愛媛県八幡浜市大島の変成岩の鉱物組み合わせ と K-Ar 年代値

Mineral assemblages and K-Ar ages of metamorphic rocks in Ohshima,
Yawatahama city, Ehime Prefecture

鹿 野 久 米 豊 (Kumetoyo Shikano)*
板 谷 徹 丸 (Tetsumaru Itaya)**
中 村 栄 三 (Eizo Nakamura)***

High-grade metamorphic rocks such as garnet amphibolite and garnet-biotite gneiss were found in Ohshima, Yawatahama city, western Shikoku. They occur in the Sanbagawa metamorphic belt and are in fault contact with greenstones of the pumpellyite-actinolite facies. Common occurrences of almandine garnet in the amphibolite and cummingtonite-quartz assemblage suggest that they belong to the amphibolite facies of the intermediate-pressure type metamorphism, distinct from the surrounding Sanbagawa metamorphic rocks. Two biotites and two amphiboles from the high-grade rocks have a narrow range of K-Ar age from 90 to 100 Ma. Although present occurrence of the high-grade rocks may be explained by thrusting over the Sanbagawa metamorphic rocks, there has been so far no report of a suitable candidate corresponding to the parental body of the high-grade metamorphic rocks.

1. 序 論

四国の地体構造をみると、中央構造線の南側で三波川帯、御荷鉾帯、秩父帯、四万十帯が带状に配列し、秩父帯中に蛇紋岩メランジュからなる黒瀬川構造帯がある。四国西端部に位置する八幡浜地域には、三波川変成岩類、御荷鉾緑色岩類、黒瀬川帯の超塩基性岩、秩父古生層が広く分布するが、最近の研究によると、これらの地域には大きなナッペ構造が発達し、御荷鉾帯は黒瀬川構造帯を含んだ秩父帯中帯および南帯と接していることが明らかにされている(Murata, 1982)。今回報告する八幡浜市大島は日向灘にある小さな島で、四国本島における地質との対応や、対岸の九州をふくめた地質構造発達史などについて、鹿島・常磐井(1972)、Murata (1982)、横坂ら(1982)等により調

査・研究がなされてきた。しかし、変成岩類の岩石学的研究はこれまで詳細には行われていない。大島には、三波川変成作用を受けた御荷鉾帯の岩石にはさまれて、黒雲母ザクロ石片麻岩やザクロ石角閃岩を含む高変成度の変成岩が存在する。この岩石は、鹿島・常磐井(1972)により、はんれい岩—はんれい片麻岩として記載された岩石で、鈴木(1977)は、黒瀬川構造帯に属する岩石の一部が大島に露出したと考えた。本報告ではこの変成岩の岩石学的記載とその代表的な試料の K-Ar 年代について報告し、この変成岩の帰属について検討を加える。

2. 地質概況

大島は、図1に示すように3つの島からなる。北島は主に低変成度の三波川変成作用を受けた変成岩と黒

* 金沢大学理学部地質学教室
〒920 金沢市丸の内1-1
現住所：開発土木コンサルタント
〒164 東京都中野区弥生町1-58-4

** 岡山理科大学藤山研究所
〒700 岡山市理大町1-1

*** 岡山大学地球内部研究センター
〒682-02 鳥取県東伯郡三朝町山田 827

(平成元年9月20日受付
平成元年10月26日受理)

Fig. 1. Geological map and cross section of Ohshima. 1, Chichibu belt; 2, Maana Formation; 3, greenstone; 4, pelitic and psammitic rocks; 5, chert and metachert; 6, ultramafic rocks; 7, metagabbro; 8, amphibolite (Kawamai body); 9, high-grade metamorphic rocks; 10, tuff-mud alternation (Silurian strata); Go, Gouda; An, Anai; Mi, Mikame

雲母ザクロ石片麻岩を含む高変成度の岩石からなり、南島（地大島）は、時代未詳の未変成の真穴層を主体とし、北端部に緑色岩やチャートが分布している。2つの島にはさまれた小さな島（三王島）には、北島の低変成度の変成岩と同じ種類の岩石が分布している。これら低変成度の三波川変成作用を受けた岩石は、四国本島の八幡浜から穴井にかけて存在する緑色岩類を主とする御荷鉾帯とほぼ同じ岩相を示し、アクチノ閃石、パンベリー石、アルカリ角閃石、アルカリ輝石、緑泥石が変成鉱物として形成されている。真穴層は四国本島三瓶北方の真穴層と同じもので、砂岩優勢な砂岩・粘板岩互層である。この地層は白亜紀後期の地層（寺岡, 1970）あるいは秩父帯相当層（鹿島・常磐井, 1972）などの意見が出されているが、堆積年代を決める化石は発見されていない。Murata (1982) は、真穴層の岩石に定向性をもった白雲母が形成されていることから、それらは三波川変成作用を受けたと結論している。しかし、今回の調査では定向性をもった雲母も他の変成鉱物も確認できず、三波川変成作用を受けた証拠は見出されなかった。南島の緑色岩類やチャートと真穴

層の関係に関して、鹿島・常磐井 (1972) は真穴層の上に緑色岩類が衝上していると考えているが、Murata (1982) は大島南島で真穴層が御荷鉾緑色岩類やチャートと整合的な関係で接しているとしている。しかし、この境界には明らかに変成度の違いがあり、我々も鹿島・常磐井 (1972) の解釈と同じく御荷鉾緑色岩類が真穴層の上に衝上しているものと解釈した。

高変成度の変成岩は、北島の南部に南北延長で 500 m にわたって分布する。この変成岩の北限は低変成度の緑色岩類と南落ちの高角度の断層で接し、みかけ上高変成度の岩体が御荷鉾緑色岩の上位に位置する。南限は北島と三王島との間にあり確認することはできない。高変成度の変成岩と接する北側の岩石は、アクチノ閃石パンベリー石変成相に属する緑色岩が主で、四国本島の御荷鉾帯の岩石と同じ変成相と思われる。ただし、横坂ら (1982) は北島北部の一部でザクロ石を含む黒色片岩を発見し、四国中央部のザクロ石帯に属する岩石が御荷鉾緑色岩の上に衝上していると考えている。高変成度の変成岩の南側に位置する三王島の岩石は、北側の緑色岩と同様に変成鉱物としてアクチノ

Fig. 2. Photographs of representative metamorphic rocks in Ohshima. (A): banding of garnet-biotite gneiss (a), amphibolite (b) and siliceous gneiss (c). (B): microphotograph of garnet porphyroblast with quartz and biotite inclusions; gar, garnet; qz, quartz; bi, biotite; pl, plagioclase; pls, saussurite. (C): cummingtonite (cum) partly replaced by hornblende (hb). (D): garnet and clinopyroxene (cpx) in clinopyroxene-rich part of garnet amphibolite.

閃石・パンベリー石・アルカリ輝石などを含み、北側の緑色岩類と同程度の変成作用を受けている。また、南島の緑色岩にもアクチノ閃石・パンベリー石の組み合わせが認められ、それは北島や三王島の緑色岩と同じ変成度の岩石である。

3. 岩石記載

高変成度の岩石が分布する北島では海へ突き出た急崖が多く、岩石種の細かな分布を確認するのに困難な場合が多いが、黒雲母ザクロ石片麻岩、角閃岩およびザクロ石角閃岩が主な岩石で、岩体中心部に片麻岩が多く南北両側に角閃岩が多い。また、角閃岩と片麻岩には、図2に示すように両者が数 cm から数 10 cm 幅で互層をなすところが見られる。他の岩石種としては珪質片麻岩や石灰質片麻岩が見られる。前者は片麻岩や角閃岩と互層をなし（図2A）、後者は単斜輝石を伴ない角閃岩中に存在する。主要な岩石中の鉱物を1次鉱物と2次鉱物とに分けて以下に述べる。

黒雲母ザクロ石片麻岩：黒雲母ザクロ石片麻岩は、鉱物組み合わせにより2つに分類できる。いずれも石英・斜長石・黒雲母・ザクロ石が主要な1次鉱物であるが、一方はカリ長石を含み、他のものはカミングトン閃石と普通角閃石を含んでいる。副成分鉱物として、両者ともに燐灰石、ジルコン、スフェーン、イルメナイト、褐れん石が認められる。構成鉱物は粗粒で、ザクロ石には1 cm を越えるものもあり石英の包有物に富んでいる（図2B）。カミングトン閃石は比較的粗粒で、一部普通角閃石により置換されている（図2C）。

角閃岩：角閃岩は角閃石と斜長石が構成鉱物で、副成分鉱物として石英、単斜輝石、黒雲母、燐灰石、イルメナイト、スフェーンがある。単斜輝石は石英のない岩石に認められ、カミングトン閃石は石英の多い角閃岩にみられる。角閃石には、Z軸で緑色のものと褐色のものがある。緑色角閃石を含む角閃岩はTi鉱物としてスフェーンを含むが、褐色のものはイルメナイトを含む。稀に緑色の角閃石が褐色のものを置換していることがある。主要鉱物は2-7 mm と粗粒で、鹿島・常磐井（1972）が記載したようにはんれい岩の岩相に類似するものもある。

ザクロ石角閃岩：ザクロ石角閃岩は、鉱物組み合わせや共存関係などの岩石学的特徴は、ザクロ石の存在を除けば上記のザクロ石を含まない角閃岩と同様である。単斜輝石は、ザクロ石や斜長石と共に、数 mm 程度の角閃石のない層をなすことがある（図2D）。単斜輝石の角閃石による置換は一般的に少ない。

上述の1次鉱物は、2次鉱物により置き換えられている場合がしばしば認められる。特に、斜長石は、微細な集合体であるソーシュライトに変わっている。ソーシュライトは、殆どの場合ゾイサイトと灰長石成分にとばしい斜長石からなり、一部に絹雲母も見られる。黒雲母も著しく2次鉱物に置き換えられている場合がある。黒雲母の2次鉱物としては緑泥石が主であるが、絹雲母も認められる。他の苦鉄質鉱物では一般的に2次鉱物による置換が少ないが、一部の緑色角閃石を含む角閃岩では、緑泥石からなるザクロ石やカミングトン閃石の仮像と思われるものがあり、角閃岩の一部にはザクロ石やカミングトン閃石がかなり存在していたものと思われる。脈鉱物としては、岩石の種類にかかわらずプレーナイト、方解石、緑れん石がある。

4. 鉱物の化学組成

代表的な変成岩中の鉱物はWDS（金沢大、理学部）およびEDS（国立科学博物館）で分析された。各岩石種の主要な鉱物の分析値を表1に示す。

ソーシュライト化していない斜長石は、ほとんどの岩石でAn40-60であり、カミングトン閃石のない黒雲母ザクロ石片麻岩でAn20-30であった。角閃岩やザクロ石角閃岩の一部では、斜長石がすべてソーシュライト化して1次鉱物としての斜長石の化学組成は測定できないが、ゾイサイトにとんだものがあり、An40-60より灰長石成分に富んでいたものがあったかもしれない。ザクロ石の組成は、図3に示すように各岩石種により異なる（図3）。カミングトン閃石のない片麻岩

Fig. 3. Compositions of garnets in various rock-types. Arrow shows compositional zoning from core to rim.

Table 1. Chemical compositions of constituent minerals in representative rocks

rock	amphibolite		garnet amphibolite				biotite-garnet gneiss				
sample	7194	712	7192		731		7193			718	
mineral	cum	cpx	gar	cum	gar	cpx	gar	gar	cum	gar	gar
							core	rim		core	rim
SiO ₂	53.17	52.53	39.39	52.82	38.18	51.98	39.21	38.34	53.04	37.00	38.45
TiO ₂	.00	.24	.10	.20	.11	.31	.00	.13	.18	.05	.13
Al ₂ O ₃	1.50	2.35	21.92	.94	21.66	1.65	22.10	21.71	1.93	21.58	21.84
FeO*	24.75	5.55	29.39	26.85	28.42	13.41	29.25	28.60	22.28	30.93	30.96
MnO	1.11	.19	1.96	.94	1.14	.00	1.96	1.99	.35	6.13	1.12
MgO	15.70	14.21	4.64	14.50	4.00	11.86	6.22	4.62	16.60	3.19	7.25
CaO	1.63	25.19	4.42	1.50	6.86	21.21	2.57	4.76	2.91	.93	1.01
Na ₂ O		.09				.48					
Total	97.89	100.39	101.83	97.77	100.40	100.94	101.33	100.17	97.32	99.84	100.78
structural formula											
O	23	6	12	23	12	6	12	12	23	12	12
Si	7.849	1.937	3.038	7.884	2.997	1.956	3.023	3.010	7.791	2.978	2.987
Ti	.000	.007	.006	.023	.007	.009	.000	.008	.020	.003	.008
Al	.262	.103	1.993	.166	2.004	.074	2.008	2.009	.335	2.048	2.000
Fe	3.056	.171	1.896	3.352	1.885	.422	1.886	1.878	2.737	2.082	2.012
Mn	.139	.006	.129	.119	.076	.000	.128	.132	.044	.418	.074
Mg	3.454	.782	.534	3.226	.468	.666	.715	.541	3.636	.383	.840
Ca	.258	.996	.365	.241	.577	.855	.213	.401	.458	.081	.085
Na		.007				.035					
Total	15.020	4.008	7.960	15.011	7.994	4.016	7.973	7.978	15.021	7.994	8.005

*Total Fe as FeO,

Mineral abbreviation ; cum=cummingtonite, cpx=clinopyroxene, gar=garnet

ではザクロ石はCaOに著しく乏しく、中心部から縁辺部にかけてFeOとMnOが減少する累帯構造が観察されるが、カミングトン閃石を含むものでは、縁に向かってCaOが増加しMgOが減少する。一方、ザクロ石角閃岩では、ザクロ石はほぼ均一な組成でCaO量は高く、グロッシュラー成分が15-25%存在する。また単斜輝石と共存するザクロ石は、共存しないものに比べるとマグネシウムに乏しい。単斜輝石は、ザクロ石と共存する場合にAl₂O₃に乏しく2%以下であるが、ザクロ石のないものは3%に達する。カミングトン閃石のMg/(Mg+Fe)比は30-50であり、片麻岩中のものでは高く、角閃岩中で低い傾向がある。

5. K-Ar年代

K-Ar年代は、2種類の黒雲母ザクロ石片麻岩から分離された黒雲母と角閃岩中の緑色角閃石およびザ

クロ石角閃岩中から分離された褐色角閃石について測定された。測定は東北大学と岡山理科大学の2つの研究室で行なわれた。それらの結果は表2に示してある。表2から分かるように、2種の黒雲母試料について二つの異なる研究室における測定結果に差はほとんど見られなかった。これらの一連の年代測定において、試料調整からそれに続くAr及びKの分析は独立に行なわれた。

4個の岩石試料からの黒雲母と緑色及び褐色角閃石の年代は90-100 Maの範囲にあり、ほぼ同じ年代と言える。黒雲母はしばしば地表での風化変質作用でKの離脱を生じることがある。K分析結果から判断するとKの離脱が多少ともあった試料を測定したように見られるが、角閃石の年代と大きな差はなく、むしろ調和的な年代を示していることから、Kの離脱作用があったとしてもK離脱と同時に相当量の放射起源Arの離

Table 2. K-Ar ages of biotite and hornblende

number of specimen	minerals	Potassium (wt%)	Rad. argon 40 (10 ⁻⁸ ccSTP/g)	Non Rad. Ar (%)	K-Ar age (Ma)
1. 13-1	green hb	0.506±0.015	197.2±2.3	16.5	97.7±3.1
2. 30	brown hb	1.017±0.020	381.3±4.1	8.5	94.1±2.1
3. 19-3	biotite	3.887±0.078	1407±15	10.2	90.9±2.0
"	"				96.1*
4. 19-4	biotite	4.526±0.091	1722±18	7.5	95.5±2.1
"	"				95.0, 93.3*

* Data were determined in Univ. of Tohoku. Other data were in Hiruzen Research Institute. 1 : amphibolite, 2 : garnet amphibolite, 3 : cummingtonite-bearing garnet-biotite gneiss, 4 : biotite gneiss. The decay constants are after Staiger and Jäger(1977), $\lambda_0=0.581 \times 10^{-10}/\text{yr}$, $\lambda_\beta=4.962 \times 10^{-10}/\text{yr}$ and $40/K=0.0001167$.

脱も生じたと言える。

角閃石の K-Ar 年代が黒雲母のそれより僅かに古いのはそれぞれの Ar 閉止温度(黒雲母は 300°C, 角閃石は 550°C; Jäger, 1979) の概念と単純冷却作用の考えから順当な結果である。したがって、大島の片麻岩や角閃岩は 90-100 Ma の時期に 300°C-550°C まで冷却していたことになる。その時期は三波川変成岩の上昇冷却の時期と重なる (Itaya and Takasugi, 1988)。

6. 考 察

四国西端部は三波川帯、御荷鉾帯、秩父帯の配列が複雑な地域である。一方、対岸の九州では三波川帯と秩父帯は確認できるが、両者の間に白亜系の大野川層群が存在し、四国西端部の御荷鉾帯が九州東端部に連続しているのは分かっていない。本報告の日向灘に位置する大島は、四国・九州の地体構造を結びつける上で非常に重要な場所となっている。

大島の北端部に存在するザクロ石を含む泥質片岩は三波川帯のものと考えられるが(横坂ら, 1982), この泥質片岩より南に分布する緑色岩類は変成鉱物と岩相の組み合わせから見て御荷鉾帯の岩石と考えられる。この両者の関係は、横坂ら (1982) によって三波川帯中のザクロ石帯が御荷鉾帯に衝突していると考えられているが、少なくともこれらの岩石は三波川変成作用

を受けた岩石であることは明らかである。一方、南島(地大島)に分布する真穴層は、四国本島では黒瀬川帯の超塩基性岩にほぼ取り囲まれている (Murata, 1982)。四国本島では、真穴層の周囲にシルル紀の化石を含む地層も確認されており(横坂・加藤, 1983), その分布地域は黒瀬川帯に対応していると考えられている (増田, 1977; Murata, 1982; Yokoyama, 1987)。一方、大島では真穴層は緑色岩と接しており、シルル紀の岩石や黒瀬川帯に特徴的な蛇紋岩は見られない。

今回報告した高変成度の変成岩は、黒雲母ザクロ石片麻岩やザクロ石角閃岩で、珪線石などのアルミナに富んだ鉱物は見出せなかったが、カミングトン閃石と石英の鉱物組み合わせがあり、塩基性岩にパイロブ成分に富んだアルマンディンが普遍的に存在することから、中圧型の角閃岩相に相当すると考えられる (Miyashiro, 1973)。三波川変成岩は高圧型であり、領家帯の変成岩類は低圧型で塩基性岩が乏しくザクロ石を含まない。大島の黒雲母ザクロ石片麻岩やザクロ石角閃岩は、三波川帯や領家帯の変成岩とは異なり、黒瀬川帯の変成岩、飛騨や宇奈月の変成岩、東松山の変成岩に類似する。黒瀬川帯の岩石には、ザクロ石角閃岩やザクロ石片麻岩が存在し (Yoshikura, et al., 1981), プレーナイトの脈が発達していることが特徴的である。これらの点で大島の高変成度の変成岩は黒瀬

川帯の岩石に類似し、鉱物組み合わせからも、鈴木 (1977) の指摘するように黒瀬川帯に属する岩石と考えられていた。しかしながら、今回測定した大島の高変成度の岩石中の黒雲母と角閃石の K-Ar 年代値は、共に 90-100 Ma に収まり、黒瀬川帯の高変成岩の 350-400 Ma (Yoshikura *et al.*, 1981) とは極めて大きくかけはなれている。また飛騨及び宇奈月の変成岩も鉱物の放射年代は 170 Ma より古く (斎藤ら, 1961; 野沢, 1968), 大島のものとは年代的に差異が認められる。東松山の変成岩は、高温の時期で 64 Ma 以上の放射年代であるが複変成作用を受けて (横山, 1989), 大島の変成岩と同起源である可能性は否定できないが今のところ直接比較することはできない。また、四国西端部の八幡浜にも、緑色岩に囲まれて中圧型変成岩に属すると思われるザクロ石を含む角閃岩体が存在する (大貫・石本, 1980)。この岩体は、大島の高変成岩体と位置的には近接しているが、ほとんどが角閃岩で、しかも三波川変成作用によりアルカリ角閃石が粒間に形成されており、本報告の岩石とは地史の異なった岩体と思われる。

四国や九州においては、中央構造線以南には衝上断層が多く (Murata, 1982), 大島でも真穴層の上に御荷鉾帯が衝上したり (鹿島・常磐井, 1972), 三波川帯のザクロ石帯が御荷鉾帯に衝上している (横坂ら, 1982)。今回報告した三波川変成作用を受けていない高変成度の変成岩体も、三波川変成作用を受けた岩石の上に衝上したものと考えられる。関東山地で報告されているように、三波川帯から秩父帯にかけてナッペ構造が発達し (小澤・小林, 1986), 中央構造線より北の岩石が三波川帯や秩父帯に衝上した可能性もあるが (小野, 1985), 現在のところ大島の変成岩体がどの地質体と同じものであるかは分からない。

謝 辞 著者の 1 人 (鹿野) は、八幡浜地域に関する卒論・修論に関して坂野昇平教授から終始御指導を受けた。また中村は K-Ar 年代測定において植田良夫教授の指導を受けた。この報告に際し、横山一己博士には御指導および査読をしていただいた。ここに感謝の意を表します。

文 献

Iitaya, T. and Takasugi, H. (1988), Muscovite K-Ar ages of the Sanbagawa schists, Japan and argon depletion during cooling and deformation. *Contrib. Mineral. Petrol.*, **100**, 281-290.

- Jäger, E. (1979), Introduction to geochronology. In *Lectures in isotope geology*. (Jäger, E. and Hunziker, J.C. Eds.) Springer, Berlin, Heidelberg, New York, 1-12.
- 鹿島愛彦・常磐井守典 (1972), 八幡浜市南方真穴地域の地質と地質構造, 愛媛大紀要, 自然科学; (地学), **VII**, 45-56.
- 横坂 敏・加藤 誠 (1983), 愛媛県三瓶町より中期古生代サンゴ化石の発見, 地質雑, **89**, 723-726.
- 横坂 敏・武田賢治・徳田 満・富永良三・原 郁夫 (1982), 四国八幡浜市地域の“みかぶ帯”の地質構造と変成相, 日本地質学会第 89 年学術大会講演要旨, p. 450.
- 増田俊明 (1977), 四国西端部秩父帯での圧砕された花こう岩の発見, 地質雑, **83**, 821-822.
- Miyashiro, A. (1973), Metamorphism and metamorphic belts. pp. 492, George Allen and Unwin Limited, London.
- Murata, A. (1982), Large decke structures and their formative process in the Sambagawa-Chichibu, Kurosegawa and Sambosan terrains, Southwest Japan. *J. Fac. Sci. Univ. Tokyo, Sec. II*, **20**, 383-424.
- 野沢 保 (1968), ひだ変成帯の同位元素年令, 1968 年における総括と短い覚えがき, 地質雑, **74**, 447-450.
- 小野 晃 (1985), 関東山地皆野町山形の角閃岩相の変成岩類と K-Ar 年代, 地質雑, **91**, 19-25.
- 大貫 仁・石本紹久 (1980), 三波川帯, 八幡浜地域のざくろ石一単斜輝石角閃岩類一川群岩体について, 岩鉱, 特別号 **2**, 209-215.
- 小澤智生・小林文夫 (1986), 関東山地南部の中古生界の層序と地質構造, 兵庫教育大学研究紀要, **6**, 103-139.
- 斎藤信房・増田彰正・長沢 宏 (1961), カリウム-アルゴン法による岩石の年代決定, 地質雑, **67**, 425-426.
- 鈴木堯士 (1977), 四国における黒瀬川構造帯と秩父帯, 秀敏編 (三波川帯), 153-164.
- Staiger, R. and Jäger, E. (1977), Subcommission on geochronology: convention on the use of decay constants in geo- and cosmo-chronology. *Earth Planet. Sci. Lett.*, **36**, 359-362.
- 寺岡易司 (1970), 九州大野川盆地付近の白亜紀層, 地調報告, **237**, 1-87.
- Yokoyama, K. (1987), Ultramafic rocks in Kurosegawa tectonic zone, Southwest Japan. *J. Japan. Assoc. Min. Petr. Econ. Geol.*, **82**, 319-335.
- 横山一己 (1989), 東部中央構造線に伴なう深部由来岩石, 日本地質学会第 96 年学術大会講演要旨, p. 98.
- Yoshikura, S., Shibata, K. and Maruyama, S. (1981), Garnet-clinopyroxene amphibolite

from the Kurosegawa Tectonic zone, near
Kochi city—Petrography and K-Ar age. *J.*

Japan. Assoc. Min. Petr. Econ. Geol., **76**, 102-
109.