

## 鳥取県西部, 根雨付近に分布する 朝切谷花崗閃緑岩質岩体について

飯 泉 滋

(島根大学理学部地質学教室)

(1979・9・8 受理)

On the Asagiridani Granodioritic Stock, Tottori Prefecture, Southwest Japan

Shigeru IIZUMI

### 1. はじめに

中国地方の脊稜付近から山陰にかけての地域には, 中生代末から古第三紀の火山岩・貫入岩類が広く分布する (ICHIKAWA *et al.*, 1968; 飯泉・他, 1979)。これらの火成岩類は, 酸性ないし中性岩類を主体とするものの, 斑れい岩などの塩基性岩類の活動も含まれる。

鳥取県から岡山県北部の地域には, 斑れい岩や石英閃緑岩, 斑れい岩〜文象斑岩複合岩体などの塩基性岩類が比較的まとまって分布している (鳥取県, 1972)。それらの一部については, その活動時期が再検討されているものの (本間, 1975), 大部分は大規模な底盤状花崗岩質岩類の活動に先行したものである (山田, 1961; 笹田, 1978)。鳥取県南西部の根雨南東方から岡山県北部にかけて分布する斑れい岩類, 閃緑岩類, および微文象花崗岩等の活動もその1つである (服部・片田, 1964; HATTORI and SHIBATA, 1974)。

村上 (1974) は中国地方における中生代末〜古第三紀の火成活動を, 領家帯・広島帯・山陰帯 (因美帯および田万川帯) に区分し, それぞれの帯における地質学的・岩石学的特徴を明らかにするなかで, 各帯における火成活動はより塩基性のものから酸性のものへ移行することを指摘している。その意味では, 根雨付近に分布する塩基性岩類の活動は, 因美帯における貫入岩類の活動の初期のものに相当するものである。

このような塩基性岩類の研究を進めることは, 牛来 (1973) によって指摘されているように, その後にひきつづいて活動した花崗岩類を主体とする大規模な酸性マグマの活動の性格や成因を明確にする上で重要な意味をもつものと考えられる。

本稿では, 根雨付近に分布する, この種の活動の一環として形成された, 朝切谷花崗閃緑岩体についての地質学的・岩石学的記載, および岩石・鉱物の化学的性質について報告する。なお, 本地域に分布する斑れい岩類については稿を改めて報告する予定である。

本稿をまとめるにあたり, 岡山大学温泉研究所の田崎耕市氏には, X線マイクロアナライザーによる鉱物分析について御教示をいただき, かつ多くの御討論をいただいた。同研究所の本間弘次氏には, 本研究を進める過程で多くの貴重な御意見をいただいた。小林英夫氏を

はじめ、島根大学理学部地質学教室の方々からは日常的に御討論をいただいた。また島根大学の市場実氏、岡山大学温泉研究所の麻田斉氏には多数の岩石薄片を作製していただいた。上記の方々に深く感謝する。

## 2. 地 質 概 略

鳥取県南西部の根雨付近から岡山県北西部にかけての地質については、5万分の1地質図幅、「根雨」(服部・片田, 1964)・「上石見」(服部, 1978)によって詳しい報告がなされている。朝切谷花崗閃緑岩体を含む根雨南東地域の地質図を第1図に示した。

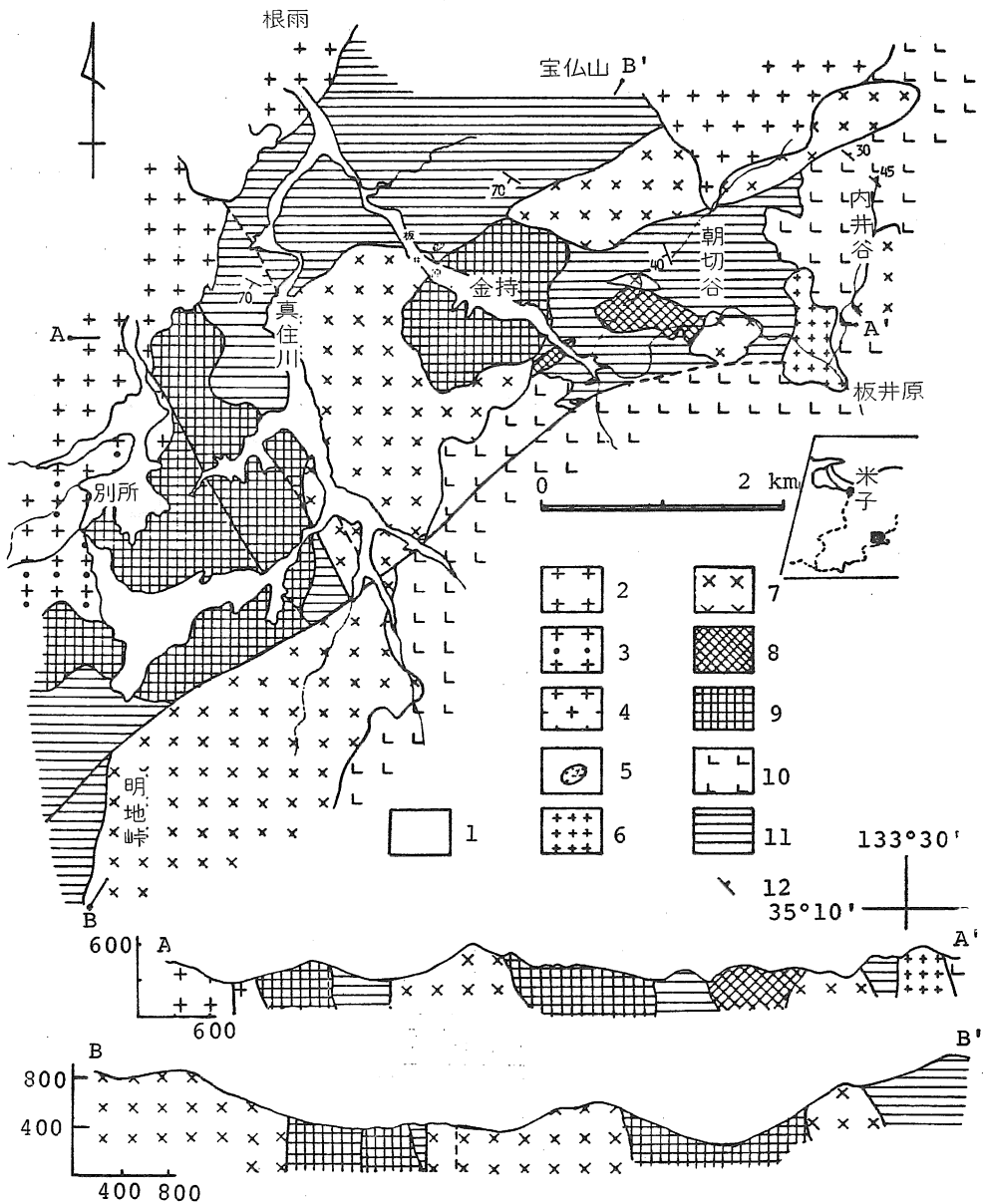
中生代末～古第三紀の火成岩類の基盤をなすものは、三郡変成岩類で、粘板岩・砂岩を原岩とする黒色片岩を主体とするが、苦鉄質火山岩類を原岩とする緑色片岩も含まれる。片理面は一般にNW～SE方向の走向、 $30^{\circ}\sim 90^{\circ}$ SWの傾斜を示す。粘板岩・砂岩源の結晶片岩は、斜長石・石英・カリ長石・白雲母・黒雲母・石墨・緑泥石・鉄鉱などから構成され、緑色片岩は、斜長石・緑泥石・緑れん石・アクチノ閃石・方解石・黒雲母・輝石・鉄鉱などから構成されている。多くは、その後の貫入岩類の活動によって熱変成作用を受けている。

本地域には、これらの三郡変成岩類をおおって火山岩類が比較的広く分布している。これらの火山岩類は、中生代末～古第三紀の貫入岩類と分布上密接に伴っていることから貫入岩類とほぼ同時期の活動であるとみなされている。岩質は流紋岩質のものから安山岩質のものまでであるが、流紋岩～流紋石英安山岩質の溶結凝灰岩が主体をなしている。本地域東部の内井谷付近では、層厚数mないし20mのうすい泥岩を挟有する流紋岩質の溶結凝灰岩が分布し、泥岩の層理面、本質レンズの葉理面は、NW方向の走向、 $20^{\circ}\sim 50^{\circ}$ Nの傾斜を示す。板井原川南部のものでは、流紋石英安山岩質の溶結凝灰岩のほか、石英安山岩・安山岩質の火山礫凝灰岩や溶岩も含まれる。

三郡変成岩や火山岩類を貫いて各種の貫入岩類が分布する。斑れい岩類は第1図には一括して示したが、岩相変化にとみ、かんらん石・両輝石・角閃石・黒雲母を含む細粒相、中粒角閃石・黒雲母石英斑れい岩、粗粒角閃石石英斑れい岩などが含まれる。石英閃緑斑岩～玢岩は、朝切谷下流付近に小岩体として分布するもので、斜長石・角閃石を斑晶にもち、斜長石・石英・少量のカリ長石および黒雲母の石基からなる。

本地域北東部の朝切谷にそって分布する朝切谷花崗閃緑岩体、および中央部から南部にかけて広く分布する岩体は、いずれも斜長石・針状～長柱状角閃石が斑状を呈する特徴的な岩相を示すもので、斑状花崗閃緑岩を主体とするものの、斑状石英閃緑岩・花崗閃緑斑岩・斜長斑岩等から構成されている。周辺部の小岩体もあわせて、それらの岩相がきわめて類似していることからみて、すべて同時期の活動であるとみなすことができよう。これらについては、朝切谷岩体を中心に後述するのでここでの記載は省略する。

微文象花崗岩は、本地域東部に小岩体として分布するものであるが、同質の貫入岩は、本地域東方の四十曲峠付近や南部の岡山県との脊稜付近にまとまって分布している(服部・片田, 1964)。細粒～中粒、優白質で、一般に黒雲母・斜長石・石英・カリ長石・鉄鉱よりなるが、角閃石を含むこともある。文象構造が著しいのが特徴である。



第1図 鳥取県西部根雨南東方の地質図および断面図

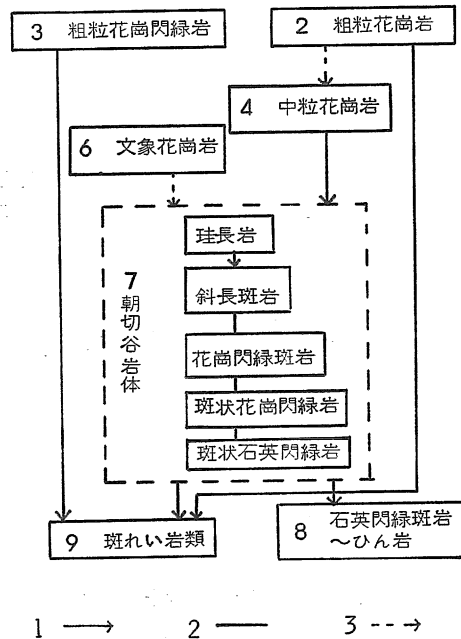
1：第三系および第四系， 2：粗粒花崗岩， 3：粗粒花崗閃緑岩， 4：細粒～中粒花崗岩， 5：礫岩（金持礫岩）， 6：文象花崗岩， 7：斑状石英閃緑岩・斑状花崗閃緑岩・花崗閃緑斑岩・斜長斑岩， 8：玢岩～石英閃緑斑岩， 9：細粒斑れい岩～中粒石英斑れい岩， 10：流紋岩～安山岩および同質の火砕岩類， 11：結晶片岩（三郡変成岩類）， 12：走向・傾斜

中粒黒雲母花崗岩は、本地域北東部で朝切谷岩体を貫いて分布するもので、黒雲母・斜長石・石英・カリ長石・褐れん石・鉄鉱等から構成される。東部では一般に粒度が低く、また南縁部では細粒な斑状岩相を形成している。

粗粒角閃石・黒雲母花崗閃緑岩は、本地域南部の明地峠付近で斑れい岩類を貫き小範囲に分布するもので、斑れい岩類の捕獲岩、暗色包有物を多量に含んでいる。

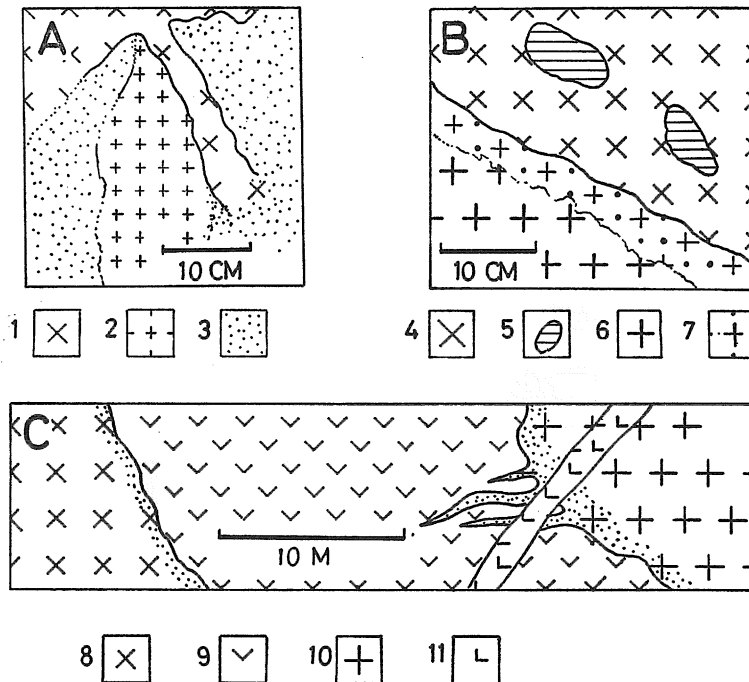
粗粒黒雲母花崗岩は、本地域西部に分布するもので、西方へ連続して分布する巨大な鳥取花崗岩の一部をなすものである。

これらの貫入岩類相互の関係はまとめて第2図に示し、一部第3図にスケッチを示した。HATTORI and SHIBATA (1974) は、本地域周辺に分布する貫入岩類についての K-Ar 法および Rb-Sr 法による年代測定を含めた岩石学的研究をおこない、斑れい岩類～文象花崗岩を進入岩類 I、粗粒～細粒の花崗岩類を進入岩類 II として大きく2時期に区分した。朝切谷岩体は、進入岩類 I に属するもので、斑れい岩類と文象花崗岩の間の時期に活動したものである。朝切谷岩体は、直接年代測定がなされていないが、ほぼ同時期の活動であると推定される(服部・1978)、本地域南方の大倉山付近に分布する花崗閃緑岩が  $69 \pm 6$  m. y. の K-Ar 年代を示している(HATTORI and SHIBATA, 1974) こと、朝切谷岩体以降の活動である文象花崗岩が  $64.7 \pm 2.1$  m. y. の年代を示すこと(HATTORI and SHIBATA, 1974) からみて、その活動は 70 m. y. 前後であることが推定される。



第2図 貫入岩類相互の関係

1 : 貫入関係, 2 : 漸移関係, 3 : 服部・片田 (1964) により貫入関係が認められたか、貫入関係であることが推定された関係



第3図 貫入関係を示す露頭スケッチ (A) 玢岩を貫く斑状花崗閃緑岩，坂井原川。

1：斑状花崗閃緑岩，2：玢岩，3：両者の混成した部分 (B) 斑状石英閃緑岩を貫く細粒花崗岩，朝切谷。4：斑状石英閃緑岩，5：包有岩，6：細粒花崗岩，7：細粒花崗岩の急冷周縁相 (C) 斜長斑岩と中粒花崗岩の貫入を受けセプタ状にはさまれる火山岩，8：斜長斑岩，9：火山岩（流紋岩質火山礫凝灰岩），10：中粒花崗岩，11：安山岩岩脈。

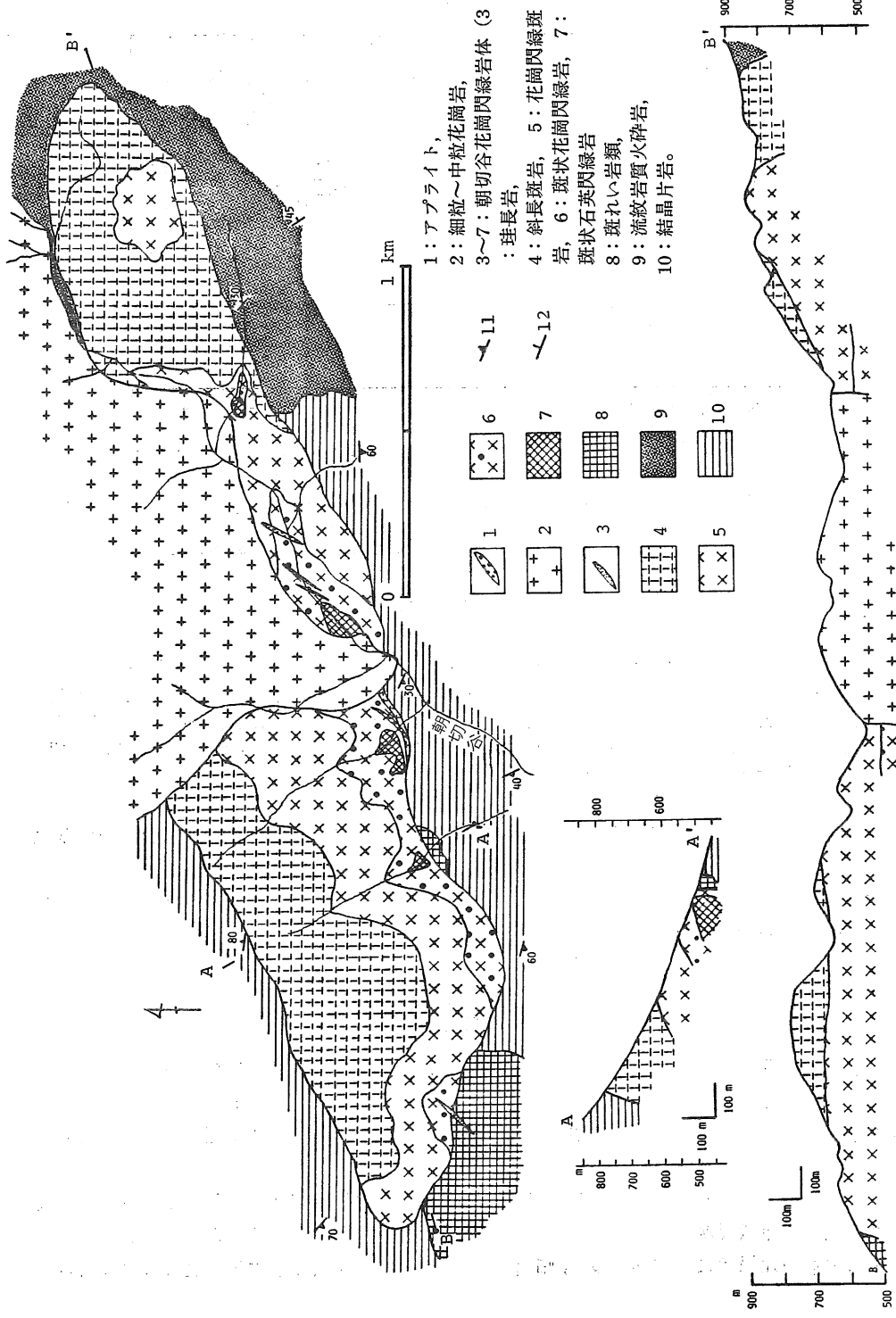
なお，金持付近に小範囲に分布する金持礫岩（服部・片田，1964）については，新たな見解をもち得なかったので，その堆積時期は服部・片田（1964）に従って第1図に示した。

第三紀層・第四紀層としたものは，本地域北西部に分布するものがアルカリ玄武岩で，あとは崖錐性堆積物および沖積層である。

### 3. 朝切谷花崗閃緑岩体

本岩体は，長さ約 3.5 km，最大幅 750 m で，N70°E 方向に細長く伸びた岩脈状の岩体である。分布面積は約 1.4 km<sup>2</sup> で，比高差 460 m にわたって露出している。本岩体は，三郡変成岩類，中生代末の火山岩類の構造を切って貫いているほか，南部では斑れい岩類を貫いている（第4図）。

岩体中央部付近の北縁では，三郡変成岩類との直接的な接触部は観察し得ないものの，両者の露頭の分布状況からみて，本岩体は60°～70°で北へ傾斜しているものと判断される。一方岩体東部の北縁では，延長 400 m，幅数 m～50 m のセプタ状に産する中生代末の火山岩類



第4図 朝切谷花崗閃緑岩体周辺の地質図および断面図

をほぼ垂直に近い角度で貫いている（第3図および第4図C）。また岩体中央部の南縁では、三郡変成岩類を垂直に近い角度で貫いている。本岩体の貫入による三郡変成岩類および火山岩類に対する熱変成作用は一般に軽微である。

一方本岩体は、その中央部付近で、細粒～中粒黒雲母花崗岩の貫入を受けほぼ2分されている。朝切谷では、本岩体の一岩相である斑状石英閃緑岩が細粒花崗岩によって明瞭に貫かれているのをはじめ（第3図B）、数カ所で後者から派生したアプライト脈の貫入を受けている。

朝切谷岩体は、中粒斑状石英閃緑岩、中粒斑状花崗閃緑岩、花崗閃緑斑岩、斜長斑岩および珪長岩岩脈の5つの岩相に区分される。以下各岩相の記載をおこなう。なお各岩相のモード組成は第5図に示した。

#### （1）中粒斑状石英閃緑岩

本岩相は、岩体南部に限られた範囲に分布し、各岩相のなかで露出面積は最もせまい（岩体の全表面積の約1.4%）。構成鉱物は、斜長石・石英・カリ長石・角閃石・黒雲母・磁鉄鉱・チタン鉄鉱・スフェン・ジルコン・アパタイト等である。長さ5～6mm（最大8mm）の針状～長柱状の角閃石および～6mm（最大8mm）の卓状斜長石が斑状を呈し、それらが一定方向に配列し弱い方向性を示すことがある。斑晶（特に斜長石）にとみ、いわゆる石基部が少なく、斑晶および石基の斜長石粒度は連続的に変化する。

斑状斜長石は、自形～半自形の卓状結晶で、累帯構造が強く曹灰長石から中性長石まで変化する。核部は $An=66\sim 50$ 程度で、しばしば融食された外形を示す。部分的に $An=70\sim 77$ 程度の垂灰長石を含むことがある。外套部は反復累帯構造を示し、縁部では急激に $An$ 組成が減少する（ $An=32$ ）。一方石基中の斜長石は、1mm前後の短柵状のものが多いが、2mm程度から0.2mm程度のもので含まれ、粒度変化にとんでいる。大型のものでは累帯構造が強く、核部で $An=58\sim 51$ 縁部で $An=22$ である。

包有物は一般に少ないが、特に斑晶の核部と外套部の間に不規則な石英や緑色角閃石、まれに微細な単斜輝石を含む場合がある。

角閃石斑晶は自形～半自形の針状ないし長柱状の結晶である。X：淡黄色，Y：淡褐色，Z：黄褐色の多色性を示すが、幅のせまい，X：淡黄色，Y：黄褐色，Z：黄緑色の多色性を示す縁部によってふちどられている場合が多い。角閃石はその外，より細粒な1mm前後の半自形で単独に散在するもの，鉄鉱や黒雲母などに伴いクロット状に産するものがある。これらの一部は黒雲母によって置換されていることがある。

黒雲母は、1mm前後で単独に産する半自形の結晶のほか，角閃石に伴い，その周縁部や内部の一部を交代しているもの，さらにはより細粒・他形の結晶で鉄鉱やスフェンと伴い，その周辺部にあるいは核として包有して成長している場合がある。いずれもX：淡黄色，Y：Z：暗褐色の多色性を示す。一般に変質が著しく，緑泥石・スフェン・磁鉄鉱等によって置きかえられている場合が多い。

石英はいずれも1mm以下の他形結晶で，石基の斜長石や有色鉱物に対し充填的な産状を呈する。包有物を多数含み，一部はきわめて少量含まれる細粒のカリ長石との間に細かい文象構造を形成する。

本岩中には、単斜輝石・角閃石・鉄鉱・斜長石・石英・カリ長石からなる細粒の暗色包有岩がしばしば包有される。有色鉱物では母岩中の角閃石と同様な光学的性質・化学組成を示す角閃石が圧倒的に多く、無色鉱物では、斜長石≫カリ長石≧石英である。

## (2) 中粒斑状花崗閃緑岩

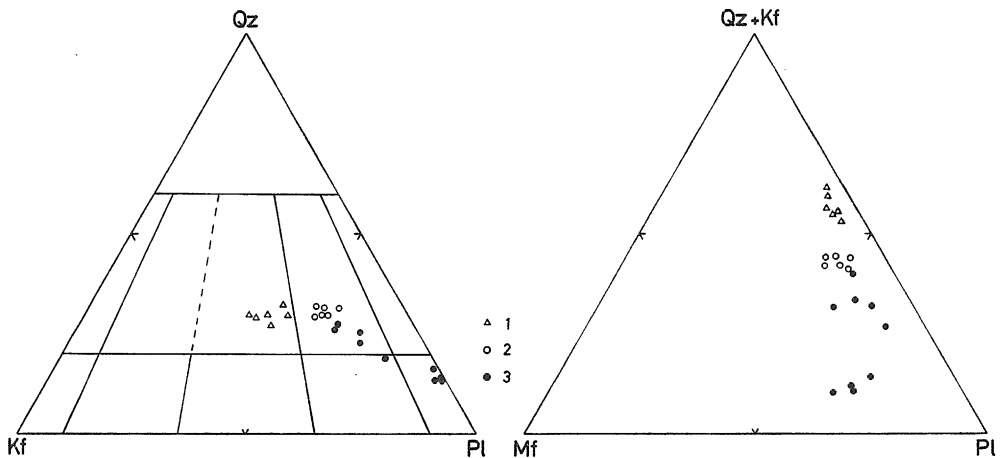
斑状花崗閃緑岩は前述の石英閃緑岩と漸移し、その分布面積は後者より広いものの、岩体南部に限られている。露出面積は岩体の約11.5%である。構成鉱物は石英閃緑岩と変化はないが、斜長石含量・色指数が減少するほか、斑晶の量および粒度が減少し石基が増加する。

斜長石は斑晶のものでは、長さ 2~5 mm の自形~半自形の卓状結晶で強い累帯構造を示す。核部では  $An=65\sim49$ 、外套部では  $An=54\sim30$  で、縁部で急激に  $An$  組成がさがる。核部には部分的に垂灰長石組成を示す部分が含まれることがある。また核部は石英閃緑岩中のものと同様に融食形を示す場合があり、外套部との間に石英・緑色角閃石・単斜輝石等を包有することがある。

石基の斜長石は、ふつう長さ 1 mm 以下であるが、粒度は斑晶のものから連続的に変化し、細粒のものでは 0.2 mm 程度の短冊状のものまで含まれる。大型のものでは比較的累帯構造が強く、 $An=51\sim20$  の組成をもつが、細粒なものでは弱く  $An=20$  程度である。

角閃石は、長さ 2~4 mm (最大 8 mm)、自形~半自形の針状~長柱状を呈する斑状のもの、より細粒で単独に散在する半自形のもの、黒雲母・鉄鉱等とともにクロット状に産するもの等がある。いずれも石英閃緑岩中のものと同様な多色性を示し、縁部も同様な性質を示す角閃石によってふちどられている。

黒雲母は一般に 0.5 mm 前後の半自形~他形の結晶で鉄鉱や角閃石とともにクロット状に産する場合が多く、鉄鉱の周縁部にそれを包有して成長したり、角閃石の一部を交代したりしている。単独に散在する場合もあるが量的には少ない。X: 淡黄色, Y≒Z: 暗褐色の多色性を示す。



第5図 モード組成 1: 斜長斑岩, 2: 花崗閃緑斑岩, 3: 斑状花崗閃緑岩~斑状石英閃緑岩



石英は石基中に他形・充填状に産する。石英閃緑岩中のものに比しやや粒度が高く，径 1 mm をこえる場合がある。

カリ長石はふつう 0.5 mm 前後で，石英とともに充填状に産し，両者の間に著しい文象構造を形成することがある。

### (3) 花崗閃緑斑岩

花崗閃緑斑岩は，岩体の中央部から南半部にかけて比較的広く分布し，その露出面積は岩体の約37%を占める。構成鉱物は花崗閃緑岩と同じであるが，斑晶量が減じ，石基と斑晶の粒度差が比較的明瞭である。また斑晶量は石基に比し少なく，石基の粒度は花崗閃緑岩に比し若干減少する。斑晶は斜長石と角閃石であるが少量の粒状石英が含まれることがある。

斑晶斜長石は，一般に 2~4 mm (最大 6 mm) の自形~半自形・卓状結晶で，累帯構造が強い。核部は  $An=56\sim49$  で，外套部は反復累帯をしながら次第に  $An$  組成が下がり縁部で急速に低下する ( $An 17$ )。核部は融食形を示すことがある。

角閃石斑晶は，長さ 2~4 mm の長柱状・自形~半自形の結晶が多く，石英閃緑岩や花崗閃緑岩中に含まれる 5 mm 以上もの大型の結晶はきわめて少なく，平均粒度が減少する。しかし，X：淡黄色，Y：淡褐色，Z：黄褐色の多色性を示すことや縁部が黄緑色角閃石にふちどられている点など共通した性質をもつ。

石基は全体の70%前後をしめ，石英・斜長石・カリ長石・黒雲母・角閃石・鉄鉱などから構成されている。石基部における無色鉱物の量比は，石英>カリ長石 $\geq$ 斜長石である。石基の粒度は薄片のオーダーでは比較的そろっていることが多いが，径 0.5 mm 程度の比較的粗粒な岩相のものから 0.1 mm 程度の細粒な岩相まで変化にとんでいる。

石英・カリ長石は他形・充填状で両者の間には部分的な文象構造が発達する。

斜長石は自形~半自形でやや大型のものでは累帯構造が強く，核部で  $An=50$  前後，縁部で  $An=16$  の組成を示す。

黒雲母は花崗閃緑岩中のものと同様な産状を示すが，大部分は緑泥石・緑れん石・スフェン・磁鉄鉱などに変質している。X：淡黄色，Y=Z：暗褐色の多色性を示す。

角閃石も石基中のものは，花崗閃緑岩中のものと同様な産状を示す。

本岩中には量的には少ないが，1 cm $\times$ 2 cm 程度の本岩体の斑状石英閃緑岩の捕獲岩がしばしば含まれる。

### (4) 斜長斑岩

斜長斑岩は，岩体中央部から北部にかけての地形的高所に広く分布するのをはじめ，岩体周縁相の一部を形成している。全岩相中最も分布面積が広く，全体の約50%をしめる。モード組成は花崗閃緑岩のフィールドに近いアダメロ岩のフィールドに入る (第5図)。代表的な岩相では，長さ 2~4 mm (最大 8 mm) の斜長石，2~4 mm の針状~長柱状の角閃石，少量の黒雲母 (径 1 mm 前後)・カリ長石 (径 1 mm 以下) および粒状石英 (径 1 mm 前後) を斑晶として含む。斑晶量—特に斜長石—は花崗閃緑斑岩よりも減少し全体の20%程度である。

斑晶斜長石は，卓状・自形~半自形で累帯構造が強い。核部は  $An=35\sim30$  で，しばしば融食形を示す。外套部は  $An=26\sim17$  で縁部で急激に  $An$  組成がさがる。縁部では，石基

石英によって外形が左右され不規則形を示したり、一部ではグラノフィリック組織を示すことがある。また外縁部が巾 0.5 mm 程度のカリ長石によってとりまかれている場合もある。

斑晶角閃石は、花崗閃緑斑岩中のものと同様な産状・性質を示す。

カリ長石は、1 mm 以下の場合が多く、散在するもの、斜長石斑晶の周辺に成長する比較的幅の広い文象構造をもつものがある。散在するものの多くはカールスパッド双晶を示し、不規則な外形を示す。

石英は粒状～不規則形で、一般に融食されている。

黒雲母は自形～半自形で単独に散在することが多い。X：淡黄色、Y≒Z：暗褐色の多色性を示す。

石基は、径 0.1 mm 前後の石英・カリ長石・斜長石・黒雲母・鉄鋳などから構成される。カリ長石・石英はきわめて細粒なものまで含まれる。石基の粒度は岩相によりかなり変化し、0.05 mm 以下のきわめて微細な岩相も含まれる。石基鋳物の容量比は、石英>カリ長石>斜長石>黒雲母である。黒雲母は大部分が緑泥石・緑れん石・スフェン・磁鉄鋳などに変質している。石英とカリ長石はきわめて細かい文象組織を形成することがある。

本岩中にも 1 cm×1 cm 程度の本岩体の石英閃緑岩の捕獲岩が少量ではあるが普遍的に含まれる。

#### (5) 珪長岩

珪長岩は、本岩体の内部あるいは周縁部に岩脈として産するもので、その伸びは岩体の伸長方向にほぼ平行している（第3図）。岩脈の幅は数 m～最大 20 m 程度ではほとんど垂直に近い角度で花崗閃緑岩相を貫いている。

構成鋳物は斜長斑岩と変化なく、組織も類似しているが、斑晶量が少ないこと、有色鋳物が少ないこと、石基の粒度がきわめて低く斜長石含量が少ないこと、等の相違点がある。

斑晶は斜長石・角閃石および少量の石英・カリ長石からなる。斑晶斜長石は、2～4 mm 程度で半自形の場合が多く、融食された外形を示すものも含まれる。累帯構造は強く斜長斑岩中のものと同程度の組成を示す。外縁部はカリ長石のうすいリムによってふちどられていることがある。角閃石は自形～半自形で、2～4 mm の長柱状結晶である。石英は 1 mm 以下で融食形を示す。

石基は一般に 0.05 mm 以下の石英・カリ長石・斜長石および 0.1 mm 前後の黒雲母からなる。黒雲母は緑泥石・緑れん石などに変質している。石基の鋳物容量比は、石英≧カリ長石>斜長石>黒雲母である。

#### (6) 各岩相相互の関係

前述のように朝切谷岩体は、斑状石英閃緑岩、斑状花崗閃緑岩、花崗閃緑斑岩、斜長斑岩および珪長岩の5つの岩相に区分される。これらの相互関係は、岩脈として産する珪長岩を除き野外では上記の順で漸移関係にある。

石英閃緑岩と花崗閃緑岩の漸移関係は朝切谷でよく観察される。前者は次第に有色鋳物および斑晶鋳物の量を減少させ、逆に石基部を増加させながら後者へ移りかわってゆく。

花崗閃緑岩と花崗閃緑斑岩は比較的急激な漸移関係にあり、前者の石基部（全体の約50%

程度) が急激に増加し (全体の70%程度), かつその粒度が若干減少する。しかし色指数はほとんど変化しない。また花崗閃緑斑岩は, 有色鉱物・斜長石斑晶を次第に減じ, また石基の粒度を下げながら斜長斑岩へ移行する。

このように各岩相間の関係は大きくみて漸移関係にあるものの, 前述したように花崗閃緑斑岩や斜長斑岩中には, 量的には少ないが普遍的に本岩体の斑状石英閃緑岩の小捕獲岩 (1 cm×2 cm 以内) が包有されることから, それには複雑な過程が含まれていることが推測される。

また各岩相は, 第4図に示したように, 標高の低いところにより塩基性の岩相が, また高所により酸性の岩相が分布しており, 垂直方向での分化作用があったことを示している。

#### 4. 鉱物の化学組成

本岩体中に含まれる角閃石および黒雲母の化学分析をおこなった。また斜長石は, 最大消

第1表 角閃石の組成と構造式 全 Fe は, FeO とした。H-1・H-2: 斑状石英閃緑岩中の角閃石の核部, H-3・H-4: 斑状花崗閃緑岩中の角閃石の核部, H-5: 同縁部, H-6・H-7・H-8: 斜長斑岩中の角閃石の核部, H-9: 同縁部, H-10: 斑状石英閃緑岩中に含まれる包有岩中の角閃石。構造式は, O=22 として算出。

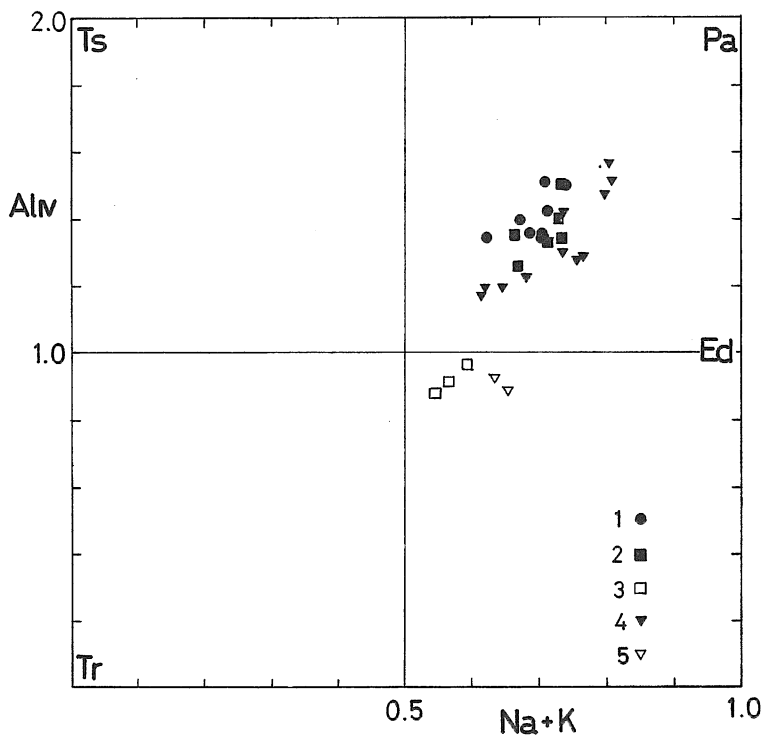
	H-1	H-2	H-3	H-4	H-5	H-6	H-7	H-8	H-9	H-10
SiO <sub>2</sub>	44.13	44.36	44.82	44.19	47.37	45.80	45.55	43.64	47.55	44.78
TiO <sub>2</sub>	2.26	2.37	2.63	2.63	1.66	2.33	2.38	3.16	1.56	2.43
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	8.78	9.00	9.22	9.77	6.51	8.45	8.51	10.68	6.21	9.13
FeO*	16.25	15.74	13.32	12.09	14.62	14.05	15.18	12.07	16.19	14.82
MnO	0.35	0.37	0.36	0.32	0.37	0.47	0.45	0.28	0.59	0.33
MgO	12.43	11.75	12.74	14.04	12.80	12.14	11.67	13.06	11.72	11.72
CaO	11.16	11.76	11.79	12.16	11.78	11.43	11.34	11.85	11.58	11.50
Na <sub>2</sub> O	1.89	1.98	1.91	2.18	1.62	1.88	1.91	2.53	1.70	1.97
K <sub>2</sub> O	0.63	0.72	0.61	0.59	0.68	0.54	0.71	0.44	0.75	0.73
Total	97.88	98.39	97.40	97.97	97.41	97.09	97.70	97.71	98.05	97.41
Si	6.601	6.641	6.644	6.499	7.031	6.811	6.775	6.430	7.074	6.681
Al <sup>IV</sup>	1.399	1.359	1.356	1.501	0.969	1.189	1.225	1.570	0.926	1.319
Al <sup>VI</sup>	0.148	0.216	0.253	0.191	0.169	0.291	0.267	0.283	0.161	0.285
Ti	0.254	0.265	0.293	0.291	0.185	0.261	0.266	0.350	0.174	0.272
Fe	2.032	1.955	1.650	1.486	1.814	1.746	1.888	1.487	2.040	1.849
Mn	0.044	0.046	0.045	0.040	0.046	0.059	0.056	0.035	0.066	0.042
Mg	2.771	2.601	2.814	3.076	2.830	2.690	2.586	2.867	2.598	2.605
Ca	1.788	1.871	1.871	1.915	1.873	1.820	1.806	1.870	1.845	1.838
Na	0.548	0.569	0.548	0.622	0.465	0.541	0.550	0.722	0.490	0.570
K	0.120	0.136	0.116	0.111	0.128	0.102	0.134	0.083	0.143	0.138

光角法および X 線マイクロアナライザーによる  $\text{CaO} \cdot \text{Na}_2\text{O} \cdot \text{K}_2\text{O}$  についての部分分析をおこない、湯佐 (1975) の方法によって An 組成を決定した。分析にあたっては、岡山大学温泉研究所の日本電子製、JXA-5A 型の X 線マイクロアナライザーを使用した。加速電圧は 15 KV、試料電流は  $0.02 \mu\text{A}$  とし、その他は田崎・平野 (1973) によった。補正は BENCE and ALBEE (1968) の方法により、 $\alpha$  値は NAKAMURA and KUSHIRO (1970) を用いた。

### (1) 角閃石

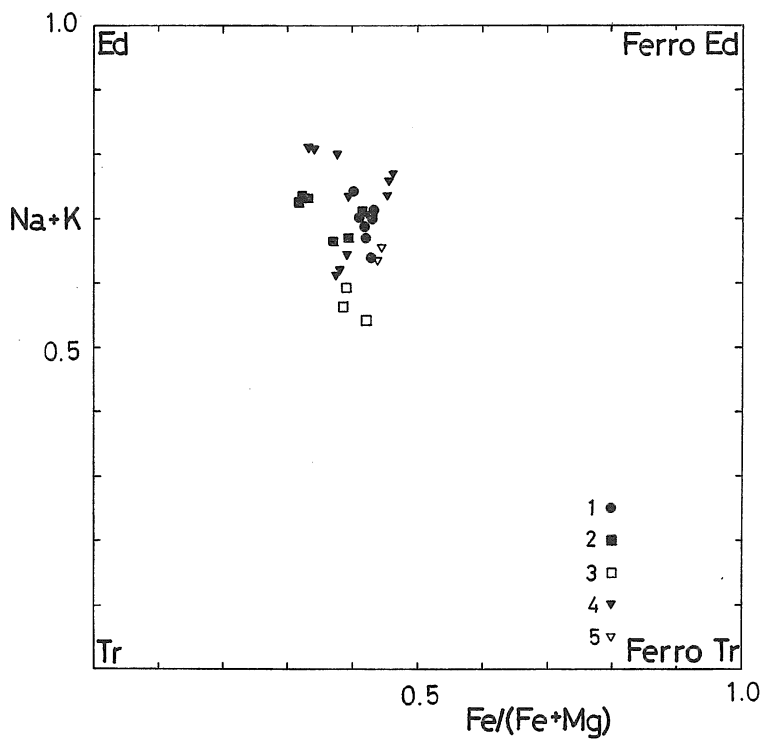
本岩体の花崗閃緑斑岩および珪長岩岩脈を除く各岩相中の斑晶角閃石および石英閃緑岩中に含まれる包有岩中の角閃石の分析をおこない、その結果を選択して第 1 表に示した。分析値を  $\text{Al}_{\text{IV}} - (\text{Na} + \text{K})$  図 (DEER *et al.*, 1963) および  $(\text{Na} + \text{K}) - \text{Fe}/(\text{Fe} + \text{Mg})$  図にプロットした (第 6 図および第 7 図)。核部は全体としてパーガス閃石およびエデン角閃石よりの普通角閃石の性質を示している。一方縁部は、いずれもその核部に対し  $\text{TiO}_2 \cdot \text{Al}_2\text{O}_3$  および  $\text{Na}_2\text{O}$  に乏しく、 $\text{SiO}_2$  にとみ、 $\text{Fe}/(\text{Fe} + \text{Mg})$  比が高い。縁部は核部より透角閃石成分に富んだフィールドにプロットされるがやはり普通角閃石の領域に入る (第 6 図)。

第 8 図に  $\text{Mg}/(\text{Mg} + \text{Fe}) - \text{Si}$  の関係を示した。Leake (1968) の分類によれば、ほとんどが magnesian-hornblende の領域に入る。

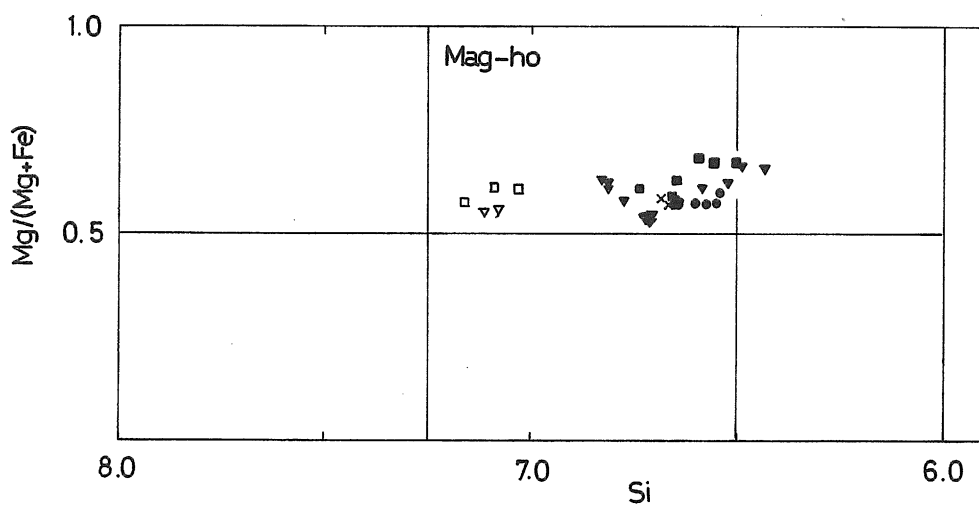


第 6 図 角閃岩の  $\text{Al}_{\text{IV}} - \text{Na} + \text{K}$  図

1 : 斑状石英閃緑岩中の角閃石の核部, 2 : 斑状花崗閃緑岩中の角閃石の核部, 3 : 同縁部,  
4 : 斜長斑岩中の角閃石の核部, 5 : 同縁部



第7図 角閃石の Na+K-Fe/(Fe+Mg) 図 記号は第6図参照



第8図 角閃石の Mg/(Mg+Fe)-Si 図 記号は第6図参照，×は石英閃緑岩中の包有岩に含まれる角閃石

核部は、 $Mg/(Mg+Fe)$  比 (M 値) が0.683—0.542まで変化することを除いて、各岩相間あるいは岩相内部での大きな組成変化は認められない。M 値は各岩相間での差異よりも、岩相内部あるいは個々の鉱物間での差異の方が大きく、岩相間に有義な差異があるとは認めがたい。個々の角閃石では、各岩相とも核から縁部にむかって M 値はほとんど変化しないか、わずかに減少する傾向が認められる。縁部では、M 値が0.615~0.553で核部より  $FeO^*$  に富んでいる。

本岩体の角閃石は、隣接する地域に分布する湯原南石英斑れい岩体 (SASADA, 1979) や山陰地方の中生代末~古第三紀の主に花崗閃緑岩中の角閃石 (蟹沢, 1976) と比較すると、ほぼ同様な M 値をもつが、若干パーガス閃石およびエデン角閃石成分に富んでいる。また新第三紀の吉田複合岩体の優黒質斑れい岩中の角閃石 (沢田, 1978b) と比較すると、本地域のものは角閃石 1 と角閃石 2 のほぼ中間的な性質をもっている。

## (2) 黒雲母

本岩体の石英閃緑岩・花崗閃緑岩および花崗閃緑斑岩中の黒雲母の分析をおこない、その結果を選択して第 2 表に示した。斜長斑岩中のものは変質が著しく分析できなかった。

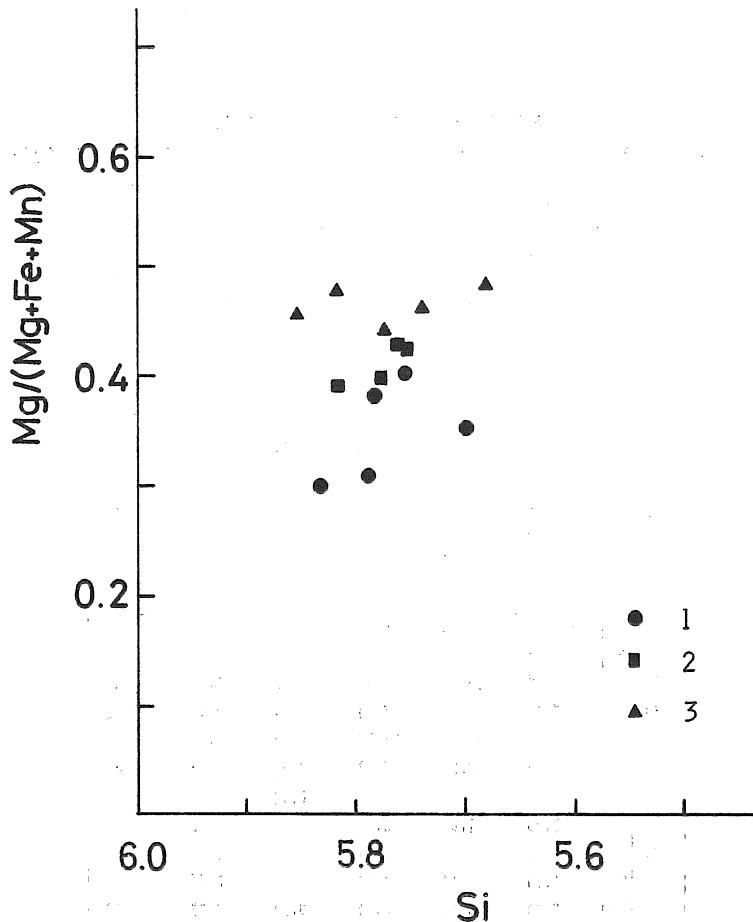
第 2 表 黒雲母の組成と構造式 全 Fe は  $FeO$  とした。B-1・B-2: 斑状石英閃緑岩中の黒雲母, B-3・B-4: 斑状花崗閃緑岩中の黒雲母, B-5: 花崗閃緑斑岩中の黒雲母 構造式は  $O=23$  として算出

	B-1	B-2	B-3	B-4	B-5
$SiO_2$	37.43	36.81	37.33	37.25	38.02
$TiO_2$	4.06	4.12	4.53	4.41	4.37
$Al_2O_3$	13.08	12.96	12.28	12.34	13.69
$FeO^*$	23.47	25.29	22.40	23.45	20.22
MnO	0.37	0.40	0.47	0.50	0.28
MgO	8.31	6.14	9.60	8.78	10.77
CaO	0.02	0.03	0.00	0.03	0.06
$Na_2O$	0.11	0.09	0.12	0.09	0.07
$K_2O$	9.24	9.17	9.10	8.89	8.80
Total	96.09	95.32	95.83	95.74	95.47
Si	5.782	5.836	5.763	5.778	5.680
$Al^{IV}$	2.218	2.164	2.233	2.222	2.320
$Al^{VI}$	0.162	0.237		0.033	0.143
Ti	0.471	0.487	0.526	0.514	0.502
Fe	3.031	3.324	2.891	3.041	2.580
Mn	0.048	0.053	0.061	0.065	0.036
Mg	1.913	1.438	2.209	2.029	2.450
Ca	0.004	0.005	0.000	0.005	0.010
Na	0.033	0.028	0.035	0.028	0.020
K	1.820	1.838	1.791	1.759	1.713

角閃石と同様に， $\text{FeO}^*$  および  $\text{MgO}$  含量を除いて各岩相間また個々の鉱物間での組成変化は少ない。 $\text{Mg}/(\text{Mg}+\text{Fe}+\text{Mn})$  比は，石英閃緑岩で0.403～0.299，花崗閃緑岩で0.428～0.391，花崗閃緑斑岩では0.484～0.441まで変化する。

分析個数が少ないが， $\text{Mg}/(\text{Mg}+\text{Fe}+\text{Mn})-\text{Si}$  図（第9図）に示したように， $\text{Mg}/(\text{Mg}+\text{Fe}+\text{Mn})$  比は石英閃緑岩から花崗閃緑斑岩にかけて増加する傾向が認められる。

本岩体の黒雲母は，三草山石英斑れい岩—文象斑岩体（田結庄・他，1977）中のものと比べて類似している。山陰の中生代末～古第三紀の貫入岩中の黒雲母（蟹沢，1976；MURAKAMI, 1969）や Ben Nevis 岩体（HASLAM, 1968）中のものと比較すると， $\text{Mg}/(\text{Mg}+\text{Fe}+\text{Mn})$  比は同程度であるが，若干 Si に富んでいる。



第9図 黒雲母の  $\text{Mg}/(\text{Mg}+\text{Fe}+\text{Mn})-\text{Si}$  図

1：斑状石英閃緑岩，2：斑状花崗閃緑岩，3：花崗閃緑斑岩

### (3) 斜長石

斜長石斑晶の核部は，斜長斑岩を除いて各岩相とも曹灰長石組成を示すが，石英閃緑岩・

花崗閃緑岩の一部には、その核部に  $An=70\sim77$  の亜灰長石組成を示す部分が含まれる。斜長斑岩では核部が中性長石であるが、本岩中の斜長石—特に核部—はセリサイト化している場合が多く変質によって  $An$  組成が低下した可能性がある。核部は一般に正累帯構造を示すが、反復累帯構造を示す場合も認められる。

一方外套部は石英閃緑岩・花崗閃緑岩では曹長石から中性長石、花崗閃緑斑岩および斜長斑岩では中性長石から灰曹長石である。花崗閃緑岩の一部の岩相・花崗閃緑斑岩および斜長斑岩中のものでは最外縁部の一部を、幅のせまい  $An=5\sim10$  の曹長石が縁どっていることがある。外套部はいずれの岩相のものも反復累帯構造を示す。

石基中の斜長石は、粒度などによってかなり変化するが一般に同岩相中の外套部の組成と類似する。

第3表 全岩化学組成とノルム組成

A・B：斑状石英閃緑岩，C・D：斑状花崗閃緑岩，E：花崗閃緑斑岩，F：斜長斑岩

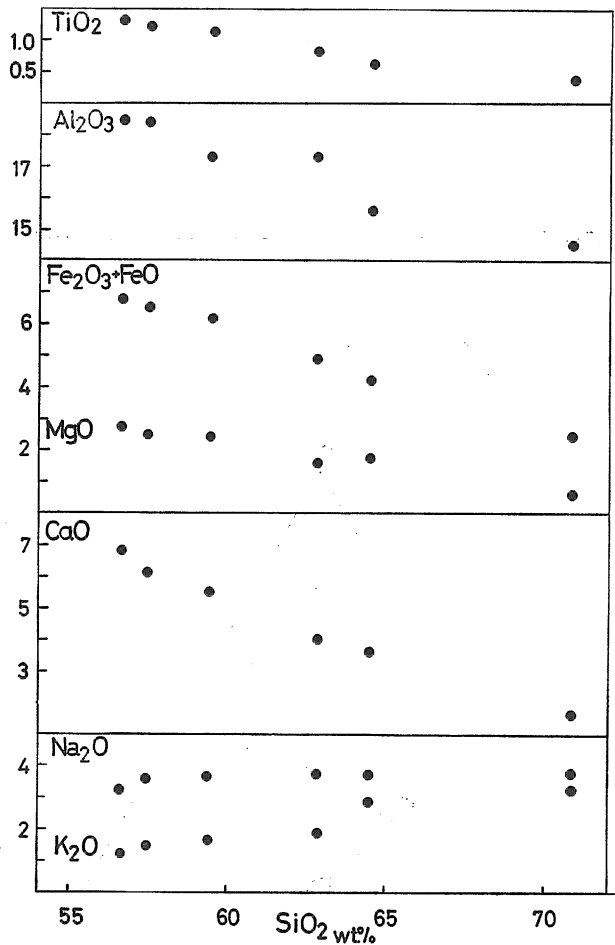
	A	B	C	D	E	F	
SiO <sub>2</sub>	56.66	57.51	59.46	62.79	64.56	70.92	
TiO <sub>2</sub>	1.33	1.22	1.17	0.82	0.64	0.41	
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	18.44	18.39	17.32	17.35	15.61	14.51	
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	1.51	3.51	3.15	2.37	1.95	1.28	
FeO	5.31	2.98	3.04	2.55	2.28	1.17	
MnO	0.15	0.11	0.12	0.11	0.06	0.05	
MgO	2.71	2.50	2.44	1.58	1.77	0.63	
CaO	7.83	7.15	6.50	5.05	4.67	2.64	
Na <sub>2</sub> O	3.23	3.57	3.61	3.73	3.75	3.77	
K <sub>2</sub> O	1.22	1.42	1.73	1.84	2.85	3.22	
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.15	0.13	0.10	0.08	0.06	0.03	
H <sub>2</sub> O <sup>+</sup>	1.46	1.03	1.08	1.14	1.04	0.90	
H <sub>2</sub> O <sup>-</sup>	0.07	0.17	0.13	0.19	0.22	0.25	
Total	100.07	99.69	99.85	99.60	99.55	99.78	
Q	11.03	13.27	15.20	20.39	19.78	29.91	
Or	7.24	8.41	10.24	10.85	16.87	19.04	
Ab	27.32	30.21	30.52	31.57	31.73	31.89	
An	32.22	29.96	25.96	24.51	17.33	12.94	
c				0.24		0.08	
Dl	Ho	2.35	1.95	2.36		2.29	
	En	1.16	1.54	1.76		1.54	
	Fs	1.14	0.19	0.37		0.57	
Hy	En	5.58	4.68	4.32	3.94	2.86	1.57
	Fs	5.45	0.58	0.91	1.58	1.05	0.51
Mt	2.20	5.09	4.56	3.43	2.82	1.85	
Il	2.52	2.32	2.21	1.56	1.21	0.77	
Ap	0.36	0.30	0.23	0.20	0.13	0.07	



## 5. 岩石の化学組成

本岩体から代表的な岩相，6個について全岩分析をおこなった。結果はノルム組成とともに第3表に示した。そのほか，花崗閃緑斑岩，斜長斑岩それぞれ1個について  $\text{SiO}_2$  組成のみの部分分析をおこなった。結果はそれぞれ，64.82%，69.14%を示している。従って  $\text{SiO}_2$  含量は，56.66%から70.92%までほぼ連続して変化する。各酸化物のバリエーション・ダイアグラムを第10図に示した。 $\text{Al}_2\text{O}_3$  および  $\text{MgO}$  の一部を除いてほぼ直線的な組成変化が認められる。

$\text{MgO}/(\text{MgO}+\text{FeO}+\text{Fe}_2\text{O}_3)$  比は，0.295~0.205まで変化する。第11図に AFM ダイアグラムを示した。同図には，湯原南岩体 (SASADA, 1979) および三草山岩体 (田結庄・他，

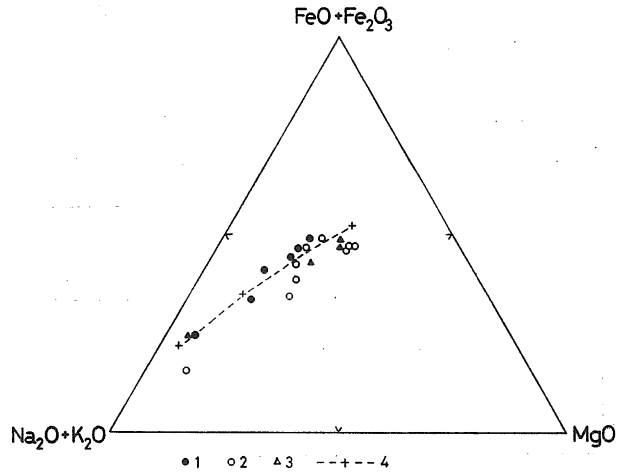


第10図 岩石のバリエーション・ダイアグラム

1977) の組成も比較のため示した。本岩体は前2者に対しやや鉄に富み, DALY (1933) による火山岩の平均組成とほぼ一致したトレンドをたどる。

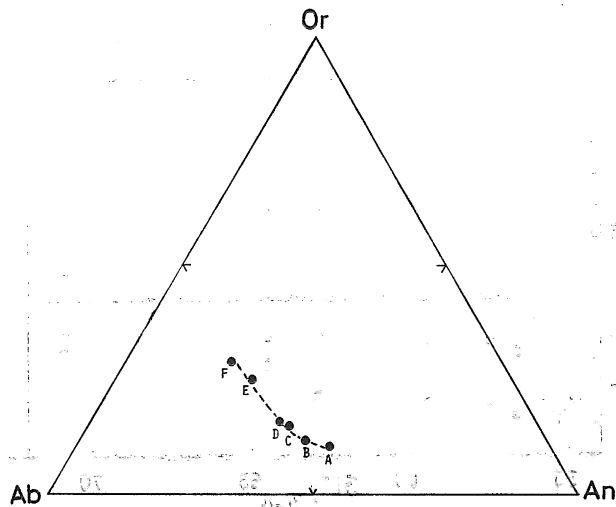
本岩体は, 第11図に示したような分化径路をとることや, CaO およびアルカリ含量, また構成鉱物などからみてカルクアルカリ岩の性質を備えていると言える。

第12図はノルム長石の組成を示した。



第11図 岩石の AFM ダイアグラム

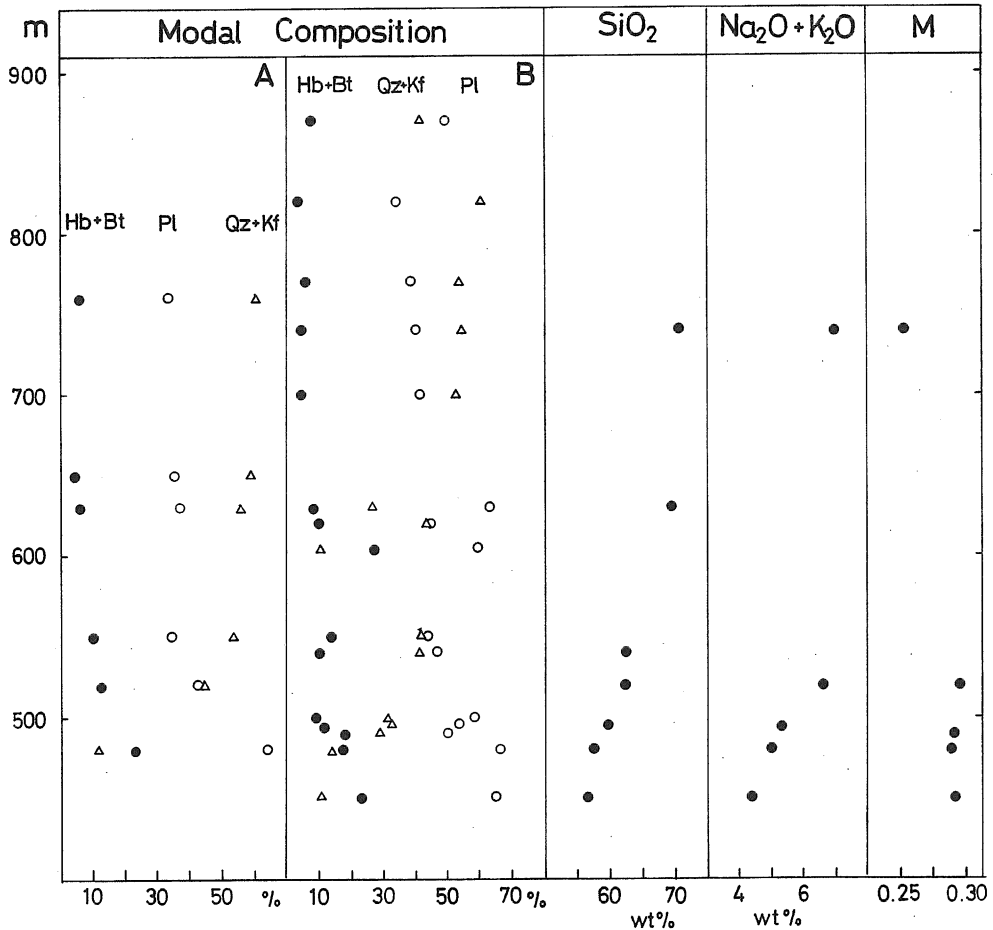
- 1 : 朝切谷岩体, 2 : 湯原南岩体 (Sasada, 1979), 3 : 三草山岩体 (田結庄・他, 1977),  
4 : カルク・アルカリ火山岩類の平均組成 (Daly, 1933)



第12図 ノルム長石の組成変化, A~Fは第3表の分析値に相当。

## 6. まとめと検討

本岩体はすでに記載したように，斑状石英閃緑岩から珪長岩まで岩相変化し， $\text{SiO}_2$  組成は56.66%~70.92%まで変化する。これらは，岩脈として産する珪長岩を除いて，地形的低所から高所へむかい，斑状石英閃緑岩，斑状花崗閃緑岩，花崗閃緑斑岩および斜長斑岩へと漸移的に変化している。第13図に高度によるモード組成および全岩組成の変化を示した。モード組成の変化は岩体西半部 (A) と岩体東半部 (B) とにわけて示した。岩体の西半部では，岩体の伸びの方向にほぼ平行した走向で北へ緩く傾斜して各岩相が分布し，比較的顕著な高度による組成変化が認められる。岩体東半部では，岩体分布域の最高所に花崗閃緑斑岩



第13図 モード組成および化学組成の高度変化 Pl: 斜長石, Qz+Kf: 石英+カリ長石, Hb+Bt: 角閃石+黒雲母, M:  $\text{MgO}/(\text{MgO} + \text{FeO} + \text{Fe}_2\text{O}_3)$ , A: 岩体西半部, B: 岩体東半部

が分布したり、部分的ではあるが岩体中央部の比較的高所に石英閃緑岩～花崗閃緑岩が分布するなど必ずしも整然とした岩相変化を示さないが、全体としてはより高所に酸性の岩相が分布している（第4図）。第13図においては一特に岩体西半部一、標高～490m付近までが斑状花崗閃緑岩相、490m～530mが斑状花崗閃緑岩相、530m～620m前後が花崗閃緑斑岩相、それ以上の高度では斜長斑岩が分布している。高度によるモード組成の変化は岩相間のみならず岩相内部でも認められ、特に比高差250m以上にわたって露出する斜長斑岩では、高度とともに石英+カリ長石が増加し斜長石含量が減少する傾向が認められる。

一方、 $\text{SiO}_2$  および  $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$  含量なども高度による変化が顕著に認められる。

このようなモード組成・化学組成の変化のほか、高度による組織の変化も認められる。すなわち、斑晶は高度によりその量が減少し、その平均粒度も若干減少する。また石基は量的に増加するがその粒度は減少する。このような点で本岩体は、岩体の外側から内側へむかって、よりフェルシクな岩相が分布する、複合岩体によくみられる岩相変化（田結庄，1971；先山，1978；BATEMAN and CHAPPELL, 1979）とは異なり、湯原南岩体（SASADA, 1979）や大崩山岩体（ARAMAKI *et al.*, 1977）にみられるような垂直方向での岩相変化が顕著に認められる。本岩体は母岩との接触関係から判断して、岩体の中部から上部にかけての部分が露出しているものと考えられる。

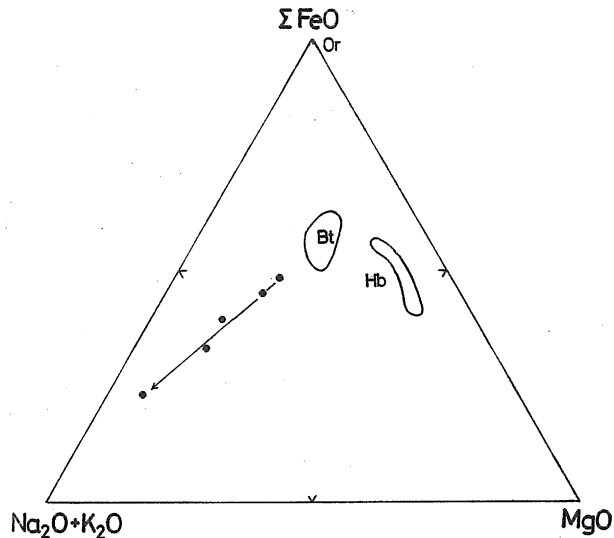
本岩体中に含まれる斑晶角閃石は、産状・累帯構造の特徴などが全岩相をとおしてきわめて類似しており、また化学組成も  $\text{Fe}^*/\text{Mg}$  比にかなりの変化が認められるものの、岩相間で差異は認められない。縁部の組成は、斑状花崗閃緑岩および斜長斑岩中のものしか求められていないが、それらも類似した組成を示している。また個々の角閃石はいずれの岩相中のものも、その核部から縁部にむかい  $\text{Fe}^*/\text{Mg}$  比がほとんど変化しないか、増加する傾向が認められる。

このようなことから本岩体中の斑晶角閃石は、いずれもほとんど同じような時期に、酸素分圧の高くない条件下で形成されたものと推定される。斑晶角閃石の核部にみられる  $\text{Fe}^*/\text{Mg}$  比の差異は、晶出時期の若干のちがいに起因するかもしれない。

一方黒雲母は、 $\text{FeO}^* \cdot \text{MgO}$  含量を除き、全岩相をとおして類似した組成を示すが、第9図に示したように、 $\text{Mg}/(\text{Mg} + \text{Fe} + \text{Mn})$  比の岩相間における差異が認められ、酸性の岩相中のもの程高い値を示している。このことは、本岩体中の黒雲母は WONES and EUGSTER (1965) によって議論されているように、酸素分圧が一定あるいは上昇するような条件下で晶出したものと推定される。従って角閃石斑晶の晶出と黒雲母の晶出は、その時期のみならず酸素分圧の条件も異っていたものと考えられる。

一方斜長石斑晶も、変質の著しい斜長斑岩相を除いて、その核部は他の多くの岩体（田結庄，1971；沢田，1978a；SASADA, 1979等）に於ても認められているように、ほとんど同じような組成を示している。このことから斜長石斑晶の核も、全岩相中のものをとおして、同じような時期に形成されたものと推定される。また斜長石の核部は融食形を示す場合が多いこと、双晶が外套部とくいちがっている場合があること、さらには両者の累帯構造のパターンが異なることなどから判断して、核部と外套部とは晶出時期やその条件も異なっていたことが推定される。

このようなことから本岩体の角閃石斑晶および斜長石斑長の核部は，現位置への上昇以前あるいは上昇過程で晶出した可能性が強いと考えられる。それらはマグマとともに上昇後，冷却に伴ない斜長石斑晶の外殻部，また酸素分布が一定あるいは上昇する条件下で黒雲母や石基鉱物が晶出したものと考えられる。このような過程の間，野外で斑晶鉱物がしばしば方向性を示す（特に暗色包有物や捕獲岩の周辺で顕著）ことからみて，マグマは活発な流動をおこなったものと推定される。また斜長石斑晶外殻部が反復累帯構造を示すことからみて，水蒸気圧の変化も何回かくりかえされたものと考えられる。このようななかで，斑晶鉱物は重力的作用により相対的に下方に集積した。しかし，花崗閃緑斑岩や斜長斑岩中に斑状石英閃緑岩の小捕獲岩が含まれることからみて，マグマの流動は石英閃緑岩相がほぼ固結する段階までひきつづいたものと推定される。



第14図 有色鉱物および岩石の AFM ダイアグラム。Or, Bt および Hb はそれぞれ，鉄-チタン酸化物，黒雲母，角閃石の組成範囲。黒丸および直線は全岩組成の変化を示す。チタン鉄鉱および磁鉄鉱の値は斑状石英閃緑岩中のものの分析値で代表した。

第14図には，有色鉱物および全岩の  $\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}$ — $\text{FeO}$ - $\text{MgO}$  ダイアグラムを示した。本岩体の第13図および第14図に示したような関係は上記のような過程をとおして形成されたものと考えられる。

## 文 献

- ARAMAKI, S., TAKAHASHI, M. and NOZAWA, T., 1977: Kumano acidic rocks and Okueyama complex; Two examples of the granitic rocks in the outer zone of southwestern Japan. *Inter. Geol. Correl. Prog. Circum-Pacific Plutonism Project, Papers presented at 7th meeting*, 127-155.

- BATEMAN, P. C. and CHAPPELL, B. W., 1979: Crystallization, fractionation, and solidification of the Tuolumne intrusive series, Yosemite National Park, California. *Bull. Geol. Soc. Amer.*, **90**, 465-482.
- BENCE, A. E. and ALBEE, A. L., 1968: Experimental correction factors for the electron microanalysis of silicates and oxides. *Jour. Geol.* **76**, 382-403.
- DALY, R. A., 1933: *Igneous rocks and the depth of the earth*. McGraw-Hill, New York.
- DEER, W. A., HOWIE, R. A. and ZUSMAN, J., 1962: *Rock-forming minerals, vol 2, chain silicates*. Longmans, Green and Co. Ltd., London.
- 牛来正夫, 1973: 火成作用——その地球史における展開——. 共立出版
- HASLAM, H. W., 1968: The crystallization of intermediate and acid magmas at Ben Nevis, Scotland. *Jour. Petrol.*, **9**, 84-104.
- 服部 仁, 1978: 5万分の1地質図幅「上石見」および同説明書. 地質調査所.
- 服部 仁・片田正人, 1964: 5万分の1地質図幅「根雨」および同説明書. 地質調査所.
- HATTORI, H. and SHIBATA, K., 1974: Concordant K-Ar and Rb-Sr ages of the Tottori Granite, Western Japan. *Bull. Geol. Surv. Japan*, **25**, 157-173.
- 本間弘次, 1975: 人形峠付近の文象斑岩類(鉛山石英閃緑岩類)に関する2, 3の新知見. 岡大温研報, **44**, 21-32.
- ICHIKAWA, K., MURAKAMI, N., HASE, A. and WADATSUMI, K., 1968: Late Mesozoic igneous activity in the inner side of Southwest Japan. *Pacific Geology*, **1**, 97-118.
- 飯泉 滋・笹田政克・松田高明, 1979: 山陰地方における古第三系について, 第33回総会学術シンポジウム講演要旨集. 22 p, 地団研.
- 蟹沢聰史, 1976: 山陰帯花崗岩質岩石中の黒雲母と角閃石の化学組成. 地質雑, **82**, 543-548.
- LEAK, B. E., 1968: A catalog of analyzed calciferous and subcalciferous amphiboles together with their nomenclature and associated minerals. *Geol. Soc. Amer., Special Paper*, No. **98**, 1-210.
- MURAKAMI, N., 1969: Two contrastive trends of evolution of biotite in granitic rocks. *Jour. Japan Assoc. Min. Petrol. & Econ. Geol.*, **62**, 223-248.
- 村上允英, 1974: 西南日本内帯における後期中生代~古第三紀酸性火成岩類の進入と構造との関係——とくに西中国を例にして. 地団研専報, **18**, 9-31.
- NAKAMURA, Y. and KUSHIRO, I., 1970: Compositional relations of coexisting orthopyroxene pigeonite and augite in a tholeiitic andesite from Hakone Volcano. *Contr. Mineral. Petrol.*, **26**, 265-275.
- 先山 徹, 1978: 岡山県北部奥津花崗閃緑岩体の岩石学的研究——その1. 地質及び岩石記載——. 岡大温研報, **47**, 33-40.
- 笹田政克, 1978: 岡山県北部湯原地域の後期白亜紀~古第三紀侵入岩類. 地質雑, **84**, 23-34.
- SASADA, M., 1979: Petrological study of the South Yubara quartz gabbroic mass, Okayama Prefecture, Southwest Japan. *Jour. Japanese Assoc. Min. Petrol. & Econ. Geol.* **1**, 1-15.
- 沢田順弘, 1978 a: 島根県掛合陥没体に伴われる貫入複合岩体——非アルカリ岩のマグマ型と岩石系列に関する2, 3の問題, **84**, 177-200.
- , 1978 b: 島根県吉田複合岩体の Al・Cr に富む輝石とパーガス閃石. 地質雑, **84**, 601-620.
- 田結庄良昭, 1971: 大阪府北部, 茨木複合花崗岩体の岩石学的研究, 地質雑, **77**, 57-70.
- 田結庄良昭・中島和一・池垣憲二, 1977: 兵庫・大阪県境, 三草山付近の石英はんれい岩—文象斑岩複合体について. 岩鉱, **72**, 263-276.
- 田崎耕市・平野英雄, 1973: X線マイクロアナライザー(JXA 5A)の定量精度に関する2・3の検討. 岡大温研報, **42**, 9-23.
- 鳥取県, 1966: 10万分の1鳥取県地質図および同説明書. 鳥取県.
- WONES, D. R. and EUGSTER, H. P., 1965: Stability of biotite: experiment, theory and application. *Amer. Min.*, **50**, 1228-1272.
- 山田直利, 1961: 5万分の1地質図幅「奥津」および同説明書. 地質調査所.
- 湯佐泰久, 1975: 固溶体鉱物のEPMA迅速分析法——かんらん石・輝石・長石について. 岩鉱, **70**, 141-156.