

島根県古第三紀岡見深成岩体中の “自破碎花崗岩体”について

On “autobrecciated granite” in the Okami granitic complex of Early Tertiary
age, Shimane Prefecture, Southwest Japan

横山 俊治*・池田 泰宏*
Shunji YOKOYAMA Yasuhiro IKEDA

1. 緒言

西南日本内帯の後期中生代～古第三紀酸性火成作用は、陸上火山岩類の噴出・深成岩体の定置・平行岩脈群の貫入といった活動様式を異にする3つの火成活動によって特徴づけられる(YOKOYAMA, 1983)。このうち、陸上火山岩類には、たとえば、匹見層群(通産省, 1969, 1970, 1971)や高田流紋岩類(吉田, 1961)などの結晶凝灰岩～ガラス質結晶凝灰岩といった結晶を多量に含む火砕岩が多くみられる。また、これまで多くの研究者によって指摘されてきたように、火山活動は深成活動と時空間的にきわめて密接である。このため、火山岩と深成岩とは基本的には共通の成因を有し、固結場の環境の相違によりそれぞれ生じたと一般に考えられている。しかしながら、火山岩と深成岩とを直接結びつける中間現象が正確に記載された例は、これまで報告されていない。筆者らは、島根県古第三紀岡見深成岩体中に結晶凝灰岩の岩石組織をもつ岩石が、断層運動などの剪断帯形成とは無関係に、固結末期の深成岩から直接形成されている例を発見したので報告する。濡木(1957)によれば、この問題の岩石は、石英斑岩*²が岡見深成岩体のルーフペンダントとして残っているものである、と記載されている。しかしながら、筆者らは、上記のような観点に立って問題の岩石を解釈したので、この小論では、この岩石を“自破碎花崗岩体(autobrecciated granite)”と呼ぶことにする。

2. 岡見深成岩体の地質

山陰西部には古第三紀に形成された火山性陥没体がいくつか分布する。島根県益田市東方に位置する益田陥没体もそのひとつで、これは南部陥没体と北部陥没体によって構成されている(益田団体研究グループ, 1982)(第1図)。岡見深成岩体は北部陥没体の北縁に貫入している。この岩体はNW-SE方向に伸長した形態を有し、長軸4.5km以上、短軸約3kmの規模をもつ(濡木, 1957)。

岡見深成岩体は、角閃石-黒雲母-トータル岩相*³・角閃石-黒雲母-花崗閃緑岩相*⁴・黒雲母-角閃石-石英閃緑岩相からなる(第1図)。主岩相はトータル岩相で岩体の約80%の面積を占める。岩体の東縁部には、花崗閃緑岩相が約400mの幅をもって岩体を縁どるように分布する。現在露出している部分の北東端には、石英閃緑岩相が小規模に分布しており、そこでは花崗閃緑岩相よりさらに岩体の外側に位置している。

岩体の東側の貫入面は、北部陥没体を輪郭する環状断層の位置、およびその延長上とはほぼ一致している。すなわち、南部では、花崗閃緑岩相が断層角礫岩帯に沿ってその中に貫入し、北部では、

*1 広島大学理学部地質学鉱物学教室

*2 益田団体研究グループ(1982)の赤雁デイサイト質溶結凝灰岩、平原流紋岩質凝灰岩にあたる。

*3, *4 それぞれ、濡木(1957)の角閃石-黒雲母-花崗閃緑岩、角閃石-黒雲母-花崗岩にあたる。

花崗閃緑岩相および石英閃緑岩相がほぼ断層を北に延長した位置に貫入して三郡変成岩類と直接接する(第1図)。岩体の西側と南側では、トータル岩相が北部陥没体を構成する赤雁デイサイト質溶結凝灰岩・釜口安山岩・平原流紋岩質凝灰岩(益田団体グループ, 1982)を貫く。

各岩相は、野外の貫入関係から判断すると、石英閃緑岩相、花崗閃緑岩相、トータル岩相の順に定置したとみるのが妥当であるが、各岩相間の定置の時間的間隙は小さく、完全固結に至るまでに時間の重なりが認められる(横山ほか, 1982)。

岩体の東側に分布する三郡変成岩類中には、ヒン岩、およびフェルサイトがそれぞれ平行岩脈群を形成しており、その一部は岡見深成岩体にも貫入している(横山・原, 1981 参照)。これらの岩脈の活動は岡見深成岩体の冷却過程と重なっている(横山ほか, 1982)。

3. 自破碎花崗岩体の記載

自破碎花崗岩体は観音崎で岡見深成岩体の石英閃緑岩相にとり囲まれて分布する(第2図)。石英閃緑岩相との接触面は全体に比較的なめらかで、どこでも70度以上の急傾斜である。自破碎花崗岩体は、その一部が海中に没しているが、一辺がほぼ50~130 mのひずんだ矩形をなすものと推察される。

自破碎花崗岩体は多量のゼノリスを含んでいる。その構成岩石種は、石英閃緑岩、フェルサイトが多く、少量の安山岩質岩も認められる。なお、三郡変成岩類の岩片は認められない。石英閃緑岩のゼノリスは隣接する石英閃緑岩相から由来したもので、大きなもので数m以上、小さなもので20~30 cm程の規模をもち、数cm以下のものはない。形態は比較的角ばっている。フェルサイトのゼノリスは0.5~30 cm程で1cm以下のものが多い。なかには顕著な流理構造を示すものがある。

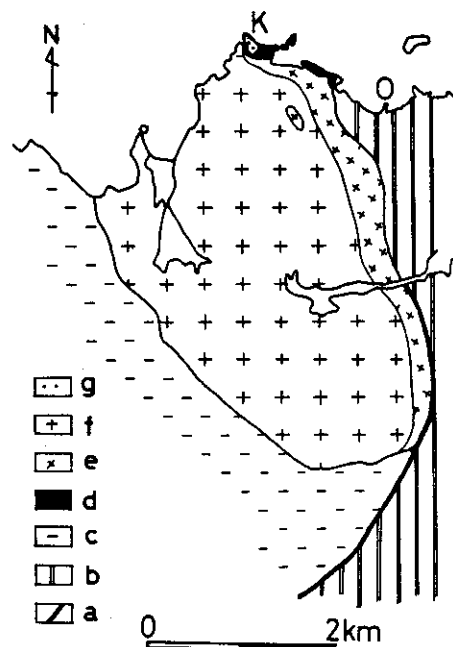
自破碎花崗岩体は、暗灰色を呈する斑状岩石で、岩体の95%以上を占める主岩相とこれを貫く脈状小岩体がある。

(1) 主岩相

岩体のどの場所においても、構成鉱物粒の定向配列や、組織の違いによる層状構造などの内部構造は認められない。

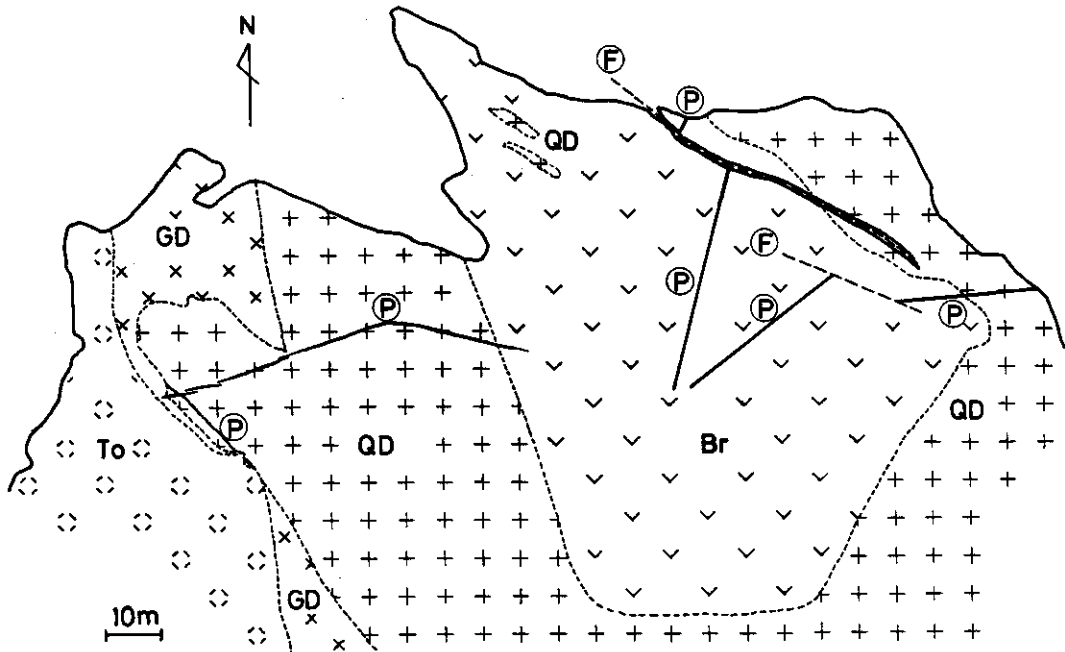
鏡下では、比較的粗粒の結晶粒(径0.1~1.6 mm) - 斑状結晶粒と、それらを埋める径0.05 mm以下の結晶粒の集合体 - マトリックスに識別できる(第3図-A)。結晶粒の中には、斑状結晶粒とマトリックスとの中間的な粒径をもつものがあるが、その量は少ない。

主岩相の斑状結晶粒およびマトリックスは主に斜長石・石英からなり、少量の黒雲母・角閃石・鉄鉱物を伴う。なお、カリ長石は存在しない(EPMAで確認)。斑状結晶粒間の接触率は一般にきわめて低い。



第1図 岡見深成岩体の地質図

a: 断層, b: 三郡変成岩類, c: 烏帽子火山岩類(赤雁デイサイト質溶結凝灰岩, 釜口安山岩, 平原流紋岩質凝灰岩), d-f: 岡見深成岩体(d: 黒雲母-角閃石-石英閃緑岩相, e: 角閃石-黒雲母-花崗閃緑岩相, f: 角閃石-黒雲母-トータル岩相), g: 自破碎花崗岩体, o: 岡見, k: 観音崎



第2図 観音崎付近のスケッチマップ略図

QD：黒雲母-角閃石-石英閃緑岩相，QD：角閃石-黒雲母-花崗閃緑岩相，To：角閃石-黒雲母-トータル岩相，Br：自破碎花崗岩体，Ⓟ：ヒン岩岩脈，Ⓣ：断層

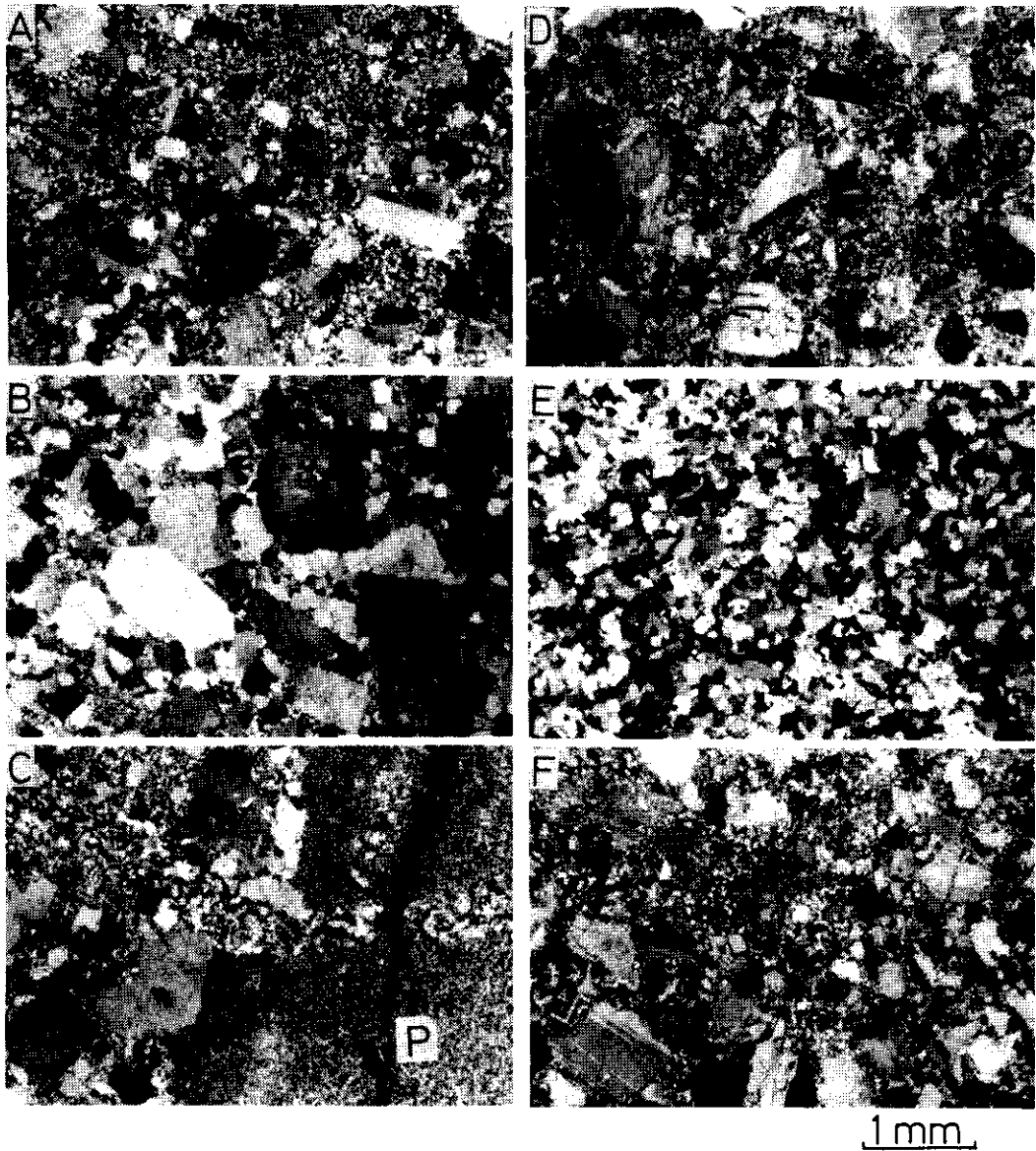
斜長石斑状結晶粒には柱状形態をもつものと他形のものがある。アルバイト双晶とカールスバド双晶が発達する。柱状結晶粒は、累帯構造は弱く、An39-23の核部を幅のせまいAn19-15のリムがとりまく。しかしながら、かなり自形性の強い柱状結晶粒であるようにみえても、累帯構造の一部が完全に切断されていることから、結晶の一部が破断・分離していると確認されることがある。他形結晶粒の多くは破断・分離された結晶である。柱状結晶粒では、しばしば、多数の微小破断面が発達し、まれに破断された結晶片が回転していることがアルバイト双晶の方向から読みとれる。破断面に沿って他の鉱物が充填していることがある。多くの場合、充填物はAn成分の低い斜長石・石英・緑泥石などの脈であるが、マトリックスを構成する石英（あるいは、石英と斜長石）の微小粒状結晶のこともある。一般に粘土化作用をうけ、緑泥石・絹雲母などを生じている。

石英斑状結晶粒は球に近い多面体形態をなし、しばしばマトリックスを構成する微小粒状結晶粒とかみ合っている。まれに、石英斑状結晶粒内部がいくつかの小型球状結晶粒の集合体をなすこともある。その場合、個々の結晶粒界はなめらかな曲線を描くことが多いが、一部にシューチャー的粒境界が残っている。

黒雲母斑状結晶粒の多くは虫くい状であったり、いくつかの微小結晶の集合体であったりする。いずれも褐色種で、一部緑泥石化している。

マトリックスは主にAn15-40の斜長石と石英の微小結晶粒がグラノプラスチック組織をつくっている。これらの結晶粒の粒径は、一枚の薄片内においても異なる。微小結晶粒間にもしばしば粘土化作用によって生じた二次的鉱物が存在する。

主岩相の代表的岩石のモードを第1表に示す。斑状結晶粒は48-52容量パーセント、マトリッ



第3図 自破碎花崗岩体の構成岩相の顕微鏡写真

- A：主岩相－結晶凝灰岩様岩石
- B：主岩相－深成岩様岩石
- C：タイプⅠの脈状小岩体斑状小岩体（ヒン岩岩脈(P)に貫入する）。
- D：タイプⅠの脈状小岩体（斑状結晶粒を含む）。
- E：タイプⅡの脈状小岩体
- F：匹見層群の下部デイサイト質凝灰岩

クスは42-47容量パーセント、異質岩片(1 cm以下のもの)は9容量パーセント以下となる。

自破碎花崗岩体の主岩相が石英閃緑岩相の本体と接する部分では、ほとんどマトリックスが含まれないことがある。この部分の岩石は95容量パーセント近くが斑状結晶粒によって占められ、異質岩片は含まれていない(第1表)。従って、斑状結晶粒間の接触率はきわめて高く、しかもそれらの示す組織は深成岩的である(第3図-B)。斑状結晶粒およびマトリックスは主に斜長石・石英からなり、少量の黒雲母・角閃石・鉄鉱物を伴う。

斜長石斑状結晶粒は半自形柱状形態をもつ。アルバイト双晶・カールスバド双晶が発達する。累帯構造は弱く、An 40-36の核部をAn 20-15の幅のせまいリムがとりまく。

微小破断面が発達した結晶粒では、それに沿ってAn成分の低い斜長石・石英の脈が発達することがある。斑状結晶粒が互いに接する部分では、斜長石斑状結晶粒の一部がいくつかの小型の独立した斜長石結晶粒に変わっていることがある。これらの小型の斜長石結晶粒の粒境界が粗粒結晶内の微小破断面に連続することもある。

石英斑状結晶粒は他形をなす。ときにその内部がいくつかの小型石英粒の集合体になる場合があるが、それらの粒境界がシューチャー的であることも少なくない。

黒雲母斑状結晶粒は半自形~他形で、いくつかの結晶が集合していることが多い。褐色種であり、しばしば緑泥石化している。

角閃石斑状結晶粒は他形を呈し、緑~緑褐色種である。変質が著しい。

マトリックスは、斜長石・石英の微小結晶粒がグラノブラスティック組織を呈する。

微小石英粒は、石英斑状結晶粒が他の斑状結晶粒と接する粒境界に沿って発達していることが多い。

(2) 脈状小岩体

脈状小岩体は、岩相の特徴から2つのタイプに区分される。

(a) タイプIの脈状小岩体

これは、しばしば脈の一端で主岩相と明瞭な境界面をもつことなく、それに移化するのが特徴である。貫入面は直線的になることもあるが、膨縮したり、屈曲したり、分岐したりすることが多い。このタイプの脈状小岩体のあるものは石英閃緑岩相をも貫いている。

タイプIの脈状小岩体は、さらにその組織の特徴に基いて、2つに区分することができる。

ひとつは、径0.05 mm以下の斜長石・石英の集合体からなり、グラノブラスティック組織を呈し、主岩相のマトリックスに移化するものである(第3図-C)。これは、幅2~3 mmの場合が多い。

いまひとつは、斑状組織を呈するもので、主岩相と同じ粒度規準で斑状結晶粒とマトリックスに分けることができる(第3図-D)。

斑状結晶粒は、主に斜長石・石英よりなり、少量の黒雲母・角閃石・鉄鉱物を伴う。斜長石斑状結晶粒は径0.5~1.5 mmで、柱状形態を呈することが多い。一般に累帯構造は弱く、An 20-39で

	1	2	3
Quartz*	14.0	11.4	21.7
Plagioclase*	33.4	37.9	70.3
Biotite*	0.9	2.3	2.2
Hornblende*	tr.	0	0.1
Opaque min.**	0.4	0.7	1.0
Matrix	42.7	47.0	4.7
Rock fragment	8.4	0.6	0
Total	99.8	99.9	100.0
Quartz*	29.6	23.2	23.6
Plagioclase*	70.4	76.8	76.4
Total	100.0	100.0	100.0

*: Porphyritic grain; **: Porphyritic grain & matrix

第1表 自破碎花崗岩体の主岩相のモード(下段は、斜長石斑状結晶粒と石英斑状結晶粒の容量比)
1, 2: 結晶凝灰岩様岩石, 3: 深成岩様岩石

ある。かなり自形性の強い結晶粒においても累帯構造の切断現象より、破断・分離結晶粒であることが確認されることも少なくない。このような結晶粒においても、しばしば結晶の最外殻には、それをほぼ完全にとりまく、幅0.02～0.03mm程度のAn成分の低い斜長石が認められる。また、結晶内部の微小破断面に沿ってAn成分の低い斜長石や石英が充填している。

石英斑状結晶粒は、斜長石斑状結晶粒より粒径が小さく、その量も少ない。細粒の石英粒が集合体をなすこともある。

角閃石や黒雲母の斑状結晶粒は半自形～他形で変質が著しく緑泥石に変わっている場合が多い。

マトリックスは主に斜長石と石英からなるが、粒径は一枚の薄片内においてもきわめて不均質である。一般に主岩相より再結晶度は低い。このタイプIの脈状小岩体は主岩相への移化部から離れるにつれて、マトリックスの粒度は細粒になるとともに、均質化する。また、斑状結晶粒の量は減少する傾向にある。その結果、岩石は花崗斑岩様外観を呈するようになる。マトリックスの一部には、斜長石と石英よりなるスフェルライトがみられることがあるが、それらは、しばしば斑状結晶粒を取りまいて発達している。

(b) タイプIIの脈状小岩体

アダメロ岩質のアプライト脈で、有色鉱物として、ごく少量の黒雲母を含む(第3図-E)。モザイク状組織を呈し、カリ長石と石英は互いに深く湾入した粒境界で接していることが多い。カリ長石は微細なパーサイト構造をもつ。斜長石は一般に累帯構造は弱く、An16-26である。黒雲母は半自形、柱状で、分散して分布することが多い。大部分は緑泥石化している。野外では、タイプIIの脈状小岩体がタイプIの脈状小岩体を切断しているのが確認されている。

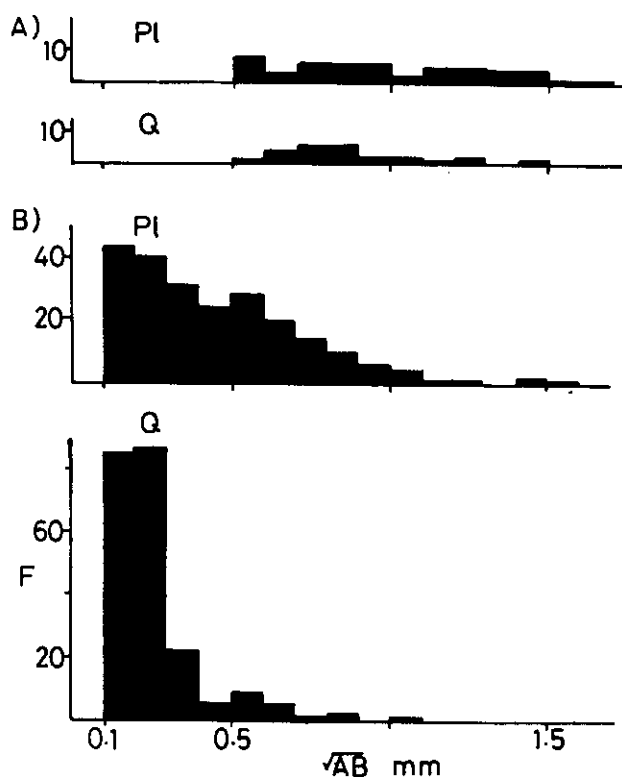
4 考察

自破碎花崗岩体の主岩相は、岩石組織学的には、結晶凝灰岩のやや再結晶したものと変わらない。筆者らの観察では、匹見層群下部層のデイサイト質凝灰岩の示す組織に、それがやや再結晶作用をうけている点も含めて、最もよく似ている(第3図-A, F)。

自破碎花崗岩体は、野外の関係からみて、石英閃緑岩相に貫入したものであることは明らかである。自破碎花崗岩体の主岩相が石英閃緑岩相に接する部分には、マトリックスの容量が少なく、深成岩組織を残した岩石が存在する。この深成岩様岩石から主岩相において一般的な結晶凝灰岩様岩石へは組織の移り変わりが追跡できる。両組織の間の変化は急激で、一枚の薄片の中で観察される(第3図-B)。この組織の連続的变化は、異なった組織をもつ2つの岩石の間で、鉱物組合せ、鉱物の容量比、斜長石の組織などに差がないことに注目すると、深成岩の圧碎(再結晶)作用の過程をあらわすものとして理解される。また、深成岩様岩石の斑状結晶粒の容量から推定される源岩は、色指数の低いトータル岩質岩であると考えられる。ここで、いま少し詳しく圧碎作用の内容を述べる。

深成岩様岩石の斑状結晶粒の粒径は斜長石が0.5～1.7mm、石英が0.5～1.5mmの範囲に入り、両者に粒径の差はない(第4図-A)。一方、結晶凝灰岩様岩石の斑状結晶粒の粒径(第4図-B)をみると、斜長石斑状結晶粒は0.1～1.6mmの範囲にあり、その頻度は結晶粒の粒径が大きくなるに連れて次第に低くなる傾向がある。これに対して、石英斑状結晶粒では、粒径は0.1～1.1mmの範囲にあるが、その大部分は径0.1～0.3mmの結晶粒である。ところで、第1表で明らかのように、斜長石と石英は、源岩のトータル岩質深成岩からはほぼ同じ割合で圧碎細粒化して、斑状結晶粒とマトリックスを形成しているようにみえる。それにもかかわらず、結晶凝灰岩様岩石中の斜長石斑状結晶粒と石英斑状結晶粒の粒度分布に明らかな差を生じたのはなぜであろうか。

斜長石斑状結晶粒では、粗粒結晶内の微小破断面の発達様式と比較的粒径の小さい結晶粒(結晶



第4図 自破碎花崗岩体の主岩相に含まれる斜長石
および石英斑状結晶粒の粒径変化パターン
図 {たて軸(F): 頻度, 横軸: 粒径 (\sqrt{AB}
 $=\sqrt{(\text{長径}) \times (\text{短径})}$)}
A: 深成岩様岩石, B: 結晶凝灰岩様岩石

破片)の形態の類似, および破断面に沿って分離しつつある結晶破片の存在から推察して, 斜長石の破断・分離は, それに先行して形成されたランダムに発達する微小破断面に沿って進行したと考えられる。

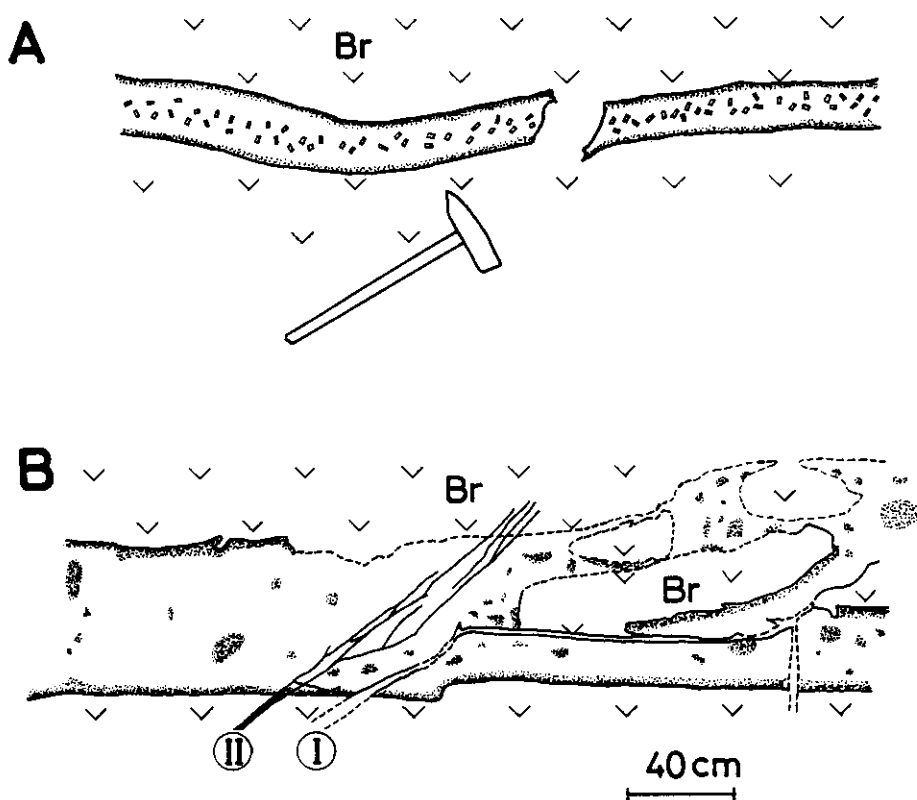
これに対して, 石英斑状結晶粒の場合, 粗粒結晶の破断・分離に先行して形成されたシューチャー的粒境界をもつ小型結晶粒の集合体の形成—変形時再結晶作用—が重要な役割を演じていると考えられる。NICOLAS and POIRIER (1976)は, 変形時再結晶作用によって生じた小型石英粒は, 応力の大きさに対応した一定の粒径をもつ, と結論している。本岩石の場合, 再結晶石英粒の粒径は径0.1~0.3mmの範囲に入る。石英の破断・分離は, この再結晶石英粒の粒境界に沿って進行した。その結果, 石英の結晶破片は, 再結晶石英粒の粒径と同様の径0.1~0.3mmの範囲にひとつの集中を示すようになった。結晶の破断分離のあと, 静的状態で再結晶作用をうけ, マトリックスがグラノプラスチック組織を形成したとき, 石英粒のシューチャー的粒境界は失なわれたと考えられる。

自破碎花崗岩体の内部や石英閃緑岩相の接触部に, 圧砕組織の形成に関係したと考えられる断層や剪断帯は存在しない。圧砕作用は自破碎花崗岩体内部に集中し, 周囲の石英閃緑岩相にはほとんどおよんでいない。従って, 圧砕作用は自破碎花崗岩体に固有の現象であり, 岩体内部にその原因を求めなければならないであろう。筆者らは, 自破碎花崗岩体の野外の産状や岩石組織の特徴 —

とくに圧砕作用が深成岩組織をつくる結晶粒の粒境界から進行している点——から、この問題を次のように考えている。トータル岩質深成岩体の固結末期に結晶粒界に濃集したガス圧の増大が引き金となって始まった圧砕作用が、結晶粒界を伝って進行し、ついには岩石全体に波及した。その結果、一旦は固結していた深成岩体が再び流体化 { fluidized (REYNOLDS, 1954, 参照) } した。岡見深成岩体が火山性陥没体に伴われる浅所性プルトンであることも、流体化作用に好都合であったであろう。

石英閃緑岩相のゼノリス化は、流体化したトータル岩質深成岩体が石英閃緑岩相中の既存の割れ目を利用して“spalling”することによって、起こった。そのため、ゼノリスの構成鉱物には圧砕作用がほとんど及ばなかったであろう。

自破碎花崗岩体中には、平行岩脈群を形成しているヒン岩岩脈の一部が貫入している。これらの岩脈は一般に自破碎花崗岩体の主岩相に対して急冷周縁相を形成している。第5図-Aで注目すべきことは、岩脈の急冷周縁相を切って、壁岩の主岩相が逆貫入していることである。このような現



第5図 自破碎花崗岩体中のヒン岩岩脈の産状

A：ヒン岩岩脈の急冷周縁相を切って主岩相 (Br) が逆貫入している。

B：ヒン岩複合岩脈と自破碎花崗岩体の主岩相 (Br) とが混合し、岩相境界は不明瞭になっている。さらに、タイプ I (Ⓐ) とタイプ II (Ⓑ) の脈状小岩体がヒン岩岩脈を切っている。

象は、冷却過程にある深成岩体に貫入した岩脈において、ごく普通にみられる現象に比較される(横山, 1978, 1984 参照)。ヒン岩岩脈貫入後も自破碎花崗岩体の主岩相が流動しうる状態にあったことは明らかである。

ヒン岩岩脈のあるものは、岩脈の両外側が細粒岩相、内側が斑状岩相からなる規則的な複合岩脈を形成している。ところが、第5図-Bに示されるように、複合岩脈の一部で規則性が乱れ、両岩相が混在すると共に、岩脈の内側に位置していた斑状岩相が外にはみ出し、自破碎花崗岩体の主岩相とも混在している。この現象はおそらく、ヒン岩の複合岩脈が貫入後まだ完全に固結する以前に、この部分では局所的な流体化現象が起っていたことを示すものであろう。

タイプIとタイプIIの脈状小岩体は、共にヒン岩岩脈を切っている(第5図-B)。タイプIの脈状小岩体は、自破碎花崗岩体中に新たに形成された破断面に沿って、主岩相から斑状結晶粒とマトリックスの混合物、あるいは選択的にマトリックスのみが、機械的に注入されたものである。しかしながら、スフェルライトや斜長石斑状結晶粒の最外殻は液相から生じた可能性が強い。タイプIIの脈状小岩体はアプライト脈であり、おそらく液相から生じたものであろう。

深成岩体の液体化現象に関しては、最近、Myers(1975)がペルーの Coastal Batholith の positioning に関係づけて次のように述べている。プルトンが定置する過程で、最後の数kmの上昇に液体化現象が重要な役割を果たした；液体化現象は、プルトンの上部でおこり、プルトンの定置に先行して microbreccia (tuffisite) が形成された。さらに、彼は、San Jeronimo complex では、プルトンの上部が噴出相として地表に出たと解釈している(Myers, 1975, Fig. 10 参照)。

もし、岡見深成岩体の自破碎花崗岩体が地表に到達したとすれば、結晶凝灰岩として記載されるであろう。このようにして形成された結晶凝灰岩は、液相に結晶が懸濁したマグマから噴出した火砕岩とは違って、マトリックスも大部分、結晶破片である。このような組織をもつ火砕岩が匹見層群や高田流紋岩中にもみられる。このようなマトリックスが結晶粒からなる火砕岩は、固結末期の花崗岩が流体化し、噴出した可能性がある。

謝 辞

本稿を草するにあたり、広島大学理学部の今岡照喜氏・先山 徹氏には討論していただいた。また、今岡照喜氏には、匹見層群など、後期中生代火砕岩類の薄片を多数貸与していただいた。両氏に厚く御礼を申し上げる。

文 献

- 益田団体研究グループ, 1982: 古第三紀益田陥没体. 地質雑, 88, 321-335.
- Myers, J. S., 1975: Cauldron subsidence and fluidization: Mechanisms of intrusion of the Coastal Batholith of Peru into its own volcanic ejecta. *Geol. Soc. Am. Bull.*, 86, 1209-1220.
- Nicolas, A. and Poirier, J. P., 1976: *Crystalline plasticity and solid state flow in metamorphic rocks*. 444p, John Wiley and Sons, Inc., New York.
- 濡木輝一, 1957: 島根県岡見深成岩体中の塩基性包有物と花崗岩質“偽捕獲岩”の成因. 地質雑, 63, 35-47.
- Reynolds, D. L., 1954: Fluidization as a geological process and its bearing on the problem of intrusive granites. *Am. Jour. Sci.*, 252, 577-613.
- 通産省, 1969: 昭和44年度益田地域広域調査報告書.
- _____, 1970: 昭和45年度益田地域広域調査報告書.
- _____, 1971: 昭和46年度益田地域広域調査報告書.
- 横山俊治, 1978: 花崗岩の冷却過程に貫入した塩基性岩脈群—小豆島を例として—, 三鉱学会講演要旨集, 121.

- Yokoyama, S., 1983: Late Mesozoic to Early Tertiary basic-acid dyke swarms in the Chugoku-setouchi district, Southwest Japan. *Jour. Sci. Hiroshima Univ., Series C*, **8**, 165-188.]
- 横山俊治, 1984: 西南日本内帯の後期中生代岩脈群の地質学的・岩石学的研究. 広大地学研究報告, **24** (印刷中).
- ・原 郁夫, 1981: 岩脈群による西南日本の後期中生代造構応力場の解析. 中生代造構作用の研究, **3**, 149-163.
- ・先山 徹・今岡照喜・池田泰宏, 1982: 島根県古第三紀岡見深成岩体— その1. Synplutonic dyke—. 三鈹学会講演要旨集, 94.
- 吉田博直, 1961: 中国地方中部の後期中生代の火成活動, 広大地学研究報告, **8**, 1-39.