

三疊紀美祢層群産火成岩・変成岩礫の K-Ar 年代と その地質学的意義

村上允英*・今岡照喜**

K-Ar ages of some igneous and metamorphic pebbles from
Triassic Mine Group, West Chugoku, Southwest Japan,
and their geologic meaning

Nobuhide MURAKAMI* and Teruyoshi IMAOKA**

Abstract K-Ar ages of two pebbles of volcanic rocks and four of metamorphic rocks (three hornfelses and one crystalline schist) in the conglomerates from Triassic Mine Group, were determined. They show 125-212 Ma in the metamorphic rocks, while 93-101 Ma in the volcanic ones. Taking into consideration for the alteration and weathering observed, 200 and 212 Ma is thought to be the most reliable ages. Some of the pelitic hornfels pebbles contain porphyroblastic andalusite and cordierite crystals indicating the formation at relatively low pressure and low to medium temperature. Constituent minerals of the crystalline schist investigated also have a feature suggesting that they were subjected to low-grade metamorphism. These data lead to the conception of the intimate genetical relation of the hornfelses with the hypabyssal or shallow type of plutonic rocks, although the hypabyssal pebbles occur only in small amount in the Mine Group. Granite and gneiss pebbles are also accompanied, though not so plentiful. They are possibly unrelated to the thermal metamorphism of the hornfelses and older than the volcanic rocks, because they show the comparatively deep facies and are characterized by the marked cataclastic texture lacking in the hornfelses as well as volcanic pebbles.

I. はじめに

中国西部の上部三疊紀層(美祢層群・埴生層群)及び上部古生層(太田層群・常森層群・飯ヶ岳層・荒谷層)の礫岩中には、豊富に火成岩及び変成岩礫を産する。村上・今岡(1980)はこれらの礫の岩石学的性質が上部古生層と上部三疊紀層との間において大きい差のあること及び一部の同位体年代値から、二疊紀後・後期三疊紀前に後背地において火成作用・変成作用が行われた可能性を指摘した。この火成・変成作用は、花崗岩及び片麻岩礫の性質から、一応飛驒帯における船津期火成・変成作用に対比された。しかし、礫中には火山岩、半深成岩、ホルンフェルス、結晶片岩など、現在の飛驒変成帯にはごく少い

かあるいは全く分布しない岩石の礫も多く伴われている。これらのうち火山岩礫の岩石記載については既にその検討結果を発表(村上・今岡, 1980)し、その大部分がアルカリ岩質のものであることを明らかにした。しかしその年代値に関しては未検討のまま残されていた。この論文では未公表のまま残されていたホルンフェルス及び結晶片岩礫の岩石記載と、最近行なわれたこれらの岩石の年代値のデータから、美祢層群堆積時における後背地の地質関係の推定を行うことにする。

II. 美祢層群産火成岩・変成岩礫の記載

美祢層群上位の桃ノ木層中には多くの層準に顕著な礫岩層が挟まっている(長谷, 1950・1951; 徳山, 1958)。礫はいずれも円礫~垂角礫で結晶片岩礫や片麻岩礫には片理面・縞状構造の面に平行な扁平な形を呈するものもある。大きさは径数mmから5cmにわたり、さらに径20cm大のものも時に伴われる。礫種は堆積岩から、火山岩、深成岩、結晶片岩と多

1981年10月12日受理

* 山口大学教養部地学教室. Institute of Earth Sciences, Faculty of Liberal Arts, Yamaguchi University, Yamaguchi, 753 Japan.

** 広島大学理学部地質学鉱物学教室. Institute of Geology and Mineralogy, Faculty of Science, Hiroshima University, Hiroshima, 730 Japan.

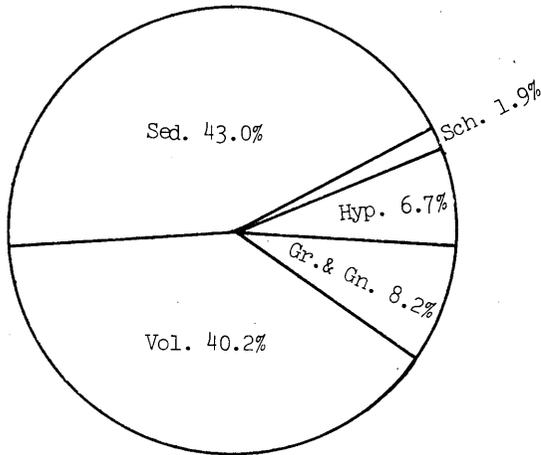


Fig. 1. Component rock types of pebbles in the conglomerates of Triassic Mine Group. Sed.: Sedimentary rock. Vol.: Volcanic rock. Gr.: Granite. Gn.: Gneiss. Hyp.: Hypabyssal rock. Sch.: Crystalline schist.

様であるが、Fig. 1*に示すとおり、もっとも多いのは堆積岩の43.0%で、火山岩40.2%、花崗岩・片麻岩8.2%、半深成岩6.7%、結晶片岩1.9%の順に並べられる。以下各タイプの岩石の性状を簡単に記載する。

1. 堆積岩類

Fig. 2のとおり、堆積岩中最も多いのは珪岩で49.6%を占める。大部分灰～灰白色塊状の岩石で、少量の層状珪岩礫を伴う。Schwagerinid, Bryozoaなど上部古生代を示す微化石を含むことがある(村上・今岡, 1980)。これに次いで多いのは砂岩(26.5%)で、この中には凝灰質組織を示すものが多い。鏡下では斜長石(An 25-50)、石英、有色鉱物(全て緑泥石化)、少量のアルカリ長石などよりなり、安山岩質～デイサイト質組成を示す。結晶片には新鮮なものが多く、破碎を受けたり、波動消光の著しいものは少い。円磨化のあまり進んでいないものが多い。このような点からみてこの凝灰質砂岩は二次的なもの(古い凝灰岩の風化再堆積物)ではなく、大部分砂岩堆積当時の火山噴出物により構成されていると考えられる。上部古生層中の礫岩からはこれに類似の礫はまだ知られていない。頁岩は砂岩より

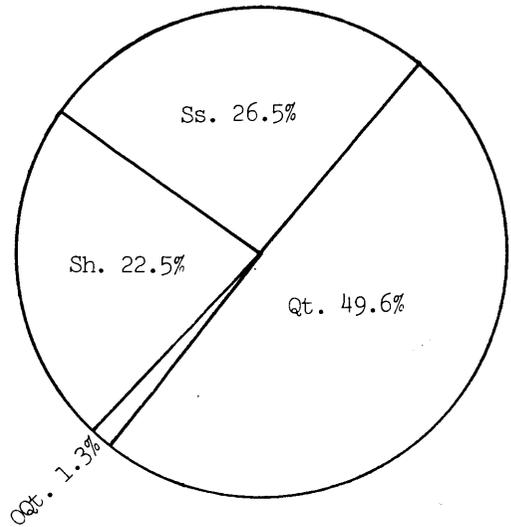


Fig. 2. Component rock types of sedimentary pebbles in Triassic Mine Group. Ss.: Sandstone. Sh.: Shale. Qt.: Quartzite. OQt.: Orthoquartzite.

やや存在量が少く、22.5%である。黒色～黒灰色で、その大部分はホルンフェルス化している。やや砂質のものもある。明瞭にオーソクォーツァイトとよべる礫は1.3%で非常に少い。礫の大きさも径<5cmのもののみである。ダストリングの比較的明瞭のものもある。堆積岩類は一般に熱変成をうけているものが多く、鏡下で再結晶によるグラノプラスチック組織が観察されるが、もっともホルンフェルス化の進んでいるのは頁岩である。珪岩礫の多いことから判断して、頁岩ではホルンフェルス化の著しいもの以外は風化作用のため礫として残り難かったことを示していると考えられる。熱変成をうけた頁岩は、ほぼ原岩の堆積構造を残したまま再結晶し、鏡下ではプール状、時に細脈状に石英・斜長石・黒雲母などのグラノプラスチック集合体が生じている。

熱変成鉱物のうちでもっとも特徴のあるのは紅柱石及び堇青石で、頁岩質ホルンフェルスのうち約30%に認められる。Table 1に含紅柱石ホルンフェルス及び含堇青石・紅柱石ホルンフェルス3個の化学分析値を示す。いずれも小野(1976)、原村(1962)、都城・原村(1962)、稲積(1975)などにより示された本邦古生層中の泥質岩に比べ、著しく Al_2O_3 に富み SiO_2 に乏しい。むしろIWAO(1978)のあげている高アルミナ変成岩の組成に類似している。このことは問題のホルンフェルスが一般の古生

* 村上(1980)中のデータをその後の資料を加えて改訂した。

Table 1. Chemical composition of hornfels and crystalline schist.

No.	MK-057	MK-135	MK-143	MK-224
SiO ₂	57.91	57.65	54.21	76.66
TiO ₂	1.53	1.50	1.73	0.15
Al ₂ O ₃	22.84	18.71	29.22	13.53
Fe ₂ O ₃	3.02	3.09	1.82	0.67
FeO	0.85	3.94	2.58	0.20
MnO	0.01	0.15	0.08	0.06
MgO	1.14	2.46	0.85	0.18
CaO	0.36	1.22	1.41	1.10
Na ₂ O	1.35	1.46	2.14	3.79
K ₂ O	3.01	1.69	1.99	2.59
P ₂ O ₅	0.03	0.06	0.07	0.07
H ₂ O(+)	5.91	6.30	2.72	0.65
H ₂ O(-)	1.72	1.25	0.69	0.04
T.	99.68	99.48	99.51	99.69

MK-057 and MK-143: Andalusite-bearing pelitic hornfels. MK-135: Andalusite-and cordierite-bearing pelitic hornfels. MK-224: Garnet-muscovite-quartz schist.

Analyst: N. Murakami

層の泥質岩とは異なった堆積源のものか、あるいは特異な変成条件下の生成であることを示している。筆者らは再結晶度のあまり高くないことから、後者の可能性は少ないと考えているが、問題の解明は今後に残されている。

紅柱石は長軸が 0.1~1.5 mm の大きさで、これより大きいものは知られていない。ほとんどすべての結晶の中心部に規則的な形をした炭質物が含まれており、いわゆる空晶石に属する(図版参照)。ペニ雲母化はほとんど行われていない。Table 2 には代表的岩石 2 個中の紅柱石の EPMA 分析値を示す。少量の Fe (恐らく Fe⁺³) が 6 配位の Al を置換している以外には組成の特異性は認められない。

堇青石を含む岩石は紅柱石を含む岩石に比べ産出が少い。堇青石は一般に径 0.3~1.0 mm 大の斑状変晶として産し、輪郭の不規則のものが多い。黒雲母、石英、炭質物など微細な包有物が多く、これらの包有物は多少累带状配列を示すことがある。Table 2 に堇青石の EPMA 化学分析値を示す。この分析値は Fe/(Fe+Mg)比が 0.71* と著しく高いことを示

* Table 2 に示すように Al 値がほぼ 4.0 に近いので、Fe のほとんどは Fe⁺² に属すると考えられる。

Table 2. Chemical composition and atomic ratio of andalusites and cordierite.

No.	MK-135A	MK-143A	MK-135C
SiO ₂	36.37	35.88	47.69
TiO ₂	0.00	0.01	0.03
Al ₂ O ₃	63.15	63.65	31.06
FeO*	0.55	0.40	13.89
MnO	0.00	0.04	0.54
MgO	0.02	0.04	3.16
CaO	0.01	0.02	0.17
Na ₂ O	0.00	0.00	0.14
K ₂ O	0.00	0.04	0.02
T.	100.10	100.05	96.70
Si	1.967	1.942	5.126
Al	4.026	4.060	3.935
Ti	0.000	0.000	0.002
Fe ⁺²	0.025	0.018	1.249
Mn	0.000	0.002	0.049
Mg	0.002	0.003	0.506
Ca	0.001	0.001	0.020
Na	0.000	0.000	0.029
K	0.000	0.003	0.003
O	10.000	10.000	18.000

* Total Fe as FeO

MK-135A and MK-143A: Andalusite. MK-135C: Cordierite. Numbers correspond to those in Table 1.

Analyst: T. Imaoka

している。SEKI (1957) による類似の組成の堇青石産出の報告はあるが、MIYASHIRO (1973) によれば通常の変成岩ではこの比は 0.6 以下とされている。加納 (1979) による阿武隈の変成岩産堇青石の化学組成はそのよい例である。一般に堇青石では Fe/(Fe+Mg)比が高くなれば、その安定領域は低圧・低温側に大きく移動する(例えば CURRIE 1971)。岩石の FeO/(FeO+MgO)比はそれほど高くないので問題の Fe に富んだ堇青石の成因には、このような生成条件が関連していると考えられる。なお、堇青石の分析値の合計が 96.7% にしかならないのは恐らく H₂O 含有のためであろう。

2. 火山岩類

村上・今岡 (1980) により、既に詳しい報告が行われた。美祿層群産火山岩礫はアルカリ岩系列のものと石灰-アルカリ岩系列のものとに区分され、前者の方が多い。アルカリ岩系列の火山岩礫は粗面安

山岩, 粗面岩, コメンダイトよりなり, コメンダイトの産出量ももっとも多い。岩質は凝灰岩質～凝灰角礫岩質のものが多く, 溶岩と思われるものも認められる。石灰-アルカリ岩系に属するものはデイサイト質～流紋岩質で, 凝灰岩質のものと溶岩質のものを混える。火山岩礫はいずれも変質作用をうけ, 斜長石の曹長石化が普遍的に認められる。有色鉱物の残存しているものは全く存在しない。熱変成に関係すると思われる弱い再結晶作用をうけているものがある。しかし, 後述の花崗岩類に認められるような著しい破碎組織は知られていない。

3. 花崗岩・片麻岩類

村上ほか(1977)により細かく検討された。花崗岩は一般に優白質のものが多く, 中～細粒である。黒雲母のほか, 白雲母, ざくろ石を含むものもある。特徴として, (1)一般に著しい圧砕作用をうけていること, (2)アダムロ岩質で K_2O/Na_2O 比が広島花崗岩類と大差がないこと, (3)含有カリ長石には微斜長石質の部分が多く, しかも三斜度の比較的高いものが多いこと, などが挙げられる。片麻岩は片麻状構造の発達している点を除けば構成鉱物も破碎組織も花崗岩に類似しており, 両者は成因的に密接な関連があったと推定される。含有黒雲母・白雲母について 170・206 Ma の K-Ar 年代値が測定された(村上ほか, 1977)。

4. 半深成岩類

石英斑岩, 文象斑岩, 花崗斑岩, 斜長斑岩などよりなり, 有色鉱物の少い優白質のものが大部分である。斜長斑岩はカリ長石をほとんど欠くが, 逆に石英斑岩には斜長石斑晶をほとんど欠くものがある。花崗岩・片麻岩類に知られているような顕著な破碎組織は認められない。

5. 結晶片岩

美祢層群中に結晶片岩礫の産出をはじめて報じたのは徳山(1958)で, 砂岩中の岩片としても含まれることを記載している。結晶片岩礫は僅か 1.9% の量比で, しかも細礫がほとんどで, 径 5 cm を越えるものは知られていない。採集した結晶片岩礫はすべて片理の明瞭な石英片岩で, 片理面に平行の扁平形のもので大部分である。花崗岩と同様に著しい破碎組織を示すものが存在する。鏡下では石英片岩は比較粗粒で, 径 0.03～0.1 mm 大の結晶のグラノブラスティック集合体よりなる。構成鉱物は大部分石英

Table 3. Chemical composition and atomic ratio of garnets in quartz schist (MK-224).

No.	1	2	3	4
SiO ₂	36.83	37.31	36.77	36.90
TiO ₂	0.05	0.02	0.02	0.02
Al ₂ O ₃	20.38	20.51	20.26	20.15
Fe ₂ O ₃	0.47	0.61	0.55	0.65
FeO	27.06	27.34	26.79	27.21
MnO	14.62	14.61	14.18	14.40
MgO	0.40	0.40	0.40	0.40
CaO	1.00	1.03	1.00	1.03
Cr ₂ O ₃	0.00	0.00	0.00	0.00
T.	100.79	101.83	99.97	100.76
Si	6.015	6.028	6.040	6.030
Ti	0.006	0.003	0.003	0.002
Al	3.922	3.906	3.923	3.882
Cr	0.000	0.000	0.000	0.000
Fe	0.057	0.074	0.067	0.080
Fe	3.695	3.694	3.680	3.720
Mn	2.023	2.000	1.973	1.994
Mg	0.098	0.097	0.098	0.098
Ca	0.175	0.178	0.177	0.180
Alm	61.7	61.9	62.1	62.1
Pyr	1.6	1.6	1.7	1.6
Spe	33.8	33.5	33.3	33.3
Ugr	2.9	3.0	3.0	3.0

Atomic ratios calculated on the basis of $O = 24.000$

Analyst: T. Imaoka

Table 4. Chemical composition and atomic ratio of muscovite in quartz schist (MK-224).

SiO ₂	48.85	Si	6.410
TiO ₂	0.35	Al ^{IV}	1.590
Al ₂ O ₃	33.50	Al ^{VI}	3.591
FeO*	2.83	Ti	0.034
MnO	0.07	Fe	0.310
MgO	0.82	Mn	0.008
CaO	0.04	Mg	0.161
Na ₂ O	0.44	Ca	0.006
K ₂ O	9.56	Na	0.111
T.	96.46	K	1.599

* Total Fe as FeO

Atomic ratios calculated on the basis of $O = 22.000$

Analyst: T. Imaoka

であるが、そのほか、少量の黒雲母、白雲母、ざくろ石を含むことがある。年代測定に用いた石英片岩の全岩分析値を Table 1, 含有するざくろ石の化学組成 (EPMA 分析値) を Table 3, 白雲母の化学組成 (EPMA 分析値) を Table 4 にそれぞれ示す。ざくろ石は小さい自形晶で、表に示されるとおり、著しく spessartine 分に富んだ組成を有する。pyrope 分, ugrandite 分にきわめて乏しいことから緑色片岩相かこれに近い変成相の結晶片岩, あるいは比較

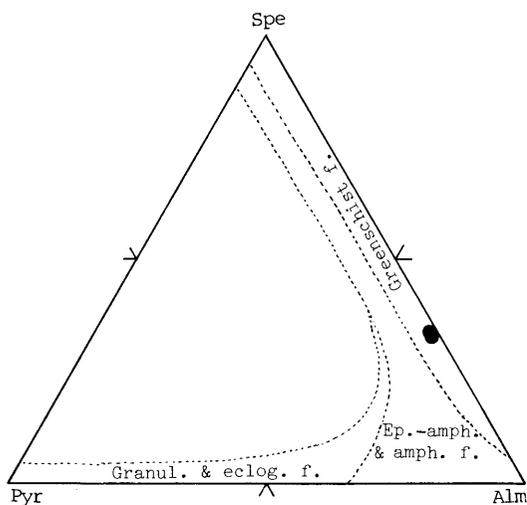


Fig. 3. Spe-Pyr-Alm triangular diagram for the garnet in quartz schist (MK-224). Diagram after Miyashiro (1953).

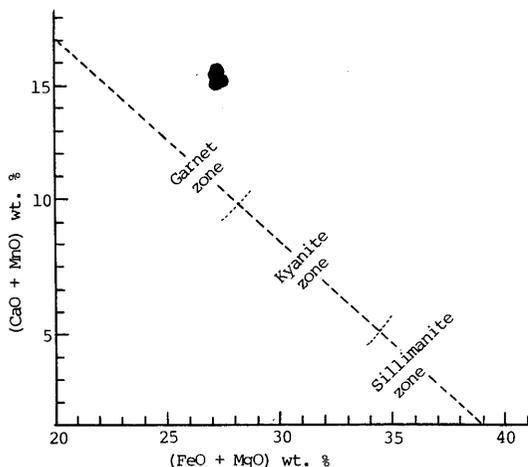


Fig. 4. Relation between $(\text{FeO} + \text{Fe}_2\text{O}_3)$ and $(\text{FeO} + \text{MgO})$ of the garnet in quartz schist (MK-224). Diagram after Nandi (1967).

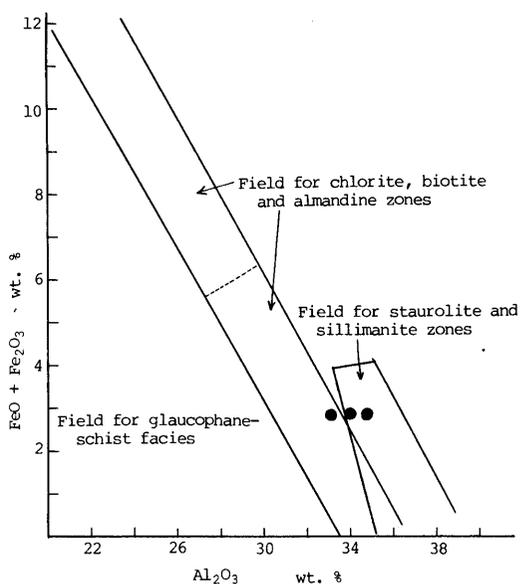


Fig. 5. Relation between $(\text{FeO} + \text{Fe}_2\text{O}_3)$ and Al_2O_3 of muscovite in quartz schist (MK-224). Diagram after Miyashiro (1973).

的低変成度の接触変成岩中のざくろ石に比較される (Fig. 3, 4). 白雲母は火成岩中のものに比べ $\text{Fe} \cdot \text{Mg}$ に富み, $\text{Fe} + \text{Mg} = 0.47$ の値を示す。これは phenite 分に富み, 比較的低変成度の生成であることを物語っている。Fig. 5 は MIYASHIRO (1973) による変成岩中の白雲母の組成と変成度との関係を示す図で、図上で美祿層群産結晶片岩礫中の白雲母*は chlorite, biotite and almandine zone と staurolite and sillimanite zone との境界部に近い組成を示す。

III. K-Ar 年代値

上記の岩石中ホルンフェルス 3 個, 石英片岩 1 個, 火山岩 (コメンダイト) 2 個について全岩 K-Ar 年代値が測定された。測定は, U. S. A. の Teledyne Isotopes 社で, 結果は Table 5 に示されている。この表に示すとおり, 頁岩質ホルンフェルスは $125 \cdot 200 \cdot 212 \text{ Ma}$ の値で, このうち MK-135 と MK-143 は著しく新鮮で, MK-057 はやや風化していることから考え, $200 \cdot 212 \text{ Ma}$ は比較的信頼度の高い値と考えられる。一方, 石英片岩礫は 158 Ma で, ホルンフェルス礫に比べ値が低い。火山岩礫は $92.8 \cdot$

* Table 4 に示す分析値のほか, 部分分析値 (未記載) 2 箇のデータをも併せ示す。

Table 5. K-Ar dating data of hornfelses, crystalline schist and volcanic rocks. MK-011 and MK-016: Volcanic rock. Other numbers correspond to those in Table 1.

No.	% K	% Ar ^{40Rad}	sccAr ^{40Rad} /qmxlo ⁻⁵	Isotopes Age(Ma)
MK-057	2.35	87.7	1.18	125 ± 6
	2.36	85.6	1.19	
MK-135	0.72	10.5	0.627	212 ± 11
	0.73	10.3	0.641	
MK-143	0.62	85.1	0.497	200 ± 10
	0.62	89.9	0.521	
MK-224	2.85	92.2	1.83	158 ± 8
	2.88	90.2	1.86	
MK-011	3.91	81.2	1.35	92.8 ± 6.5
	3.94	81.0	1.55	
MK-016	4.69	87.1	1.82	100.8 ± 5.0
	4.69	90.2	1.96	

$$\lambda_e = 0.581 \times 10^{-10} \text{Yr}^{-1}, K^{40} = 1.167 \times 10^{-4} \text{atom per atom of natural potassium}$$

$$\lambda_\beta = 4.962 \times 10^{-10} \text{yr}^{-1}$$

100.8 と変成岩礫に比べ低い値のもののみであるが、これらの礫がいずれもかなりの程度の変質作用をうけていることから考えて、この年代値は変質作用の行われた年代を示す可能性が大きい。

IV. 討論と結論

上記のようにホルンフェルスの K-Ar 年代値は 200 & 212 Ma と 125 Ma の 2 つに区分される。しかし、後者の年代値を示す岩石が前者の年代値を示す岩石に比べ風化が進んでおり、前者の年代値を示す岩石がきわめて新鮮であることから考えると、200 & 212 Ma の値はほぼホルンフェルス化の時期あるいはそれに近い時期を示していると考えられる。村上ほか (1977) は美祢層群産花崗岩礫及び片麻岩礫中の雲母について類似の K-Ar 年代値を得ているが、このことは 200 Ma 頃* に後背地において火成作用・変成作用の行われた可能性を示しているように思われる。TAKAGI (1979) は下関地域の幡生層及び

豊西層群中のオーソコーツァイト礫について類似の K-Ar 年代値を得ているが、これも上記の推定を支持するデータと考える。なお、SHIBATA and TAKAGI (1981) は上記の幡生層産花崗岩質岩石について約 150 Ma の年代値を測定している。この岩石は記載によれば美祢層群産花崗岩質岩に類似しているため、全岩試料による値であることを併せ考え、彼等の推定しているように朝鮮半島の大宝花崗岩に対比されるものではなく、美祢層群中の花崗岩質岩に比べられるもののように思われる。

石英片岩は 158 Ma の値を示したが、この岩石は比較的新鮮であるため、このようにやや若い年代値を示すのは恐らく多少の風化作用の影響によるもので、風化前の岩石には上述のホルンフェルスにおける約 200 Ma の年代値がほぼ適用されると考えてもよさそうである。この年代値が結晶片岩の広域変成の年令を示すものか、熱変成あるいは破碎作用の年令を示すものかは明らかでないが、筆者等は後者の可能性が大きいと考えている。火山岩類は既述のように相当に変質しているため、Table 5 の値から、これらの岩石の生成時の年代を推定するのは無理である。しかし筆者らは村上・今岡 (1980) の論じているように、これらの火山岩が後期三疊紀前・後期

* 最近の地質年代表によれば 200 Ma はジュラ紀初期の年代で、礫が上部三疊系中に含まれる事実と矛盾する。測定値が変質作用などにより多少の若返りを示しているのか、地質年代表に問題があるのか、今後の検討を要する。

二疊紀後の生成と考えられるので、おそらく変質作用前の年代値はほぼ 200 Ma かそれに近い値のものであったと考えている。

次にホルンフェルス及び結晶片岩の変成条件について考察しよう。筆者らはホルンフェルス類は相当に浅所の小規模の形態の火成岩体による熱変成作用により生じたものであろうと考えている。それは次の理由による。

(1) ホルンフェルス類の再結晶度はきわめて低く、原岩の組織がよく留められている。

(2) 含有の紅柱石は一般に小さく、炭質部がよく残されている。ピニ雲母化もほとんど行われていない。

(3) 含有する堇青石は Fe (Fe+Mg) 比が著しく高く、低圧・低温の生成を示しているように思われる。

石英片岩礫は含有のざくろ石からも、白雲母からも、低変成度を示すデータが得られている。この変成作用が(1)低温高压型の広域変成を示すものか、(2)低圧高温型広域変成の低変成部を示すものか、あるいは(3)単なる熱変成を示すものか明らかではないが、岩石が片状構造を呈するにもかかわらず比較的粗粒でグラノプラスチック組織を示すことから、(2)の可能性が大きいと考えているが、(3)の可能性も否定できない。

それでは堆積岩類(ホルンフェルス)、結晶片岩に熱変成を与えた火成岩はどのようなタイプのものだろうか。美禰層群中の火成岩礫は花崗岩類と半深成岩類との2タイプに区別される。しかし花崗岩類は片麻岩を伴う可能性の大きいこと、その等粒質

の組織、カリ長石が微斜長石質であること、などからバソリス状産状の岩体を形成していたと考えられ、更に花崗岩礫に普遍的な顕著な破碎組織がホルンフェルスに認められないことなどから、ホルンフェルス化を与えた火成岩とは考え難い。このような理由からホルンフェルス化に関係した火成岩体が礫中に存在するならばそれは花崗斑岩、石英斑岩などの半深成岩あるいはこれにつながる浅成の深成岩であったと推定される。しかし、石英片岩に恐らく熱変成を与えたと思われる火成岩については、石英片岩中に破碎組織を示すものの存在することから、花崗岩類か、半深成岩類かの判定も困難である。

さて、既述のように美禰層群産の礫には破碎作用の顕著なものと、破碎作用のあまり認められないものがある。花崗岩、片麻岩、結晶片岩類は前者に属し、ホルンフェルス、半深成岩、火山岩等は後者に属する。もしもこれらの岩石の礫が同一の後背地から供給されたものだとすると、その地域において片麻岩・結晶片岩類は花崗岩類と密接に伴って基盤を形成し、これらと構造線あるいは不整合関係で堆積岩(その多くは上部古生層と思われるが下部中生層を伴う可能性もある)が接し、これらを火山岩類がおおい、更に以上の岩石を半深成岩(～深成岩?)質貫入岩類*が貫く地質のイメージが浮んでくる。花崗岩類と堆積岩類とが構造線により接する場合を仮定して美禰層群堆積時における後背地の模式断面図を描くと Fig. 6 のようになる。

以前、村上ほか(1979)は美禰層群産花崗岩・片麻岩礫の供給源を飛驒帯の深成・変成帯に求めた。しかし、現在の飛驒帯には後期古生代後・後期三疊

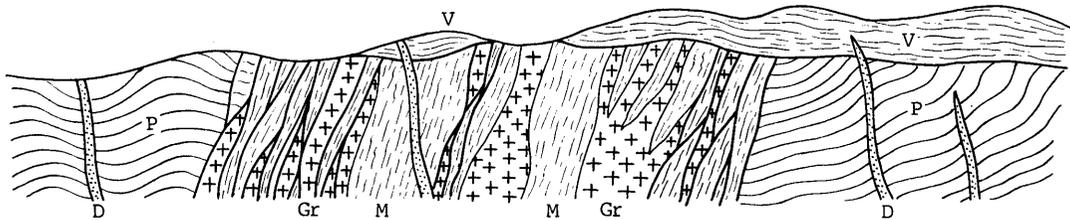


Fig. 6. Schematic profile diagram in the hinterland from which the component pebbles in the Mine Group were derived.

M: Crystalline schist and gneiss. Gr: Granite. P: Paleozoic formation. V: Volcanic rock. D: Hyperbyssal intrusives.

* 美禰層群中にはホルンフェルス礫は比較的多いのに半深成岩～浅成深成岩礫はかなり少ない。筆者等はこれらの貫入岩は風化作用などのため礫として残り難かったと考えているが、この問題に関しては今後更に検討を要する。

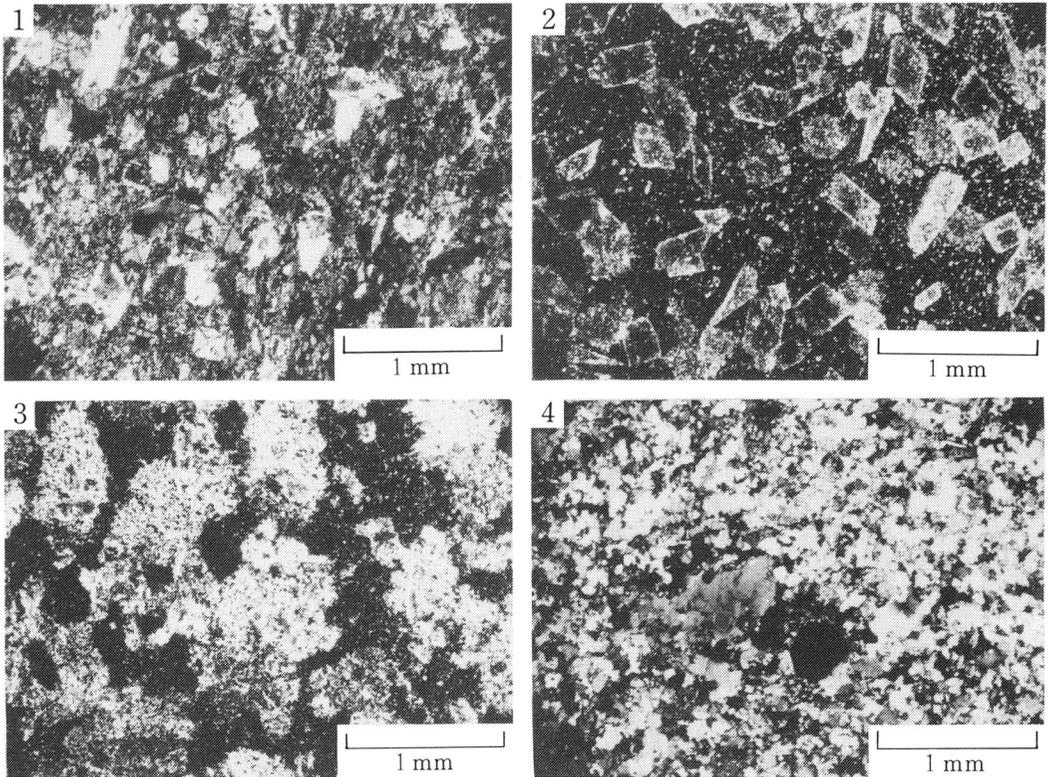
紀前の火山岩類の分布は知られていない。従ってこの問題に関しては今後更にデータを集めて検討を続ける必要がある。

謝 辞

稿を終るにあたり、この論文の発表の機会を与えていただいた総研代表者の加納 博教授に謝意を表す。

文 献

- CURRIE, K. L., 1971: The reaction $3\text{Cordierite} = 2\text{Garnet} + 4\text{Sillimanite} + 5\text{Quartz}$ as a geologic thermometer in the Opinicon Lake region, Ontario. *Contr. Mineral. Petr.*, **33**, 215-226.
- 原村 寛, 1962: 古生層の粘板岩の化学組成II. 西南日本内帯の3地域, 地質雑, **68**, 29-32.
- 長谷 晃, 1950: 山口県西南部三疊系の層序学的研究. 九大理研報, 地質, **2**, 101-128.
- , 1951: 山口県の三疊系. 地調報告, 特別号, **11**, 72-89.
- 稻積章生, 1975: 中国地方の古生層泥質岩の化学組成. 地質雑, **81**, 513-520.
- IWAO, S., 1978: Reinterpretation of the chloritoid-, staurolite- and emery-like rocks in Japan—Chemical composition, occurrence and genesis. *Jour. Geol. Soc. Japan*, **84**, 49-67.
- 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・堇青石地質温度計. 日本列島の基盤, 加納 博教授記念論文集, 431-481.
- MIYASHIRO, A., 1953: Calcium-poor garnet in relation to metamorphism. *Geochim. Cosmochim. Acta*, **4**, 179-208.
- 都城秋穂・原村 寛, 1962: 古生層の粘板岩の化学組成IV, 地向斜堆積物の帯状分布と変成帯の位置. 地質雑, **68**, 75-82.
- MIYASHIRO, A., 1973: Metamorphism and metamorphic belts. George Allen & Unwin Ltd., London.
- 村上允英・植田良夫・三上貴彦, 1977: 長門構造帯産花崗岩類および美祢層群産花崗岩質岩礫の K-Ar 年代値とその地質学的意義. 岩鉱, **72**, 277-287.
- , 1978: 火成岩礫より推定される三疊紀後期美祢層群下底の不整合の意義. 不整合. 星野通平編, 東海大学海洋研究所, 117-126.
- ・今岡照喜, 1980: 中国西部における古生代後期～中生代初期礫岩層中の火山岩礫に関する2, 3の問題. 九大理研報, 地質, **13**, 75-84.
- NANDI, K., 1967: Garnet as indices of progressive regional metamorphism. *Min. Mag.*, **36**, 89-93.
- 小野千恵子, 1976: 岩石の平均化学成分とその図示4, 本州(秩父)地向斜の泥岩. 地調月報, **27**, 519-533.
- SEKI, Y., 1957: Aluminian ferroanthophyllite from the Kitakami Mountainland, northeastern Japan. *Am. Mineral.*, **42**, 506-520.
- SHIBATA, K. and TAKAGI, H., 1981: Isotopic ages of gneiss clasts from the Tertiary Hatabu Formation in Shimonoseki, Yamaguchi Prefecture. *Jour. Geol. Soc. Japan*, **87**, 259-262.
- TAKAGI, H., 1979: A study on orthoquartzitic clasts in the Tertiary Hatabu Formation in Shimonoseki, Yamaguchi Prefecture, Southwest Japan. *Jour. Ear. Sci. Nagoya Univ.*, **26/27**, 19-47.
- 徳山 明, 1958: 長門美祢地域的美祢統. 地質雑, **64**, 454-463; 537-550.



- 1: Andalusite-bearing hornfels (MK-143).
- 2: *ditto* (MK-057).
- 3: Cordierite-and andalusite-bearing hornfels (MK-135).
- 4: Garnet-muscovite-quartz schist (MK-224).