大きな鉱物の結晶中に含まれている組織。
- 2) 三浦(1988)は奥津花崗岩および本地域の布引花崗岩閃緑岩からも沸石脈を報告しているが, 鉱物種については明らかにしていない。

### 文 献

- 足立香織・鈴木和博・長沢敬之助(1999) 愛知県東部, 新城トーナライトにおける黒雲母のパーミキュライト化過程. 粘土科学, **38**, 103-113.
- Fujimoto, K., Tanaka, H., Higuchi, K., Tomida, N., Ohtani, T. and Ito, H. (2001) Alteration and mass transfer from the Hirabayashi GSJ drill penetrating the Nojima Fault, Japan. *The Island Arc*, **10**, 401-410.
- Hirano, M. (1969) Joint system of the Rokko mountain range. Tectonics of uplifted massif in the Kinki district, Japan(1). *J. Geosci. Osaka City Univ.*, **12**, 25-44.
- 平野昌繁(1971) 花崗岩の節理を中心とした深成岩体の brittle な変形・破壊を考えるうえでの問題点. 地質学雑誌, **77**, 257-263.
- 本間不二男・君塚康次郎(1928) 六甲山地の形成. 地球, **10**, 255-262.
- 藤田和夫(1961) 六甲山地のスラスト系 近畿中部における第四紀の地殻変動量. 横山次郎記念論文集, **23**-30.
- Huzita, K. (1962) Tectonic development of the median zone (Setouti) of Southwest Japan since Miocene. *J. Geosci. Osaka City Univ.*, **6**, 103-144.
- 藤田和夫(1968) 六甲変動, その発生前後 西南日本の交差構造と第四紀の地殻変動. 第四紀研究, **7**, 248-260.
- Huzita, K. (1980) Role of Median Tectonic Line in the Quaternary tectonics of the Japanese island. *Mem. Geol. Soc. Japan*, **18**, 129-153.
- 藤田和夫・笠間太郎編(1971) 六甲山地とその周辺の

- 地質．5万分の1神戸市及び隣接地域地質図及び説明書．神戸市企画局．
- 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，地質調査所．
- 藤田和夫・笠間太郎 (1983) 神戸地域の地質．地域地質研究報告，地質調査所．
- Huzita, K., Kasama, T., Hirano, M., Shinoda, T. and Tanaka, M. (1971) Geology and geomorphology of the Rokko area, Kinki district, Japan With special reference to Quaternary tectonics. *J. Geosci. Osaka City Univ.*, **14**, 71-124.
- Ishihara, S. (1977) The Magnetite-series and Ilmenite-series Granitic Rocks. *Mining Geol.*, **27**, 293-305.
- 柿谷 悟・河野忠臣 (1972) 風化花崗岩中の黒雲母の変質．粘土科学，**12**，51-62．
- 笠間太郎 (1968) 六甲山の花崗岩類．地質学雑誌，**74**，147-158．
- Kato, Y. (1964) Mineralogical study of weathering products of granodiorite at Shinshiro City (II) Weathering of primary minerals Stability of primary minerals. *Soil Sci., Plant Nat.*, **10**, 264-269.
- Kato, Y. (1965) Mineralogical study of weathering products of granodiorite at Shinshiro City (III) Weathering of primary minerals (2) Mineralogical characteristics of weathered mineral grains. *Soil Sci. Plant Nat.*, **11**, 30-40.
- 木宮一邦 (1975) 花こう岩類の物理的風化指標としての引張強度．地質学雑誌，**81**，349-364．
- 北川隆司 (1999) 花崗岩のマサ化のメカニズムと斜面崩壊．粘土科学，**39**，37-44．
- 北川隆司・柿谷 悟 (1978) 花崗岩中に見られる粘土細脈の産状と成因．鉱物学雑誌，**16**，357-379．
- Kitagawa, R. and Kakitani, S. (1981) K-Ar ages of mica clay minerals in clay veins found in granitic and rhyolitic rocks of Hiroshima Prefecture. *Japanese Assoc. Miner. Petrol. Econ. Geol.*, **76**, 176-179.
- 北川隆司・柿谷 悟・湊 秀雄 (1981) 花崗岩中の粘土細脈を構成する雲母粘土鉱物・モンモリロナイト鉱物・雲母 膨潤層混合層鉱物．粘土科学，**21**，141-152．
- 北川隆司・柿谷 悟・丹木 晃 (1982) 島根県飯石郡三戸屋町付近のセリサイト鉱床中の雲母粘土鉱物．粘土科学，**22**，54-67．
- Kitagawa, R., Nishido, H. and Takeno, S. (1988) K-Ar ages of the sericite deposits in the Chugoku district, southwest Japan. *Mining Geol.*, **38**, 279-290.
- Liou, J.G. (1971) Stilbite-laumontite equilibrium. *Contr. Mineral. Petrol.*, **31**, 171-177.
- McCullon, T., Frizzel, V. Jr., Stewart, R. and Barnes, I. (1981) Precepitation of laumontite with quartz, thenardite, and gypsum at Sespe hot springs, western Transverse ranges, California. *Clay Clay Miner.*, **29**, 359-364.
- Minato, H. (1969) Mica clay minerals. In Iwao, S. ed.: *The Clays of Japan*. Geol. Surv. Japan, 95-102.
- 三浦 清 (1973) 深成岩類の風化に関する研究．第一報 新第三紀末の赤色風化作用による江津深成岩体の風化．応用地質，**14**，87-102．
- 三浦 清 (1975) 大東花崗閃緑岩の赤色風化 深成岩類の風化に関する研究 (第3報)．応用地質，**16**，90-97．
- 三浦 清 (1976) 鳥取花崗岩に見られる黒雲母の特殊変質とその応用地質学的意義．応用地質，**17**，168-175．
- 三浦 清 (1988) 沸石脈生成に伴う岩石の変質作用 特に深成岩類の深層風化と関係して．島根大教育紀要，**22**(2)，1-11．
- 長沢敬之助 (1972) 風化過程における雲母の変質．鉱物学雑誌，**10**，528-539．
- 長沢敬之助・森嶋 光 (1990) 福島県小野新町付近に産する風化黒雲母について．粘土科学，**30**，101-108．
- 中川昌治・津田隆幸 (1993) 香川県小豆島の花崗岩サブロライト(マサ)中の粘土鉱物．くろしお，Special Ser., **7**，11-15．
- 中川善兵衛・小坂丈予・浦部和順・山田久夫 (1972) 岩手県千厩地方における石英閃緑岩の風化について．岩鉱，**67**，283-290．
- 大八木則夫・内田哲夫・鈴木広芳 (1960) 加茂大東地方花崗閃緑岩地帯における風化帯の粘土鉱物 (第1報) 風化生成粘土鉱物とその生成系列．国立防災科学技術センター研報，**2**，21-44．
- 清水 洋 (1972) 風化および続成過程におけるカオリン鉱物の変化．粘土科学，**12**，63-73．
- 上治寅次郎 (1937) 六甲山塊の地質と構造．地学雑誌，**49**，481-497．
- Utada, M. (1980) Hydrothermal alteration related to igneous activity in Cretaceous and Neogene formations in Japan. *Mining Geol., Spec. Issue*, **8**, 67-83.
- Utada, M. (1990) Preliminary note on hydrothermal alteration appearing in the Inbi complex of Cretaceous to Paleogene age. *Univ. Mus. Univ. Tokyo, Nature and Culture*, **2**, 67-76.
- Yung, P., Kitagawa, R. and Takeno, R. (1994) Weathering of biotite in the Daito granodiorite, Shimane Prefecture, Japan. *J. Min. Petr. Econ. Geol.*, **89**, 75-86.

(2002年10月17日受付，2002年12月16日受理)