群馬県下仁田地域に分布する御荷鉾緑色岩類中のひすい輝石とその岩石鉱物学的特徴

Petrological and mineralogical characterizations of jadeite-bearing rocks from the Mikabu greenstones in the Shimonita area, Kanto Mountains, Central Japan

新井 宏嘉(Hiroyoshi ARAI)*
宮下 敦(Atsushi MIYASHITA)**
田辺 克幸(Katsuyuki TANABE)***
村田 守(Mamoru MURATA)****

Jadeite-bearing meta-basalt occur within a greenstone complex at the southern margin of the Mikabu greenstones in the Shimonita area, northern Kanto Mountains, Central Japan. The greenstone complex shows a block-in-matrix structure consisting of small, sporadically occurring greenstone blocks (jadeite-bearing meta-basaltic lavas, jadeite-free pargasite rocks, and jadeite-free garnet-epidote rocks) embedded within a matrix of actinolite rocks. The complex has been interpreted as a tectonic *mélange* composed of allochthonous metamorphic blocks within the Mikabu greenstones. However, both the greenstone blocks and actinolite rocks preserve original igneous or pyroclastic textures without the deformation structures commonly seen in tectonic *mélanges*. The concentrations of high field strength (HFS) elements within the jadeite-bearing lavas indicate that these rocks are alkali basalts derived from oceanic island basalt (OIB). The composition of these lavas is similar to that of OIB blocks in the Mikabu greenstones in Shikoku, western Japan. The whole-rock chemical composition of the lavas reveals higher Na₂O concentrations (max. 10.1 wt%) than in unmetamorphosed Hawaiian OIB alkali basalts. The actinolite rocks of the matrix show a pyroclastic texture and contain relic Ca-pyroxenes. The concentrations of HFS elements and pyroxene chemistry of the actinolite rocks indicate an origin from tholeiitic MORB, similar in composition to typical Mikabu greenstones in the Kanto Mountains and Shikoku. These observations strongly suggest that the greenstone complex is not a tectonic *mélange* comprising allochthonous metamorphic rocks within a matrix of Mikabu greenstones, but that the entire complex consists of Mikabu greenstones. Therefore, the complex was subjected to Sanbagawa metamorphism after a Na-enrichment event; jadeite grew in Na-rich blocks during the metamorphism.

Keywords: Mikabu greenstone, Jadeite-bearing meta-basalt, Petrochemistry, Mineral chemistry, Sanbagawa metamorphism, Kanto Mountains

I. はじめに

関東山地三波川帯は、結晶片岩を主体とする狭義の三波

川変成岩からなる三波川ユニットと、南端部の御荷鉾緑色岩を主体とする御荷鉾ユニットに分けられる(牧本・竹内, 1992)。両者の変成度は、三波川ユニットが黒雲母帯・ざ

doi: 10.2465/gkk.100222

(平成 22 年 2 月 22 日受付, 平成 23 年 11 月 26 日受理)

* 早稲田大学教育学部地球科学教室, 〒169-8050 東京都新宿区西早稲田 1-6-1

** 成蹊高等学校, 〒180-8633 東京都武蔵野市吉祥寺北町 3-10-13

*** 日鉄鉱業株式会社研究開発部, 〒190-0182 東京都西多摩郡日の出町平井 8-1

**** 鳴門教育大学自然系地学教室, 〒772-8502 徳島県鳴門市鳴門町高島字中島 748

* Department of Earth Sciences, School of Education, Waseda University, 1-6-1 Nishiwaseda, Shinjuku-ku, Tokyo 169-8050, Japan E-mail: h_arai@aoni.waseda.jp

** Seikei High School, 3-10-13 Kichijoji-Kitamachi, Musashino, Tokyo 180-8633, Japan

*** Research & Development Department, Nittetsu Mining Co., Ltd, 8-1 Hirai, Hinode-cho, Nishitama-gun, Tokyo 190-0182, Japan

**** Department of Geoscience, Faculty of Science, Naruto University of Education, 748 Nakashima, Takashima, Naruto-cho, Naruto-shi, Tokushima 772-8502, Japan

Fig. 1. Simplified geological map of the Kanto Mountains (the location of the map is shown by the rectangle in the inset). Modified from Arai and Takagi (1998).

くろ石帯・緑泥石帯を、御荷鉾ユニットが緑泥石帯を示す(例えば Miyashita and Itaya, 2002)。また、四国地域三波川帯に比べ、関東山地三波川帯の変成度は若干低く、エクロジャイトなどのブロックを含まないという特徴があるが、主要な構成岩に大きな違いはない。ところが、関東山地西部下仁田地域の御荷鉾ユニットと、関東山地東部寄居地域の御荷鉾ユニット/秩父帯境界部からは、ひすい輝石の存在が報告されている(Tanabe *et al.*, 1982; Hirajima, 1983; Fig. 1)。

平島(1983)は、シュライネマーカーズの東による解析から、関東山地三波川帯はひすい輝石+石英の組み合わせに対応する温度圧力条件には達していなかったことを明らかにした。その結果、関東山地三波川帯は、四国地域三波川帯と同様の高圧中間群(Miyashiro, 1961)に属すると考えられるようになった。

では、関東山地御荷鉾ユニットおよび御荷鉾ユニット/秩父帯境界部のひすい輝石鉍物組み合わせの成因をどのように考えればよいのであろうか。関東山地西部下仁田地域の御荷鉾緑色岩からは、ひすい輝石+霰石組み合わせをもつ岩石(Tanabe *et al.*, 1982)、寄居地域の御荷鉾ユニット/秩父帯境界部の優白質岩からは、ひすい輝石+石英の組み合わせをもつ岩体(Hirajima, 1983)がブロックとして産出する(Fig. 1)。これらの変成鉍物組み合わせは、周囲に分

布する三波川変成岩類の高圧中間群よりも高いP/T比を示すことから、三波川変成岩類の一般的な温度圧力経路から外れた構造岩塊と考えられた(Tanabe *et al.*, 1982; Hirajima, 1983)。下仁田地域の岩体は三波川変成帯深部の上昇(田辺ら, 1984)、寄居地域の岩体は黒瀬川帯の延長である可能性(平島, 1984)が示された。これらの岩石は、三波川変成岩類の構造的上位の、阿武隈変成岩類相当の変成岩を含む跡倉-金勝山ナップ(柴田・高木, 1989; 高木・柴田, 1996, 2000; Takagi and Arai, 2003)に隣接して産するため、黒瀬川帯起源の可能性を含め、その地体構造上の帰属が議論されている(平島, 1983; 牧本・竹内, 1992; 埼玉総会中・古生界シンポジウム世話人会, 1995; 竹内, 2000)。

今回、下仁田地域の野外調査を行った結果、ひすい輝石を含む岩体およびひすい輝石を含まない周囲の御荷鉾緑色岩ともに、ごく弱い変形組織が部分的にしか認められないこと、両者の境界が漸移することが明らかになり、構造岩塊と解釈するのは困難になった。そこで、下仁田地域のひすい輝石+霰石組み合わせを示す岩体を中心に、野外における産状の記載を行い、地質構造、全岩化学組成、鉍物化学組成などの岩石鉍物学的特徴を再検討したので、その結果を報告する。

II. 地質概説

関東山地は西南日本の東端にあたり、北から順に領家帯・三波川帯・秩父帯・四万十帯の各帯が西北西-東南東方向に帯状分布する(Fig. 1)。関東山地北半部における三波川帯および秩父帯の大局的構造は、秩父盆地東縁を画する北北西-南南東走向の出牛-黒谷断層(渡部ら, 1950; Fig. 1)を境に大きく異なる。断層以東では両帯の水平構造が卓越するのに対し、断層以西では中-高角度の片理面・層理面で示される同斜構造や閉じた褶曲をなす傾向がある(牧本・竹内, 1992)。三波川変成岩類の構造的上位には、ペルム紀後期花崗岩類(金勝山石英閃緑岩)およびホルンフェルス、白亜紀中頃の深成岩-変成岩複合岩体(寄居複合岩体)、上部白亜系跡倉層からなる跡倉-金勝山ナップが累重する(例えば新井・高木, 1998; 小林・新井, 2002; Takagi and Arai, 2003; Fig. 1)。花崗岩類の年代およびSr同位体比初生値から、ペルム紀花崗岩類およびホルンフェルスは南部北上帯に、白亜紀中頃の深成岩-変成岩複合岩体は阿武隈帯に帰属し(柴田・高木, 1989)、古領家帯の構成要素と考えられている(高木・柴田, 1996, 2000; Takagi and Arai, 2003)。以下の概説では領家帯・古領家帯・四万十帯を割愛し、調査地域である下仁田地域を含む出牛-黒谷断層以西の三波川帯および秩父帯についてのみ述べる。

三波川帯は結晶片岩を主とする三波川ユニットと、緑色岩を主とする御荷鉾ユニットに細分される(牧本・竹内, 1992)。両ユニットのフェンジャイト K-Ar 年代は 84-53 Ma を示す(平島ら, 1992; Miyashita and Itaya, 2002)。三波川ユニットは片理のよく発達した苦鉄質片岩・泥質片岩・砂質片岩・珪質片岩を主とし、時に蛇紋岩を伴う。これらは黒雲母帯・ざくろ石帯・緑泥石帯に分帯され、片理面は西北西-東南東走向・中角度南傾斜で、大局的には同斜構造をなす(宮下, 1998; 阿部ら, 2001; Miyashita and Itaya, 2002)。御荷鉾ユニットは三波川ユニットの構造的上位に断層で接して累重し(牧本・竹内, 1992; 宮下, 1998; 阿部ら, 2001)、玄武岩質火砕岩・玄武岩・斑れい岩を起源とする、塊状ないし弱い片理をもつ緑色岩(以下、御荷鉾緑色岩類と呼ぶ)を主とし、泥質片岩および超苦鉄質岩を伴う。挟在する泥質片岩の変成度は緑泥石帯を示すことから、御荷鉾ユニットの変成度は緑泥石帯と考えられる(宮下, 1998)。南側の秩父帯とは、中角-高角南傾斜の断層で接する(関東山地団体研究グループ, 1994)。最近 Tsutsumi *et al.* (2009)は、西御荷鉾山(Fig. 1)北東、鮎川流域の三波川ユニット砂質片岩に含まれる碎屑性ジルコンの U-Pb 年代を測定し、白亜紀後期の値(95.3-65.9 Ma)を報告した。この値は三波川ユニットの原岩付加年代の下限と考えられるので、少なくとも出牛-黒谷断層以西の三波川ユニットは四万十帯相当の付加体を起源とすることを示している(Tsutsumi *et al.*, 2009)。

秩父帯はジュラ系-上部白亜系の砂岩・泥岩・チャ-

ト・緑色岩などで構成される付加体である。関東山地の秩父帯は、その分布中央に挟まれる白亜系山中層群を境に、北側の北部秩父帯と南側の南部秩父帯とに細分される(松岡ら, 1998)。北部秩父帯は大局的に緩やかな褶曲を繰り返すのに対し、南部秩父帯は急傾斜した構造を呈する(例えば埼玉総会中・古生界シンポジウム世話人会, 1995)。

III. 調査地域の地質

調査を行った地域は、群馬県下仁田町南方に座する稲倉山北東の、東西約 1.3 km、南北約 900 m の範囲である(Figs. 1 and 2)。調査地域の北半部は主に御荷鉾緑色岩類からなり、南半部には北部秩父帯のチャートおよび砂岩などからなる付加体堆積物が分布する。御荷鉾緑色岩類と北部秩父帯は、西北西-東南東走向、ほぼ垂直の断層で接する(Fig. 2)。

御荷鉾緑色岩類は火砕岩起源(橋本, 1989)の緑色岩を主とし、一部に直径数 m から 30 m の不規則な形状の変斑れい岩の小岩塊を伴う。これらの特徴から、御荷鉾緑色岩類は堆積性メランジュあるいはオリストストロームと考えられている(橋本, 1989)。露出状況はあまりよくない上に、クリープなどの後生的変動により片理面の姿勢は大きく変化するが、概ね北西-南東走向、南傾斜 70° から垂直である。

後述のように、北部秩父帯との境界に近い御荷鉾緑色岩類は、アクチノ閃石および緑泥石を主とする岩石に漸移する。この岩石中には、変成作用によりひすい輝石の生じた変玄武岩質溶岩等の緑色岩類が数 10 m から最大約 300 m 径のブロックをなして点在し、見かけ上、ブロック・イン・マトリクス構造を呈する複合岩体が分布する(Tanabe *et al.*, 1982; Fig. 2)。本論ではこれ以降、点在するブロックを緑色岩ブロック(greenstone block)、それを取り囲んで分布するアクチノ閃石および緑泥石を主とする部分を基質部、全体を緑色岩コンプレックス(greenstone complex)と呼ぶことにする(Table 1)。誤解を避けるため、緑色岩コンプレックス構成岩の岩石名には特徴的な主要構成鉱物組み合わせを使用し、原岩組織が分かる場合にはこれを合わせて用いる。緑色岩コンプレックスの基質部はアクチノ閃石および緑泥石を主とする岩石(以降、アクチノ閃石岩: actinolite rock と呼ぶ)で構成され、緑色岩ブロックは、含ひすい輝石変玄武岩質溶岩類(jadeite-bearing metabasaltic lava; Fig. 2 の A1, A2, A3 岩体の北西部分および B 岩体)、パーガス閃石岩(pargasite rock; Fig. 2 の C1, C2 岩体)、及びパーガス閃石岩から漸移するざくろ石-緑れん石岩(garnet-epidote rock; Fig. 2 の A3 岩体南東部分および C2 岩体の一部)から構成される(Table 1)。

アクチノ閃石岩は弱い鱗片状劈開をもつ岩石であり、その面構造は北西-南東走向、中角南傾斜の場合が多い(Fig. 2)。周囲の御荷鉾緑色岩類との違いは岩石の固結度や残存鉱物の粒度で、御荷鉾緑色岩類よりも軟質で脆く、残存鉱

Fig. 2. Geological map of the study area, showing the locations of sampling sites.

Table 1. Classification and mineral assemblage of rocks in the greenstone complex

Structural division		d occurrence	Rock type	Mineral assemblage
Mikabu unit	Mikabu greenstones	Jd-free	Greenstones	Act-Mhb-Ed + Ep + Chl + Ab ± Omp ± Pmp + Hem
	Matrix	Jd-free	Actinolite rocks	Act-Mhb-Ed + Chl + Ab ± Ep ± Pmp ± Omp
	Greenstone complex	Jd-bearing (pillow and massive lavas with hyaloclastite)	Meta-basaltic lavas	Phn + Bt + Jd (partly Omp-Agt)
				± Trm-Mkt + Pmp + Ab + Ep + Chl
				± Carbonates + Ap + Ttn ± Phl
				Early stage: Phn + Jd + Ab ± Carbonates ± Trm-Mkt
	Greenstone blocks	Jd-free	Pargasite rocks	Prg-Fpa ± Trm + Ep + Pmp + Chl + Ab + Ttn
			Garnet-epidote rocks	Grt + Ep + Chl + Ttn ± Na-Amp ± Cym

Ab, albite; Act, actinolite; Agt, aegirine-augite; Ap, apatite; Bt, biotite; Chl, chlorite; Cym, cymrite; Ed, edenite; Ep, epidote; Prg, ferropargasite; Grt, garnet; Hem, hematite; Jd, jadeite; Mhb, magnesiohornblende; Mkt, magnesiokatophorite; Na-Amp, Na amphibole; Omp, omphacite; Phl, phlogopite; Phn, phengite; Pmp, pumpellyite; Prg, pargasite; Trm, taramite; Ttn, titanite.

物の粒度が細粒であることを特徴とする。

含む輝石変玄武岩質溶岩類は枕状溶岩と塊状溶岩からなり、枕状溶岩と塊状溶岩の両者で構成されるブロック (Fig. 2 の A-1 および A-2 岩体)、塊状溶岩のみで構成されるブロック (Fig. 2 の A-3 の一部および B 岩体)、および B 岩体近くに転石として認められるハイアロクラスタ

イト中の塊状部にひすい輝石が認められる。枕状溶岩と塊状溶岩からなるブロックでは両者が接する境界は露出しておらず、その関係は明らかでない。また、面構造も顕著ではない。枕状溶岩の枕は、長径が 20 cm – 2 m で、一般に 30 cm 程度の径のものが多く、枕が密接した産状を示す (Fig. 3A)。肉眼でも杏仁状組織が認められるなど、噴出

Fig. 3. Occurrence of the greenstone complex. (A) Jd-bearing meta-basaltic pillow lava in the western part of the A-1 block. (B) Layered structure of basic rock to pargasite rock including garnet-epidote rock (A-3 block). (C) Polished surface of the boundary between pargasite rock (Prg) and garnet-epidote rock (Grt-Ep). (D) Outcrop of the boundary between jadeite-bearing meta-basaltic massive lava and actinolite rocks at the northern rim of the A-1 block (see Fig. 2).

時の発泡組織をよく残している。最も大きな A-1 岩体西部 (Fig. 2 の試料採取位置 KS12, 13 付近) の枕の形状から、溶岩層のおおよその走向は南北、傾斜はほぼ垂直・東方上位であることがわかる。溶岩層は、周囲の御荷鉾緑色岩類の一般走向 (おおむね東西) と斜交する。塊状溶岩は、試料の研磨面ではピロープレッチャ組織が観察される場合がある。枕状溶岩と塊状溶岩には、幅 2–3 cm の曹長石脈が頻繁に見られ、網状に発達する部分もある。

パーガス閃石岩およびそれから漸移するざくろ石-緑れん石岩は、含ひすい輝石変玄武岩質溶岩類より東側に分布し、両者で 1 つのブロックを構成する (Fig. 2 の A-3 岩体の一部と C-1, C-2 岩体)。一般に、両者は層状に繰り返しながら互いに漸移するが、ざくろ石-緑れん石岩がパーガス閃石岩中にパッチ状に取り込まれて産する場合もある (Figs. 3B–3C)。基質部のアクチノ閃石岩との境界は観察されないが、岩相および分布形態から、最大径約 100 m のブロックとして産すると思われる。A-3 岩体 (Fig. 2) では、含ひすい輝石変玄武岩質溶岩類とパーガス閃石岩が整合的に接し、パーガス閃石岩はざくろ石-緑れん石岩に漸移する (Fig. 3B)。

緑色岩ブロックは常に基質部のアクチノ閃石岩に取り囲まれて分布する。緑色岩ブロックと基質部との境界は、数

箇所の露頭で観察できる。Figure 3D は、Figure 2 の A-1 岩体北側境界面 (Fig. 2 の試料採取位置 KS34, 37, 38 付近) の露頭写真である。境界面は北西-南東走向でほぼ垂直であり、境界部のアクチノ閃石岩は幅約 3–5 m ほど著しく軟質になっており、境界から離れるにつれて固結度が高くなる。また、軟質な部分には、しばしば玉状に固結した部分が残っている。野外では、軟質部と固結部で岩相を異にするように見えるが、岩石組織、鉱物組み合わせ、変成鉱物化学組成ともに同じである (後述)。アクチノ閃石岩と緑色岩ブロックとの境界面に沿っては曹長石脈が入り込んでいるが、境界表面に断層擦痕やスリッケンファイバーなどの断層運動を示す構造は観察されない。著しく軟質なアクチノ閃石岩は、露頭では弱い鱗片状劈開が観察されるものの、肉眼および鏡下のいずれにおいても断層岩を特徴づける複合面構造や、カタクレイサイトに典型的な破碎組織は認められない (Fig. 4A)。

周囲の御荷鉾緑色岩類と緑色岩コンプレックス (アクチノ閃石岩) との直接の境界は今のところ認められないが、両者が同一ルート of 20–30 m の間で断続的にくり返し露出すること、両者の中間的な岩相も観察されるが、それが両者の分布境界付近にのみ露出するわけではないこと、そして岩体が指交状に分布すること (Fig. 2) から、両者は漸

Fig. 4. Photomicrographs of rocks from the greenstone complex. (A) Actinolite rocks surrounding jadeite-bearing meta-basaltic lavas that show no obvious deformation fabric (crossed-polarized light, sample KS37). (B) Botryoidal texture of actinolite rocks (plane-polarized light, KS36). (C) Fine-grained jadeite aggregate and phengite (crossed-polarized light, KS06). (D) Back-scattered electron image of a jadeite domain with muscovite. Omphacite has overgrown the jadeite rim. (E) Taramite veinlet along a crack within pargasitic amphibole in pargasite rock (plane-polarized light, KS28). (F) Isotropic and anisotropic garnets in garnet-epidote rock. The isotropic garnet has a grossular composition. Ab, albite; Act, actinolite; Chl, chlorite; Ep, epidote; Grt, garnet; Jd, jadeite; Omp, omphacite; Phn, phengite; Pmp, pumpellyite; Trm, taramite.

移関係にあると見なした。しかし、調査地域東側の黒内山から稲倉山へ続く南北の稜線より東側では、緑色岩コンプレックスの分布はまったく認められなくなる(Fig. 2)。また、調査地域南側の北部秩父帯とは、東西走向の高角断層で接する。

IV. 岩石記載

ここでは、輝石や角閃石などの複雑な固溶体をなす鉱物

に関しては、単斜輝石、アルカリ輝石(Morimoto, 1989のナトリウム輝石およびカルシウム-ナトリウム輝石の総称)、ホルンブレンド、アルカリ角閃石(Leake *et al.*, 1997のナトリウム角閃石およびナトリウム-カルシウム角閃石の総称)などの、偏光顕微鏡観察による記載用語で示し、必要に応じて種名を併記した。鉱物の化学組成および種名に関しては、鉱物化学組成の項で詳述する。

1. 緑色岩コンプレックス周囲の御荷鉾緑色岩類

緑色岩コンプレックス周囲に分布する御荷鉾緑色岩類は、火砕岩起源の緑色岩と変斑れい岩からなる。火砕岩起源の緑色岩は、しばしば残存単斜輝石を含み、主にアクチノ閃石の定向配列で規制される弱い片理をもつ。変斑れい岩は、粒径数 mm の角閃石、斜長石、緑れん石を主とする等粒状組織を示し、しばしばホルンブレンドが他の鉱物を包有するポイキリティック組織が認められる。変成鉱物組み合わせは火砕岩と斑れい岩で大きな差はなく、アクチノ閃石+緑れん石+緑泥石+曹長石±アルカリ輝石(オンファス輝石)±パンペリー石+赤鉄鉱であり(Table 1)、関東山地の他の御荷鉾緑色岩類の変成鉱物組み合わせ(平島, 1983; 宮下, 1998)と同じである。残存単斜輝石(主に普通輝石)が存在する場合、そのまわりにはアクチノ閃石が成長している。緑色岩類の変成度は、狭在する泥質岩の変成度から緑泥石帯に相当すると考えられている(宮下, 1998)。後述のアクチノ閃石岩と鉱物組み合わせは同じであるが、粗粒の残存鉱物を含む場合が多く、それ以外の鉱物の粒度もアクチノ閃石岩より粗粒であることが多い。

2. 緑色岩コンプレックス

(1) 基質部のアクチノ閃石岩

緑色岩コンプレックスの基質部をなすアクチノ閃石岩は、主にアクチノ閃石と緑泥石からなる暗緑色-帯褐緑色の岩石である。残存単斜輝石は破碎されており、周囲の御荷鉾緑色岩類のそれより細粒である。アクチノ閃石岩の鉱物組み合わせは、アクチノ閃石+緑泥石+曹長石が一般的だが、緑れん石、パンペリー石、アルカリ輝石(オンファス輝石)を含む部分があり(Table 1)、全体としては関東山地全般における御荷鉾緑色岩の鉱物組み合わせ(アクチノ閃石+緑れん石+緑泥石+曹長石±アルカリ輝石±パンペリー石+赤鉄鉱)と一致している。主に細粒(数 μm 径)のアクチノ閃石と、その粒間を埋める緑泥石により構成されるが(Fig. 4A)、アクチノ閃石と緑泥石の量比は1つの露頭内でも変化し、アクチノ閃石に富む岩相と緑泥石に富む岩相がある。アクチノ閃石と緑泥石に著しく富む部分では、葡萄状(botryoidal)の数 mm 径の緑泥石クロットがしばしば認められる(Fig. 4B)。このクロット中には、アルカリ輝石、クロット外のものより粗粒なアクチノ閃石、および黄鉄鉱などが含まれことがある。クロムスピネルなど超苦鉄質岩類起源の残存鉱物は認められない。アクチノ閃石は、緑泥石クロット中では粗粒、クロット外では細粒になる傾向があるが、化学組成に差は認められない。残存単斜輝石(普通輝石-透輝石)のまわりにはアクチノ閃石が成長しており、このような組織は緑色岩コンプレックス周囲の御荷鉾緑色岩類火砕岩と同じである。残存単斜輝石は破片として認められるが、変成鉱物には破碎組織はまったく認められず、周囲の御荷鉾緑色岩類火砕岩と同様に、アクチノ閃石岩も火砕岩起源の特徴を示している。

(2) 緑色岩ブロック

a. 含ひすい輝石変玄武岩質溶岩類

含ひすい輝石変玄武岩質溶岩類は、枕状溶岩と塊状溶岩からなる。枕状溶岩は、鏡下では斜長石や苦鉄質鉱物の斑晶等の初生鉱物は仮像を含めて認められない。枕状溶岩同様、塊状溶岩にも初生鉱物は認められない。B 岩体近くのハイアロクラスタイト転石は、5 cm 径程度の塊状部と、著しく金雲母に富む基質部からなり、塊状部分にひすい輝石が含まれている。これらひすい輝石の生じた岩石では、後述する構成鉱物の多くは数 μm 径で、interlocking texture を呈する 100–300 μm 径の集合体を作り、その間をパンペリー石+緑泥石+曹長石の集合体が埋める複雑な組織(Figs. 4C–4D)を呈している。この集合体中の構成鉱物組み合わせや組織を光学顕微鏡下で決定することは難しく、主として反射電子像(BEI)によって決定した。

含ひすい輝石変玄武岩質溶岩類の主な構成鉱物は、フェンジャイト+緑色黒雲母+アルカリ輝石(主にひすい輝石、一部オンファス輝石)±アルカリ角閃石(タラマ閃石およびマグネシオカトホル閃石)+パンペリー石+曹長石+緑れん石+緑泥石±炭酸塩鉱物+燐灰石+チタン石である(Table 1)。このほか、緑れん石に伴って、 $\text{CaSrAl}_3[\text{Si}_2\text{O}_7][\text{SiO}_4]\text{O}(\text{OH})$ の化学組成をなすストロンチウム斜灰れん石(clinozoisite-(Sr), Armbruster *et al.*, 2006; Miyajima *et al.*, 2003 の niigataite)が認められる場合がある(国立科学博物館, 2004)。ハイアロクラスタイトの塊状部分は上記の鉱物組み合わせをもつのに対し、基質部分はほとんど径 0.1 mm 程度の金雲母のみからなる。

含ひすい輝石変玄武岩質溶岩類の構成鉱物の量比は試料間や1枚の薄片内でも大きく変化する。鏡下および BEI 像における鉱物組織、例えば鉱物粒界での切断関係、包有関係などにより晶出前後関係を判断すると、上記の鉱物組み合わせは晶出時期の早いものと遅いものの2つに区別できる。

a-1. 晶出時期の早い鉱物組み合わせ

晶出時期の早い鉱物組み合わせは、フェンジャイト+アルカリ輝石(ひすい輝石)+曹長石±炭酸塩鉱物±アルカリ角閃石(タラマ閃石およびマグネシオカトホル閃石)である(Table 1)。

フェンジャイトは、その量が多い部分では露頭においても肉眼で確認できる。鏡下では 0.1 mm 径ほどで、半自形を呈する。

アルカリ輝石(ひすい輝石)は最大径 0.5 mm 程度の粒状ないし柱状を呈し(Figs. 4C–4D)、一部で径 1–3 mm の杏仁状の集合体をつくることもある。部分的にひすい輝石の量が 80% を超え、ひすい輝石岩と呼ぶことのできる試料もある。ひすい輝石には鏡下で濃緑色と淡緑色を呈するものが認められ、両者が共存する場合には、濃緑色のものの周囲に淡緑色のものが成長する。なお、国立科学博物館(2004, p. 47)によれば、下仁田町から自形ひすい輝石結晶が報告されている。しかしながら、著者らは自形ひすい輝

石のサンプルを入手できておらず、現地での確認もできていないため、本稿では言及しない。

炭酸塩鉱物の一部に霏石が報告されている(Tanabe *et al.*, 1982)ので、方解石と霏石の共生関係を染色法で調べた。その結果、両者は早期晶出鉱物の集合体中に少量生じているが、霏石と方解石の晶出前後関係を示す組織は認められなかった。

アルカリ角閃石(タラマ閃石およびマグネシオカトホル閃石)は、早期晶出鉱物集合体中では、フェンジャイト、アルカリ輝石(ひすい輝石)、および炭酸塩鉱物などを取り囲んで産する。アルカリ角閃石の量比も試料間で著しく変化し、まったくアルカリ角閃石を含まないものから、薄片がほぼすべてアルカリ角閃石で埋められ、アルカリ輝石(ひすい輝石)をごくわずかしかならないものまである。アルカリ角閃石は青緑色-淡緑色の強い多色性を示し、自形-半自形で顕著な累帯構造は示さない。一方、転石のハイアロクラスタイトの塊状部にはホルンブレンドが認められる場合がある。また、Tanabe *et al.* (1982)は、タラマ閃石の一部が藍閃石に置換されていることを記載している。

a-2. 晶出時期の遅い鉱物組み合わせ

晶出時期の遅い鉱物組み合わせは、パンペリー石+緑泥石+曹長石+チタン石±緑れん石±アルカリ輝石(主にオンファス輝石)であり(Table 1)、パンペリー石と曹長石が圧倒的に多い。パンペリー石は数 100 μm 径の針状結晶集合体をなす。緑色黒雲母および燐灰石の晶出時期については不明であるが、緑色黒雲母は径 0.1 mm 程度で、フェンジャイトとアルカリ輝石(ひすい輝石)が接する境界にフィルム状に生じている。

b. パーガス閃石岩

パーガス閃石岩の鉱物組み合わせは、ホルンブレンド(パーガス閃石)±アルカリ角閃石(タラマ閃石)+緑れん石+パンペリー石+緑泥石+曹長石+チタン石であり(Table 1; Fig. 4E)、主にホルンブレンド(パーガス閃石)からなる黒色部と、主に緑れん石およびチタン石からなる淡黄緑色部とが幅 2-3 mm の弱い縞状構造をなす完品質岩である。原岩を推定できる組織は認められない。

ホルンブレンドは、最大粒径約 1 mm で、緑色から淡緑色の多色性を示す。半自形柱状で顕著な累帯構造はなく、化学組成はほぼ均質である。ホルンブレンド中のクラックやリムの一部には、最大径 0.3 mm ほどの青緑色~淡褐色の多色性を示すアルカリ角閃石が生じている(Fig. 4E)。緑れん石は大きさ 0.1-1 mm の粒状~短柱状を呈する。パンペリー石および緑泥石は長さ 0.2 mm 程度の繊維状集合体として、ホルンブレンドや緑れん石の粒間を充填する。曹長石は大きさ 0.1 mm 程度の等粒状を呈し、他の鉱物の粒間にまれに認められる。また、脈状に産する場合もある。チタン石は径 0.2 mm ほどの自形を呈し、散在する場合が多いが、粗粒な岩相では最大 0.5 mm ほどになり、ホルンブレンドや緑れん石の粒間を埋めて産する場合

も認められる。

縞状構造に垂直に切断した薄片では、角閃石や緑れん石の長軸は縞状構造と平行に弱く定向配列するが、縞状構造に平行に切断した薄片では定向配列は見らず、勝手な方向を向いている。さらに、剪断センスを示すような変形構造も認められない。

c. さくろ石-緑れん石岩

パーガス閃石岩から漸移するさくろ石-緑れん石岩は、淡黄色の緑れん石からなる部分を基質とし、最大径 1 cm に達するさくろ石を含む岩石である(Fig. 3C)。その鉱物組み合わせは、さくろ石+緑れん石+緑泥石+チタン石±キュムリ石である(Table 1)。さくろ石や緑れん石の粒間は、緑泥石やチタン石で埋められている。さくろ石は光学的に等方性の部分と異方性の部分からなり、後者はセクター構造ないしは不規則な網目状を呈して産する(Fig. 4F)。キュムリ石 $[\text{BaAl}_2\text{Si}_2(\text{O}, \text{OH})_8 \cdot \text{H}_2\text{O}]$ は緑れん石の粒間にまれに認められる。

V. 鉱物化学組成

1. 分析方法

鉱物化学組成は国立科学博物館のエネルギー分散型マイクロプローブ(EDS, JEOL5400 型 SEM + LINK QX2000 システム)により分析した。分析条件は Yokoyama *et al.* (1993)に従った。緑色岩コンプレックスを構成する各岩体の主要構成鉱物の代表的な化学組成を Table 2 に示す。輝石は Droop (1987)の方法により Fe^{3+} と Fe^{2+} を計算し、分類は Morimoto (1989)に従った。角閃石における Fe^{3+} と Fe^{2+} の計算と分類は、Leake *et al.* (2004)に準拠した Mogessie *et al.* (2004)のプログラムを使用した。雲母の Fe は、すべて Fe^{2+} として扱った。さくろ石は Muhling and Griffin (1991)に準拠した Arai (2010)のプログラムで Fe^{3+} と Fe^{2+} を計算し、端成分組成を求めた。

2. 分析結果

a. 輝石

御荷鉾緑色岩模式地である西御荷鉾山周辺の玄武岩質枕状溶岩中の残存単斜輝石は、 $\text{O}=6$ としたとき、 $\text{Ti} \leq 0.03$, $\text{Al}^{\text{IV}} = 0.01-0.10$, $\text{Cr} \leq 0.01$, $X_{\text{Mg}} [= \text{Mg}/(\text{Mg} + \text{Fe}^{2+})] = 0.77-0.92$ の普通輝石-透輝石の組成を示す(Table 2, Aug, AM123; Fig. 5A)。調査地域周囲に分布する御荷鉾緑色岩類火砕岩に含まれる残存単斜輝石は、1 点のみの分析であるが、 $\text{Ti}=0.02$, $\text{Al}^{\text{IV}}=0.09$, $\text{Cr}=0.02$, $X_{\text{Mg}}=0.83$ の普通輝石に区分される(Fig. 5A)。

アクチノ閃石岩に含まれる残存単斜輝石も、 $\text{O}=6$ としたとき、 $\text{Ti} \leq 0.05$, $\text{Al}^{\text{IV}} \leq 0.16$, $\text{Cr} \leq 0.02$, $X_{\text{Mg}} = 0.68-0.94$ の普通輝石~透輝石に区分され、御荷鉾緑色岩類のものと重複した組成範囲を示す(Table 2, Aug, KS37; Fig. 5A)。御荷鉾緑色岩類およびアクチノ閃石岩の両者とも、Maruyama (1981)の Al_2O_3 - TiO_2 図上ではソレアイト系列の領域に入る(Fig. 6)。一方、アクチノ閃石岩の緑泥石ク

Table 2. Representative compositions of minerals in Mikabu greenstones and greenstone complex

	Pyroxenes							Amphiboles			
	Aug	Aug	Aug	Omp	Omp	Jd	Agt	Act	Act	Ed	Act
	Mikabu		Matrix		Greenstone blocks			Mikabu		Matrix	
	Pillow AM123	Pyro. KS84	Act R. KS37 KS38		Massive KS12			Pillow AM125	Pyro. KS84	Act R. KS16 KS37	
SiO ₂	52.38	51.82	50.44	55.36	56.04	59.63	53.24	57.28	53.05	50.39	55.41
TiO ₂	0.28	0.64	0.64	0.39	0.40	0.00	0.00	0.00	0.00	0.31	0.00
Al ₂ O ₃	2.54	2.46	4.34	4.81	12.14	23.78	5.80	0.61	3.58	6.18	1.66
Cr ₂ O ₃	0.37	0.72	0.60	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
FeO*	6.55	7.19	7.26	8.26	12.62	1.65	16.22	9.09	12.03	9.53	7.64
MnO	0.00	0.00	0.00	0.00	0.40	0.00	0.80	0.00	0.34	0.33	0.00
MgO	16.95	18.05	15.22	9.87	1.81	0.00	4.04	18.64	15.33	17.10	19.15
CaO	20.27	18.43	21.24	17.76	5.32	0.67	11.10	12.08	11.10	12.89	12.31
Na ₂ O	0.56	0.00	0.00	4.12	11.52	14.61	7.48	1.27	1.66	2.01	1.15
K ₂ O	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.20	0.21	0.00
BaO	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd
Total (wt%)	99.89	99.29	99.73	100.57	100.25	100.32	98.68	98.97	97.29	98.95	97.32
Si	1.915	1.912	1.868	2.014	1.997	2.015	1.995	7.974	7.642	7.155	7.811
Ti	0.008	0.018	0.018	0.011	0.011	0.000	0.000	0.000	0.000	0.033	0.000
Al											
Al ^{IV}	0.085	0.088	0.132	0.000	0.003	0.000	0.005	0.026	0.358	0.845	0.189
Al ^{VI}	0.024	0.018	0.057	0.206	0.506	0.947	0.251	0.074	0.250	0.189	0.087
Cr	0.011	0.021	0.018	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Fe*											
Fe ³⁺	0.075	0.014	0.022	0.035	0.272	0.000	0.297	0.003	0.117	0.051	0.046
Fe ²⁺	0.125	0.208	0.203	0.216	0.104	0.047	0.211	1.056	1.332	1.080	0.855
Mn	0.000	0.000	0.000	0.000	0.012	0.000	0.025	0.000	0.041	0.040	0.000
Mg	0.924	0.993	0.840	0.535	0.096	0.000	0.226	3.868	3.292	3.620	4.024
Ca	0.794	0.728	0.843	0.692	0.203	0.024	0.446	1.802	1.713	1.961	1.859
Na	0.040	0.000	0.000	0.291	0.796	0.957	0.543	0.343	0.464	0.553	0.314
K	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.037	0.038	0.000
Ba											
Total	4.000	4.000	4.000	4.000	4.000	3.990	4.000	15.146	15.246	15.565	15.185
O	6	6	6	6	6	6	6	23	23	23	23

Act, actinolite; Agt, aegirine-augite; Aug, augite; Bt, biotite; Cym, cymrite; Ed, edenite; Fpa, ferropargasite; Grt, garnet (iso, isotropic; aniso, anisotropic); Jd, jadeite; Mkt, magnesiohastatopholite; Omp, omphacite; Phl, phlogopite; Phn, phengite; Prg, pargasite; Trm, taramite; Act R., actinolite rocks; GrtEp R., garnet-epidote rocks; Hyalo., hyaloclastite; Massive, massive lava; Pillow, pillow lava; Prg R., pargasite rocks; Pyro., pyroclastics; nd, not determined.

FeO* is total FeO.

Fe* is total Fe.

Fe³⁺ and Fe²⁺ were calculated by Droop's (1987) method for pyroxenes, Mogessie *et al.*'s (2004) software for amphiboles, and Arai's (2010) software for garnets.

ロット中のアルカリ輝石は、O=6としたとき、Ti≤0.02, Al^{IV}≤0.02, $X_{Mg}=0.66-0.80$, $X_{Jd}=[Al^{IV}/(Na+Ca)]=0.11-0.39$, $X_{Ac}=[Fe^{3+}/(Na+Ca)]≤0.11$ のオンファス輝石であり、Crは検出されない(Table 2, Omp, KS38; Fig. 5B)。

含ひすい輝石変玄武岩質溶岩類に含まれる輝石には、主にひすい輝石とオンファス輝石とがある(Fig. 5B)。O=6としたとき、Ti≤0.02, Al^{IV}≤0.04, $X_{Jd}=0.19-1.00$, $X_{Ac}≤0.33$ であり、Crは検出されない。ひすい輝石は1つの粒子内で複雑な組成変化を示し(Fig. 4D)、一般に、濃緑色を呈する中心部でエジリン端成分に富み、一部はオンファ

ス輝石に区分される(Table 2, Omp, KS12, $X_{Jd}=0.51$, $X_{Ac}=0.27$)。淡緑色を呈するリムに向かい、ほぼひすい輝石端成分となる(Table 2, Jd, KS12; Fig. 5B, $X_{Jd}=0.96$, $X_{Ac}=0.00$)。ひすい輝石がパンベリー石や曹長石と接する場合には、ひすい輝石の縁にオンファス輝石～エジリン～オージャイト(Table 2, Agt, KS12, $X_{Jd}=0.25$, $X_{Ac}=0.30$)が成長している(Figs. 4D and 5B)。この組成は、アクチノ閃石岩の緑泥石クロット中に認められるオンファス輝石よりもややエジリン成分に富むが、一部は重複する(Fig. 5B)。

b. 角閃石

西御荷鉾山周辺の御荷鉾緑色岩玄武岩質枕状溶岩および

Table 2. (Continued)

	Amphiboles				Others					
	Trm	Mkt	Fpa	Trm	Phn	Bt	Phl	Grt-iso	Grt-aniso	Cym
	Greenstone blocks									
	Massive KT0201	Hyal. KS50	Prg R. KS28 KS28		Massive KS49	Pillow KS06	Hyal. KS50	GrtEp R. KS72 KS59 KS72		
SiO ₂	39.08	46.71	40.73	40.16	52.90	37.27	38.16	38.50	35.21	32.47
TiO ₂	0.46	0.73	0.54	0.00	0.00	0.27	0.67	0.00	1.07	nd
Al ₂ O ₃	13.71	8.25	12.48	11.91	23.59	15.36	13.77	19.53	7.70	26.05
Cr ₂ O ₃	0.00	0.37	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
FeO*	23.49	11.19	19.06	24.57	3.72	21.84	12.61	4.08	20.78	nd
MnO	0.48	0.29	0.48	0.40	0.00	0.58	0.00	0.00	0.88	nd
MgO	5.67	14.23	8.38	5.43	3.33	10.15	17.63	0.00	0.00	nd
CaO	7.59	8.78	10.85	6.52	0.00	0.00	0.00	37.00	32.58	nd
Na ₂ O	4.14	4.09	2.69	4.03	0.00	0.00	0.00	nd	nd	nd
K ₂ O	1.92	0.35	1.15	3.45	11.45	10.19	10.31	nd	nd	0.28
BaO	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	40.61
Total (wt%)	96.54	94.99	96.36	96.46	94.99	95.66	93.15	99.11	98.22	99.41
Si	6.065	6.936	6.288	6.277	3.572	2.877	2.894	2.956	2.880	2.044
Ti	0.054	0.082	0.063	0.000	0.000	0.016	0.038	0.000	0.066	
Al										1.933
Al ^{IV}	1.935	1.064	1.712	1.723	0.428	1.123	1.106	0.044	0.120	
Al ^{VI}	0.573	0.380	0.559	0.471	1.450	0.275	0.124	1.723	0.623	
Cr	0.000	0.043	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Fe*					0.210	1.410	0.800			
Fe ³⁺	1.002	0.280	0.256	1.163				0.262	1.311	
Fe ²⁺	2.047	1.109	2.205	2.048				0.000	0.110	
Mn	0.063	0.036	0.063	0.053	0.000	0.038	0.000	0.000	0.061	
Mg	1.312	3.150	1.929	1.265	0.335	1.168	1.992	0.000	0.000	
Ca	1.262	1.397	1.795	1.090	0.000	0.000	0.000	3.044	2.856	
Na	1.246	1.177	0.805	1.221	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	
K	0.380	0.066	0.226	0.688	0.987	1.004	0.997			0.023
Ba										1.002
Total	15.939	15.720	15.901	15.999	6.982	7.910	7.952	8.029	8.027	5.001
O	23	23	23	23	11	11	11	12	12	8

調査地域周囲の御荷鉾緑色岩類火砕岩に含まれる角閃石は、 $O = 23$ のとき、 $Si = 6.54-7.97$, Na_B (B 席の Na) $= 0.03-0.48$, $(Na + K)_A$ (A 席の Na および K) $= 0.03-0.71$, $Ti \leq 0.28$ のカルシウム角閃石であり (Figs. 7A-7C), ほとんどはアクチノ閃石-マグネシオホルンブレンドに区分され、わずかにエデン閃石を含む (Table 2, Act, AM125, KS84; Figs. 7D-7E)。緑色岩コンプレックスの基質部をなすアクチノ閃石岩の角閃石も、 $O = 23$ のとき、 $Si = 6.97-7.98$, $Na_B \leq 0.40$, $(Na + K)_A = 0.09-0.69$, $Ti \leq 0.05$ のカルシウム角閃石 (Figs. 7A-7C) であり、アクチノ閃石-マグネシオホルンブレンド、またはエデン閃石の組成をもつ (Table 2, Ed, KS16, Act, KS37; Figs. 7D-7E)。

含むすい輝石変玄武岩質溶岩類に認められる角閃石は、 $O = 23$ のとき、 $Si = 5.98-7.02$, $Na_B = 0.49-0.97$, $(Na + K)_A = 0.69-1.00$, $Ti = 0.04-0.11$ で、ほぼすべてがナトリウム-カルシウム角閃石 (Figs. 7A-7C) のタラマ閃石またはマグネシオカトホル閃石に区分される (Table 2, Trm, KT0201,

Mkt, KS50; Fig. 7F)。1 点のみエデン閃石に区分されるものがある (Fig. 7E) が、 $Na_B = 0.49$ であり、組成上の大きな違いはない。

パーガス閃石岩に含まれる角閃石は、 $O = 23$ のとき、 $Si = 5.84-6.43$, $Na_B = 0.04-0.91$, $(Na + K)_A = 0.81-0.99$, $Ti \leq 0.18$ であり、ほとんどはカルシウム角閃石であるが、一部はナトリウム-カルシウム角閃石に区分される (Figs. 7A-7C)。カルシウム角閃石は主にパーガス閃石-フェロパーガス閃石 (Table 2, Fpa, KS28; Fig. 7E) からなり、ごくまれにヘスティングス閃石の組成を示す部分が認められる (Fig. 7E)。ナトリウム-カルシウム角閃石はパーガス閃石のクラックやリム (Fig. 4E) の一部に認められ、タラマ閃石の組成を示す (Table 2, Trm, KS28; Fig. 7F)。

c. 雲母

含むすい輝石変玄武岩質溶岩類のうち、ハイアロクラスタイトの基質部分に多量に存在する雲母は、 $O = 11$ としたときに $Si = 2.86-2.93$, $Al^{IV} = 1.07-1.14$, $Ti = 0.02-0.06$,

Fig. 5. End-member compositions of clinopyroxenes in the greenstone complex, Mikabu pyroclastics, and Mikabu pillow lava (Mt. Nishi-Mikabo). The classification of clinopyroxenes is based on Morimoto (1989). (A) Wo-En-Fs diagram for relic pyroxenes in actinolite rocks, Mikabu pyroclastics, and Mikabu pillow lava. Wo, wollastonite; En, enstatite; Fs, ferrosilite. (B) Q-Jd-Ae diagram for Na and Ca-Na pyroxenes in jadeite-bearing meta-basaltic lavas and actinolite rocks. Q, quadrilateral component (Wo, En, Fs); Jd, jadeite; Ae, aegirine.

Fig. 6. Al_2O_3 (wt%) versus TiO_2 (wt%) plot of relic clinopyroxene compositions [$\text{Fe}/(\text{Fe} + \text{Mg}) < 0.25$] for actinolite rocks, Mikabu pyroclastics, and Mikabu pillow lava (Mt. Nishi-Mikabo). See Figure 1 for sample localities. TH, tholeiite rock series; A, alkali rock series. Compositional boundaries between TH and A are after Maruyama (1981).

$X_{\text{Mg}} = \text{Mg}/(\text{Mg} + \text{Fe}^* (\text{全鉄})) = 0.71-0.73$ となる金雲母である (Table 2, Phl, KS50)。また、晶出時期の早い鉱物組み合わせに認められるフェンジャイトは、 $\text{O} = 11$ としたとき $\text{Si} = 3.39-3.70$, $\text{Al}^{\text{IV}} = 0.30-0.61$, $X_{\text{Mg}} = 0.46-0.68$ の範囲の組成を持つ (Table 2, Phn, KS49)。これらフェンジャ

イトのソーダ雲母成分 (Na) は、分析した 60 点のうち 1 点のみで検出されたが、 $X_{\text{Na}} = [\text{Na}/(\text{Na} + \text{K})]$ はわずか 0.06 であった。緑色黒雲母は、 $\text{O} = 11$ としたときに $\text{Si} = 2.52-3.03$, $\text{Al}^{\text{IV}} = 0.97-1.48$, $\text{Ti} = 0.02$, $X_{\text{Mg}} = 0.36-0.46$ の組成範囲を示す (Table 2, Bt, KS06)。

d. さくろ石

さくろ石緑れん石岩中のさくろ石は、等方性と異方性の両者があるが、どちらも化学組成的にはグランドイト系さくろ石である。等方性の部分 (Table 2, Grt-iso, KS72) はグロッシュラー成分が 88.0–91.3%，アンドラダイト成分が 8.7–12.0%，ショーロマイト成分が最大 0.9% を示すのに対し、異方性を示す部分はグロッシュラー成分が 40.4–74.7%，アンドラダイト成分が 22.8–51.9%，ショーロマイト成分が最大 5.9%，パイロプ成分が最大 2.0%，アルマンディン成分が最大 9.3%，スペッサルティン成分が最大 1.8% である (Table 2, Grt-aniso, KS59)。異方性を示す部分では、BEI 上で化学組成が異なる微細なラメラ組織が認められた。

e. その他

さくろ石-緑れん石岩に認められるキュムリ石は、ほとんど K を含まない (Table 2, Cym, KS72)。その無水トータル値は 99.41% であり、キュムリ石の理想化学式から期待される無水トータル値 (95.42%) より大分大きい。しかし江坂ら (1996) は、フーリエ変換赤外分光法による分析で本岩からキュムリ石の産出を報告し、その無水トータル値が 97–98% であることを述べている。

Fig. 7. Compositional variations for amphiboles in the greenstone complex and surrounding Mikabu greenstones. The structural formula of amphibole was calculated based on 23 oxygens, using Mogessie *et al.*'s (2004) software to estimate ferric and ferrous irons. Classification of amphiboles is based on Leake *et al.* (2004). (A) Plot of $(Ca + Na)_B$ versus Na_B cations (atoms per formula unit) in the *B*-site of the crystal lattice of amphibole crystals. (B) Plot of Ca_B in the *B*-site versus $(Na + K)_A$ in the *A*-site of amphibole crystals. (C) Plot of $(Na + K)_A$ in the *A*-site versus Na_B in the *B*-site of amphibole crystals. (D) and (F) Plots of Si in the *T*-site of amphibole crystals vs. $Mg/(Mg + Fe^{2+})$ for (D) calcic amphiboles with $(Na + K)_A \geq 0.50$, (E) calcic amphiboles with $(Na + K)_A < 0.50$, and (F) sodic-calcic amphiboles with $(Na + K)_A \geq 0.50$. Solid circles with subscript 'c' indicates data from amphibole within a crack in host pargasite-ferropargasite in pargasite rocks. Prg rocks, pargasite rocks; Grt-Ep rocks, garnet-epidote rocks.

VI. 全岩化学組成

1. 測定方法

緑色岩コンプレックスを構成する岩石の化学的性質を明らかにするため、基質部を構成するアクチノ閃石岩 9 試料、緑色岩ブロックの含む輝石変玄武岩質溶岩類 8 試料、パーガス閃石岩 4 試料、ざくろ石-緑れん石岩 2 試料、およびコンプレックス周囲の御荷鉾緑色岩類火砕岩 2 試料について全岩化学組成の測定を行った。また、比較のために下仁田地域東方約 10 km の西御荷鉾山 (Fig. 1) 付近

に分布する玄武岩質枕状溶岩 2 試料に関しても分析を行った。アクチノ閃石岩には軟質な部分と固結した部分とがあるが、両者の鏡下での組織や鉱物組み合わせは同じであるため、露頭で玉状に残っている固結部分を分析試料とした。測定には鳴門教育大学の理学電機工業 RIX-2000 蛍光 X 線分析装置を用いた。主成分の測定にはガラスビード法を、微量成分の測定には粉末プレス法を用い、測定条件および補正法は村田 (1993) に従った。分析試料の採取位置は Figure 2 に示す。

Table 3. Representative whole-rock compositions of Mikabu greenstones and greenstone complex

	Mikabu				Matrix of greenstone complex							
	Pillow lava		Pyroclastics		Actinolite rocks							
	AM123	AM125	KS84	KS85	KS01	KS16	KS17	KS37	KS47	KS55	KS75	KS80
SiO ₂ (wt%)	46.39	46.87	46.88	45.29	42.97	42.16	40.80	42.58	41.24	45.45	44.69	44.16
TiO ₂	0.38	0.48	1.73	1.98	1.46	0.58	0.74	0.52	0.63	1.49	1.48	1.12
Al ₂ O ₃	17.47	14.31	10.73	15.68	8.77	9.99	11.58	9.12	9.98	9.79	8.37	7.99
Fe ₂ O ₃ *	7.21	8.73	13.18	14.21	12.73	11.56	11.78	11.31	11.84	13.30	12.90	12.18
MnO	0.11	0.16	0.17	0.22	0.17	0.16	0.16	0.15	0.15	0.17	0.16	0.16
MgO	7.98	9.82	12.31	5.99	19.26	21.97	19.41	21.55	23.18	15.61	18.60	20.98
CaO	15.34	16.47	10.21	11.38	8.70	6.81	8.35	9.36	6.29	9.27	8.63	8.03
Na ₂ O	2.36	1.18	1.99	1.78	1.65	1.13	1.74	0.63	0.50	1.26	1.06	0.92
K ₂ O	0.05	0.06	0.08	0.16	0.10	0.18	0.11	0.09	0.10	0.08	0.13	0.11
P ₂ O ₅	0.03	0.03	0.12	0.16	0.09	0.04	0.03	0.09	0.03	0.11	0.11	0.09
Total	97.32	98.11	97.40	96.85	95.90	94.58	94.70	95.40	93.94	96.53	96.13	95.74
Ce (ppm)	11.6	7.1	12.2	10.5	11.8	10.4	10.4	9.7	10.9	15.5	13.9	12.3
Cr	231.8	840.8	903.9	178.2	1539.8	1776.9	2258.7	2171.6	2237.3	1166.0	1449.6	1426.3
Nb	0.3	0.62	3.2	3.2	1.9	0.9	0.8	0.5	1.0	2.4	1.9	1.9
Ni	128.5	171	347.2	67.9	886.4	899.9	857.6	1127.6	1102.7	602.3	821.9	1056.3
Pb	nd	nd	nd	0.6	nd	nd	nd	nd	nd	0.3	nd	nd
Rb	3.3	2.9	3.2	4.7	2.7	4.9	4.7	3.3	3.2	2.9	4.8	3.1
Sr	439.7	570.4	133.6	189.5	75.6	50.0	50.6	42.1	36.3	293.7	83.5	69.6
Th	nd	0.27	nd	0.2	nd	nd	0.1	nd	nd	0.7	1.2	nd
Y	12.2	13.6	16.4	25.8	14.9	13.8	14.5	13.2	12.7	16.9	15.3	14.8
Zr	15.2	30.7	81.9	122.0	63.9	17.2	26.9	14.9	22.1	72.4	66.8	50.1
Ba	50.7	50.6	35.1	51.3	32.8	40.7	41.3	46.0	38.7	48.7	41.7	37.0

Grt-Ep R., garnet-epidote rocks; Hyalo, hyaloclastite (F, fragment; M, matrix); Prg R., pargasite rocks; nd, not determined.

Fe₂O₃* is total Fe₂O₃.

Sample numbers with an asterisk are jadeite-bearing specimens.

Table 3. (Continued)

	Greenstone blocks											
	Pillow lava			Massive lava			Hyalo-F	Hyalo-M	Prg R.		Grt-Ep R.	
	KS02*	KS06*	KS34*	KS13*	KS48*	KS49*	KS50A	KS50B*	KS29	KS57	KS27	KS59
SiO ₂ (wt%)	49.36	53.65	44.38	52.93	53.35	52.49	47.25	43.70	37.95	37.80	36.39	34.36
TiO ₂	1.64	1.30	2.58	1.35	1.62	1.31	3.26	1.19	2.96	1.73	1.52	7.39
Al ₂ O ₃	19.08	17.34	14.58	17.40	16.29	17.66	10.97	11.79	15.61	16.19	16.22	14.03
Fe ₂ O ₃ *	7.26	7.96	15.37	8.21	10.14	8.37	8.32	12.09	16.45	20.32	14.03	15.21
MnO	0.16	0.16	0.21	0.17	0.20	0.15	0.14	0.17	0.20	0.20	0.26	0.14
MgO	1.88	1.74	4.54	1.90	2.04	1.71	9.42	15.07	7.25	7.56	5.08	6.31
CaO	8.54	4.40	9.06	3.80	4.21	3.67	10.18	5.39	14.18	10.14	19.68	16.38
Na ₂ O	4.40	10.07	5.98	9.63	8.77	8.95	5.07	2.97	1.82	3.54	0.81	1.08
K ₂ O	3.38	1.57	0.53	2.00	0.58	2.87	2.29	4.80	0.59	0.81	0.03	0.04
P ₂ O ₅	0.57	0.84	0.83	0.67	1.02	0.75	1.91	0.32	0.04	0.11	1.78	0.36
Total	96.27	99.03	98.06	98.06	98.22	97.93	98.81	97.49	97.05	98.40	95.80	95.30
Ce (ppm)	63.8	40.0	65.0	48.9	57.1	51.3	97.1	15.6	52.5	146.5	63.3	91.3
Cr	nd	nd	nd	nd	nd	nd	36.7	1101.8	281.3	63.5	11.4	617.1
Nb	31.2	25.1	33.4	24.1	30.8	24.0	56.4	11.2	40.6	16.3	40.9	132.5
Ni	0.1	nd	nd	nd	nd	nd	62.0	519.4	118.7	68.2	12.5	146.5
Pb	nd	1.7	nd	2.6	2.8	0.1	0.2	nd	0.2	nd	3.0	nd
Rb	47.9	33.6	9.6	49.4	18.6	52.5	44.6	86.5	7.7	9.2	3.4	5.1
Sr	3870.3	1009.3	307.1	234.2	430.3	398.6	450.0	120.7	305.5	297.6	3823.8	1069.7
Th	1.8	2.0	3.1	1.5	1.7	2.1	4.8	1.4	2.2	16.3	3.0	6.7
Y	25.1	20.9	18.6	21.7	24.5	22.6	34.3	18.5	27.1	22.1	21.7	26.5
Zr	226.7	242.4	318.9	263.8	307.2	245.4	305.9	180.9	250.1	570.3	155.4	528.9
Ba	871.5	465.6	89.6	440.0	346.7	973.6	102.0	222.4	126.3	375.6	558.0	72.0

2. 測定結果

本地域の御荷鉾緑色岩類および緑色岩コンプレックスは変成作用を受けており、主成分は原岩の組成を保持しているとは考えにくい。そこで、変質作用や変成作用で移動しにくいと考えられている HFS 元素を用いて、御荷鉾緑色岩類および緑色岩コンプレックス原岩の推定を行った。ここでは、玄武岩に相当すると考えられる緑色岩類の化学組成を Pearce (1996) の Nb/Y-Zr/TiO₂ 図 (Fig. 8) 及び Tatsumi *et al.* (1998) の Nb/Zr-Nb/Y 図 (Fig. 9) にプロットした結果を示す。

(1) 周囲の御荷鉾緑色岩類溶岩および火砕岩

西御荷鉾山周辺の玄武岩質枕状溶岩の主成分組成を Table 3 (AM123 および AM125) に示す。Nb/Y-Zr/TiO₂ 図では玄武岩に分類される (Fig. 8)。Nb/Zr 比および Nb/Y 比は両方とも低く、Tatsumi *et al.* (1998) の判別図上で MORB の組成範囲にプロットされる (Fig. 9)。

一方、緑色岩コンプレックス周囲の御荷鉾緑色岩類火砕岩の主成分組成 (Table 3, KS84 および KS85) は、Uchida (1981) により報告された関東山地北縁部の御荷鉾緑色岩類火砕岩とほぼ同様の組成を示す。Nb/Zr 比および Nb/Y 比はともに低く、MORB 的な値を示す (Fig. 9)。

(2) 緑色岩コンプレックス-基質部のアクチノ閃石岩

Table 3 (KS01, 16, 17, 37, 47, 55, 75, 80) に示すように、アクチノ閃石岩の主成分組成は、Al₂O₃ および MgO を除くとばらつきも少なく、よくまとまった組成範囲を示す。これに対し、Al₂O₃ および MgO のばらつきは大きく、MgO は特に大きい傾向がある。周囲の御荷鉾緑色岩類火砕岩と比較すると、主成分では Al₂O₃ と CaO がやや低く、MgO が高い傾向があり、微量成分に関しては Cr および Ni に非常に富み、Nb および Zr がやや乏しいことを特徴とする。Nb/Zr および Nb/Y 比は両方とも低く、MORB 的な組成範囲である (Fig. 9)。

(3) 緑色岩コンプレックス-緑色岩ブロック

a. 含むすい輝石変玄武岩質溶岩類

含むすい輝石変玄武岩質溶岩類の化学組成 (Table 3; KS02, 06, 34, 13, 48, 49, 50A, 50B) は、枕状溶岩と塊状溶岩とで明瞭な差はなく、Na₂O が最大 10.1 wt% に達することを特徴とする。Nb/Y-Zr/TiO₂ 図では、1 試料 (KS50B) を除きアルカリ玄武岩に区分される (Fig. 8)。微量成分では Nb, Rb, Sr, Ba に富み、Nb/Zr 比および Nb/Y 比が高く、そのほとんどが非 HIMU の海洋島玄武岩 (OIB) の組成領域に入る (Fig. 9)。

b. パーガス閃石岩およびざくろ石-緑れん石岩

パーガス閃石岩およびそれから漸移するざくろ石-緑れん石岩は、火成岩を示す原岩組織を示さなかったが、化学組成 (Table 3; KS29, 57, 27, 59) から火成岩の特徴を示さないと言える。

Fig. 8. Nb/Y versus Zr/TiO₂ discrimination diagram for jadeite-bearing meta-basaltic lavas, Mt. Nishi-Mikabu pillow lava, actinolite rocks, Mikabu pyroclastics (this study), and Hawaiian alkali-basalts (West *et al.*, 1988; Frey *et al.*, 1991; Kennedy *et al.*, 1991; Wolfe *et al.*, 1997; Wanless *et al.*, 2006). This diagram, developed by Winchester and Floyd (1977) and revised by Pearce (1996), can be used to discriminate rock types even in the case of altered samples.

Fig. 9. Nb/Zr versus Nb/Y plot for jadeite-bearing meta-basaltic lavas, Mt. Nishi-Mikabu pillow lava, actinolite rocks, Mikabu pyroclastics (this study), and Hawaiian alkali-basalts (West *et al.*, 1988; Frey *et al.*, 1991; Kennedy *et al.*, 1991; Wolfe *et al.*, 1997; Wanless *et al.*, 2006). Heavy line shows the boundary between superplume and normal hotspot lavas; thin line shows the boundary between HIMU and non-HIMU lavas, according to Tatsumi *et al.* (1998). Shaded areas show the compositional range of type 1, 2, and 3 greenstones in Shikoku, after Ozawa *et al.* (1999). Jd, jadeite.

VII. 考察

1. 緑色岩コンプレックスを構成する岩石の起源

これまで述べてきた、地質構造、全岩化学組成、鉱物化学組成の 3 つの結果から、緑色岩コンプレックスを構成する岩石の起源を推定した。

a. 地質構造による推定

先に述べたように、緑色岩ブロックの周囲は常に基質部のアクチノ閃石岩に取り囲まれ、周囲の御荷鉾緑色岩類と直接する関係は認められない。さらに、緑色岩ブロックと基質部のアクチノ閃石岩の境界部にも変形構造・組織はほとんど認められない。基質部のアクチノ閃石岩と周囲の御荷鉾緑色岩類の境界部は露出を欠くが、両者が入り組んで分布し、固結度や組織、アクチノ閃石の量比の点で多少の差異はあるものの、岩相上は明瞭に区別できない。さらに、緑色岩コンプレックス東端部では周囲の御荷鉾緑色岩類と断層関係にあると考えられるが(Fig. 2)、その他の場所では両者の間にも顕著な断層や破碎帯は認められない。したがって、緑色岩ブロック・基質部のアクチノ閃石岩・周囲の御荷鉾緑色岩類の3者間に構造的な不連続はなく、緑色岩コンプレックスは御荷鉾緑色岩類と同一のユニットをなすと考えられる。このことは、緑色岩コンプレックスがテクトニック・メランジュではないことを強く示唆しており、御荷鉾緑色岩類が堆積性メランジュあるいはオリストストロームであるという見解(橋本, 1989)と整合的である。

高圧型変成帯中の蛇紋岩は、その周囲の岩石と反応し、しばしば角閃石に富む岩相を生じることが報告されている(例えば Maekawa *et al.*, 2004)。そこで、見かけ上蛇紋岩メランジュと同様のブロック・イン・マトリクス構造を持ち、その基質部をなすように見える本調査地域のアクチノ閃石岩も、蛇紋岩が周囲の岩石と反応してできた可能性が疑われる。しかし、緑色岩コンプレックスの基質部をなすアクチノ閃石岩は、周囲の御荷鉾緑色岩類火砕岩に比べてCrやNiに富むものの、クロムスピネル等の超塩基性岩起源の残存鉱物がまったく見られず、逆に残存単斜輝石など、下仁田地域の周囲の御荷鉾緑色岩類火砕岩と共通の残存鉱物が見られる。さらに、蛇紋岩として残存する部分がまったく見られないこと、曹長岩などの蛇紋岩メランジュに特徴的な岩石を伴わないことから、アクチノ閃石岩が蛇紋岩の変質の結果形成された可能性は低い。

b. 全岩化学組成による推定

一般に、緑色岩は原岩の化学組成から何らかの元素移動を被っており、非変成火山岩の場合のような SiO_2 -総アルカリ図による岩系区分(例えば MacDonald and Katsura, 1964)を利用することはできない。先に述べた通り、緑色岩ブロックの含ひすい輝石変玄武岩質溶岩類は Na_2O が最大10.1 wt%に達し、典型的なOIB起源アルカリ玄武岩であるハワイ島のアルカリ玄武岩(Na_2O 量2.42–5.47 wt%; West *et al.*, 1988; Frey *et al.*, 1991; Kennedy *et al.*, 1991; Wolfe *et al.*, 1997; Wanless *et al.*, 2006; Figs. 8 and 9)に比べ、より Na_2O に富んでいる。この化学組成が原岩のものとするれば、Le Bas *et al.* (1986)のTASダイアグラムではテフリフォノライト(KS06, 13, 49), 粗面安山岩(KS48), 玄武岩質粗面安山岩(KS02), ベイサナイトまたはテフライト(KS34, 50A, 50B)という特殊な岩石に区分されてしま

う。したがって、含ひすい輝石変玄武岩質溶岩類は少なからず Na_2O の富化を受けたと考えるのが自然であろう。そこで、以下の議論では変質作用で移動しにくいと考えられているHFS元素を用いて原岩を推定する。

含ひすい輝石変玄武岩質溶岩類は、Nb/Y-Zr/TiO₂図(Fig. 8)ではアルカリ玄武岩に、Nb/Zr-Nb/Y図(Fig. 9)ではOIB組成のアルカリ岩に区分される。一方、周囲の御荷鉾緑色岩類である西御荷鉾山の玄武岩質枕状溶岩(Table 3)は、Nb/Y-Zr/TiO₂図(Fig. 8)で玄武岩に区分され、Nb/Zr-Nb/Y図(Fig. 9)でMORBの領域に入る。緑色岩コンプレックス基質部のアクチノ閃石岩は、その組織から火砕岩起源と考えられるが、周囲の御荷鉾緑色岩類火砕岩とともにNb/Y-Zr/Ti図(Fig. 8)では玄武岩質、Nb/Zr-Nb/Y図(Fig. 9)ではMORB質の特徴を示す。小澤ら(1999)は全岩化学組成の特徴から四国剣山地域の御荷鉾緑色岩類をタイプ1(MORB起源)、タイプ2(ハワイ類似のOIB起源)、タイプ3(ポリネシア類似のHIMU起源)の3つに区分した(Fig. 9)。そして、斑晶の晶出順序や全岩化学組成の特徴から、剣山地域の御荷鉾緑色岩類は下部マントルから上昇するスーパープリュームの活動に伴う火成活動の結果生じたと考えた(小澤ら, 1999)。タイプ2緑色岩は、四国御荷鉾緑色岩類の中では例外的なアルカリ岩で、ハワイ類似のOIB起源マントルが無水パッチ融解したと仮定すると3.0 Gpa以上の高圧で形成されたものと考えられている(小澤ら, 1999)。タイプ2緑色岩は初生鉱物として橄欖石(仮像)および単斜輝石を含み、変成鉱物として蛇紋石+緑泥石+曹長石+緑れん石+アルカリ角閃石を含んだ岩石で、本地域に産する含ひすい輝石変玄武岩質溶岩類とは異なる特徴をもっているが、HFS元素の組成領域は重複している(Fig. 9)。また、周囲の御荷鉾緑色岩類である西御荷鉾山の玄武岩質枕状溶岩は、小澤ら(1999)のタイプ1緑色岩とHFS元素の組成領域がよく一致する。また、周囲の御荷鉾緑色岩類火砕岩と、緑色岩コンプレックス基質部のアクチノ閃石岩もタイプ1に似た特徴を示す(Fig. 9)。このように、緑色岩ブロックを構成する含ひすい輝石変玄武岩質溶岩類は四国剣山地域のタイプ2緑色岩と類似したHFS元素組成をもっており、御荷鉾緑色岩類に帰属できる可能性が高い。したがって、御荷鉾緑色岩類分布域の東縁にあたる関東山地においても、四国東部と同様にOIBに属するアルカリ岩(タイプ2; 小澤ら, 1999)とMORB起源の非アルカリ岩(タイプ1; 小澤ら, 1999)の両者が認められることになる。

c. 残存単斜輝石化学組成による推定

緑色岩コンプレックスの基質部をなすアクチノ閃石岩に含まれる残存単斜輝石の化学組成は普通輝石～透輝石の範囲であり(Fig. 5A), Maruyama (1981)の Al_2O_3 -TiO₂図上でソレアイト系列の領域に入る(Fig. 6)。この組成値は、御荷鉾緑色岩類模式地である調査地域東方の西御荷鉾山付近(Fig. 1)に分布する御荷鉾緑色岩類溶岩や、調査地域周

囲の御荷鉾緑色岩類火砕岩の残存単斜輝石とほぼ等しい (Figs. 5A, 6)。

d. 変成鉱物組み合わせおよび化学組成による推定

変成鉱物組み合わせの点では、周囲の御荷鉾緑色岩類(アクチノ閃石+緑れん石+緑泥石+曹長石±オンファス輝石±パンペリー石+赤鉄鉱)、緑色岩コンプレックス基質部のアクチノ閃石岩(アクチノ閃石+緑泥石+曹長石±緑れん石±パンペリー石±オンファス輝石)、緑色岩ブロックをなす含むすい輝石変玄武岩質溶岩類(晶出時期の遅い組み合わせ: パンペリー石+緑泥石+曹長石+チタン石±緑れん石±オンファス輝石)の3者で共通点がある (Table 1)。すなわち、緑泥石・曹長石・緑れん石・パンペリー石・オンファス輝石は3者ともに出現し、アクチノ閃石は御荷鉾緑色岩類とアクチノ閃石岩で共通している。

輝石の化学組成では、アクチノ閃石岩中の緑泥石クロットに含まれるオンファス輝石、含むすい輝石変玄武岩質溶岩類中のひすい輝石の縁に成長したオンファス輝石〜エジリン-オージャイトは、ほぼ重複した組成範囲を示す (Fig. 5B)。御荷鉾緑色岩類とアクチノ閃石岩に共通して出現する角閃石はアクチノ閃石〜マグネシオホルンブレンド、ないしはエデン閃石に区分されるが (Figs. 7A-7C)、組成範囲は互いに重複する (Figs. 7D-7E)。

以上述べたように、地質構造、全岩化学組成、残存単斜輝石化学組成、変成鉱物組み合わせおよび化学組成から判断すると、周囲の御荷鉾緑色岩類、緑色岩コンプレックス基質部のアクチノ閃石岩、緑色岩ブロックの3者間に後生的な構造の不連続はなく、最終的に3者全体が同一の変成作用を受け、共通した変成鉱物を生じたものと考えられる。したがって、緑色岩コンプレックスは御荷鉾ユニットの初生的内部構造であると判断される。

2. 元素移動の時期とひすい輝石の成因

これまで述べてきたように、OIB 起源の玄武岩を原岩にもつと考えられる御荷鉾緑色岩の一部に含むすい輝石変玄武岩質溶岩類が認められた。この溶岩類は典型的な OIB 起源アルカリ玄武岩であるハワイ島のアルカリ玄武岩に比べ、より Na_2O に富んでいる。また、変玄武岩質溶岩類にはひすい輝石やストロンチウム斜灰れん石、パーガス閃石岩およびざくろ石-緑れん石岩には異方性ざくろ石、キュムリ石など、御荷鉾緑色岩類には通常認められない鉱物が産する。ざくろ石の異方性を示す部分には微細なラメラ組織が認められるが、こうした特徴はしばしばスカルンに見られる (例えば宮下・今井, 1994)。さらに、パーガス閃石岩を構成するパーガス閃石も、高温条件下でスカルンに一般的な鉱物である (例えば Charles, 1980; Makino and Tomita., 1989; Sajeev *et al.*, 2009)。また、一般に K キュムリ石は低温高圧条件下で安定な変成鉱物と考えられているが (例えば Fasshauer *et al.*, 1997)、本調査地域の緑色岩ブロックに含まれるキュムリ石は K をほとんど含まない通常のキュムリ石であり、このようなものは鉱床に伴

う熱水変質の条件下でも認められている (例えば Hsu *et al.*, 1994; Moro *et al.*, 2001)。これらのことは、緑色岩ブロックの原岩が何らかの交代作用を被った可能性を示唆しており、含むすい輝石変玄武岩質溶岩類には Na の富化が生じ、それ以外の緑色岩ブロックにも何らかの元素移動が起こったと考えられる。しかし、調査地域の御荷鉾緑色岩類分布域内には熱源となるような深成岩体の貫入は認められない。したがって、これまで述べてきたように、緑色岩コンプレックスが御荷鉾ユニットの一部であると考えられる以上、緑色岩コンプレックスの形成は三波川変成作用以前であると言えるので、緑色岩ブロックに起こった元素移動も三波川変成作用以前であると推定できる。

このように、下仁田地域に分布する緑色岩ブロックは原岩に元素移動が起こり、変玄武岩質溶岩類は Na が富化したため、元素移動-三波川変成作用の間にひすい輝石が形成された可能性が高い。今のところ、緑色岩ブロックに起こった元素移動が基質部のアクチノ閃石岩にまで及んだ証拠は得られていない。しかし、含むすい輝石変玄武岩質溶岩類の内部や、基質部のアクチノ閃石岩との境界にはしばしば曹長石脈が認められ、この曹長石脈の形成と Na の富化に関係があると仮定すれば、元素移動は緑色岩コンプレックスの形成後〜三波川変成作用時に起こったと推測される。また、Na の富化ではないにせよ、基質部のアクチノ閃石岩にも元素移動の影響が及んだ可能性が生じてくる。緑色岩コンプレックスの元素移動の全容は明らかではないが、今後は元素移動の正確な時期や規模、低温部のより詳細な温度・圧力条件の推定を検討する必要がある。

VIII. まとめ

(1) 関東山地下仁田地域の御荷鉾緑色岩類南縁部には、基質部のアクチノ閃石岩と緑色岩ブロック(含むすい輝石変玄武岩質溶岩類、およびパーガス閃石岩とそれから漸移するざくろ石-緑れん石岩)からなる緑色岩コンプレックスが分布する。

(2) 緑色岩ブロック中の含むすい輝石変玄武岩質溶岩類の原岩は、OIB 起源のアルカリ玄武岩質溶岩であり、四国剣山地域の御荷鉾緑色岩類タイプ2に相当する。基質部のアクチノ閃石岩および周囲の御荷鉾緑色岩類はソレアイト質玄武岩質で、四国剣山地域の御荷鉾緑色岩タイプ1に相当する。

(3) 基質部のアクチノ閃石岩は、断層岩に見られるような強い変形を受けていない。また、残存単斜輝石や角閃石は関東山地のソレアイト質御荷鉾緑色岩類火砕岩とほぼ同じ化学組成を示す。

(4) 緑色岩コンプレックスのブロック・イン・マトリクス構造は、三波川変成作用以前に形成され、元素移動を被っていた。そして緑色岩コンプレックス全体が三波川変成作用を受け、緑色岩ブロックの Na に富んだ岩相にひすい輝石を形成した。

謝辞 本論をまとめるにあたり、国立科学博物館の横山一己博士、東京工業大学の大森聡一博士には粗稿をお読みいただき、多くのご指摘をいただいた。国立科学博物館の重岡昌子氏には鉱物の EPMA 分析でお世話になった。京都大学の平島崇男博士、産業技術総合研究所地質調査総合センターの青矢陸月博士、姫路工業大学理学部の後藤 篤博士からは、初期の原稿に対して数多くのご指摘をいただいた。2 名の匿名査読者からの指摘は原稿の改善に有意義であった。編集幹事である島根大学の赤坂正秀博士には、査読の取りまとめにご尽力いただいた。以上の方々に記して御礼申し上げる。

付記 本論文修正中の 2010 年 9 月 7 日、共著者の田辺克幸氏が急逝された。本論文の掲載を田辺氏の墓前に報告するとともに、謹んで氏のご冥福をお祈りする。

引用文献

- 阿部龍巳, 高木秀雄, 島田耕史, 木村慎治, 池山恵介, 宮下 敦 (2001): 関東山地三波川変成岩類の延性剪断変形. 地質雑, **107**, 337-353.
- Arai, H. (2010): A function for the R programming language to recast garnet analyses into end-members: revision and porting of Muhling and Griffin's method. *Comp. Geosci.*, **36**, 406-409.
- 新井宏嘉, 高木秀雄 (1998): 関東山地, ナップの構造発達: 押被せ褶曲の復元. 地質雑, **89**, 861-876.
- Armbruster, T., Bonazzi, P., Akasaka, M., Bermanec, V., Chopin, C., Gieré, R., Heuss-Assbichler, S., Liebscher, A., Menchetti, S., Pan, Y. and Pasero, M. (2006): Recommended nomenclature of epidote-group minerals. *Eur. J. Mineral.*, **18**, 551-567.
- Charles, R.W. (1980): Amphiboles on the join pargasite-ferropargasite. *Amer. Mineral.*, **65**, 996-1001.
- Droop, G.T.R. (1987): A general equation for estimating Fe^{3+} concentrations in ferromagnesian silicates and oxides from microprobe analyses, using stoichiometric criteria. *Mineral. Mag.*, **51**, 431-435.
- 江坂直樹, 篠田圭司, 平島崇男, 相川信之 (1996): 関東山地北縁部からのキュムリ石の産出. 平成 8 年度日本岩石鉱物鉱床学会・日本鉱物学会・資源地質学会学術講演会 (平成 8 年度三鉱学会講演要旨集), B11, 107.
- Fasshauer, D.W., Chatterjee, N.D. and Marler, B. (1997): Synthesis, structure, thermodynamic properties, and stability relations of K-cymrite, $\text{K}[\text{AlSi}_3\text{O}_8] \cdot \text{H}_2\text{O}$. *Phys. Chem. Minerals*, **24**, 455-462.
- Frey, F.A., Garcia, M.O., Wise, W.S., Kennedy, A.K., Gurriet, P. and Albarde, F. (1991): The evolution of Mauna Kea volcano, Hawaii: Petrogenesis of tholeiitic and alkalic basalts. *J. Geophys. Res.*, **B96**, 14347-14375.
- 橋本光男 (1989): 御荷鉾緑色岩について. 地質雑, **95**, 789-798.
- 平島崇男 (1983): SCHREINEMAKERS の東の方法を用いた藍閃変成作用の鉱物共生関係の解析. 地質雑, **89**, 679-691.
- Hirajima, T. (1983): Jadeite + quartz rock from the Kanto Mountains. *J. Japan. Assoc. Min. Petrol. Econ. Geol.*, **78**, 77-83.
- 平島崇男 (1984): 関東山地北東部, 寄居地域の緑色岩メランジュ. 地質雑, **90**, 629-642.
- 平島崇男, 磯野玄伯, 板谷徹丸 (1992): 関東山地三波川変成岩の白雲母の化学組成と K-Ar 年代. 地質雑, **98**, 445-455.
- Hsu, L.C. (1994): Cymrite: new occurrence and stability. *Contrib. Mineral. Petrol.*, **118**, 314-320.
- 関東山地団体研究グループ (1994): 関東山地, 神流川流域の秩父累帯北帯. 地球科学, **48**, 83-101.
- Kennedy, A.K., Kwon, S.-T., Frey, F.A. and West, H.B. (1991): The isotopic composition of postshield lavas from Mauna Kea volcano, Hawaii. *Earth Planet. Sci. Lett.*, **103**, 339-353.
- 小林健太, 新井宏嘉 (2002): 関東山地の跡倉・金勝山ナップと中央構造線. 日本地質学会第 109 年学術大会見学旅行案内書, 87-108.
- 国立科学博物館 (2004): 翡翠展—東洋の至宝—. pp. 202, 毎日新聞社, 東京.
- Le Bas, M.J., Le Maitre, R.W., Streckeisen, A. and Zanettin, B. (1986): A chemical classification of volcanic rocks based on the total alkali-silica diagram. *J. Petrol.*, **27**, 745-750.
- Leake, B.E., Woolley, A.R., Birch, W.D., Burke, E.A.J., Ferraris, G., Grice, J.D., Hawthorne, F.C., Kisch, H.J., Krivovichev, V.G., Schumacher, J.C., Stephenson, N.C.N. and Whittaker, E.J.W. (2004): Nomenclature of amphiboles: additions and revisions to the International Mineralogical Association's amphibole nomenclature. *Mineral. Mag.*, **68**, 209-215.
- MacDonald, G.A. and Katsura, T. (1964): Chemical composition of Hawaiian lavas. *J. Petrol.*, **5**, 82-133.
- Maekawa, H., Yamamoto, K., Ueno, T., Osada, Y. and Nogami, N. (2004): Significance of serpentinites and related rocks in the high-pressure metamorphic terranes, circum-Pacific regions. *Intern. Geol. Review*, **46**, 426-444.
- 牧本 博, 竹内圭史 (1992): 地域地質研究報告 (5 万分の 1 地質図幅) 寄居地域の地質. pp. 136, 地質調査所, つくば市.
- Makino, K. and Tomita, K. (1989): Cation distribution in the octahedral sites of hornblendes. *Amer. Mineral.*, **74**, 1097-1105.
- Maruyama, S. (1981): The Kurosegawa melange zone in the Ino district to the north of Kochi City, Central Shikoku. *J. Geol. Soc. Japan*, **87**, 569-583.
- 松岡 篤, 山北 聡, 榊原正幸, 久田健一郎 (1998): 付加体地質の観点に立った秩父累帯のユニット区分と四国西部の地質. 地質雑, **104**, 634-653.
- Miyajima, H., Matsubara, S., Miyawaki, R. and Hirokawa, K. (2003): Niigataite, $\text{CaSrAl}_3(\text{Si}_2\text{O}_7)(\text{SiO}_4)\text{O}(\text{OH})$: Sr-analogue of clinozoisite, a new member of the epidote group from the Itoigawa-Ohmi district, Niigata Prefecture, central Japan. *Journal of Mineralogical and Petrological Sciences*, **98**, 118-129.
- Miyashiro, A. (1961): Evolution of metamorphic belts. *J. Petrol.*, **2**, 277-311.
- 宮下 敦 (1998): 関東山地三波川変成岩類の「層状体の構造的累積による地質構造」の再検討. 地質雑, **104**, 731-746.
- 宮下 敦, 今井直哉 (1994): 釜石鉱山産グランダイト系ザクロ石のラメラ組織について. 岩鉱, **89**, 227-232.
- Miyashita, A. and Itaya, T. (2002): K-Ar age and chemistry of phengite from the Sanbagawa schists in the Kanto Mountains, Central Japan, and their implication for exhumation tectonics. *Gondwana Res.*, **5**, 837-848.
- Mogessie, A., Ettinger, K. and Leake, B.E. (2004): AMPH-IMA04: a revised Hypercard program to determine the name of an amphibole from chemical analyses according to the 2004 International Mineralogical Association scheme. *Mineral. Mag.*, **68**, 825-830.
- Morimoto, N. (1989): Nomenclature of pyroxenes. *Can. Mineral.*, **27**, 143-156.
- Moro, M.C., Cembranos, M.L. and Fernandez, A. (2001): Celsian, (Ba, K)-feldspar and cymrite from sedex barite deposits of Zamora, Spain. *Can. Mineral.*, **39**, 1039-1051.

- Muhling, J.R. and Griffin, B.J. (1991): On recasting garnet analyses into end-member molecules—Revisited. *Comp. Geosci.*, **17**, 161–170.
- 村田 守(1993): 蛍光 X 線による韓国岩石標準試料の主成分および微量成分の分析. 鳴門教育大学研究紀要(自然科学), **8**, 37–50.
- 小澤大成, 元山茂樹, 井上宗弥, 加藤泰浩, 村田 守(1999): 四国東部みかぶ緑色岩類の岩石学的特徴, 地質学論集, no. 52, 217–228.
- Pearce, J.A. (1996): A user's guide to basalt discrimination diagrams. In Trace element geochemistry of volcanic rocks: Applications for massive sulphide exploration (Wyman, D. A. Ed.). Geological Association of Canada, Newfoundland, 79–113.
- 埼玉総会中・古生界シンポジウム世話人会(1995): 関東山地の中・古生界研究の現状と課題. 地球科学, **49**, 271–291.
- Sajeev, K., Osanai, Y., Kon, Y. and Itaya, T. (2009): Stability of pargasite during ultrahigh-temperature metamorphism: A consequence of titanium and REE partitioning? *Amer. Mineral.*, **94**, 535–545.
- 柴田 賢, 高木秀雄(1989): 関東山地北部の花崗岩類の年代, 同位体からみた中央構造線と棚倉構造線との関係. 地質雑, **95**, 687–700.
- Takagi, H. and Arai, H. (2003): Restoration of exotic terranes along the Median Tectonic Line, Japanese Islands: Overview. *Gondwana Res.*, **6**, 657–668.
- 高木秀雄, 柴田 賢(1996): 古領家帯の復元. テクトニクスと変成作用(原 郁夫先生退官記念論文集), 創文, 211–219.
- 高木秀雄, 柴田 賢(2000): 古領家帯の構成要素と古領家-黒瀬川地帯の復元. 地質学論集, no. 56, 1–12.
- 竹内圭史(2000): 緑色岩メランジ. 地球科学, **54**, 200–201.
- 田辺克幸, 兼平慶一郎, 富岡典夫・鞠子 正(1984): 関東山地三波川帯に現出する構造岩塊について. 日本地質学会第 91 年学術大会演旨, 434.
- Tanabe, K., Tomioka, N. and Kanehira, K. (1982): Jadeite-aragonite-bearing rocks from the Sanbagawa metamorphic terrane in the Kanto Mountains. *Proc. Japan Acad., Ser. B*, **58**, 199–203.
- Tatsumi, Y., Shinjoe, H., Ishizuka, H., Sager, W.W. and Klaus, A. (1998): Geochemical evidence for a mid-Cretaceous superplume. *Geology*, **26**, 151–154.
- Tsutsumi, Y., Miyashita, A., Terada, K. and Hidaka, H. (2009): SHRIMP U-Pb dating of detrital zircons from the Sanbagawa Belt, Kanto mountains, Japan: need to revise the framework of the belt. *Journal of Mineralogical and Petrological Sciences*, **104**, 12–24.
- Uchida, N. (1981): Major-element petrochemistry of lavas and tuffs from the Sanbagawa and Chichibu Terrane—the northern Kanto Mountains, central Japan—. *Seikei Ronso*, no. 20, 1–138.
- Wanless, V.D., Garcia, M.O., Rhodes, J.M., Weis, D. and Norman, M.D. (2006): Shield-stage alkalic volcanism on Mauna Loa volcano, Hawaii. *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, **151**, 141–155.
- 渡部景隆, 新井重三, 林 唯一(1950): 秩父盆地第三紀層の地質学的研究. 秩父自然科博研報, no. 1, 29–92.
- West, H.B., Garcia, M.O., Frey, F.A. and Kennedy, A.K. (1988): Nature and cause of compositional variation among the alkalic cap lavas of Mauna Kea volcano, Hawaii. *Contrib. Mineral. Petrol.*, **100**, 383–397.
- Winchester, J.A. and Floyd, P.A. (1977): Geochemical discrimination of different magma series and their differentiation products using immobile elements. *Chem. Geol.*, **20**, 325–343.
- Wolfe, E.W., Wise, W.S. and Dalrymple, G.B. (1997): The geology and petrology of Mauna Kea volcano, Hawaii—A study of postshield volcanism. *U.S. Geol. Surv. Prof. Pap.*, **1557**, 1–129.
- Yokoyama, K., Matsubara, S., Saito, Y., Tiba, T. and Kato, A. (1993): Analyses of natural minerals by energy-dispersive spectrometer. *Bull. Natl. Sci. Mus., Tokyo, Ser. C*, **19**, 115–126.