

中央アルプスの領家帯にみられる変輝緑岩

片田 正人* 村山 正郎*

Meta-diabase of the Ryōke Zone in the Japanese Central Alps

by

Masato Katada & Masarō Murayama

Abstract

Numerous dyke-like bodies of meta-diabase are exposed in banded gneiss and in Inagawa Granite of the Ryōke Metamorphic Zone in the Japanese Central Alps (Kiso mountain range).

The original diabase which intruded in the later stage of metamorphism is finally transformed by the metasomatic process into trondhjemite.

Several data are described concerning the modes of occurrence, the optical properties of minerals, mineral assemblages and chemical components.

要 旨

こゝで問題にする変輝緑岩とは、長野県南部を南北に走る中央アルプス(木曾山脈)の、領家変成帯に分布する変成岩である。このなかには、原岩に近い輝緑岩質岩石から、最も強く変成作用をうけた花崗岩質岩石(トロニウム岩)までみられ、その間の変成作用の過程を、かなり詳しく追跡することができる。この過程は多くの物質の移動を伴っており、花崗岩化作用および交代作用の1つの典型である。

1. 緒 言

この報文は、赤穂地質図幅調査のさい得られたデータを主とし、隣接する飯田・上松・妻籠の各地質図幅地内のデータを参考にしてみとめたものである。赤穂地質図幅では、変成岩中にあるものを変輝緑岩Ⅰ、花崗岩中にあるものを変輝緑岩Ⅱとしてあり、飯田地質図幅では、変成の進まないものを変輝緑岩、変成の進んだものを細粒黒雲母花崗岩として記載してある。しかし、本文では、便宜上、すべてを変輝緑岩と総称し、その変成作用を、すべて花崗岩化作用という言葉を用いることにする。

この種の塩基性の変成岩に関しては、内外に多くの論文がみられるが、領家帯で岩生周一(柳井地方)⁷⁾⁸⁾、小出博(段戸地方)¹⁸⁾、平山健(香川県)⁹⁾が研究したもの

や、阿武隈変成帯で牛来正夫²⁾³⁾・渡辺岩井¹²⁾²²⁾および小倉義雄¹⁴⁾¹⁵⁾などが研究したものが、これから述べる変輝緑岩に類似している。とくに小出博が詳細に記載したものは、当地域のものほとんど同様なものといつてきつつかえなく、多くの点で教えられる点が多かつた。

本報文をまとめるにあたり、都城秋穂助教授からは garnet に関して、牛来正夫教授からは鏡下の諸事実に關して、それぞれ御教示をいただいた。こゝに深甚の感謝の意を表する。

また、河田清雄・山田直利両技官とは、野外および室内作業で多くの時間をともにし、資料の交換および討論を繰り返した。斎藤正次地質部長を始め、地質調査所図幅課の方々からは、種々批判と助言を得ることができた。

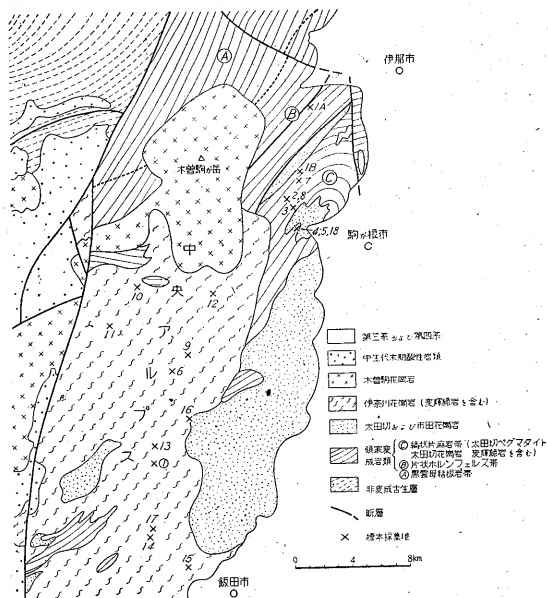
2. 地質概要

木曾駒ヶ岳周辺の領家帯に関しては、柴田秀賢を始めとする教育大学関係者¹⁸⁾や筆者ら⁹⁾¹⁰⁾¹¹⁾¹⁷⁾²⁰⁾によつて、いくつかの報文が発表されている。いま、この報文に關連する事項を簡単に繰り返すことにする。

この付近の地質は、領家変成岩類と、変成作用の末期または終了後に貫入した花崗岩類とで構成される。

変成岩類は、黒雲母粘板岩帯→片状ホルンフェルス帯→縞状片麻岩帯と、増進的に分帯される。変輝緑岩は片状ホルンフェルス帯中の1岩体以外は、全部縞状片

* 地質部



第1図 中央アルプス地域の地質図
(赤穂・飯田・上松および斐川地質図幅より)

麻岩帯内でみいだされた。片状ホルンフェルス帯に特徴的な変成岩は、cordierite または andalusite を含む片状雲母ホルンフェルス (雲母片岩) である。縞状片麻岩帯に特徴的なものは、cordierite および (または) sillimanite を含む雲母片麻岩であつて、おびたどしいペグマタイト~アプライト^{註1)}や、細粒の太田切花崗岩の岩脈を伴つている。

片状ホルンフェルス帯中の1岩体というのは、伊那市西方山中を通る幅の広い破碎帯 (断層) 内に現われている (No. 1A)^{註2)}。そして、この断層は、変輝緑岩の原岩の貫入以前にすでに生じていた可能性がある¹⁰⁾。したがつて、この変輝緑岩は、この断層に沿つて貫入したもので、他の岩体に比較してとくに上部まで達しているのではなからうか。このように考えると、片状ホルンフェルス帯に存在するということは、むしろ例外的な現象で、この地方での分布は、変成岩地域では縞状片麻岩帯のみに限られるとみなしてさしつかえない。

註 1) 便宜上本文では太田切ペグマタイトと仮称する。これは、片麻岩中で ptigmatic folding や, lit-par-lit injection をしている。

註 2) 本文での標本番号。採集地点は地質図に示す。なお、同一岩体からの標本は同一数字で示し、小文字の a→b (→c) の順序で花崗岩化作用が進んだ標本であることを示す。ただし、No. 1A と No. 1B は異なつた岩体。

花崗岩類は、太田切花崗岩・市田花崗岩・伊奈川花崗岩および木曾駒花崗岩であり、変輝緑岩が存在するのは、伊奈川花崗岩のなかである。

太田切・市田両花崗岩 (細粒の、黒雲母または白雲母黒雲母花崗岩) は、変輝緑岩の最も酸性の岩相ときわめて類似しているから、3者は成因的につながりをもつものかも知れない。また、木曾駒花崗岩 (中粒の角閃石黒雲母花崗閃緑岩) のなかには、伊奈川花崗岩と接する付近で2, 3の、こゝでいう変輝緑岩と同様なものがみられるし、全般的に、似たような岩石を原岩とする小型の塩基性包有物 (ovoids) が多い。しかしこゝでは太田切花崗岩や木曾駒花崗岩に関してはふれないことにする。

伊奈川花崗岩は、小出博が研究した天竜峡花崗岩に連続しており、類似の花崗岩は、領家帯の他の場所にも広く分布するらしい¹⁰⁾。岩相は、片状ないし塊状、粗粒の角閃石黒雲母花崗岩であり、斑状の microcline が目立つことがある。

以下に、主として縞状片麻岩帯中の変輝緑岩について述べ、同時に伊奈川花崗岩中のもの一部に関してもふれる。ただし、同様の変成岩について小出博がすでに詳細に論じているので、なるべく重複をさけ、とくに記述を簡略化した部分が少なくない。

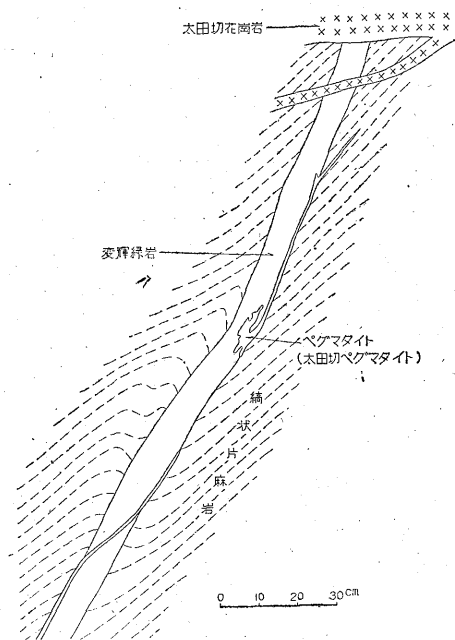
3. 変輝緑岩の産状

3.1 縞状片麻岩帯中の変輝緑岩

変輝緑岩の原岩と考えられるような輝緑岩は、このあたりの古生層または領家帯の低変成度の変成岩中にはみいだされない。古生層中の塩基性火山岩 (いわゆる輝緑凝灰岩) の変成されたものは、こゝでいう変輝緑岩 (いわゆる ortho-amphibolite) とは異なる角閃岩 (para-amphibolite) である。それゆえ、変輝緑岩の存在は、少なくとも変成岩中のものに関するかぎり、この付近では領家帯の中心部に限られており、その意味で、領家変成・深成作用に密接に関係するものであろう。

この模式的な露頭は、太田切川河床およびその支流の黒川沿いの道路傍で無数にみられる。

1) 変輝緑岩の多くは、幅数 cm ~ 数 m の、岩脈状岩体で、片麻岩の片理を切つている場合 (clean cut) も少なくない (第2図)。しかも変成作用 (花崗岩化作用) をうけている。これらの事実は、すでに報じたように¹⁰⁾ 「領家変成作用の終了する以前に、原岩の輝緑岩が岩脈として貫入し、引き続き作用した花崗岩化作用によつて、変輝緑岩と一括した変成岩類を生じた」ということを示すものである。なお、太田切ペグマタイトの出現は



第2図 縞状片麻岩の片理を切る (clean cut する) 変輝緑岩の1例。garnet-biotite facies (No.18)

輝緑岩貫入より後期であり、太田切花崗岩の貫入はさらにそれより後期である。

2) 大きくみて、片麻岩の片理を切っている場合でも、変輝緑岩に近接した部分の片麻岩の片理は、局部的に両者の境界に平行に近づくことがある。これは、変輝緑岩に比較して、片麻岩の方がより plastic であつたことを示すものであろう。また、変輝緑岩内部に、壁にほぼ直交し、現在はペグマタイトで満たされた割れ目が生じていることがあるが、この割れ目の存在も、変輝緑岩があまり plastic でなかつたことを示す1つの証拠と解される。

しかしまれに、変輝緑岩が縞状片麻岩に接した部分には、片麻岩と同一方向の弱い片理をもつこともある。

3) 変輝緑岩が太田切ペグマタイトに接する部分、あるいはペグマタイト中の小規模の捕獲岩などには、一般の部分より暗色で、biotite や hornblende が濃集し、quartz の少ない岩相が発達することがしばしばある。あまり強く花崗岩化されていない岩体は、均質な岩相を示す点から考えて、この暗色部は明らかに花崗岩化作用に伴なつて形成されたものであつて、いわゆる塩基性化された岩相、見方を変えれば、脱珪酸化された岩相というであろう。

4) 花崗岩化作用の最も顕著な特徴は、岩体の内部に、あまり花崗岩化作用を受けていない暗色の部分と、より

強く花崗岩化作用を受けた優白色の部分とが共存し、両者の境界がきわめて明瞭なことである。全体の花崗岩化作用の弱い場合には、優白色部は脈状であるが、花崗岩化作用が進むにつれてその脈状部は広くなり、やがて暗色の部分が優白色のなかに島状に取り残され、ついには消失する(図版1)。

3.2 伊奈川花崗岩中の変輝緑岩

これは伊奈川本流地域の一部などをのぞき、飯田西方山地付近まで全般的に分布し、ときに密集している。

1) 片麻岩中のものと似たような規模の岩脈状の捕獲岩である。もちろん花崗岩化作用を受けており、脈状または網状の花崗岩化作用の進んだ部分と、進まない部分とが、明瞭な境で接する。

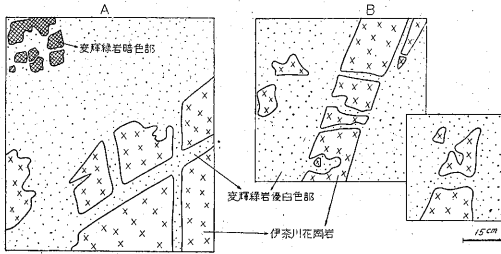
2) この岩脈状捕獲岩の延びた方向と、測定しうるかぎりの伊奈川花崗岩の片理とは、多くの場合一致し、大きくみると斜交するようでも、境界に近づくとき片理は方向を変えて平行に近づく(註3)。しかしまれに明瞭に斜交することもある。

3) 花崗岩化作用の進んだ優白色の部分が、第3図に示したようにふたたび流動性を帯びて(rheomorphism)、周囲の花崗岩中に突出していることがある。

ところで伊奈川花崗岩中の変輝緑岩の由来についてであるが、縞状片麻岩中の変輝緑岩の場合には違つて、花崗岩中の場合には、いまのところ、岩脈状捕獲岩であるということ以外に原岩貫入の時期を決定するデータを得ていない。

しかし大きくみると次の2つの可能性が考えられる。すなわち、第1は、変輝緑岩の原岩が領家変成作用以前に、基盤岩中に岩脈としてすでに存在していた場合である。第2は、領家変成・深成作用に関連して、その期間中のある時期に変成岩中もしくは固結状態の深成岩中に貫入した場合である。このうち、既存の基盤岩および変成岩中に貫入した場合は、輝緑岩は、母岩と同時に花崗岩化され、母岩だけが流動性を帯びたことを示してお

註3) 伊奈川花崗岩の片理は、弱いためしばしば測定困難になるが、ほとんどの変輝緑岩の延びは花崗岩の片理に一致するから、風化した露頭などでは、逆に変輝緑岩の産状から、花崗岩の片理を知ることもできる。ちなみに、この花崗岩の片理の方向、とくにその傾斜に注意してみると、多くの場所で比較的緩傾斜である。例えば、伊奈川支流余川流域では20~30°の値を示し、これ以外の所でも、一般に50°以内の例が多い。ところが、外側の古生層や、少なくとも黒雲母粘板岩帯・片状ホルンフェルス帯の変成岩類の傾斜は、50°以上が普通である。この対称的な事実は興味深い。



第3図 伊奈川花崗岩を貫き、寸断している変輝緑岩の優白色部 (No.12b)。B図は一度変輝緑岩中に貫入した花崗岩が、次の段階で逆に変輝緑岩に貫かれていることを示す。

り、深成岩中に貫入した場合は、その深成岩体がふたたび流動性を帯びたことを示している。いずれにしても、Goodspeed のいう relict dyke に近いものである。それでは、これらのうちではどの場合の可能性が一番多いかという、おそらく変成岩中に貫入した場合ではなかろうか。そして、先に述べた変成岩中の変輝緑岩と比較すると、両者は産状・岩質がきわめて類似するから、時期的にもほぼ同時期のものと考えるのが自然であろう。しかしこの問題をさらに明確にするためには、伊奈川花崗岩およびその類似岩を多くの面から追及すべきである。

4. 岩相の種類

変輝緑岩の原岩はいろいろな点から推して、1岩体の内部でも、各岩体相互の間でも岩質の差は少なく、せいぜい結晶粒の大きさに多少の差があつた程度であろう(註4)。これが花崗岩化作用をこうむると、その過程の差によつて、いくつかの岩種が生じた。小出博は段戸地方において、これを hornblende, biotite, garnet および porphyritic plagioclase によつてそれぞれ特徴づけられる4つの岩種 (granitization series) にわけた。こゝでも、似たような標準によつて、以下の5種の型 (岩相=facies) に分ける。

- (1) hornblende と biotite を含み、原岩に近いもの (hornblende-biotite facies と呼ぶことにする)。
- (2) 有色鉱物として biotite 以外にみられないもの

註4) この附近の領家帯には所々に変輝緑岩より粗粒の斑岩帯～閃緑岩が存在する。少なくともこれらの岩体の一部は変輝緑岩と近縁関係をもつと考えられる。しかしこの種の岩石については考えないこととする。したがつてこゝでいう変輝緑岩は plagioclase の大きさでいえば、1mm 前後のものがほとんどである。

(biotite facies)

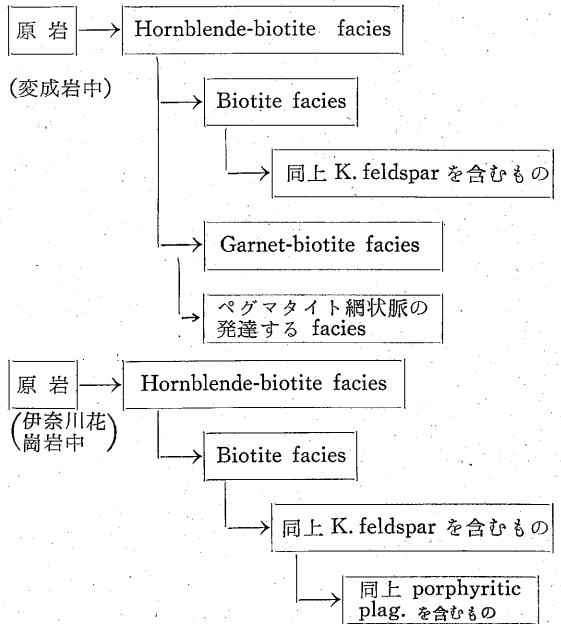
(3) garnet と biotite を含むもの (garnet-biotite facies)

(4) hornblende と biotite とを含み、ペグマタイト質の網状脈が発達する岩相

以上は変成岩地域にみられるものである。

(5) 伊奈川花崗岩中にみられるもの。伊奈川花崗岩中のものには上記の hornblende-biotite facies, biotite facies などの岩相がみられるが、こゝでは、単なる説明の都合上、変成岩地域のものと別にして一括した。

以上の(1)～(4)の岩相は、個々独立の岩体を作ることもあるが、しばしば2つまたは3つの岩相が1岩体内に一緒にみられることがある。このような場合を観察し、各岩相間の関係を求めて総括すると、第4図に示すような大まかな花崗岩化の経路が推定される。



第4図 変輝緑岩の岩相 (facies) の種類とその花崗岩化の経路 (概念図)。

4.1 Hornblende-biotite facies

この岩相は、比較的原岩に近いものであつて、縞状片麻岩帯でも片状ホルンフェルス帯に近い所に発達する (No.1B, 7 など)。片状ホルンフェルス帯の唯一つの岩体は、最も原岩に近い岩相を示している (No. 1A)。この原岩に近いものは、plagioclase, hornblende と微量の2次的な biotite, quartz からなり、組織は細粒状の quartz と、hornblende に伴う biotite とをのぞけば、原岩のオフィティック様の組織を明らかに残してお

り、まれに plagioclase または hornblende 斑晶の名残も存在する。また hornblende は中心部に原岩のものと思われる brown hornblende を残している。pyroxene の残晶または、それを交代したと考えられる鉱物はみあたらない。したがってこの岩石の原岩は hornblende-plagioclase rock ではないかと考えられる。

花崗岩化作用のやゝ進んだものでは、plagioclase の自形性は漸次失われ、quartz の量を増し、原岩の組織は次第にばやけていく。そして、ときに、より花崗岩化の進んだ優白色部 (多くは biotite facies) を伴なってくる。hornblende の存在するものには、K. feldspar はまれにしか存在しない。

4.2 Biotite facies

この岩相のなかには、比較的暗色のものから、最も花崗岩化の進んだ白色の花崗岩質岩石までみられる。暗色のものは、plagioclase, biotite および quartz を主とし、原岩の組織は相当不明瞭であるが、plagioclase が比較的自形性を保っている。白色のものは、粒度の点では、原岩と大差ないが、組織はもはや granitic な組織を示し、K. feldspar が加わる。

4.3 Garnet facies

この岩相は比較的特異なものであつて、わが国では、段戸地方の記載以外にあまりその例をきかない。

これは、伊奈川花崗岩中でみだせず、縞状片麻岩帯でも比較的中心部の太田切ペグマタイトの卓越した部分に多い。また、ほとんどの場合、暗黒色部も、優白色部もともに garnet facies であつて、他の岩相に移化する例は少なく、多くの場合 hornblende, および K. feldspar を含有していない。その他の外観・組織などの点では biotite facies によく似ている。

この garnet-biotite facies が他の岩相と同様に hornblende-biotite facies の原岩に近いものから派生していることは、段戸地方の例からみても明らかであり、この地方にも、その事実を裏づける露頭がまれにみいだされる (No. 2 など)。

この岩石の生成条件については後述する。

4.4 ペグマタイト網状脈の発達する岩相

この岩相の例は比較的少ないが、太田切河床に 2, 3 の模式的な岩体が太田切ペグマタイトとともに露出する (No. 5)。特徴は図版 3 に示されるように、白色の網状脈の発達することである。

網状部は、所々に塊状の部分が発達し、その岩質は周囲の太田切ペグマタイトと同質であつて、それと境界なしに連絡している。したがって、この網状部は、あたかも、変輝緑岩中に太田切ペグマタイトが貫入したもので

あるかのような外観を与える。

しかし興味ある事実としてアプライト質の太田切花崗岩がこの岩体を切る所では、それに接する付近の網状部もアプライト質花崗岩と同質の岩相を示し、それが外側では同花崗岩に、内側では上記のペグマタイト質の部分に連続的に連絡している。また、この網状部の全体の形状は直線状ではなく、伊奈川花崗岩中の変輝緑岩などにみられる優白色部に似ているし、この網状部の内に、変輝緑岩の biotite facies と思われる所が relic 状に残っている。このような諸事実は、網状部が交代的に生じたことを暗示しており、幅数 mm 程度の網状部を顕鏡しても、ある程度このことが肯定される。

おそらく網状部は、初期の段階では、他の岩体と同様の優白色部であつたと思われる。花崗岩化作用が続行してその部分がより花崗岩質になると、相接する太田切ペグマタイトなどが浸透し、最後は、両者は境界のない連続した岩相になつたものであろう。

網状脈以外の所は、hornblende, biotite, plagioclase, および quartz からなり、後に示すように、化学成分と鉱物成分はともに最も原岩に近い岩体に類似している。しかしながら、この岩体の存在する所は縞状片麻岩帯の中心地域であり、鏡下の組織をみても、原岩の組織はまったく不明瞭である。したがって、この岩相はかなり変成作用をうけていると解さなければならない。

そこでよく注意してみると、一部でこの岩相が前記の garnet-biotite facies から移化している所がみられ、また garnet-biotite facies には、太田切ペグマタイトに接して局部的に塩基性化された部分が生じているが、この両者には類似している点が多く、場合によつてはほとんど区別しがたいことがある。したがって、網状脈以外の所が原岩に近い成分を有するのは、おそらく太田切ペグマタイトが浸透した段階で起こつた塩基性化作用が関係しているものと考えられる。

4.5 伊奈川花崗岩中の岩体

伊奈川花崗岩中のもののうち、原岩に近いものは、上記の分類によれば hornblende-biotite facies であり、花崗岩化の進んだものは biotite facies であつて、両 facies が同一岩体内でみられることが多い。全体的な分布傾向をみると、北部のものほど hornblende-biotite facies に富み、南下するほど biotite facies に富んでいる。したがって、花崗岩化の程度は、南部ほど高いといえる。

biotite facies のうちでも最も酸性のものは、変成岩地域の岩体の最も酸性のものよりも、一層酸性であつて、もはや花崗岩質岩石である。

また biotite facies が、伊奈川花崗岩と接する付近に

は, porphyritic plagioclase が生じ (小出の porphyritic plagioclase の series), しばしば粒度が粗くなっていることがある (小出の mechanical disintegration)。

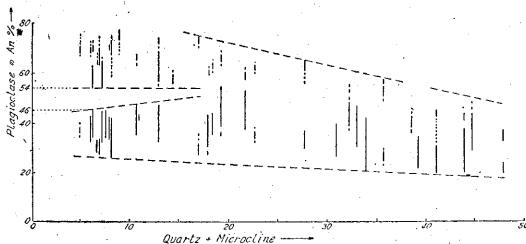
5. 構成鉱物註5)

5.1 Quartz

quartz は, 原岩に近いものでは, 細粒状であり花崗岩化作用が進むにつれてより大型になり, またポイキリチックの結晶に成長する。この比較的大型の quartz は, 波動消光が著しく, 晶出時の偏圧の影響を示している。

5.2 Plagioclase

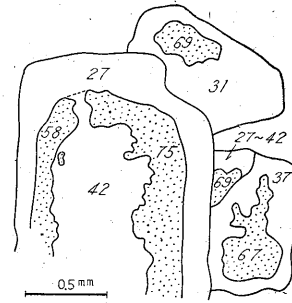
最も原岩に近い岩体 (No. 1A, 1B) のものは, 自形・新鮮で, 双晶・累帯構造ともに発達する。成分は註6)An



第5図 Plagioclase の成分と quartz+K.feldspar (microcline) との関係。plagioclase は花崗岩化とともに酸性化し, 成分範囲が狭くなる

77% ないし An 60% ほどで, ときに周辺部に An 40% 以下に達する外縁部が発達する。花崗岩化が進むと, 全体は Ab 成分に富んでゆくが, その状態は第5図の, An% と quartz+K.feldspar との関係図に示される註7)。また plagioclase は, しばしば特徴のある累帯構造を示す。典型的にこの特徴を示すものでは, 塩基性の不規則型の中核部と酸性の縁辺部とは明瞭な境界で接し, しかも中核部は汚濁していることが多く, 縁辺部は新鮮である。このような plagioclase は, すでに小出が門島花崗岩に関して詳細に論じているが註8), 塩基性岩が花崗岩化されるさいに, しばしばみられる特徴的なものである (第6図)。

この plagioclase の中核部は, 変質作用のため, 成分の測定は困難なことが多いが, 最も塩基性の部分は An 75%以上に達する。中核部と縁辺部の明瞭な境界を境と



第6図 汚濁した plagioclase の塩基性部。不規則な形の例。数字は An%。アルバイト式双晶を図から省略してある。

して, 成分にはやゝ大きな差がみられ, 比較的花崗岩化の進まない岩体においては, 第5図に示されたように, An 46% またはそれ以上から, An 54% の間の値を示す plagioclase はみあたらない。おそらく, この空白部は, 都城秋穂が指摘したような註9) miscibility gap というものであろう。

花崗岩化作用が進むにつれて, plagioclase の自形性は次第に失われ, 丸味を帯び, 累帯構造は漸次少なくなり, 汚濁した中核部も, 境界がぼけてゆく。最も酸性の型のものでは, 汚濁した中核部でも An 35%以下に達し, An 20% に達する外縁部が発達するものがある。

また, 伊奈川花崗岩中の岩体にみられる porphyritic plagioclase には, 細かい双晶は発達するが, 累帯構造は顕著でなく, 鏡下でも原岩に由来した plagioclase と区別できる。成分は, An 25~43%である。これは周辺の伊奈川花崗岩中のものによく類似した特徴であつて, 伊奈川花崗岩のものには, 累帯構造の発達は弱く, その成分は An 23~40%である。したがつて, この porphyritic plagioclase の晶出は直接伊奈川花崗岩に関係するものであろう。

なお, 縞状片麻岩中の plagioclase は, 累帯構造が目立たず, 成分は An 25~33%であり, 太田切ベグマタイトのものも, ほゞ同様の性質である。

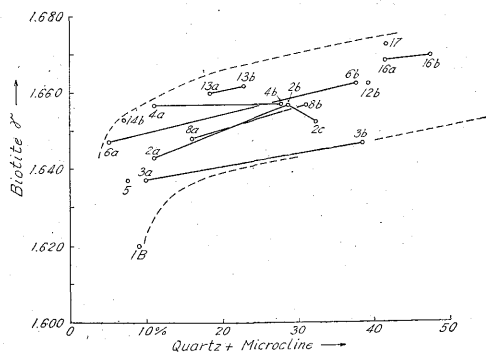
5.3 Biotite

Biotite は一般に変成岩特有の淡色のものが多く, 最も原岩に近い岩体 (1A, 1B) 中のものが最も淡色 (pale orange brown) であり, そのほかの変成岩地域のもは, 全体として orange brown~reddish brown である。伊奈川花崗岩中のものは, それより色の差があり, reddish brown~brown, ときに dark brown で, 変成岩地域のものより, 僅かではあるが一般に濃色である。

註 5) 構成鉱物の光学性に関しては小出博の資料を参照されたい。

註 6) 最大対称角をユニバーサルステージで測定

註 7) 変輝緑岩の花崗岩化の程度を示す尺度は, (1) 野外では色, (2) 鉱物成分では quartz+K.feldspar, (3) 化学成分としては SiO₂%を一応の基準とした。



第7図 Biotite の屈折率 (γ) とその岩石中の quartz + K. feldspar (microcline) との関係。数字は標本番号で No. 14~17 は飯田地質図幅説明書資料。同一岩体内での異なる資料は直線で結んである。

第7図は屈折率 (γ) とその biotite を含む岩石の quartz + K. feldspar との関係である。No. 1B の pale orange brown biotite は 1.620 の最低値で、他は 1.635 以上である。そして、各岩体は 1.640~1.670 の間でありかなり大きな差をみせるが、同一岩体内では、花崗岩化作用が進むにつれて高くなっている。

また No. 4a~4b の garnet-biotite facies のものは、1.657 であるが、その局部的に塩基性化された部分は、1.634~1.635 と低くなっている。このことは、太田切ペグマタイト中の biotite の屈折率が 1.635 \pm である点を参照すると興味深い事実である。

なお、縞状片麻岩中の biotite は 1.641~1.647 である。

5.4 Hornblende

最も原岩に近い岩体 (No. 1A, 1B) の hornblende は brown hornblende (X=pale yellowish brown, Y=yellowish brown, Z=greenish brown, 屈折率 γ =1.670) で、その縁辺部は、nearly colorless~pale green の hornblende (屈折率 γ =1.660 以下) に移化している。それ以外の岩体のものは、多色性の少ない pale yellowish green のもので、岩体間での色の差は少ない。blue green のものは伊奈川花崗岩に接した部分に 1 例みられた。

5.5 Garnet

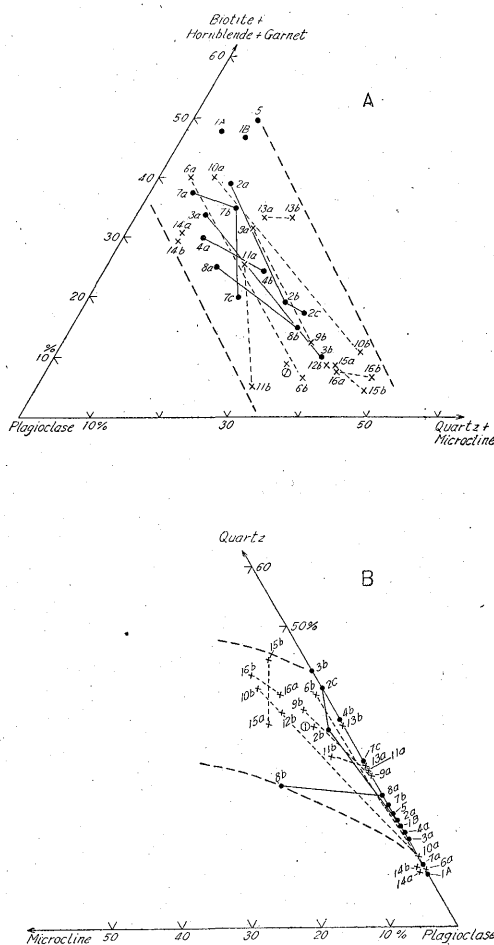
Garnet は最大径 2 cm に達し、多い時は、岩体の 10% の量に達する。一般に、花崗岩化作用の進まない部分ほど大型結晶で、また量的に多い。

鏡下でみると、非常にポイキリチックな単晶で、丸味を帯びた quartz, sericitized plagioclase, chloritized biotite などを含む。一般に無色であるが、中心部のみが淡いピンク色で、細かい biotite や、ちんあいた状鉱物などを包有していることがある。また garnet の周

囲には、やゝ大型の biotite が集合していることがある。この garnet は、都城秋穂の鑑定によればほぼ almandine である (格子常数 $a_0=11.58\text{\AA}$)。

6. 鉱物成分と化学成分

花崗岩化作用に伴う鉱物成分と化学成分の変化を知るため、鉱物容量比の測定と化学分析を行なった。分析は、1岩体中に、暗色部と優白色部の共存するものに関して、その両者 (または3者) を行なった (上松地質図幅説明書資料=第1表上部)。また鉱物容量比は、point counter 法で求めた (1枚の薄片について約 400 点測定)。このうち、化学分析した標本に関してのみ第1表下部に示す。



第8図 変輝緑岩の鉱物容量比をプロットした三角図表
●.....変成岩中の岩体 ×.....伊奈川花崗岩中の岩体

第1表 変輝緑岩の化学分析値と鉱物容量比

標本番号	1 B	2 a	2 b	2 c	3 a	3 b	4 a	4 b	5	6 a	6 b	①
SiO ₂	53.41	54.76	65.61	70.79	57.76	73.21	60.75	63.70	51.79	52.62	73.13	71.12
TiO ₂	0.69	1.06	0.57	0.47	0.77	0.14	0.87	0.57	0.96	0.97	0.25	0.16
Al ₂ O ₃	15.52	18.31	16.43	13.55	18.21	14.76	17.81	17.39	15.97	17.87	14.04	15.35
Fe ₂ O ₃	1.55	1.90	1.24	1.64	1.65	0.39	1.73	1.64	1.90	2.00	1.04	0.57
FeO	6.36	5.91	3.13	2.03	5.03	1.33	4.96	3.96	7.73	6.47	1.33	2.20
MnO	0.10	0.13	0.11	0.08	0.19	0.16	0.06	0.09	0.18	0.14	0.03	0.02
MgO	8.62	3.83	1.22	1.74	3.89	0.75	2.18	1.51	7.10	4.70	0.58	0.49
CaO	9.79	7.00	3.67	2.40	6.65	5.00	5.00	4.44	9.40	8.39	2.85	3.64
Na ₂ O	1.31	2.12	3.18	3.55	0.89	2.70	2.51	3.35	1.18	3.17	3.83	3.45
K ₂ O	0.71	2.45	2.88	1.25	2.78	0.62	2.42	1.70	1.49	1.51	1.55	2.11
P ₂ O ₅	0.12	0.31	0.28	0.09	0.32	0.15	0.26	0.22	0.24	0.20	0.06	0.05
H ₂ O ⁺	1.66	1.43	1.03	1.85	1.53	0.50	1.19	1.16	1.29	1.38	0.91	0.49
H ₂ O ⁻	0.40	0.36	0.36	0.34	0.38	0.14	0.48	0.36	0.36	0.48	0.30	0.91
Total	100.24	99.57	99.71	99.78	100.05	99.85	100.22	100.09	99.59	99.90	99.90	99.84
Biotite γ	1.620	1.643	1.657	1.648	1.637	1.647	1.657	1.657	1.637	1.647	1.667	
Hornblende γ	1.670(+) (中心部)	1.669	—	—	—	—	—	—	1.668	1.670	—	—
Plagioclase	44.5	50.2	52.0	49.5	56.5	51.8	59.3	53.6	41.2	52.4	56.2	57.0
Quartz	9.0	10.8	26.2	32.5	9.8	38.5	11.0	27.8	9.5	5.4	36.3	30.3
K. feldspar	—	—	2.3	—	—	—	—	—	—	—	1.0	3.7
Biotite	8.7	28.8	19.2	16.8	33.0	9.2	25.4	17.2	20.3	13.0	6.5	9.0
Hornblende	37.5	10.0	—	—	—	—	—	—	28.2	27.7	—	—
Garnet	—	—	—	0.5	0.2	0.5	4	0.8	—	—	—	—
Others*	0.3	0.2	0.3	0.7	0.5	—	0.3	0.6	0.8	1.5	—	—
	100.0	100.0	100.0	100.0	100.0	100.0	100.0	100.0	100.0	100.0	100.0	100.0

註 1) 分析値は上松地質図幅説明書資料, たゞし①は飯田地質図幅説明書資料。

2) 同一数字は同一岩体内の標本でa→b (→c)の順序で花崗岩化が進んでいる。

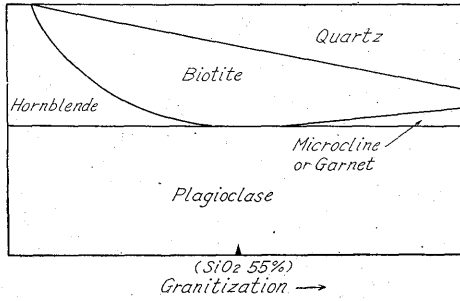
* Fe ore, apatite, sphene など

分析: 大森えい

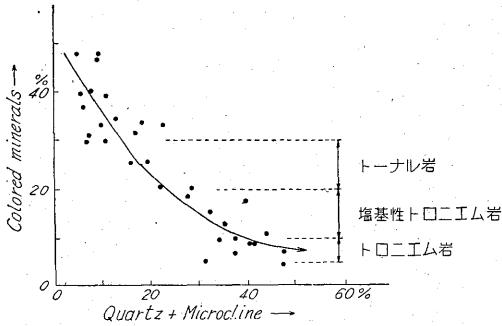
6.1 鉱物成分 (鉱物容量比)

まず, 鉱物容量比の値を第8図の2つの三角図表にプロットした。A表によれば, plagioclaseの量は, 花崗岩化作用によつて大きな変化はなく, 各岩体それぞれ45~60%の量比を保っている。plagioclaseの変化は,

主として塩基性→酸性という質的变化がおもなものである。一方 quartz+K. feldsparは大幅に増加し, 有色鉱物は減少している。B表によれば, 花崗岩化作用が進むほど quartzが増すが, その量が, 10~15%を超した頃から, garnetを含まない岩体には, 少量の K. feldspar



第9図 変成作用に伴う変輝緑岩の鉱物容容量比の変化(概念図)



第10図 有色鉱物と quartz+K. feldspar (microcline) との関係。花崗岩化作用は、x 矢印に沿って進行する。

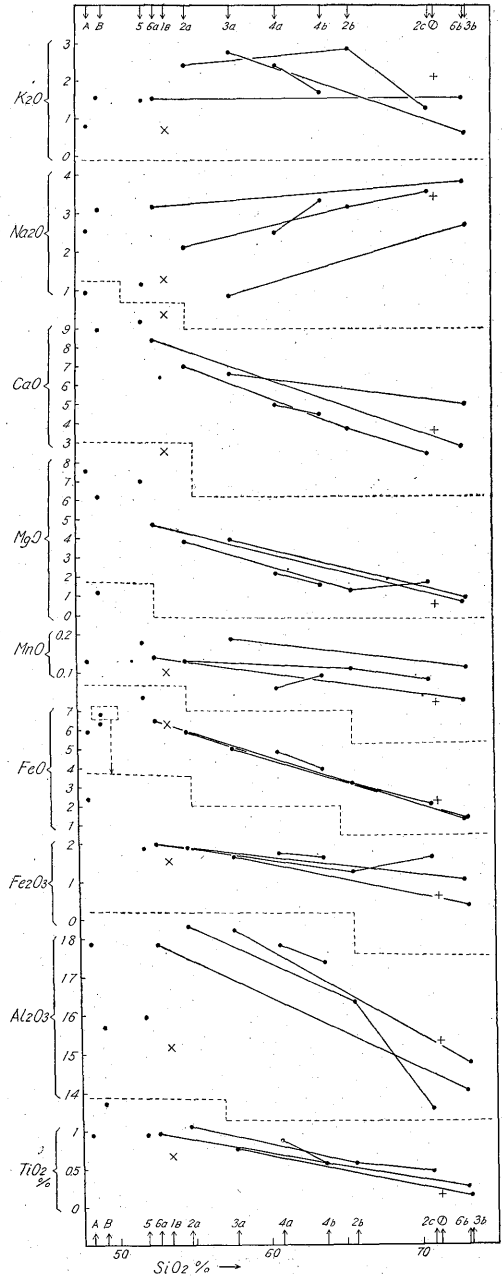
が晶出し始める。なお、図には示さなかつたが、hornblende の量の減り方は最も急激であり、quartz が10%を越す岩体では10%以下の量比に落ちるのが普通で、quartz が20%を越すものでは、もはや hornblende は含まれないことが多い。

このような変化を模式化すると第9図のように表現できる。またさらに、有色鉱物と quartz+K. feldspar との関係調べて第10図のようになり、原岩の輝緑岩は花崗岩化するにしたがつて、トーナル岩、塩基性トロニウム岩を経てトロニウム岩に到達する(註8)。最後の塩基性トロニウム岩やトロニウム岩などが、領家帯でいわゆる門島型花崗岩といわれているものに似ている。

6.2 化学成分

次に化学成分であるが、まず、SiO₂ を横軸にし、縦軸に各酸化物をとつて SiO₂ の変化に応ずる増減を調べると、第11図のようになる。これは、同一岩体内の標本を直線で結んであるが、この直線は、K₂O の一部 (garnet を含まないもの) と Na₂O をのぞき、ほとん

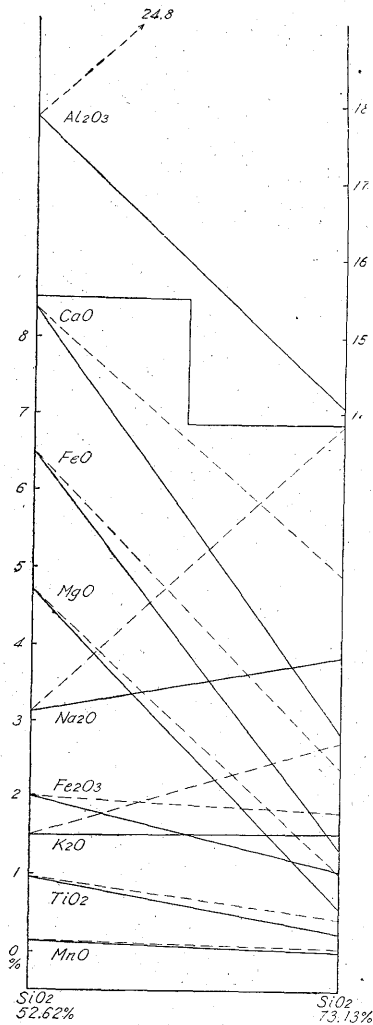
註8) この分類は、牛米正夫が阿武隈地方で分類した方法である⁴⁾。



第11図 化学分析値の SiO₂ % と各酸化物の量との関係図。
A: Daly によって示された新岩の値
B: 同じく玄武岩の値

ど全部が減少の方向をとつている。

この第11図は各酸化物の縦軸の目盛が一定していない。したがって示された線の傾斜を、そのまま相互に比較することはできない。このグラフをみると、6a→6b の変化は、ほぼ全部の増減の傾向を代表する1つである。したがって、6a→6b に関してのみ、その変化を各酸化



第12図 6a → 6b の変化に伴う各酸化物の量的変化。第11図と異なっておのおの共通の目盛にしてある。また点線は SiO₂ が増加しなかつたと仮定して計算しなおした場合。

物共通目盛にして増減を図示したのが第12図である (実線)。

この変化図には SiO₂ の変化は示してないが、SiO₂ は約 20% という大幅な増加を示している。したがって、大半の酸化物は減少の傾向がみられるだけで、SiO₂ をのぞいた各酸化物相互の相対的な増減がわかりにくく、化学成分と鉱物成分の対応を検討しにくい (SiO₂ の増加は鉱物の組合せに影響を与えていない)。それゆえ、仮に SiO₂ が増加しなかつたとして (いいかえれば増加した SiO₂ 分だけ体積が増したと仮定して) 計算をしなおしてみると第12図の点線のようなになる。こうしてみると、Al₂O₃、Na₂O および K₂O の他の酸化物に対す

る相対的な増加が目される。そのほかの岩体に関しても、一部の K₂O をのぞけば、もちろん似たような傾向を示している。

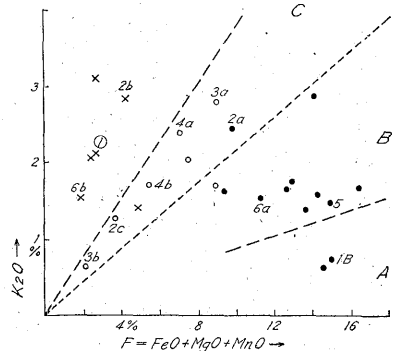
6.3 鉱物成分と化学成分との関係

花崗岩化作用に伴なって最も量的変化の激しいのは SiO₂ であるが、増加した SiO₂ は全部 quartz の晶出に費やされたとみなしうる。例えば、6a → 6b の変化において、SiO₂ は約 20% 増加し、quartz の容量比、重量比とも 30% 余増加している。

FeO、MnO、MgO、TiO₂ の減少は、有色鉱物の減少に関係する。CaO の減少は hornblende の消失と、plagioclase の酸性化に関係する。Al₂O₃ は大半の鉱物に関係する成分であるが、この場合は、主として plagioclase の量に影響されている。Na₂O の変化も plagioclase の量と成分の変化に必ずずるものである。

また、K₂O は、plagioclase には関係せず、biotite および K.feldspar の晶出に関連する。hornblende が分解すると、解放された FeO、MgO などは“相対的”に増加している K₂O と結合して biotite を生ずる。K₂O が biotite を作る以上に供給された場合には、余分の K₂O は K.feldspar の形成に使用されるであろう。ここで、もし hornblende の分解に対して K₂O の供給が充分でないときには、biotite の代わりに、一部に garnet が生ずることが考えられる。このことは garnet を含む岩体が、K₂O の減少の傾向を示し、K.feldspar を含まないことから推定される。

これらの事実は、K₂O と F=FeO+MgO+MnO との関係図で表現することもできる (第13図)。すなわ

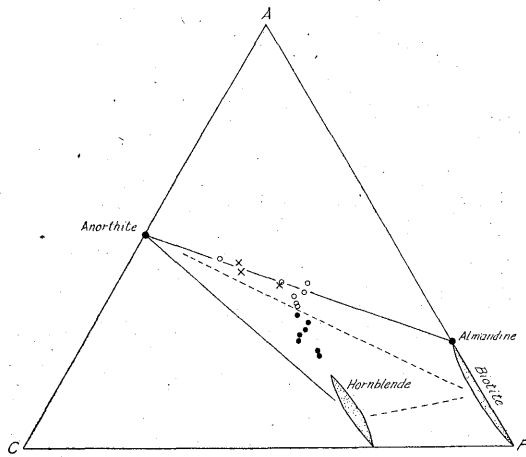


第13図 変輝緑岩の K₂O と F=FeO+MgO+MnO との関係。番号を附した以外のものは、段戸地方 (小出)、阿武隈変成帯 (渡辺、小倉)、Finland (Härme 等) のもの。

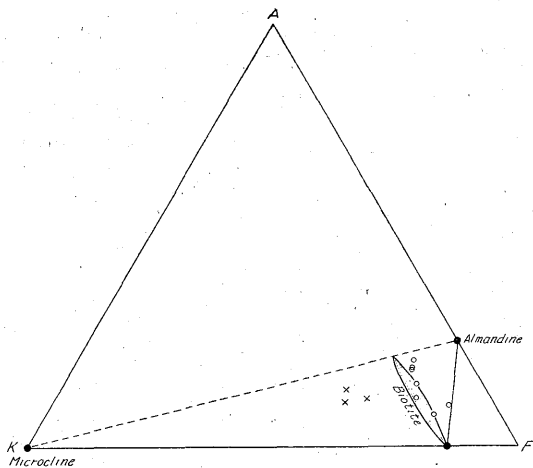
● : hornblende-biotite facies, ○ : garnet-biotite facies (段戸地方には少量の hornblende, K.feldspar を含むものがある), × : biotite facies, K.feldspar を含む (阿武隈変成帯には少量の hornblende を含むものがある)。

ち、 K_2O と F 成分の量比によつて、A=原岩に近い岩相のフィールド、B=hornblende-biotite facies のフィールド、C=garnet-biotite facies のフィールド、D=biotite facies (K.feldspar を含む) のフィールドの4者にほゞ分けることができる。

次に、この地域および段戸地方の変輝緑岩を、ACF 図表にプロットすると第13図のAのような結果が得られる。この図によれば、大半の分析値は anorthite, almandine, biotite および hornblende を結ぶ範囲内にプロットされる。この地方の変輝緑岩では、一般に、hornblende は、garnet (almandine) および K.feldspar と共存していないが^{註9)}、この事実は、anorthite と biotite を結ぶ直線 (破線) を引くことによつて説明されよう。それによれば、hornblende の消失には、F 成分の



第14図 a



第14図 b この地方と段戸地方の変輝緑岩に関する ACF 図表と AKF 図表。点の印は第13図と同様

註 9) 段戸地方およびその他の地方ではこの3者の共存する岩体が見られる。

減少と同時に CaO の減少が大きく影響しているように思える。

また、hornblende を含まない岩相について AKF 図表を作つてみると (14 図 b), biotite の位置を境として garnet を含むものと K.feldspar を含むものとに分けられる。

さらに、garnet-biotite facies が太田切ペグマタイトと密接して露出することを述べたが、このことは、garnet が、(hornblende のみられない岩体で) K_2O に比較的乏しい場合に晶出するという事実と関連するのではなからうか。例えば hornblende を含まない garnet-biotite facies が、太田切ペグマタイトに接した所 (塩基性化された部分) には、ふたゝび hornblende が生じている事実があり、局所的な K_2O の減少が予想される点などからみると、上記の推定もまつたく無意味というわけではない。しかし解決は今後に残されている。

6.4 堆積岩起原の変成岩類の化学成分との比較

まず当地方および段戸地方の、粘板岩・砂岩など、古生層堆積岩起原の変成岩類と、変輝緑岩の化学成分とを比較する。

堆積岩起原の変成岩類では、一般に SiO_2 は 65% 前後であるから、変輝緑岩も SiO_2 57~67% のものを取りだして比較すると、 CaO および MnO は変輝緑岩に多く、 K_2O は堆積岩起原の変成岩類に多い^{註10)}。

この程度の SiO_2 % の変輝緑岩では、堆積岩起原の変成岩類と同様に hornblende の存在しないものが多いから、両者の CaO はいずれも plagioclase にはいつている。plagioclase の量は変輝緑岩により多く、化学成分とよくマッチしている。また、両者とも Al_2O_3 は似たような量であるが、変輝緑岩だけに、muscovite, sillimanite や cordierite など、 Al_2O_3 に富む鉱物が生じていないのは、この Al_2O_3 は CaO とともにより多量の plagioclase を構成しているからであろう。 K_2O は CaO ほど大きな差はないが、堆積岩起原の変成岩類に多く、量的にまさる K.feldspar を構成している。

MnO は変輝緑岩ではほゞ 0.1~0.2% 存在し、堆積岩起原の変成岩では 0.03~0.07% 程度が普通である。この差が、変輝緑岩には garnet が存在するが、堆積岩起原の変成岩中には、あまりみいだせない事実に対する大きな原因となつていていると考えられる。変成岩中の garnet の晶出にはマンガンの量、詳しくいえばその岩石中の Mn/Fe^{2+} (および Fe^{2+}/Mg) の値が大きく関係

註 10) FeO と Fe_2O_3 は、この地方と段戸地方の変輝緑岩との間には相当大きな差があり、この点は別に考察しなければならないだろう。

することは都城秋穂によつて理論的に考察された事実であるが、この地域の変輝緑岩に関しても、当然同様のことが期待されるべきである。

領家変成岩類と似たような性質の変成岩が分布する、阿武隈変成帯の変輝緑岩には garnet は存在しない。いままでに発表された MnO を含む分析値 4 個のうち、2 個までが MnO は痕跡である事実から推すと、この変成帯の変輝緑岩は、われわれの地方のものより MnO に乏しいと考えても無理ではない。また、北米の North Carolina 州にある metadolerite または ortho-amphibolite¹⁹⁾ と呼んでいるものには、garnet (almandine) の存在するものとしがないものがあるが、MnO の量が、大体 0.19% を境とし、それ以上の場合には garnet が存在し、以下の場合には存在しないという現象がみられる。その論文の著者は岩石中の水の役割について考察しているが、マンガンの量に関しても無視することはできないであろう。

7. 結 言

以上いくつかの事実を列挙してきたが、それらのうち重要な点を要約すると、

1) 変輝緑岩は、領家帯の変成・深成作用の期間中に貫入した輝緑岩質岩石(おそらく hornblende-plagioclase rock) を原岩としたものである。

2) 原岩の貫入後、引き続いて作用した変成作用により、顕著な物質の交換を行ない、花崗岩質岩石=トロニウム岩に近づく。交代作用と花崗岩化作用の典型的な 1 例である。

3) 花崗岩化作用に伴つて、各構成鉱物の性質も次第にその性質を変えてゆく。

4) 鉱物組成の変化は、大きざつばにみて、hornblende を含む岩相から biotite を含む岩相へ、さらに K.feldspar を含む岩相に移化する。また一部に garnet (almandine) を含む岩相を生ずる。

5) 化学成分の変化としては、花崗岩化作用が進むにつれて、SiO₂ は飛躍的に増加し、K₂O と Na₂O も増加する。ただし、garnet を含む岩体では、一時的な現象かも知れないが、K₂O はむしろ減少の方向をとっている。

6) 4) にあげた岩相の変化は、CaO の減少と、K₂O と F=FeO+MgO+MnO の比に影響されるものである。

7) 一般に、変輝緑岩の garnet (almandine) の晶出には、その岩体にマンガンが比較的多いということが 1 つの条件になつていられると思われ。

以上の事実をさらに掘り下げるためには、個々の構成鉱物に対する詳細な資料を求める必要があろうし、また一方、より広範な資料、例えば太田切ペグマタイト・太田切花崗岩および伊奈川花崗岩などの知識を深めるべきであろう。

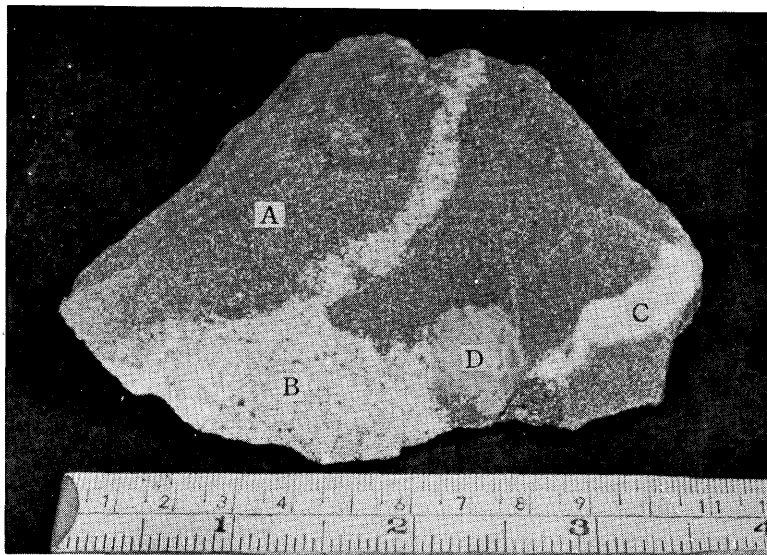
(昭和 29 年 8 月～10 月調査)

文 献

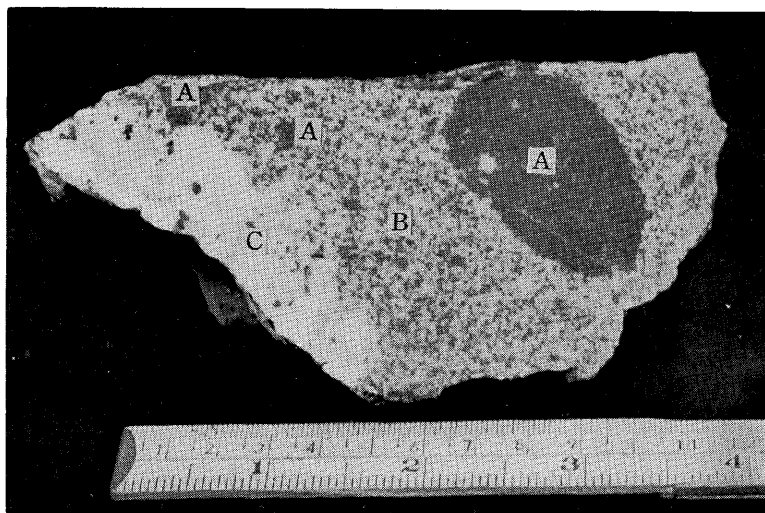
- 1) Goodspeed, G.E. : Relict dikes and relict pseudodikes, Amer. Jour. Sci., Vol. 253, No.3, 1955
- 2) 牛来正夫 : 塩基性岩にみられる花崗岩化作用の 1 例 (演旨), 地質学雑誌, Vol. 54, No. 636, p.108, 1948
- 3) 牛来正夫 : 深成岩に伴なう輝緑岩様岩石について (演旨), 地質学雑誌, Vol. 55, No. 648~649, p.151, 1949
- 4) Gorai, Masao : Petrological study on the plutonic rocks of Gosaisho-Takanuki District, Southern Abukuma Plateau, Mem. Faculty, Sci., Kyūshū Imp. Univ., Ser. D, Vol. II, No. 2, 1944
- 5) Härme, M. & M. Laitala : An example of granitization, Bull. Comm. géolog. Finland, Vol. 28, 1955
- 6) 平山 健 : 香川県白鳥本町附近の所謂スペッカルタイト及び文象斑岩について, 地質調査所報告, No. 141, 1951
- 7) Iwao, Shūichi : On some basic inclusions in granites of Kuga District, Nagato : A study in contamination, Jap. Jour. Geol. Geogr., Vol. 13, 1936
- 8) Iwao, Shūichi : The origin of the basic inclusions in the granitic rocks of the Yanai District, Japan and their petrographic features, Jap. Jour. Geol. Geogr., Vol. 17, 1940
- 9) 片田正人・磯見博 : 5 万分の 1 地質図幅上松, および同説明書, 地質調査所, 1958
- 10) 片田正人他 4 名 : 中央アルプスとその西域の地質, その 1, 中央アルプスの領家帯, 地球科学, No. 41, 1959
- 11) 河田清雄・山田直利 : 5 万分の 1 地質図幅飯田, および同説明書, 地質調査所, 1957

中央アルプスの嶺家帯にみられる変輝緑岩 (片田正人・村山正郎)

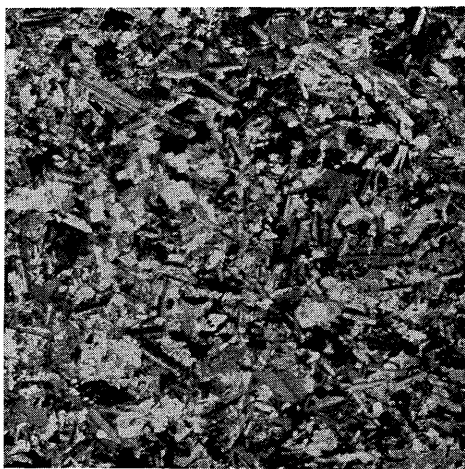
- 12) 小出 博 : 天竜峡附近の花崗岩類, 東大農学部
演習林報告, No. 30, 1942
- 13) Koide, Haku : Dando granodioritic intrusives
and their associated metamorphic
complex, Jap. Society. Prom.
Sci., 1958
- 14) 小倉義雄 : 御斎所・竹貫地方にみられる変輝緑
岩の花崗岩化作用について (演旨),
地質学雑誌, Vol. 472, p. 437, 1957
- 15) Ogura, Yoshio : On the granitization of some
basic rocks of the Gosaisho-Taka-
nuki District, Southern Abukuma
Plateau, Japan, Jap. Jour. Geol.
Geogr., Vol. 29, No. 4, 1958
- 16) Miyashiro, Akiho : Regional metamorphism of
the Gosaisyo-Takanuki District in
the Central Abukuma Plateau,
Jour. Fac. Science, Univ Tokyo,
Sec. 2, Vol. 11, Part 2, 1958
- 17) 村山正郎・片田正人 : 5万分の1地質図幅赤穂,
および同説明書, 地質調査所, 1957
- 18) 柴田秀賢 : 木曾谷の地質, 第2報, 長野営林局
局報, No. 19, 1954
- 19) Wilcox Ronald E. & Arie Poldervaart : Meta-
dolerite dike swarm in Bakerville-
Roan Mountain, North Carolina,
Bull. Geol. Soc. America, Vol.
69, No. 11, 1958
- 20) 山田直利・村山正郎 : 5万分の1地質図幅妻籠,
および同説明書, 地質調査所, 1958
- 21) 渡辺岩井 : 北部阿武隈高原における細粒塩基性
岩の花崗岩化作用, 地質学雑誌,
Vol. 88, No. 680, 1952
- 22) 渡辺岩井 : 阿武隈高原の花崗岩化作用, 地球科
学, No. 35, 1957



図版 1a 変輝緑岩の暗色部と優白色部の 1 例。両者とも garnet を含む (garnet-biotite facies)。A : No.3a, B : No.3b (No.3a の花崗岩化の進んだ部分), C : ペグマタイト (太田切ペグマタイト), D : garnet, とくに大きな例



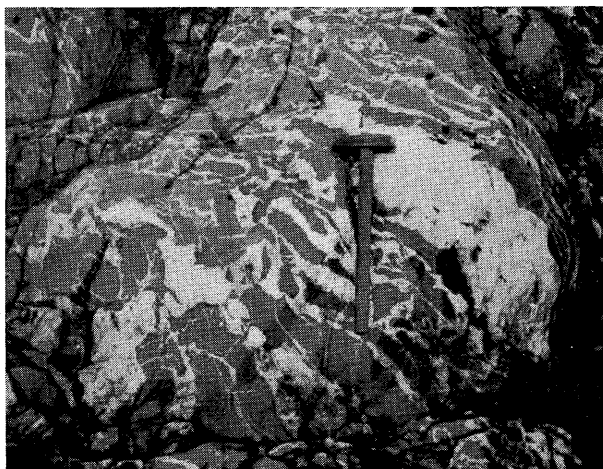
図版 1b 伊奈川花崗岩中の変輝緑岩の 1 例。A : hornblende-biotite facies (No.9a), B : biotite facies (No.9b, No.9a の花崗岩化の進んだ部分), C : 伊奈川花崗岩



図版 2a 変輝緑岩の顕微鏡写真（原岩の組織を残している例）
(No. 1B)



図版 2b 変輝緑岩の顕微鏡写真（赤穂地質図幅説明書資料）岩石は図版 1b に同じ。
右方が No. 9a, 左方が No. 9b



図版 3 ペグマタイト網状脈の発達する変輝緑岩 (No. 5)