

金持礫岩およびそれに関連する角礫状岩脈

服部 仁* 片田 正人* 遠藤 勝寿**

**Breccia Dykes Possibly Associated with the Kamochi
Conglomerate from Tottori Prefecture**

By

Hitoshi HATTORI, Masato KATADA & Katsutoshi ENDO

Abstract

A granite pebble bearing unusual rock was named "Kamochi conglomerate" in western Tottori prefecture, west Honshu. This rock could not be clearly referable to either conglomerate or breccia (HATTORI and KATADA, 1964). The Kamochi conglomerate has the following geologic significance.

Around this area, one of the dominant features is exemplified by extensive exposures of the "Chugoku batholithic granite", which is radiometrically dated at 51—63 m. y. in eastern Tottori prefecture. The granite intruded into the late Mesozoic volcanic rocks: Intrusive rocks II (G_4 — G_8). Another granitic rocks ranging olivine-pyroxene-amphibole gabbro to micrographic biotite granite are closely associated with the late Mesozoic volcanic rocks: Intrusive rocks I (G_1 — G_3). Some of the Intrusive rocks I intruded into the late Mesozoic volcanic rocks, and give a slight thermal effect on them.

The Kamochi conglomerate contains angular pebbles of the Intrusive rocks I (G_2 and G_3), and it is also influenced by heat of the Intrusive rocks II (G_7). Therefore, the conglomerate was interpreted as having been formed after the emplacement of the Intrusive rocks I and before the Intrusive rocks II.

In this paper, the authors describe occurrences of two types of intrusion breccia, the Ushirodani intrusion breccia and the Utsuidani intrusion breccia, both of which include granite pebbles.

Mode of Occurrence and Brief Description of the Rocks

General geology and location of the intrusion breccias are shown in Fig. 1.

Ushirodani intrusion breccia (Fig. 2, PLATE I -Figs. 1, 2, 3, PLATE II -Figs. 4, 5, PLATE IV -Fig. 8, PLATE VI -Fig. 12); threebreccia dykes are found in the Paleozoic crystalline schists, measuring 5~10cm, 20~30cm and 50cm in width respectively. Pebbles in these dykes are referred to the host rock and surrounding geology; crystalline schists, quartz diorite (G_2), micrographic granite (G_3), andesite, plagioclase porphyry etc. However, difficulty is experienced in determining nature of the matrix which is very fine-grained and rich in crystal and lithic fragments.

* 地質部

** 鳥取県日野郡溝口小学校

Utsuidani intrusion breccia (Figs. 3, 4, PLATE III-Figs. 6, 7, PLATE IV-Fig. 9, PLATE V-Figs. 10, 11); Fig. 4 indicates a typical mode of occurrence. This breccia dyke intruded into micrographic granite (G_3) and thins out upwards with less amount of granite fragments. A sort of chilled facies, fine-grained part, is seen to the wall or at the thinned veinlet. Granite fragments alone are included in this breccia dyke and plentiful in a wider part of the dyke. In this case, the matrix is easily traceable to plagioclase porphyry which does not include any lithic or crystal fragments. Allanite is found in both micrographic biotite granite and plagioclase porphyry, and it is of petrographic significance in connecting both genetically.

Kamochi conglomerate (Fig. 1 & PLATE VI-Fig. 13); this is exposed in 200 m wide spot resting on the Paleozoic crystalline schists. Pebbles are not much different from those in the Ushirodani intrusion breccia. The matrix is recrystallized into hornfelsic appearance and is hardly related to any rocks, but is supposed to be derived from volcanic material.

Possible Mechanism of Forming Three Different Rocks

The Utsuidani intrusion breccia is explained by a forcible invasion of a little viscous plagioclase porphyry, detaching brecciated granite from the wall into the inner side of the dyke. This was done in a closed system as indicated by vanishing dyke upwards. On the contrary, the Ushirodani intrusion breccia is not closed upwards. Moreover, 600m southeast of this location, and 100m higher than this level of the Ushirodani intrusion breccia, the Kamochi conglomerate exists. Both of them are aligned nearly in the direction of the Ushirodani intrusion breccia. These facts lead to a conclusion that the Ushirodani intrusion breccia is a vent breccia which may have supplied volcanic material up to the Kamochi conglomerate. However, the Kamochi conglomerate is never accompanied by any overlying sediments. And this may also be a sign of volcanic origin, not of sedimentary origin. If an assumption that these dykes at Ushirodani and Utsuidani have been formed in association with the activity of micrographic biotite granite (G_3) or its aftermath is possible, the following interpretation is expected.

These granite pebble bearing rocks can be described to be a product of volcanic activity intimately related with the emplacement of the Intrusive rocks I in a shallower depth, rather than assuming a product of post-Intrusive rocks I. Because this sort of granite pebble bearing rocks never provides any further information on large time-gap between these rocks and the Intrusive rocks I. Three different types of granite pebble bearing rocks concerned may represent each geologic event in different environments of "an igneous complex" activity.

1. はじめに

西南日本内帯における後期中生代の火成活動の研究は、火山岩岩石学および花崗岩類の K-A 法による年代測定の結果などにより急速に進んでいる。最近、山田 (1966 a) は火山活動の層序学的研究およびこれと花崗岩との前後関係から火成活動史を総括し、各地の相互対比を試みた。

中部地方の火山活動には、山田 (1966 b) が“中部区”とよんだ地域の濃飛流紋岩類があり、その全体積は 3,000 km³ をこえていたものと推定されている (河田ほか, 1961)。

また、同じく山田による“中国区”においても同時代の火山活動ははげしかつたが、濃飛流紋岩類の場合とは異なつて火山岩の分布は連続しておらず、地区ごとの岩質の差もみられる。このために、いくつかのブロックごとに別々に呼称されている。これらのうち比較的研究の進んでいるものとしては、吉田(1961)による広島県下の吉舎安山岩類および高田流紋岩類および山田 (1961)、村山・大沢 (1961)、村山・一色・坂本 (1963)、杉山 (1964) らによる鳥取県東部の火山岩類、さらに兵庫県^の生野および矢田川層群 (兵庫県, 1961) が挙げられる。

これらに較べると“中国区”中部地域における資料は、やや劣り、このためもあつて全体を総括して地史を考察するには充分といえないであろう。

さきに鳥取県西方の根雨近傍において、筆者ら（服部・片田，1964）が花崗岩類の礫を含む礫状岩に対してあえて固有名詞を与えて強調し、金持礫岩と呼んだのも、地史解明のうえに重要と思われたからである。

これまで、これら中生代火山岩類に伴つて産出する礫状岩が注意され“中国区”各地において記載されているものの、地史上の意義があまり明確ではなかつた（村山・大沢，1961；村山・一色・坂本，1963；杉山，1964；鳥取県，1966）。

最近、筆者らのうちの1人（遠藤勝寿）が2カ所において角礫状岩脈を発見した。これらが金持礫岩に類似するので、これらと金持礫岩との関係を検討したうえで、金持礫岩に改めて考察を加え、さらにこれらの礫状岩の地質学的意義を論ずることとする。

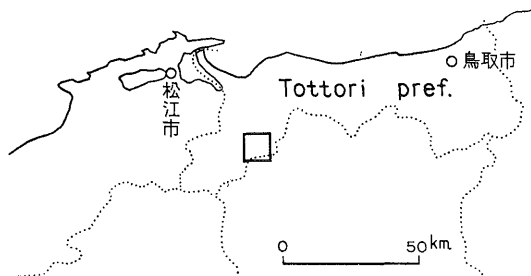
謝 辞

この小論をまとめるにあたり地質調査所地質部の方々から種々の討論をいただいた。

礫見博氏は現地において御教示くださり、また野沢保氏はマイロナイト形成の立場から有益な批判をしていただいた。野外においては、現地の鳥取県日野郡日野町根雨小学校から便宜を受けた。これらの方々に厚くお礼申し上げる。

2. 地質の概略

第1図に示すように、この地域は中国山脈の近くに位置しており、後期中生代の火山岩類が広く分布する。その基盤は三郡変成岩である。これらの変成岩および火山岩類を花崗岩類が貫き、接触変成作用を与えている。花



第1図 a 位置図
Locality map

崗岩類は後述のように、大きくみて、2つに分けることができる。花崗岩類の形成時期は明らかでないが、おそらく白堊紀末期から古第三紀にわたる比較的長い間であ

らう。以上の諸岩石を安山岩質の岩脈が貫き、NNW-SSE方向にならぶ岩脈群となつている。

3. 金持礫岩とは

3.1 最初の定義

服部・片田（1964）は、鳥取県南西部の金持部落西方約500m付近に露出する、花崗岩質岩石の礫を含む礫状岩を金持礫岩と名付けた。この礫状岩は山腹（海拔約400m）に産状不明でわずかに幅約200m露出するにすぎなく、またまわりの変成古生層との直接の関係も明らかでなかつた。それにもかかわらず、とくに注目したのは次のような理由からである。

- 1) 花崗岩質岩石の礫を含む。
- 2) 岩石全体が弱い熱変成作用を受け、ホルンフェルス質になつている。
- 3) マトリックス（基質）は火山物質からなると思われるが、はつきり凝灰角礫岩と断定できない。

そして、この金持礫岩の成因について次のような3通りの解釈をのべた。

- 1) 礫岩であろう。しかし真正の礫岩かどうか疑問が残る。
- 2) 運搬作用をうけていない崖錐様の堆積物。
- 3) 火道角礫岩。

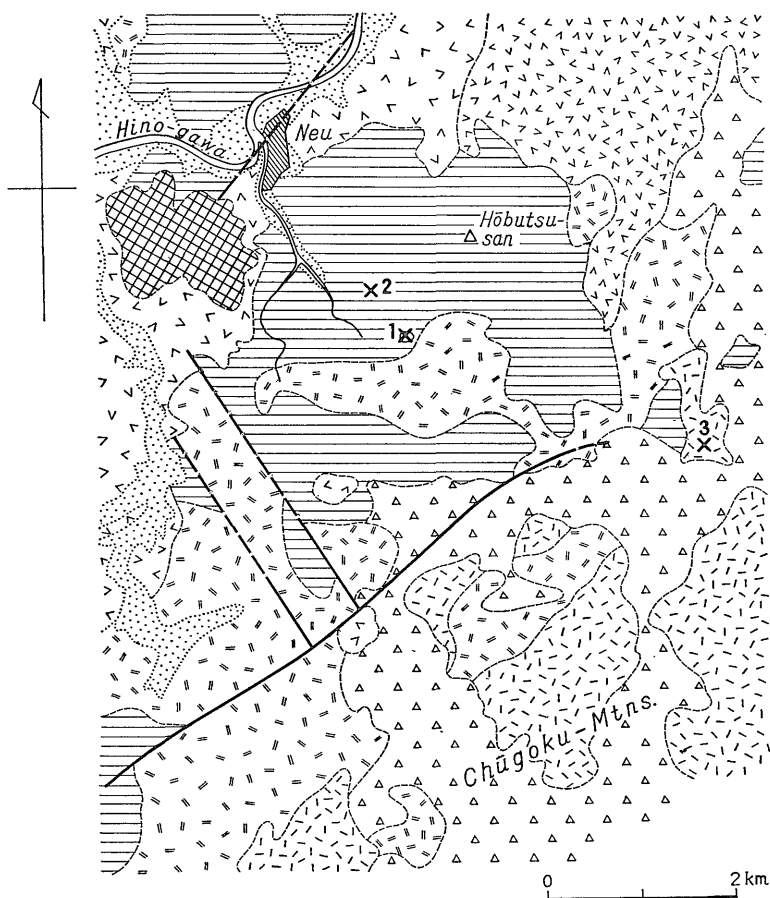
このように産状にあいまいな点が多いにもかかわらず、この金持礫岩によつてこの付近の花崗岩類の火成活動を大きく2分することができると思われた。

そして金持礫岩中の花崗岩質岩石の礫がこの地域に分布するG₂とした閃緑岩に由来するらしいことから、その地史上の意義を強調し、金持礫岩形成時期に火成活動の中断を認め、この地域の花崗岩類を大きく2つに区分することにしたのである。すなわち、進入岩類IおよびIIとそれぞれよぶことにした。

前者は後期中生代の火山岩類と密接にあい伴つており、やや苦鉄質の閃緑岩・微文象花崗岩を主体とする浅成の半深成岩質岩石からなる。また、後者は金持礫岩に熱的影響を与えたもので、大きな底盤状をなし、おもに珪長質の花崗岩ないし花崗閃緑岩およびアブライトなどからなつている。

3.2 再定義の必要性

さて、このように試みた区分すなわち進入岩類I、金持礫岩および進入岩類IIが、他の地域の類質岩にどのように対比されるだろうか、ということはきわめて難問であつて、適切な対比基準はいまだにみいだされてはいない。しかしその生成史から推して、服部・片田（1964）は、この金持礫岩が作木火山岩類（吉田，1961）に対比



- | | | |
|---|---|--|
|  | 崖錐堆積層および河岸段丘堆積層
<i>Talus deposit and river terrace deposit</i> | |
|  | かんらん石玄武岩
<i>Olivine basalt (V_3)</i> | |
|  | 粗粒黒雲母花崗岩
<i>Coarse-grained biotite granite (G_7)</i> | } 侵入岩類 II
<i>Intrusive rocks II</i> |
|  | 黒雲母花崗斑岩
<i>Biotite granite porphyry (G_5)</i> | |
|  | 微文象黒雲母花崗岩
<i>Micrographic biotite granite (G_3)</i> | } 侵入岩類 I
<i>Intrusive rocks I</i> |
|  | 角閃石-輝石石英閃綠岩など
<i>Hornblende-pyroxene quartz diorite, etc. (G_2)</i> | |
|  | 流紋岩, 石英安山岩, 安山岩およびそれらの火山碎屑岩類
<i>Rhyolite, dacite, andesite, and their pyroclastic rocks (V_1)</i> | |
|  | 結晶片岩類 } 三郡変成岩
<i>Crystalline schists } Sangun metamorphic rocks</i> | |

- 1: Kamochi conglomerate
- 2: Ushirodani intrusion breccia
- 3: Utsuidani intrusion breccia

第1図b 地 質 図

Local geology, western Tottori prefecture
Geologic map after HATTORI and KATADA (1964)

される可能性を指摘している。

しかし、これから記載する新たに発見した2つの角礫状岩脈 (breccia dyke) の産状と結びつけて金持礫岩の成因を考察した結果、以前とやや異なる修正意見をもつにいった。そしてまた、3つの礫状岩を関連づけることにより、かなり明確な形成機構を推定できるようになったので、その形成機構と地史的意義についてふたたび考察を加えたい。

4. 新発見の2つの角礫状岩脈

第1図中に、②および③とした2カ所から、ここに新たに述べようとする2種類の角礫状岩脈が産出する。

②の位置は、後谷部落へ登る途中にあたり、また③の位置は内井谷部落への入口であるので、これらの角礫状岩脈をよぶためにそれぞれの地名を付することにする。また、これから述べる産状から判断して 進入角礫岩注1) とよびたい。

したがって、②の岩石を後谷進入角礫岩、③の岩石を内井谷進入角礫岩ということにする。

4.1 後谷進入角礫岩

この露頭は、鳥取県日野郡日野町根雨から南西へ向かう国道から離れて、後谷部落に達する林道の途中にある。国道から約500m隔たる海拔320m、国道からの標高差はおおよそ120mであつて、とくに河床においてよく観察できる。

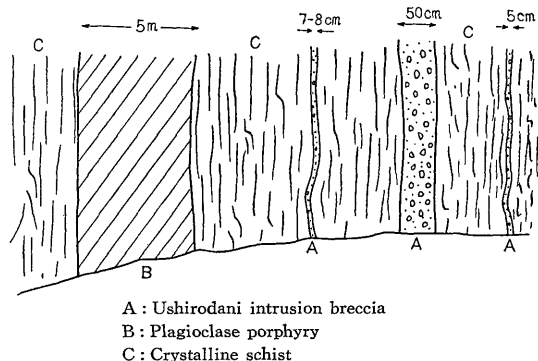
付近の地質は変成古生層、すなわち結晶片岩類からなり、大部分の岩石は珪質の黒色片岩で黒雲母を含んでいる。この珪質の黒色片岩には、点紋状の曹長石斑状変晶はみだすことはできないが、近くの宝仏山(1002.0m)やあるいは休業中の後谷鉱山あたりには、大きな曹長石の斑状変晶をもつ緑色片岩が分布することから判断して、これらの片岩類はいわゆる三郡変成作用をうけて形成されたものであろう。黒色片岩中に普遍的にみられる黒雲母の晶出はおそらく三郡変成作用によるものではなくて、より後期の進入岩類Ⅱとした粗粒黒雲母花崗岩による熱の影響のためと思われる。

これらの結晶片岩類の一般的な片理は、この地域においてNWの走向と30~70°SWの傾斜をもつが、後谷進

注1) 進入角礫岩は intrusion breccia の邦訳のつもりである。intrusion breccia の訳語はかならずしも統一されておらずまちまちである。たとえば杉山(1964)は進入角礫岩といい、また杉山(1965)では角礫貫入岩と表現している。かつて、筆者ら(1967)は角礫状貫入岩とよんだが、ここでは、原語にもつとも近い杉山(1964)の訳語を採用する。

入角礫岩の露頭付近ではN60°Wの走向と80°Sの傾斜を示す。

問題の進入角礫岩は直立する3本の岩脈をなし、大きいものは幅約50cm、小さくとも5cmくらいである(第2図)。河床の露頭(図版I-第1図)では約20cmであ



第2図 後谷進入角礫岩の露頭のスケッチ
An outcrop of the Ushirodani intrusion breccia

る。これらの岩脈には、わずかうねる部分をみうけるが、ほぼ、N70°W、垂直に近い傾向を示し、珪質黒色片岩の片理に大体一致する。この岩脈は走向に沿って20mほどにわたり追跡できる。また道路上の露頭では、第2図にみられるように、3本の進入角礫岩の岩脈のほかに、斜長石斑岩の岩脈が同じ傾向をもつて貫入している。この斜長石斑岩はまったく均質な淡緑灰色の岩脈である。図版I-第2図、第3図から、河床に露出する脈幅20cmの岩脈内の礫の入り方がよくわかるであろう。

礫の形状はさまざまであつて、一般に角礫状のものが多く、歪円礫状のものはわずかみだせるにすぎない。礫の大きさは、まれに長径20cmに達するものもあるが、2~5cmのものが普通である。礫の種類には、黒雲母含有黒色片岩がもつとも多く、そのほかに、石英片岩・微文象花崗岩(G₃)、角閃石黒雲母花崗閃緑岩ないし石英閃緑岩(G₂)などが入っている。脈幅5cm以下の場合の礫の形状は図版II-第4図、第5図にみられるとおりである。

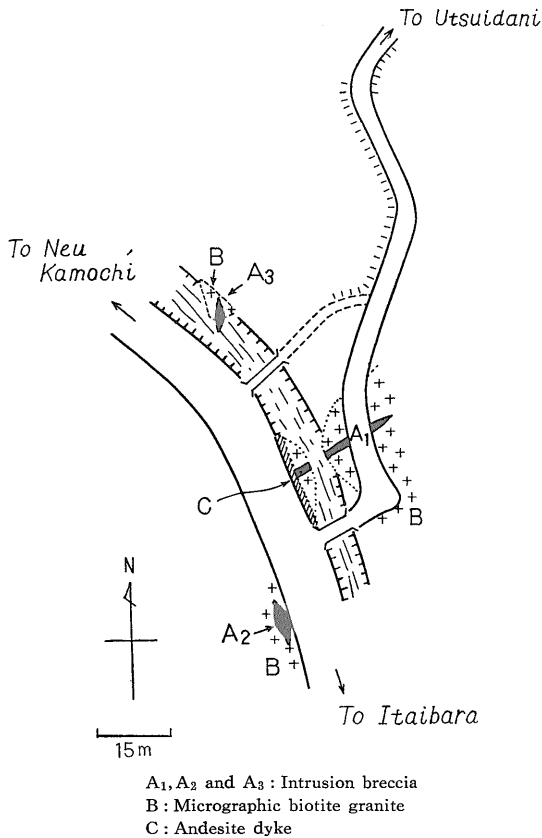
鏡下で次のようなものがマトリックスとして認められる。すなわち、外来の小岩片として、安山岩・ガラス片(?)・結晶片岩・花崗閃緑岩および石英閃緑岩が(図版IV-第8図)、結晶片として、角ばつた斜長石・石英およびカリウム長石がある。さらに細粒相のマトリックスの本質部分は珪長質微粒鉱物からなり、一部モザイク状に再結晶しており、黒雲母の晶出が確認できる。

4.2 内井谷進入角礫岩

この地点は金持部落から東方約3kmの国道に面した

ところ(第1図)にあり、内井谷部落へわたる橋の下の河床や道路に沿って問題の岩石がみられる(第3図)。ここは、以前は露頭の条件がよくなかつたけれど、内井谷部落に通ずる新道と橋が建設されたため、新鮮な露岩があらわれ、種々の興味ある現象が観察できるようになった。

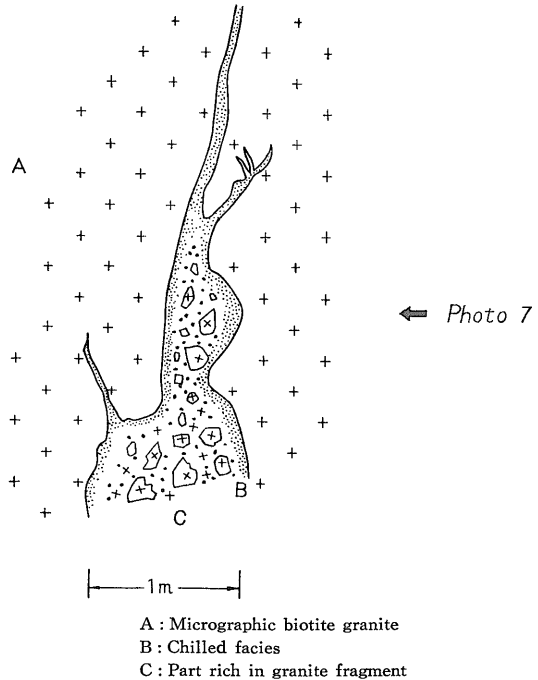
第3図のように、この地質はおもに細粒の微文象黒雲母花崗岩(G₃)からなっており、それを安山岩岩脈が走向N30°W、垂直の傾斜で貫いている。この安山岩の岩脈は幅1m以上もあり、花崗岩に接する部分では数cmにわたり急冷相の細粒部が発達する。



第3図 内井谷進入角礫岩の露頭
 Outcrops of micrographic biotite granite (G₃)
 and the Utsuidani intrusion breccia, 3 km east
 of the Kamochi conglomerate

内井谷進入角礫岩は少なくとも3カ所で観察でき、そのうちの1つは岩脈として20mくらい追跡できる。ここではA₁地点における観察を中心に記載を進めよう。

第4図に模式的に描いたように、岩脈の幅は一定でなく、またその先端は枝別れし尖滅する。その1つの例として、岩石の研磨面を図版III-第6図に示した。



第4図 内井谷進入角礫岩の侵入の状態
 Forcible invasion of the Utsuidani intrusion
 breccia, into the host rock: micrographic
 biotite granite (G₃). This outcrop is shown
 as A₁ in Fig.3.

(注: 図中に Photo 7 とあるのは plate III-Fig. 7 の誤り)

礫の入り方は第4図および図版III-第7図にみられるとおりであり、一般に尖滅する細脈の部分や壁岩に近い部分では、礫の量は少ない。そのうえ壁岩に近い部分のマトリックスは細粒相となり一種の急冷相を示す。これに対して、脈幅の広い部分の中央部には礫の多いという傾向がみられる。

しかし幅の広い部分にも、礫のほとんど含まれないことがあり、この部分は進入岩体の“本体”とみなされる。

“本体”が淡緑灰色を示すのに対して、細粒の急冷相は濃色となり、暗緑色を示すようになる。両者は漸移するようにみえたり、また反面、不明瞭ではあるが一線をなすこともある(図版III-第6図)。

礫は微文象花崗岩のみからなり、この内井谷進入角礫岩の母岩の微文象花崗岩(G₃)とまったく同質である。礫の大きさは径30cmに達するものもあるが、普通2~5cmである。

礫の形は亜円礫になることはまれで、ほとんどは角礫である。

また鏡下で、礫以外のマトリックスにも、微文象花崗岩(G₃)(図版IV-第9図)の小岩片が散在し、また黒雲母・石英・カリウム長石・斜長石・アラナイトなど微

第1表 金持礫岩・後谷進入角礫岩および内井谷進入角礫岩のおもな特徴

		金 持	後 谷	内 井 谷
分布の規模		約 200 m	5~10 cm, 20~30 cm および 50 cm, 岩脈状	尖滅~100 cm, 岩脈状
礫	大 き さ	< 30 cm	< 20 cm	< 30 cm, 2~5 cm 普通
	形	角~亜角	角~亜円	角~亜角
	種 類	結晶片岩・安山岩・ 黒雲母石英閃緑岩~閃緑岩・ 流紋岩	黒雲母白雲母片岩・石英片岩 角閃石黒雲母花崗閃緑岩(G ₂) 微文象花崗岩(G ₃)	微文象花崗岩(G ₃)
マトリックス	外 小岩片	安山岩	安山岩・黒雲母白雲母片岩 石英片岩・花崗閃緑岩・石英 閃緑岩・アプライト・斜長石 斑岩	微文象花崗岩(G ₃)
	結晶片	斜長石（丸い、および拍子木状）・石英	斜長石）角ばつた）・石英・カリウム長石・白雲母	黒雲母・石英・カリウム長石・斜長石・アラナイト
	岩 質	微粒モザイク状, 黒雲母晶出	微粒, 一部モザイク状 黒雲母および白雲母晶出	きわめて微粒（一種の急冷相） 斜長石斑岩質へ移化

文象花崗岩(G₃)が破壊されて生じたものも多数みられる。たとえば、ペルト石質のカリウム長石や微文象構造をなす石英の破片は、微文象花崗岩の特徴とまったく一致する。そして、微文象花崗岩以外に由来した岩片や結晶片はまったくみられない。

礫を含まない部分、つまり進入岩の本体と思われる岩石は斜長石斑岩というべきものであり、ときどき微文象花崗岩の小岩片をとり込んでいて、それらの小岩片に微文象構造があると、あたかも、全体が文象斑岩のようにみえることがある（図版V-第10図）。岩脈自体の斑晶は2~4 mmの自形の斜長石が多く、たいていひどく汚れている。また石英には、融食形（coroded form）がみられる。有色鉱物には緑簾石と一部アラナイト質のもの、チタナイト、および緑泥石化した黒雲母がある。マトリックスは拍子木状の斜長石およびアメーバ状の一種のスフェルライトからなる（図版V-第11図）。

5. 両進入角礫岩の特徴

新発見の後谷および内井谷の進入角礫岩の産状を以上に述べたが、ここではさらに、金持礫岩に簡単にふれながら、3つの礫状岩の産状を結びつけて考察をすすめよう。

3者の特徴を第1表にまとめてみた。

5.1 内井谷進入角礫岩の形成時期

3つの礫状岩のうちで、形成時期のもつとも明らかな

のは、内井谷進入角礫岩の場合である。これは微文象黒雲母花崗岩(G₃)のなかに進入し、その花崗岩の角礫状岩石破片および結晶粒を多量にとりこんでいる。したがって、微文象黒雲母花崗岩よりもあとの生成物であることは疑いない。他方、この進入角礫岩形成時代の上限は、安山岩岩脈がこの進入角礫岩をきれいに切り、急冷相で接していることから決められる。安山岩岩脈はN 30°Wの走向を示しており、この方向は本地域の安山岩岩脈群の一般的傾向と一致している。

この岩脈群は特異な性質をもっており、すでに服部・片田（1964, p. 30）は次のように述べている。“一般に、岩脈は花崗岩類中には、普遍的に至る処でみられるが、変成された古生層や中生代後期火山岩類中には、その数はきわめて少ない。第10図（p. 28~29）に示したように岩脈にはある規則性をもった方位をとって貫入している。岩脈の緩傾斜のものはきわめて少なく、大部は急傾斜である。また貫入方向は、花崗岩中のおもだつた節理系にはほぼ一致している”。

さらに、この岩脈群の形成時期について、“進入岩類IIの形成末期ないし後に生じた節理系に沿って貫入した”と指摘している。

つまり、内井谷進入角礫岩の形成時期は微文象黒雲母花崗岩の生じたあとで、しかも、上記の安山岩岩脈群のできる以前に限定できるのである。

5.2 内井谷進入角礫岩の形成機構

以上の資料をもとに内井谷侵入角礫岩の形成機構を考えてみよう。この岩石には侵入方向に規則性はみられない。またその尖滅する部分を観察すると(図版Ⅲ-第 6 図), そこには一種の急冷相といえる細粒の岩相が生じている。しかし、まわりには節理はみられず、そのうえ侵入岩体内への花崗岩の破片の入り方から判断すると、この侵入角礫岩形成当時には、花崗岩は十分に冷却・固化してもいなかつたし、高い温度でもなかつた。

もう少し詳しく侵入角礫岩を観察すると、この岩石にはプロトクラシック構造あるいはマイロナイト構造がまったく欠けていることが分かる。おそらく形成当時、岩体内では著しい差別運動は生じなかつたのであろう。幅に変化の大きい(0 cm ないし 100 cm) 細い岩脈で、しかも多量の角礫状破片をとり込みながら、なお液体の状態で流動できるほどの温度条件にあつたとは考えられないだろうか。

岩脈の侵入をうけた微文象黒雲母花崗岩の節理とはまったく無関係に、不規則に、この内井谷侵入角礫岩が侵入したのは、一部に、しかもごく狭い範囲に急冷相の細粒部の生じたことを除けばこの花崗岩がまったく冷却・固化したのちの出来ごとではなくて、むしろ花崗岩の温度がまだいくらか高い状態のもので起きたことであろう。そして一部において角礫を含む岩脈となつた。つまり、微文象黒雲母花崗岩と、内井谷侵入角礫岩のマトリックス部分とは、岩質のみならず、形成時期のうえにおいても、かなり密接な相互関係にあると推定したい。

5.3 後谷侵入角礫岩のなかの礫の起源

次に後谷侵入角礫岩の場合について考察してみたい。

内井谷侵入角礫岩の場合と異なり、この角礫状岩脈には何種類もの礫がとりこまれている。礫のおもなものは壁岩と同質の変成古生層から由来している。他の岩片のすべてについて、地表の至近な地質にその源を求めることができないけれども、1 km くらい離れば地表でも関連づけられるし、また地表下に期待することも可能である。この考えを裏付ける資料としては、後谷鉦山坑内の地質の記載(服部・片田, 1964, p. 43)をあげたい。すなわち坑内では閃緑岩などの存在が分かっているのだから、この付近の変成古生層の下部にはかなり普遍的にこれらの閃緑岩・花崗閃緑岩・微文象花崗岩の小岩体が侵入しているであろう。

以上の考察から、礫の種類から類推した周辺の地質は、野外でみられる諸岩石の種類とほとんど矛盾しない。しかし、侵入角礫岩のマトリックスがきわめて微粒であるので、どのような岩質からなっているか決定しがたい。したがって、砂岩脈などのないいわゆる clastic

dyke の可能性がまったくないわけではない。

内井谷侵入角礫岩の場合には、角礫状岩片を沢山含む部分のマトリックスと少ない部分のマトリックス、および本体のそれぞれの間には、肉眼でも、鏡下においても、粒度と量比の違いを考慮しなければ、鉱物組み合わせに相違はみられず、たがいに漸移している。したがって、岩石片の多い部分のマトリックスは侵入岩岩脈の本体から供給されたと判断できる。

これに対して、後谷侵入角礫岩の場合には岩石片のきわめて少ない部分、つまり岩脈の本質部分がみつからない。

岩脈は少なくとも走向方向に 20 m ほど延びるけれども、その間には岩石片がびつしり詰まっている。垂直方向にどのように変化するか分からないが、採集した岩石の研磨面くらいの大さきでは、明らかに上方に向かつてやや薄くなる(図版Ⅱ-第 4 図)。

5.4 後谷侵入角礫岩と斜長石斑岩との関係

次に、3本の侵入角礫岩とほぼ平行に貫入する、幅約 5 m の斜長石斑岩の岩脈との関係を考えてみたい。

この付近の岩脈はそのほとんどは侵入岩類Ⅱを貫くおそらく古第三紀の安山岩質であり、しかも N30°W の走向の岩脈群をなしている。ここで問題とする斜長石斑岩の岩脈はこれと異なつて N60~70°W の走向で貫入し、また岩質も安山岩質でない。安山岩岩脈とは直接の関係はないであろう。

この斜長石斑岩は、斑晶として斜長石(1~3 mm)、有色鉱物(緑泥石・方解石・緑簾石など)に変質し、1 mm 以下の集合体をなす)などからなり、マトリックスには拍子木状の斜長石(0.15~0.3 mm)・スフェルライト(0.04~0.2 mm)・石英・アラナイトがある。スフェルライトはアメーバ状の形になつており、そのなかに微粒の石英および長石をとりこんでいる(図版Ⅵ-第 12 図)。

このような岩石は、他の地域において、斜長石斑岩(山田, 1966 c)と記載されたものに似ている。後谷侵入角礫岩のマトリックスは陰微晶質なのでよく分からないが、斜長石斑岩のマトリックスのスフェルライトに似るきわめて微細粒のモヤモヤした組織が一部にみられる。

以上の考察から、後谷侵入角礫岩のマトリックスがともに斜長石斑岩と類質であり、その生成に関連があるらしいといえる。ただし、斜長石斑岩の活動時期を正確に推定することはむづかしく、中生代後期の火山岩類の一部と断定することも困難である。ただ、いままでに分かっている資料から、この種の斜長石斑岩は侵入岩類Ⅱの岩石には伴われていない。もし、あえて対比を試みるな

らば、侵入岩類 I の活動に関連づけることが可能であろう。というのは、消極的ではあるが、閃緑岩類 (G₂) の岩質は多様であつて、その一部にこの斜長石斑岩に類似の岩相が認められるからである。

5.5 両侵入角礫岩と金持礫岩との関係

(図版 VI-第13図)

終わりに、金持礫岩について述べよう。その産状および岩質から成因について若干の考察をすでに述べておいた。しかしながら、それらはあくまでも消極的な可能性を示すにとどまつており、一つの決定的な結論を導くことはできなかつた。

そこで、距離的に近接することおよびいくつかの共通する特徴を考慮し、金持礫岩を他の 2 つの礫状岩、すなわち後谷および内井谷侵入角礫岩の場合に関連づけて、その成因を論ずることにしたい。

6. 成因についての考察

A) 内井谷侵入角礫岩は、微文象黒雲母花崗岩のなかに斜長石斑岩がやや高い粘性の液状で侵入したために生じた。壁岩の花崗岩が機械的に破壊され、一部岩石片として、また一部は細粒の結晶片として岩脈のなかにとり込まれたのである。

岩脈の中に円礫のないことはあまり磨耗運動のなかつたことを裏づけよう。また岩脈の先端が鋭角で閉じて尖滅すること、およびその先端のまわりに割れ目を生じていないことから判断すると、この内井谷侵入角礫岩は、上方および側方に向けていずれも閉じており、おそらく形成時には気体成分の役割りは大きくなかつた。つまりこの侵入角礫岩が地表に噴出した可能性はきわめて低いのである。

B) これに対して、後谷侵入角礫岩の場合には脈幅もかなり一定であり、しばしば亜円礫が存在し、また上方に向けて一部薄くなるものの、岩脈は閉じていない。

すなわち、後谷の場合には、礫の多様性と壁岩との関係からみて、かなりの距離にわたつて礫が運搬され、かつ円磨されている。

C) ここで後谷侵入角礫岩と礫質のうえできわめて類似する金持礫岩と比較検討してみる必要がある。

両者は水平距離では互いに約 600m 隔つており、垂直方位では金持礫岩の方が約 100m 高い位置にある。かりに両者を 1 本の直線に結ぶと、その方向は NW-SE を示す。この方向は正確には後谷侵入角礫岩岩脈の方向と一致しないが、ほぼ同じ傾向に並んでいる。両者を結び合わせると、次のような推論が可能である。

後谷侵入角礫岩は上方に開いた岩脈の一部とみなすこ

とができ、また金持礫岩は上方の噴出口付近に生じた岩石と推測できる。つまり、後谷侵入角礫岩は金持礫岩を作るような火成活動の通路に沿つて生じた、火道角礫岩 (vent breccia) と考えたいのである。

D) 3 つの礫状岩のうち、内井谷侵入角礫岩の形成機構は村上 (1954) の論じた島根県日原南部における花崗斑岩体の貫入に伴う角礫岩の場合に似る。

また、後谷侵入角礫岩、すなわち火道礫岩と地上形成の金持礫岩の関係について考えてみると、両者のマトリックスは非常に微粒であり、その岩質を決めることはむづかしい。けれど、この場合内井谷侵入角礫岩と違つて、開いた系を考えることができるので、REYNOLDS (1954) のガス相を媒介とする粉体の流動化現象により、その火道礫岩のマトリックスがきわめて微粒である事実をうまく説明できるかも知れない。

E) さらに形成時期については、微文象黒雲母花崗岩と時期のうえでもまた岩質のうえでも密接な関係にある内井谷侵入角礫岩を形成した火成活動と、火道角礫岩としての後谷侵入角礫岩および噴出口付近の金持礫岩を形成した火成活動とを関係づけると、以上述べた 3 種類の礫状岩はほぼ同時期の火成活動の産物といえるだろう。

F) 以上の議論をまとめると、内井谷侵入角礫岩の場合はやや深い場所における閉じた系の現象であり、後谷侵入角礫岩=火道角礫岩は地表に近い浅い場所における開いた現象であつて、両者ともに、火山岩—花崗岩複合岩体を形成する一つの火成活動に伴つて生じた花崗岩礫を含む侵入角礫岩と推定できる。

以上の推論には当然反論もあろう。しかし 3 つの異なる特殊な地質現象 (3 種の礫状岩) がごく限られた狭い地域に、しかも短い地質時代間に生じたことは明らかであり、そのうえ、上述のような形成機構により、それぞれの異なる現象を一貫して合理的に説明することができるのである。

7. 金持礫岩の再定義

いままで産状に不確かな点の多かつた金持礫岩が正真の礫岩でなく、またその分布の広さからみても火道角礫岩の可能性も低いことがわかつた。そしてこの金持礫岩を火山活動の地表噴出口近くの凝灰角礫岩と解釈することができるようにもなつた。そうすると、これまで礫岩と呼んできた金持礫岩を改称するか、または再定義することが必要になる。けれど、混乱をさけるために、ここでは名称をそのまま残し、再定義することにした。

(金持礫岩)

凝灰角礫岩であつて、侵入岩類 I の花崗岩質礫を含

第 2 表 火成活動の対比

	服部・片田・遠藤 (1967)	村山・大沢 山田 (1961)	吉田 (1961)	杉山 (1965)
新第三紀				鉛山石英閃緑岩類
	火山岩類 V ₂			木地山火成岩類
古第三紀	岩脈 {アルカリ岩 安山岩}			小鴨花崗岩類および 人形峠花崗岩類
	--- 進入岩類 II ---	第 3 期 進入岩類	作木火山岩類	
新白堊紀	礫状岩 (金持後谷内井谷)	第 2 期 進入岩類		
	V ₁ 進入岩類 I	第 1 期 進入岩類	高田流紋岩類	
	--- 火山岩類 ---		吉舎安山岩類	
古白堊紀		時代未詳 余川花崗閃緑岩		三疊紀 奥津花崗閃緑岩類

む。形成時期は火山岩—花崗岩複合岩体をつくる一つの火成活動の比較的後期にあたり、進入岩類 I の形成時期より大きく遅れることはない。

8. 結 論

以上の考察から、これらの花崗岩の礫を含む礫状岩が地表の碎屑物を主体とするいわゆる表成の礫岩と本質的に異なり、浅成の火成岩および火山岩を広域にわたり生ぜしめた一種の火成複合岩体として認識できるであろう。

次にこの火成複合岩体の火成活動の地史上の位置を考

えると、上に述べたような成因によれば、花崗岩礫を含む礫状岩が大規模に地表をおおっていたとは想像できない。また金持礫岩のような小地域の噴出物の上に、多量の堆積岩や火山岩が存在していた証拠も知られていない。

したがって、いままで中国地方中部において認められている作木火山岩類のように大規模の火山活動に、この地域の礫状岩を含む火山岩—花崗岩複合岩体を対比することは可能でない (第 2 表)。つまり、これらの花崗岩礫を含む礫状岩の存在により、この地域に作木火山岩類相当の火山活動を認めることはむづかしいのである。

文 献

- 服部 仁・片田正人（1964）：5万分の1地質図幅「根雨」および同説明書，地質調査所
- 服部 仁・片田正人・遠藤勝寿（1967）：金持礫岩について（演旨），地質雑，vol. 73, p. 96
- 兵庫県（1961）：兵庫県地質鉱産図説明書
- 河田清雄・山田直利・磯見 博・村山正郎・片田正人（1961）：中央アルプスとその西域の地質——その2，濃飛流紋岩類——，地球科学，no. 54, p. 20~31
- 村上允英（1954）：鳥取県日原南部における花崗斑岩体の貫入機構，地質雑，vol. 61, p. 117~123
- 村山正郎・大沢 穠（1961）：5万分の1地質図幅「青谷」・「倉吉」および同説明書，地質調査所
- 村山正郎・一色直記・坂本 亨（1963）：5万分の1地質図幅「鳥取北部」・「鳥取南部」および同説明書，地質調査所
- REYNOLDS, D. L. (1954) : Fluidization as a geological process, and its bearing on the problem of intrusive granites, *Am. Jour. Sci.*, vol. 252, p. 577~614.
- 杉山隆二（1964）：山陰の温泉の地質（その2），温泉工学会誌，vol. 2, p. 32~43
- 杉山隆二（1965）：山陰地方の地質展望——山陰の基盤花崗岩類——，岡山大学温泉研究所報告，第35号，p. 85~99
- 鳥取県（1966）：鳥取県地質図説明書
- 山田直利（1961）：5万分の1地質図幅「奥津」および同説明書，地質調査所
- 山田直利（1966a）：白亜紀火山活動の立場からの問題点，総合討論会資料，“年代測定結果を中心としてみた日本の酸性岩類の形成時期”，p. 22
- 山田直利（1966b）：西南日本およびその周辺地区における後期中生代火成活動の性格，地球科学，no. 85・86, p. 53~58
- 山田直利（1966c）：5万分の1地質図幅「智頭」および同説明書，地質調査所
- 吉田博直（1961）：中国地方中部の後期中生代の火成活動，広島大学地学研究報告，no. 8, p. 1~39



第 1 図 後谷进入角礫岩の露頭 1

Figure 1 An outcrop of 20 cm wide Ushirodani intrusion breccia, on the bottom of a stream



第 2 図 後谷进入角礫岩の露頭 2

Figure 2 An outcrop of 20 cm wide Ushirodani intrusion breccia, on the bottom of a stream



10 cm

第 3 図 後谷进入角礫岩 (脈幅 20 cm) の断面

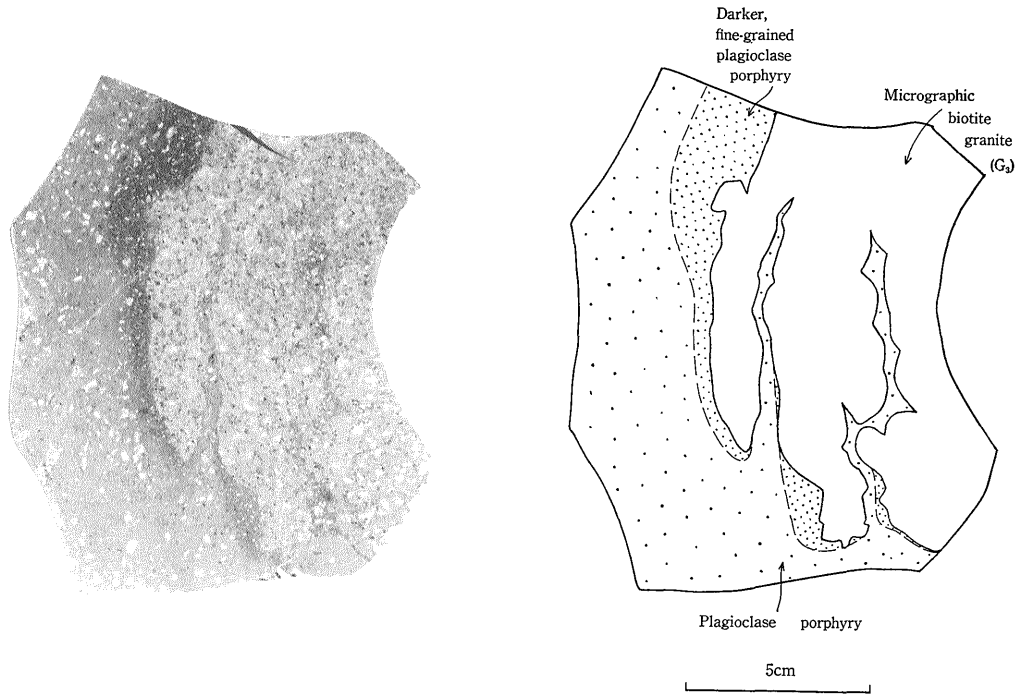
Figure 3 A section of 20 cm wide Ushirodani intrusion breccia, cut normal to the wall



第 4 図 後谷进入角礫岩 (垂直面)
Figure 4 Ushirodani intrusion breccia (vertical section) Photo by Y.MASHI

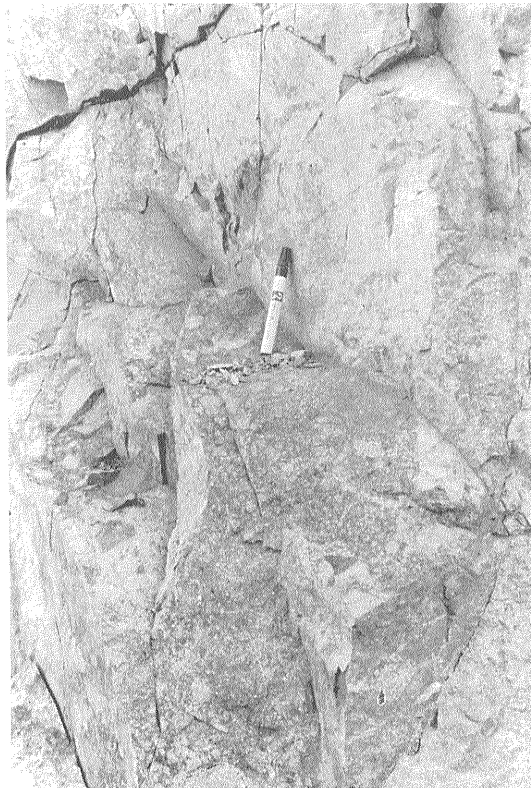


第 5 図 後谷进入角礫岩 (水平面)
Figure 5 Ushirodani intrusion breccia (horizontal section) Photo by Y.MASAI



第 6 図 内井谷進入角礫岩の尖滅する先端の部分

Figure 6 Two branches of the Utsuidani intrusion breccia



第 7 図 内井谷進入角礫岩のなかの角礫 (第 4 図の矢印の位置)

Figure 7 Angular granite fragments in the Utsuidani intrusion breccia. This spot is shown as an arrow in Fig. 4.

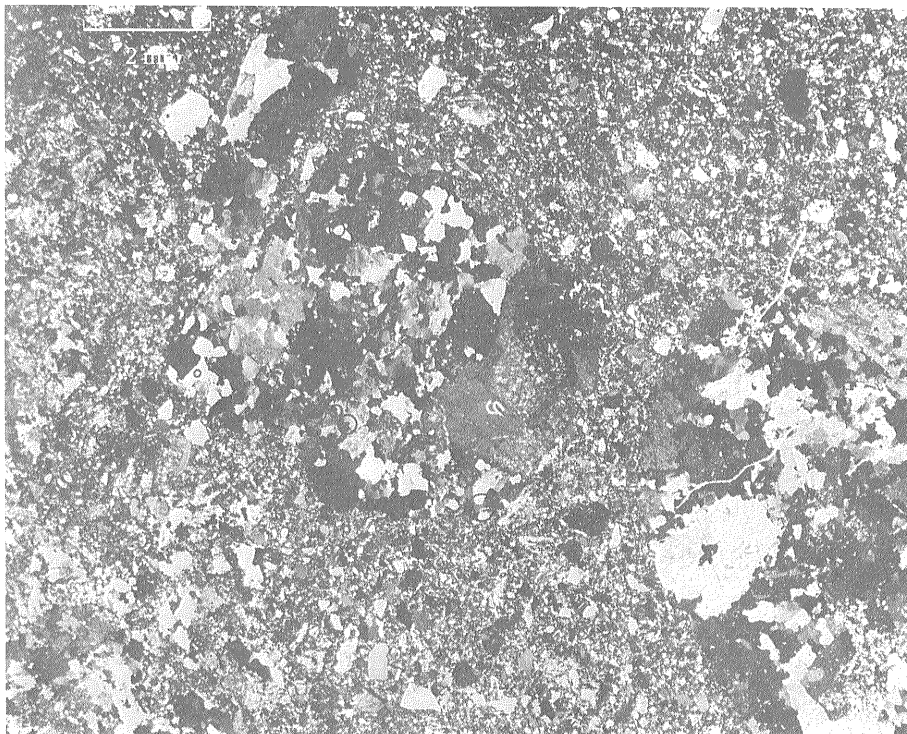


Figure 8 Photomicrograph of Ushirodani intrusion breccia

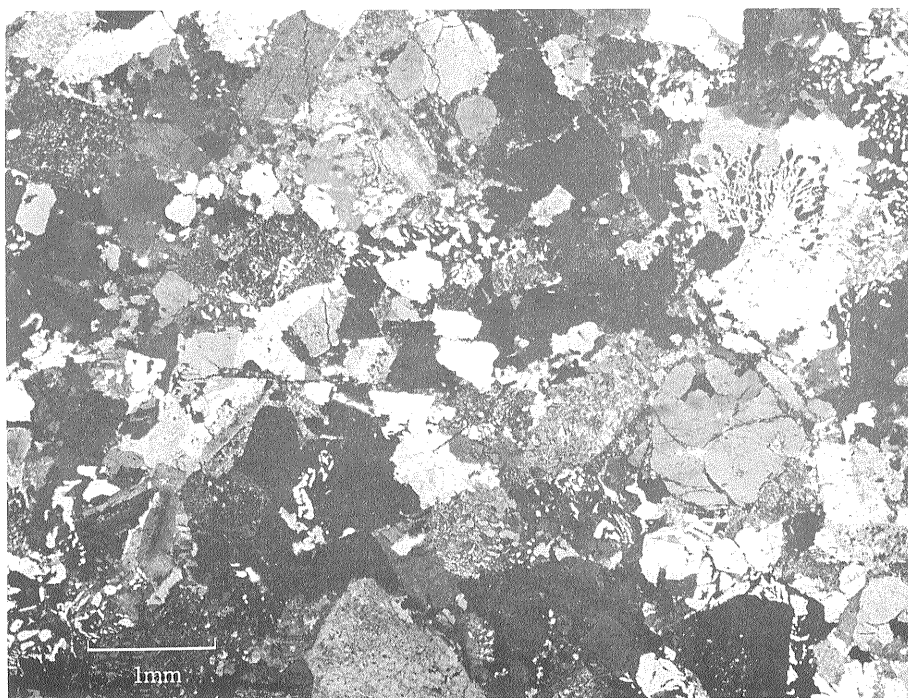


Figure 9 Photomicrograph of micrographic biotite granite (G₃), Utsuidani

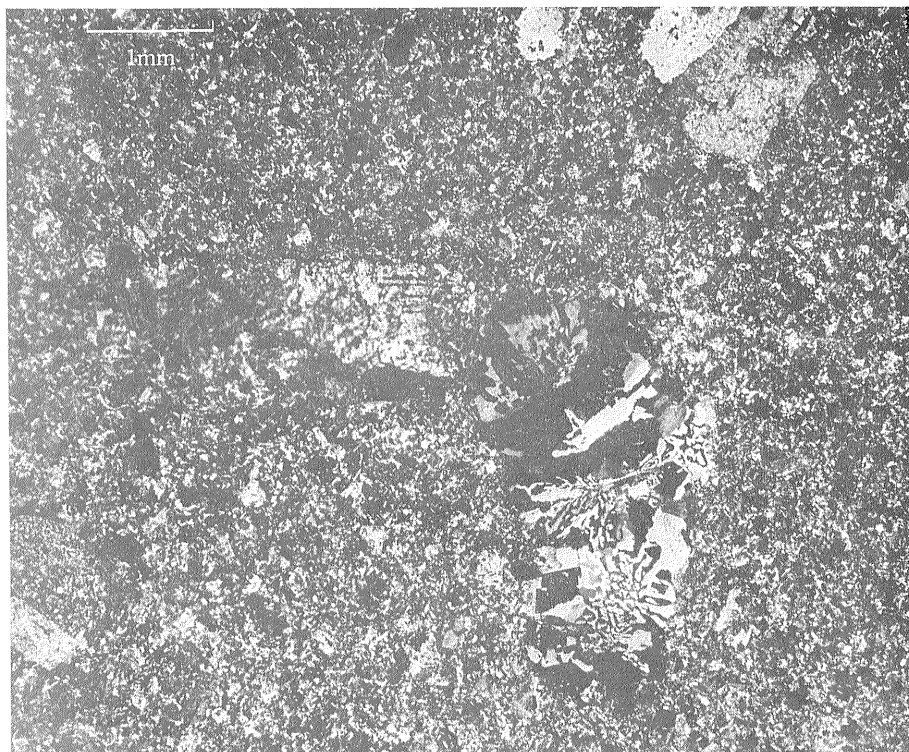


Figure 10 Photomicrograph of plagioclase porphyry and micrographic granite fragment, Utsuidani

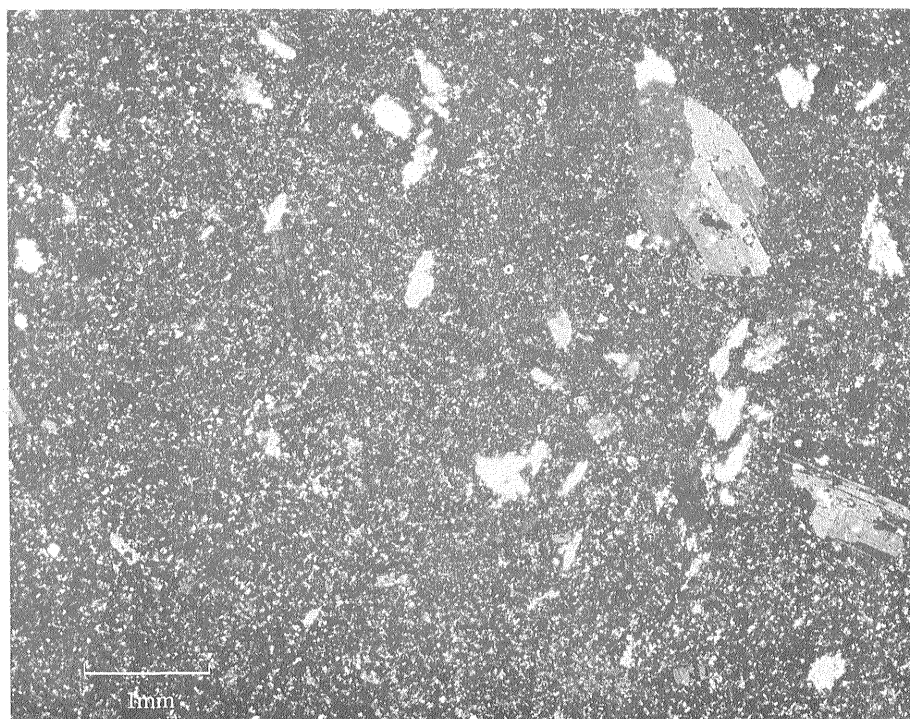


Figure 11 Photomicrograph of plagioclase porphyry, Utsuidani

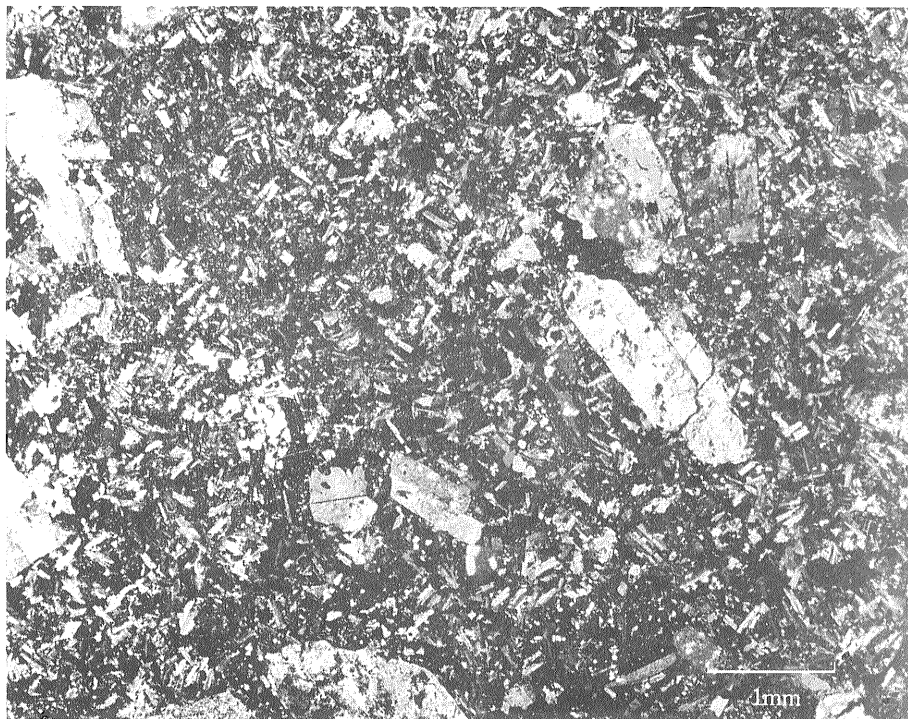


Figure 12 Photomicrograph of plagioclase porphyry, Ushirodani



Figure 13 Photomicrograph of Kamochi conglomerate (Photomicrographs of Figs. 8~13 by Y.MASAI)