

広島大学学術情報リポジトリ  
Hiroshima University Institutional Repository

Title	変成史と変成条件から見た領家変成作用の研究 : 南西三河高原を例として
Author(s)	瀬尾, 孝文
Citation	広島大学地学研究报告, 25 : 93 - 155
Issue Date	1985-06-30
DOI	
Self DOI	<a href="https://doi.org/10.15027/52888">10.15027/52888</a>
URL	<a href="https://ir.lib.hiroshima-u.ac.jp/00052888">https://ir.lib.hiroshima-u.ac.jp/00052888</a>
Right	
Relation	



変成史と変成条件から見た領家変成作用の研究  
— 南西三河高原を例として \* —

瀬 尾 孝 文

The Study of the Ryoke Metamorphism in View of  
Metamorphic History and Conditions —  
as Illustrated in the Metamorphic  
Terrain of the Southwestern  
Part of Mikawa Plateau.

By

Takafumi SEO

ABSTRACT : In the southwestern part of Mikawa Plateau, central Japan, there widely develop the Ryoke metamorphic and granitic rocks. The former are composed of pelitic, psammitic and siliceous rocks, associated with lesser amounts of basic ones. Various Kinds of granitic rock, such as Shinshiro quartzdiorite, Mitsuhashi granodiorite and Busetsu granite, are distributed in the eastern and northern part of this area. Geological, petrographical and mineralogical characters of the metamorphic and plutonic rocks are investigated in detail. Metamorphic rocks in the surveyed area are litho-stratigraphically divided into the following four formations in the ascending order ; the Chigiri, the Hongusan, the Kashiyama and the Sakuraiji formations. The general trend of the foliation is ESE-WSW, dipping to the north. Total thickness of the formations are estimated to be at least several thousand meters. Macroscopically, the area is characterized by the prevalence of homoclinal structure. The area can essentially be inferred to be a regional metamorphic terrain, but the contact effects by the acting of granitic rocks can also be observed especially in the northern and eastern parts. On the basis of the mineralogical parageneses in the pelitic rocks, the area escaped from the contact effects can be subdivided into two zones of I and II. While the contact metamorphic area can be subdivided into two zones of Younger contact metamorphic Zone and Older one in connection with the time of granitic activity. Such a zonation of the regional metamorphic rocks is based upon the parageneses of metamorphic minerals recrystallized during the final phase of the progressive metamorphism which is contemporaneous with the deformation of the forth phase described below. Meanwhile, recognition of the deformation phase has been made based on the analysis of timing of appearance of biotite and muscovite in biotite schists (SEO & HARA, 1980). The history of deformation and metamorphism of the Zone I can be divided into following four phases :  
The first phase ; Deformation related to the formation of the schistosity of the first phase (= initial Si) which is recognized as Si in A-biotite flakes at present.  
The second phase ; Appearance of A-biotite frakes (=inclusion-rich cores) under static condition = mimetic recrystallization of A-biotite flakes on initial Si.  
The third phase ; Intracrystalline slip-deformation of A-biotite flakes under compression parallel

\* Doctoral thesis (Science) presented to the Hiroshima University in 1980

to initial Si associating formation of small recrystallized biotite flakes (C-biotite flakes) in them.

The forth phase; Deformation related to formation of the schistosity of the second phase (= Se) = formation of elongated platelets of A-biotite dimensionally preferentially oriented parallel to Se which is related to its pressure solution under compression normal to Se but not to its intracrystalline slip deformation, and appearance of B-biotite flakes showing preferred lattice and dimensional orientation parallel to Se.

In this paper, the succession of metamorphic phases in the regional metamorphic zones (Zone I & Zone II) can be understood on the basis of analysis of microtextures of metamorphic minerals employing deformation-structures as time-markers in dating their appearance. The metamorphic history of this area in the Ryoke belt has been discussed by this technique. Common metamorphic minerals, such as plagioclase, K-feldspar, garnet, biotite, muscovite, cordierite, staurolite and tourmaline, have been analyzed by means of EPMA to clarify their chemical characteristics. Using the results, physical conditions of the Ryoke metamorphism are discussed from the viewpoints of mineralogical partition equilibria and experimentally determined metamorphic reaction curves. Based upon these petrological results coupled with the observations of textural characteristics, P-T path of Ryoke metamorphism in this area has been determined. Summarizing up the geological and petrological characters of constituent rocks, the geological history of metamorphism and plutonism of the Ryoke metamorphic terrain under consideration can be inferred as follows: The metamorphism of the first phase is characterized by the appearance of staurolite, garnet and biotite. These minerals are enclosed as inclusion minerals in the porphyroblasts (A-biotite, A-andalusite and A-cordierite etc.) formed during the metamorphism of the second phase. During the metamorphism of the second phase, which is characterized by static conditions of lower to moderate temperature, lower pressure and higher vapour pressure, such characteristic minerals as A-biotite, A-andalusite, A-cordierite, K-feldspar and garnet were formed. The metamorphism of the third phase, which occurred in relation to the deformation of the forth phase, is characterized by conditions of medium to higher temperature, lower pressure and lower vapour pressure. In Zone I of stratigraphically upper part, such minerals as B-biotite, B-andalusite, B-cordierite, and muscovite were produced. On the other hand, in zone II of stratigraphically lower part, sillimanite, cordierite, K-feldspar, garnet, biotite and muscovite were produced. Then basic (gabbroic) igneous plutonism occurred in the later stage of the metamorphism of the third phase. On the basis of the above results, it is shown that the abrupt depression of pressure occurs from the first to the second metamorphic phase, and the rise of temperature occurs between the second and the third metamorphic phase. Time and spatial relationship of the Ryoke metamorphism has been clarified in terms of polymetamorphism.

## 目 次

I. まえがき	95
II. 地質概説	99
III. 岩石記載	105
IV. 鉱物記載	114
V. 変成作用	131
VI. 結 論	140

## I. まえがき

領家変成帯は西南日本内帯の最外側を構成する地質構造单元であり、変成岩に比べて花崗岩類が広範に分布する地帯である。このうち変成岩類が比較的まとまって露出する地域は塩尻一駒カ根、段戸、三河高原南西部、笠置、そして、岩国-柳井などの諸地方である。

従来、領家変成作用に関する研究では、主に記載岩石学的な立場から議論されてきた。一方、変成作用に時間の概念を導入し、その時間的推移とともに変化する変成作用の内容を明らかにしていく作業はなされていない。本稿では岩石学的・鉱物学的な記載に加えて変成岩の鉱物組織に着目し、変成作用を時間的な観点からとらえ、時相区分を行い、それらの変成史および各時相の特性を解析した。さらに変成鉱物の化学的特性を検討し、共生する鉱物の平衡関係や各種の地質温度・圧力計の適用によって、変成作用の物理条件について、より厳密な検討を試みた。以上のような目的・方法にそって、変成岩類が比較的まとまって分布する三河高原南西部地域を領家変成帯の代表的地域として選定し、野外調査と室内研究を行った。

本研究をまとめるにあたり、研究全般にわたり終始一貫御指導ならびに御助言をいただいた広島大学名誉教授、小島丈児先生に深く感謝の意を表します。また同大学長谷晃教授、柿谷悟教授、吉田博直助教授、嶋本利彦博士には絶大なる御支援を賜り厚く御礼申し上げる次第です。原郁夫助教授には適切なる御教示ならびに御助言をいただいた。また鈴木盛久博士には野外調査をはじめ終始御指導をいただくとともに、本草稿を読んでいただき有益な御討論をいただいた。改めて感謝の意を表します。高橋秀夫、曲井明登両技官には多数の薄片を製作していただき、南朝生技官にはEPMAの使用に関して御尽力を賜った。そして、池田泰宏氏、木村公志氏をはじめ同教室の方々には本論文の図面作成等に多くの時間をさいいただき、斉藤充治氏には顕微鏡写真撮影に便宜をはかっていただいた。合わせて、御礼申し上げます。

### A. 研究史

「領家」という名称はHARADA (1890) により初めて用いられたが、特定の地質構造单元としての「領家帯」を示すものではなく、Rioke schiefer (領家片岩) の意味で、片岩や片麻状岩石を総称する言葉であった。KOBAYASHI (1941) は領家帯を中生代白亜紀における佐川造山運動の中軸変成帯として考え、最初に地質構造発達史の上に位置づけた。その後、牛来 (1952, 55) や山下 (1957) などによって領家帯と三波川帯は共に古生代末から中生代初期にかけての本州造山運動の中軸帯をなすものであるという考えが打ち出された。しかし、端山 (1962) は領家変成作用の場を造山帯の中軸部のような沈降帯とは考えず、地背斜的なむしろ隆起部における現象であるという見解を示した。これは、領家変成帯の原岩としての地向斜的堆積物が二疊紀末期以降存在しないというのが、この考えの一つの根拠となっている。しかし、後述するように微化石などの発見により原岩の時代は、三疊系やジュラ系のものも存在し、小野 (1977) は堆積作用が領家変成作用の直前まで引き続いたとした。そしてONO (1977) によるざくろ石-堇青石温度圧力計から得られた従来より高い圧力は、この厚い堆積

物によってもたらされたと主張した。沓掛(1977)は、熱源としての花崗岩類の進入が領家変成作用と密接に関係しており、接触変成作用的な性格をもつとしている。このような見解は変成作用の性格から、すでに杉(1933)やISHIOKA(1974)によっても示されている。

領家花崗岩類と変成岩類との関係は瀧木(1960)によって、山口県下の領家変成帯の構造岩石学的研究から明らかにされた。中部地方においては、変成作用は古期花崗岩と密接な関連をもつとされていた(KOIDE, 1958)ので、古期花崗岩類の年代測定から変成作用の時期も類推できると考えられ、一般的には、それらの時代は、牛来らが示した古生代末から中生代初めにかけてであろうと推定されてきた。ところが、1960年代になって花崗岩類と変成岩類のK-Ar法による放射年代の測定結果が発表されると、その大部分が中生代後期の年代を示した。しかし、花崗岩類(KAGAMI, 1973)および変成岩類(ISHIZAKA, 1966)のRb-Sr法による年代測定では、K-Ar法のものより古い年令が示された。このような年代測定に対する評価は、SHIBATA & HAYAMA(1968)によって議論され、K-Ar法による黒雲母の年令は花崗岩による接触変成作用の年代ないし、変成帯の上昇時相を示すとし、Rb-Sr法による年令の方が領家変成作用の真に近いものであるとした。この領家変成作用の時代に関して、小野(1969)は、花崗岩類の貫入以前のジュラ紀であるとし、沓掛(1977)や領家研究グループ(1975)は、ジュラ後期から白亜紀中葉であると結論づけている。

変成岩の原岩の時代についても、最近コノドントや放散虫によって時代決定がなされ、堆積物や変成場の議論が活発となっている。木曾山地において、1920年代に地質調査所の図幅調査が行われた際に、領家変成岩は「古生層」が原岩であると考えられてきた。また、山口県東部においても、領家外縁帯の「古生層」とされた玖珂層群が、南方の岩国-柳井地域の片状ホルンフェルスおよび片麻岩の岩層に岩相対比されるとした(小島・岡村, 1952)。この原岩の年代が「古生層」であるという根拠は、含まれる石灰岩の小岩体やレンズから産する紡錘虫の化石によって、その大部分が二疊系に属するとされていたからである。その後、丹波、美濃、木曾および山口県東部の玖珂層群においては、三疊紀とみなされるコノドントあるいは同様の時代を示す他の化石類が発見された。さらに、最近、八尾(1979)は美濃帯のチャートや泥岩中から三疊紀からジュラ紀を示す放散虫やその他の化石が発見され、ジュラ系の地層の存在を報告している。したがって、領家変成岩類の原岩には古生層だけでなく、少なくとも三疊紀あるいはジュラ紀に属するものも相当含まれていると考えられるようになってきた。コノドントや放散虫の化石層序学的研究が進むと、これらを含む地層の層序や構造に対して再検討が必要となってきた。その結果として、例えば、美濃地域東部では狩野(1976, 79)、猪郷(1979)により、また山口県東部の玖珂層群においては豊原(1974, 76, 77)、原ほか(1977)などによって原地性の地層と考えられていたものがナップの集合あるいは部分的にはオリストストロームであることが判明した。

1950年代から60年代にかけて、領家帯の地質学的鉱物学的、あるいは構造岩石学的な研究が精力的に進められ、個々の地域における変成作用の性格や変成条件は、おおむね把握された。そして、領家変成帯はMIYASHIRO(1973)によって低圧型の変成相系列に属するとされた。

ASAMI(1971)は愛知県幡豆地方から十字石を含む雲母片岩を発見したことから、諏訪(1973)は領家変成作用を2つの時階に分け、十字石を生じるような低・中温中圧型の変成作

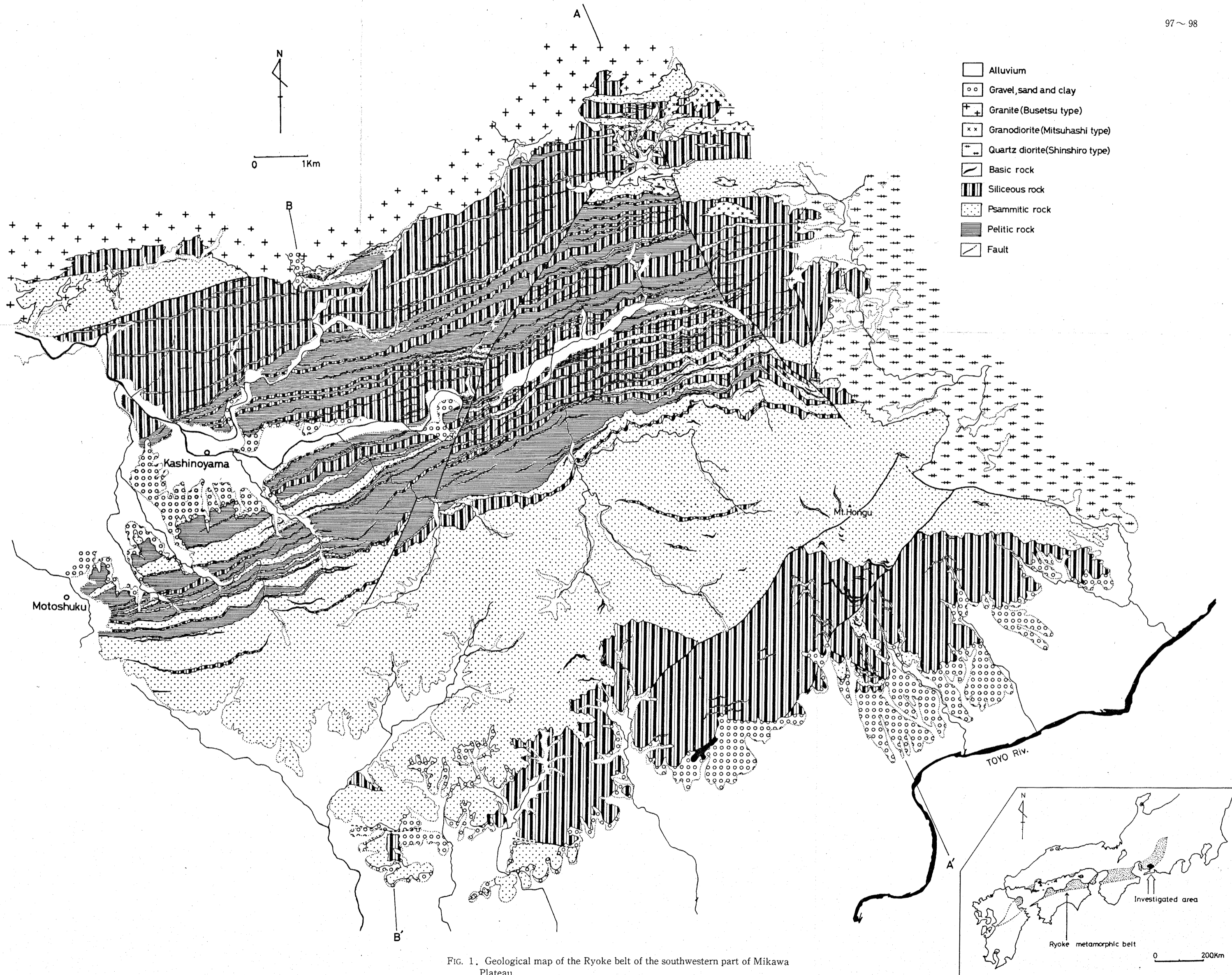


FIG. 1. Geological map of the Ryoke belt of the southwestern part of Mikawa Plateau.

用があり、次いで、紅柱石、珪線石を形成する中・高温低圧型の変成作用が存在した可能性を示した。これに対して、十字石は必ずしも高压条件下で生じるとは限らないので、2回の異なる変成時階を想定する必要はないとし、幡豆地域は他の領家帯と比べて若干異なった変成条件であったとする意見も出された(沓掛, 1977)。一方、小野(1977 a, b)は高遠-塩尻地方において変成条件を推定し、珪線石帯で圧力を4~5 Kbと見積もり、従来より高压の条件を示した。その他、変成作用の特徴や変成条件に関しては、沓掛(1977)によって愛知県豊根村においても論じられている。

## II. 地質概説

本地域の地質図は FIG. 1 に示される。調査地域の大部分は変成岩類によって占められるが、その北方および東方においては花崗岩と石英閃緑岩がそれぞれ広く分布する。変成岩中には酸性および塩基性火成岩の岩脈やシートが小規模ながら、しばしば観察される。本地域南西部の檜山から本宿にかけての山地緩斜面には鮮新世瀬戸層群矢田川累層に相当する砂礫層が分布する。また南東部の平野部においては更新世砂礫層(渥美層群および段丘堆積物)によって基礎岩は厚く被覆されているが、伊那谷を越えると中央構造線に境されて三波川帯となる。

### A. 岩相および層序

#### 1. 変成岩類

変成岩類は主に泥質、砂質、珪質岩源の片岩および片麻岩から構成され、少量の塩基性岩を伴う。石灰岩を原岩とするものは、本地域には、まだ見出されていない。原岩の時代は、すでに触れたように岩相上の対比から二疊系~三疊系(一部ジュラ系があるかもしれない)のものらしい。

本地域の一部は、狩野(1978)によっても岩相層序学的な記載がなされているが、全域をカバーするものではない。堆積岩源の変成岩には層理やラミナなどの堆積構造が比較的保存されている。褶曲の波長が長い為、単調な地質構造をなしている。したがって、岩相上の特徴から層序区分が可能である。それは、下位から上位に向かって、千両層、本宮山層、檜山層、桜井寺層という4層に分類される。全域をカバーするように、南北方向に3つのルートを設定し、地質柱状図を作製した(FIG. 2)。以下それぞれの地層の特徴を述べる。

千両層はチャートを主体とし、薄い砂岩、泥岩、塩基性岩が挟在される。層厚は500m以上である。本宮山層は塊状に近い砂岩が主体をなし、チャートの薄層が挟在される他、小規模なレンズ状に泥岩、塩基性岩も伴われる。シート状をなす変斑れい岩は、この砂岩主体層の下位付近から千両チャート層にかけて多産する。層厚は2,000~3,000 m程度である。檜山層は、3,000 m前後の層厚をもち、主にチャート、泥岩および少量の砂岩がそれぞれ互層状をなす。桜井寺層はチャートが主体をなし、砂岩、泥岩の薄層を挟む。層厚は2,000 m以上と推定される。

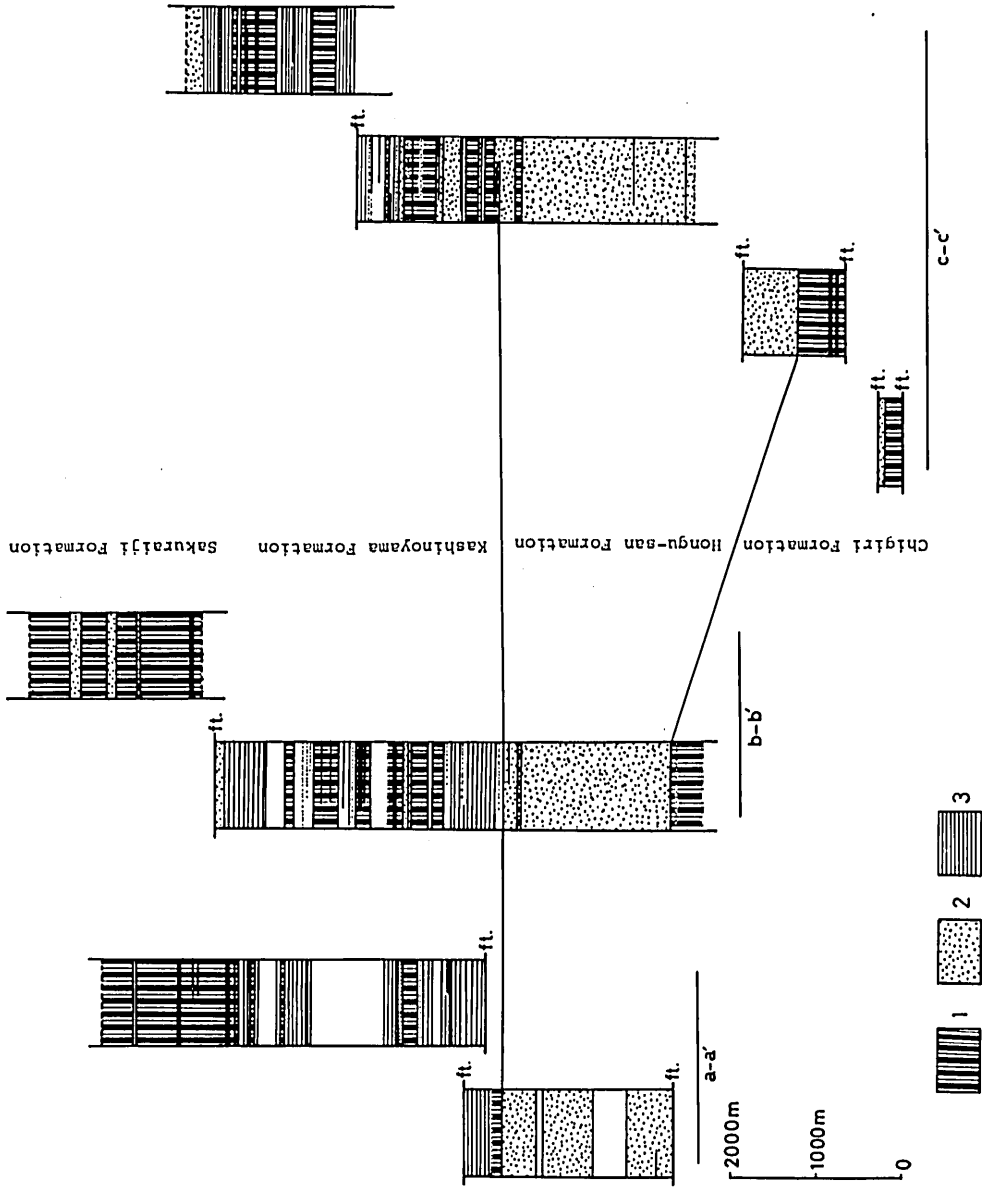


FIG. 2. Columnar sections of the metamorphic rocks in regard to their original rocks. 1; chert, 2; sandstone, 3; slate, a-a'; western part, b-b'; central part, c-c'; eastern part.



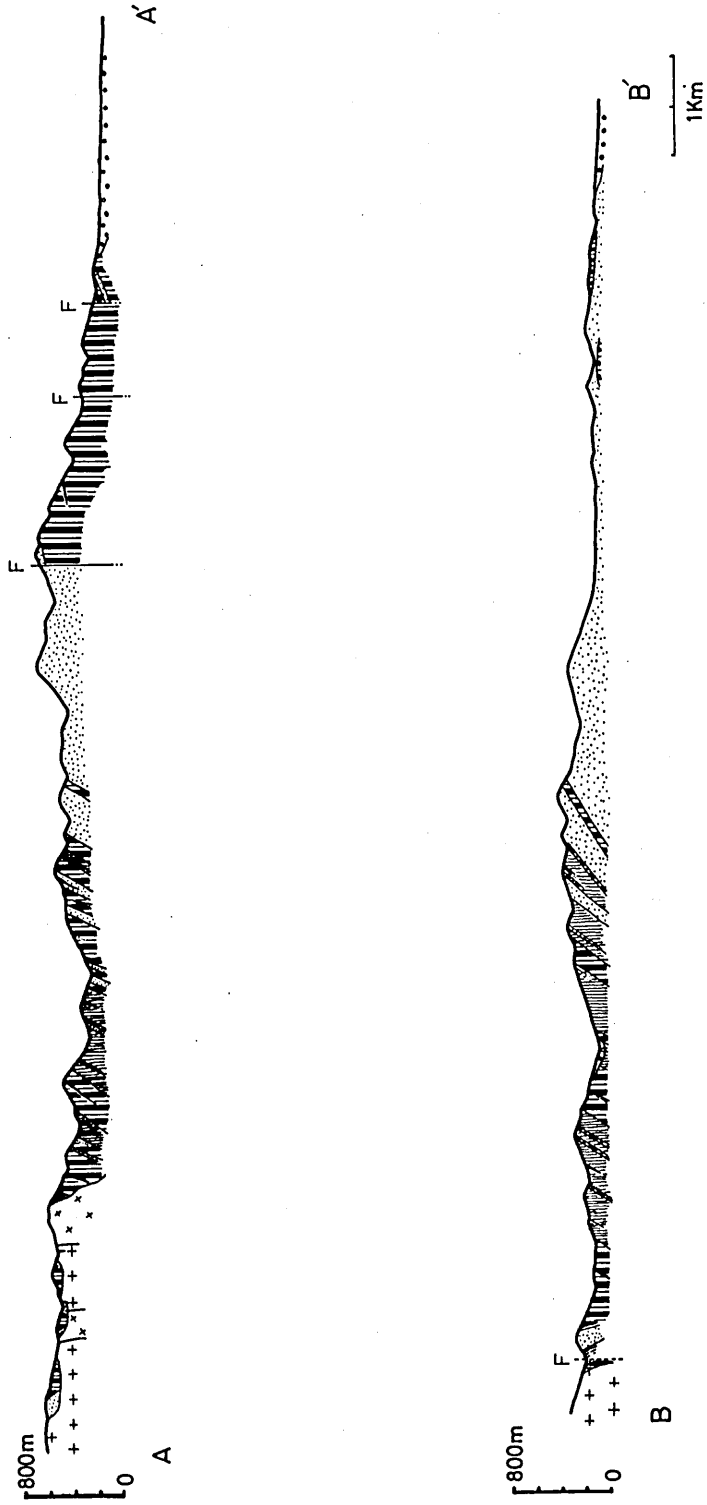


FIG. 3. Cross-sections. (See FIG. 1 for the legend)

本地域の泥質岩は礫質泥岩のような異常堆積物はない。しかし、アルミニウム珪酸塩鉱物を多量に産するような組成的にアルミナに富む地層は数枚見つかっている。本宮山層の下位から千両チャート層にかけて変斑れい岩がシート状に多産する。かつて湍木 (1976) は、領家帯における塩基性岩類は大部分が古期花崗岩類や高変成岩の片麻岩中に見出されると述べている。本地域においても、南部の、より高変成度地域 (第II帯) に斑れい岩質の塩基性岩の出現頻度が高く、湍木の指摘に合致する。上記以外の地域には、わずかに塩基性岩が見られるが、大部分、変輝緑岩やドレライトが原岩で、凝灰岩質のものも若干存在するかもしれない。酸性貫入岩は全域にわたって観察されるが、特に本宮山層の中央部付近から下位の千両層にかけて、アプライト-ペグマタイト質花崗岩の貫入が小規模ながら高い出現頻度を示す。

## 2. 花崗岩類

本地域の領家花崗岩類の研究は仲井 (1970) および領家研究グループ (1972) によってなされている。変成岩類分布域の北方に広がる細粒花崗岩は武節型とされ、微弱な片麻状組織を示す場合がある。東方に分布し、粗粒で片麻状構造の著しい石英閃緑岩は新城型、そして、これら両者の境界付近に不規則な形態をなして分布する中粒塊状花崗閃緑岩は三都橋型として区別されている。

## B. 地質構造

地質図 (FIG. 1), 地質断面図 (FIG. 3) および地質構造図 (FIG. 4) などから明らかなように、変成岩類は一部に小褶曲が見られるものの、大局的には東西性の走向をもち、単斜的に北に傾斜するシンプルな構造である。南部に行くにしたがって緩傾斜となり、最南部では水平に近くなり、ある場合には、緩やかに南に傾斜する部分もあり、背斜軸の存在が推定される。他方、北部では北に行くほど急傾斜となり、武節型花崗岩と接する付近では、ほとんど垂直に近くなる。しかし、断層付近や花崗岩類との接触部付近では片理面の走向・傾斜はともに乱れることがある。変成岩類の片理面は、NE 60~90° の一般走向をもち、45~70° の北傾斜を示す。黒雲母等によって示される鉱物線構造は泥質岩や縞状チャートの片理面上でよく観察され、そのアジムスは NE 40~60° で 30° 以内のプランジを示す。しかし、本地域の西部では SW 方向にゆるくプランジする。

本地域には NE-SW 系の断層が卓越する。そのうち南部地域に見られるものは、左横ずれの変位を示す。中央部に位置する NNE-SSW 系の断層は、変位量が不明で、後述する変成分帯境界にはほとんど影響がない。その他、地質図上には表現されないが、層内断層が著しく発達する。

変成岩類とその東側に分布する新城石英閃緑岩との関係は、本来貫入関係であるが、境界線の南半分では断層接触である。また北側に広い分布をもつ武節花崗岩と三都橋花崗閃緑岩は貫入関係で変成岩ブロックと接する。変成岩類の一部は武節花崗岩類の上位にルーフベンダントとしての分布様式を示す。

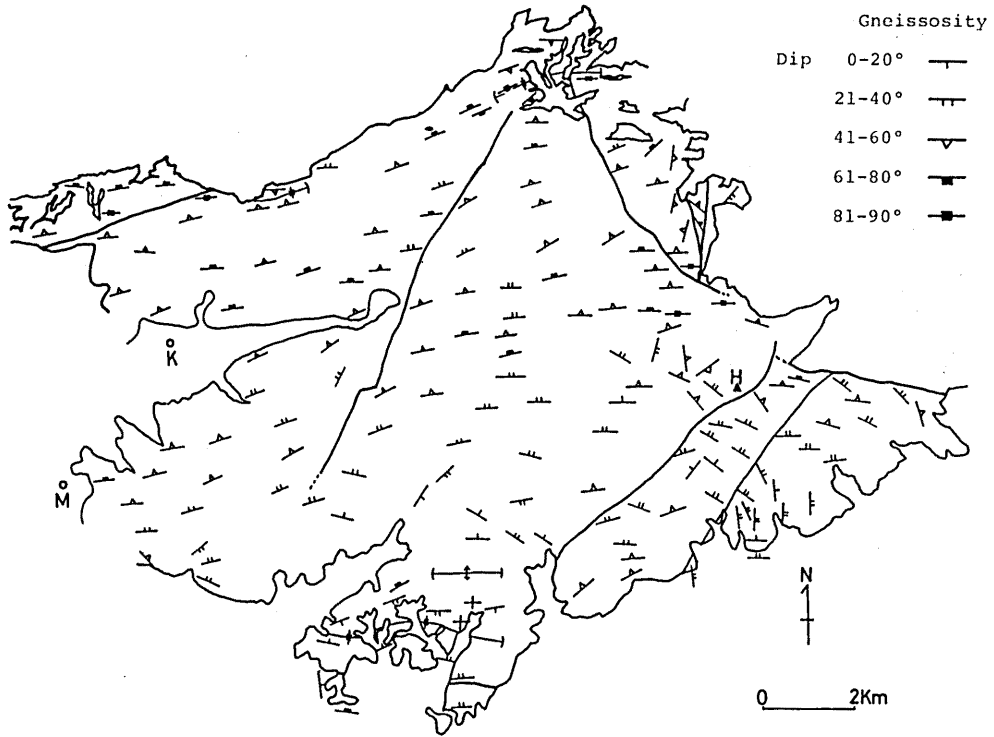


FIG. 4. Tectonic map of the southwestern part of Mikawa Plateau.

### C. 変成分帯

本地域の岩石が受けた変成作用は、広域型の変成作用とそれより後に活動した領家花崗岩類（「新期」の花崗岩）による接触型の変成作用とに分けられる。この2つの変成作用は変成時期が明らかに異なり、重複しているため、領家広域変成作用の性格を明確にするためには、花崗岩類による接触変成作用の影響を除かなければならない。このことに関して、KOIDE (1958) が段戸地域で行った研究は先駆的なもので、新・旧の時期の異なる花崗岩類にそれぞれ関係する変成作用を区別して論じた。また NUREKI (1974) は、岩国-柳井地域において、領家新期花崗岩および広島花崗岩による接触変成作用を広域型の領家変成作用と区別した。従来の領家変成作用の研究は重複するタイプの異なる変成作用の区別がなされなかったことに大きな問題があり、本地域も、この例外ではない。全体としての変成作用は互いに類似した鉱物組み合わせを示しており、重複した変成作用を識別するためには変成岩の示す鉱物組織に注目しなければならない。総じて、広域型の変成作用と接触型との区別は後者の方に定向性を示さない鉱物の再結晶によって特徴づけられる。

広域変成作用に関しては、SEO & HARA (1980) が、黒雲母片岩中の黒雲母の組織解析から、次のように4つの変形・変成時相を識別した。

第I時相；A-黒雲母に包有されるSi片理の形成に関する変形・変成作用。

第II時相；非変形条件下でのA-黒雲母の出現。

第III時相；A-黒雲母の結晶内すべり変形とそれに伴う粒内再結晶作用(=C-黒雲母の形成)。

第IV時相；Pressure solutionを主要機構とする変形作用によるA-黒雲母の形態定向配列の形成およびB-黒雲母と白雲母の再結晶作用(=Se片理形成)。

この時相区分は、雲母類以外の主要変成鉱物に対しても、組織解析によって適用が可能となる。

TABLE 1は、本地域の変成作用を泥質-砂質岩の鉱物組み合わせに基づいて、2つの広域変成帯と2つのタイプの異なる接触変成帯とに分類し、鉱物組み合わせの面からとらえて示したものである。各帯の分布はFIG. 5に示した。

TABLE 1. Mineral Assemblages in Pelitic and Psammitic Metamorphic Rocks.

Phase	Metamorphic zone	
	Zone I	Zone II
I	staurolite biotite garnet muscovite	?
II	A-andalusite K-feldspar A-biotite garnet A-cordierite	andalusite muscovite A-biotite garnet A-cordierite (?)
III	C-biotite	
IV	B-andalusite muscovite B-biotite garnet B-cordierite	sillimanite K-feldspar B-biotite garnet cordierite

Quartz and plagioclase are present in all samples.

本地域の変成分帯は諏訪(1973)の広域変成作用の温度構造図やYAMADA et al. (1974)の地質図にも示されている。これらには花崗岩類の貫入による接触変成帯は区別されていない。広域変成帯として珪線石帯が2帯示され、東西性の軸をもつ多軸的な分帯がなされている。このうち北側の珪線石帯は新期接触変成帯に相当し、珪線石(フィプロライト)の出現は広域変成作用によるものではなく、接触変成作用によるものである(この問題に関する資料は広島大学理学部地質学鉱物学教室に保存されている)。

次に変成帯境界と岩相境界との関係について述べる。接触変成帯は貫入した花崗岩類の形態に規制され、地質構造(岩相境界)とは斜交する。広域変成帯の第I帯と第II帯との境界

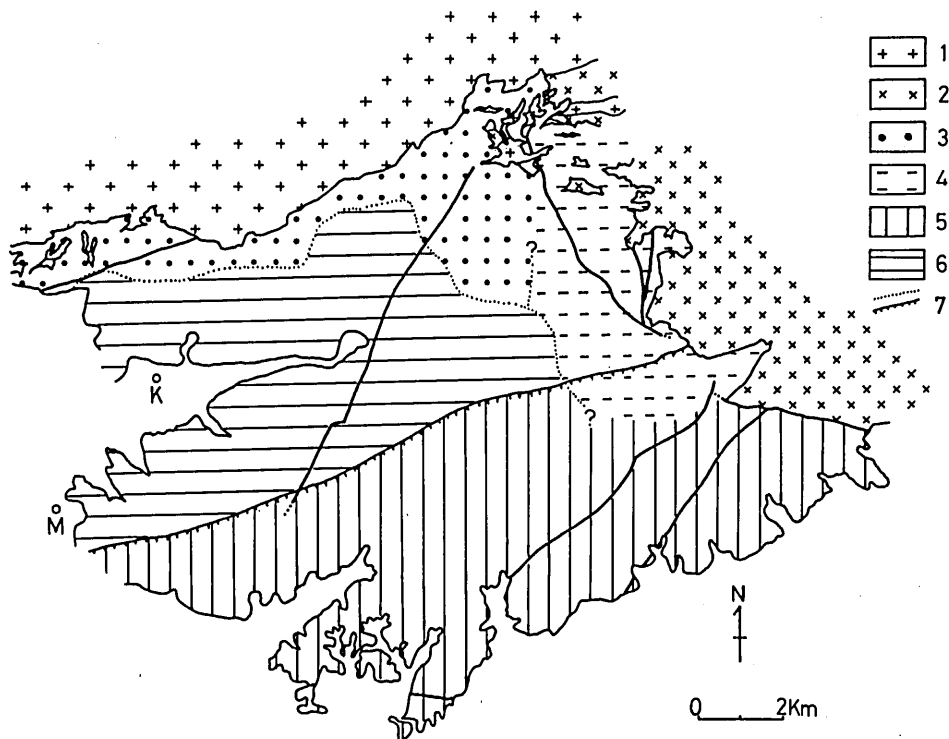


FIG. 5. Distributions of granites and metamorphic zones in the southwestern part of Mikawa Plateau.

1; Post-Nōhi granites, 2; Pre-Nōhi granites, 3; Younger contact metamorphic Zone, 4; Older contact metamorphic Zone, 5; Zone II, 6; Zone I, 7; Zone boundaries, K; Kashiyama, M; Motojuku.

は地質構造と若干斜交し、岩相境界がENE-WSW方向に対して帯境界はNE-SW方向に振る。地層区分の上からみると、この帯境界は桎山層の最下部に位置する。

### III. 岩石記載

#### A. 第I帯の岩石

##### 1. 泥質岩から由来した片岩

##### (a) 白雲母-黒雲母-片岩

これは第I帯の中で、もっとも広い分布をもつ岩石である。暗灰ないし銀灰色を呈し、黒雲母の変斑晶が目立つ試料では斑状組織を示すようになる。一般に細粒で、片理面が顕著に発達した岩石である。

主に石英、黒雲母、白雲母からなり、副成分鉱物としては、ざくろ石、堇青石、斜長石、

カリ長石、紅柱石などがある。これらすべてが共存する訳ではないが、ざくろ石や斜長石などは普遍的に出現する。また、一般的に伴われる微量成分鉱物は電気石、緑れん石、ジルコン、りん灰石、不透明鉱物(炭質物、鉄鉱物)などである。

石英は細粒(0.04~0.05 mm)で、雲母類によって構成される片理面の方向に伸びていることもあるが、モザイク状に近く、特に優白部の石英と斜長石はその傾向が強まる。また、黒雲母やカリ長石などの斑状変晶と同様に石英(石英プールの場合もある)は眼球状の変晶品としても観察される(PLATE I-1)。この変晶品はきわめて強い形態定向配列を示す。

黒雲母は SEO & HARA (1980) によって示されたように3種類の出現形態がある。まず、A-黒雲母と呼ばれるものは眼球状の斑状変晶(A-黒雲母)を示し(PLATE I-2, 3)、最大長径が1 mm以上に達することもある。石英や不透明鉱物などの包有物を含むことによりポイキロプラスティックになっている場合が多く、これらの包有物は、しばしば形態定向配列を示し、結晶内片理(Si)を形成する。また細かい不透明鉱物が結晶の中心部に集合し、汚濁している場合もある(PLATE I-3)。片理面に垂直に切った薄片において、黒雲母のへき開(001)面は、片理の方向とは無関係にランダム配列する。しかしながら、弱い形態定向配列を示す。このような黒雲母はSi片理の方位が片理(Se)と斜交することから結晶粒回転を生じている。また、弱い波動消光やキंकバンド等の結晶内変形構造も観察されることがある。

2番目のタイプはB-黒雲母(PLATE I-2, 3)と呼ばれ、新鮮な小型の鱗片状結晶をなし、後述する白雲母とともに格子形態定向配列を示し、顕著な片理(Se)を形成している。これらの雲母は眼球状のA-黒雲母やカリ長石などの変晶品を取り囲んでいる。大部分の岩石ではB-黒雲母の方が量的に少ない。しかし、犬迫の北西付近では、B-黒雲母が優勢となり、変形再結晶作用の局所的な違いを示しているのであろう。

最後のタイプはC-黒雲母と呼ばれ、A-黒雲母内に存在する細片で、結晶内すべり変形に伴う再結晶作用によって生じたものである。これら黒雲母の組織解析から、第I帯を代表する黒雲母片岩の変形変成史が論じられた(SEO & HARA, 1980)。

白雲母については、小型のフレイク状ないしは非常に細長い短冊状を示し、顕著な鱗片状組織を示す(PLATE I-2, 3)。B-黒雲母とともに片理(Se)を形成している。第I帯の岩石では、このタイプの白雲母の豊富さによって特徴づけられる。

ざくろ石は様々な形態をなし、粒径も0.15~1.0mm近くまで変化する。一般に見出されるタイプは円形に近い断面を示し、石英、黒雲母、不透明鉱物などの包有物を多量に含み、その配列方位は基質の片理面と斜交しており、すべり運動によって結晶粒回転が生じたことを物語っている(PLATE I-4)。一般に大型結晶は、ポイキロプラスティックで外形も不規則である。さらに、包有物の量が増すとスポンジ状ないし不定形の薄片として出現する場合もある。また、別なタイプとして片理面の方向に著しい伸びを示すものもある(PLATE II-1)。包有物は、石英、雲母類、不透明鉱物などで、時々斜長石を含むことがある。これらの包有物の配列方位は基質の片理と調和的である。以上述べてきた2つのタイプは他形結晶であるが、自形性のきわめて強い結晶も存在する。このタイプは一般的に細粒で、包有物をほとんど含まない。

董青石は、ごく稀に出現する。ポイキロプラスティックな結晶で、ある特定の層準に限られて出現することが多い。ほとんど分解して、褐色のピナイトや無色雲母集合体などの二次

鉱物に変わっている。これらの分解物は定向配列を示す白雲母やB-黒雲母にしばしば切られることから、第IV時相の白雲母などによる片理面形成前の産物と考えられる。

斜長石は、ごく少量認められ、ほとんど双晶を示さないが、二・三の薄片において集片双晶を示す変斑晶が存在している。この場合、集片双晶の方向は片理 (Se) に斜交し、結晶の角がとれ丸味を帯びており、結晶粒回転が生じたことを暗示させる。

カリ長石は薄いレンズ状をなして、変斑晶状に時折見出され、その内部に石英や不透明鉱物などの包有物が多量に観察される。カリ長石の変斑晶は、きわめて形態定向配列が強い。

紅柱石はポイキロプラスティックに出現する。卵形ないしレンズ状をなし、不規則な外形を示す。包有物の配列方位などからA-黒雲母、ざくろ石、カリ長石などと共にすべり変形により結晶粒回転を生じた時期があった。

電気石は、微褶曲軸に垂直に切った薄片において円形の断面を示す。これは、そのC軸が微褶曲軸にほとんど一致しているためであろう。粒径は小さく、0.03~0.08 mm程度である。ほとんどの結晶が累帯構造を示し、中心部は淡黄緑色ないし淡青緑色で、周辺部は褐色がかったくる。電気石は、白雲母-黒雲母-片岩では普遍的に産する微量成分鉱物である。すべての変成鉱物に重複して成長していることから、変成鉱物形成時相のうち最終時期に晶出したものであろう。

不透明鉱物も片理面と同一方向に伸長した形態を示す。

#### (b) 紅柱石-白雲母-黒雲母-片岩

この岩石はアルミナに富む層準にのみ産し、紅柱石は変斑晶として生じる。肉眼的には、黒味がかかった岩石で、灰白色ないしピンク色を示す紅柱石の変斑晶がよく観察できる。紅柱石変斑晶は野外において、2つの異なる産状を示す。それは試料において0.5~5.0mm程度の楕円体形の変斑晶として産するもの (PLATE II-2) と、C軸方向の長さが数cm~15 cmにまで達する自形的な変斑晶 (PLATE II-3) として産するものとに区別される。これらは鏡下においても明確に区別できる。まず、前者のタイプから鏡下における特徴を記載する。

この紅柱石は包有物を多量に取り込んでいる。包有物としては、石英、黒雲母、不透明鉱物などで、ある場合には、ざくろ石、十字石、白雲母なども含まれる。包有物は著しい形態定向配列を示し、直線状の片理 (Si) を構成している。結晶内片理 Si は岩石の片理 Se と様々な角度をなして斜交して、周囲をB-黒雲母や白雲母によって包まれる。このような紅柱石の構造特性はA-黒雲母の場合と酷似しており、変成史の上からみた生成時相は同一のものともみなされ、A-紅柱石と呼ぶ。A-紅柱石も形態定向配列を示すがA-黒雲母等に比べると、きわめて弱い。

一方、後者のタイプの紅柱石は鏡下において、ごく微量の石英、不透明鉱物などの小片を含む以外には、ほとんど包有物を伴わない。紅柱石の伸長方向は片理 Se の方向とおおむね一致している。したがって、このタイプの紅柱石変斑晶はB-紅柱石と呼ばれる。

本岩石は変斑晶として、A-黒雲母や稀に堇青石を伴う。基質部分は細粒で、構成鉱物や組織上の特徴は白雲母-黒雲母-片岩に類似する。次に、紅柱石-白雲母-黒雲母-片岩に属するが、堇青石や十字石を伴う試料について記載する。

最初に記載する含堇青石-紅柱石-白雲母-黒雲母-片岩は第II帯との境界近くの犬迫において採集された。この岩石はレンズ状の堇青石変斑晶の出現を除くと、紅柱石-白雲母-黒雲母片

岩と同様である。堇青石変斑晶は1~2mm程度の粒径を示し、共存するA-紅柱石よりも、いく分大型である。この出現頻度は小さく、薄片一枚当たり数粒程度見出されるにすぎない。堇青石変斑晶は多量の黒雲母、石英、白雲母、不透明鉱物などの包有物を含み、A-紅柱石ときわめて類似した構造特性を示していることからA-堇青石と呼ぶ。また、堇青石変斑晶はS字状構造を示す場合があり、B-黒雲母や白雲母によって規定されるSe片理形成時まで安定に晶出したことを物語っている。この堇青石変斑晶は共存するA-紅柱石とともに弱い形態定向配列を示す。

次に、堇青石を含む紅柱石-白雲母-黒雲母-片岩は第I帯の岩石に重複する新期接触変成帯近くの桜井寺に産する。この岩石は場合によって、堇青石が主成分鉱物となりうるほど、その容量比が高い。堇青石は巨晶をなしており、基質の片理を取り込みながら片理(Se)の方向に伸長している。したがって、Si片理とSe片理とは斜交することはない。このような構造特性をもつタイプの堇青石はA-堇青石とは区別され、片理Seが形成時あるいは形成された後に生成したと考えられ、B-堇青石と呼ぶ。また、この岩石にはA-紅柱石とそれを交代する白雲母集合体に包有されて、相当量の十字石が出現する。十字石はA-紅柱石変斑晶中で他形を示し、その伸長方向は、他の包有物の配列方位と一致し、共に形態定向配列を示す(PLATE II-4)。すなわち、A-紅柱石変斑晶内の片理(Si)を構成している。また十字石は、別の試料においてA-黒雲母にも包有される(PLATE III-1)ことから、このような変斑晶状結晶に含まれる包有物の生成時相と同一の産物といえよう。

### (c) カリ長石-白雲母-黒雲母-片岩

この岩石は局所的に白雲母-黒雲母-片岩に伴って産する。鉱物組み合わせおよび組織は白雲母-黒雲母-片岩と同様である。カリ長石は卵形ないし扁平なレンズ状の変斑晶として出現する(PLATE III-2)。この変斑晶は顕著な形態定向配列を示す。長径は0.3~1.0mm以上に達する。中心部に炭質物や丸味をおびた石英、黒雲母などが包有される。稀に微斜長石双晶やモアレ消光が認められる。カリ長石の容量比が増すと白雲母に乏しくなる傾向がある。

### 2. 砂質岩から由来した片岩

第I帯において砂質岩を原岩とする結晶片岩は白雲母-黒雲母-片岩のみである。本岩は、泥質岩や珪質岩と互層をなして産出するが、第I帯の南部に行くに従って、この岩石が優勢となる。肉眼的には灰色ないし灰白色を示し、片理の発達は泥質岩に比較して弱い。時に黒雲母に富むフィルム状の薄層が片理面に平行に発達することがある。

主成分鉱物は、石英、斜長石であり、副成分鉱物として黒雲母、白雲母などが加わり、緑れん石、電気石、りん灰石、ざくろ石、不透明鉱物などが一般的な微量成分として認められる。大部分の斜長石は双晶を示さない。累帯構造は鏡下では認められないが、変質によって内部がしばしば汚濁している。ごく稀に集片双晶を示す半自形変斑晶が存在する場合がある。この種のものは、弱い波動消光を示し、結晶の角が丸味をおびていることからA-黒雲母の生成によって代表される変斑晶形成期に出現したのかもしれない。雲母類の容量は泥質岩源のものに比較して著しく少ない。特に白雲母に乏しく、細片状の結晶がわずかに見られる程度である。しかし、局所的にポイキロプラスティックな結晶が観察される。片理面は白雲母ではなく、黒雲母の細片状結晶の定向配列によって示される。黒雲母には、泥質岩に含まれるものと同様に生成時期が異なるものが識別されるが明確には区別できない。ざくろ石



は不規則な外形を示す結晶が多い。電気石は累帯構造を示し、中心部から縁辺部に向かって、淡褐色から淡黄緑色に軸色に変化する。

### 3. 珪質岩から由来した片岩

この岩石の原岩は、ほとんどチャートに由来すると考えられる。優白質の石英に富む層と優黒質の黒雲母に富む薄層が繰り返す層状チャート起源のものが多いが、塊状の珪質岩も見出される。石英に富む層における石英粒径は、宮崎の南方500 m付近の試料において、0.05~0.15 mmと非常に細粒である。石英以外には黒雲母、白雲母、ざくろ石などが少量伴われるにすぎない。雲母類は細かい鱗片状をなし、片理を形成する。ざくろ石は片理の方向に伸長した結晶もしばしば観察される。

それに対して、黒雲母に富む層では、黒雲母以外に白雲母が主成分鉱物として加わり、ざくろ石、紅柱石なども稀に観察される。ポイキロプラスティックなA-黒雲母を、鱗片状のB-黒雲母と白雲母が取り囲む。ざくろ石は包有物を含み、結晶粒回転を示すものも見出される。このように優黒質部の鉱物組成および組織の特徴は第I帯の泥質岩中にみられるものに類似的である。

### 4. 塩基性岩から由来した片岩

第I帯では、塩基性岩を原岩とする変成岩は転石も含めて複数個の試料が採集された。それぞれ鉱物組成や組織が多様であり、原岩組成や活動時期の違いが反映されているのかもしれない。以下、代表的な試料を選んで記載する。

まず、石原付近のものは野外において、周囲の泥質岩の片理面と全く調和的に幅数十 cm程度の薄層として産する。暗緑色を呈す細粒の岩石で、肉眼的には1 mm前後の角閃石の変斑晶が観察される。主に、斜長石、緑色角閃石から成り、ごく少量の石英も伴われる。その他、スフェーン、緑れん石、りん灰石、不透明鉱物などが微量随伴する。斜長石は0.1 mm前後の粒径で、累帯構造は鏡下においては認められない。角閃石は片理を構成する細長い自形的な結晶と他形ないし半自形の変斑晶とに区別される。本岩は、唯一堆積岩源の塩基性岩である可能性がある。

次に、妙慶の北方約700 m付近に転石として見出される試料は、暗緑色を示し、角閃石、石英、単斜輝石などから成り、斜長石、スフェーン、りん灰石、不透明鉱物なども相当含まれる。また、黒雲母も微量認められる。緑色角閃石は変斑晶状をなし結晶粒回転しながら結晶成長が進んでいった形跡が認められる。単斜輝石はポイキロプラスティックで、角閃石に交代されることから角閃石より早期に出現した変成鉱物といえる。黒雲母は黄褐色を示し、基質部の不透明鉱物の配列などで示される片理 (Se) とは全く無関係な方向に成長しており、北方に分布する武節型花崗岩の熱的な影響かもしれない。しかし、この塩基性岩の周囲の泥質岩には接触変成作用の徴候は現れていない。

淡洲南部の林道沿いに産する塩基性岩は周囲の泥質岩の構造と非調和で脈状をなしており、壁岩との境界部には、すべり面が発達し、非常に強い圧砕作用を集中的に受けている。おそらく輝輝岩かドレライトの岩脈が原岩と考えられる。主な構成鉱物は、斜長石、黒雲母、角閃石、石英であり、りん灰石、不透明鉱物等が微量含まれる。再結晶作用が進み、ほとんどグラノプラスティックになっているが、部分的にサブオフィスティック組織が残存する場合もある。斜長石は、大部分が集片双晶を示し、短柱状のものやそれよりいく分

粒径を増した変斑晶状のものが共存する。黒雲母は黄褐色を示す鱗片状結晶である。角閃石は淡緑色で、黒雲母とともに片理を構成する。

夏山南方には、角閃石などの有色鉱物を多量に含む優黒色層と斜長石や石英を主体とする優白質層とによって、層状構造を示す比較的粗粒の岩石が存在する。この層状構造と周囲の岩石の片理面とは調和的である。この塩基性岩は主に斜長石、角閃石などから成り、石英、スフェーン、りん灰石などが副次的に見られ、さらに黒雲母、不透明鉱物が微量伴われる。基質部分の石英、斜長石などは変斑晶として存在する角閃石やスフェーンなどに比べて非常に細粒で、グラノプラスチックである。角閃石は緑色を呈し、集合状をなす場合が多い。複屈折の高いスフェーンは不規則な外形を示す。褐色黒雲母は時に角閃石などの内部に小型の細片状結晶として生じている。この現象は武節型花崗岩の貫入による熱的影響かもしれない。

最後に記載する試料は上衣文町から京ガ峰に至る林道沿いに転石として産出するものである。比較的細粒で暗緑色を呈している。ほとんど角閃石と斜長石とから構成され、副次的に単斜輝石、石英、スフェーンを含む。角閃石は淡緑色ないし無色に近く、定向性を示さない。単斜輝石は外形が著しく不規則で残晶状に少量観察される。

## B. 第II帯の岩石

### 1. 泥質岩から由来した片麻岩

#### (a) 珪線石-白雲母-黒雲母-片麻岩

第II帯には砂質岩や珪質岩に由来する片麻岩が大部分を占め、泥質岩起源のものは薄く層状に産するのみである。したがって、アルミニウム珪酸塩を多産するような岩石は、ごく稀に見出されるにすぎない。本岩石は灰色ないし灰黒色を呈し、アルミナに富む岩石では珪線石やフィブロライトの集合体が米粒大の白色スポットとして観察される。

この岩石の主成分鉱物は石英、黒雲母、白雲母、斜長石、フィブロライト、珪線石で、カリ長石は多量に含まれる場合と、少量あるいは、ほとんど含まれない場合とがある。副成分鉱物は、ざくろ石、堇青石などで、りん灰石、電気石、ジルコン、緑れん石、石墨、アラナイトなどが微量成分鉱物として、一般的に認められる。

石英と斜長石は基質部を構成し、グラノプラスチック組織を示す。石英とカリ長石との粒間には、しばしばミルメカイトが発達する。基質部分の粒径は第I帯のものに比べて、かなり粗粒化してくる。斜長石が集片双晶を示す割合も増加する。

第I帯との境界付近における黒雲母は、ポイキロプラスチックなもの(A-黒雲母)と鱗片状の結晶(B-黒雲母)とが見分けられるが、さらに南下すると、その区別は困難となる。おそらく、累進的な変成度の上昇により、片麻状構造の形成に参加する半自形黒雲母の再結晶作用が促進されていった結果であろう。この帯の黒雲母は、しばしば部分的にフィブロライトに交代されている。

白雲母は試料によって、その容量比にかなり変動がみられる。定向性を示さずポイキリティックな半自形結晶が大部分を占めるが、羽毛状のものや絹雲母状のものも見出される。また、堇青石やアルミニウム珪酸塩が分解した白雲母集合体やそれから成長した大型結晶も

あり、一般に低次の干渉色を示す。白雲母は黒雲母に重複して成長する 경우가多く、黒雲母に認められるような定向性はない。白雲母もまた、しばしばフィプロライトに交代される。しかし、さらに南下するとフィプロライトに交代されない白雲母が増加してくる。

珪線石とフィプロライトの産出状況は様々なものがある。特に黒雲母あるいは白雲母を交代したような産状を示すフィプロライトの生成は、変成作用の水蒸気圧を論じる上で重要な意味をもつ。

フィプロライトは試料によって、黒雲母と白雲母の両方を交代して生じている場合と、黒雲母あるいは白雲母のいずれか一方のみを交代するものがある。黒雲母が交代される場合は、その付近が脱色されていることが多い。また、卵形ないしレンズ状の脱色された黒雲母(A-黒雲母)からは、フィプロライトが束状の集合体となって片理面の方向に配列する(PLATE III-3, 4)。いわゆるネマトプラスチック組織を示す。それらは比較的粒度を増し、長柱状結晶になることもある。

白雲母の場合には、半自形状のポイキリティックな結晶の周縁や結晶を横切ってフィプロライトが生じている場合と、白雲母集合体の中心部に残晶状に存在する場合とがある。後者の場合はフィプロライトの集合体が水和し、再び集合状の白雲母に分解したものと考えられる。白雲母集合体の内部や周囲には、普遍的に細粒の石墨が観察される。また、フィプロライトは石英や不定形のカリ長石(PLATE IV-1)および、新鮮な堇青石の内部(PLATE IV-2)にも観察されることがある。

珪線石は長柱状をなし、C軸に直交する切り口では矩形を示し、その径は0.1~0.3 mm程度である。一般に、珪線石は黒雲母に伴って産出するが、雲母類とは無関係に集合状をなすこともある(PLATE IV-3)。

カリ長石はアルミニウム珪酸塩などの生成に関連した変成反応を考える上で重要であるが、フィプロライトや珪線石が存在している場合にも、共生しない場合と多量に伴われる場合とがある。第II帯には2種類のタイプのカリ長石が見出される。一つは、多量に石英や雲母、不透明鉱物などの包有物をあわ状に取り込み、わずかに微斜長石双晶を示す他形結晶である(PLATE IV-1)。そして別のタイプは包有物を全く含まず、微斜長石双晶の明瞭に発達するものとである(PLATE IV-4)。前者は第I帯との境界近くに見られ、後者は第II帯の南部地域に出現する傾向がある。

ざくろ石の産状は多様であるが、最少限2つのタイプに分けられる。まず、比較的粗粒で変斑晶状をなし包有物に富み、かつ割れ目が発達する不規則な外形を有する結晶である。それに対して、もう一方は粒径が、せいぜい0.1 mm前後の小型の結晶である。これは円形に近い断面を示し、フィプロライト集合体などに伴われて出現する(PLATE III-3, 4)。後者のタイプには組織的な二重構造が見られることがある。すなわち、中心部に包有物が集中し、その周囲を包有物を含まない結晶が取り巻く。

堇青石の出現頻度は小さく、黄褐色を呈するピナイトや白雲母集合体に交代されるものが大部分を占める。稀に比較的新鮮な変斑晶状堇青石が存在する。このタイプには、結晶内部に多数の針状珪線石の集合体が包有される場合がある。

微量成分鉱物として、一般的に出現する電気石は累帯構造を示し、緑褐色の中心部から褐色の縁辺部へと軸色に変化する。第I帯のものに比べると褐色を呈する部分の割合が増加す

る傾向がみられる。

(b) カリ長石-白雲母-黒雲母-片麻岩

この岩石は第I帯との境界近くに産する。石英、カリ長石、黒雲母が主成分をなし、白雲母、フィプロライト、ざくろ石、斜長石などを副成分鉱物として伴う。微量成分鉱物としては、電気石、石墨、ジルコン、りん灰石、緑れん石などが普遍的である。著しくグラノブラスティックな組織を有することで特徴づけられる。

カリ長石は他形のポイキロブラスティックな結晶として出現し、包有物として、石英、黒雲母、白雲母、フィプロライト、不透明鉱物などが見出される。稀に、微斜長石双晶が観察される場合がある。その他の鉱物については、珪線石-白雲母-黒雲母-片麻岩に類似する。

(c) 白雲母-黒雲母-片麻岩

この岩石は前記の2つの岩石に伴って少量産する。野外では前記の岩石より、やや黒味がかっている。

主に石英、白雲母、黒雲母、斜長石から成り、ざくろ石、堇青石、カリ長石が副成分鉱物として随伴する。微量成分鉱物としては電気石、石墨、緑れん石、ジルコンなどが、一般的である。黒雲母の鱗片状結晶によって片麻状構造が形成されている。白雲母には、黒雲母より大型でポイキリティックな結晶と、白雲母集合体から成長した低次の干渉色を示すものがある。これらの白雲母は、黒雲母のように定向性を示さず、しばしばフィプロライトによって交代される場合がある。その他、ざくろ石やピナイト化した堇青石が少量伴われることがある。

(d) 珪線石-紅柱石-白雲母-黒雲母-片麻岩

この岩石は珪線石-白雲母-黒雲母-片麻岩に伴って産し、両者は肉眼的にも鏡下においても大差はない。産地は本宮山に至る林道沿いの上河原および上長山である。2種類のアルミニウム珪酸塩鉱物(紅柱石と珪線石)が共存する事実は、組織的な面も考慮に入れた上で、変成条件を解く手がかりとなる。

上河原から産する試料は、石英、黒雲母、珪線石、フィプロライトから構成され、少量の斜長石、白雲母、ざくろ石、紅柱石を含んでいる。この紅柱石は他形をなし、低次の干渉色を示す白雲母の大型結晶の内部に存在する。この白雲母はフィプロライトには交代されていない。

上記の試料採集地から約1.5 km南方の上長山において第2番目の試料が得られた。この岩石の鉱物組成は石英、斜長石、カリ長石、白雲母、黒雲母、ピナイト化した堇青石、ざくろ石、珪線石、紅柱石である。紅柱石の周囲には白雲母を生じていない。この付近は第II帯の中でも珪線石とカリ長石が安定に共存する地域であり、領家帯の中では最高変成度を示す地帯といえよう。したがって、紅柱石は安定ではなく反応物の側に立つものらしく、融食され、他形を呈する。しかし、周囲の変成鉱物とは直接接し、紅柱石の近くには珪線石の長柱状結晶が集合状をなしている。

2. 砂質岩に由来した片麻岩

(a) 黒雲母-白雲母-片麻岩

野外では灰色ないし灰白色を示し、細粒ないし、中粒の岩石で、主に石英、斜長石、黒雲母、白雲母から成り立っている。カリ長石、ざくろ石、フィプロライト、珪線石、堇青石を

副次的に含み、微量成分鉱物として、りん灰石、緑れん石、ジルコン、石墨などが伴われる。石英や斜長石などの無色鉱物はグラノプラスティック組織を示し、ミルメカイトがしばしば発達する。大部分の斜長石は集片双晶を示すが、累帯構造は鏡下においては認められない。しかし、EPMAによる分析では、若干 An 成分に変化が認められる。黒雲母は比較的小型の半自形結晶を示し、この新鮮な鱗片状結晶によって片麻状構造が形成されている。第II帯においては、A-黒雲母は第I帯との境界近くの北縁部においては識別可能であるが、それ以南では不明瞭となる。これに対して白雲母は片麻状構造の形成には参加せず、多様な形態を示す。例えば、片理形成後に生成したポイキロプラスト、白雲母の小型結晶の集合体およびそれらから成長したと考えられる低次干渉色を示す白雲母、そして羽毛状をなす絹雲母(?)などである。カリ長石は泥質岩源の片麻岩においても記載したように、石英、雲母類、不透明鉱物などをあわ状に包有物として取り込む他形結晶と、微斜長石双晶を示す半自形的なものとが識別できる。本岩にもフィプロライトは雲母類を交代して、しばしば観察される。雲母類とは無関係な珪線石は、ごく稀に見出される。堇青石は変質して黄褐色のピナイトや白雲母集合体に変化している。しかし、量的には少ない。

#### (b) 珪長質片麻岩

この岩石は第II帯の全域にわたって広く分布する。片麻状構造は弱く、露頭においては灰白色を呈し、塊状に産する。主に石英、斜長石からなり、少量の黒雲母を伴う岩石である。以上の鉱物のほか、カリ長石、ざくろ石が含まれる場合もある。微量成分鉱物は第II帯における他の砂質岩源の変成岩と同様である。鏡下において、黒雲母は小型の半自形結晶が定向配列をなし、弱い片状組織を示す。白雲母は、ごく微量含有される。多くは絹雲母状を示すが、時にポイキロプラスティックな結晶も出現する。

#### (c) 黒雲母-片麻岩

本岩は珪長質片麻岩と同様に比較的分布が広い。石英、斜長石、黒雲母から成り少量のカリ長石、ざくろ石、フィプロライト、白雲母などが伴われる。石英や斜長石はグラノプラスティック組織を示す。斜長石は、ほとんど累帯構造を示さないが、大部分集片双晶を有する。片麻状構造は主に黒雲母の配列によって形成されている。この黒雲母は小型の半自形結晶をなし、時々フィプロライトによって交代される。ざくろ石には様々な形態のものが観察される。

### 3. 珪質岩に由来した片麻岩

主に黒雲母に富む優黒質の薄層と石英に富む優白質層とが互層をなしており、層状チャートが原岩と考えられる。しかし、一般に、この優黒質部分は不明瞭となり、全体として白色ないし灰白色の中粒塊状に近い岩石として観察される。

優白部には、石英以外の鉱物として黒雲母、斜長石、白雲母などが副次的に見られる。その他、ざくろ石が相当量含まれる場合もある。また、岩石によっては、フィプロライト、カリ長石なども微量含まれる。石英の粒径は第I帯のものに比べて粗粒化し、兩山から一宮に至る峠付近から採集された試料では0.6~1.0 mm程度の粒径を示し、さらに南方の千両近傍では、0.2~1.5 mmに達する。石英は、一般にグラノプラスティック組織を示して、弱い波動消光が認められる。斜長石の大部分は他形をなし、粒間充填的に産する。黒雲母と白雲母は量的に少なく、黒雲母のみが縞状構造に調和的な配列を示す場合が多い。フィプロライトは時

に、これらの雲母類を交代して生じる。

#### 4. 塩基性岩に由来した変成岩

塩基性岩は前述のように限定された分布を示し、本地域の中央部に広い分布をもつ本宮山層（砂質岩が主体）とその南に位置する千両層（チャートが主体）との境界付近以南に集中する。塩基性岩の片麻状構造は壁岩のものときわめて調和的であり、その片麻構造に調和的にシート状をなして産する。層厚は数cmから30mくらいまで変化する。塩基性岩と壁岩との境界部や割れ目にはアプライト質脈が、しばしば観察される。塩基性岩は中ないし粗粒の岩石で、灰黒色ないし暗緑色を呈する。半自形粒状の火成岩組織が残存するが、大部分、変成再結晶が進み、ほぼ等粒状のグラノブラスティック組織を示す（PLATE V-1）。原岩はドレライトないし斑れい岩と考えられ、第I帯などに分布する塩基性変成岩の原岩とは異なる。

主成分鉱物は斜長石、角閃石、黒雲母で、副成分鉱物としての石英の量には変動が大きい。微量成分鉱物としては、りん灰石、緑れん石、ジルコン、不透明鉱物などが、ごく普通に見られる。ある場合には、ざくろ石が含まれるが、角閃石とは共生しない。

ざくろ石を含む塩基性岩には2例あり、一つは、千両の北方において砂質片麻岩中に産するもので、有色鉱物は黒雲母が大部分を占め、直閃石が少量伴われる。別の例としては、炭焼の北方約500m付近のもので、珪質岩に伴われて産する。鏡下において、鉱物組成的には角閃石を欠き、泥質岩と類似するが、短柱状の斜長石に富み、An成分が高いこと、そして、黒雲母の容量比が著しく高いことなどの点で泥質岩とは区別される。角閃石を欠き褐色黒雲母を多量に含む岩石の存在は、初生的な角閃石が $K_2O$ の添加を受け、黒雲母に変わったと考えられる（花崗岩化作用）。

ざくろ石はポイキロブラスティックな結晶として出現し、石英、不透明鉱物、自形的な黒雲母などを包有物として取り込んでいる。斜長石は、集片双晶が発達し、累帯構造を示さない小型の自形的斜長石が粒間充填的な石英とともに見出される。

角閃石は、ざくろ石を含まない試料には大部分出現し、淡緑色ないし淡黄緑色の半自形結晶である。前述のように、千両北方の試料中には直閃石が含まれる。黒雲母は褐色種で、角閃石の粒径とほぼ同様であり、共に定向性を示さない。また、黒雲母は角閃石と密接に関係して生じている場合が多い。石英は粒間充填的に斜長石や角閃石の粒間に見られる。

## IV. 鉱物記載

### A. 斜長石

#### 1. 砂・泥質岩の斜長石について

斜長石は全域の砂・泥質岩中から見出される。粒径は変成度の上昇に応じて増大し、集片双晶を示す度合いも増加する傾向がある。第II帯の強く花崗岩化作用を受けた珪質片麻岩中にも、他形の斜長石が粒間充填的に見出される。

EPMAによって斜長石の核部と縁辺部のAn成分を測定して図示した（Fig. 6）。第I帯とII帯とを比較すると、第II帯の方が若干An成分に富む。しかし、これは第II帯の原岩に砂

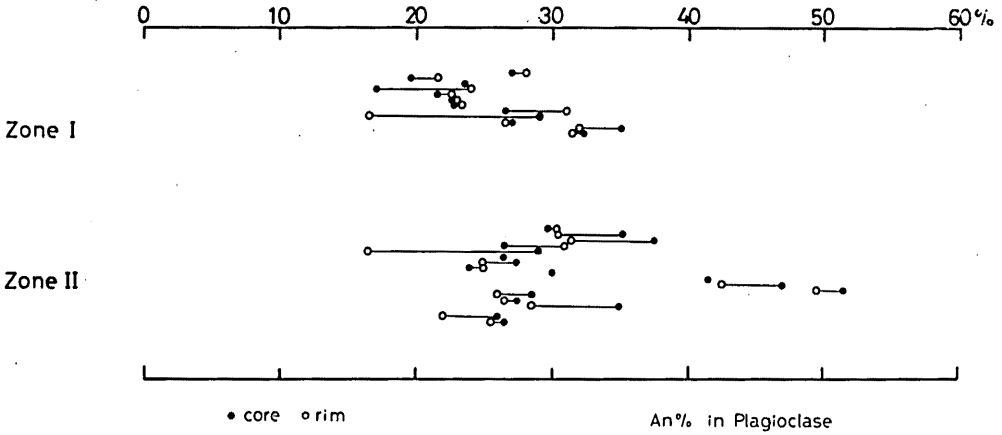


FIG. 6. An % in plagioclase from pelitic and psammitic rocks.

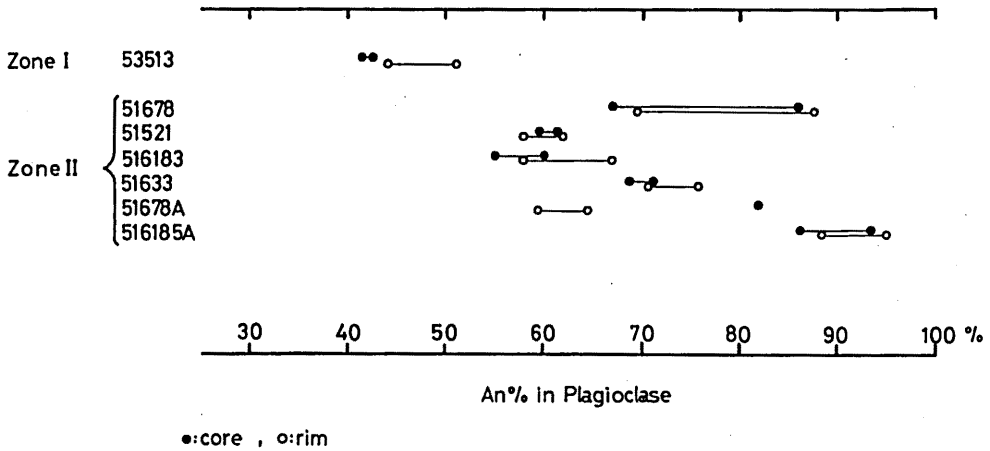


FIG. 7. An % in plagioclase from basic rocks.

質岩が多いという点に原因があるのかもしれない。したがって、斜長石の An 組成の変化は変成度に対応するものであるとは断言できない。鏡下において、累帯構造は認めにくい。EPMA による分析結果から核部と縁辺部とでは An 成分に差異が認められる。各帯に共通して、An 成分が縁辺部において高くなるものと低くなるものとが混在している。これは、結晶毎の晶出時期の違いや複雑な成長過程を示しているのかもしれない。

## 2. 塩基性岩中の斜長石について

斜長石は塩基性岩中においては、主成分鉱物であり、累帯構造は泥質岩中の斜長石に比べて顕著である。また、集片双晶を示すものも多い。An 組成は FIG. 7 に示すように泥質岩中のものよりカルシウム成分に著しく富む。このうち、累帯構造を示し、An 成分に富むものは火成岩起源の残存鉱物（第II帯の変斑れい岩）あるいは原岩の一部に石灰質起源のものも含

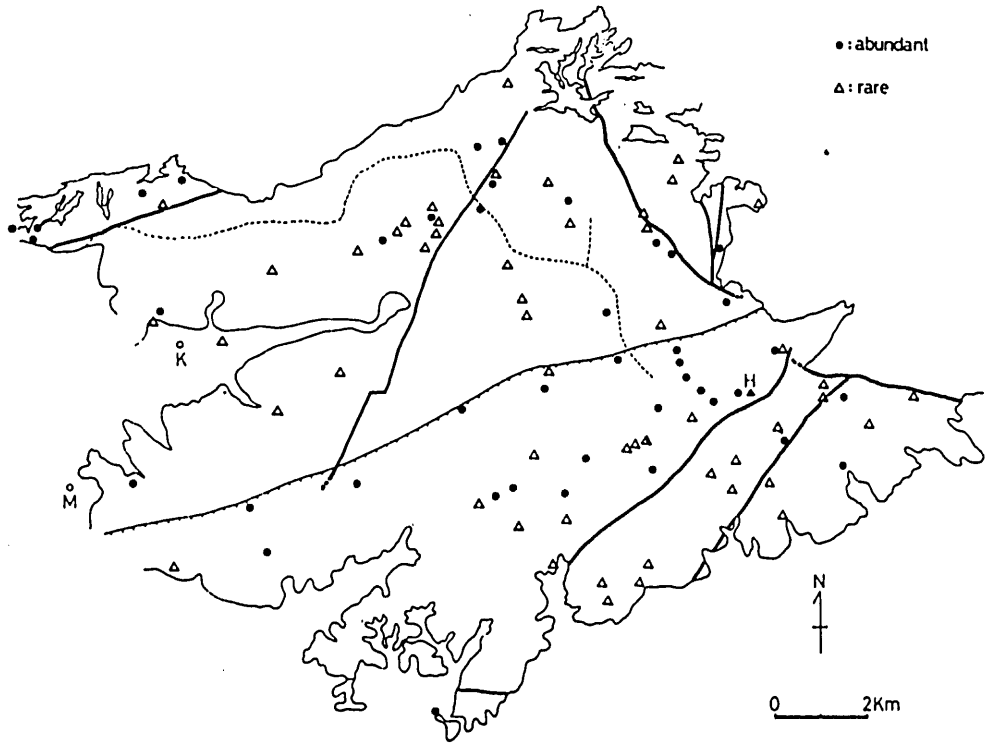


FIG. 8. Relative amounts of K-feldspar.

まれているのかもしれない。

### B. カリ長石

砂・泥質岩中に見出されるカリ長石には出現形態に次のような違いがみられる。すなわち、第I帯には、レンズ状ないし卵形の形態をなして出現し、中心部に包有物を含む。第II帯では、あわ状の石英や珪線石などの包有物を多量に含む結晶として産するほか、第II帯の高温部では包有物を含まない微斜長石質パーサイト構造を示すものも見出される。岩石試料中のカリ長石容量に関しては FIG. 8 に示すように第II帯の南端部において、その量が減少する。鏡下において、カリ長石には包有物による組織的な累帯構造が認められる場合もあるが、EPMA による組成的な変動はほとんどなく、均質とみなされる。カリ長石の分析結果は、共生する斜長石とともに三角ダイアグラムに投影し、両者を結合線で結んだ (FIG. 9)。なお、斜長石については複数個の結晶の中心部と縁辺部の平均組成がプロットされている。カリ長石の組成は  $Or_{75-95}$  の間にある。



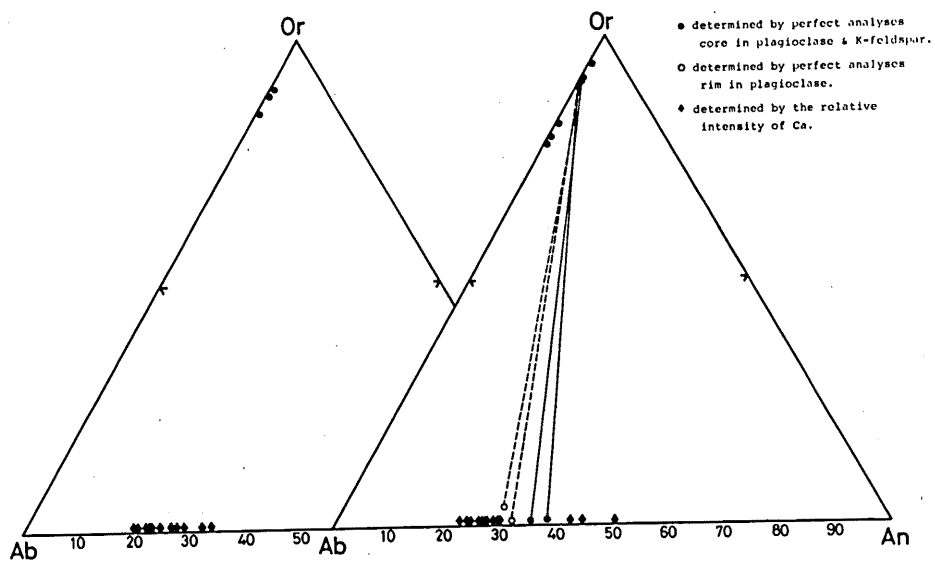


FIG. 9. Compositions of coexisting K-feldspar and plagioclase in pelitic rocks from Zone I and Zone II.

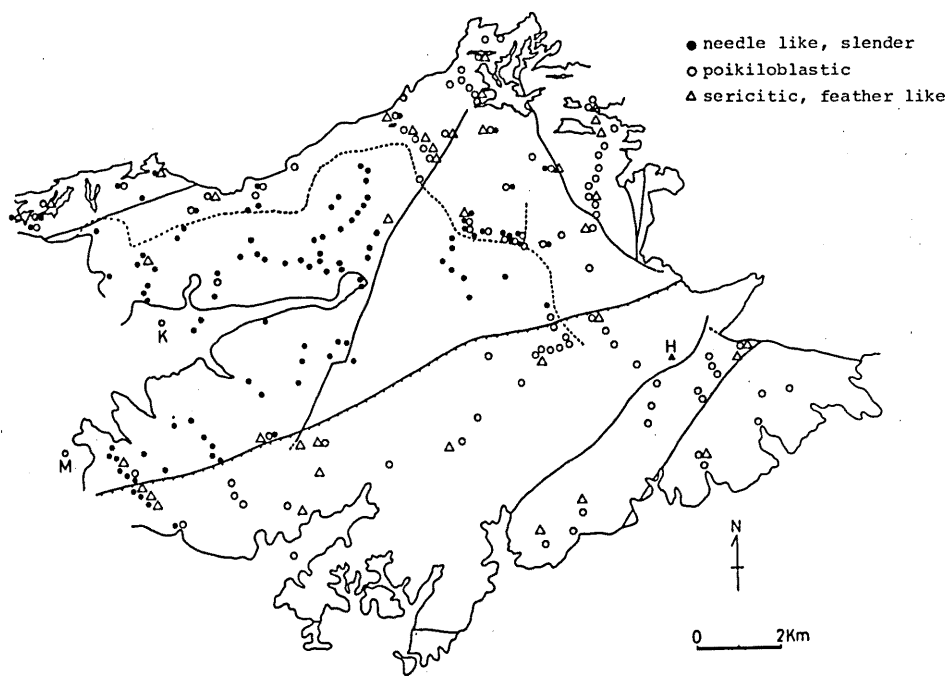


FIG. 10. Morphological variation of muscovite.

## C. 白雲母

白雲母は各帯の砂・泥質岩中に普遍的に出現する鉱物である。形態的な特徴は FIG. 10 に示す。第 I 帯では鱗片状結晶として出現し、片理 (Se) を構成する。それに対して、第 II 帯では短冊状、ポイキロプラスティックな斑晶状、羽毛状、細粒結晶の集合体など様々な形態をなして出現し、いずれも定向性を示さない。第 II 帯は、白雲母の分解により珪線石が生成することによって特徴づけられ、本来白雲母は安定ではない。このように白雲母が豊富に出現する理由は、後述の後退変成作用によって説明される。

FIG. 11 は MIYASHIRO (1973) によって提案されたダイアグラムであるが、各帯で測定された白雲母の平均分析値をプロットした。これらの白雲母はパラゴナイト分子に乏しい組成である。大部分の白雲母が同じような位置に投影されるが、第 II 帯のものには若干  $\text{Al}_2\text{O}_3$  の含有量が低いものがあり、低変成度での生成が考えられる。これは第 II 帯においては、変成作用の最盛期以降に、より低温の状態でも再結晶作用が行なわれたことが示され、その際の生成物とみなされる。

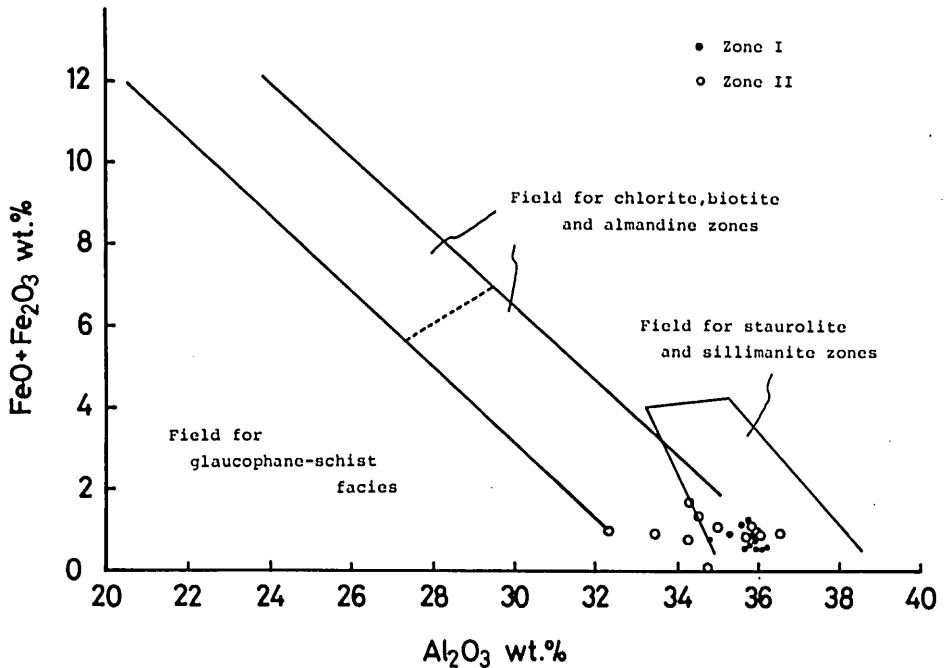


FIG. 11. Composition of muscovite. Each field is defined by Miyashiro (1973).

## D. 黒雲母

黒雲母は泥質・砂質岩中に主成分鉱物として含まれるばかりでなく、第 II 帯の塩基性岩中にも多量に出現する。岩石記載でも述べたように組織的な解析から、黒雲母には 4 つの異なる

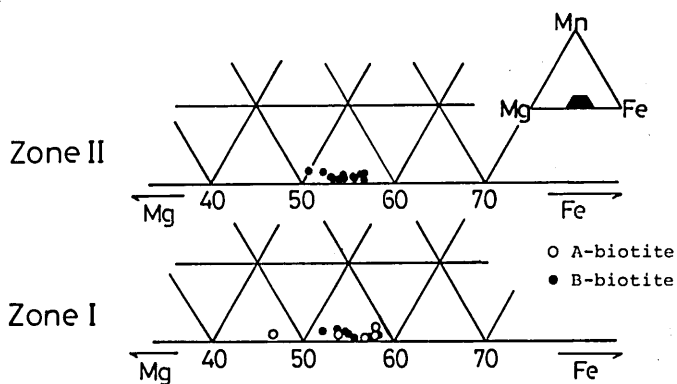


FIG. 12. Plots of biotite on Mn-Mg-Fe triangle in pelitic rocks.

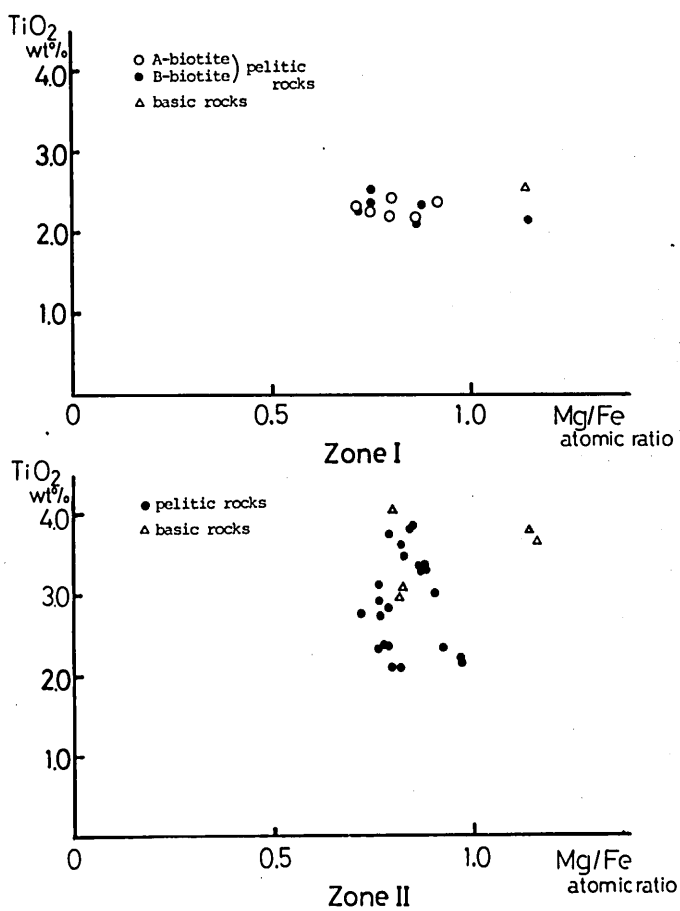


FIG. 13. Plots of biotite on  $TiO_2$ -Mg/Fe.

る出現時相が存在することが判明した。

泥質岩に含まれる黒雲母の軸色は、いずれも褐色ないし赤褐色を示し、変成度の違いによる変化はみられない。一方、塩基性岩においては、第I帯では黄褐色種を示すのに対して、第II帯では褐色種である。

各帯の黒雲母は、その出現形態に応じて、EPMAによって分析された。ただし、ここでは主要な鉱物生成時相である第IIと第IV時相を区別して示した。その結果は Fig. 12 の Mg-Fe-Mn 三角ダイアグラムに図示する。出現時相の異なる黒雲母の組成差は有意なものではない。また各帯ごとに比較しても組成的な差異は、ほとんど認められない。同時に塩基性岩に含まれる黒雲母についてもプロットしたが、このダイアグラムに関する限り泥質岩中のものと組成的には変わらない。

次に  $\text{TiO}_2$  と Mg/Fe 比との関係を Fig. 13 に示した。 $\text{TiO}_2$  の含有量に関して、第I帯と第II帯とを比較すると、第II帯の方が明らかにその含有量が高く、変成度の違いを反映していると考えられる。Mg/Fe 比に関しては顕著な違いはみられない。塩基性岩中に含まれる黒雲母は泥質岩中のものに比べて、 $\text{TiO}_2$  に関して若干高い値を示している。

## E. ざくろ石

ざくろ石は本地域の砂・泥質岩には副成分鉱物として、しばしば観察され、出現頻度は高い。塩基性岩にも2試料に含まれる。

岩石記載の項でも述べたように、ざくろ石は鉱物組織上の特徴だけから、その品出時期を決定することは困難であるが、識別可能なものに関して記述する。第I帯において、A-紅柱石、A-黒雲母内に包有鉱物として産するものは、おそらく十字石と安定に共存するものであろう。基質部にあって、ざくろ石の結晶内片理から結晶粒回転を示すものは、A-黒雲母によって代表される形成時相に対応するものと考えられる。片理に沿って伸長した結晶は、この片理面 (Se) の形成期に再結晶作用によって生じたのであろう。第II帯には組織的にみて形成時相の異なるタイプのざくろ石がある。そのうち、第IV時相に対応する時相に再結晶したものは小型で比較的自形性が強く、包有物を含まないタイプである。それに対して、大型の変斑晶状をなし、包有物を多く含み不規則な外形を呈するものは具体的な出現時相は明確ではないが、前者のざくろ石より古い時相の産物であろう。以上述べてきたように、ざくろ石の形成には様々な反応が考えられる。

Fig. 14 a, b は、各帯におけるざくろ石の累帯構造を示したものである。これは、ざくろ石の中心部を通るように切った断面において、その粒径に応じて、3ないし6点の分析を行ない、Fe, Mg, Mn, Ca の4元素に関する変動を示した。第I帯では、結晶の大部分が正累帯を示し、その周囲を逆累帯を示す部分を取り囲む複合型のゾーニングパターンが一般的である。他方、第II帯では完全な正累帯を示すものは存在せず、逆累帯を示すものが増加する。そして複合型も著しく減少する。しかも結晶の中心部に残存する正累帯部の占める割合も第I帯のものよりも少ない。図示したゾーニングパターンは左右対称になる場合はきわめて少なく、ざくろ石の結晶成長が一率ではなく片寄っていたことが示される。この原因の一つとして、ざくろ石に外接する鉱物の種類によって結晶内部の元素濃度分布が不規則になる例が

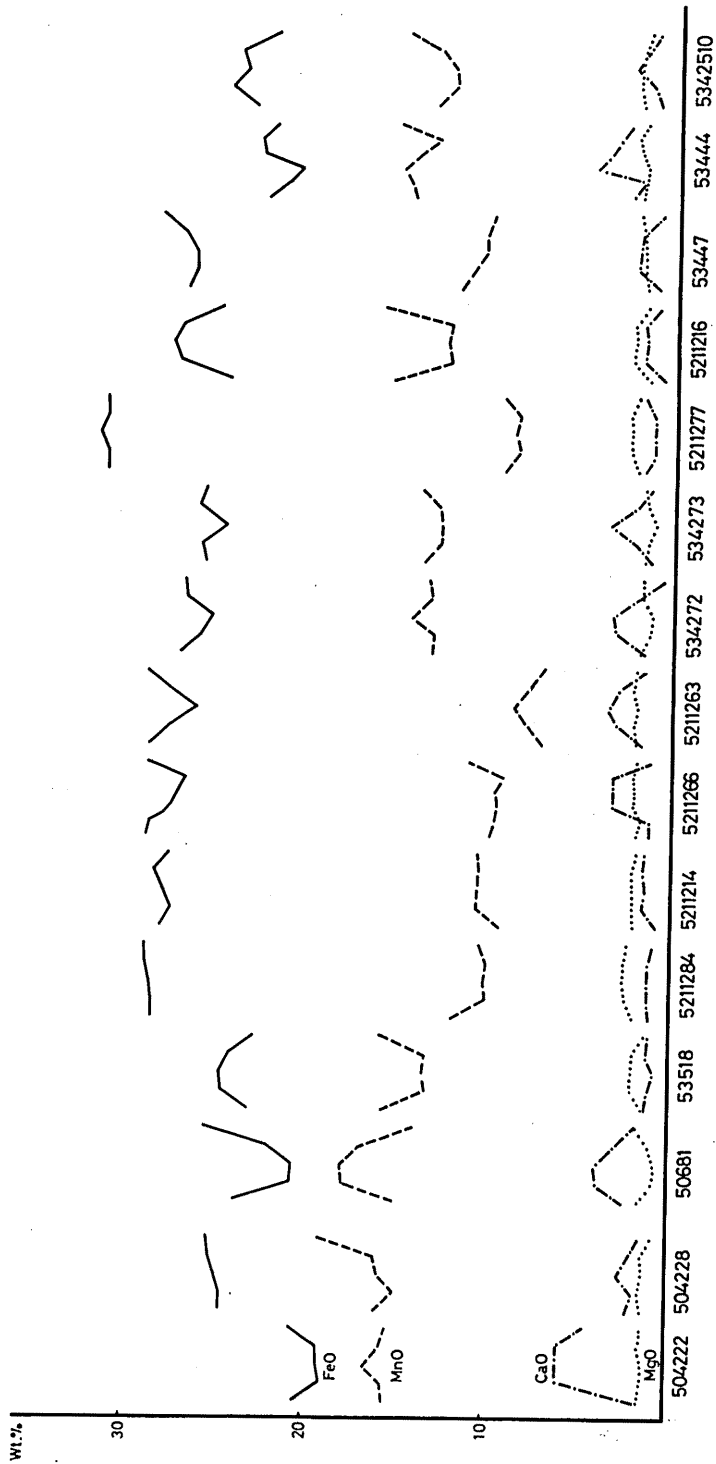


FIG. 14 a. Zonal profiles of garnets from Zone I.

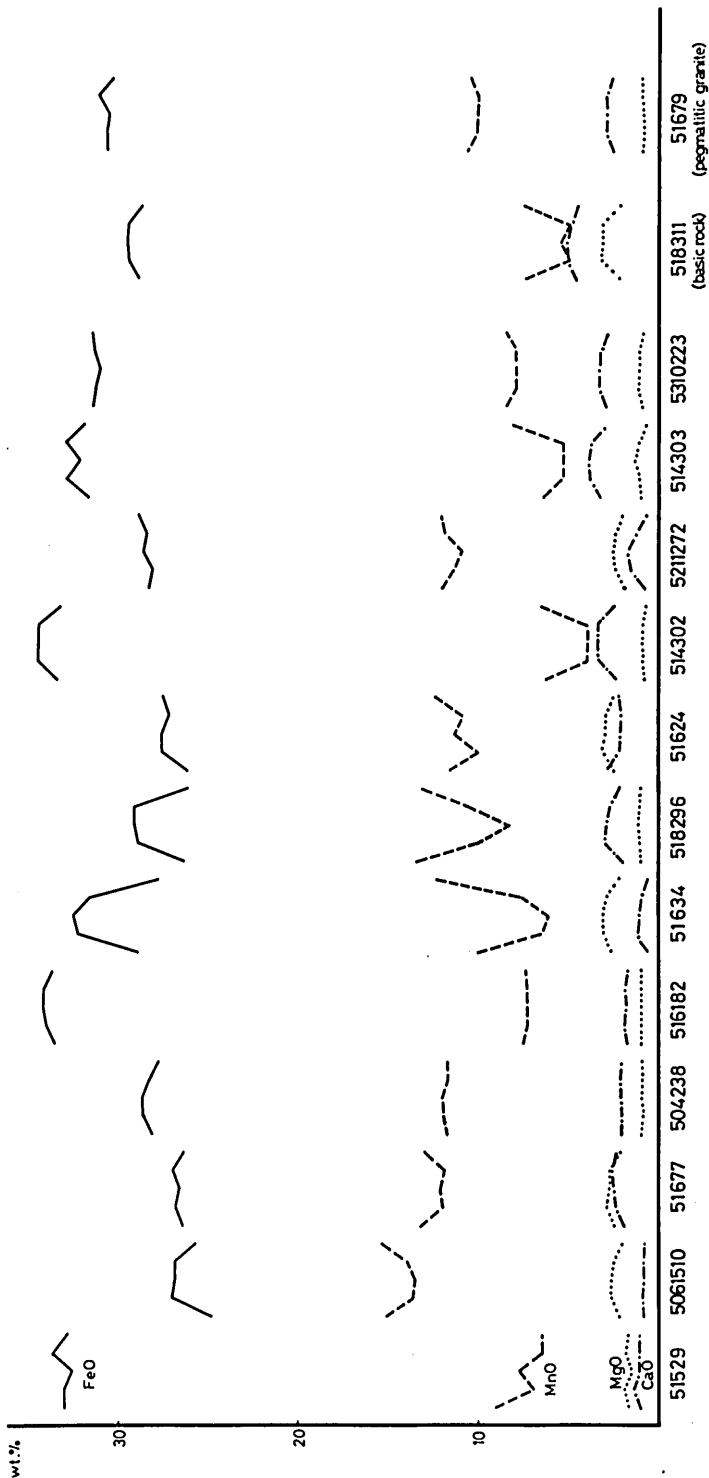


FIG. 14 b. Zonal profiles of garnets from Zone II.

見出されている。

ざくろ石の累帯構造に関しては、坂野・地井 (1976) にも詳細に述べられているが、その形成モデルには、HOLLISTER (1966) や ATHERTON (1968) の fractionation モデル、ANDERSON & BUCKLEY (1973) の拡散モデル、そして、MIYASHIRO (1953) によって示された変成度の増加に伴う MnO の減少と FeO, MgO の増加モデルなどがある。以上は MnO の含有量が結晶の中心部で高い値を示す正累帯構造についてであったが、逆累帯構造 (結晶の縁辺部に向かって MnO 量が増加するタイプ) は複変成作用 (HOLLISTER, 1969, EDMANDS & ATHERTON, 1971, KANO & KURODA, 1973), resorption (坂野・地井, 1976 など), あるいは温度・圧力などの物理条件や反応系の変化などによっても生じるとされている。

第 I 帯のざくろ石に見られる正累帯の縁辺部に逆累帯が重複するものは resorption あるいは物理条件の変化などによって生じたと考えられるが、明確ではない。第 II 帯の逆累帯構造は、共存する鉱物において後退変成作用が確認されており、おそらく resorption によって形成されたと考えられる。EPMA による分析結果から、本地域のざくろ石は、アルマンディンとスペサルティンの中間的な組成を示している。ざくろ石の核部から縁辺部に向かう成分

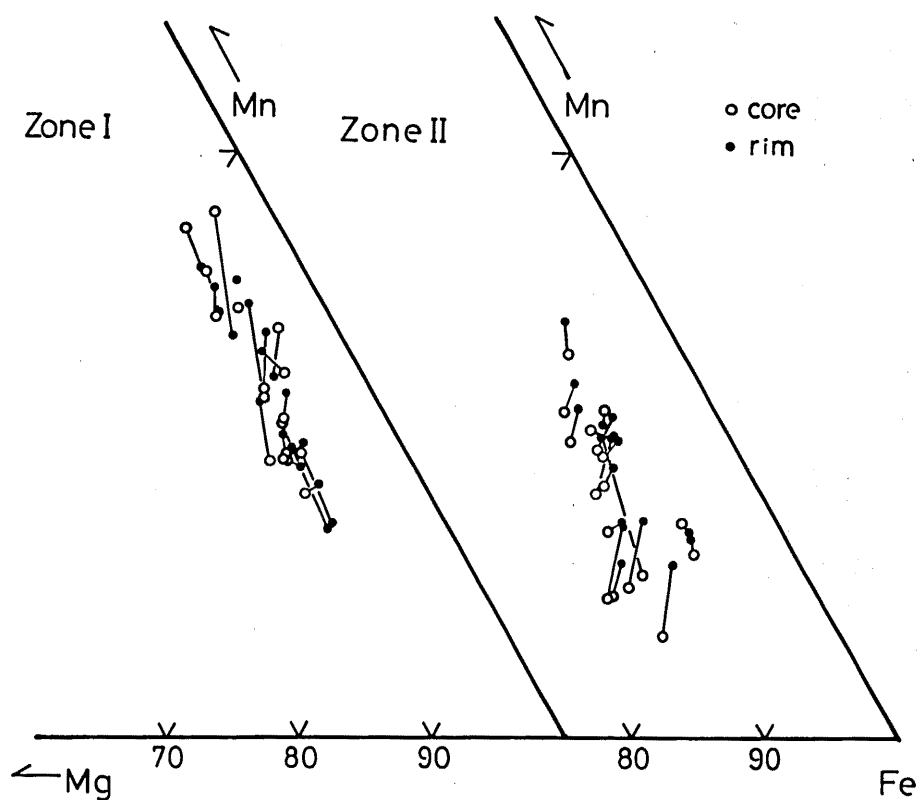


FIG. 15. Triangular plots of zoned garnets based on atomic percent of Mn, Mg and Fe. Solid circles; core, Open circles; rim.

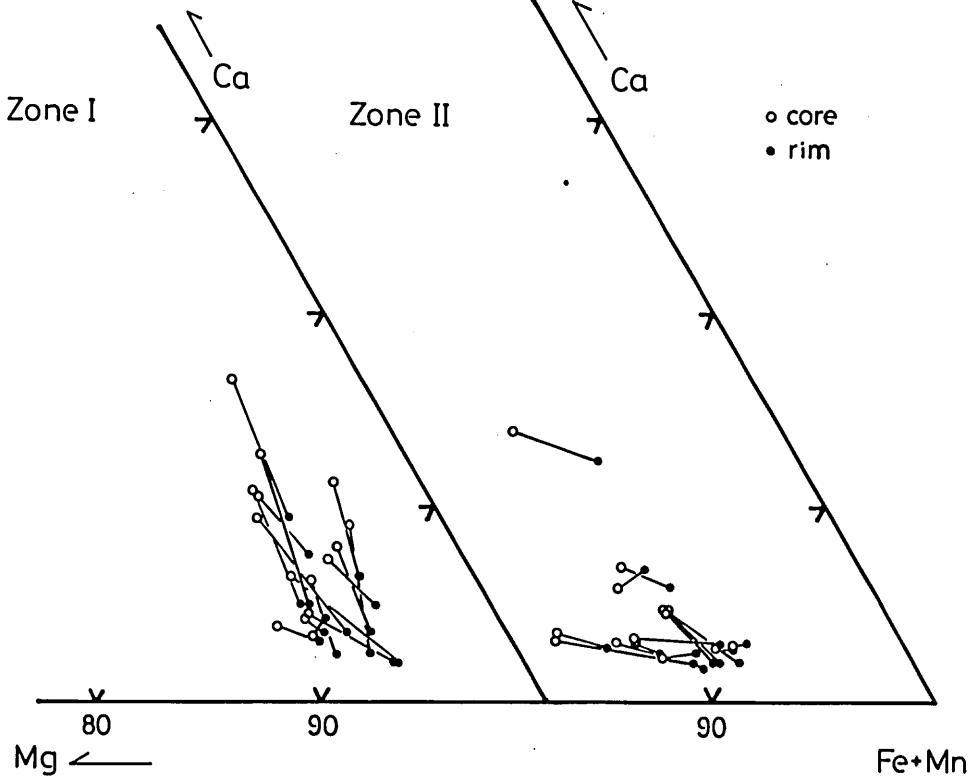


FIG. 16. Triangular plots of zoned garnets based on atomic percent of Ca, Mg and Fe+Mn. Solid circles; core, Open circles; rim.

変化を Mn-Mg-Fe ダイアグラムに投影すると、FIG. 15 に示すようになる。第 I 帯のざくろ石は、全組成的には比較的まとまった位置を占めている。累帯構造に関しては、正累帯と逆累帯の両方を示すので、結晶の核部から縁辺部に向かう組成変化の方向はお互いに逆向きになる。第 II 帯は、第 I 帯に比べて全体的にやや Mg と Fe に富む傾向がある。また、一般に個々のざくろ石の組成変化の範囲は少ない。

次に Ca-Mg-(Mn+Fe) 図にプロットしたものが FIG. 16 である。第 I 帯と第 II 帯の両方とも結晶の核部から縁辺部への組成変化の方向は、大部分 Mn+Fe 頂点に向かっている。第 I 帯のものは結晶の核部で CaO に富むのに対して、第 II 帯のものは、CaO に乏しい。MgO に関しては、第 II 帯の核部において高い値を示す。第 II 帯の原岩は砂質岩が多く、第 I 帯に比べて全岩組成的にはカルシウムに富むことが予想されるにもかかわらず、ざくろ石の CaO 含有量は低く、MgO に富む傾向は、変成度の違い、すなわち第 I 帯よりも第 II 帯の方が変成度が高いことを示唆している。

次に SAXENA (1968) の図に修正を加えた唐木田 (1974) のものにプロットすると、FIG. 17 に示すようになる。本来 Ca に富む角閃石や輝石と共存する Mn の少ないざくろ石における Mg/Fe 比と Ca との関係から、そのざくろ石が生成したときの変成度を予測できるというものである。この考えを泥質岩中のざくろ石にも適用して、経験的に、A (グラニュライト相)、



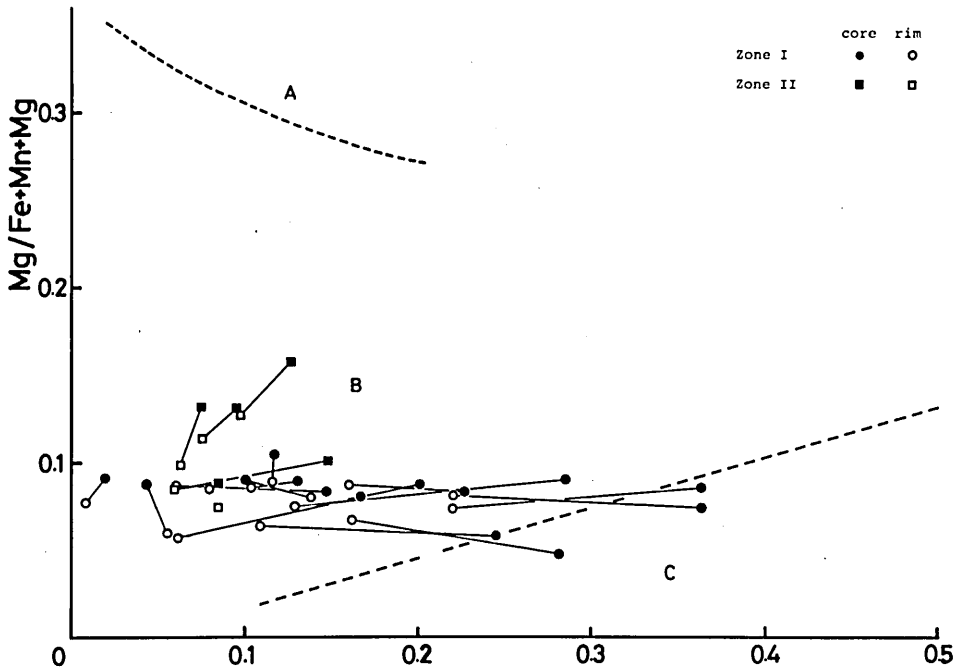


FIG. 17. Compositions of garnets as related to the metamorphic grade. A; granulite facies, B; amphibolite facies, C; epidote-amphibolite facies and greenschist facies.

B (角閃岩相), C (緑れん石-角閃岩相) の変成領域が得られている。本地域のざくろ石は、ほとんど角閃岩相の領域にプロットされるが、第 I 帯から産するざくろ石の核部は緑れん石-角閃岩相の領域から出発するものがあり、縁辺部でより高い変成度を示す。第 II 帯のものは、すべて角閃岩相の領域に入り、Ca の変化量より Mg の変化量が大きくなる。この図に關しても、第 II 帯の変成岩の方が第 II 帯のものよりも相対的に高い変成度を示しているといえよう。

#### F. 董青石

董青石は、第 I 帯において、変斑晶として出現し、構造特性的に A-黒雲母に酷似するもの (A-董青石) と片理 (Se) 方向に伸長する結晶 (B-董青石) とがある。また S 字状を示す変斑晶もあり、黒雲母の時相解析から決定された第 II から第 IV 時相にかけて安定に晶出したことが示される。第 I 帯の董青石には変質したものが多いのに対して、第 II 帯には比較的新鮮なものも見出される。董青石は一般には雲母類の分解によって生成すると考えられるが、第 II 帯の高温部では、珪線石が包有されるものがあり、珪線石の分解反応によっても形成されている。これらは、後述するように変成反応を考える上で、きわめて重要である。

董青石は分析に適した試料が得られにくい、第 I 帯からは B-董青石、そして第 II 帯からは珪線石を内包した董青石の分析結果が得られたので、共存する黒雲母とざくろ石とともに

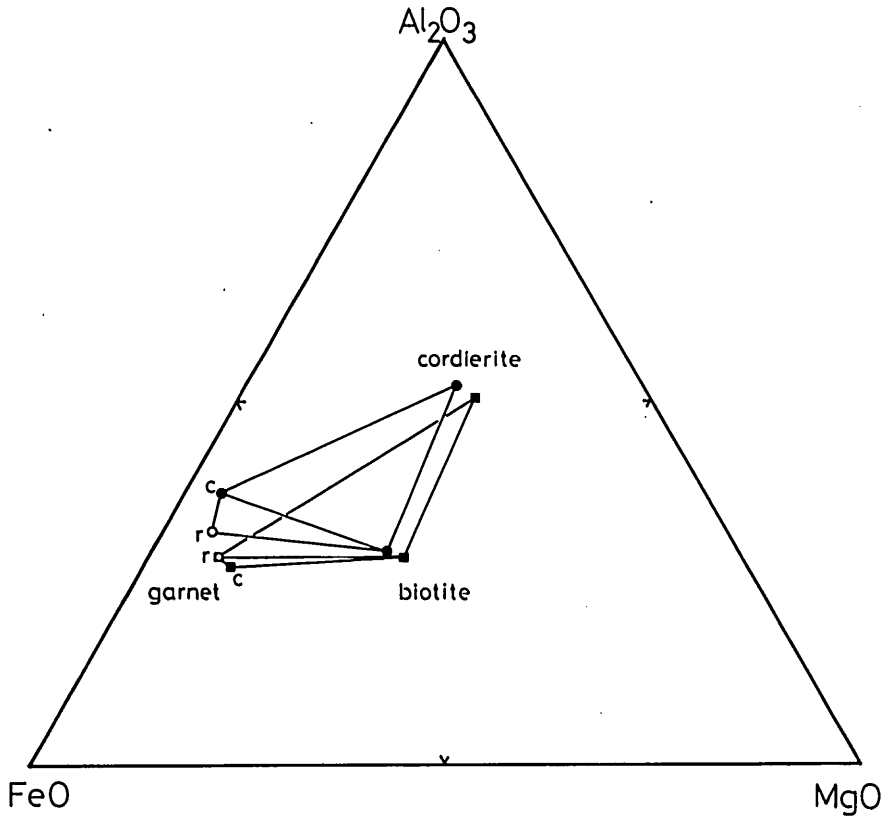


FIG. 18. Coexisting cordierite, garnet and biotite, plotted on  $\text{Al}_2\text{O}_3$ -FeO-MgO diagram. c ; core, r ; rim.

$\text{Al}_2\text{O}_3$ -FeO-MgO 三角ダイヤグラムにプロットした (FIG. 18)。分析した堇青石はかなり Fe を含んでおり、 $\text{Mg}/(\text{Mg}+\text{Fe})$  比は第 I 帯のもので、0.53、第 II 帯のものは、0.58 である。この比は共存する黒雲母の  $\text{Mg}/(\text{Mg}+\text{Fe})$  比に比べて、いずれも大きい値を示す。AFM 三角ダイヤグラムにおいて堇青石-黒雲母-ざくろ石の組成を結んでつくられる三角形が M 成分に近づくほど相対的に変成度 (圧力) が高いとされている (CHINNER, 1962)。本地域の場合、第 II 帯の方が第 I 帯よりも高い圧力を示している。この場合、第 I 帯の黒雲母は B-黒雲母であり、第 IV 時相の変成度の比較である。しかし、厳密には全岩組成の検討が必要であろう。

## G. アルミニウム珪酸塩

### 1. 紅柱石

岩石記載の項でも述べたように、第 I 帯には広域変成作用で生じた紅柱石には 2 つの出現時相があり、それぞれ形態も異なる。

一つはポイキロプラスティックで結晶粒回転を示し、A-黒雲母と同様の構造特性を示す A-紅柱石である。今一つは包有物を含まず自形性の強い B-紅柱石で、その長軸方向は結晶片岩の示す線構造と一致する。後者はピンクがかった軸色を示すことがある。また紅柱石は第 II 帯（珪線石帯に相当）にも残留鉱物として見出される。

紅柱石は斜方晶系に属し、鏡下では直消光を示すが、本地域では、大部分の結晶が斜消光を示す。その消光角は変化が大きく、 $30\sim 40^\circ$ にも達する場合がある。このような光学異常を示す結晶を X 線回折法によって調べたが、解決できなかった。また Mn や Fe の含有量に関しても測定したが、特に異常な値は示さなかった。紅柱石の光学異常については今後検討を要する。

## 2. 珪線石・フィプロライト

珪線石は柱状結晶をなし、フィプロライトは繊維状結晶を示す。フィプロライトは非常に細かい珪線石と石英の集合からなっている (BELL & NORD, 1974) と考えられている。

領家帯の珪線石の生成については過去多くの議論がなされている。そのうち HAYAMA (1956, 60, 64) は長野県駒ヶ根地域で、珪線石は最初、紅柱石を交代して生じ、さらに高い変成度に至って白雲母の分解によって生成するとし、それぞれ第一珪線石帯、第二珪線石帯とした。そして、これらの形成される物理条件も違うはずであると指摘した。

本地域ではフィプロライトと珪線石は第 II 帯に産する。フィプロライトは FIG. 19 に示すように、第 I 帯から変成度が上昇して第 II 帯に入ると、黒雲母と白雲母を交代して出現し始める。この出現様式には 3 つのタイプがある。まず、雲母の周囲や一部を交代し、顕著な方向性を示さない針状結晶として出現するタイプ、次は雲母を交代する集合体が片麻状構造の形成に参加するタイプ。そして第三番目のタイプは、白雲母の内部に見出されるものである (PLATE V-2)。最後のタイプは、第 II 帯の南端部に観察され、より低温の後退変成作用 (同時に水の添加もあったと考えられる) を受けてフィプロライトが白雲母に分解する過程を示している。それに対して、前記の 2 つのタイプは雲母からフィプロライトが生成する累進的な過程を示しているといえよう。FIG. 19 に示すように、第 II 帯でも北部に位置するところでは、カリ長石中に珪線石の針状結晶が石英や不透明鉱物などとともに包有される場合が、しばしば見受けられる。これは白雲母と石英の反応によって珪線石とカリ長石を生じる反応が考えられ、両者は同時晶出を示しているのであろう。第 II 帯でも、より南部に位置する部分では、フィプロライトに交代されない白雲母が大部分を占め、黒雲母のみが交代される (FIG. 19)。また、珪線石の集合体は董青石に内包されて出現する場合もあり、珪線石の分解過程を示している。その他、珪線石の針状結晶は石英や斜長石の内部にも若干見出されることがある。そして、この第 II 帯では雲母類とは無関係に珪線石の長柱状結晶が観察される。

第 II 帯では、紅柱石が残晶として存在することは前述のとおりであるが、この紅柱石は周囲が白雲母によって取り囲まれる場合と、他の変成鉱物と接して産する場合とがある。しかし、前者の場合、白雲母の集合体がフィプロライトや珪線石に交代された形跡はない。これは、CARMICHAEL (1969) が示したように珪線石の核形成は別の場所で起こったのかもしれない。第 II 帯の南部では、単独結晶としての珪線石の出現頻度が増すが、共生するカリ長石の量は減少する。これは、後退変成作用などによって雲母類が形成される際に消費されたとも解釈される。このタイプの珪線石は雲母類を交代することによって生じたものではなく、紅

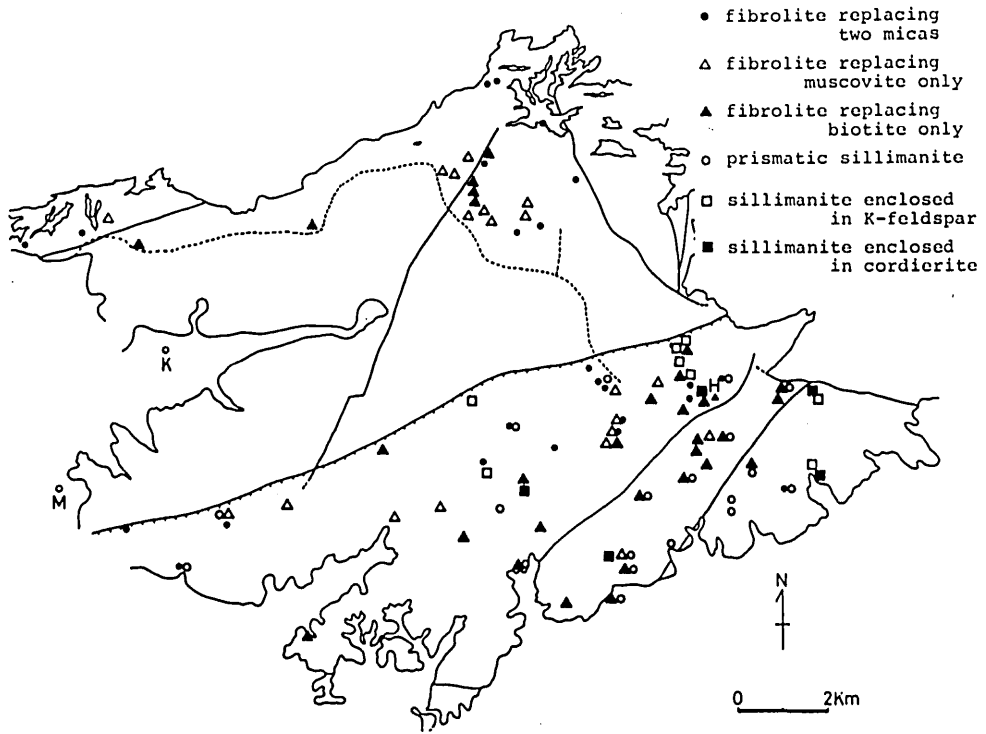


FIG. 19. Distribution of sillimanite and fibrolite.

柱石からの相転移によって生じた可能性を示すものかもしれない。しかし、この現象を示唆するような鉱物組織は、まだ見つかっていない。以上述べてきた単独結晶としての珪線石と雲母類を交代して生じたフィブライトの生成条件は後述するように HAYAMA (1956, 60, 64) 等によって示された P-T path とは若干異なっている。

#### H. 角閃石

角閃石は、著しく花崗岩化作用を受けたものを除いて、大部分の塩基性岩中に主成分鉱物として産する。第 I 帯の塩基性岩はその起源や活動時期が明確に決定できないため、含まれる角閃石についても、一律に議論できない。第 II 帯の塩基性岩の原岩は斑れい岩であり、角閃石は主成分鉱物である。一例ではあるが、直閃石とざくろ石が共存する試料も見出された。

RAASE (1974) は角閃石中の  $TiO_2$  濃度は変成度 (温度) の上昇に伴って増大することを示した。これは高温条件下で角閃石中のツェルマク分子の分解による Al 八面体を補うために Ti が収容される結果であるとした。そして変成度の上昇に伴い、角閃石中に含まれる  $TiO_2$  含有量は増加し、それぞれの変成相について、その含有量の上限が規定されることを統計的に示した。本地域の角閃石の  $TiO_2$  含有量を RAASE の図にプロットすると FIG. 20 のようにな

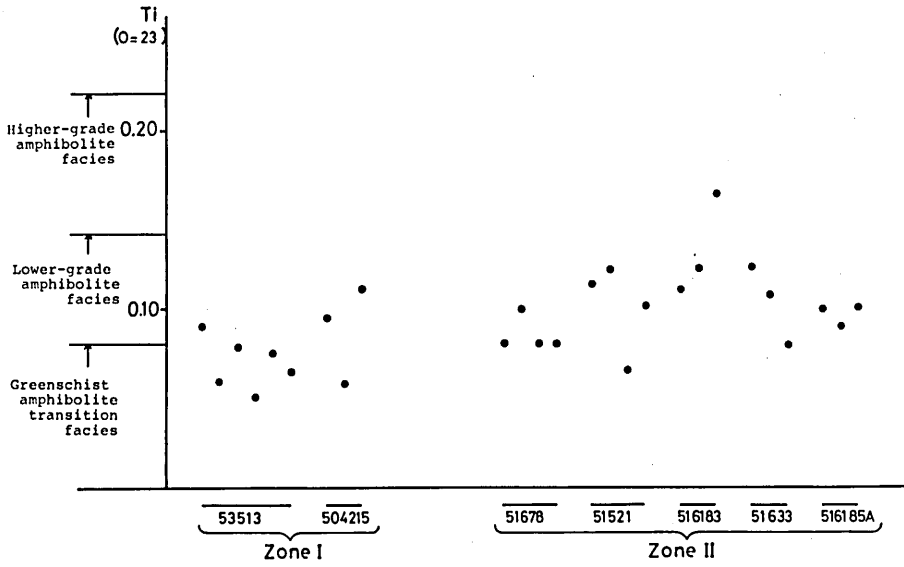


FIG. 20. Ti-contents in amphiboles as related to the metamorphic grade.

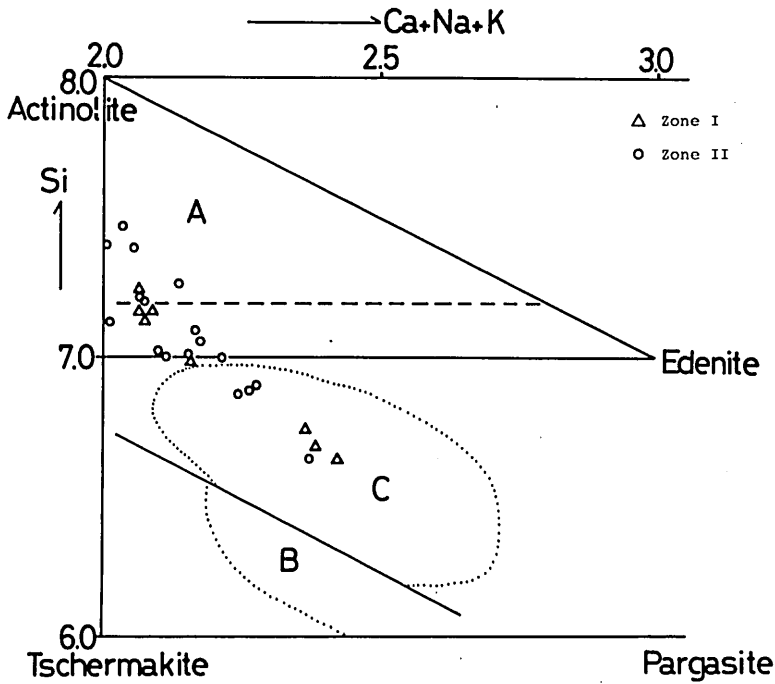


FIG. 21. Calcic amphiboles from each zone.

A; actinolite field, B; blue-green hornblende field, C; field of green and brown hornblendes in the high amphibolite and granulite fields (after MIYASHIRO, 1973).

る。各帯とも顕著な差はなく、 $\text{TiO}_2$ 含有量が高い値を示すものでも角閃岩相の低温部に相当する変成度しか示さない。

さらに別の表現法では、角閃石類のうちで Ca-角閃石はツェルマク置換の程度に応じて、アクチノ閃石グループと普通角閃石グループとに分かれ、軸色もそれに対応して変化する (MIYASHIRO, 1973)。この考えに基づいて Si-(Ca+Na+K)図にプロットしてみると FIG. 21 に示すようになる。FIG. 20 も含めて、分析した角閃石を含む塩基性岩は周囲の泥質岩の示す変成度 (角閃岩相の高温部) と対応しない。この変成度の不一致は後退変成作用で説明できるかもしれない。しかし、塩基性岩中で角閃石と共生する斜長石の縁辺部には鏡下ではもちろん、EPMA の分析によっても、極端に Na に富む斜長石の再結晶は認められない (FIG. 7 参照)。したがって、この第 II 帯に存在する残留火成岩組織を有する塩基性岩は領家変成作用の頂点を過ぎ、晩期に貫入したものと考えるのが妥当かもしれない。

### I. 単斜輝石

単斜輝石は第 I 帯の塩基性岩にのみ見出され、そのうち、2 つの岩石試料中に観察された。いずれの単斜輝石も周囲を角閃石に交代され、残留結晶として出現する。

### J. 十字石

領家帯における十字石は、1971 年に浅見によって愛知県幡豆地域の雲母片岩中から発見され、様々な論議を呼んだ。ASAMI (1977, 79) は産状を 2 つのタイプに区別した。すなわち、

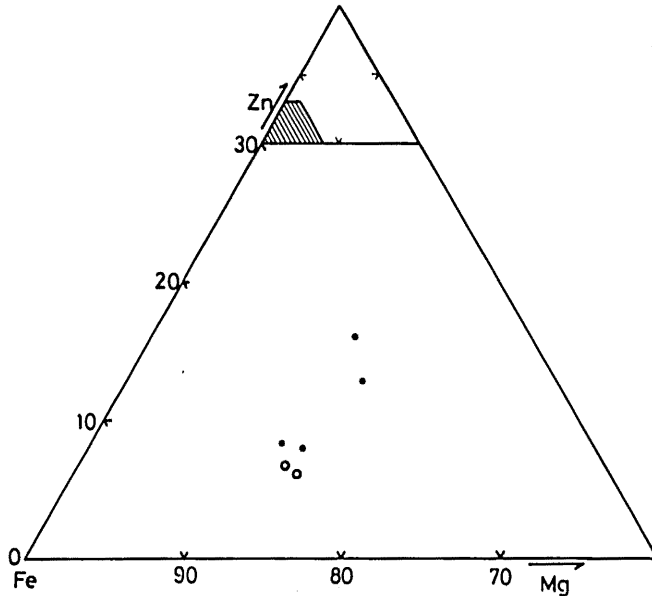


FIG. 22. Staurolite compositions plotted on Fe-Mg-Mn diagram. Open circles; this study, Solid circles; specimen 1 and 2 from ASAMI and HOSHINO (1980).

紅柱石中の残晶と他の構成鉱物と共生するものとである。その結果、十字石は他の主要変成鉱物の出現と同時的で平衡共存すると考えている。

本地域の十字石は第I帯のA-紅柱石変斑晶中に包有物として見出された。包有物は十字石以外に黒雲母、石英、不透明鉱物などから成り形態定向配列を示して、結晶内片理(Si)を構成する。また十字石はA-黒雲母中にも包有されることから、第I時相の変成鉱物であると結論づけた。

泥質岩中の紅柱石変斑晶内に包有物として、見出された十字石の化学組成をZn-Fe-Mg図(Fig. 22)にASAMI & HOSHINO (1980)のデータとともにプロットした。

GUIDOTTI (1970)は変成度の上昇に伴って十字石中のZnOの含有量が増大することを示した。一方では、十字石に含まれるZnO量と変成度との対応関係を否定する論文もある(KWAK, 1974など)。本地域の十字石中のZnO量は1 wt.%以下の値を示し、ASAMI & HOSHINOの報告した値よりもさらに低い。

## K. 電気石

電気石は、すべての帯から普遍的に見出される微量成分鉱物である。第I帯から産する電気石は顕著な累帯構造を示し、中心部の軸色は青緑色ないし黄緑色を呈し、縁辺部において黄褐色に変化する。第II帯では、黄褐色ないし、褐色の軸色を示す結晶が大部分を占めるが、縁辺部ほど褐色の色調を増す累帯構造が認められる。これらのことから、電気石は変成度の上昇に伴って、軸色が青緑色から褐色に変化する傾向がみられる。電気石の変成温度による軸色の変化に関しては、SEKI (1957), HAYAMA (1964), 小野 (1977) などにも記載がある。

## V. 変成作用

### A. 変成史

南西三河高原の領家変成岩類について、SEO & HARA (1980)は第I帯に産する黒雲母片岩中の黒雲母の組織を解析することによって、前述のように4つの変形・変成時相を識別した。黒雲母や白雲母以外の変成鉱物に関しても、組織解析を行い、その構造特性を明確にすることによって、黒雲母の解析から確立された変形・変成史の中に位置づけることが可能である。個々の鉱物組織の記述は岩石記載の項で述べているので繰り返さない。泥質岩において第I帯の各時相に出現した鉱物は次に示すようになる。第I時相では十字石、ざくろ石、黒雲母、白雲母、石英、不透明鉱物などである。第II時相ではA-黒雲母の他に、A-紅柱石、A-董青石、ざくろ石、石英、斜長石などである。第III時相はC-黒雲母の出現以外には確認されていない。さらに第IV時相にはB-黒雲母、白雲母、B-董青石、B-紅柱石、石英、斜長石、不透明鉱物、ざくろ石などが確認されている。第II帯においては、この帯の北縁部に第I帯の第II時相に対応しうる構造特性を有する変成鉱物が残存する以外は、ほとんど第IV時相に形成された鉱物によって占められる。泥質岩における第IV時相の出現鉱物は、珪線石、黒雲

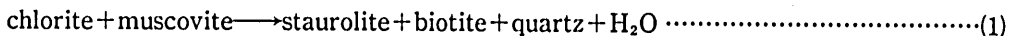
母, (白雲母?), ざくろ石, 堇青石, 斜長石, カリ長石, 石英, 不透明鉱物などである。第II帯では広域変成作用のピークを過ぎた後にも再結晶作用が続行し, いわゆる後退変成作用へと引き継がれていった。この原因は第II帯の南部地域に卓越するアプライト-ペグマタイト質花崗岩や両雲母花崗岩の小規模ながら頻繁な活動があげられ, 変成作用後の高温条件の維持(冷却速度の低下)と水の供給に関与したと考えられる。他方, 本地域の変成岩ブロックの東方および北方においては花崗岩類の相次ぐ貫入があり, それに伴う古期接触変成帯と新期接触変成帯が形成された。本地域の変成岩は, 広域変成作用の後にも上記のように度重なる, しかも条件の異なる変成作用を受け続けることによって改変されてきた。

## B. 変成反応

主に泥質岩中の変成鉱物の消長関係や組織に注目して, 変成反応を考えていく。なお各鉱物出現時相および各帯の変成鉱物の安定関係については TABLE 1 にまとめて示した。

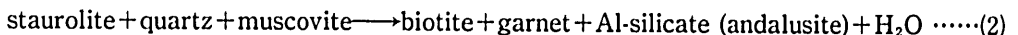
### 1. 第I帯

第I時相の変成鉱物の共生関係は第II時相に出現した変斑晶(例えば A-黒雲母や A-紅柱石など)に内包される結晶内片理を形成する鉱物によって, 知ることができる。第I時相では, 十字石, 白雲母, 黒雲母, 石英, ざくろ石などが安定に共存していたと考えられる。この時相では, 十字石の生成に関与した反応が重要である。十字石の生成には従来, クロリトイドからの生成反応が指摘されている(MIYASHIRO, 1973)が, 本地域では確認されていない。第I時相では緑泥石が存在せず, 白雲母の容量が少ないことから HOSCHEK (1969) によって示された,

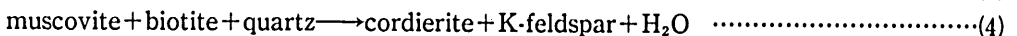
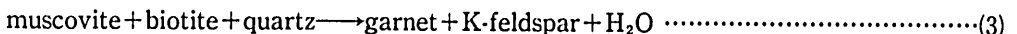


の反応によって十字石が生じた可能性がある。

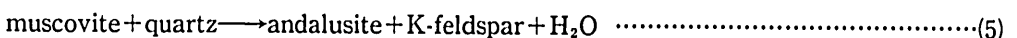
第II時相に特徴的な斑状変晶には泥質岩において, A-黒雲母, A-紅柱石, A-堇青石, ざくろ石, カリ長石, 斜長石, 石英がある。十字石は紅柱石中に含有され, 白雲母は, ごく少量しか存在しないことから, 紅柱石の生成には次の反応が考えられる。



カリ長石の変斑晶は A-紅柱石, A-堇青石と共生することは稀であるが, ざくろ石とは, しばしば共生する。したがって, ざくろ石や堇青石は雲母類の分解によって生じたのかもしれない。その反応は例えば, 次のような式が予想される。



紅柱石の形成に関しても第II時相で白雲母を欠くことから



の反応が起こったのかもしれない。

第III時相では C-黒雲母の形成以外には, 出現鉱物は確認されていない。

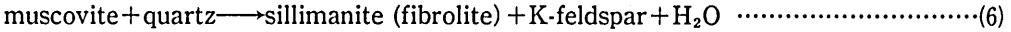
第IV時相では白雲母, B-黒雲母, B-紅柱石, B-堇青石, 斜長石, 石英などの変成鉱物が再結晶する。B-黒雲母や白雲母は (3), (4), (5) の反応が加水あるいは温度低下により, 低温側へ進行したために生じたと考えられる。これは再結晶白雲母の量が増すとカリ長石の変斑晶が



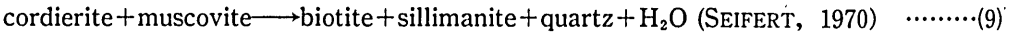
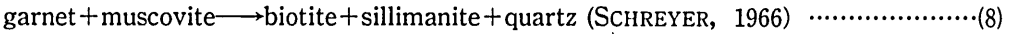
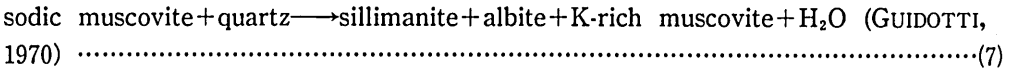
減少する傾向があることから裏付けられよう。しかし、局所的な現象かもしれないが、堇青石や紅柱石は第II時相から成長が引き続いてきたことから、これらの成長に足る温度条件は維持されていたのかもしれないし、一旦低温状態になった後に、温度の回復が速やかに行われたとも考えられる。第I帯において、この時相に晶出したカリ長石は確認されていないことから、B-紅柱石、B-堇青石の生成に関して、カリ長石が生じないような反応として例えば、緑泥岩、白雲母、石英の反応によって紅柱石あるいは堇青石と黒雲母、水などが生じる反応が起こったのかもしれない。

2. 第II帯

第I帯は昇温して恐らく累進的に第II帯に移行していった。それは FIG. 19 から明らかなように、まずフィプロライトが雲母類を交代して生じる。したがって、



が起こった。珪線石とカリ長石が共存しない鉱物組み合わせでは、



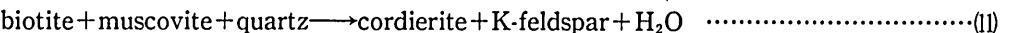
などの反応も平行して起こった。ASAMI (1977) の示した「sillimanite zone」の珪線石出現に関する反応も、この種の反応式が適用されるかもしれない。

第II帯の南部では、珪線石は雲母類とは無関係に単独結晶として出現する頻度が増す。そして、紅柱石は稀に残晶として存在することから次の反応も起こっている。

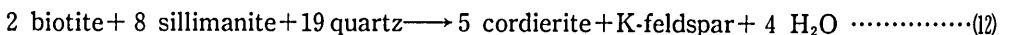


しかし、紅柱石はその周囲を白雲母によって取り囲まれ、珪線石は紅柱石以外の場所に生じており、紅柱石から珪線石への固相転移を積極的に支持するような組織は、まだ見出されていない。これは、CARMICHAEL (1969) が藍晶石から珪線石への相転移に関して示したような現象が起こっているのか、あるいは片田 (1967) が指摘するように変成作用の中断があったことを示すのか不明である。

また、第II帯では、堇青石は珪線石、カリ長石、石英と安定に共存する。したがって、堇青石の生成は、



の反応式によって示される。また、集合状珪線石は堇青石中に包有物としてしばしば見られ、黒雲母と共生することから、



という反応式も考えられる。このような(11)と(12)式とによって示される堇青石の生成に関する物理条件も当然異なる。

第II帯では、小型で新鮮なざくろ石がフィプロライトなどと共存しており、この生成に関しては、黒雲母、石英の反応によって、ざくろ石、カリ長石、水を生じるような反応が考えられよう。

3. 後退変成作用

従来、領家帯における後退変成作用については片田 (1967) や ONO (1976, 77 a, b) などに

記載はあるが、ほとんど論じられたことがなく、変成鉱物組み合わせや鉱物組成変化は累進的な変成作用の立場から研究されてきた。

後退変成作用は第II帯において、顕著に観察される。例えば、泥質岩中の斜長石に関して、An組成の変化は大きく、正累帯と逆累帯構造とを示すものが普遍的に共存し、結晶の縁辺部においてAb成分に富む部分が存在する。フィブロライトや堇青石は、しばしば白雲母に交代されている。そして第II帯に残存する紅柱石は、虫食い状を示し、その周囲は低次干渉色を示す大型の白雲母によって取り囲まれることがある。また、ざくろ石についても、ざくろ石と黒雲母間のFe-Mgの元素分配からKANO & KURODA (1973) やONO (1976, 77) の議論から、ざくろ石の逆累帯を示す縁辺部は、より低温状態で生成したことを示唆しているのかもしれない。以上のような事例は後退変成作用を説明する現象といえよう。本地域の後退変成作用はアプライト-ペグマタイト質の花崗岩の貫入が重要な役割を果たしたと考えられる。

### C. 地質温度圧力計

1970年代に入って実験岩石学的データの増加と固溶体鉱物中の元素の挙動と結晶構造との関連性が解明されることによって、鉱物の熱力学的性質が理解できるようになった。このような熱力学的物理化学の導入は各種の鉱物を使った地質温度圧力計を生み、変成作用の物理条件を定量的に求めようとする研究が盛んになってきた。これまでに多くの研究者による試みが示されたが、本地域に適用できると考えられるものを選んで述べていく。

#### 1. ざくろ石-十字石

ざくろ石と十字石間のFe<sup>2+</sup>とMg<sup>2+</sup>の分配関係に基づいて作られた温度・圧力計は、 $\text{staurolite} + \text{quartz} + \text{muscovite} \rightleftharpoons \text{biotite} + \text{garnet} + \text{andalusite} + \text{H}_2\text{O}$  という反応において、 $\text{garnet}^{\text{Fe}} + \text{staurolite}^{\text{Mg}} \rightleftharpoons \text{staurolite}^{\text{Fe}} + \text{garnet}^{\text{Mg}}$  という交換反応が成立していることが前提である。十字石とざくろ石は紅柱石中の包有物で、ざくろ石に関しては結晶の中心部と縁辺部の組成が使われた。そしてPERCHUCH (1977) のFIG. 14によりP-T条件が見積もられた。その結果はTABLE 2に示す。

TABLE 2. Estimated P-T Conditions Using Partition Coefficients of Fe and Mg Between Staurolite and Garnet.

Specimen No. 5342711 (Zone I)	$X^{\text{Mg}} = \text{Mg}/(\text{Mg} + \text{Fe} + \text{Mn})$		$\ln K_D^{\text{Mg}}$	$\ln \bar{K}_D$	P (Kb)	T (°C)
	St	Gar				
Gar (rim)-St	0.1334	0.0749	0.6425	0.5772	3.3	490
Gar (rim)-St	0.1334	0.0834	0.5257	0.4697	3.8	515
Gar (core)-St	0.1334	0.0850	0.5150	0.4507	3.8	520
Gar (core)-St	0.1334	0.0762	0.6239	0.5600	3.6	495

Gar; Garnet, St; Staurolite

$$\ln K_D^{\text{Mg}} = \ln \left( \frac{X_{\text{Mg}}^{\text{St}} (1 - X_{\text{Mg}}^{\text{Gar}})}{X_{\text{Mg}}^{\text{Gar}} (1 - X_{\text{Mg}}^{\text{St}})} \right)$$

$$\ln \bar{K}_D^{\text{Mg}} = \ln \left( \frac{X_{\text{Mg}}^{\text{St}}}{X_{\text{Mg}}^{\text{Gar}}} \right)$$

after PERCHUCH (1977)

TABLE 3. Estimated P-T Conditions Using Partition Coefficients between Garnet and Cordierite.

Specimen No. 514302 (Zone II)	lnK <sub>D1</sub>	lnK <sub>D2</sub>	X <sub>Mg</sub> <sup>G</sup>	X <sub>Mg</sub> <sup>C</sup>	lnK <sub>D</sub>	P <sub>1</sub>	T <sub>1</sub>	T <sub>2</sub>
G (rim)-C	-3.38	10.56	0.0993	0.5663	-2.47	2.7	392	538
G (core)-C	-3.56	8.88	0.1322	0.5663	-2.15	3.4	522	605

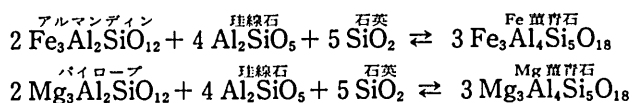
G; Garnet, C; Cordierite

P<sub>1</sub> & T<sub>1</sub>; HUTCHEON et al. (1974), T<sub>2</sub>; PERCHUK (1977)

## 2. ざくろ石-董青石

ざくろ石と董青石とが組織上、平衡に共生していると考えられる岩石は、本地域では少なく、董青石に関して分析に耐えうるものは、ごくわずかである。

ざくろ石-董青石地質温度計・圧力計には PERCHUK (1970), CURRIE (1971), HENSEN & GREEN (1973), HUTCHEON et al. (1974), THOMPSON (1976), ONO (1977) など多数あり、それぞれ一長一短がある(加納, 1979)。ここでは、HUCHEON et al. (1974) と PERCHUK (1977) の算出法を使って、温度・圧力を見積もった (TABLE 3)。HUCHEON et al. の見積もりは石英、珪線石、ざくろ石、董青石が共生することが前提にあり、次のような平衡関係から考察された。



PERCHUK の地質温度計は cordierite<sup>Mg</sup> + garnet<sup>Fe</sup> ⇌ garnet<sup>Mg</sup> + cordierite<sup>Fe</sup> という交換反応に基づいている。

## 3. ざくろ石-黒雲母

ざくろ石-黒雲母間の Fe<sup>2+</sup> と Mg<sup>2+</sup> の元素分配を使った温度条件の見積もりも数多く発表されており、THOMPSON (1975), GOLDMAN & ALBEE (1977), FERRY & SPEAR (1978), PERCHUK (1977) などがある。本地域のざくろ石は MnO の含有量が高く、FERRY & SPEAR のものは適当でない。したがって THOMPSON と PERCHUK のものを使って計算した。基本的には、ざくろ石の縁辺部とそれに外接する B-黒雲母とを分析して第IV時相の温度の算出を試みた。また、ざくろ石の核部と A-黒雲母対からの温度も求めた。これは第II時相の変成温度が推定できる。その結果は TABLE 4 に示す。第II帯は珪線石帯に相当するが、この温度計から求めた値は若干低く、後退変成期を示すものも含まれているのかもしれない。

## 4. ざくろ石-斜長石

このペアによる温度・圧力の見積もりは GHENT (1976) によって示されている。

3 CaAl<sub>2</sub>Si<sub>2</sub>O<sub>8</sub> = Ca<sub>3</sub>Al<sub>2</sub>Si<sub>3</sub>O<sub>12</sub> + 2 Al<sub>2</sub>SiO<sub>5</sub> + SiO<sub>2</sub> という交換反応において分配係数の常用対数をとった値は温度と圧力に対して相関関係があるものとするものである。この結果は TABLE 5 に示される。第II帯のざくろ石と斜長石対から算出された圧力は ONO (1977) のざ

TABLE 4. Estimated P-T Conditions Using Partition Coefficients between Garnet and Biotite.

	Specimen	$X_{Mg} = Mg/Mg + Fe + Mn$			Fe/Mg			$T_1$	$T_2$	remarks
		garnet	biotite	$\ln KD_1$	garnet	biotite	$\ln KD_2$			
Zone I	53518	0.0527	0.4514	-2.694	9.0909	1.1790	2.043	420	488	G(R)-B(IV)
		0.0878	0.4552	-2.162	6.7109	1.1487	1.765	498	552	G(C)-B(II)
	5211266	0.0798	0.4383	-2.197	8.3726	1.2581	1.895	493	518	G(R)-B(IV)
		0.0902	0.4404	-2.070	7.3992	1.2491	1.780	514	554	G(C)-B(II)
	5211263	0.0813	0.4050	-2.040	8.9628	1.4479	1.823	519	540	G(R)-B(IV)
		0.0799	0.4100	-2.080	8.3818	1.4275	1.770	512	551	G(C)-B(II)
	534272	0.0659	0.4176	-2.318	9.4318	1.3551	1.947	474	503	G(R)-B(IV)
		0.0464	0.4199	-2.700	13.034	1.3533	2.265	419	444	G(C)-B(II)
	53444	0.0813	0.5256	-2.527	6.8044	0.8767	2.049	443	475	G(R)-B(IV)
		0.0738	0.4709	-2.413	7.1595	1.0903	1.882	459	524	G(R)-B(IV)
Zone II	5061510	0.0777	0.4419	-2.240	7.3100	1.2280	1.785	486	552	G(R)-B
		0.0887	0.4419	-2.096	6.5570	1.2280	1.675	509	575	G(C)-B
	514302	0.0886	0.4397	-2.089	8.5600	1.2547	1.920	510	515	G(R)-B
		0.1322	0.4397	-1.639	5.8819	1.2547	1.545	594	611	G(C)-B
	5211272	0.0920	0.4253	-1.988	7.0772	1.3092	1.687	528	585	G(R)-B
		0.1012	0.4253	-1.883	6.2671	1.3092	1.566	547	548	G(C)-B
	514303	0.1121	0.4663	-1.953	6.2979	1.1215	1.726	537	572	G(R)-B
		0.1576	0.4663	-1.541	4.5817	1.1215	1.407	614	652	G(C)-B
	5310223	0.1025	0.4646	-2.028	6.7011	1.0998	1.807	521	545	G(R)-B
		0.1314	0.4646	-1.747	5.2541	1.0998	1.564	572	606	G(C)-B

G; garnet, B; biotite, (C); core, (R); rim, (II); phase II, (IV); phase IV.

 $T_1$ ; PERCHUK (1977),  $T_2$ ; THOMPSON (1976)

TABLE 5. Estimated P-T Conditions Using Partition Coefficients between Garnet and Plagioclase.

Specimen	$X_{an}$	$X_{gr}$	$X_{al}$	$X_{py}$	$\log KD$	$T(^{\circ}C)$	$P(Kb)$
No. 5310223 (Zone II)							
Gar(core)-Pl(core)	0.2995	0.0306	0.6693	0.1274	-3.1671	606	3.4
Gar(rim)-Pl(rim)	0.3009	0.0248	0.6804	0.1112	-3.4589	545	1.7

Gar; garnet, Pl; plagioclase

 $\log KD = 3 \log X_{Ca,Al_2Si_2O_6}^{gr} - 3 \log X_{Ca,Al_2Si_2O_6}^{Pl}$ 

P(Kb) from equation (2) of GHENT (1976).

TABLE 6. Estimated P-T Conditions Using  $X_{Na}$  between K-feldspar and Plagioclase.

Specimen No. 518303 (Zone II)	$X_{Kfs}^f$	$X_{Ab}^b$	$T_1$ (°C)	$T_2$ (°C)
K-f(rim)-pl(rim)	0.0855	0.6333	466	509
K-f(rim)-pl(rim)	0.0165	0.6576	413	457
K-f(core)-pl(core)	0.0900	0.6406	472	516

K-f; K-feldspar, pl; plagioclase

$T_1$ ; STORMER (1975),  $T_2$ ; STORMER and WHITNEY (1977)

くろ石-堇青石圧力計によって得られた値よりも低い。

### 5. カリ長石-斜長石

これは STORMER (1973) によって理論的かつ実験的に温度の見積もりが提案された。花崗岩への適用が主体であったが, STORMER & WHITNEY (1977) によってグラニュライトおよび角閃岩相の高温部の変成岩にも適用が拡大された。この2つの温度計の違いは前者( $T_1$ )がサニディン-高温型アルバイト固溶体系列のデータに基づき, 後者( $T_2$ )は微斜長石-アルバイト固溶体から導き出されたものである。

斜長石とカリ長石の  $NaAlSi_3O_8$  (Ab 成分) のモル分率  $X_{K-f}$  と  $X_{pl}$  によって決定される。本地域では2種類の長石が互いに接触しているものを測定し, 温度を見積もった。その結果は TABLE 6 に示されている。

### D. 変成条件

FIG. 23 は鉍物間の元素分配関係を利用して求められた温度・圧力条件をプロットしたものである。アルミニウム珪酸塩の三重重点に関しては HOLDAWAY (1971) のものを使用した。これは, ANDERSON et al. (1977) によって求められた熱力学的データとよい対応を示すことから支持されている。ざくろ石-斜長石の元素分配に関しては圧力も見積もられたが, 他の地質温度計に関しては, 圧力の値が計算上必要なものについては  $P = 3 \text{ Kb}$  として算出した。ここで用いた地質温度計は温度に対する圧力の効果が少ないものである。

まず第I時相において, 安定であったと考えられる鉍物組み合わせは, 十字石, ざくろ石, 黒雲母, 白雲母, 石英などで紅柱石や堇青石とは共生しない。これらは中圧型の Barrovian region の鉍物組み合わせの典型とされている。そして十字石-ざくろ石の  $Fe^{2+}$  と  $Mg^{2+}$  の分配に関しては  $3.5 \sim 4 \text{ Kb}$  で  $500 \sim 550^\circ\text{C}$  くらいの温度圧力条件が見積もられる。十字石が安定な時相におけるアルミニウム珪酸塩は不明(紅柱石でも珪線石でもない)であるが, 藍晶石が存在していたとしても矛盾はない。それは, 第I帯の紅柱石変斑晶中に定向性を示さない珪線石が包有されることから, 第I時相は, おそらく藍晶石安定領域から出発し, 珪線石安定領域を通過して圧力降下が起こったことが予想されるからである。

次に第II時相には, ざくろ石, A-紅柱石, A-堇青石, カリ長石, A-黒雲母, 斜長石, 石英などが変斑晶として出現し, 白雲母は不安定である。このときの変成条件は, ざくろ石の核

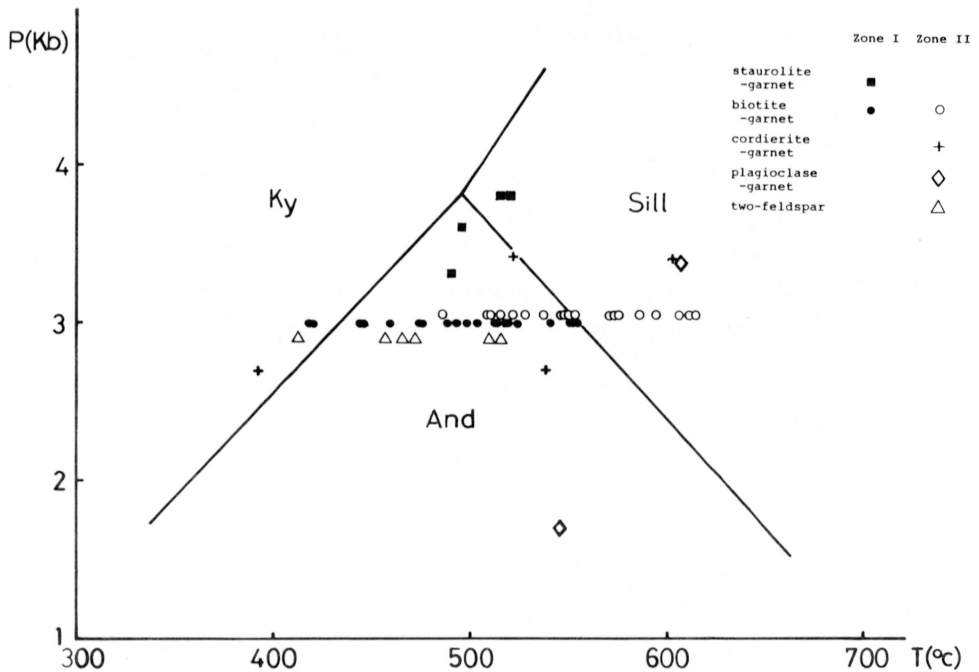


FIG. 23. Pressure temperature plots of data from TABLE 1 to 4. Phase diagram of  $\text{Al}_2\text{SiO}_5$  polymorphs after HOLDAWAY (1971).

部と A-黒雲母の  $\text{Fe}^{2+}$ - $\text{Mg}^{2+}$  の分配関係から算出されるが、黒雲母は、一般に拡散が強く、この時相の化学組成を維持しているかどうか疑問である。この時相の物理条件は圧力が 3 Kb 前後で、温度は約  $500^\circ\sim 550^\circ\text{C}$  で、第 I 時相に比べて圧力の急激な低下が認められる。

A-黒雲母の {001} ファブリックの解析結果はランダムに近い配列を示すことから、強応力場ではなく、静的条件下での変成作用として解釈された (SEO & HARA, 1980)。また多量の変斑晶を生じることから、水蒸気圧は相対的に高かったことが推定される。その後、強応力場に転じ、剪断変形に伴って結晶粒回転が生じた。その際に、A-黒雲母内の結晶内すべりに伴う再結晶作用によって、C-黒雲母 (第 III 時相) が形成された。そして、再結晶作用の続行により、第 IV 時相へと引き継がれていったと考えられる。

第 IV 時相の低変成部すなわち、第 I 帯では B-紅柱石、B-堇青石、ざくろ石、白雲母、B-黒雲母などが安定に晶出した。この時の温度条件は、ざくろ石の縁辺部と B-黒雲母によって示され、 $420^\circ\sim 530^\circ\text{C}$  程度の温度を示す。この場合、ざくろ石に第 IV 時相に晶出した部分が存在することが前提である。第 IV 時相の高温部、すなわち第 II 帯では、黒雲母、白雲母、珪線石、堇青石、ざくろ石、石英、斜長石などが形成された。この時の条件は種々の地質温度-圧力計によって求められ、2.5~3 Kb の圧力で  $600^\circ\text{C}$  前後の温度が見積もられた。

領家帯の地温勾配に関しては以前から議論されてきたが、最近では KUTSUKAKE (1977) や小野 (1977 a, b) などによって、具体的なデータに基づいて討論されている。ただし、これら

は時相区分がなされていないけれども、領家帯に卓越する第IV時相の変成条件であると解される。小野は珪線石安定領域で、ざくろ石-堇青石温度圧力計を適用し、水蒸気圧を変化させた時の物理条件を求め、低水蒸気圧下での変成作用を主張した。それによると地温勾配を約 6.5 bar/deg.,  $P_{H_2O} = \frac{1}{4} P_{total}$  程度と推定した。このような低水蒸気圧下での領家変成作用の進行は端山 (1962, 64) によっても示されている。端山は駒ヶ根地方において、紅柱石から珪線石への相転移が白雲母と石英の反応に先行することを示した。このことは、紅柱石-珪線石の転移曲線と白雲母の分解曲線との交点 M ( $P_{H_2O} = \frac{1}{2} P_{total}$  では M',  $\frac{1}{4} P_{total}$  では M'' として表示) より高压部を地温勾配が通過することを意味している。本地域では第 I 帯から第 II 帯へ累進的な変成度の上昇が起こっているとすれば、前述のような珪線石やカリ長石の出現様式から判断して白雲母の分解による珪線石の出現と紅柱石からの相転移による出現とは、ほとんど同時と考えられる (FIG. 24)。したがって、P-T 図中では、M または M', M'' で示されるような反応曲線の交点付近を通過して昇温したことになる。HOLDWAY (1971)

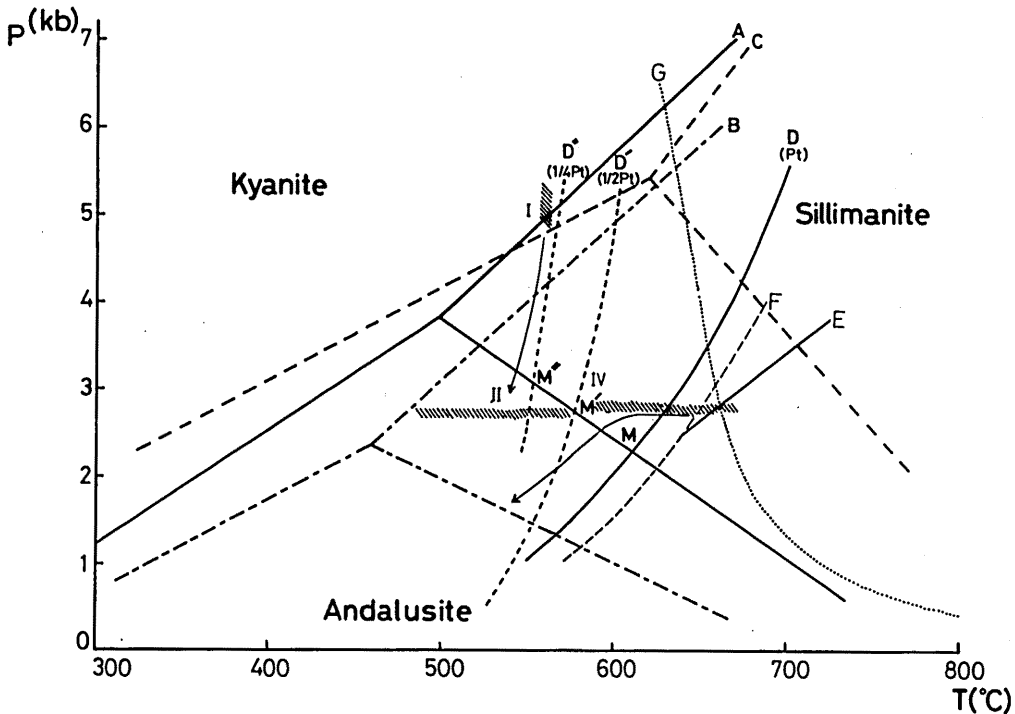


FIG. 24. Phase diagrams relevant to understanding the P-T condition in the southwestern part of Mikawa Plateau.

A; boundaries of  $Al_2SiO_5$  polymorphs after HOLDWAY (1971). B; ditto, after FYFE and TURNER (1966). C; ditto, after RICHARDSON et al. (1969). D; muscovite breakdown curve, at  $P_{H_2O} = P_{total}$  after CHATTERJEE and JOHANNES (1974). D'; ditto, at  $P_{H_2O} = 1/2 P_{total}$ , D''; ditto, at  $P_{H_2O} = 1/4 P_{total}$ . E; sillimanite breakdown curve after HOFFER (1976). F; muscovite breakdown curve after ALTHAUS et al. (1970). G; granite melting curve after LUTH et al. (1964).

のアルミニウム珪酸塩の三重点と白雲母のアルミニウム珪酸塩への分解曲線との交点 M ( $P_{H_2O}=P$  total) は、約  $610^{\circ}\text{C}$  で 2.2 Kb の温度・圧力条件を示し、M' ( $P_{H_2O}=\frac{1}{2}P$  total) および M'' ( $P_{H_2O}=\frac{1}{4}P$  total) は、それぞれ、約  $580^{\circ}\text{C}$  で 2.8 Kb, 約  $560^{\circ}\text{C}$  で 3.1 Kb となる。変成鉱物の安定関係や、鉱物間の元素分配などから推定した第 II 帯の物理条件は、低水蒸気圧、すなわち  $P_{H_2O}=\frac{1}{2}P$  total 程度の水蒸気圧を仮定しなければ、反応 (6) と (10) によって示される珪線石の出現は、ほぼ同時には起こり得ない。第 II 帯は、このように 2.5 Kb 前後で  $600^{\circ}\sim 650^{\circ}\text{C}$  の温度・圧力条件で、かつ低水蒸気圧下で変成作用が進行したと解される。

第 II 帯の高温部には珪線石の分解によって、董青石が生じる反応、(12) 式が生じている。この反応曲線は FIG. 24 中の E で示され、HOFFER (1976) によって、天然の鉱物を使った実験から univariant reaction として求められたものである。この反応は、きわめて限定された温度・圧力条件下で起こることから、逆に第 II 帯の物理条件が限定される。これは、鉱物間の元素分配関係を使った地質温度圧力計から推定された値と調和的である。ただし、温度条件は、(12) 式の反応が生じていることから、一時的には  $650^{\circ}\text{C}$  以上に達していたことが推定される。

第 II 帯のざくろ石-黒雲母やカリ長石-斜長石地質温度計によって算出された温度 ( $500^{\circ}\sim 550^{\circ}\text{C}$ ) は珪線石帯としては明らかに低すぎる値であり、冷却過程 (後退変成作用) の様々な時期を示しているのかもしれない。

以上のことをまとめると、本地域の変成条件の時間的変遷は FIG. 24 に示され、造構論的には変成場は上昇過程にあった時期の変成作用である。一連の変成時相の中で、主要な再結晶作用は第 I 帯においては、第 II 時相と第 IV 時相であり、第 II 帯においては第 IV 時相であると見える。

## VI. 結 論

本研究においては、主に第 I 帯の変成岩に見られる変形構造を一種のタイムマーカーとして用い、構成鉱物の組織解析から再結晶作用と変形運動の時間的関係を解くことにより、変成鉱物の出現時刻が設定された。これを基本的研究手法として、領家変成作用の変成史および変成条件を解明してきた。しかし、ざくろ石などの形成に関しては、正確な時相解析が行われているとはいいい難く、他の変成鉱物も含めて、組織解析を行い、これらの成長特性が黒雲母と白雲母によって先に解析された変成史の中で、どのような位置を占めるかということを確認して行きたい。また第 II 帯のごく一部にも古い時相 (第 II 時相) の変成構造が残存し、変成鉱物の出現史が編める可能性が残されているので、第 I 帯の岩石と同様の手法を使って変成史を解析したい。そして、第 I 帯と第 II 帯の変成条件の時間的変化を解き、それと対応する造構作用を明らかにして行くことが、今後の課題となろう。



## 引用文献

- ALTHAUS, E., KAROTKE, E., NITSCH, K.-H. and WINKLER, H. G. F., 1970: An experimental re-examination of the upper stability limit of muscovite plus quartz. *Neues Jahrb. Mineral. Monatsh.* 1970, 325-336.
- ANDERSON, D. E. and BUCKLEY, G. R., 1973: Zoning in garnets: diffusion models. *Contr. Mineral. Petrol.*, 40, 87-104.
- ANDERSON, P. A. M., NEWTON, R. C. and KLEPPA, O. P., 1977: Andalusite-sillimanite relation and the  $Al_2SiO_5$  diagram. *Amer. Jour. Sci.*, 277, 585-593.
- ASAMI, M., 1971: Finding of staurolite-bearing pelitic schist in the Ryoke metamorphic belt of central Japan. *Proc. Japan Acad.*, 47, 511-516.
- , 1977: Two modes of occurrence of staurolite from the Ryoke metamorphic rocks in the Hazu area, central Japan. *Jour. Japan. Assoc. Min. Petr. Econ. Geol.*, 72, 205-219.
- 浅見正雄, 1979: 領家帯の十字石. 地球科学, 56, 19-22.
- ASAMI, M. and HOSHINO, M., 1980: Staurolite-bearing schists from the Hongu-san area in the Ryoke metamorphic belt, central Japan. *Jour. Geol. Soc. Japan*, 86, 581-591.
- ATHERTON, M. P., 1968: The variation in garnet, biotite and chlorite composition in medium-grade pelitic rocks from the Dalradian, Scotland. *Contr. Mineral. Petrol.*, 18, 347-371.
- 坂野昇平・地井三郎, 1976: Garnetの累帯構造の成因. 岩鉱(特別号1), 283-299.
- BELL, P. M. and NORD, G., 1974: Microscopic and electron diffraction study of fibrolitic sillimanite. *Carnegie Institute of Washington Yearbook*. 1973-1974, 444-448.
- CARMICHAEL, D. M., 1969: On the mechanism of prograde metamorphic reactions in quartz-bearing pelitic rocks. *Contr. Mineral. Petrol.*, 20, 244-267.
- CHATTERJEE, N. D. and JOHANNES, W., 1974: Thermal stability and standard thermodynamic properties of synthetic 2 Ml-muscovite,  $KAl_2 [AlSi_3O_{10}(OH)_2]$ . *Contr. Mineral. Petrol.*, 48, 89-114.
- CHINNER, G. A., 1962: Almandine in thermal aureoles. *Jour. Petrol.*, 3, 316-340.
- CURRIE, K. L., 1971: The reaction  $3 \text{ Cordierite} = 2 \text{ Garnet} + 4 \text{ Sillimanite} + 5 \text{ Quartz}$  as a geological thermometer in the Opinicon Lake region, Ontario. *Contr. Mineral. Petrol.*, 47, 165-185.
- EDMUNDS, W. M. and ATHERTON, M. P., 1971: Polymetamorphic evolution of garnet in Fanad aureole. *Lithos.*, 4, 147-161.
- FERRY, J. K. and SPEAR, F. S., 1978: Experimental calibration of the partitioning of Fe and Mg between biotite and garnet. *Contr. Mineral. Petrol.*, 66, 113-117.
- FYFE, W. S. and TURNER, F. J., 1966: Reappraisal of the metamorphic facies concept. *Contr. Mineral. Petrol.*, 12, 354-364.
- GHENT, E. D., 1976: Plagioclase-garnet- $Al_2SiO_5$ -quartz: a potential geobarometer-geothermometer. *Amer. Mineral.*, 61, 710-714.
- GOLDMAN, D. S. and ALBEE, A. L., 1977: Correlation of Mg/Fe partitioning between garnet and biotite with  $O^{18}/O^{16}$  partitioning between quartz and clinopyroxene. *Can. Mineral.* 12, 258-261.
- 牛来正夫, 1952: 日本列島の成立 (I, II, III). 自然, 7巻, 3, 4, 5月号.
- GUIDOTTI, C. V., 1970: The mineralogy and petrology of the transition from the lower to upper sillimanite zone in the Oquossoc area, Maine. *Jour. Petrol.*, 11, 277-336.

- 原郁夫・東元定雄・三上貴彦・西村祐二郎・沖村雄二・沢田武美・武田賢治・横山俊治・横山忠正, 1977: 弥柴峡地域の中・古生界, 弥柴峡の自然, 名勝弥柴峡総合学術調査委員会, 283-324.
- HRADA, T., 1890: Die Japanischen Inseln. Borntraeger, Berlin.
- 端山好和, 1956: 変成作用における水蒸気圧の役割について. 地球科学, 26・27, 19-28.
- HAYAMA, Y., 1960: Geology of the Ryoke metamorphic belt in the Komagane district, Nagano Pref. Japan. *Jour. Geol. Soc. Japan*, 66, 87-101.
- 端山好和, 1962: 三郡・三波川・領家各変成帯相互の関係. 地球科学, 62, 25-32.
- HAYAMA, Y., 1964: Progressive metamorphism of pelitic and psammitic rocks in the Komagane district, Nagano pref., central Japan. *Jour. Fac. Sci. Univ. Tokyo, Sec. II*, 15, 321-369.
- HENSEN, B. J. and GREEN, D. H., 1973: Experimental study of cordierite and garnet in pelitic compositions at high pressures and temperatures. III. Synthesis of experimental data and geological applications, *Contr. Mineral. Petrol.*, 38, 151-166.
- HOFFER, E., 1976: The relation sillimanite+biotite+quartz $\rightleftharpoons$ cordierite+K-feldspar+H<sub>2</sub>O and partial melting in the system K<sub>2</sub>O-FeO-MgO-Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>-SiO<sub>2</sub>-H<sub>2</sub>O. *Contr. Mineral. Petrol.*, 55, 127-130.
- HOLDAWAY, M. J., 1971: Stability of andalusite and the aluminum silicate phase diagram. *Amer. Jour. Sci.*, 271, 97-131.
- HOLLISTER, L. S., 1966: Garnet zoning: an interpretation based on the Rayleigh-fractionation model., *Science*, 154, 1647-1651.
- , 1969: Contact metamorphism in the Kowiek area of British Columbia; an end member of the metamorphic process., *Bull. Geol. Soc. Amer.*, 80, 2465-2494.
- HOSCHEK, G., 1969: The stability of staurolite and choritoid and their significance in metamorphism of pelitic rocks. *Contr. Mineral. Petrol.*, 22, 208-232.
- HUTCHEON, I., FROESE, E. and GORDEN, T. M., 1974: The assemblage quartz-sillimanite-garnet-cordierite as an indicator of metamorphic conditions in the Daly Bay Complex, N. W. T., *Contr. Mineral. Petrol.*, 44, 29-34.
- 猪郷久治, 1979: 美濃帯東部のコノドントによる層序ならびに地質構造の再検討. 鹿沼茂三郎教授退官記念論文集, 103-113.
- ISHIOKA, K., 1974: Finding of an orbicular structure at Kinno, Nagano-ken, and its bearing on the genesis of the Tenryukyo granite. *Jour. Geol. Soc. Japan*, 80, 593-618.
- ISHIZAKA, K., 1966: A geochronological study of Ryoke metamorphic terrain in the Kinki district, Japan. *Mem. Coll. Sci., Univ. Kyoto, Ser. B*, 33, 69-102.
- KAGAMI, H., 1973: A Rb-Sr geochronological study of the Ryoke granites in the Chubu district, central Japan. *Jour. Geol. Soc. Japan*, 79, 1-10.
- KANO, H. and KURODA, Y., 1973: On the chemistry of coexisting garnet and biotite in pelitic-psammitic metamorphic rocks, central Abukuma, Japan. *Jour. Geol. Soc. Japan*, 79, 621-641.
- 加納 博, 1979: 中・南部阿武隈高原の変成作用, とくに角閃石の化学組成とざくろ石・きん青石地質温度計. 日本列島の基盤, 加納博教授記念論文集, 431-481.
- 狩野謙一, 1976: 美濃地域東南部の大デッケ群とオリストストローム, 日本地質学会第83年学術大会講演要旨, 147.
- , 1978: 愛知県下の領家変成岩の層序と構造. 地質雑, 84, 445-458.
- KANO, K., 1979: Giant Deckenpaket and olistostrome in the eastern Mino district, Central Japan. *Jour. Fac. Sci., Univ. Tokyo, Sec. II*, 20, 31-59.
- 片田正人, 1967: 長野県木曾地方北部の領家変成帯, 地質調査所報告, 223, 1-43.
- 唐木田芳文, 1974: 八代片麻岩類のざくろ石. 島弧基盤, 1, 23-28.

- KOBAYASHI, T., 1941: The Sakawa orogenic cycle and its bearing on the origin of the Japanese Islands. *Jour. Fac. Sci. Imp. Tokyo*, II, 5, 219-578.
- KOIDE, H., 1958: Dando granodioritic intrusives and their associated metamorphic complex. 311pp. *Japan Soc. Prom. Sci.*
- 小島丈児・岡村義彦, 1952: 柳井地方 (地質巡検案内書), 九大地鉱教室.
- KUTSUKAKE, T., 1977: Petrological studies on the Ryoike metamorphic rocks in the Toyone-mura area, Aichi prefecture, Japan. *Mem. Fac. Sci., Kyoto Univ. Ser. Geol. & Mineral.*, 43, 49-110.
- 杏掛俊夫, 1977: 領家帯の深成・変成作用の性格. 地団研専報 20 号, 37-44.
- KWAK, T. A. P., 1974: National staurolite breakdown reactions at moderate to high pressure. *Contr. Mineral. Petrol.*, 44, 57-80.
- LUTH, W. C., JAHNS, R. H. and TUTTLE, O. F., 1964: The granite system at pressures of 4 to 10 kilobars. *Jour. Geophys. Res.*, 69, 759-773.
- MIYASHIRO, A., 1953: Calcium-poor garnet in relation to metamorphism. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 4, 179-208.
- , 1973: Metamorphism and metamorphic belts. George Allen and Unwin.
- 仲井 豊, 1970: 愛知県三河地方の花崗岩類. 地球科学, 24, 139-145.
- NUREKI, T., 1974: Contact metamorphism in the So-o district, Yamaguchi Prefecture, Japan. — with special reference to the occurrence of sillimanite. *Memoirs of the Geol. Soc. Japan*. 11, 251-281.
- 瀧木輝一, 1976: 領家変成帯の基盤岩類の分布とその起源. 島弧基盤, 3, 43-44.
- 小野 晃, 1969 a: 長野県高遠-塩尻地方に分布する領家変成帯の地質. 地質雑, 75, 491-498.
- , 1969 b: 長野県高遠-塩尻地方に分布する領家変成岩の変成分帯. 地質雑, 75, 521-496.
- ONO, A., 1976: Crystal growth and zoning of garnet from the Ryoike metamorphic rocks of central Japan. *Jour. Japan. Assoc. Min. petr. Econ. Geol.*, 71, 308-325.
- , 1977: Temperature and pressure of the Ryoike gneisses estimated by garnet-cordierite geothermometer. *Jour. Japan. Assoc. min. Petr. Econ. Geol.*, 72, 114-117.
- 小野 晃, 1977: 高遠-塩尻地方の領家変成岩の岩石的研究. 岩鉱, 72, 453-468.
- PERCHUK, L. L., 1970: Equilibrium of rock-forming minerals. Nauka, Moscow.
- , 1977: Energetics of geological processes. (ed. Saxena, S. K. and Bhattacharji, S.), Springer-verlag., 285-352.
- RAASE, P., 1974: Al and Ti contents of hornblende, indicators of pressure and temperature of regional metamorphism. *Contr. mineral. petrol.*, 45, 231-236.
- RICHARDSON, S. W., BELL, P. M. and GILBERT, M. C., 1968: Kyanite-sillimanite equilibrium between 700° and 1500°. *Am. Jour. Sci.*, 266, 513-541.
- 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. 地団研専報, 19 号, 203-208.
- SAXENA, S. K., 1968: Crystal-chemical aspects of distribution of elements among certain coexisting rock-forming silicate. *Neues Jahrb. Mineral. AH*, 108, 3, 292-323.
- SCHREYER, W., 1966: Metamorpher Übergang Saxothuringikum-Moldanubikum östlich Tirschenreuth/Opf., nachgewiesen durch phasenpetrologische Analyse. *Geol. Rundsch*, 55, 491-509.
- SEIFERT, F., 1970: Low-temperature compatibility relations of cordierite in haploplites of the system  $K_2O-MgO-Al_2O_3-SiO_2-H_2O$ . *Jour. Petrol.* 11, 73-99.
- SEKI, Y., 1957: Petrological study of hornfelses in the central part of the Median Zone of Kitakami Mountainland, Iwate Prefecture. *Sci. Rep. Saitama Univ. Ser. B*, 2, 309-361.

- SEO, T. and HARA, I., 1980: The development of schistosity in biotite schists from Southwestern part of Mikawa Plateau, Central Japan. *Jour. Geol. Soc. Japan*, **86**, 817-826.
- SHIBATA, K. and HAYAMA, Y., 1968: K-Ar ages of the Ryoike metamorphic rocks of the Komagane district, Nagano Pref., central Japan. *Bull. Geol. Surv. Japan*, **19**, 213-218.
- STORMER, J. C., 1975: A practical two-feldspar geothermometer. *Amer. Mineral.*, **60**, 667-674.
- and WHITNEY, J. A., 1977: Two-feldspar geothermometry in granulite facies metamorphic rocks. *Contr. Mineral. Petrol.* **65**, 123-133.
- 杉 健一, 1933: 日本変成岩総説 特に所謂領家変成岩類に就いて. 岩波講座「地質学・古生物学・鉱物学・岩石学」, 岩波書店.
- 諏訪兼位, 1973: 中央構造線に沿う変成岩類. 「中央構造線」, 221-238. 東海大出版会.
- THOMPSON, A. B., 1975: Mineral relations in pelitic rocks. II. Calculation of some P-T-X (Fe-Mg) phase relation. *Amer. Jour. Sci.*, **276**, 425-454.
- 豊原富士夫, 1974: 山口県東部・玖珂層群および領家変成岩類の時代について. 地質雑, **80**, 51-53.
- 豊原富士夫, 1976: 山口県東部の三郡-山口帯-"領家帯"の地質構造. 地質雑, **82**, 99-111.
- TOYOHARA, F., 1977: Early Mesozoic tectonic development of the north-western Chichibu geosyncline in West Chugoku, Japan., *Jour. Fac. Sci. Univ. Tokyo, Sec. 2*, **19**, 253-334.
- YAMADA, N., KATADA, M., HAYAMA, Y., YAMADA, T., NAKAI, Y., KITSUKAKE, T., SUWA, K., and MIYAKAWA, K., 1974: Geological map of the Ryoike belt, central Japan, scale 1 : 200,000. *Geol. Surv. Japan*.
- 八尾 昭, 1979: 本州地向斜のトリアス紀・ジュラ紀放射虫化石. 日本地質学会第 56 年学術大会講演要旨, 148.
- 山下 昇, 1957: 中生代 (上・下). 地学双書 10, 11. 地学団体研究会.
- (昭和 55 年 2 月 1 日受理)

EXPLANATION OF PLATE I

1. Lenticular porphyroblast of quartz elongated parallel to the schistosity. Open nicol. qt ; quartz, A-bi ; A-biotite.
- 2, 3. Porphyroblastic A-biotite implying the rotation on the schistosity which is characterized by the parallel arrangement of muscovite and B-biotite of the younger stage. Open nicol. A-bi ; A-biotite, B-bi ; B-biotite, mu ; muscovite.
4. Porphyroblastic garnet with the inclusions of quartz and opaque minerals, pre-tectonic rotation of the porphyroblast relative to the matrix schistosity. Open nicol. ga ; garnet.

EXPLANATION OF PLATE II

1. Ill-shaped garnet elongated parallel to the schistosity. Open nicol. ga ; garnet.
2. Poikiloblastic A-andalusite containing Si as straight lines of inclusions; wrapped around by Se. Open nicol. A-and ; A-andalusite, mu ; muscovite.
3. Shimmer aggregate of white mica constructing the kelyphitic rim around the porphyroblast of B-andalusite. Open nicol. B-and ; B-andalusite, w-m ; white mica.
4. Elongated staurolite grains showing preferred dimensional orientation together with other inclusions in A-andalusite. Open nicol. A-and ; A-andalusite, st ; staurolite.

EXPLANATION OF PLATE III

1. Staurolite included in ovoidal porphyroblast of biotite. Open nicol. st ; staurolite, A-bi ; A-biotite, mu ; muscovite.
2. Lenticular porphyroblast of K-feldspar with the inclusions of quartz and opaque minerals. Open nicol. K-f ; K-feldspar, A-bi ; A-biotite, mu ; muscovite.
3. The veinlike mats of fibrolite arised from breached biotite. Note newly regenerated garnet. Open nicol. fib ; fibrolite, ga ; garnet.
4. Swarms of fibrolite needles fringing biotite. Open nicol. fib ; fibrolite, ga ; garnet, bi ; biotite.

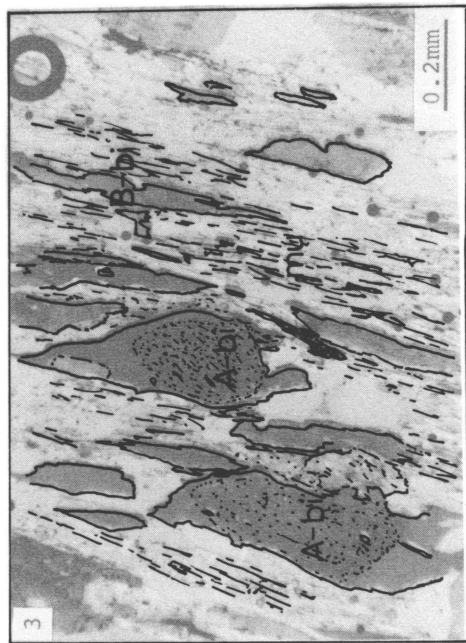
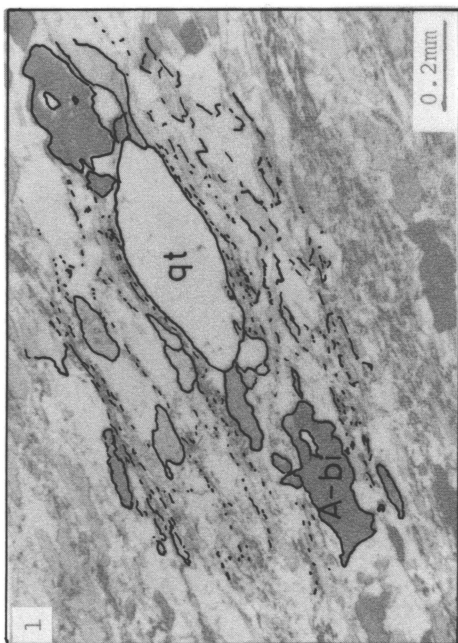
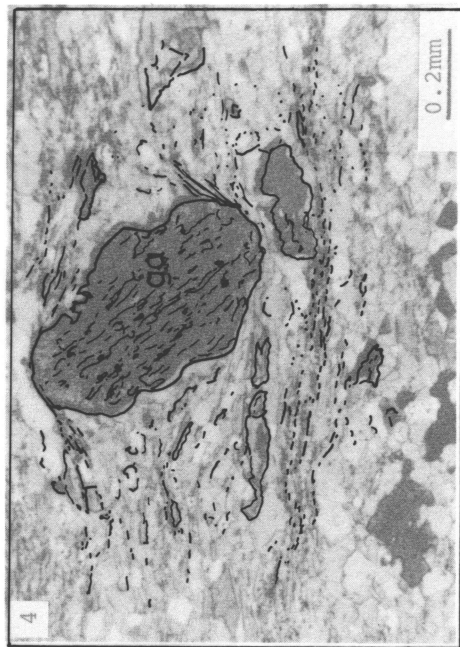
## EXPLANATION OF PLATE IV

1. Crystals of K-feldspar enclosing many quartz blebs and fibrous sillimanite needles. Open nicol. K-f; K-feldspar, sil; sillimanite, bi; biotite.
2. A large grain of cordierite enclosing many fibrous sillimanite needles. Crossed nicols. co; cordierite, sil; sillimanite.
3. Prismatic sillimanite in pelitic gneiss. Open nicol. sil; sillimanite, bi; biotite.
4. Crystals of microcline, turbid in the fringe owing to alteration. Open nicol. K-f; K-feldspar, bi; biotite, qt; quartz.

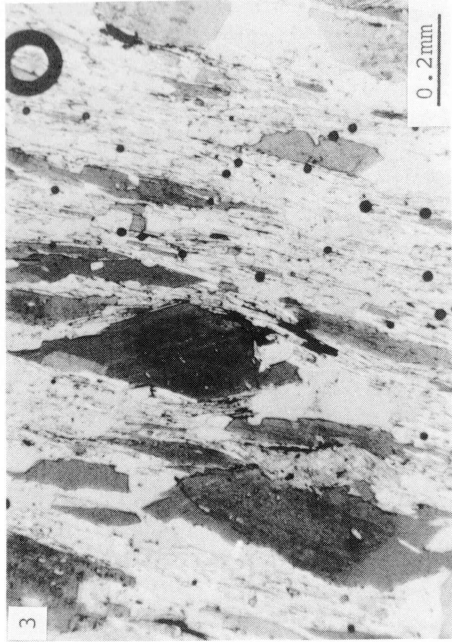
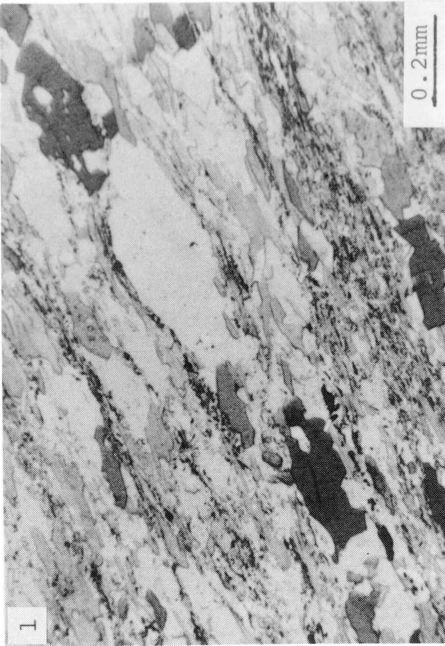
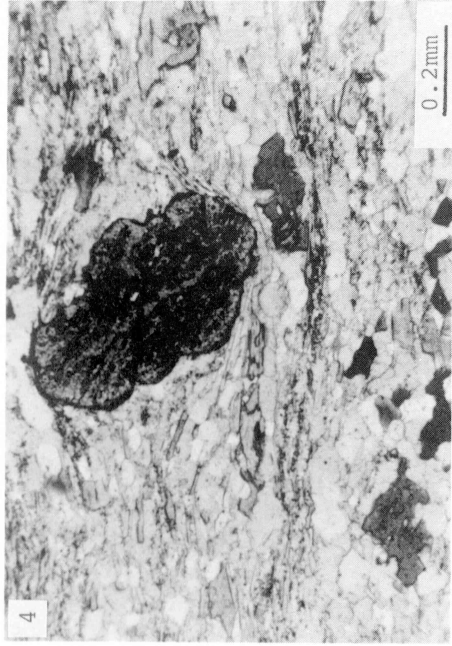
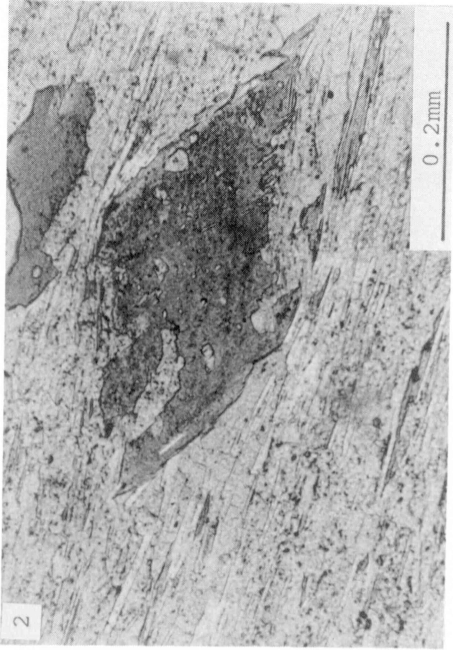
## EXPLANATION OF PLATE V

1. Granoblastic aggregate of plagioclase, hornblende and biotite in basic rock. Crossed nicols. ho; hornblende, bi; biotite, pl; plagioclase, qt; quartz.
2. Muscovite porphyroblast with centrally placed clusters of fibrolite needles. Open nicol. fib; fibrolite, bi; biotite, mu; muscovite, t; tourmaline.

広島大学地学研究報告 第25号(瀬尾) 図版I



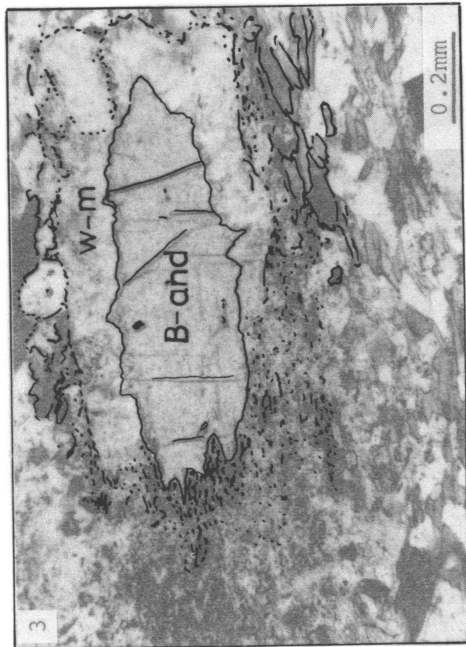
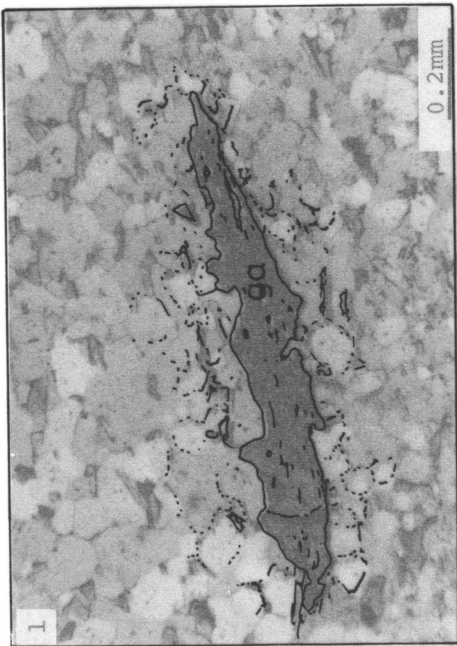
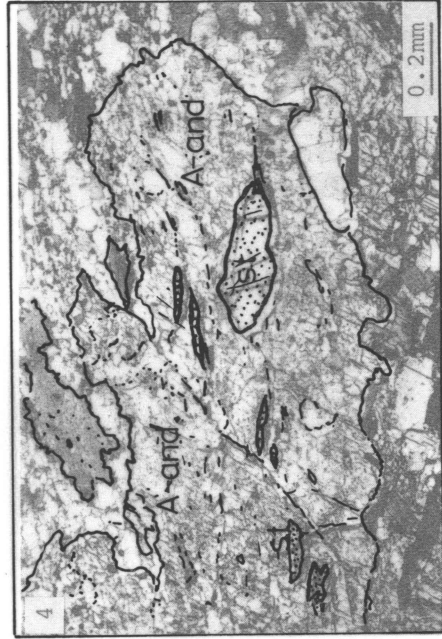
広島大学地学研究報告 第25号(瀬尾) 図版I



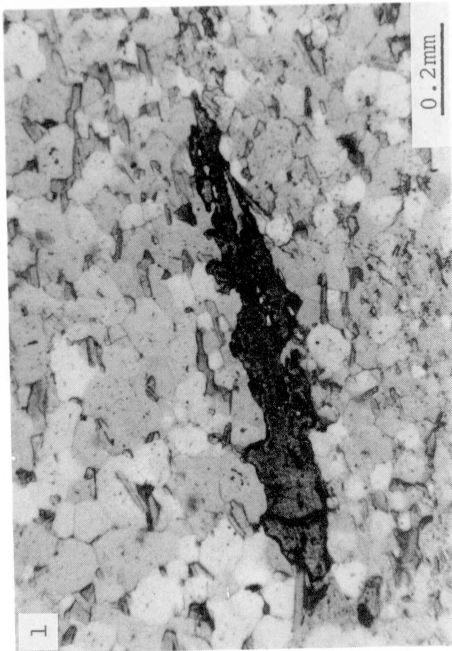
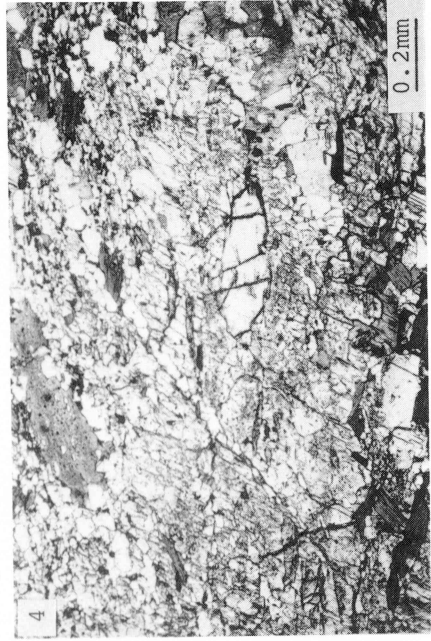
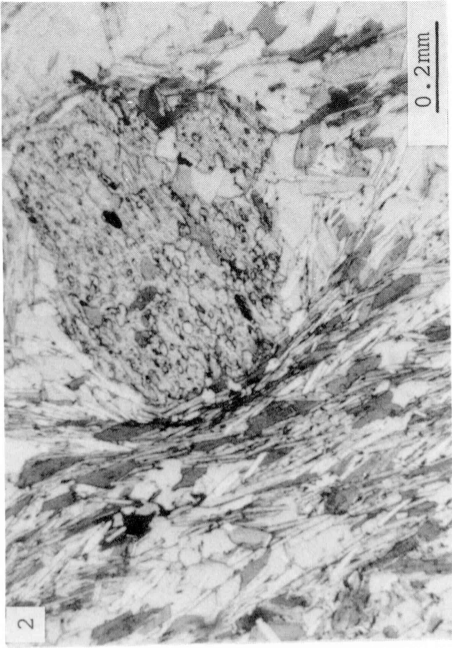




広島大学地学研究報告 第25号(瀬尾) 図版II

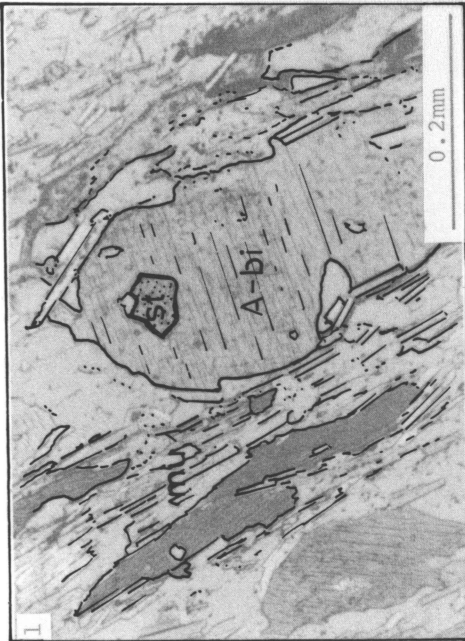
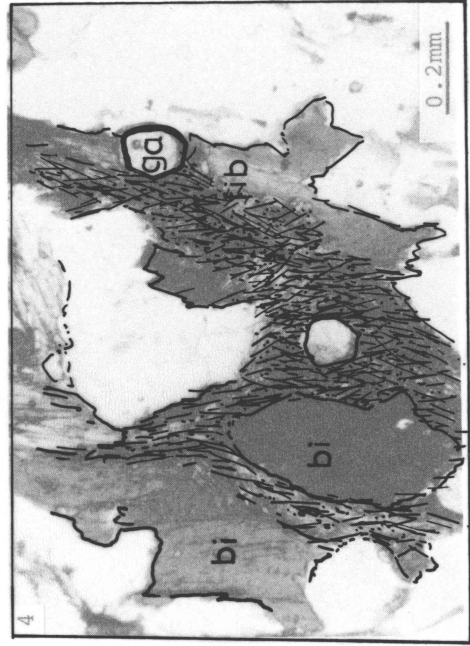
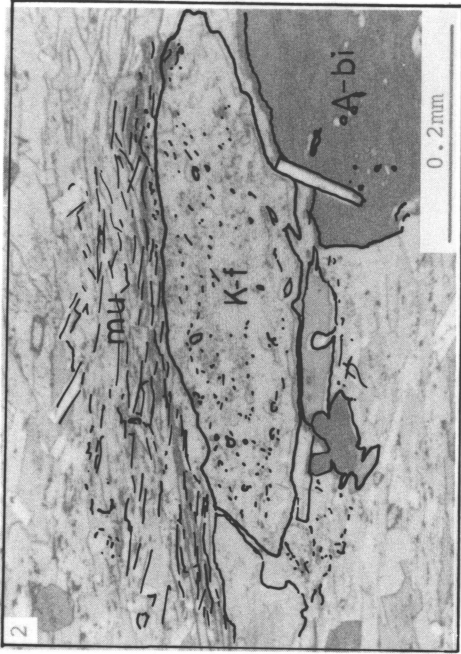


広島大学地学研究報告 第25号(瀬尾) 図版II

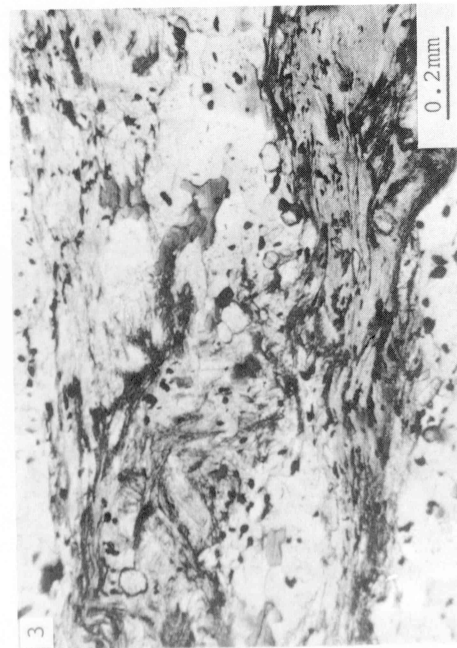
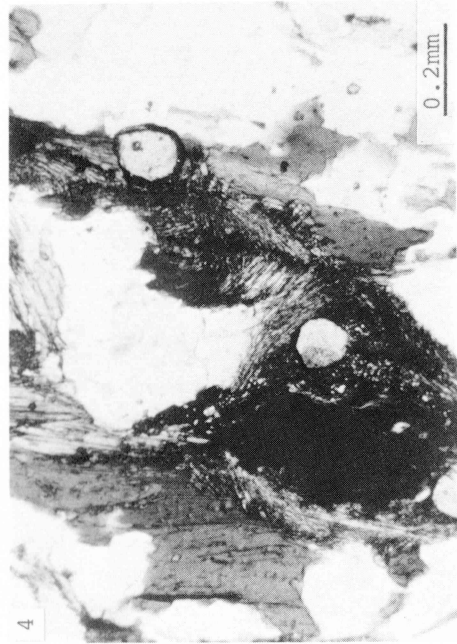




広島大学地学研究報告 第25号(瀬尾) 図版III

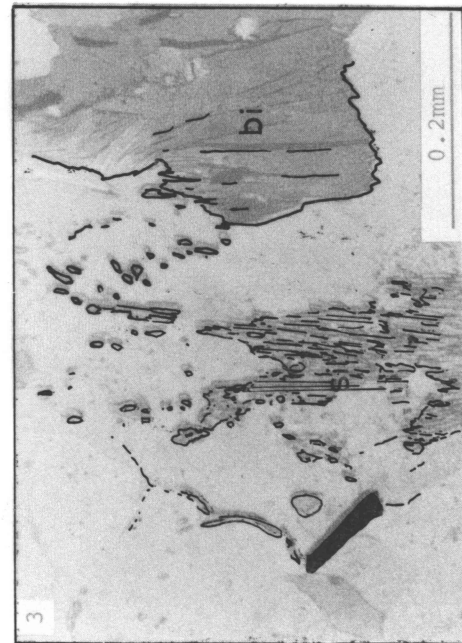
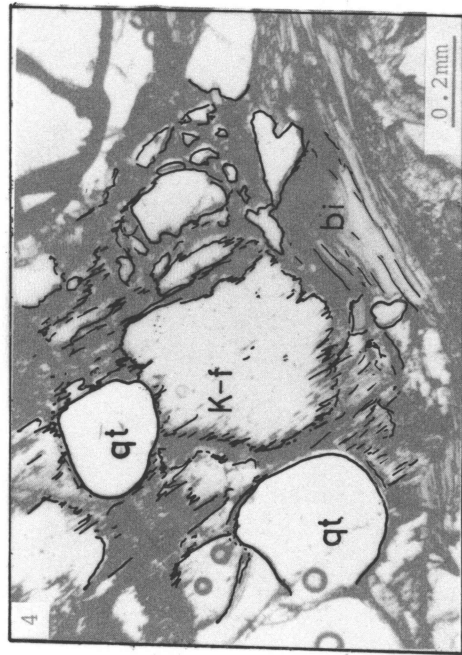


広島大学地学研究報告 第25号(瀬尾) 図版III





広島大学地学研究報告 第25号(瀬尾) 図版IV





広島大学地学研究報告 第25号(瀬尾) 図版IV

