中部地方上松町西方の小川花こう閃緑岩体について その 1*

ON THE OGAWA GRANODIORITE MASS IN THE WESTERN SKIRTS OF
AGEMATSU TOWN, CENTRAL JAPAN. Part 1

赤 羽 久 忠 (Hisatada Akahane)*

Ogawa Granodiorite Mass, one of the late Cretaceous granite, can be classified into the following three rock facies: (a) medium-grained facies, (b) porphyritic facies, (c) fine-grained facies.

According to the mode of occurrence and microscopic observations, these three rock facies are considered to be formed in situ through the crystallization differentiation process, after the intrusive movement of Ogawa Mass.

Zoning patterns of plagioclases consisting the above-stated rock facies are investigated, and the following results were obtained. In the case of Ogawa Granodiorite Mass, zoning structures of plagioclases are correlative among the most crystals of the three rock facies. The type of zoning pattern of plagioclases of Ogawa Mass is distinguishable as follows from inner part to the outward.

— inner patchy zone — inner oscillatory zone — outer patchy zone — outer oscillatory zone — rim.

From the comparison of zoning structures of plagioclases in above three rock facies, the present author concluded that the outer oscillatory zone might have been formed after/or the same time of crystallization differentiation.

1. ま え が き

濃飛流紋岩を含めて、中部地方のいわゆる後期中生代酸性火成岩類は、地質調査のもっともすすんでいるもののひとつであり、各岩体相互の進入関係の概観は、2~3の問題点を残しながらも、ほぼ完成したといってよい状態にある（領家研究グループ、1972）。

これらの酸性火成岩類のうち、濃飛流紋岩とそれを貫く花こう岩類は、後期中生代のいわゆる火山—深成作用の関係（Ustiyev, 1963; Hamilton and Myre, 1967 他）をなしているという主張がなされており、先濃飛とされる花こう岩類とは区別して考えるようになってきた（山田・中井, 1969; 山田, 1971; 領家研究グループ, 1975）。また、一方では、濃飛流紋岩とそれに密接に伴われる「花崗斑岩」*** を「volcano-plutonic complex」として扱い、化学組成の検討と矛盾しないとする見方もある（山田ほか, 1971）。

いずれにしても、濃飛流紋岩と進入岩類とを相互に独

立した火成作用による生成物と考えるよりも、むしろ相互に関連するものとしてとらえ、その関係を追求することが重要であると考え。そのためには、地質学的研究に加えて、各々の火山岩、深成岩について、鏡下の特徴、全岩・鉱物の化学組成その他の共通点、相違点を把握することが重要である。

筆者は、このような観点にたつて、中部地方で濃飛流紋岩を貫く小川岩体について研究を行ってきたが、今回は、主に地質と鏡下観察について報告する。

本研究をすすめるにあたり、テーマの選定以来、終始御指導いただいた舟橋三男先生、論文を読み指導と助言をいただいた北海道大学番場猛夫教授に心から感謝の意を表わす。渡辺 順、土屋 肇両博士および許 成基博士からは、終始変らぬ指導、はげましをいただいた。山田直利氏ほか濃飛団研グループ、牛来正夫、山田哲雄両博士ほか火成作用研究会の方々からは、折にふれて、討論・助言をいただいた。上松営林署、西尾 弘氏

* 三鉱学会昭和50年秋季連合学術講演会及び日本地質学会第83年学術大会にて一部講演

** 北海道大学理学部地質学鉱物学教室

*** 山田ほか (1971) p. 77

と家族の方々には、野外調査の便宜をはかっていただいた。以上の方々に感謝する。

2. 地質概説

小川岩体は、木曾谷の上松町西部に位置する。これは、東西約6km、南北4kmに及ぶ広がりを持つ比較的小さな岩体で、木曾駒岩体、大桑岩体とともに「木曾駒花こう岩」の一員とされているものである(大木・柴田, 1958; 領家研究グループ, 1972 他)。岩体の中心部は、木曾川の支流である小川によって下刻されている(Figs. 1, 2)。周囲には、古生層、濃飛流紋岩及び上松花こう岩が分布しているが、小川岩体は、それらのすべてを直接貫いている(Fig. 1)。この岩体は、比較的塩基性包有物に富む花こう閃緑岩(Fig. 7)より構成され

ている。塊状で内部構造は不鮮明であるが、岩体東半部は中粒、西半部は細粒であり、両者の中間には斑状のものが認められる。岩石の粒度変化に基いて、これらをそれぞれ中粒相、細粒相、斑状相と呼ぶことにする。これら各岩相の分布は、後述するように、地形的上位を細粒相が、下位、すなわち岩体の中心部を中粒相が占め、地表に露出している部分は、進入の屋根に近い部分を構成しているものとする(Figs. 1, 2)。

3. 進入時期——特に上松花こう岩との関係

領家研究グループ(1972)は、中部地方領家帯の花こう岩類の野外における進入関係を総括し、小川岩体は、中部地方領家帯花こう岩類の時階区分、全9時階のうちの8番目の時階に属するものとし、木曾駒花こう岩(木

Fig. 1 Geologic Map of the Ogawa Granodiorite Mass.

1: Alluvium, 2: Higher terrace, 3-6: Ogawa Mass (3: Aplite, 4: Fine-grained facies, 5: Porphyritic facies, 6: Medium-grained facies), 7: Agematsu Granite, 8: Nohi Rhyolite, 9: Slate and sandstone of Palaeozoic Era, Ag: Agematsu, Dm: Mt. Daigamine, Yk: Yakezasa, open circle: Locality where the intrusive relation between Agematsu Granite and Ogawa Mass is observable.

Fig. 2 Geologic profiles of Ogawa Mass. Legend: see Fig. 1.

會駒岩体、小川岩体、大桑岩体)の一員で、苗木・上松花こう岩に貫かれるとしている。

筆者は、上記と異なる事実、すなわち、小川岩体が各所 (Fig. 1) で明らかに上松花こう岩を貫いている事実を見出した (Figs. 3, 4)。いずれの場合も小川岩体は、明瞭な周縁相をもって、塊状・均質な上松花こう岩 (粗粒相) に接している。片田・礒見 (1958) は、上松花こう岩 (粗粒相) が小川岩体を貫くとしているが、その論拠として、両者の接触部において上松花こう岩に「幅 1 cm くらいの優白色の部分が生じている」(片田・礒見, 1958 図版 15) ことをあげている。しかし、同じ現象は、小川岩体が明らかに上松花こう岩を貫いている露頭でも観察される (Figs. 3, 4)。したがって、このことが小川岩体を貫いている証拠とはなり得ないであろう。

領家研究グループ (1972) は、前述のように木曾駒花こう岩を第 8 時階に属すものとし、後伊奈川、先苗木・上松としながらも、大桑岩体が伊奈川花こう岩に貫かれる事実のあること (片田・礒見, 1958; 山田・村山, 1958; 長沢, 1968) を指摘し、「大桑岩体は、これら (木曾駒岩体、小川岩体) とは異なった貫入時階に属すかも知れない」* としている。

* () 内は筆者

Fig. 3 Photograph showing the intrusive relation between Agematsu Granite (coarse-grained facies) and dyke derived from Ogawa Mass, at Himebuchi. cf. Fig. 4.

大桑岩体が、伊奈川花こう岩および苗木・上松花こう岩に貫かれる『事実』(片田・礒見, 1958; 山田・村山, 1958; 長沢, 1968) を疑いないものとすれば、大桑岩体と小川岩体とはその進入時期の大きな隔りがあるものと認めざるを得ない。すなわち、「木曾駒花こう岩」に代表される花こう閃緑岩質の進入岩の活動が、先伊奈川から後上松まで及んでいたということになり、「木曾駒花

Fig. 4 Sketch illustrating the preceding photograph.

Ag: Agematsu Granite, Qp: Quartz porphyry facies, Gp: Granite porphyry facies, Po: Porphyritic Granite facies, Ap: Aplite band. Aplite band is found within Agematsu Granite area.

Fig. 5 Mode of occurrence of basic enclaves in Ogawa Mass, at Nigaeribuchi, north-west of Yakezasa.

1 cm

Fig. 6 Typical three microscopic textures of granodiorite from Ogawa Mass. A: Medium-grained facies, B: Porphyritic facies, C: Fine-grained facies. Photomicrographs are taken under crossed nicols.

こう岩」として一括して扱うことには問題がありそうである。絶対年代の測定(河野・植田, 1966; 長沢, 1968)からは、現在のところ両者に明瞭な違いは認められない。

木曾駒岩体、大桑岩体、小川岩体の進入時期については、岩体別に再検討する必要があるであろう。

4. 小川岩体の岩相変化

すでに述べたように、小川岩体は、古生層、濃飛流紋岩、上松花こう岩を直接貫いている。古生層、濃飛流紋岩が小川岩体に貫かれる境界部付近では、鏡下において明らかな再結晶作用(黒雲母の小片、寄木状組織等)が認められる。

すでに述べたように、小川岩体は、中粒、斑状、細粒の各岩相に区分される。

中粒相は、岩体の東半部に卓越し、花こう閃緑岩質で塊状を呈し、その内部構造は微弱で認識できない場合が多い。認識できる場合も不明瞭で、その方位にも系統的变化は見出せない。塩基性包有岩は、その分布が普遍的に認められるとはいえ、量は多くない。直径数 cm 程度でブロック状を呈するものが多い。塩基性包有岩は、かなり複雑な岩相変化を示し、土屋(1967)による「優黒質細粒岩相」、「灰白色黒雲母斜長石斑状岩相」等に類似する岩相が認められる。

中粒相が周囲の岩石を貫く時は、その境界はかなり高角度をなし、数 m 程度の花こう斑岩～石英斑岩質の周縁相を伴う場合が多い(Figs. 3, 4)。

斑状相は、中粒相と後に述べる細粒相との漸移的な部分にあたるが、この岩相が小川岩体の西半部の大部分を占めている。内部構造が不鮮明で認識できない場合が多い点は、中粒相の場合と同様である。岩相変化は激しく、時に中粒に近い岩相から細粒な岩相まで数 10cm の範囲内で複雑にくり返したり、両者の比較的明瞭な境界で接したりすることもある。ここに認められる塩基性包有岩の性質は、ほぼ中粒相における場合と同様であるが、煮返り淵(焼笹北西小川河床)において特に大型のもの(直径 1 m 程度)が濃集する状態が観察される(Fig. 5)。また、塩基性包有岩のあるものは、より塩基性の岩塊をさらに取り込んでような外観を呈するものが観察される。これは、土屋(1967)による木曾駒(花こう閃緑)岩体の場合と同様である。

周囲の母岩と接する場合、その北側で古生層、上松花こう岩を貫く時は、その境界は高角度をなし、中粒相の場合と同様の花こう斑岩～石英斑岩の周縁相を伴う。斑状相の東方は中粒相に、西方及び南方は、細粒相に移

化する場合が多い。

細粒相は、上述のように、岩体の西方で母岩との境界が低角度をなす地域に幅数 10～100 m 程度の帯状に分布する(Fig. 1)。この細粒相を(急冷)周縁相とするには、その拡がりの規模、境界の性質から不適当(周縁相の性質については、中粒相の項及び Figs. 3, 4 参照)であり、むしろ、貫入岩体の屋根に近い部分を示すものと解釈するのが適当であろう。すなわち、岩体の西側の境界が進入の屋根に近く、東半部の中粒相は進入岩体の中心部を構成していると考えることができる(Fig. 2)。このほかに、斑状相の内部で部分的に細粒になる場合もある。花こう閃緑岩質塊状で内部構造は認められない。細粒相の野外における特徴として、塩基性包有岩をほとんど含まないこと、有色鉱物はほとんどが黒雲母で、一般的に角閃石に乏しく、時にこれを全く欠く点をあげることができる。

5. 鏡下の組織、モード

中粒、斑状、細粒の各岩相の代表的なものについて、鏡下の組織を Fig. 6 に示す。これら 3 つの岩相は、ともに、基本的には斑晶と石基より構成されている。中粒相は、構成鉱物の多くが斑晶に相当する鉱物(径 2～3 mm)で占められており、細粒相は、構成鉱物の多くが石基を構成し、斑状相は両者の中間的な性質を示している。すなわち、中粒、斑状、岩相の違いは、基本的には、斑晶と石基の相対的量の比の違いによっているといえる。これを小川岩体の断面図(Fig. 2)と照合すると、岩体中心部に斑晶が濃集し、岩体の上位では斑晶の占める割合が減少していることがわかる。このような岩相変化は、進入の屋根に近い数 100 m (垂直距離)の範囲で認められ、それより深い部分は、塊状の中粒相によって占められ、岩相は安定する。このことは、小川岩体が進入した時点で、中粒相はその大半が形成されており、その上位の屋根に近い部分にはその後の結晶作用によって固結する石基の割合が多く、その結果、上位の部分が斑状～細粒の岩相を呈していると考えることができる。これは、後に述べる斜長石の光学的な性質とも調和的である。

Fig. 7 に各岩相の鉱物容量比のいくつかを、石英—アルカリ長石—斜長石の三角ダイアグラムに示した。斑状相、細粒相については、石基の容量比と全岩の容量比とを線で結んである。この線分の全岩側への延長上に斑晶の容量比を示す点がプロットされる。すなわち、この線分の石基側への方向は、結晶分化作用によって結晶(斑晶)を取り去られた時の残液(石基)の成分変化の方

向を表わしている。一方、全岩の分布の傾向は、小川岩体での岩相分化の傾向を示している。2~3の例外を除いて、両者の方向（傾向）はほぼ一致し、小川岩体の岩相分化が斜長石と若干の石英の分別結晶作用で特徴づけられることを示している。Fig. 7 では、左下りの方向で示されている。これは、後に述べるカリ長石が充填的であることと調和的である。

Fig. 7 Modal Quartz-Alkali feldspar-Plagioclase diagram of Agematsu Granite and Granodiorite from Ogawa Mass. 1-3: those from Ogawa Mass (1: Fine-grained facies, 2: Porphyritic facies, 3: Medium-grained facies), 4: Agematsu Granite. Open symbols imply modal analyses for whole rock and solid symbols for groundmass. 16-divisions are followed after I.U.G.S. Subcommittee on the Systematics of Igneous Rocks (1973).

6. 鉱物記載

(1) 中粒相～斑状相

斑晶は、自形～半自形のものが大部分で、特に、角閃石、斜長石においてその自形性がつよい。石英は、周縁部がかなり複雑に入り組んで半自形を呈するものが多い。時に、他の鉱物を多数包有する充填的な石英もある。石英中の包有鉱物は、カリ長石をはじめ、岩石を構成するあらゆる鉱物にわたっている。斜長石は、ほとんど自形を呈し、An60-20% にわたる著しい累帯構造 (oscillatory zoning, patchy zoning*) を示している (Fig. 10)。斜長石の累帯構造の特徴については、別項に記す。

* Vance (1966) による。成因的な意味よりも、むしろ形態的に Vance の定義に従う。

カリ長石は、充填的でベルト長石構造を示すが、その量は、一般に少ない。「斑晶結晶」(片田・磯見, 1958) をなすものも小川岩体には比較的少ない。角閃石は、自形で双晶をしているものが多い。一般に褐色を帯び、その多色性は X=淡黄色, Y=褐色～緑褐色, Z=黄褐色を示す。周縁部に緑色の rim* を伴っている場合が多いが、その多色性は、X=淡黄色, Y=褐褐色, Z=淡緑色である。包有物は、多くが褐色部に集中している。それらは、不透明鉱物 (多くはチタン鉄鉱), 累帯構造を示す斜長石, シルコン, 燐灰石, 褐れん石の他、ほとんど普遍的に黒雲母の小片が包有されていることを特徴とする (Fig. 8)。黒雲母は、X=淡黄褐色, Y=Z=褐色の多色性を有し、半自形で、(001) に平行な kink band を生じていることがある。黒雲母中の包有鉱物は、累帯構造を示す斜長石, 燐灰石, シルコン, 不透明鉱物 (多くはチタン鉄鉱) であり、角閃石を包有することはない。斑晶鉱物としては、この他に、時に褐れん石のかなり大きな結晶 (長径~1.5mm) が有色鉱物に伴って、あるいは単独で見出される。褐れん石は、ほとんど自形で、長柱状を呈することもある。時に斜長石を包有し、包有された斜長石の一部は累帯構造を示す場合もある。

石基は、基本的にグラノプラスチックな組織を呈している。石基を構成する鉱物は、ほぼ等量の石英、カリ長石、斜長石 (中心部で An60-20%, 最外殻** で An30-10%, Fig. 13) が主体をなし、黒雲母と時に緑色角閃石を伴う。

副成分鉱物は、スフェーン、燐灰石、褐れん石、ジルコン、緑泥石、緑れん石、絹雲母、不透明鉱物 (主にチタン鉄鉱) であるが、不透明鉱物は、単独で存在することなく、角閃石、黒雲母に伴って、あるいはそれらの包有鉱物として産する。また、黒雲母中の包有鉱物のチタン鉄鉱中に再び黒雲母が取り込まれている状態もしばしば見出される (Fig. 9)。角閃石中に包有鉱物として見出される不透明鉱物については、このようなことは少ない。

(2) 細粒相

中粒～斑状相に比べて斑晶が少なく (一般的には 20% 未満) になっている。造岩鉱物の特徴としては、斑晶、石基を通じて角閃石を欠くのが一般的で、不透明鉱物も普通には存在しないか、あっても量的に少ない。

斑晶は、自形もしくは半自形を呈する。斑晶中の包有鉱物の量は、中粒～斑状相の場合に比べて少ない。石英は、波動消光を示すものも多く、時に二つ以上の方位の違う石英が集って斑晶石英を構成していることもある。

* 鉱物の縁で組成が違っている部分を指す。

** できるだけ外側を測定したことを示す。

Fig. 8 Hornblende and enclosed minerals.
Ap: apatite, B: biotite, Zr: zircon,
solid marks: ilmenites.

Fig. 9 Mode of occurrence of biotite and ilmenite. Ap: apatite, K: K-feldspar, P: plagioclase, Q: quartz, Sph: sphene, Zr: zircon.

カリ長石は、ベルト長石構造を示し、一般に充填的ではあるが、かなり大型（～1cm）に成長していることがある。斜長石は、An50-20% (Fig. 14), 著しく自形的で、中心部から外殻まで、融食を伴う激しい oscillatory zoning のくり返しを示すのが一般的である。斜長石の累帯構造については、中粒～斑状相の斜長石とともにも別項に記す。斜長石の包有鉱物としては、黒雲母の小片が中心部から外殻まで普遍的に含まれていることが特徴である。

石基の組織は、基本的に中粒～斑状相の場合と同様にグラノブラスティックである。有色鉱物は、ほとんど黒雲母（X=黄色、Y=Z=暗黄褐色）で、小片の集合体を形成している場合が多く、その周囲は、虫食い状に入り組んでいることが多い。斜長石は、中心部で An50-15%, 最外殻で An30-10% (Fig. 15) である。

副成分鉱物は、燐灰石、褐れん石、絹雲母、緑泥石、ジルコン、スフェーン、不透明鉱物（多くはチタン鉄鉱）であるが、ジルコン、スフェーン、不透明鉱物は、中粒～斑状相の場合に比べてかなり少なくなっている。

7. 斜長石とその累帯構造

前述のように、斜長石は、鏡下において斑晶をなすものと石基を構成するものとはほぼ区分できた。斑晶斜長石は、一般に oscillatory zoning, patchy zoning 等の複雑な累帯構造を示している (Fig. 10 参照)。石基を構成する斜長石は、それぞれが共存する斑晶斜長石の外殻に相当する累帯構造を示している (Fig. 11 参照)。

次に、各岩相毎の斜長石について、その累帯構造の特徴を述べ、考察を試みる。

(1) 中粒～斑状相の斜長石

斑晶斜長石の代表的なもののいくつかについてその累帯構造の様式を Fig. 10 に示した。Fig. 10-A は、中心核より外側に向かって、patchy zone-oscillatory zone-patchy zone-oscillatory zone-rim の順に追跡できる。同様に、B は、patchy zone-oscillatory zone-rim, C は、oscillatory zone-patchy zone-oscillatory zone-rim, F は、patchy zone-oscillatory zone-rim の順にそれぞれ追跡できる。すなわち、A を斑晶斜長石の最も中心部を通過して切断した模式的な累帯構造のパターンを現わしているものとみなし、それを inner patchy zone-inner oscillatory zone-outer patchy zone-outer oscillatory zone-rim とすれば、B, C, F は、そのパターンの一部を示しているとみなすことができる。B, C, F については、模式的累帯構造に代表される一連の結晶作用の中途より晶出を始めた場合と、薄片作成の過程で切断面が結晶の中心を

通らなかった場合とが考えられる。いずれにしても、このタイプの斜長石では、その累帯構造のパターンが結晶間で対比可能であることを示し、さらに、それらがほぼ同様の結晶作用の場を経験して現在に至ったことをも示している*。

Fig. 10-D, E のタイプは、結晶の中央にかなり大きな crystalloblast (Augustithis, 1973) を伴っている。crystalloblast の内部は不均質で、角閃石、黒雲母、石英、不透明鉱物等を包有し、時に絹雲母、緑れん石等の変質鉱物、玉ずい等を生じていることがある。このような場合でも、crystalloblast を包む oscillatory zone-rim は、新鮮な場合が多い。そして、この oscillatory zone-rim は、crystalloblast を伴わない斑晶斜長石の outer oscillatory zone-rim に相当している。このことは、crystalloblast を伴う斜長石の結晶作用が crystalloblast 生成後は、それを伴わない斜長石の結晶作用と共通の条件下で行われたということを示している。

石基の斜長石も oscillatory zone-rim より構成されており、斑晶斜長石の outer oscillatory zone-rim (の一部) と対応しているとみることができる。

上記の考察は、斜長石の光学性の測定からも支持される。Fig. 12 は、crystalloblast を伴った斑晶及び伴わない斑晶の outer oscillatory zone 及び rim の (010) 極を Burri *et al.* (1967) のダイアグラム** にプロットしたものである。Fig. 12 は、同じ試料について、石基斜長石を同様にプロットしたものである。Fig. 12 において、斑晶斜長石の outer oscillatory zone は、crystalloblast を伴うか否かにかかわらず、ほぼ同様の位置にプロットされる。このことは、両者が同様の条件の下で形成されたことを暗示している。Fig. 12 の Z 軸付近にプロットされるものは、斑晶斜長石の rim を測定したもので、これは、Fig. 13 の石基斜長石の rim についてプロットした位置とほぼ同じ範囲に分布する。また、Fig. 13 の石基斜長石の中心部 (inner part) の分布範囲は、Fig. 12 の outer oscillatory zone (Z 軸付近の rim を除いて) の分布範囲とはほぼ一致している。

以上の事実に基づいて、筆者は、中粒～斑状相の斜長石の結晶作用について、斑晶斜長石の outer oscillatory zone の形成時期には、すでに石基の斜長石も結晶成長

を始めていたと考える。

(2) 細粒相の斜長石

細粒相における斑晶斜長石の代表的なもののいくつかを Fig. 11 に示す。細粒相においては、crystalloblast を伴う斑晶斜長石を欠くのが一般的で、このことは、既述の塩基性包有岩を欠くことと共に本岩相ひとつの特徴である。

細粒相の斑晶斜長石の累帯構造パターンは、中粒～斑状相の crystalloblast を伴わない斑晶斜長石と基本的には同様である。模式的パターンは、Fig. 11-A に示され、中心核より外側へ順に inner patchy zone-inner oscillatory zone-outer patchy zone-outer oscillatory zone-rim とすれば、C, D, E は、outer patchy zone-outer oscillatory zone-rim を、F は、outer oscillatory zone-rim をそれぞれ確認できる。C～F は、模式的累帯構造に代表される一連の結晶作用の中途より晶出を始めた場合と、薄片作製の過程で、切断面が結晶の中心を通らなかった場合とが考えられる。B は、石基の斜長石であるが、やはり oscillatory zone-rim で構成されている。

細粒相の斑晶斜長石の累帯構造で、中粒～斑状相のそれと著しく異なる点は、outer oscillatory zone の幅が広くなっていることである。Fig. 11-A を Fig. 10-A と比較すると、累帯構造のパターンは基本的には同じであるが、outer oscillatory zone の幅に大きな違いがあることがわかる。Fig. 11-C～F においてもこの特徴は明瞭に現われている。このことは、中粒～細粒相で、outer oscillatory zone を形成する結晶作用の環境が違っていたことを示している。すなわち、小川岩体を構成する岩石が、中粒～斑状～細粒の各岩相に分化したのは、outer patchy zone の形成以降で、outer oscillatory zone の形成時には、ある程度分化していたことを暗示している。「鏡下の組織・モード」の項での討論と関連させて考えると、小川岩体が現在の位置に進入した後、中粒～斑状～細粒の分化をし、その後（またはその過程で）斜長石の outer oscillatory zone が形成されたことを示している。

Fig. 14 は、細粒相の斑晶斜長石の outer oscillatory zone について、(010) 極を前述の Burri *et al.* のダイアグラムにプロットしたものであり、Fig. 15 は、同じ試料について石基の斜長石を同様の図にプロットしたも

* Greenwood and McTaggart (1957) は、Rittmann の zone method (Emmons, 1943) を用いて、消光角の値で対比を試みている。そして、「some granitic intrusion」では「low correlation」であるとしている。しかし、小川岩体に関する限り、上述のレベルで対比が可能であることがわかった。

** 同様の図は、Kaaden (1951) がすでに公表しているが、これは、Burri 等がその後得られた多数のデータを加えて修正したものである。

Fig. 10 Manner of zoning structure of plagioclase phenocryst from medium-grained and porphyritic facies. Patchy zoning and oscillatory zoning are observed in Figs. A, B, C and F. Crystalloblast is observed in Figs. D and E. Photomicrographs are taken under crossed nicols.

Fig. 11 Manner of zoning structure of plagioclase phenocryst from fine-grained facies. Outer oscillatory zone is remarkably enlarged compared with those in medium-grained and prophyritic facies, see Fig. 10. Photomicrographs are taken under crossed nicols.

Fig. 12 Burri (1967)'s diagram showing the optical orientations of outer oscillatory zone of plagioclase phenocryst from medium-grained and porphyritic facies. open circles: those have crystalloblast, solid circles: those have no crystalloblast, H: high-temperature form, T: low-temperature form.

Fig. 14 Burri (1967)'s diagram showing the optical orientations of outer oscillatory zone of plagioclase phenocryst from fine-grained facies. H and T: see Fig. 11. Plots are less concentrated compared with the case in Fig. 11.

Fig. 13 Burri (1967)'s diagram showing the optical orientations of groundmass plagioclase from medium-grained and porphyritic facies. open circles: rim of plagioclase, solid circles: inner part of plagioclase, H and T: see Fig. 11.

Fig. 15 Burri (1967)'s diagram showing the optical orientations of groundmass plagioclase from fine-grained facies. open circles: rim of plagioclase, solid circles: inner part of plagioclase, H and T: see Fig. 11. Plots are less concentrated compared with those given in Fig. 12.

のである。これらの図から、細粒相でも基本的には中粒～斑状相の場合と同様に、斑晶斜長石の outer oscillatory zone と石基の斜長石とが同様の環境で形成されたと考えることができる。

Figs. 12, 13 と Figs. 14, 15 とをそれぞれ比較すると、それぞれ、ほぼ似た範囲にプロットされているが、相対的に、Figs. 14, 15 で個々のポイントの分散が激しく、Figs. 12, 13 で低温側に移行している。このことは、細粒相の斜長石の outer oscillatory zone で不安定な結晶作用を想わせるのに対し、中粒～斑状相の斜長石の outer oscillatory zone で、かなりの分散を示しながらも相対的に安定した結晶作用を想わせる。このことも、前述の議論と調和的である。

8. ま と め

中部地方上松町西方に産出する小川花こう閃緑岩体は、従来より「木曾駒花こう岩」の一員として扱われてきたが、筆者の調査によって、この岩体が「上松花こう岩」を貫いていることが明らかになった。いわゆる「木曾駒花こう岩（木曾駒岩体、大桑岩体、小川岩体）」は、その活動が、先伊奈川（片田・礪見, 1958; 山田・村山, 1958; 長沢, 1968）から後苗木・上松まで及んでいたことが考えられ、各岩体別に進入関係に関する再検討が必要である。

小川岩体は、中粒、斑状、細粒の各岩相に区分される。細粒相は、進入の屋根に近い部分を構成し、中粒相は相対的に下位の岩体中心部を構成しているものと思われる。3つの岩相は、互に漸移的である場合が多く、野外の産状、鏡下の組織、造岩鉱物の性質等より、斑晶を伴ったマグマが現在の位置に進入し、その後、無色鉱物では特に斜長石と若干の石英の分別結晶作用によって結晶分化したものであると考察した。

斜長石の累帯構造は、小川岩体では一般に個々の結晶間で共通性を有し、形態的に対比が可能である。それによると、斑晶斜長石には、crystalloblast を伴うか否かによって2種類が区別される。crystalloblast を伴わないタイプは、内側より外側に inner patchy zone—inner patchy zone—inner oscillatory zone—outer patchy zone—outer oscillatory zone—rim に代表される模式的累帯構造に対比され、crystalloblast を伴うタイプは、その外側を oscillatory zone—rim で包まれている。このことは、斜長石の光学性の検討とともに、少くとも結晶作用の後期（outer oscillatory zone—rim の形成時期）には、2種類の斑晶が同時に共通の条件下で成長したことを示している。

岩相間での斑晶斜長石の累帯構造の違いは、模式的累帯構造の outer oscillatory zone の幅が中粒相で狭く、細粒相で著しく広がっている。このことは、outer oscillatory zone の形成時には、すでに、各岩相への分化がある程度すすんでいたことを示している。このことは、outer oscillatory zone の光学性の検討からも支持される。

進入運動、岩相分化、結晶作用の時間的関係をまとめると、斑晶斜長石の outer patchy zone の生成後、あるいはそれに伴って小川岩体が現在の位置に進入し、引続いて中粒～斑状～細粒の各岩相を形成する分化（結晶分化作用）が行われ、その後、又はその過程で斜長石の outer oscillatory zone—rim を形成したという一連の過程を経過したと考えられる。

引 用 文 献

- Augustithis, S.S. (1973), Atlas of the textural patterns of granites, gneisses and associated rock types. Elsevier Sci. Pub. Comp., Amsterdam.
- Burri, C., Parker, R.L. und Wenk, E. (1967), Die optische Orientierung der Plagioklase. Birkhauser Verlag, Basel, s. 334.
- Emmons, R.C. (1943), The universal stage. *Geol. Soc. America*, Mem. 8.
- Greenwood, H.J. and McTaggart, K.C. (1957), Correlation of zones in plagioclase. *Am. Jour. Science*, 255, Nov. 656-666.
- Hamilton, W. and Myre, W.B. (1967), The nature of batholiths. U.S. Geol. Survey, Prof. Paper, 554-C.
- I.U.G.S. Subcommission on the Systematics of Igneous Rocks (1973), classification and nomenclature of plutonic rocks, recommendations, *N. Jahrb. Miner. Mh.*, 149-164.
- Kaaden, van der G. (1951), Optical studies on natural plagioclase feldspars with high- and low- temperature-optics, Thesis Univ. Utrecht, 1-105.
- 片田正人・礪見 博 (1958), 5 万分の 1 地質図幅「上松」および同説明書。地質調査所。
- 河野義礼・植田良夫 (1966), 本邦火成岩類の K-Ar dating (V). *岩鉱*, 52, 191-211.
- 長沢 力 (1968), 長野県上松町付近の花崗岩質岩石の K-Ar 法による年代測定. *岩鉱*, 60, 93-101.
- 大木靖衛・柴田秀賢 (1958), 木曾駒花崗岩について. *地質雑*, 64, 172-180.
- Pringle, G.J., Trembath, L.T. and Pajari, G.E. (1974), Crystallization history of zoned plagioclase. *Min. Mag.*, 39, 867-877.
- 領家研究グループ (1972), 中部地方領家帯の花崗岩類の相互関係、地球科学, 26, 205-216.

- (1975), 領家帯形成史の展望——特に時代論について——. 地研専報, **19**, 203~208.
- 土屋 肇 (1967), 木曾駒花崗岩体の岩相変化——特に斜長石組成の変化について——. 地質雑, **73**, 511~525.
- Ustiyev, Y.K. (1963), Problems of volcanism and plutonism, volcano-plutonic formations. *Internat. Geology Rev.*, **7**, no. 11, 1994-2016.
- Vance, J.A. (1965), Zoning in igneous plagioclase: patchy zoning. *Jour. Geology*, **73**, 636-651.
- 山田直利・村山正郎 (1958), 5万分の1地質図幅「妻籠」および同説明書. 地質調査所.
- 中井 豊 (1969), 濃飛流紋岩と領家花崗岩との地質学的諸關係. 地質学論集, **4**, 51~60.
- 河田清雄・諸橋 毅 (1971), 火砕流堆積物としての濃飛流紋岩. 地球科学, **25**, 52~88.
- 山田哲雄 (1971), 領家深成作用と後期中生代火山—深成作用. 地球科学, **25**, 97~104.