

琵琶湖北東部，後期白亜紀貝月山花崗岩体

杉井 完治*・沢田 順弘**

Late Cretaceous Kaizukiyama granite, northeast of Lake Biwa, Southwest Japan

Kanji Sugii* and Yoshihiro Sawada**

Abstract

The Kaizukiyama granite is distributed northeast of Lake Biwa and was intruded into the Jurassic accretionary complex of the Mino-Tamba Belt. The granitic mass crops out over an area of approximately 120 km², (14 km N-S, 11.5 km E-W). It consists mainly of equigranular coarse-grained hornblende bearing biotite granite to granodiorite, associated with porphyritic hornblende bearing biotite granite - granodiorite, medium-grained muscovite granite, and granite porphyry.

Equigranular hornblende bearing biotite granite - granodiorite of the Kaizukiyama granite consists mainly of plagioclase, K-feldspar and quartz, with subordinate biotite and hornblende, and accessory opaque minerals, apatite, zircon, sphene, monazite, allanite and tourmaline. Porphyritic hornblende bearing biotite granite - granodiorite have the same mineralogy, but contain K-feldspar megacrysts up to 7 cm in length. Medium-grained muscovite granite occurs in the central part of the Kaizukiyama granite as schlieren less than a few tens of meters in width, and consists mainly of plagioclase, K-feldspar, quartz and muscovite, with accessory biotite, garnet, opaque minerals, apatite, zircon and monazite.

Color index (modal composition of mafic minerals) and modal plagioclase / K-feldspar ratio of slab samples and magnetic susceptibility tend to decrease from the margin to core, and with increasing of altitude (from 250 m to 1200 m).

SiO₂ contents of hornblende bearing biotite granite - granodiorite and muscovite granite from the Kaizukiyama granite are 66.52 - 72.23 wt% and 75.25 - 75.87 wt%, respectively. Muscovite granite plots within the S-type granite field on the ACF diagram of White and Chappell (1977).

Key words: granite, granodiorite, Cretaceous, SW-Japan, petrography

はじめに

西南日本内帯には白亜紀から古第三紀にかけての花崗岩類が広く分布しており、それらは北から山陰帯，山陽帯，領家帯に区分されている。山陰帯の花崗岩類は磁鉄鉱系列に，山陽帯および領家帯のものはチタン鉄鉱系列にそれぞれ属しており，また，山陽帯の中でも山陰帯に隣接した地域は，磁鉄鉱系列とチタン鉄鉱系列の花崗岩類が混在しており，両者の漸移帯とされている (Isihara, 1977, 1981)。

琵琶湖周辺には美濃一丹波帯のジュラ紀付加コンプレックスまたは領家帯の花崗岩類を貫いて白亜紀の江若，比良，比叡，田上，鈴鹿，貝月山などの花崗岩質岩体が分布している (第 1 図)。これらのうち比良，比叡，田上，鈴鹿の花崗岩体は，その分布，形成年代，化学組

成，Sr 同位体比初生値から，巨大な環状花崗岩質岩体を形成していると考えられている (沢田ほか，1994)。放射年代から琵琶湖周辺の花崗岩類の固結年代は，古期 (100-90 Ma : Rb-Sr 全岩アイソクロン年代と K-Ar 年代；比叡古期花崗岩体，鈴鹿古期花崗岩体および貝月山花崗岩体) と新期 (80-78 Ma の Rb-Sr 全岩アイソクロン年代と 75-66 Ma の K-Ar 年代；田上，比叡新期，比良，鈴鹿新期，江若花崗岩体) の少なくとも 2 つのステージに区分されている (沢田・板谷，1993；沢田ほか，1994；栗本ほか，1999) (第 1 図)。

ここで報告する貝月山花崗岩体は，琵琶湖北東部，伊吹山の北方約 11 km の貝月山を中心に，滋賀県奥伊吹地域と岐阜県奥美濃地域にまたがって分布するバソリス状の岩体である。この岩体については，河井ほか (1970) および鈴木 (1974) による報告と，地質調査所図幅 (磯見 1955，宮村ほか 1976，斎藤・沢田，印刷中) がある。本論文では，貝月山花崗岩体の地質，岩石記載，モード組成，帯磁率および化学組成について報告し，固結過程

* 京都市消防局 Fire Department of Kyoto City

** 島根大学総合理工学部地球資源環境学科 Department of Geoscience, Shimane University, Matsue 690-8504

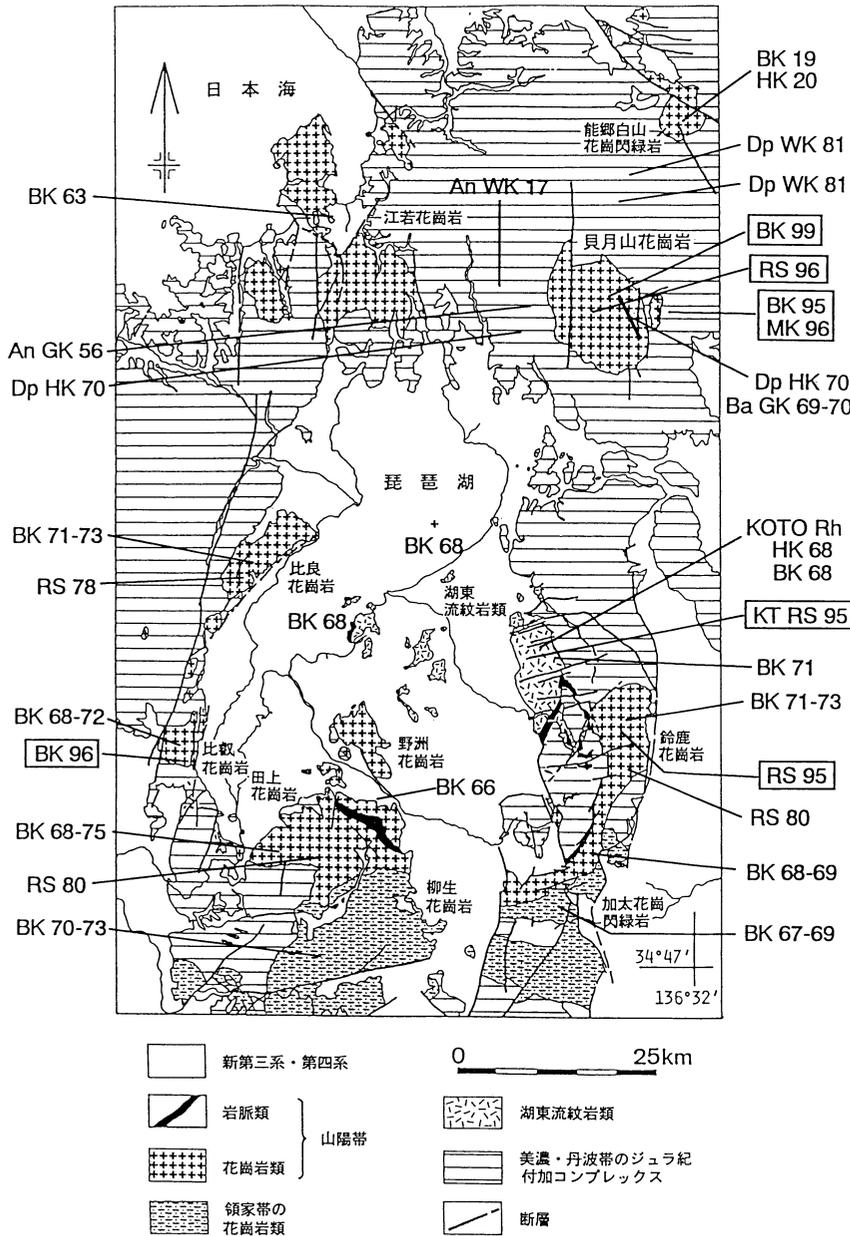
のモデルを提起する。またあわせてこれまで報告されている放射年代をまとめ、花崗岩の冷却速度を琵琶湖周辺の他の花崗岩類と比較する。

地質概説

貝月山花崗岩体は南北約 14 km、東西約 11.5 km の楕円形をした岩体で、非調和的に美濃-丹波帯のジュラ紀付加コンプレックス中に貫入している(第2図)。地表露出面積は約 120 km² で、バソリス級の岩体である。岩体内部の地形は、全体として周縁部から中心付近の貝月山(1234 m)に向かって高くなり、その比高は最大約 950 m である。岩体西端と東端が急峻な尾根の直下にあるのは、接触変成作用によってホルンフェルスが形成されていることによるものと考えられる。

貝月山花崗岩は塊状の等粒状、一部斑状の粗粒角閃石含有黒雲母花崗岩~花崗閃緑岩を主体とし(第3a図)、少量の中粒白雲母花崗岩を伴う(第4a図)。角閃石含有黒雲母花崗岩~花崗閃緑岩の構成鉱物は斜長石、カリ長石、石英、黒雲母と少量の角閃石、およびチタン鉄鉱、アパタイト、ジルコン、スフェン、モナズ石、褐廉石、電気石である。角閃石含有黒雲母花崗岩と角閃石含有黒雲母花崗閃緑岩の関係は漸移的である。

岩体中心部のおおむね標高 800 m 以上、品又峠を中心とする地域には、最大 7×1.5 cm に達するアルカリ長石の巨晶を含む不均質な岩相によって特徴づけられる粗粒角閃石含有黒雲母花崗岩(第3b図)が分布しており、これを品又タイプ花崗岩として区分した。岩体の縁辺部では数 m の範囲で等粒状から斑状黒雲母花崗岩ないし黒雲母花崗斑岩となる(第3c図)。斑状結晶は斜長石、カリ長石、石英で粒度は等粒状のものと変わらないが、石基は 0.2 mm 前後の結晶となる。ルーフペンダントは存在しないが、品又峠を中心とする高所に、マグマ固結末期に生成されたと考えられる不均質な岩相や白雲母花崗岩が存在する。岩体内に

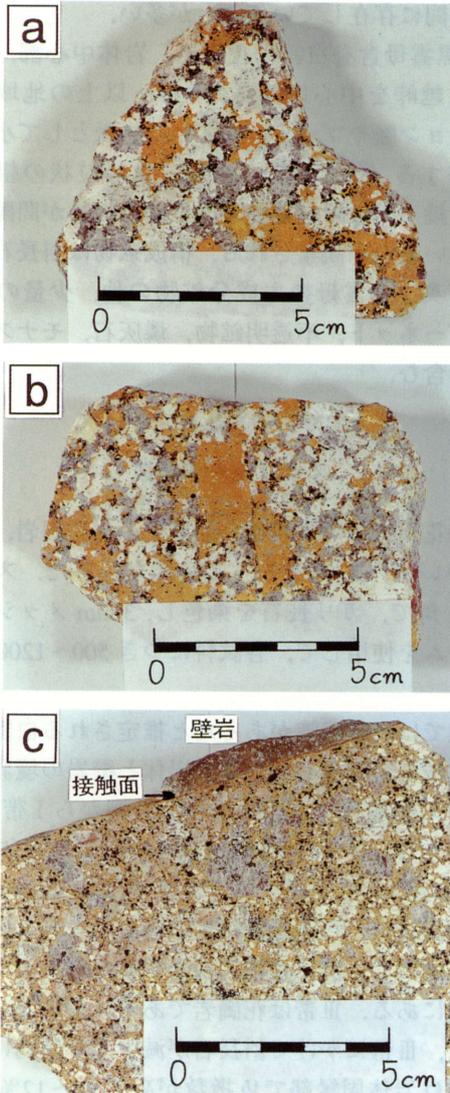


第1図 琵琶湖周辺地域の花崗岩質岩体及び岩脈の分布と放射年代。

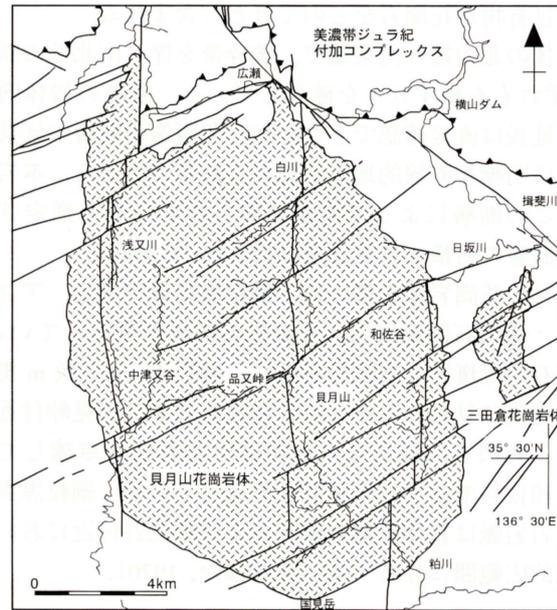
略号は以下の通りである。[岩質; Dp: 閃緑斑岩岩脈, An: 安山岩岩脈, Ba: 玄武岩岩脈, KT: 湖東流紋岩類, 記号なし: 花崗岩-花崗閃緑岩], [K: K-Ar 年代; B: 黒雲母, H: 角閃石, M: 白雲母, G: 石基, W: 全岩], [RS: Rb-Sr 全岩アイソクロン年代][数字は Ma を示す][データソースは以下の通り。Seki(1978), 宮村ほか(1981), 原山ほか(1989), 吉田ほか(1991), 沢田・板谷(1993), 沢田ほか(1994), 小井土ほか(1995), 栗本ほか(1999), 斎藤・沢田(印刷中)]

おける花崗岩～花崗閃緑岩の岩相変化は，中心部付近の中粒白雲母花崗岩と，岩脈状に貫入する小規模なアプライト質花崗岩を除いて明瞭な貫入関係はなく，漸移的变化である．大まかに見ると周縁部で苦鉄質鉍物および斜長石が多く，中心へ向かってそれらが減少する傾向を示す．品又タイプ花崗岩の中心には白雲母花崗岩が貫入するが，その分布域は限られている．

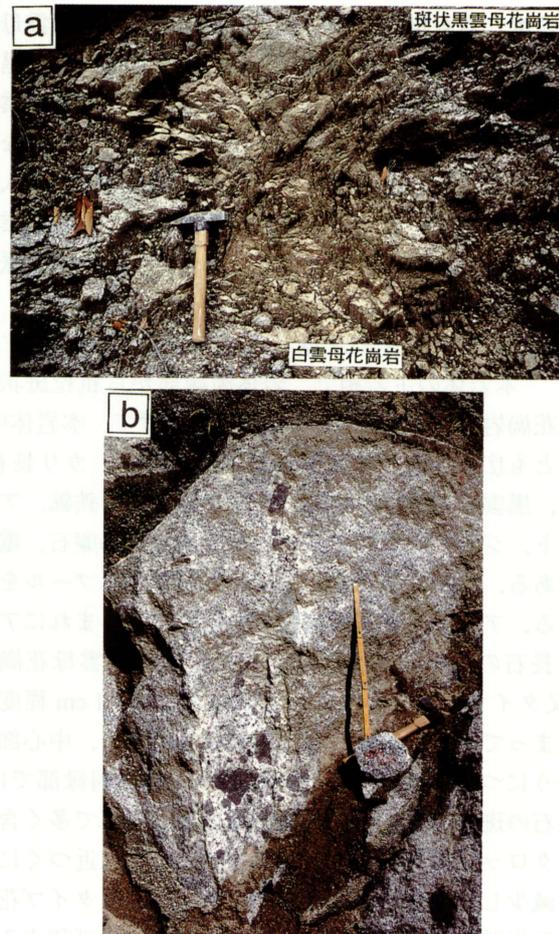
暗色包有物は，堆積岩起源と考えられるものが多く，ごく少量，閃緑岩質のものが認められる．これらは総じて楕円球状で，配列方向は垂直であることがほとんどである．暗色包有物の集中する部分の周囲は優白質になっている（第4b図）．暗色包有物が特に多いのは岩体南東部・粕川河床部のジュラ系との境界付近で，ここでは



第3図 貝月山花崗岩の染色スラブ写真．a：主岩相の粗粒角閃石含有黒雲母花崗岩．b：斑状粗粒黒雲母花崗岩．スラブ中央部の黒色部はカリ長石の巨晶．c：貝月山花崗岩北西部の周縁相をなす黒雲母花崗斑岩．



第2図 貝月山花崗岩及びその周辺地域の地質図 [斎藤・沢田（印刷中）から引用]．



第4図 a：斑状粗粒黒雲母花崗岩中にセグリゲーション脈として産する中粒白雲母花崗岩．b：垂直方向に濃集する暗色包有物．包有物の周囲の花崗岩は優白質である．

暗色包有物が花崗岩をしのぐほどに含まれる。

岩体の北西端と南東端で、破碎帯を伴う南北性の断層（いずれも右横ずれ）を確認している。断層の岩体内部への延長は直接確認できないが、北西端の断層の延長方向には明瞭な直線的地形が認められることから、本岩体は、この断層によって南北に切られていると推定される。断層の右横ずれ変位量は約 2 km である。

貝月山花崗岩体を貫いて、細粒黒雲母花崗岩、アプライト、角閃石閃緑斑岩、玄武岩の細脈が貫入している。角閃石閃緑斑岩と玄武岩岩脈は、幅数 10 cm～数 m 規模で、随所に見られるが、特に和佐谷および国見峠付近に多い。角閃石閃緑斑岩の走向は南北方向が卓越しており、和佐谷では平行岩脈群を形成している。細粒黒雲母花崗岩岩脈は岩体東部の前谷および和佐谷付近において比較的広範囲に分布する（河井ほか、1970）。

貝月山花崗岩体の岩石記載

貝月山花崗岩体は、野外観察とスラブ試料の観察から、粒度と岩石組織に基づき、粗粒角閃石含有黒雲母花崗岩～花崗閃緑岩（主岩相）、粗粒斑状角閃石含有黒雲母花崗岩～花崗閃緑岩（品又タイプ）および中粒白雲母花崗岩に区分できる。花崗岩中には角閃石が含まれない場合もある。主岩相と品又タイプの間には明瞭な貫入関係が認められず、岩相変化は漸移的である。中粒白雲母花崗岩は岩体中心部に岩脈またはセグリゲーション脈として小規模に分布している。

[粗粒角閃石含有黒雲母花崗岩～花崗閃緑岩（主岩相）] 本岩体の主岩相で、岩体周縁部から粗粒斑状黒雲母花崗岩（品又タイプ）の分布域にかけて、本岩体中、もっとも広く分布する。構成鉱物は斜長石、カリ長石、石英、黒雲母と少量の角閃石、およびチタン鉄鉱、アパタイト、ジルコン、スフェン、モナズ石、褐廉石、電気石である。石英は他形で、しばしば連続するプールを形成する。アルカリ長石は概して他形である。まれにアルカリ長石の自形結晶を含むが、粗粒斑状黒雲母花崗岩（品又タイプ）に含まれる巨晶とは異なり、1 cm 程度にとどまっている。斜長石は岩体周縁部で多く、中心部へ向かうにつれて減少する傾向にある。岩体周縁部では、斜長石の斑晶が目立つ。黒雲母は岩体周辺部で多く含まれ、クロット状となることがあり、中心部に近づくにつれて減少し、独立的となる傾向にある。品又タイプ花崗岩～花崗閃緑岩とは、明瞭な境界を持たずに漸移する。

[粗粒斑状角閃石含有黒雲母花崗岩（品又タイプ）] 岩体中心部の品又峠を中心に、おおむね標高 800 m 以上の高所に特徴的に分布する岩相である。主岩相に比較し

てやや優白質で、アルカリ長石の斑晶（長軸方向 2～7 cm）を含む（第 3 図 b）。構成鉱物種は主岩相と同じであるが、角閃石を含まないこともある。斑状角閃石含有黒雲母花崗岩の構成鉱物は斜長石、カリ長石、石英、黒雲母と、きわめて少量の角閃石、ジルコン、燐灰石、モナズ石、2 次鉱物として絹雲母、緑泥石を含む。

[斑状黒雲母花崗岩～黒雲母花崗斑岩] 構成鉱物は斜長石、カリ長石、石英、黒雲母と、きわめて少量の不透明鉱物、ジルコン、燐灰石、モナズ石、2 次鉱物として絹雲母、緑泥石を含む。石英は自形度が高く独立的で、集合することは少ない。斜長石は自形で白濁する傾向にあり、主岩相に比べて少ない。黒雲母は、クロットをなすものはほとんどなく、独立的に含まれる。この岩相の黒雲母は、自形度の高い石英・アルカリ長石・斜長石の結晶の粒間に存在していることが多い。

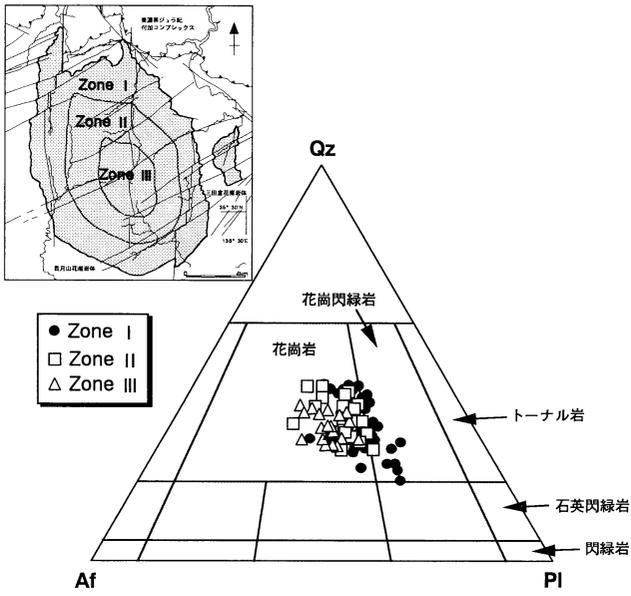
[中粒黒雲母含有白雲母花崗岩] 岩体中心部、貝月山西方の日越峠を中心に標高約 750 m 以上の地域にセグリゲーション脈やプール、あるいは岩脈として小規模に点在分布する（第 4 a 図）。肉眼では等粒状の組織に見えるが、鏡下では粗粒鉱物の間を細粒鉱物が間隙充填的に埋めているのが観察される。構成鉱物は斜長石、カリ長石、石英、白雲母の主成分鉱物の他、少量の黒雲母（±）、ガーネット、不透明鉱物、燐灰石、モナズ石、ジルコンを含む。

スラブモード組成

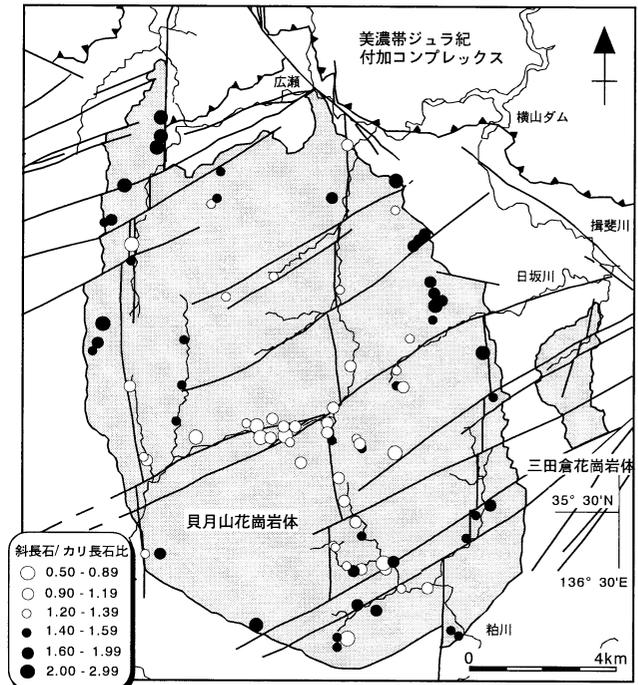
貝月山花崗岩体の主岩相と品又タイプ花崗岩、合計 93 試料について、スラブモード測定を行った。スラブは 5～10 cm 角で、カリ長石を染色し、3 mm メッシュの透明フィルムを使用して、各試料につき 500～1200 点を測定した。

第 5 図では最終残液があったと推定される白雲母花崗岩の分布域を岩体中心として、岩体と壁岩の境界線から中心までの距離比で 3 帯に分け、外側から I 帯、II 帯、III 帯に区分し、各帯における石英(Qz)-斜長石(Pl)-アルカリ長石(Af)のモード三角ダイヤグラムを示した。I 帯は花崗閃緑岩から花崗岩に至る領域のモード組成を示す。II 帯はごく一部に花崗閃緑岩があるが、大半は花崗岩の範囲にある。III 帯は花崗岩である。全体として I 帯から II 帯、III 帯にかけて斜長石が減少する傾向にある。

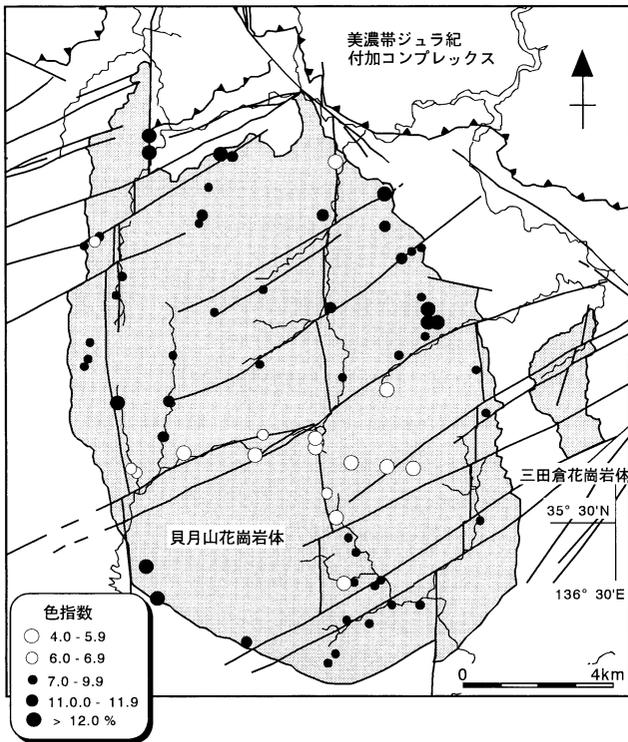
本岩体は岩体周縁部で色指数が高く 10～12% 以上であるが、中心部付近では 4.0～5.9% と低くなる傾向が顕著である（第 6 図）。I 帯から III 帯に向かって、色指数が低くなる傾向にあるが、II 帯と III 帯との間に顕著な差異はない。これは III 帯に多く分布する品又タイプに、主



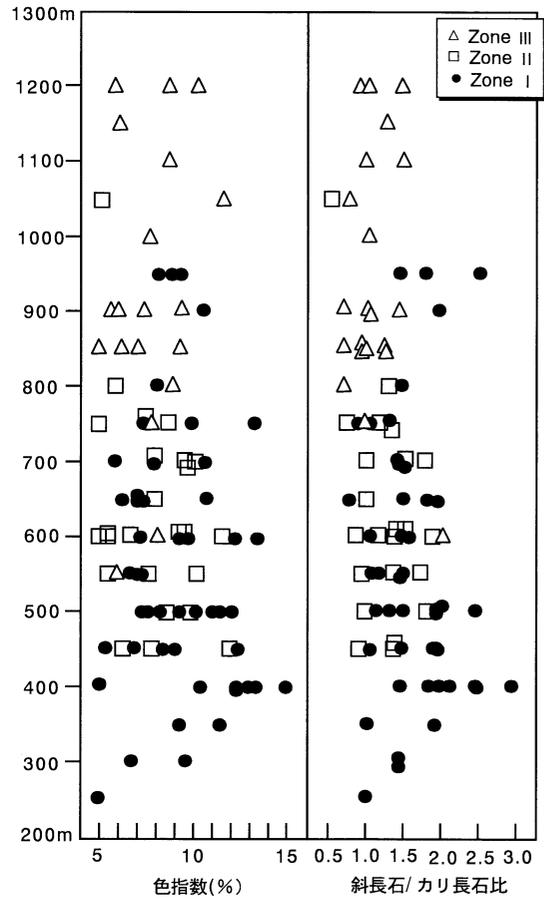
第5図 貝月山花崗岩のスラブモード組成。花崗閃緑岩は周縁部（I帯）に卓越する。岩石の命名法は Streckeisen (1976) による。



第7図 スラブモードによる斜長石/カリ長石比の水平変化。



第6図 スラブモードによる色指数の水平変化。



第8図 スラブモードによる色指数と斜長石/カリ長石比の垂直変化。

岩相とほぼ同量の黒雲母が含まれていることによる。

モード斜長石/カリ長石比でみると、岩体周縁部では同比が1.6~3.0と高いのに対し、中心部では1.6以下であり、岩体の中心部に向かって斜長石が減少し、アルカリ長石が増加する傾向が認められる(第7図)。この傾向は色指数および全岩帯磁率に見られる傾向と調和的である(第6図および第9図)。

高度と色指数、モード斜長石/カリ長石比の関係を第8図に示した。全体として高度が高くなるに従って色指数が減少する傾向にある。またモード斜長石/カリ長石比も低くなる傾向にあり、変化の幅は400 m以上では高度を増すにつれ狭くなる。950 m付近でI帯でのモード斜長石/カリ長石比が高くなる場所があるが、このことは高度変化よりもむしろ水平変化の方が大きいことを示している可能性はある。

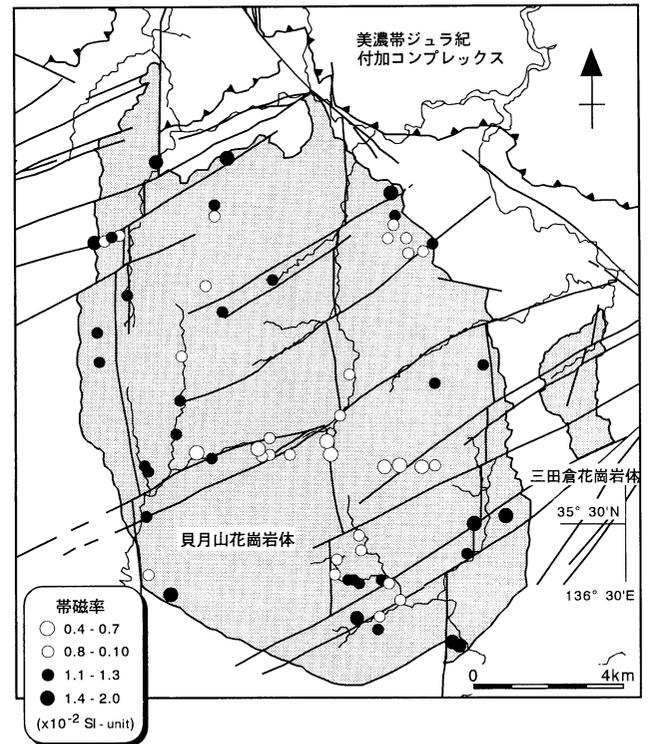
全岩帯磁率

携帯用帯磁率計カップメーターKT-5型を用いて、74地点において全岩帯磁率の測定を行った(第9図)。測定は露頭において平坦な面を12点以上、可能な限り3方向から測定しその平均値をとった。

貝月山花崗岩体の帯磁率は $0.04\sim 0.20\times 10^{-3}$ SI-UNITの範囲にある。帯磁率の低いところは岩体中心部であるが、ここは色指数の低い地域(第6図)およびモード斜長石/カリ長石比の低い地域(第7図)に対応している。周縁部において、著しく帯磁率が高いところが存在するが、ここも色指数の高いところである。

磁鉄鉱系列とチタン鉄鉱系列の帯磁率における境界はIshihara(1977)によると 100×10^{-6} emu/gであるが、この値は約 2.6×10^{-3} SI-UNITに相当する(飯泉・高木, 1987)。貝月山花崗岩体における帯磁率は 2.0×10^{-3} SI-UNIT以下であることから、チタン鉄鉱系列に属するといえる。

全岩帯磁率の測定結果から、本岩体はチタン鉄鉱系列の領域にあり、従って、帯磁率の上では山陽帯の花崗岩であるといえる。一方、本岩体の北西部に位置する江若花崗岩体は本岩体と同じく山陰帯と山陽帯の漸移帯に存在している。江若花崗岩体の全岩帯磁率は平均値としてはチタン鉄鉱系列の領域に入るが、一部、磁鉄鉱系列の領域に入る高い帯磁率(最大値 8.42×10^{-3} SI-UNIT)を示すところもある(澤田ほか, 1997)。また、琵琶湖西部の比良花崗岩体は、典型的なチタン鉄鉱系列の領域に入る帯磁率($\leq 0.20\times 10^{-3}$ SI-UNIT, 多くは 0.01×10^{-3} SI-UNIT以下)を示し(周琵琶湖花崗岩体研究グループ, 1997)、本岩体よりもさらに低帯磁率である。



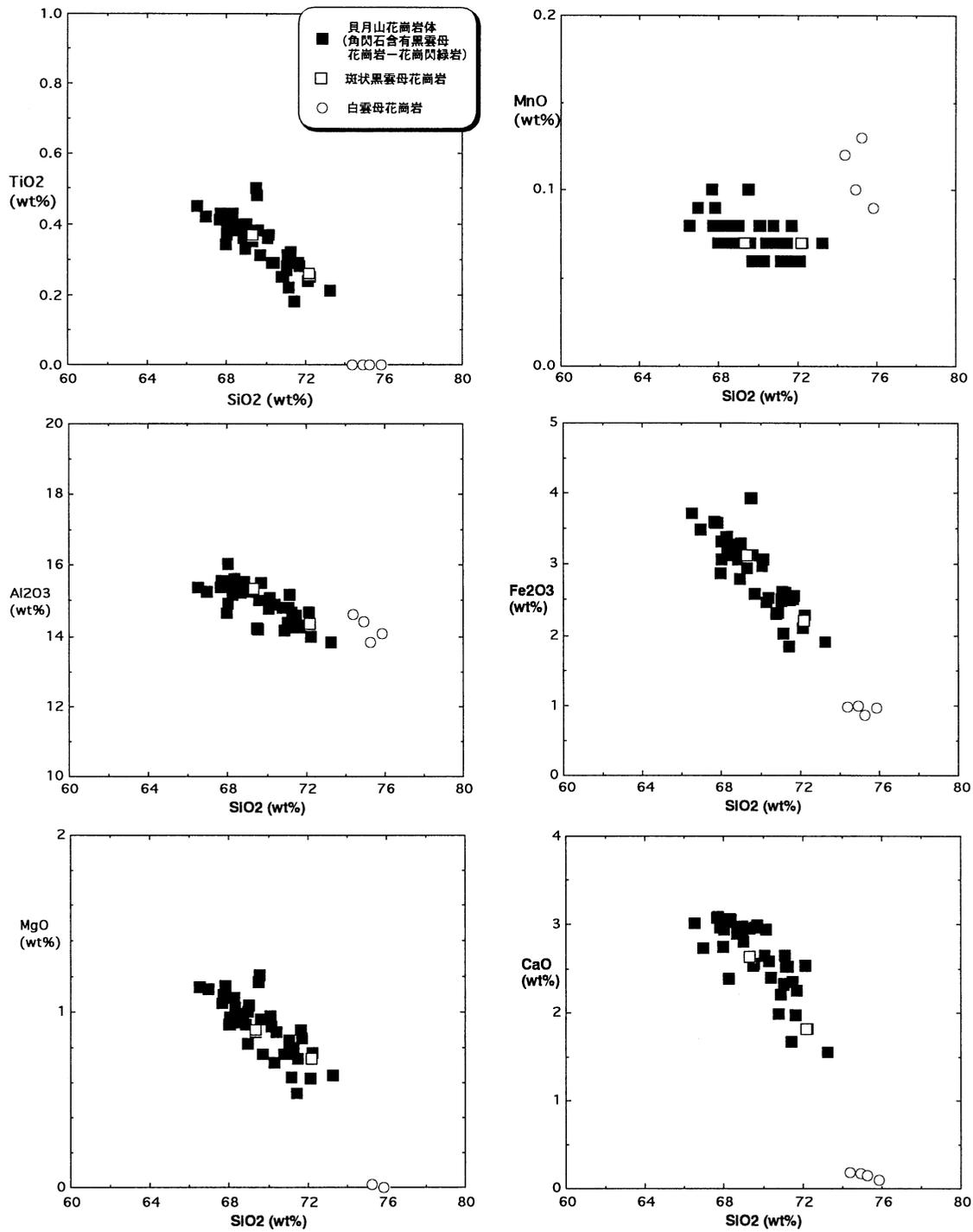
第9図 帯磁率の水平変化。

全岩化学組成

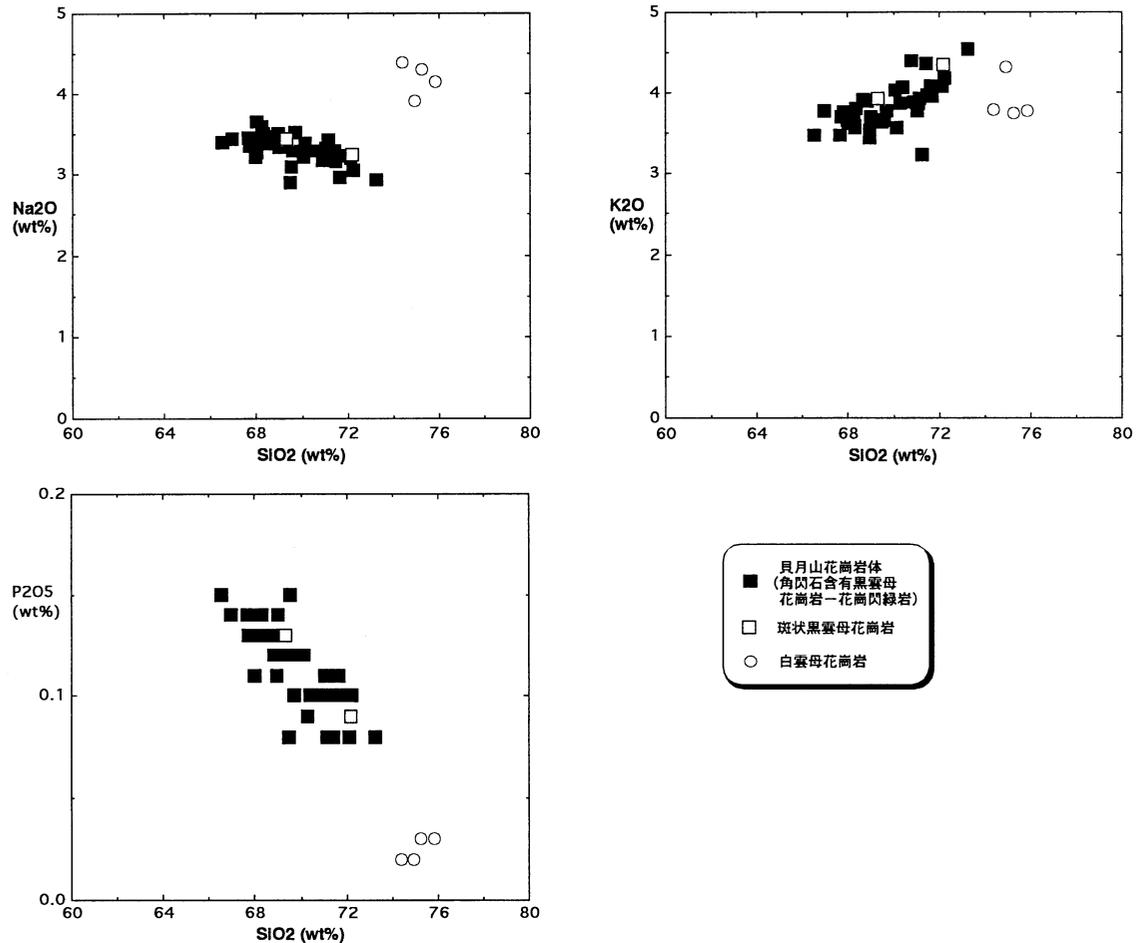
貝月山花崗岩体の粗粒角閃石含有黒雲母花崗岩~花崗閃緑岩35試料, 中粒白雲母花崗岩2試料について島根大学総合理工学部地球資源環境学教室の蛍光X線分析装置によって全岩主成分と、微量成分13元素(Ba, Ce, Cr, Ga, Nb, Ni, Pb, Rb, Sr, Th, V, Y, Zr)を分析した。その結果は第1表に示し、ハーカー図を第11,12図に示した。分析はガラスビード法により行い、試料と融剤の希釈率は1:2[試料と混合融剤(LiBO₂:Li₂B₄O₇=1:4)の割合を1.8g:3.6g]とした。補正計算法はいずれも主成分の補正係数を多重回帰法で求め、微量成分に関してはpeak over back法を用いた。分析方法と分析精度については小林・沢田(1998)により報告されたものと同様である。

貝月山花崗岩体主岩相と品又タイプ花崗岩のSiO₂は66.52 wt%から72.23 wt%の範囲にあり、組成に不連続は認められない。ハーカー図で示したように、SiO₂に対し、主成分元素ではK₂Oは正の相関を示し、他は負の相関を示すが、いずれも相関は良く1次の直線で表現される。微量元素ではSiO₂増加に対し、Rb, Pbが正の相関, Ba, Sr, Zrが負の相関を示し、Gaは一定である。

白雲母花崗岩のSiO₂は75.25~75.87 wt%で、TiO₂, MgO, Srは検出限界以下もしくはそれに近く、主岩相と品又タイプ花崗岩に比べ、MnO, Na₂O, Ba, Nb, Gaに



第 10 a 図 貝月山花崗岩の主成分組成のハーカー図。データの一部は斎藤・沢田（印刷中）から引用。



第10b図 貝月山花崗岩の主成分組成のハーカー図。データの一部は斎藤・沢田（印刷中）から引用。

富み, CaO, P₂O₅, Zr に乏しい。

ACF ダイアグラムを第12b図に示した。この図およびノルム組成の計算では Fe²⁺/Fe³⁺比を0.85とした。白雲母花崗岩を除く角閃石含有(±)黒雲母花崗岩～花崗閃緑岩は Chappell and White (1974), White and Chappell (1977) による I タイプ花崗岩の領域にプロットされる。またノルムコランダム量もすべて1%未滿を示すことから I タイプに属するといえる。一方、白雲母花崗岩は ACF ダイアグラムでは著しく Al+Na+K に富み, Ca に乏しい。ノルムコランダム量は2.5~3.1%と高く, S タイプ花崗岩の特徴を示す。

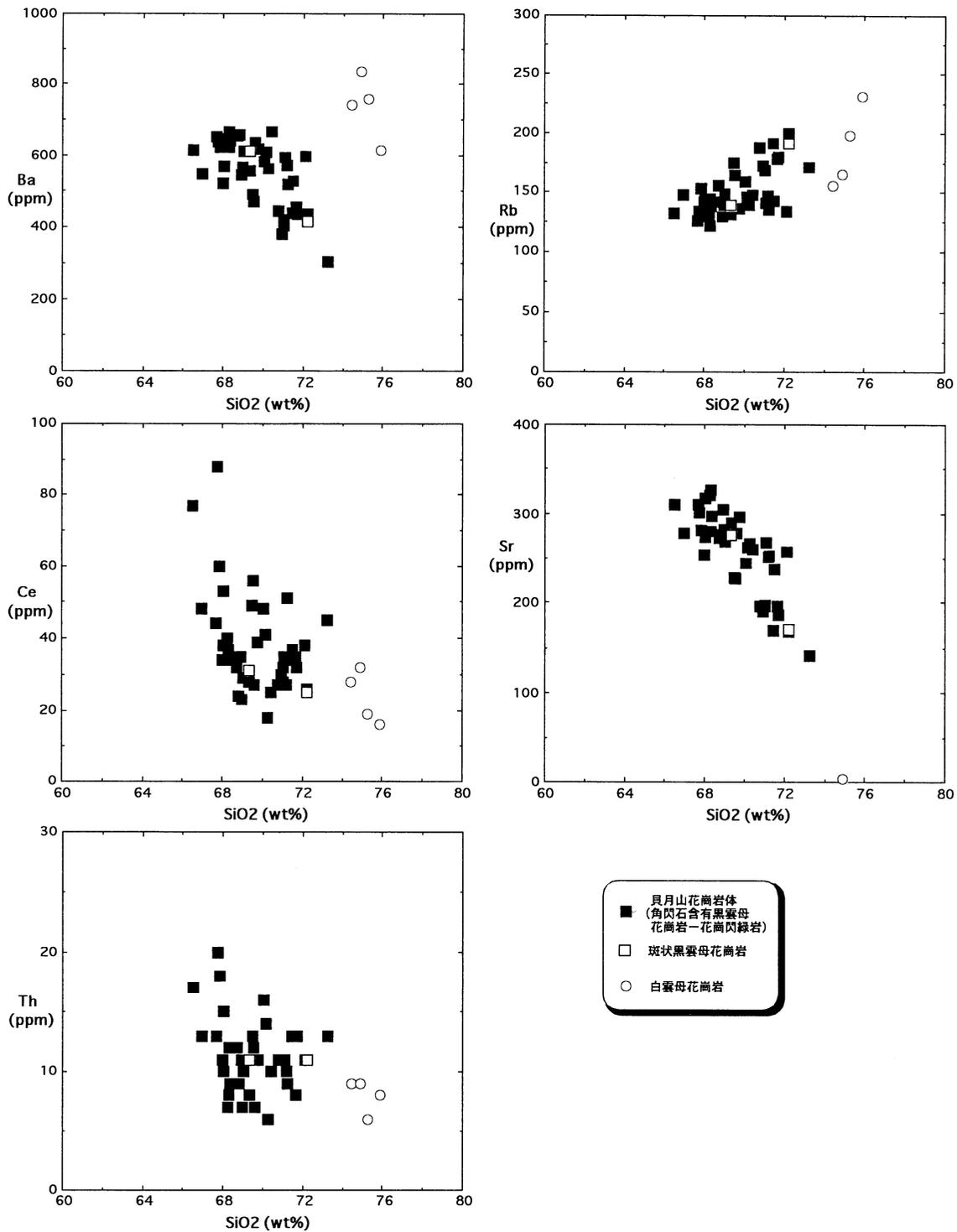
貝月山花崗岩体の固結・冷却過程

1. 固結過程のモデル

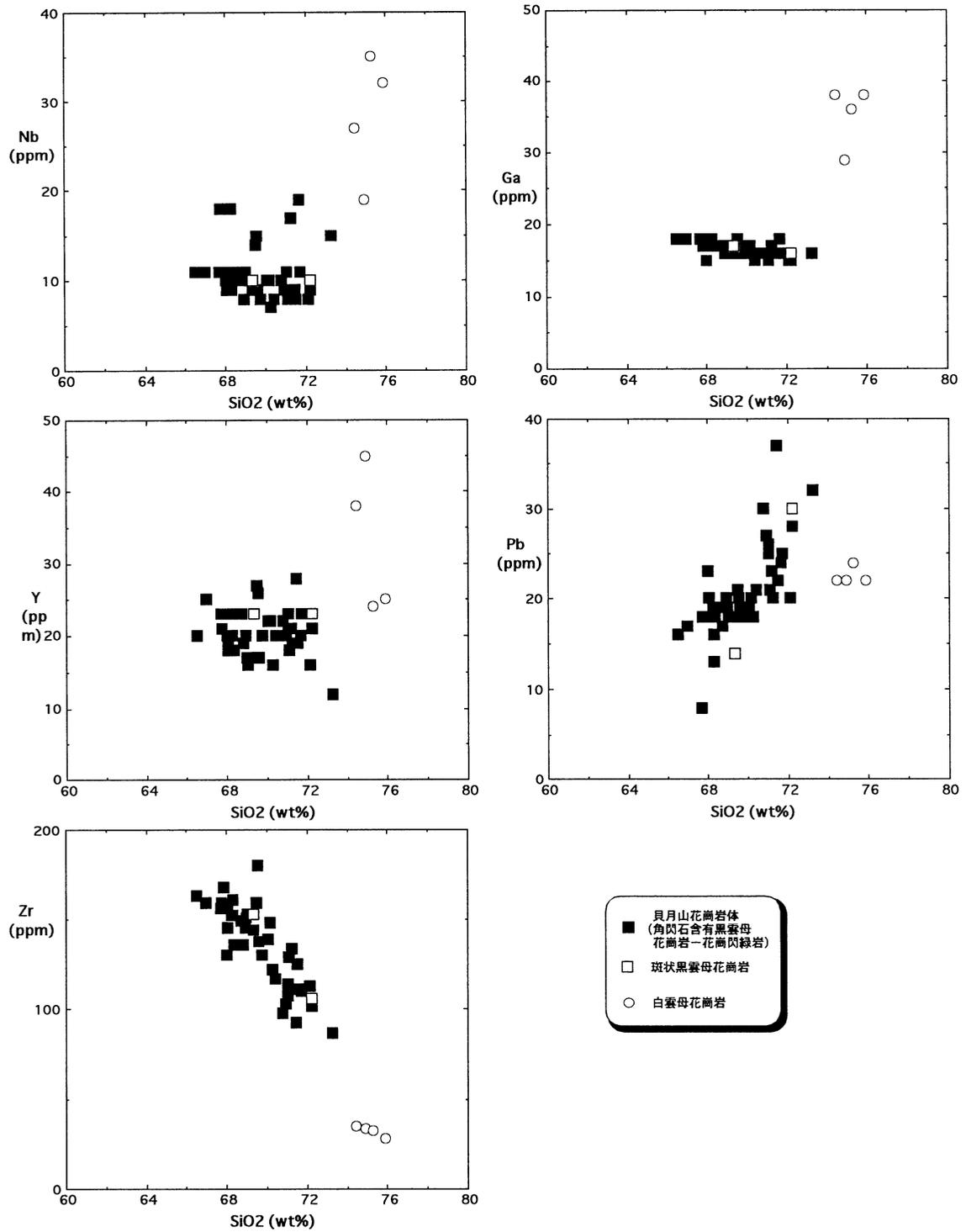
火成岩のモード組成や化学組成が連続的に変化する場合は、もっとも考えやすいメカニズムは分別結晶作用またはマグマ混合である。ここで扱った貝月山花崗岩体の場合、周辺部から岩体中央部にかけて、あるいは高度を増

すに連れて色指数、モード斜長石/カリ長石比、全岩帯磁率が系統的に減少することは、分別結晶作用によって花崗閃緑岩～花崗岩の組成変化が生じたと考えるのが妥当である。

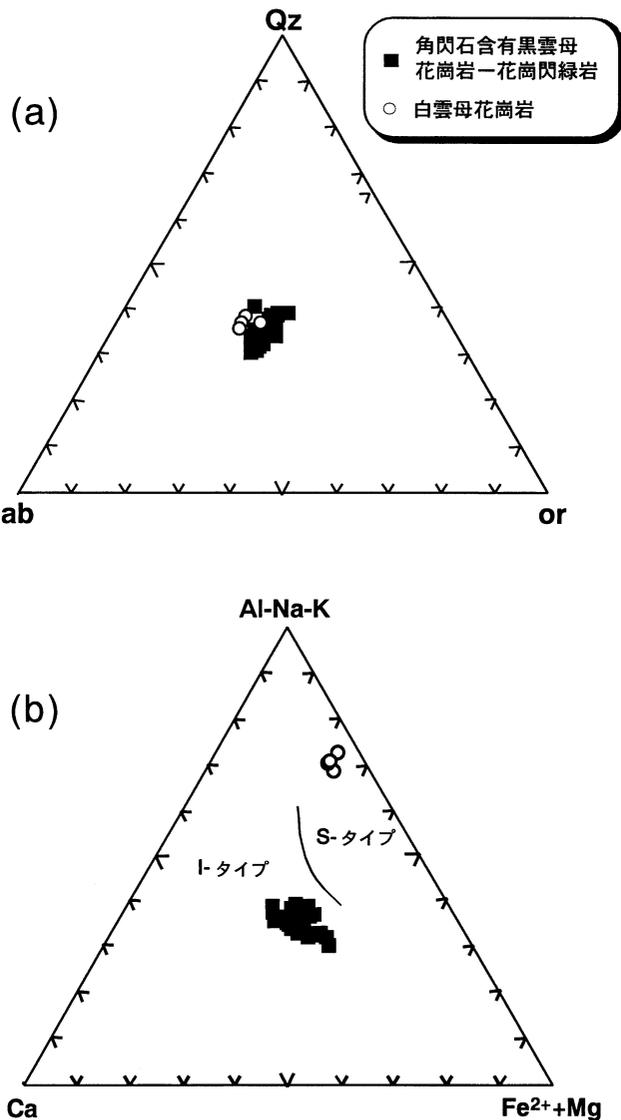
石英-アルカリ長石-斜長石図(第5図)ではI帯からII帯、III帯にかけて斜長石が減少する傾向が見られる。II帯はIII帯に比べやや斜長石が多いところもあるが、オーバーラップしているところが多い。またI帯中には自形の斜長石がしばしば発達する(第3a図)。一方、カリ長石は斜長石および石英の間を埋める形で存在し、他形である。ハーカー図で見ると SiO₂ 増加に対し、TiO₂, Fe₂O₃, MnO, MgO, Zr が減少するのは苦鉄質鉱物(角閃石, 黒雲母, 鉄鉱)の分別で説明可能である。また Al₂O₃, CaO, Na₂O, Ba, Sr の減少と K₂O, Rb の増加は斜長石の分別を示している。これらの結晶分別の解釈は上記のモード組成変や帯磁率の変化からも支持される。さらに P₂O₅ が著しく減少することは燐灰石の分別を示している。Y が減少する傾向を示すのもこの解釈を支持する。つまりまとめると固結は岩体の周縁部から始まり、早期



第 11 a 図 貝月山花崗岩の微量元素組成のハーカー図。データの一部は斎藤・沢田（印刷中）から引用。



第 11 b 図 貝月山花崗岩の微量成分組成のハーカー図。データの一部は斎藤・沢田 (印刷中) から引用。



第12図 a: 貝月山花崗岩のノルム石英(Qz)-曹長石(ab)-正長石(or)三角ダイヤグラム. b: ACFダイヤグラム. データの一部は斎藤・沢田(印刷中)から引用. Sタイプ花崗岩とIタイプ花崗岩の境界はWhite and Cappell (1977)による.

の晶出相は斜長石+角閃石+黒雲母+鉄鉱+燐灰石であったものが、その後、この相にカリ長石+石英が加わり、コテクティック点に達したと推定される。Ⅲ帯の品又タイプ花崗岩はカリ長石の自形結晶を巨晶として含む(第3b図)が、これは岩体固結末期に残液から斜長石+石英+カリ長石の三相が同時に晶出するようなステージで形成されたものと考えられる。

第13図に貝月山花崗岩体の固結過程を模式的に示した。

ステージⅠ: マグマ溜まりの周縁部(側面の壁岩との接触部)から固結が開始される。晶出相は斜長石+角閃石+黒雲母+鉄鉱+燐灰石。

ステージⅡ: 主岩相に相当する大部分が固結。ステー

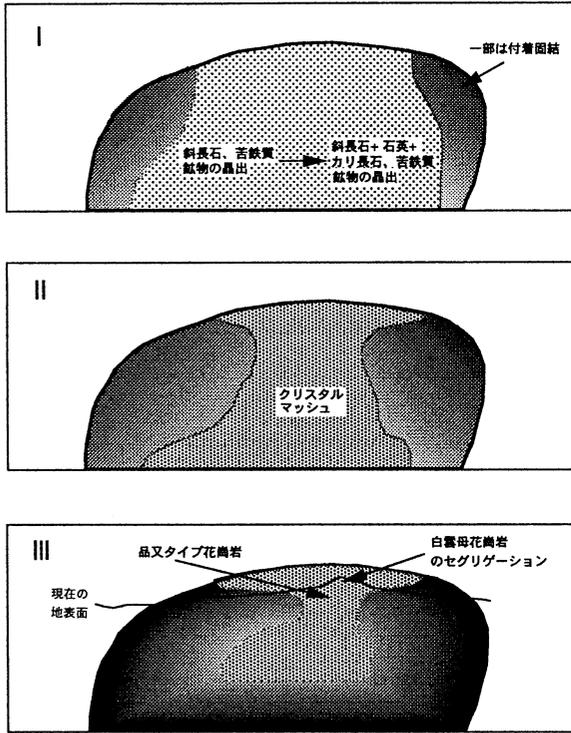
ジⅠで固結した部分は岩体北部地域に広く分布している。

ステージⅢ: 品又タイプ花崗岩および白雲母花崗岩の生成。最終残液と揮発性成分を残し、マグマが固結。この部分は岩体のルーフにごく近いものと考えられる。岩体の天井部は揮発性成分の濃集によって、結晶の晶出温度が下がり、より後期まで熔融状態を保つと推定されるが、本岩体では傾斜した天井部の形状のために揮発性成分はより高所へ移動し、品又タイプ花崗岩および白雲母花崗岩を生成したと推定される。岩体の天井部付近は、固結末期に、残液と揮発性成分から不均質な岩相になることが多い(石沢, 1982; Takahashi, 1986)。貝月山花崗岩体においても天井面は平坦に近い形状をしていると推定されるが、珪長質深成岩体の場合、天井面が平坦であることはめずらしいことではない(Takahashi, 1986)。

貝月山花崗岩体の場合、Takahashi (1986)が大崩山で示した垂直的に分別結晶作用が進むより、むしろ水平的に岩帯周縁部から中心部へと進行する分別の影響が強いと考えられる。ただし、岩体中心部に分布する品又タイプ花崗岩および白雲母花崗岩の分布がより比高が高いところに限られていることは、全体的には水平的周辺から中心部に向かって固結したが、固結最終ステージにおいて最終残液の岩体天井部への濃集が起こったものと推定される。

累帯構造を示す珪長質マグマ溜まりの冷却・固結過程については、いくつかの研究があるが、水平断面において同心円的な固結過程をたどるタイプ(北米シェラネバダバソリスにおける Tuolme Intrusive Series: Bateman and Chappell, 1979, 大阪府北部の茨城花崗岩体: Tainosho, 1974)と、垂直的な分別結晶作用の結果、固結が垂直的に進行するタイプ(大崩山花崗岩体: Takahashi, 1986, 1987; Long Valley Cardera: Hildleth, 1977, 1981)とに大別できる。貝月山花崗岩体は、周縁部から中心へ向かって固結が進行するという点で、水平断面において同心円的な固結過程をたどる前者のタイプに相当すると考えられる。垂直的に固結が進行するタイプのマグマ溜まりは、対流は存在するものの、マグマの温度が比較的高温で低密度であるために、晶出した鉱物は重力分別され、結果として垂直的な累帯構造を示す。これに対して貝月山花崗岩体のマグマ溜まりでは、固結早期に晶出した鉱物は重力分別作用の影響を強く受けず、岩体周縁部に付着したと考えられる。この主要な原因は対流によるものの可能性が高い。

貝月山花崗岩体には、岩体周縁部であっても、色指数、モード斜長石/カリ長石比がともに低い値を示す部分が存在する(岩体北部白川河床部。第6, 7図参照)。これは、一度固結した部分が岩体の縁から剥がれ落ちるようなメカニズムか、あるいはこの部分に特異的に揮発性成

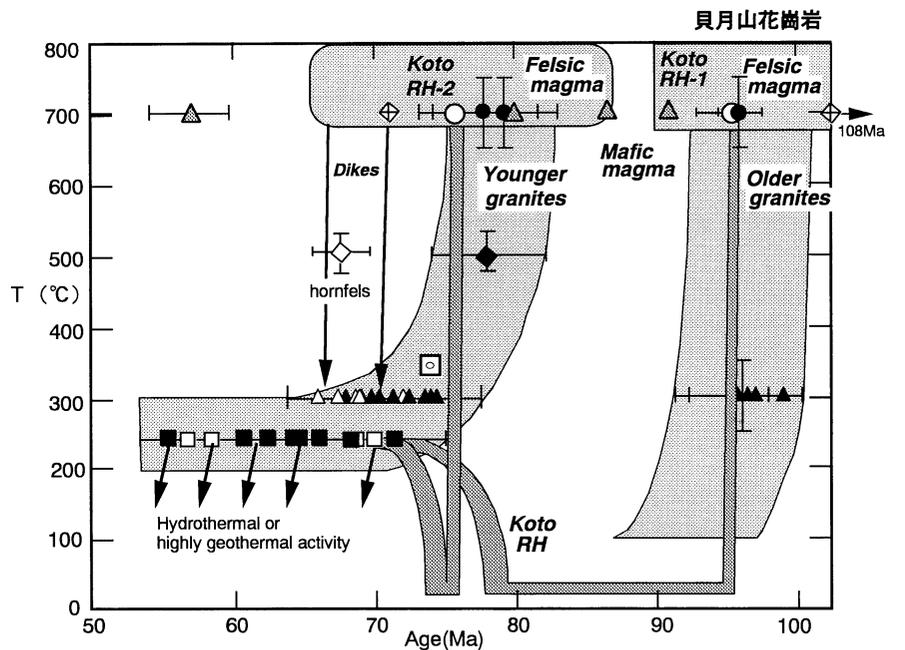


第13図 模式的に示した貝月山花崗岩マグマの固結過程.

分の濃集があり、より後期まで熔融状態を保ったかのいずれかの可能性が考えられる。ただし、この部分の岩相は本岩体において揮発性成分の濃集から生成した岩相(品又タイプ花崗岩および白雲母花崗岩)とは全く異なり、主岩相に属することから、前者の可能性が高いものと推定できる。

2. 琵琶湖周辺の花崗岩質岩体の冷却史

琵琶湖周辺地域の花崗岩質岩体の放射年代と冷却史については第1, 14図に示した。貝月山花崗岩体の放射年代として以下のような報告がある。角閃石含有黒雲母花崗岩の Rb-Sr 全岩アイソクロン年代: 96.4 ± 4.8 Ma; 全岩と斜長石, カリ長石および黒雲母を用いた Rb-Sr 全岩鉱物アイソクロン年代: 94.1 ± 5.0 Ma; 沢田ほか(1994); 貝月山花崗岩体中の粗粒角閃石含有黒雲母花崗岩中の黒雲母の K-Ar 年代: 98.8 ± 4.9 Ma; 斎藤・沢田(印刷中)。ちなみに貝月山花崗岩体東方に分布し、地下で連続していると推定される三田倉花崗岩体中の中粒角閃石白雲母含有黒雲母花崗岩中の黒雲母 K-Ar 年代は 94.6 ± 4.7 Ma, 中粒黒雲母含有白雲母花崗岩中の白雲母の K-Ar 年代は 95.9 ± 4.8 Ma である(斎藤・沢田, 印刷中)。Rb-Sr 全岩



第14図 琵琶湖周辺地域における後期白亜紀火成岩類のマグマ-岩体冷却史. [放射年代のデータソースは以下の通り. Seki (1978), 宮村ほか(1981), 伊藤(1989), 原山ほか(1989), 木村・貴治(1993), 沢田・板谷(1993), 沢田ほか(1994), 栗本ほか(1999), 斎藤・沢田(印刷中)]

| | Rb-Sr isochron | | K-Ar | | Fission track | |
|----------------|----------------|----------------------|------------|---------|---------------|-------|
| | whole rock | whole rock -Pl-Kf-Ms | hornblende | biotite | whole rock | ziron |
| Granites | ● | ◻ | ◆ | ▲ | | |
| Dikes Mafic | | | ◊ | | ▲ | |
| Felsic | | | | △ | | ■ |
| Koto Rhyolites | ○ | | ◇ | | | □ |

アイソクロン年代は同位体平衡下で岩石試料レベルで Rb と Sr の移動が完了した時点, 即ちマグマが固相線温度 (珪長質マグマで 800-700°C 程度) 以下になった時の年代を示すと考えてよい. 一方, 黒雲母の K-Ar 年代の閉鎖温度は $300 \pm 50^\circ\text{C}$ 程度 (Dodson and McClelland-Brown, 1985) である. 三田倉花崗岩体を含む貝月山花崗岩体の場合, Rb-Sr 全岩アイソクロン年代と黒雲母や白雲母の K-Ar 年代が誤差の範囲内ではほぼ一致することは, 冷却速度が著しく早かったことを示している. 一方, 琵琶湖南部周辺の花崗岩体の場合, Rb-Sr 全岩アイソクロン年代が比良花崗岩が 78.2 ± 3.9 Ma, 田上花崗岩が 79.5 ± 9.0 Ma, 鈴鹿新期花崗岩が 79.7 ± 3.5 Ma で (沢田ほか, 1994), それに対し, 黒雲母の K-Ar 年代が 72.8 ± 3.7 Ma から 66.3 ± 3.4 Ma であり (沢田・板谷, 1993), 冷却速度は著しく緩やかである. このような違いがいかんにして生じたのか? 貝月山花崗岩体の場合, 岩体の縁辺部に花崗斑岩が伴われる (第 3c 図) ことから, 浅所に貫入したものと推定される. 冷却速度が早いのは単に浅所に貫入したために急冷されたためと考えてよい. 一方, 琵琶湖南部地域には白亜紀後期に 60×40 km という直径を持つ巨大なコールドロンが存在し, 花崗岩体は環状断層に沿って形成されたものと推定された (沢田ほか, 1994). もしこの推定が正しいとするならば, 当時, 地下には大規模な花崗岩質マグマが存在していたことになる. この巨大な花崗岩質マグマの為に, 環状花崗岩体における冷却速度がさわめて遅くなった可能性は高い.

謝 辞

この論文は著者の一人杉井完治の 1988 年度鳥根大学理学部地質学科卒業論文を基礎にしたものである. 当時の鳥根大学理学部地質学科岩鉱ゼミの皆さんには討論をしていただいた. また卒業研究の調査時には滋賀県坂田郡伊吹町の長谷俊男・幸子夫妻に部屋の提供を受けた. この論文には, 日本地質調査所の「横山」地域図幅調査 (斎藤・沢田, 印刷中) の結果も一部で使用させていただいた. 地質調査所の斎藤 眞博士には現場で, また論文作成時に討論していただいた. 記して感謝する.

文 献

- Bailey, R. A., Dalrymple, G. B. and Lanphere, M. A., 1976, Volcanism, structure and geochronology of Long Valley caldera, Mono Country, California. *J. Geophys. Res.*, **81**, 725-744
- Bateman, P. C. and Chappell, B. W., 1979, Crystallization, fractionation and solidification of the Tuolumne Intrusive Series, Yosemite National Park, California. *Geol. Soc. Amer. Bull.*, **90**, 465-482.
- Chappell, B. W. and White, A. J. R., 1974, Two constrating granite types. *Pacific Geol.*, **8**, 173-174.
- Dodson, M.H. and McClelland-Brown, E., 1985, Isotopic and palaeomagnetic evidence for rates of cooling, uplift and erosion. In Snelling, N. J. ed., *The Chronology of the Geological Record*, *Geol. Soc. Mem.*, no. 10, 315-325.
- Hildreth, W., 1977, A zoned pluton at the eruptive stage: the Long Valley magma chamber as evidenced by eruption of the Bishop tuff. In Yamada N. ed., *Plutonism in relation to volcanism and metamorphism*, *Proceedings of the 7th CPPP meeting*, 38-48.
- Hildreth, W., 1981, Gradients in silicic magma chambers: Implications for lithospheric magmatism. *Jour. Geophys. Res.*, **86**, 10153-10192
- 原山 智・宮村 学・吉田史朗・三村弘二・栗本史雄, 1989, 御在所山地域の地質. 地域地質研究報告 (5 万分の 1 地質図幅), 地質調査所, 139 p.
- 飯泉滋・高木哲一, 1987, 携帯用帯磁率計カーパーメーター KT-5 型とバイソン帯磁率計による帯磁率の相関関係. 鳥根大学地質学研究報告, **6**, 209-210.
- Ishihara, S., 1977, The magnetite-series and Ilmenite-series granitic rocks. *Mining Geol.*, **27**, 293-305.
- Ishihara, S., 1981, The granitoid series and mineralization. *Econ. Geol. 75th Anniv. Vol.*, 458-484.
- 石沢一吉 (1982) 北アルプス鹿島槍ヶ岳一鳥帽子岳付近の火成岩類の地質. 地質雑, **88**, 215-230.
- 伊藤久敏, 1989, 琵琶湖南東部に分布する湖東流紋岩類のフィッシュントラック年代. 地質雑, **95**, 479-482.
- 河合政治・加藤良治・西尾公平・広江晃久・正木建樹・高橋範光・安福寛・高橋喜芳・加納明彦・鹿野勘次・伊藤一夫・山元敏治・尾田孝夫・織田展吉・安藤敏迫, 1970, 貝月山花崗岩体について. *Magma*, no. 21-22, 18-19.
- 木村克己・貴治康夫, 1993, 美濃一丹波帯に貫入する高マグネシア安山岩および玄武岩シートの K-Ar 年代. 地質雑, **99**, 205-208.
- 小林伸治・沢田順弘, 1998, 隠岐島後における末期中新世隠岐アルカリ火山岩類の成因. 岩鉱, **93**, 162-181.
- 栗本史雄・内藤一樹・杉山雄一・中江 訓, 1999, 敦賀地域の地質. 地域地質研究報告 (5 万分の 1 地質図幅), 地質調査所, 73 p.
- 宮村 学・吉田史朗・山田直利・佐藤岱生・寒川 旭, 1981, 亀山地域の地質. 地域地質研究報告 (5 万分の

- 1 地質図幅), 地質調査所, 128 p.
- 斎藤 眞・沢田順弘, 印刷中, 横山地域の地質. 地域地質研究報告 (5 万分の 1 地質図幅), 地質調査所
- 澤田一彦・吉田源一・藤井里香, 1997, 琵琶湖周辺の花崗岩質岩体: 江若花崗岩. 地球科学, 51, 401-412.
- 沢田順弘・板谷徹丸, 1993, 琵琶湖南部後期白亜紀環状花崗岩質岩体の K-Ar 年代—巨大コールドロンにおける冷却史—. 地質雑, 99, 975-990.
- 沢田順弘・加々美寛雄・松本一郎・杉井完治・中野聰志・周琵琶湖花崗岩団体研究グループ, 1994, 琵琶湖南部後期白亜紀環状花崗岩質岩体と湖東コールドロン. 地質雑, 100, 217-233.
- Seki, T, 1978, Rb-Sr geochronology and petrogenesis of the Late Mesozoic Igneous Rocks in the Inner Zone of the southwestern part of Japan. *Mem. Fac. Sci., Kyoto Univ., Ser. Geol. & Mineral.* vol. XLV, 71-110.
- Streckeisen, A., 1976, To each plutonic rock its proper name. *Earth Sci. Rev.*, 12, 1-33.
- 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—. 地質雑, 88, 289-398.
- 周琵琶湖花崗岩団体研究グループ, 1990, 琵琶湖周辺の花崗岩質岩体—その 2. 鈴鹿花崗岩体—. 地球科学, 44, 184-195.
- 周琵琶湖花崗岩団体研究グループ, 1997, 琵琶湖周辺の花崗岩質岩体—その 4. 比良山地の花崗岩類—. 地球科学, 51, 188-198.
- 鈴木和博, 1974, 岐阜県揖斐郡春日村地域の諸家花崗岩体について. G.D.P. I-1-(3), II-2-(3)「マグマ発生の時間的空間的分布」連絡誌, 2, 25-30.
- Takahashi, M., 1986, Anatomy of a middle Miocene Valles-type cardera cruster: Geology of the Okueyama volcano-plutonic complex, Southwest Japan. *Jour. Volcanol. Geotherm. Res.*, 29, 33-70.
- Takahashi, M., 1987, Solidification process of the Okueyama granitic complex, Kyushu, Southwest Japan. *Repr. from Jour. of the Fac. of Sci. Univ. of Tokyo, Sec. II*, 21, 283-308.
- Tainosho, Y., 1974, Geology and petrology of the Ibaragi granitic complex in the Northern part of Osaka Prefecture, Japan. *Jour. of Geosciences, Osaka City University*, 17, Art 2, 53-71.
- White, A.J.R. and Chappell, B.W., 1977, Ultrametamorphism and granitoid genesis. *Tectonophysics*, 43, 7-22.
- 吉田源市・西橋秀海・竹本健一・久田義之・西村貞浩・斎田敏彦・澤田一彦・中野聰志, 1991, 琵琶湖周辺の花崗岩質岩体. 「滋賀県の自然 2」(滋賀県自然保護財団編), 423-449.

(受付:1999 年 11 月 5 日, 受理:1999 年 12 月 1 日)

第1表 貝月山花崗岩の全岩化学組成. No.1, 2は白雲母花崗岩, 他は粗粒角閃石含有黒雲母花崗岩～花崗閃緑岩. No. 2は斎藤・沢田(印刷中)から引用.

| Element | 1 | 2 | 3 | 4 | 5 | 6 | 7 | 8 | 9 | 10 | 11 | 12 | 13 |
|--------------------------------|--------|---------|--------|--------|---------|---------|-------|-------|--------|--------|--------|--------|--------|
| (wt%) | 101706 | 9831704 | 80803 | 81104 | 81105-1 | 81105-2 | 82109 | 82111 | 82304 | 82510 | 101401 | 101403 | 101404 |
| SiO ₂ | 75.87 | 75.25 | 70.15 | 71.68 | 71.05 | 71.05 | 70.79 | 70.91 | 71.10 | 70.41 | 68.94 | 68.03 | 72.11 |
| TiO ₂ | n.d. | n.d. | 0.37 | 0.28 | 0.27 | 0.28 | 0.25 | 0.25 | 0.31 | 0.29 | 0.33 | 0.40 | 0.24 |
| Al ₂ O ₃ | 14.09 | 13.84 | 15.08 | 14.27 | 14.39 | 14.38 | 14.81 | 14.16 | 14.80 | 14.89 | 15.28 | 14.92 | 14.69 |
| Fe ₂ O ₃ | 0.97 | 0.86 | 3.06 | 2.56 | 2.48 | 2.51 | 2.29 | 2.31 | 2.61 | 2.53 | 2.79 | 3.32 | 2.10 |
| MnO | 0.09 | 0.13 | 0.08 | 0.08 | 0.07 | 0.07 | 0.08 | 0.07 | 0.07 | 0.07 | 0.07 | 0.08 | 0.06 |
| MgO | 0.00 | 0.02 | 0.92 | 0.85 | 0.82 | 0.84 | 0.76 | 0.76 | 0.77 | 0.89 | 0.82 | 0.97 | 0.62 |
| CaO | 0.10 | 0.15 | 2.94 | 2.26 | 2.32 | 2.33 | 1.99 | 2.21 | 2.65 | 2.41 | 2.92 | 2.96 | 2.54 |
| Na ₂ O | 4.16 | 4.31 | 3.39 | 3.23 | 3.30 | 3.32 | 3.30 | 3.17 | 3.30 | 3.29 | 3.51 | 3.28 | 3.20 |
| K ₂ O | 3.77 | 3.75 | 3.56 | 3.96 | 3.81 | 3.77 | 4.40 | 3.88 | 3.87 | 4.06 | 3.54 | 3.62 | 4.08 |
| P ₂ O ₅ | 0.03 | 0.03 | 0.12 | 0.10 | 0.11 | 0.11 | 0.10 | 0.10 | 0.10 | 0.10 | 0.11 | 0.13 | 0.08 |
| LOI | 1.06 | 0.75 | 0.69 | 1.19 | 0.81 | 0.71 | 0.77 | 0.97 | 0.93 | 1.27 | 1.16 | 0.95 | 0.68 |
| Total | 100.14 | 99.08 | 100.36 | 100.45 | 99.42 | 99.36 | 99.54 | 98.79 | 100.51 | 100.20 | 99.46 | 98.66 | 100.40 |
| (ppm) | | | | | | | | | | | | | |
| Ba | 103 | 77 | 607 | 436 | 420 | 403 | 444 | 380 | 594 | 665 | 544 | 568 | 597 |
| Ce | 16 | 19 | 41 | 32 | 32 | 28 | 27 | 30 | 35 | 25 | 35 | 53 | 38 |
| Cr | n.d. | n.d. | 9 | 11 | 12 | 13 | 12 | 16 | 2 | 4 | 4 | 9 | 3 |
| Ga | 38 | 36 | 17 | 16 | 16 | 16 | 16 | 15 | 15 | 15 | 16 | 17 | 15 |
| Nb | 32 | 35 | 10 | 11 | 11 | 11 | 10 | 9 | 8 | 8 | 8 | 10 | 8 |
| Ni | n.d. | 4 | n.d. | n.d. | n.d. | n.d. | n.d. | n.d. | n.d. | n.d. | n.d. | n.d. | n.d. |
| Pb | 0 | n.d. | 20 | 25 | 26 | 25 | 30 | 27 | 21 | 21 | 20 | 20 | 20 |
| Rb | 846 | 790 | 146 | 180 | 169 | 169 | 188 | 172 | 141 | 148 | 130 | 144 | 134 |
| Sr | n.d. | n.d. | 262 | 187 | 196 | 197 | 196 | 190 | 267 | 259 | 304 | 273 | 257 |
| Th | 8 | 6 | 14 | 13 | 11 | 11 | 11 | 11 | 11 | 10 | 11 | 15 | 11 |
| V | n.d. | n.d. | 23 | 20 | 13 | 14 | 13 | 18 | 15 | 16 | 16 | 18 | 13 |
| Y | 25 | 24 | 22 | 23 | 21 | 23 | 22 | 20 | 18 | 20 | 20 | 19 | 16 |
| Zr | 28 | 33 | 148 | 110 | 114 | 108 | 98 | 103 | 129 | 117 | 145 | 158 | 113 |

| Element | 14 | 15 | 16 | 17 | 18 | 19 | 20 | 21 | 22 | 23 | 24 | 25 | 26 |
|--------------------------------|--------|--------|--------|--------|--------|--------|--------|--------|--------|-------|-------|-------|--------|
| (wt%) | 101502 | 101503 | 101703 | 101709 | 101901 | 101903 | 102003 | 102101 | 102203 | 80702 | 72803 | 72902 | 102601 |
| SiO ₂ | 69.34 | 66.95 | 71.45 | 68.33 | 68.30 | 69.73 | 72.23 | 67.81 | 72.21 | 68.84 | 70.27 | 68.03 | 69.58 |
| TiO ₂ | 0.37 | 0.42 | 0.18 | 0.38 | 0.43 | 0.31 | 0.25 | 0.43 | 0.26 | 0.36 | 0.29 | 0.37 | 0.38 |
| Al ₂ O ₃ | 15.36 | 15.25 | 14.27 | 15.61 | 15.38 | 15.51 | 14.00 | 15.45 | 14.36 | 15.53 | 14.88 | 16.03 | 15.03 |
| Fe ₂ O ₃ | 3.12 | 3.49 | 1.84 | 3.13 | 3.38 | 2.58 | 2.28 | 3.58 | 2.20 | 3.06 | 2.46 | 3.06 | 3.12 |
| MnO | 0.07 | 0.09 | 0.06 | 0.07 | 0.08 | 0.06 | 0.07 | 0.09 | 0.07 | 0.08 | 0.06 | 0.07 | 0.07 |
| MgO | 0.90 | 1.13 | 0.54 | 0.94 | 1.03 | 0.76 | 0.77 | 1.15 | 0.74 | 0.93 | 0.71 | 0.93 | 0.96 |
| CaO | 2.64 | 2.73 | 1.68 | 3.05 | 3.02 | 2.99 | 1.83 | 2.96 | 1.82 | 2.96 | 2.59 | 2.94 | 2.96 |
| Na ₂ O | 3.45 | 3.44 | 3.30 | 3.47 | 3.51 | 3.52 | 3.05 | 3.46 | 3.25 | 3.42 | 3.30 | 3.66 | 3.29 |
| K ₂ O | 3.93 | 3.77 | 4.37 | 3.80 | 3.59 | 3.78 | 4.18 | 3.76 | 4.35 | 3.90 | 3.86 | 3.68 | 3.66 |
| P ₂ O ₅ | 0.13 | 0.14 | 0.08 | 0.13 | 0.14 | 0.10 | 0.10 | 0.14 | 0.09 | 0.12 | 0.09 | 0.13 | 0.12 |
| LOI | 0.78 | 3.34 | 0.95 | 1.34 | 0.88 | 0.52 | 0.99 | 0.92 | 0.92 | 0.78 | 0.47 | 0.88 | 0.51 |
| Total | 100.08 | 100.73 | 98.72 | 100.25 | 99.73 | 99.86 | 99.76 | 99.75 | 100.27 | 99.97 | 98.98 | 99.77 | 99.69 |
| (ppm) | | | | | | | | | | | | | |
| Ba | 610 | 548 | 437 | 640 | 623 | 616 | 434 | 622 | 415 | 656 | 562 | 642 | 634 |
| Ce | 31 | 48 | 34 | 35 | 37 | 39 | 26 | 60 | 25 | 24 | 18 | 38 | 27 |
| Cr | 7 | 12 | 11 | 6 | 7 | 8 | 4 | 6 | 12 | 12 | 3 | 10 | 5 |
| Ga | 17 | 18 | 16 | 17 | 17 | 16 | 15 | 17 | 16 | 17 | 16 | 17 | 17 |
| Nb | 10 | 11 | 9 | 10 | 11 | 8 | 9 | 11 | 10 | 10 | 7 | 9 | 9 |
| Ni | n.d. | n.d. | n.d. | n.d. | n.d. |
| Pb | 14 | 17 | 37 | 18 | 13 | 18 | 28 | 18 | 30 | 19 | 18 | 20 | 19 |
| Rb | 139 | 148 | 191 | 138 | 144 | 137 | 200 | 153 | 191 | 142 | 139 | 134 | 137 |
| Sr | 276 | 278 | 169 | 297 | 280 | 296 | 168 | 281 | 171 | 277 | 266 | 317 | 278 |
| Th | 11 | 13 | 13 | 9 | 12 | 11 | 11 | 18 | 11 | 9 | 6 | 10 | 7 |
| V | 23 | 22 | 5 | 23 | 24 | 14 | 16 | 16 | 19 | 20 | 15 | 17 | 25 |
| Y | 23 | 25 | 28 | 18 | 23 | 20 | 21 | 23 | 23 | 19 | 16 | 18 | 17 |
| Zr | 153 | 159 | 93 | 136 | 161 | 130 | 102 | 168 | 106 | 136 | 122 | 145 | 138 |

第1表 (つづき)

| Element | 27 | 28 | 29 | 30 | 31 | 32 | 33 | 34 | 35 | 36 | 37 |
|--------------------------------|--------|-------|--------|--------|--------|-------|--------|--------|--------|--------|--------|
| (wt%) | 102602 | 82307 | 102605 | 102702 | 102707 | 61608 | 103001 | 103101 | 110602 | 110605 | 110703 |
| SiO ₂ | 67.98 | 71.16 | 70.07 | 68.70 | 69.01 | 68.97 | 71.48 | 69.34 | 68.28 | 66.52 | 67.68 |
| TiO ₂ | 0.34 | 0.22 | 0.36 | 0.40 | 0.40 | 0.39 | 0.29 | 0.35 | 0.39 | 0.45 | 0.41 |
| Al ₂ O ₃ | 14.64 | 15.16 | 14.78 | 15.24 | 15.27 | 15.32 | 14.58 | 15.34 | 15.56 | 15.39 | 15.39 |
| Fe ₂ O ₃ | 2.87 | 2.02 | 2.97 | 3.28 | 3.30 | 3.20 | 2.49 | 2.94 | 3.23 | 3.71 | 3.60 |
| MnO | 0.07 | 0.06 | 0.08 | 0.08 | 0.08 | 0.08 | 0.07 | 0.07 | 0.08 | 0.08 | 0.10 |
| MgO | 0.93 | 0.63 | 0.98 | 0.99 | 1.04 | 1.00 | 0.74 | 0.89 | 1.01 | 1.14 | 1.05 |
| CaO | 2.74 | 2.53 | 2.65 | 2.89 | 2.80 | 2.97 | 2.36 | 2.95 | 3.06 | 3.01 | 3.07 |
| Na ₂ O | 3.21 | 3.43 | 3.22 | 3.38 | 3.34 | 3.49 | 3.16 | 3.44 | 3.38 | 3.40 | 3.46 |
| K ₂ O | 3.65 | 3.92 | 4.03 | 3.91 | 3.70 | 3.44 | 3.97 | 3.67 | 3.57 | 3.47 | 3.48 |
| P ₂ O ₅ | 0.11 | 0.08 | 0.12 | 0.13 | 0.14 | 0.13 | 0.10 | 0.12 | 0.13 | 0.15 | 0.14 |
| LOI | 0.75 | 0.69 | 0.56 | 0.96 | 1.13 | 0.68 | 0.74 | 0.81 | 1.04 | 1.27 | 1.19 |
| Total | 97.28 | 99.91 | 99.82 | 99.94 | 100.21 | 99.67 | 99.96 | 99.90 | 99.72 | 98.58 | 99.56 |
| (ppm) | | | | | | | | | | | |
| Ba | 523 | 571 | 582 | 653 | 610 | 564 | 528 | 555 | 667 | 613 | 652 |
| Ce | 34 | 27 | 48 | 32 | 29 | 23 | 37 | 28 | 34 | 77 | 44 |
| Cr | 10 | 7 | 14 | 10 | 11 | 10 | 11 | 3 | 5 | 10 | 6 |
| Ga | 15 | 16 | 16 | 17 | 17 | 17 | 16 | 16 | 17 | 18 | 18 |
| Nb | 10 | 8 | 10 | 11 | 10 | 11 | 8 | 9 | 9 | 11 | 11 |
| Ni | n.d. | n.d. | n.d. | n.d. | n.d. | n.d. | n.d. | n.d. | n.d. | n.d. | n.d. |
| Pb | 23 | 23 | 19 | 17 | 18 | 19 | 22 | 18 | 16 | 16 | 8 |
| Rb | 142 | 147 | 159 | 156 | 149 | 139 | 143 | 131 | 122 | 132 | 126 |
| Sr | 254 | 251 | 244 | 272 | 269 | 282 | 237 | 289 | 326 | 310 | 310 |
| Th | 11 | 10 | 16 | 12 | 10 | 7 | 13 | 8 | 8 | 17 | 13 |
| V | 18 | 11 | 26 | 24 | 20 | 23 | 12 | 16 | 22 | 31 | 25 |
| Y | 20 | 21 | 22 | 23 | 16 | 17 | 19 | 17 | 18 | 20 | 23 |
| Zr | 130 | 111 | 139 | 149 | 153 | 151 | 125 | 144 | 152 | 163 | 156 |