

青森県南西部に見られる片状花崗岩類 (白神岳花崗岩類)

—東北地方グリーンタフ地域の基盤岩類, II—

片田 正人\* 大沢 穰\*

Schistose Granites (Shirakami-dake granite) in the Southwestern Area  
of Aomori Prefecture

— Basement Rocks of the "Green Tuff" Region in Northeast Japan, II —

by

Masato Katada & Atsushi Ozawa

Abstract

The granites in question are exposed as an isolated mass covered by the lower Miocene volcanic complex (so-called green tuff).

The granites include two rock facies, i. e. medium-grained quartz dioritic rock and coarse-grained adamellitic rock. After the intrusion of the quartz dioritic rock, successively that rock was intruded by the adamellitic rock. Both are characterized by strong schistosity which was formed under protoclastic condition in early pegmatitic stage of the adamellitic granite.

要 旨

青森県南西部の白神岳付近から海岸地帯にかけては、新第三系の基盤をなして、花崗岩類が露出する。この岩体は、中粒のやや塩基性の岩相と、粗粒のより酸性の岩相とに区別することができる。いずれも強い片理を持っていることが特徴である。この片理は両岩相とも、同時期に、一種の圧砕作用によつて生じたもので、鏡下ではプロトクラスチック組織を認めることができる。この片理は、粗粒の岩相の、ペグマタイト貫入の時期に形成されたものである。

1. 緒 言

この花崗岩類に関しては、すでに、青森県 (1954)<sup>1)</sup>、宮城一男 (1961, 分析値あり)<sup>11)</sup>、島津光夫 (1962)<sup>14)</sup>などによつて簡単な記述がなされている。

今回筆者両名は、この花崗岩類南半部の踏査を行ないこの岩体の特徴である片理の性格、その他について一応の資料を得たので公表したい。ただし、海岸地帯と河床以外では、露出が悪いためもあつて、観察が充分でない。これから述べる事実は、第2図に、片理を書き入れてある地域内でみいだされる資料によるものである。

\* 地質部

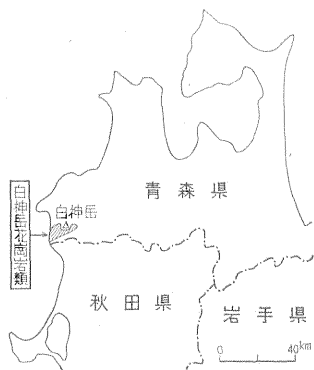
また、白神岳の山頂部は新第三系に覆われており、花崗岩類は山麓部だけに分布している。したがつて、この花崗岩体に「白神岳」という名称を付することは、必ずしも妥当ではないかも知れない。しかし混乱を避けるため、新称を避け、やはり「白神岳」という名称をそのまま踏襲することにする。

この小論をまとめるにあつて、この地方で同時に研究を進めてきた、上村不二雄技官・角清愛技官・平山次郎技官・盛谷智之技官からは、関連するいろいろの資料をいただくことができた。野沢保技官・山田直利技官からは、この種の花崗岩類に関して、種々教えていただいた。また、正井義郎技官には、標本の撮影をしていただいた。脱稿するにあたり、以上の方々に深甚な感謝の意を表したい。

2. 地質概要

白神岳花崗岩類は、中部中新世とされている黒石沢層下位の、藤倉川層 (安山岩熔岩・火山礫凝灰岩および凝灰岩からなり、おそらく下部中新世の、いわゆるグリーン・タフ) に不整合に被覆されている。

岩質上からみれば、中新世の、石英閃緑岩や斑岩などの貫入岩類とは明瞭に区別することができる。たとえ



第1図 位置図

ば、この岩体南方の須郷岬付近には、斑岩類・粗粒玄武岩・細粒石英閃緑岩・石英斑岩および玢岩の貫入岩群がみられるけれどもこれらは、火山岩質であつたり、片理を持たないなどの点で、いま問題の花崗岩類とは性質を異にしている。

青森・秋田県境付近には、このほかにも、いわゆる基盤の花崗岩類が知られている。たとえば、青森県側の赤石川上流や岩木川上流などである。しかしこれらは、白神岳の岩体とは、やや岩相を異にしている。

### 3. 野外における事実

現地は、全般的に見れば好露出にめぐまれているとはいえないけれども、海岸沿いだけはきわめて露出状態がよく、幅数10m、長さ4kmにわたつて、非常に新鮮な露頭がほぼ完全に連続している。

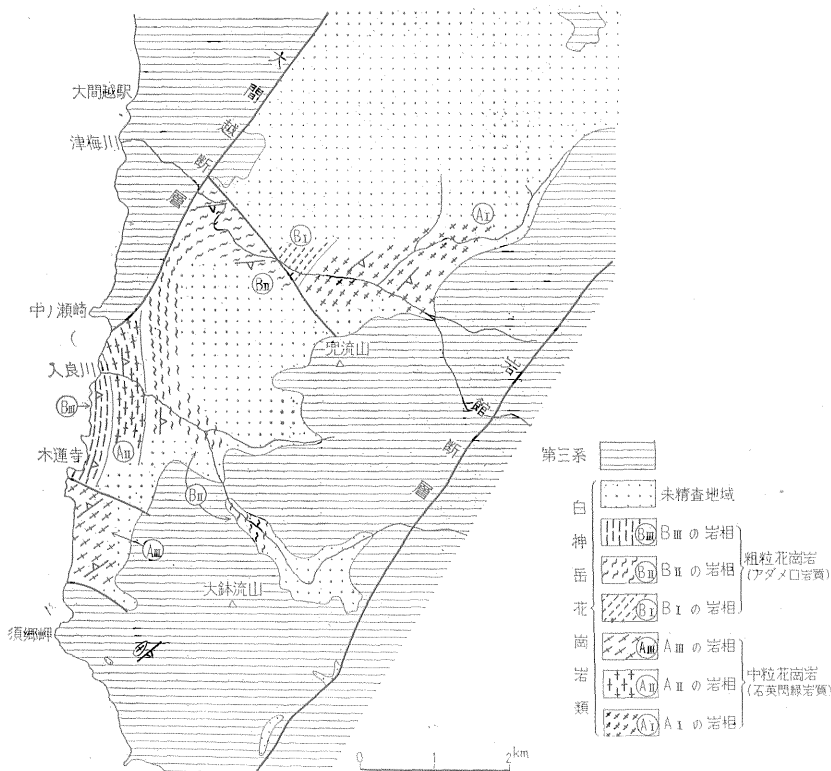
#### 3.1 岩相区分

岩相は、粒度と構成鉱物の種類や量比をもとにして、2大別することができる。すなわち、より細粒質のもの(Aグループの岩相=中粒黒雲母角閃石花崗岩;石英閃緑岩質)および粗粒質のもの(Bグループの岩相=粗粒角閃石黒雲母花崗岩;アダメロ岩質)である(図版2および4)。そして、これらの2岩相は、分布や片理の強弱でさらにいくつかの岩相に区別される。いまこれを、仮りに、AⅠ, AⅡ, AⅢおよびBⅠ, BⅡ, BⅢの岩相と、北から分布する順序で、名付けることにする(第2図)。

以上の諸岩体の、野外における観察事実を表記すると第1表のようになる。

#### 3.2 新第三系との関係および各岩相相互の関係

まず、新第三系とは、不整合関係および断層で接する。



第2図 白神岳花崗岩南半部地質略図

第 1 表 白神岳花崗岩類の野外における事実

岩 相 名	A I	A II	A III	B I	B II	B III
粒 度	中 粒（一部やや細粒）			粗 粒（一部中粒）		
岩 質	黒雲母角閃石石英閃緑岩			角閃石黒雲母アダメロ岩		
片 理	弱 片 状	強 片 状	弱 片 状	弱 片 状	片 強 片 状	片 状
そ の 他 の 外 観	白色で有色鉱物が散在（花崗岩様）。	全体的に青緑色を帯びる。片麻岩様。	A I に同様。ないし灰色または灰青色。	白色で細粒の有色鉱物が散在（花崗岩様）。	B III に同様。ないしは眼球片麻岩様。とくにピンク色を帯びる。	白色で有色鉱物が波状に配列。粗粒の片麻岩様。
塩基性捕獲岩	有	有	有	稀	稀	多
ペグマタイト	稀	稀	稀	多	少	有
				一部は片理によつて乱されている。		
アプライト	少	少	有	多	少	有

(1) 東方の山地側では、大半の部分が不整合であつて、藤倉川層の火山岩類に覆われている。不整合の付近では、花崗岩類中に、火山岩の諸岩脈が多数認められる。そして、ごく一部（南部の小露出）が、“岩館”断層によつて限られている。

(2) 岩体の北西部は、藤倉川層と“大間越”断層で接し、一部は同層に、不整合に覆われている。

ここで、第三系の構造に注目してみると、大間越断層と岩館断層は、ともに地質構造上大きな意味を持つ断層である。そして、前者は西に傾斜し、後者は東に傾斜する正断層で、大きくみて、両断層に挟まれた地域は、背斜構造の軸部を構成している。したがつて、第 2 図からわかるように、この花崗岩類は、両断層間の、背斜構造の軸部のみ露出していることになる。

(3) 南部の須郷岬付近では、約 30° 北へ傾斜した断層で、第三紀の貫入岩と接している。ただし、この断層は小規模のものである。

次に各岩層間の関係を述べよう。

(4) 岩相 A I と岩相 B I : 津梅川河床に、ややアプライト質の岩相 B I が岩相 A I を貫き、あるいは捕獲している露頭がある。そして岩相 A I の中には、接触地点から数 10m の間にわたつて、岩相 B I から派生したペグマタイトやアプライト脈が貫入している。

(5) 岩相 A I, B I と岩相 B II : 両者は断層で接する。この断層は幅の広い擾乱帯を作っている。

(6) 岩相 B II と岩相 A II : 両者の関係は不明である。

(7) 岩相 A II と岩相 B III : 入良川河口付近で、両者の相接する露頭が認められる。そこでは、幅数 cm ~ 数 10 cm の間で、一見して漸移的に移化している。ただし、

両者は強い片理を持つており、その構造方向は両者ともまったく同一である。片理の形成は、後述のように、両岩相貫入中またはその後のことであるから、この地点では、本来は貫入関係であつたものが、後の片理の形成のために不明瞭になり、漸移的な外観を呈するようになったのであろう。

(8) 岩相 A II, B III と岩相 A III : 両者は断層で接する。これは北へ約 60° 傾斜した断層で、その断層面に沿つて粗粒玄武岩の岩脈が貫入している。そしてこの断層は、岩脈の貫入後、ふたたび活動し、そのために岩脈およびその母岩は擾乱をうけて赤褐色に変色している。粗粒玄武岩貫入以前にすでに断層が生じていたことは、両側の花崗岩の種類および構造が、大きく不連続的に異なっていることから推定できる。

### 3.3 片 理

(1) 北部地区を別とすれば、この花崗岩類の片理はきわめて明瞭であり、いずれの露頭でも走向・傾斜が簡単に測定できる。しかも、新第三紀の火山岩類岩脈の密集した処以外は乱れが少なく、野外では斉一的な印象を受ける。

傾斜は一般に急であつて、40° 以上の場合が大半である。走向は、全体としては北東—南西性で、中央部が北西方向に張り出しており、その張り出しの両側の、走向が急変する処が、断層でずれている。この北東—南西性の方向性は興味深く、従来から知られている東北地方基盤類の多くの方向性（南北または北北西—南南東）とは異なっている。

(2) この花崗岩類のうち、片理のそれほど強くない処は、各地で普通に見られる片状花崗岩程度の外観を示し

ているが、片理の強い処、たとえばAIIやBIIの岩相には、一種の片麻岩(正片麻岩=Orthogneiss)が生じている(図版1および3)。BIIの岩相での例を述べると長径数mm以上の長石・石英を取り巻いて、有色鉱物を含む細粒質の部分が波状にうねっており、場所によっては斑状のカリ長石(ピンク色を帯びることが多い)が見られるために、眼球片麻岩といつてよい岩相を示している。後に述べる鏡下の性質から明らかのように、この構造は一種の圧砕作用によつて生じたものであるが、その作用を最も強く受けた部分は、一層細粒質で結晶片麻岩様の片理を示し、ミロナイトとしての外観を呈している。

(3)次に、片理と、Bグループの粗粒岩相中にみられるペグマタイト脈との間には、次に述べるような注目すべき事実が認められる。それは、とくに木蓮寺部落から入良川河口にかけてのBIIIの岩相中で観察される事実である。このペグマタイト脈の産状には二通りあり、一部のペグマタイト脈は母岩をクリーン・カットで切つていますが、一部のペグマタイト脈は、片理によつて乱されたり、逆にペグマタイトが片理を乱してた状態を示している。しかし「乱された」とはいつても、ペグマタイト脈や片理が折れたり、小さな断層で不連続になつてゐることはきわめてまれで、片理がペグマタイトに接する部分で「曲つて」おり、あるいはペグマタイト脈が不規則に膨縮しながら走つている。そのうえ、ペグマタイト内部にも擾乱を受けた形跡が認められたり、擾乱のためにペグマタイトと母岩との境界が不明瞭になつてゐる例もある。これらの現象は、要するに、片理の形成と、一部(初期)のペグマタイト貫入とが、同時期に起こつたことを証明している。

なお、アプライト脈の壁岩に対する関係はすべてクリーン・カットである。

(4)最後に、Aグループの岩相の片理についてであるが、すでに述べたように、入良川河口付近の、岩相AIIと岩相BIIIの接触部で見ると、両岩相の片理の走向・傾斜は完全に平行である。したがつて、両者の片理は、同時期に形成されたことがわかる。

Aグループの岩相中のペグマタイトは、きわめて少ないので、片理とそれとの関係に関して、断定的なことはいえない。しかし、見られる限りクリーン・カットで接している。また、それとは別に、木蓮寺部落付近に無数に見られる、AIIの岩相の転石に注意してみると、図版1に示されるように、片理方向に引きのばされたペグマタイト質の部分が発達している。しかしこの部分は、閉じた形で、しかもぼんやりした境界のものが多く、いままで述べてきたような岩漿性のものであるという証拠が

ない。したがつて、Bグループの場合のような推論が成り立つものか、あるいは、単に、局部的に、片理形成と同時にペグマタイト質の部分が生じただけなのか判然としない。

また、津梅川上流の岩相AIと岩相BIとの接触部付近で観察すると、岩相BIのペグマタイトで、AIの岩相中に貫入しているものの一部は、その片理に平行に、膨縮しながら走つている。この事実は、Aグループの岩相の片理形成もBグループの岩相の一部のペグマタイト貫入と同時期であることを示している。

#### 4. 鏡下における事実

##### 4.1 岩質と組織

最初に述べたように、AI, AII, AIIIの3岩相は片理の強弱という差異は存在するが、本来は、同一のグループに属すべきものと考えられる。BI, BII, BIIIの3岩相の場合も同様である。

Aグループの岩石の構成鉱物は、(本来は)おもに斜長石・石英・普通角閃石・黒雲母および少量のカリ長石から構成されており、(花崗閃緑岩質)石英閃緑岩質の花崗岩である。

Bグループの岩石は、おもに石英・斜長石・カリ長石・黒雲母および少量の普通角閃石から構成されており、アダメロ岩質の花崗岩である。

つぎに特有なミロナイト様組織であるが、肉眼で認められる片理の強弱と、ミロナイト様組織の強弱とは、必ずしも完全に対応しているわけではない。たとえば、AIの岩相のあるもののように、肉眼的には弱い片理がみられても、鏡下ではミロナイト様組織がほとんど認められない場合がある。しかしこれはむしろ例外で、調査範囲ではほぼ岩体全部がミロナイト化作用を受けており、一般的には肉眼的に片理の強い部分ほどよりはなはだしくミロナイト質であつて、強い片理は、一種の圧砕作用によつて生じたものといふことができる(ここでは、広義の圧砕作用によつて生じたもの、という単純な意味でミロナイト様組織という名称を用いた)。

このミロナイト様組織の鏡下における特徴は、全体的に完全な結晶質であり、「粗粒部」と「細粒部」に明瞭に分けられることである。いま、代表的なものについて略記してみよう。

まず粗粒の結晶は、圧砕作用を受ける前に晶出していたと考えられる結晶であり、割れ目が生じたり、周辺部が粒状化したりする機械的な破砕作用や、緑泥石化作用などの変質作用が頻繁に認められる。細粒部では、結晶粒の大きさは必ずしも一定せず、全体として粗粒結晶を

第 2 表 白神岳花崗岩類の鉱物

	AI	AII	AIII	BI	BII	BIII
Texture	Slightly mylonitic.	Strongly mylonitic.	Mylonitic.	Slightly mylonitic.	Slightly to strongly mylonitic.	Mylonitic.
Plagioclase	Zoned, An35~55%.	Calc. part; sericitized, An30~37%.	Zoned, An35~50%.	Weakly zoned, An 33~35%.		
		Smaller crystal; oligoclase.			Smaller crystal; oligoclase.	
K-feldspar	Orthoclase ; perthetic structure, $2V(-) = 50^{\circ} \sim 65^{\circ}$ . Microcline; quadrille structure or perthetic structure, $2V(-) = \text{large}$ .					
	Smaller crystal : microcline ; quadrille structure, $2V(-) = \text{large}$ .					
Biotite	Greenish, index $\gamma = 1.644 \sim 1.654$ .			Greenish, index $\gamma = 1.648 \pm$ .		
Hornblende	Green or bluish green, $2V(-) = 54^{\circ} \sim 61^{\circ}$ , $C \wedge Z = 16^{\circ} \sim 20^{\circ}$ , index $\gamma = 1.685 \sim 1.691$ , dispersion strong, $\rho > v$ .			Green or bluish green, $2V(-) = 42^{\circ} \sim 50^{\circ}$ , $C \wedge Z = 17^{\circ} \sim 20^{\circ}$ , index $\gamma = 1.690 \sim 1.691$ , dispersion strong, $\rho > v$ .		
	Smaller crystal ; light green, $2V(-) = 71^{\circ}$ , $C \wedge Z = 17^{\circ}$ , index $\gamma = 1.68 \pm$ , dispersion common, $\rho < v$ .					
Accessory mineral	Found in the mylonitic part as smaller crystals ; sericite, chlorite, calcite, dolomite, common epidote, sphene, allanite, apatite and ore minerals.					

波状に取り巻いて、片理方向に流れる流理様組織を示している。片理が最も強く、肉眼的にもミロナイト様を呈する部分では、大半の部分が平行配列をする細粒結晶でその中に、眼球状の、粗粒結晶の破碎され残り (porphyroblast) が散在している (図版 5)。

以上の事実は、強片状の岩体に関してであるが、弱い、ないしは中程度の片理を持つ岩相では、やや様子が異なる。そこでは、細粒結晶が粗粒結晶に比較して少量で、流理様組織は必ずしも顕著ではなく、むしろ半深成岩類似の、花崗斑岩などに見られるような組織を示している。

しかし、分布状態を観察してみると、弱片状部だけが周辺相としての半深成岩とは考えられない。また、半深成岩質とはいっても、典型的な半深成岩とは異なつて、弱いながら破碎作用や変質作用が認められるし、典型的なミロナイト様組織の部分と、はげしく (同一薄片内においてすら)、連続的に移行している。それゆえ、この組織は、強片状部が、粗粒結晶と細粒結晶とに区別されるのと、本質的には、同様の組織と解すべきであろう。(図版 6)。

#### 4.2 Aグループ岩相の鉱物

この岩石の主要構成鉱物の光学性の大要は第 2 表に示

しておいた。ここではその補足事項を述べる。

初生の斜長石は一般に中性長石—曹灰長石 (An 35~55%) である。

ミロナイト様組織の強い岩体では、割れや粒状化が認められ、楕円形化している。比較的石灰質の中心部は絹雲母化作用などの変質作用をうけ、縁辺部には、An 30% (またはよりソーダ質) の部分が取り巻いている。ミロナイト様部分の細粒の結晶は、An 30% 以下の、よりソーダ質の結晶で、しばしば (カリ長石に接する場合)、水滴状または蠕虫状の石英を含み、ミルメカイト組織を示している。ミロナイト様組織を示す花崗岩中に、ミルメカイト組織を示す斜長石が多いことは、すでに領家帯の太田切花崗岩の場合においても注意を引いた事実である。(片田・村山, 1961)<sup>8)</sup>。

石英は、ミロナイト様組織の強い岩体では割れや粒状化が目立っている。細粒の結晶は、単独に、または他の細粒結晶とともにモザイク組織を示している。波動消光はごく少数の結晶だけに認められる。なお細粒結晶全体のうちでは、石英が最も多量で、これだけが集合している部分が多く、この部分は、長石のまじる部分よりもやや粗粒で、片理方向の細脈状またはプール状をなしている (図版 5 および 6)。

カリ長石は、少量の、間隙充填型の結晶である。X線粉末法によれば、正長石と微斜長石との両者が存在する。鏡下において、格子状構造 (quadrille structure) が部分的にでも存在する結晶は微斜長石、存在しない結晶は正長石であると見なしてさしつかえない。1枚の薄片内で正長石と微斜長石が同時に認められることもある。ミロナイト様部の細粒結晶は、例外なく微斜長石である。

黒雲母は、すべて緑色を帯びているのが特徴である。ミロナイト様組織の岩体中では、ほとんどの結晶が劈開面に沿って滑つたり、曲げられたりしており、同時に緑泥石化作用などの変質作用を蒙っている。また少数例として、新たに結晶しているとみられる細粒鱗片状の緑色結晶も存在する。これは強片状岩体の細粒部に、ときどき生じているもので、自形性が比較的強く、新鮮であることからみて、大型結晶の破片とは考えられないものである。ただし、多色性などの光学性は大型結晶と差がない。

普通角閃石は、一般に、鮮やかな、比較的濃色の緑色または青緑色の結晶である。そして少数例では緑色のものと、青緑色のものが累帯構造を示している (中心部が緑色)。光軸角は比較的小さく ( $2V(-)=54-61^\circ$ )、光学的分散が大きいのが特徴である。ミロナイト様の岩体では、結晶の変形や、緑泥石化作用、劈開面に沿う方解石・ドロマイトの晶出などが認められる。また強い片理を示す部分に、まれに、ポイキリチックで、比較的自形に近い、新鮮な小型結晶が生じていることがある。産状からみて、大型結晶の破片とは考えられず、また光学性も異なることから、新たに生じた結晶であると推定される。その代表例では、淡緑色、 $2V(-)=71^\circ$ 、光学的分散は普通である。

副成分鉱物としては、ミロナイト様組織の弱い岩相中では、微量の鱗灰石や鉄鉱が見られるに過ぎない。しかしミロナイト様組織の強い部分では、第2表に示したような諸鉱物が、かなり顕著に認められる。このうち、アラナイトは、自形の結晶であり、緑簾石 (common epidote) の中核をなして産する。このような産状のアラナイトは、杉山隆二 (1941)<sup>10)</sup> によつても記述されている。

#### 4.3 Bグループの岩相の鉱物

石英の産状は、Aグループの場合とほぼ同様である。斜長石はごく弱い累帯構造を示し、成分はソーダ質中性長石である。ただし細粒結晶は、一般に、よりソーダ質である。産状はAグループの場合とほぼ同様である。カリ長石に正長石と微斜長石がみられることもAグループの岩相と同様である。ただし、産状はやや異なり、量的

には斜長石より多い場合があり、既述のような長さ数mm以上の斑状結晶の場合が少なくない。黒雲母・普通角閃石(やはり光軸角は小さい)および副成分鉱物に関しては、Aグループの岩相中で述べた事実と大差はない。

このように、量の多少は別として、両グループの鉱物の性質は、斜長石の成分が若干異なる点を除けば、きわめて類似している。

#### 5. ミロナイト様組織

(1) いままで述べてきたように、この花崗岩類の片理の強い部分は鏡下で観察するとミロナイト様組織を示している。もう一度繰り返してその特徴を述べると、まず比較的明瞭に斑晶状の粗粒結晶と、マトリックス状の細粒の結晶とに区別することができる。そして粗粒の結晶は初生のものであり、機械的な破砕作用や変質作用をうけている。細粒の結晶のうち、大半の部分は新たに晶出した鉱物であり、一部は粗粒鉱物の細分された破片である。前者の「新たに」晶出したという理由は、それらが残晶を雑えず、単純なモザイク状集合をしている新鮮な結晶だからであつて、主として岩漿の残液から晶出したものに違いない。したがつて、いままでは莫然とミロナイト様組織と称してきたが、厳密に言えば、プロトクラシック組織といつた方が妥当である。

(2) 上記の細粒の新生鉱物の中では、石英が最も多くそのほかには微斜長石・ソーダ質斜長石・ミルメカイト組織を示す斜長石・黒雲母・淡緑色普通角閃石および副成分鉱物がみだされる。

この副成分鉱物というのは、細粒部に独立の結晶として散在するものに便宜的に名付けた名称であつて、同種の鉱物でも、いままでは、はつきり粗粒鉱物をその場所で交代しているものに対しては「変質鉱物」として記述してきた。しかし実は、両者の間に、種類の上からみても、産状からみても、明確な区別の線を引くことはできない。しかも両者の大多数は、圧砕作用の時期またはその直後に生じたものと考えられ、それ以後風化作用などで生じたものはあつたとしても、ごく少量である。結局、ここで副成分鉱物としたものは、成因的にみれば、粗粒鉱物から (変質作用で) 派生した二次的鉱物である (初生鉱物に対する変質作用がなかつたならば、この種の鉱物は、晶出しなかつたであらう。)

この新生鉱物は、もちろん片理形成時の物理的条件下で安定であつた鉱物である。これに対して、初生鉱物として見られる、An 30%以上の斜長石や、濃色の普通角閃石ならびに、正長石は、細粒結晶としてはみられないから、片理形成時にはすでに不安定であつたと考えら

れる。

このことからわかるように、初生の粗粒鉱物に比較して、片理形成時に生じた鉱物は、明らかに低温条件の鉱物である。

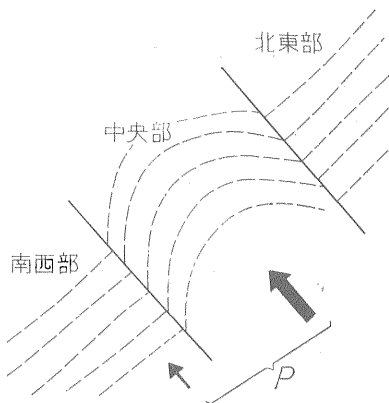
(3) つぎに、この花崗岩類の大きな特徴は、石英その他に波動消光があまりみだされないことである。というのは、後に述べる他地域のプロトクラシック組織の花崗岩は、石英などの顕著な波動消光が大きな特徴になっているからである。この場合、初生の石英などに波動消光があまりみられないのは、問題の圧砕作用が固結後に起きたことではなくて、まだ流体が結晶の周囲に残存していた時期のできごとであることを示すものであろう。つまり、プロトクラシック組織としての典型的な特徴と考えてよいであろう。

また細粒の石英や長石が波動消光も定方位に伸びた結晶形をもほとんど示さないのは、それらの晶出時には、強い圧砕作用は終息していた事実を示している。

見方を変えるならば、石英に波動消光が認められるのは、圧砕作用が固結後にまで及んでいたことを示すものである。多くのプロトクラシック花崗岩が、あまり新鮮な外観を示さないのは、固結後の圧砕作用によるのではなかろうか。

(4) 最後に、この花崗岩類の貫入から固結までの経過を追ってみることにする。

ここでこの花崗岩類の大きくみた構造概念図を示すと第3図のようになる。今回の調査範囲に関する限り、北西



第3図 白神岳花崗岩類の構造概念図

一南東性の2本の断層で北東・中央・南西部に3分され、圧砕作用を強く受けた岩相は、中央に分布している。この図から判断すると、この花崗岩類は、(平面的にみて) Pで表わされるような強い衝動的な方向圧を受け、そのために、完全に固結していなかった岩体内部に摩擦を生じ、プロトクラシック組織ができた。その際、最も強

く方向圧をうけた中央部は、大きく湾曲し、引きずられて両側との間にずれを生じたものと考えられる。

なお、すでに述べたことからわかるように、AグループおよびBグループの2岩相に対する圧砕作用は、同時期の（おそらく大きくみれば1回だけの）できごとである。それは、「両」花崗岩とも、結晶作用が行なわれるだけの、火成作用の余脈を保ち、まだ完全に固結していなかった時期である。その時期は、野外の観察から、後から貫入したBグループの花崗岩のペグマタイト期初期であることがわかっている。したがって、両花崗岩の貫入は、きわめて近接した時期の、文字通りの successive intrusion であつたと解される。

なお、この事実と両花崗岩の、初生の鉱物の、種類と性質が類似している事実とは無関係ではないであろう。この鉱物学的な事実は、固結時の両花崗岩が、同一物理的条件下にあつたことを示すものであろうから。

(5) ここでまだ残された問題は、圧砕化を受けたのは一度貫入した後の静止状態の時だつたのか、上昇しつつある時だつたのか——ということである。

さきに、圧砕された部分が、半深成岩類似の組織を示している事実を述べたが、このことから、常識的にみて細粒結晶の晶出は、粗粒結晶の晶出に比較して、「より後れた時期」であり、その晶出速度は、「より急激」であつたと考えるべきである。また、晶出時の温度は、細粒結晶の晶出時の方が「より低温」であつた。このような諸条件を同時に満足するためには、花崗岩が最初から静止状態にあつた、とするよりも、むしろ、両者とも貫入上昇しつつある時期に圧砕化を受け、その後の、ほぼ静止状態にもどつた時、細粒結晶の晶出が完結した——と考えた方が、より合理的である。

## 6. 他地域の類似岩

ここで類似岩というのは、プロトクラシック組織を持った花崗岩を指すことにする。この種の花崗岩に対するわが国最初の著名な研究は、いわゆる鹿塩ミロナイト様岩に関する杉山隆二によるものである（杉山, 1939, 1941）<sup>15)16)</sup>。その際、同岩の一部が、この種の岩石であることが確かめられて以来、この岩石は、プロトクラシック花崗岩の代表者の1つとみなされ、現在まで多くの研究が続けられている（たとえば、Hashimoto, 1955<sup>2)</sup>; Hayama, 1959<sup>3)</sup>）。杉山はその後、熊本県の竜峯山地域のみロナイト様花崗岩に関しても詳細なデータを発表し（杉山, 1944）<sup>17)</sup>、戦後になつて、新潟県北部の日本国片麻岩類の一部(?)の類似岩にも足跡を残している（杉山・茅原, 1951）<sup>18)</sup>。

その頃から、他の地域でも似たような例が知られるようになった。たとえば、日立地方の圧砕性花崗岩(黒田1951)<sup>10)</sup>、北上山地の氷上花崗岩は(加納・関, 1954<sup>7)</sup>; 岩手県, 1956<sup>6)</sup>), 四国の黒瀬川構造帯の三滝火成岩類の一部(市川他, 1956)<sup>4)</sup>、飛騨山地の船津花崗岩(野沢, 1959)<sup>12)</sup>あるいは舞鶴帯の圧砕花崗岩(猪木・黒田・服部, 1959)<sup>13)</sup>などがある。さらに傾家帯では、太田切花崗岩などがあり、最近では、朝日山地(河内・島津, 1963)<sup>9)</sup>や山形県湯沢市南方(大沢, 未公表)でもみいだされている。

以上の諸例の多くは、変成帯の中にみられるか、いわゆる構造帯に沿ってみられるものが多い。そして最も大規模に発達する鹿塩ミロナイト様岩は、変成帯で、しかも顕著な構造線に沿って露出している。こういった分布は、プロトクラスチック組織の成因を考えれば当然のことである。

### 7. 結 言

いままで記述してきたことを簡単に取りまとめると次のようになる。

白神岳花崗岩類は、中粒の石英閃緑岩質の岩体と、粗粒のアダメロ岩質の岩体とに区別することができる。両者はこの順序で、相ついで貫入した。後者が貫入する際、前者はまだ完全には固結していなかったものと思われる。

ついで、粗粒の岩体のペグマタイト期初期に、南東から北西方への方向圧が加わり、圧砕作用を受け、プロトクラスチック組織が形成され、そのために、現在みられるような強い片理が生じた。

鏡下で観察すると、初生の粗粒鉱物と、圧砕作用後に晶出した細粒鉱物とが区別され、後者は、前者に比較すると、より低温で安定な鉱物群である。

そして、その他の種々な諸条件を考慮すると、細粒鉱物は、初生の鉱物が晶出した場所に比較して、より浅所に貫入して後に晶出したものと考えられる。

またプロトクラスチック組織は、貫入の途上で生じたものである。

(昭和37年6月調査)

### 文 献

- 1) 青森県: 青森県の地下資源, 1954
- 2) Hashimoto, M.: Replacement structure in mylonitic rocks, National Sci. Museum Bull., Vol. 2, p. 45~49, 1955
- 3) Hayama, Y.: The Ryôke granitic rocks in Ko-

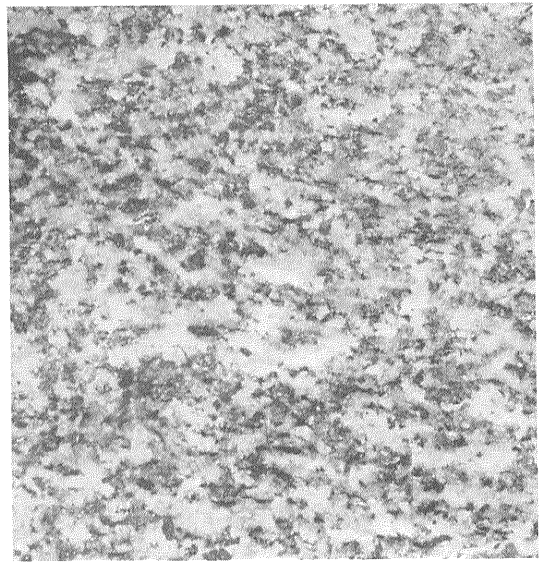
magane district, Nagano pref., Japan, Tokyo Nogyo Daigaku, Agricul. Sci. Jour., Vol. 5, p. 1~35, 1959

- 4) 市川浩一郎・石井健一・中川衷三・須籠和巳・山下昇: 黒瀬川構造帯, 地質学雑誌, Vol. 62, p. 82~103, 1956
- 5) 猪木幸男・黒田和男・服部仁: 5万分の1地質図幅「舞鶴」および同説明書, 地質調査所, 1961
- 6) 岩手県: 岩手県の火成岩, 岩手県地質説明書, II, 1956
- 7) 加納博・関陽太郎: 北上中軸帯, 地学会総会, 地質見学案内書, 1954
- 8) 片田正人・村山正郎: 木曾駒ヶ岳東方の、珪線石・柘榴石を含む細粒花崗岩(太田切花崗岩), 地質調査所月報, Vol. 12, p. 167~176, 1961
- 9) 河内洋佑・島津光夫: 朝日山地の花崗岩類, 地質学雑誌, Vol. 69, p. 311, 1963
- 10) 黒田吉益: 日立地方の所謂圧砕性花崗岩及び角閃石片麻岩, 地質学雑誌, Vol. 57, p. 135~142, 1951
- 11) 宮城一男: 東北裏日本グリーンタフ地域の基盤花崗岩質岩石, 岩石鉱物鉱床学会誌, Vol. 45, p. 171~185, 1961
- 12) 野沢 保: ひだ構造帯の2, 3の礫状岩について, 地質学雑誌, Vol. 65, p. 272~279, 1959
- 13) 大沢 穰: 5万分の1地質図幅「岩館」および同説明書, 地質調査所, 1963
- 14) 島津光夫: 東北地方の中生代花崗岩, 太平洋(後アルプス綜研機関紙), No. 3, p. 28~33, 1962
- 15) 杉山隆二: 所謂中央線(So-Called Median Line)に沿える地帯に分布せる諸岩石類の研究(第一報), 地質学雑誌, Vol. 46, p. 169~187, 1939
- 16) 杉山隆二: 所謂中央線(So-Called Median Line)に沿える地帯に分布せる諸岩石類の研究(第二報), 地質学雑誌, Vol. 48, p. 437~447, 1941
- 17) 杉山隆二: 熊本県八代市東方, 竜峯山附近の“ミロナイト”様岩石を主題とする研究, 科博専報, No. 12, p. 1~33, 1944
- 18) 杉山隆二・茅原一也: 日本国の片麻岩類に就いて(予報), 地質学雑誌, Vol. 57, p. 305~306, 1951





図版 1 AIIの岩相 (強片状の部分)。引きのばされた塩基性捕獲岩 (黒色部) とペグマタイト質の部分 (白色部) が認められる。転石。



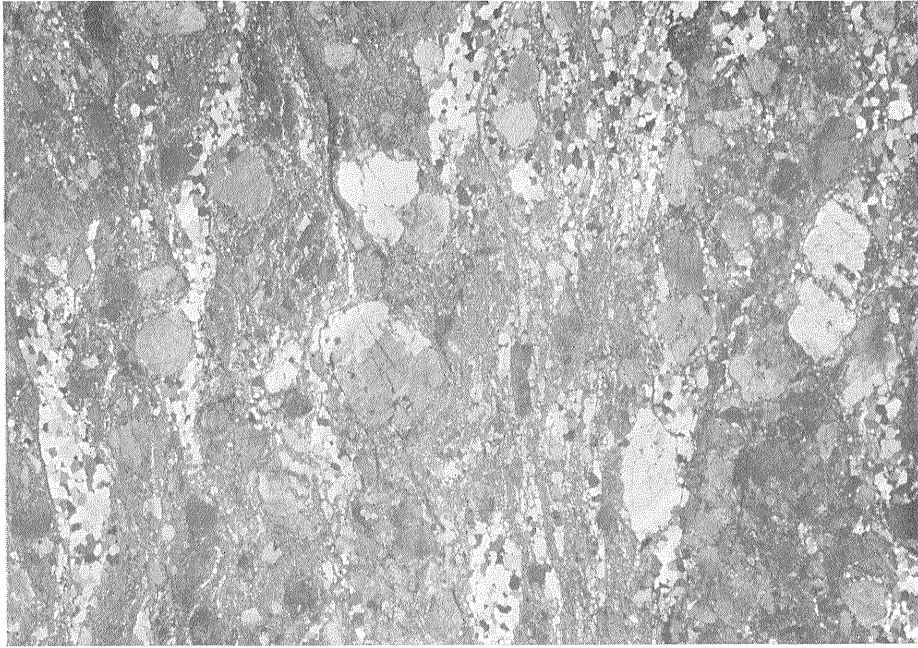
図版 2 AIIIの岩相。×1



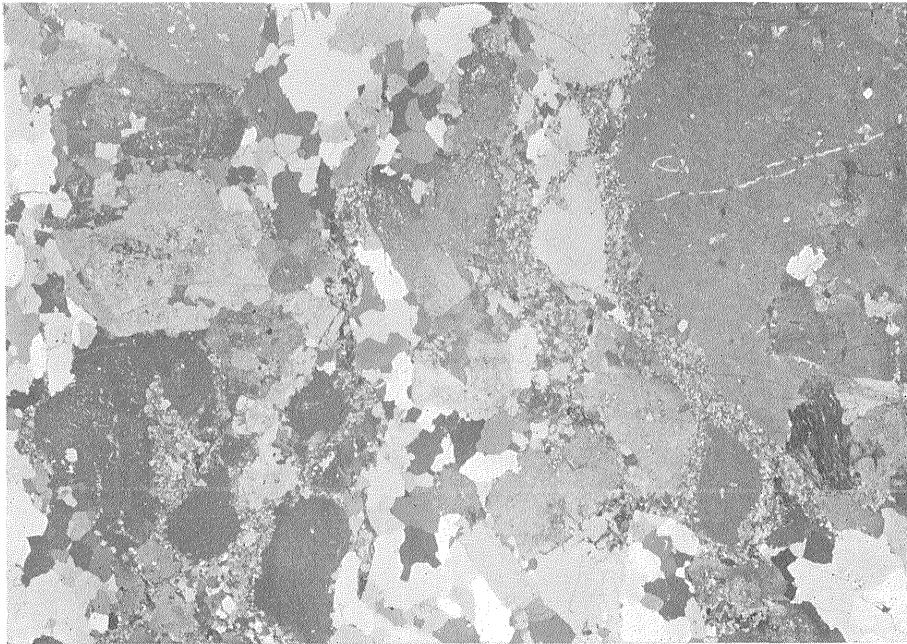
図版 3 AIIの岩相。とくに強い片理を示す部分。×1



図版 4 BIIIの岩相。×1



図版 5 BIIの岩相の強片状部の顕微鏡写真。+ニコル，×20



図版 6 BIIの岩相の弱片状部の顕微鏡写真。+ニコル，×20

(撮影：正井義郎)