

## 足尾山地のジュラ紀付加体大間々コンプレックスに含まれる玄武岩類の地球化学的特徴

伊藤 剛<sup>1,\*</sup>・草野 有紀<sup>2</sup>

ITO Tsuyoshi and KUSANO Yuki (2021) Geochemical characteristics of basaltic rocks from the Omama Complex of Jurassic accretionary complex in the Ashio Mountains, central Japan. *Bulletin of the Geological Survey of Japan*, vol. 72 (4), p. 371-381, 6 figs, 1 table.

**Abstract:** The Omama Complex, a Jurassic accretionary complex of the Ashio belt, is distributed over the western Ashio Mountains, and is characterized by dominance of basaltic rocks and chert. This study revealed the major and trace elements of these basaltic rocks. The results from geochemical analyses suggested that the basaltic rocks belonged to Enriched mid-ocean ridge basalt (E-MORB) and ocean island basalt (OIB) affinities. Such geochemical characteristics of the basaltic rocks within the Omama Complex resemble to those of the Haiya and Kumogahata complexes of the Tamba belt. Previous studies considered that the Omama Complex can be correlated to the Haiya or Kumogahata Complex based on reconstructed Ocean Plate Stratigraphy, and the geochemistry of basaltic rocks supports the geological correlation. Meanwhile, another previous study considered that the Omama Complex can be correlated to Unit 2 of the Kuzu Complex in the eastern Ashio Mountains. However, the present result does not necessarily support the consideration because the previously-reported basaltic rocks of the Kuzu Complex resemble solely OIB.

**Keywords:** Basalt, Jurassic accretionary complex, geochemistry, Omama Complex, Ashio belt, Ashio Mountains

### 要 旨

足尾山地西部に分布する足尾帯ジュラ紀付加体の大間々コンプレックスは、玄武岩類とチャートを多く含むことにより特徴づけられる。本研究では、この玄武岩類の全岩主要元素及び微量元素組成を検討した。化学分析結果からはEタイプ中央海嶺玄武岩(E-MORB)と海洋島玄武岩(OIB)の2種類の異なる地球化学的特徴を示す玄武岩類が示唆された。これらの玄武岩類は、丹波帯の灰屋コンプレックスあるいは雲ヶ畑コンプレックスの玄武岩類と類似した地球化学的特徴を示している。先行研究において、海洋プレート層序の復元に基づいて大間々コンプレックスと丹波帯の灰屋コンプレックスや雲ヶ畑コンプレックスが対比されており、玄武岩類の地球化学的特徴もこれらの見解を支持する。一方、足尾帯では、大間々コンプレックスが足尾山地東部の葛生コンプレックスのユニット2に対比される見解を示す先行研究もある。しかし、これまでに報告されている葛生コンプレックスの玄武岩類の特徴はOIBに類似しており、大間々コンプレックスとは異なる特徴を示す。

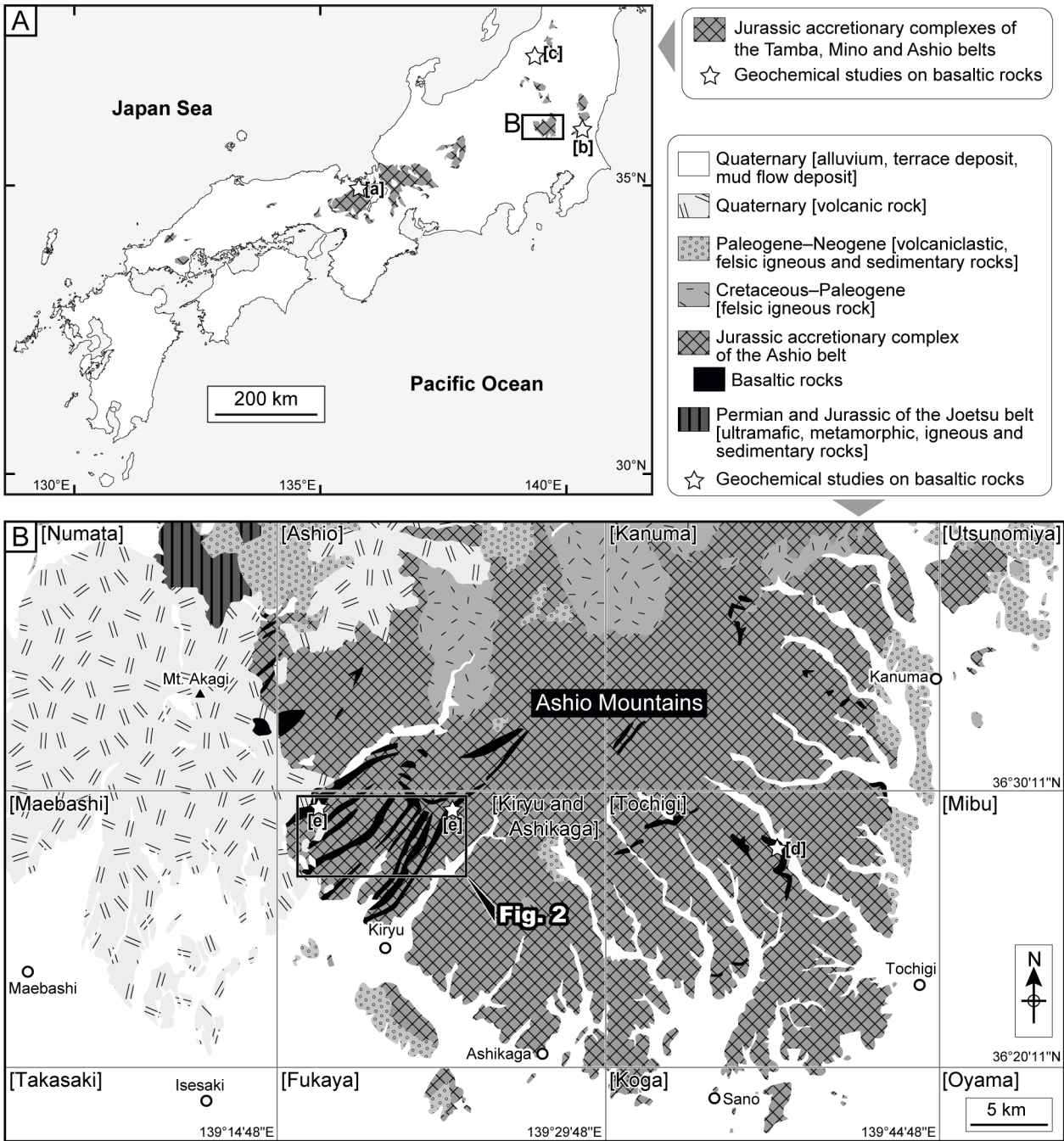
### 1. はじめに

西南日本内帯の丹波帯や足尾帯にはジュラ紀付加体が広範囲に分布している(例えば、Kojima *et al.*, 2016)。これらの付加体は層序的下位より、主に玄武岩類・炭酸塩岩類・チャート・泥岩・砂岩などから構成される。海洋プレート層序とも呼ばれるこれらの一連のシーケンスは、海嶺での海洋プレートの誕生から海洋島・礁の形成を経て海溝で大陸プレートへ付加するまでの、長期間の形成場・堆積場の変遷を反映していると考えられている(例えば、Matsuda and Isozaki, 1991)。海洋プレートを構成する玄武岩類は形成場の違いにより地球化学的特徴が異なり(例えば、青木・伊藤, 1968; Sun and McDonough, 1989)、この差異を識別するための複数の地球化学判別図が提案されている(例えば、Pearce and Cann, 1973; Winchester and Floyd, 1977; Mullen, 1983; Meschede, 1986)。これらの判別図を利用して、付加体を構成する玄武岩類の起源及び形成場が推定されている(例えば、Ogawa and Taniguchi, 1989a; 小川・谷口, 1989b; Safonova *et al.*, 2015)。

<sup>1</sup> 産業技術総合研究所 地質調査総合センター 地質情報研究部門 (AIST, Geological Survey of Japan, Research Institute of Geology and Geoinformation)

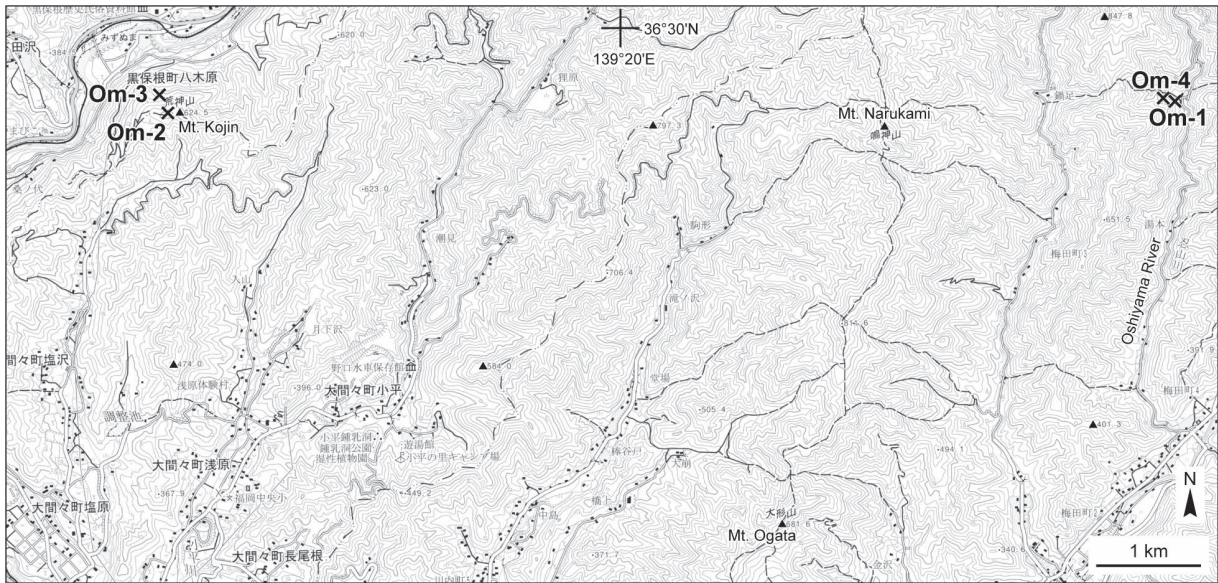
<sup>2</sup> 産業技術総合研究所 地質調査総合センター 活断層・火山研究部門 (AIST, Geological Survey of Japan, Research Institute of Earthquake and Volcano Geology)

\* Corresponding author: ITO, T., Central 7, 1-1-1 Higashi, Tsukuba, Ibaraki 305-8567, Japan. Email: ito-t@aist.go.jp



第1図 調査地域の位置図及び玄武岩類の起源が検討された地点([a]–[e])。(A) 西南日本内帯のジュラ紀付加体の分布 (Geological Survey of Japan, AIST, 2018に基づく)。(B) 足尾山地の簡略化地質図(須藤ほか, 1991及びGeological Survey of Japan, AIST, 2018に基づく)。鍵括弧内の地名は、国土院発行の5万分の1地形図の地名を示す。[a]: Hashimoto *et al.* (1970), 佐野・田崎(1989), 中江(1991), Koizumi and Ishiwatari (2006); [b]: Tagiri and Kasai (2000); [c]: 草野ほか(2010); [d]: 中島ほか(1992); [e]: 本研究。

Fig. 1 Index maps of the study area with locations where geochemical studies on basaltic rocks have been done ([a]–[e]). (A) Distribution of Jurassic accretionary complexes of the Inner Zone of Southwest Japan (modified from Geological Survey of Japan, AIST, 2018). (B) Simplified geologic maps of the Ashio Mountains (modified after from Sudo *et al.*, 1991; Geological Survey of Japan, AIST, 2018). Geographical names in brackets indicate 1:50,000 topographic maps published by Geospatial Information Authority of Japan. [a]: Hashimoto *et al.* (1970), Sano and Tazaki (1989), Nakae (1991), Koizumi and Ishiwatari (2006); [b]: Tagiri and Kasai (2000); [c]: Kusano *et al.* (2010); [d]: Nakajima *et al.* (1992); [e]: this study.



第2図 本研究で分析した玄武岩類の試料採取地点。基図については、国土地理院長の承認を得て、同院発行の2万5千分の1地形図を使用した(承認番号：R2JHs 66-GISMAP44702号)。地形図は北海道地図株式会社GISMAP50000R+「桐生及足利」による。

Fig. 2 Sample localities of basaltic rocks analyzed in this study. Base from the Geospatial Information Authority of Japan with its approval (Approval number: R2JHs 66-GISMAP44702). This map uses GISMAP50000R+ “Kiryu and Ashikaga” by Hokkaido-Chizu Co. Ltd.

丹波帯ジュラ紀付加体を構成する玄武岩類の起源については1970年代から比較的豊富な研究例が存在する(例えば, Hashimoto *et al.*, 1970; 佐野・田崎, 1989; 中江, 1991; Sano *et al.*, 2000; Koizumi and Ishiwatari, 2006; Ichiyama *et al.*, 2008)。これらの玄武岩類はソレアイト質玄武岩とアルカリ玄武岩からなり, その起源として中央海嶺あるいは海山や海洋島といったいくつかの形成場が識別されている。丹波帯ジュラ紀付加体の東方延長とされる(例えば, 中江, 2000)足尾帯ジュラ紀付加体についても1990年代からいくつかの報告があり(中島ほか, 1992; Tagiri and Kasai, 2000; 草野ほか, 2010), 多くの玄武岩類の起源として海洋島が識別されている。

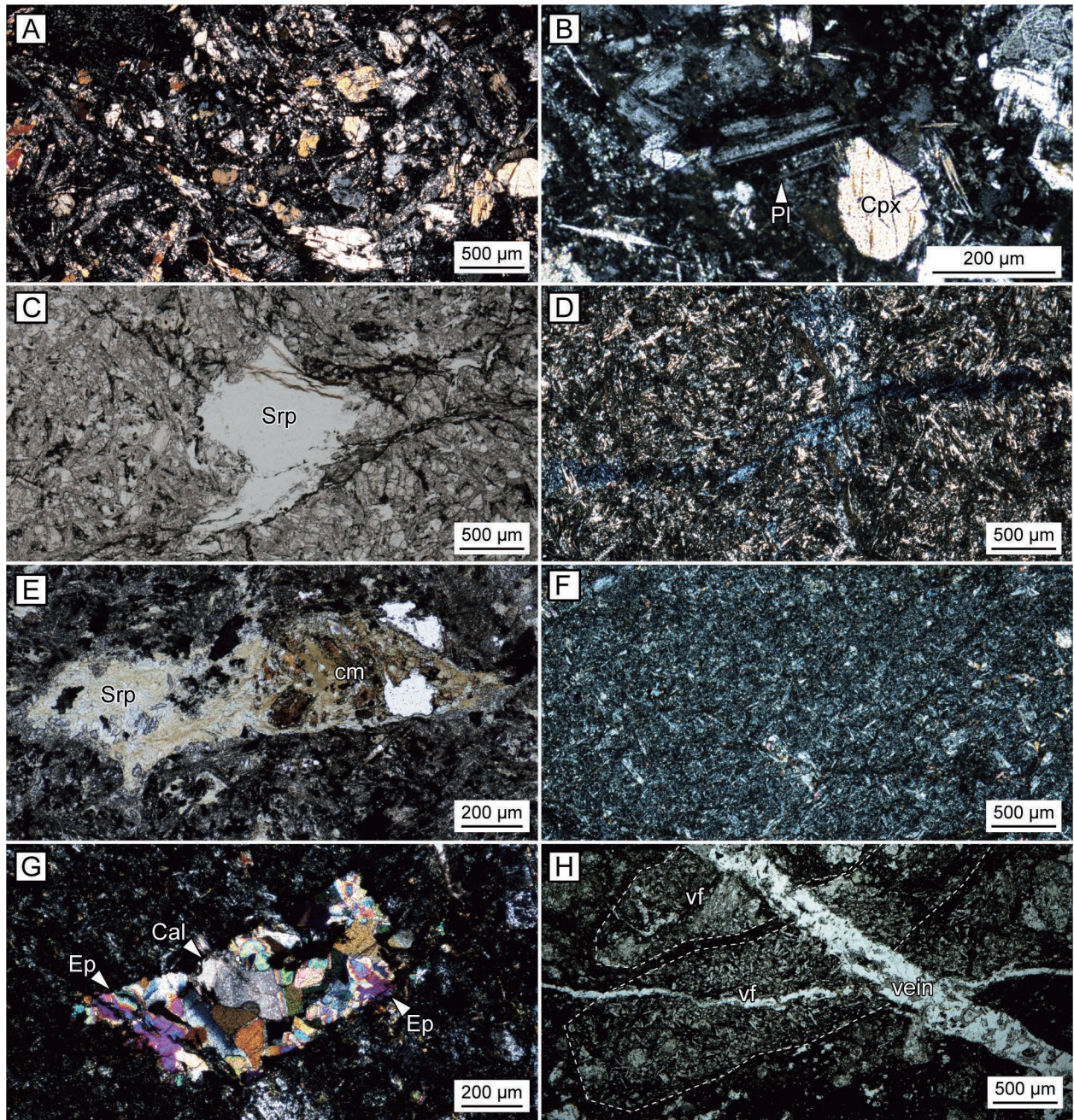
群馬県と栃木県の県境に位置する足尾山地には, ジュラ紀付加体が分布する(第1図B)。Kamata (1996)はこれらの付加体を, 構成岩類や変形構造に基づいて黒保根-桐生コンプレックス・大間々コンプレックス・葛生コンプレックスの3コンプレックスに区分した。多くの玄武岩類を含むことにより特徴づけられる大間々コンプレックスについては, 岩相の特徴や組み合わせ, 変形構造に基づいて他地域と対比が行われているが, 一方でその対比に関しては幾つかの異なる見解が示されている。例えば大間々コンプレックスに対比可能な地質体として, Kamata (1996)は丹波地域では灰屋コンプレックスを挙げているのに対し, 中江(2000)は丹波地域では雲ヶ畑コンプレックスと対比している。また, 山北・大藤(2000)は, 足尾山地東部の葛生コンプレックスのユニット2が

大間々コンプレックスと同一のものであるとみなしている。その見解の根拠の1つは葛生コンプレックスのユニット2と大間々コンプレックスがともに玄武岩類と炭酸塩岩類を含むことである。しかしながら, 岩相の組み合わせの類似性以外に, 構成する玄武岩類の地球化学的特徴が同一であるかは確認されていない。本研究によって, 大間々コンプレックスを構成する玄武岩類の地球化学的特徴を明らかにすることにより足尾帯でこれまでに報告されている玄武岩類の特徴と比較することが可能となり, さらに他地域の付加体コンプレックスとの関係を検討する上で重要な情報を得ることができると期待される。

主著者伊藤は, 「桐生及足利」地域の5万分の1地質図幅作成に伴い, 大間々コンプレックスの分布域を含めた広域の地質調査を行っている(例えば, Ito, 2019, 2020a, b)。その過程で, 大間々コンプレックスを構成する玄武岩類の記載及び地球化学的検討を行ったので, その結果を基礎情報としてここに報告する。

## 2. 地質概説及び分析試料

本論で検討する大間々コンプレックスは, 群馬県桐生市からみどり市にかけて露出しており, 玄武岩類・チャート・泥岩を主体とし, 炭酸塩岩類・珪質粘土岩・珪質泥岩・砂岩・泥質混在岩を伴う。放散虫やコノドントなどの化石年代によると, チャートはペルム紀からジュラ紀の, 泥質岩は中期ジュラ紀の年代を示す(例えば, Kamata,



第3図 玄武岩類の薄片写真. (A-C) Om-1, IT16072402. (D, E) Om-4, IT16120605. (F, G) Om-2, IT16120603. (H) Om-3, IT16120604. A, B, D, F, G: クロスニコル. C, E, H: オープンニコル. Pl: 斜長石; Cpx: 単斜輝石; Srp: 蛇紋石; cm: 粘土鉱物; Ep: 緑れん石; Cal: 方解石; vf: 火山岩岩片; vein: 石英脈.

Fig. 3 Photomicrographs of basaltic rocks. (A-C) Om-1, IT16072402. (D, E) Om-4, IT16120605. (F, G) Om-2, IT16120603. (H) Om-3, IT16120604. A, B, D, F, G: crossed polars. C, E, H: open polars. Pl: plagioclase; Cpx: clinopyroxene; Srp: serpentine; cm: clay minerals; Ep: epidote; Cal: calcite; vf: volcanic rock fragments; vein: quartz vein.

1996). 大間々コンプレックスは、北東-南西方向の軸を持つ梅田向斜の周辺に分布している。先行研究で示された地質図(例えば、林・長谷川, 1981; 林ほか, 1990; 須藤ほか, 1991)に基づけば、コンプレックス内では構造的下部に特に広く玄武岩類が分布する。

大間々コンプレックスの最下部付近の玄武岩類の分布

域の中で破碎や変質が比較的少ない玄武岩類4試料を採取した(第2図)。以下、それぞれの試料についての概要を述べる。

Om-1及びOm-4は玄武岩溶岩であり、群馬県桐生市の<sup>おしやまがわ</sup>忍山川中流域の<sup>だいもん</sup>大茂周辺で採取した。Om-4はOm-1の構造的上位に位置しており、ともに梅田向斜の南東翼側

である。Om-1は斑晶として斜長石・単斜輝石・かんらん石を含む。石基は、斜長石・単斜輝石・不透明鉱物からなり、インターグラニューラー組織を呈する(第3図A)。斜長石は、最大径1 mm程度で自形あるいは半自形結晶である(第3図B)。多くの斜長石がソーシユライト化している。単斜輝石は径0.2–1 mm程度である。斜長石とは異なり、変質を免れ残存している。自形から半自形のものが多いが、丸みを帯びた融食形を呈する例もある。かんらん石斑晶は稀で、蛇紋石に置換されている(第3図C)。Om-4はOm-1と同様に、斜長石・単斜輝石・不透明鉱物からなる石基中に斜長石・単斜輝石・かんらん石の斑晶が存在する(第3図D)。かんらん石は蛇紋石及び粘土鉱物に置換されている(第3図E)。Om-1に比べると細粒である。

Om-2の採取地点は桐生市とみどり市の市境にある荒神山こうじんやまの西方で、梅田向斜の北西翼側にあたる。斜長石及び単斜輝石斑晶を含む玄武岩溶岩である。Om-1やOm-4に比べて石基は細粒である(第3図F)。単斜輝石は緑れん石や方解石(第3図G)あるいはアクチノ閃石に置換されている。

Om-3の採取地点はOm-2の採取地点の北北西にあたり、荒神山北西斜面の山道沿いである。Om-3はOm-2の構造的上位に位置し、径2 cm以下の火山岩岩片からなる凝灰角礫岩である(第3図H)。ガラス質部が変質した粘土鉱物は、一部で定向に配列する。火山岩岩片の石基には斜長石が認められる。試料全体に幅1 mm以下の石英脈が、岩片や粘土鉱物の定向配列を切って発達する(第3図H)。

### 3. 分析手法及び結果

全岩化学組成の測定は、新潟大学理学部地質科学コースの蛍光X線分析装置(RIGAKU RIX3000)によって行った。採取した岩石試料の風化面及び脈を除去し、切断面を研磨した後にイオン交換水で洗浄し120°Cで乾燥した。その後、岩石試料をタングステンカーバイド製乳鉢で米粒大に粉碎し、タングステンカーバイド製ボールミルで粉末試料を作成した。蛍光X線分析は、試料(1.8 g)及び四ホウ酸リチウム(2.88 g)とメタホウ酸リチウム(0.72 g)を混合し1:2希釈のガラスビードを作成した。蛍光X線では、主要元素に加えてBa・V・Cr・Ni・Rb・Sr・Y・Zr・Nb・Pb・Thの微量元素を測定した。

分析手法は高橋・周藤(1997)に基づく。なお、PbとThについても、高橋・周藤(1997)に示された微量元素と同時に定量分析を行なった。測定条件を以下に記載する。Rh対陰極管の測定電圧及び電流は50 kV, 50 mAで、分光結晶と検出器はそれぞれLiFとScintillation counter (SC)であり、測定時間はピーク位置とバックグラウンド位置でそれぞれ100秒とした。マトリックス効果は、ピーク強度とバックグラウンド強度の比を用いて補正した。また、標準試料は他の測定元素(高橋・周藤, 1997)と同様

に、産業技術総合研究所地質調査総合センターの地球化学標準試料、火成岩シリーズを使用した。Pbの測定にはPb-L $\beta$ 1線を、Thの測定にはTh-La線を使用し、検量線の正確度はそれぞれ0.85と0.32であった。分析結果を第1表に示す。

### 4. 地球化学的特徴

検討試料は、SiO<sub>2</sub> = 48.91–57.77 wt%, MgO = 3.51–11.95 wt%, Na<sub>2</sub>O + K<sub>2</sub>O = 1.48–4.57 wt%を示し、IUGSの区分(Le Bas and Streckeisen, 1991)に従うとOm-1, Om-2及びOm-4が玄武岩に、Om-3が安山岩にプロットされる組成をもつ(第1表)。これらの試料では、斜長石のソーシユライト化やかんらん石の蛇紋石化が確認されており、全岩化学組成も一部で変質作用の影響を受けていることが示唆される。そこで、変質作用の影響を受けにくい不適合元素であるhigh-field strength elements (HFSE)とMnO・P<sub>2</sub>O<sub>5</sub>の主要元素ならびにCr・Niの適合元素について検討を行う。

本地域の玄武岩類は、Zr含有量が78.5–165 ppmの組成幅を示す。Zr含有量を横軸に、TiO<sub>2</sub>を縦軸にプロットすると、Om-4は、他の試料に比べてZrとTiO<sub>2</sub>含有量がやや高い(第1表; 第4図A)。また、Om-1とOm-4は、Om-2やOm-3に比べてZr含有量とP<sub>2</sub>O<sub>5</sub>含有量がともに高いか、同程度のZr含有量に対しP<sub>2</sub>O<sub>5</sub>含有量がやや高い傾向がある(第4図B, D)。微量元素濃度においては、Om-1とOm-4は、Om-2やOm-3よりも著しく高いCr・Ni含有量、高いNb含有量を示す(第4図E–G)。Y含有量については、Om-4が他の試料に比べてZrとともに高い値を示す(第4図H)。TiO<sub>2</sub>・MnO・P<sub>2</sub>O<sub>5</sub>・YについてはZrに対して良い相関を示しており(第4図A, C, D, H)、変質の影響はほとんどないと判断される。適合元素であるCrとNiについては変質による影響を精確に評価するのは難しいが、Om-1とOm-4はOm-2及びOm-3と明らかな含有量の違いを示しており(第4図E, G)、初生的に両グループで大きく性質が異なっていたことを強く示唆する。また、Om-3については、主成分元素組成は安山岩質であるが、HFSE含有量は4試料中で最も低く未分化であると判断される。したがって、以降もOm-3については玄武岩類に一括して議論する。NbについてはZrに対して単一のトレンドを示すのか、2本のトレンドが存在するのか判断が難しいが、CrとNiの挙動とあわせて考えると、Om-1とOm-4、Om-2とOm-3のそれぞれがトレンドを形成していると考えるのが合理的である。

玄武岩類の地球化学的特徴については、様々な判別図が提案・利用されている。ここではいくつかの判別図において、大間々コンプレックスの試料がどの領域にプロットされるかを示す。主要元素を用いたTiO<sub>2</sub>/10–MnO–P<sub>2</sub>O<sub>5</sub>判別図(Mullen, 1983)では、すべての試料が中央海嶺玄武岩(MORB)領域にプロットされる(第5図

第1表 足尾山地の大間々コンプレックスに含まれる玄武岩類の主要元素及び微量元素組成.

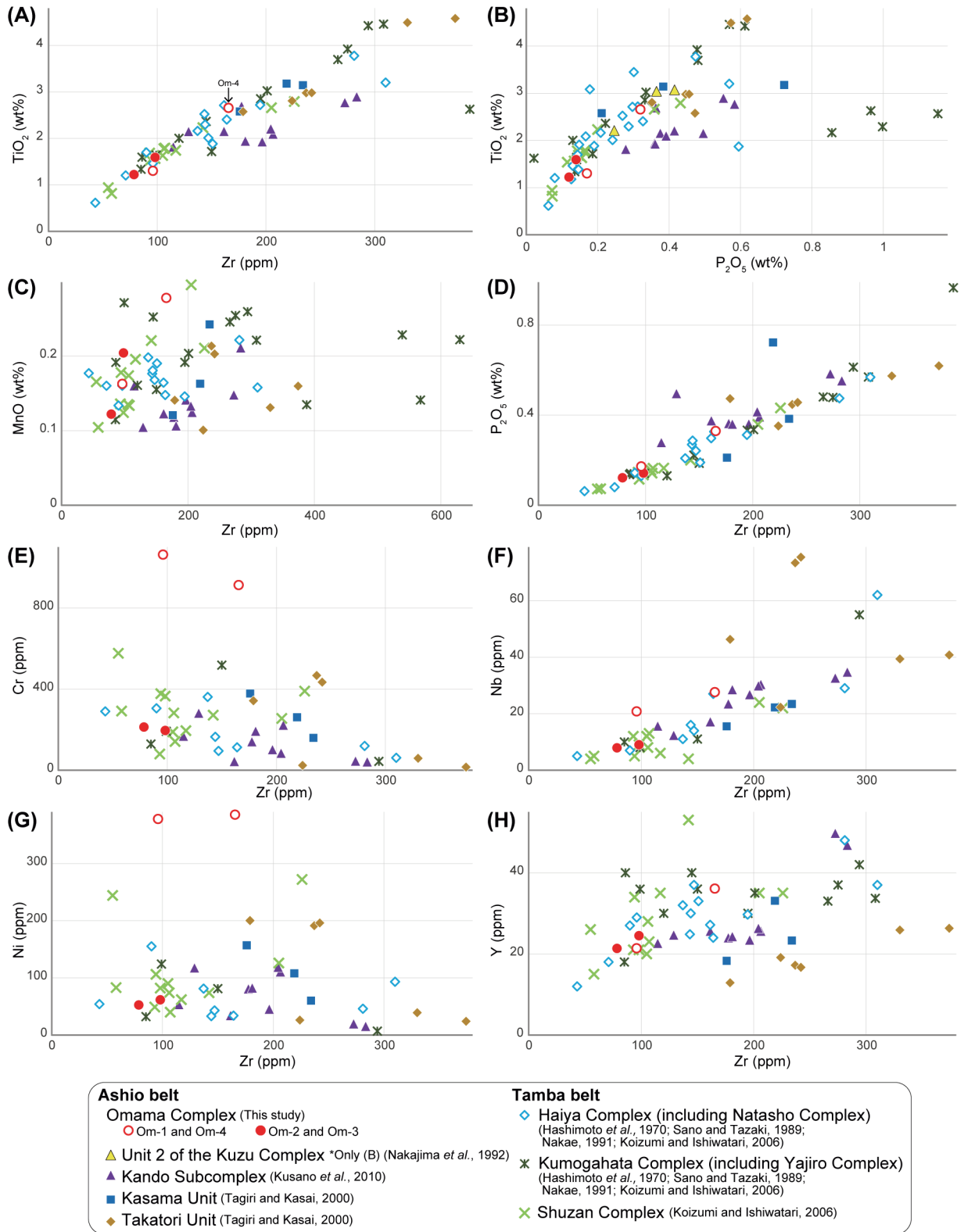
Table 1 Whole-rock major and trace elements of basaltic rocks of the Omama Complex in the Ashio Mountains.

Sample No.	Om-1	Om-2	Om-3	Om-4
Occurrence	Lava	Lava	Tuff breccia	Lava
Sample locality	36°29'40.31"N 139°23'29.88"E	36°29'35.14"N 139°17'5.42"E	36°29'42.47"N 139°17'2.72"E	36°29'38.32"N 139°23'32.47"E
SiO <sub>2</sub> (wt%)	49.71	50.82	57.77	48.91
TiO <sub>2</sub>	1.28	1.56	1.20	2.58
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	15.41	16.64	13.53	13.64
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	9.74	10.52	10.16	16.36
MnO	0.16	0.20	0.12	0.27
MgO	11.95	4.84	3.51	8.47
CaO	6.30	10.63	11.41	5.49
Na <sub>2</sub> O	2.48	2.47	0.87	2.19
K <sub>2</sub> O	2.09	1.22	0.61	0.53
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.17	0.14	0.12	0.32
Total	99.30	99.05	99.30	98.76
L.O.I	3.92	3.38	3.01	4.17
Ba (ppm)	531	170	283	164
Cr	1063	196	213	912
Nb	20.8	9.0	7.9	27.6
Ni	378	61.6	52.6	385
Rb	30.9	34.7	11.1	12.4
Sr	77	195	174	102
V	295	250	231	347
Y	21.4	24.5	21.4	36.1
Zr	96.0	98.0	78.5	165
Pb	0.53	0.74	2.11	0.64
Th	3.77	2.44	1.85	1.86

A, B). 一方, 2Nb-Zr/4-Y判別図(Meschede, 1986)では, Om-1及びOm-4はプレート内アルカリ玄武岩(WPA)+プレート内ソレライト質玄武岩(WPT)領域に, Om-2及びOm-3はWPT+島弧玄武岩(VAB)領域内にそれぞれプロットされる(第5図C, D). Zr-Zr/Y判別図(Pearce and Norry, 1979)では, Om-1とOm-4はプレート内玄武岩(WPB)領域に含まれ, Om-2とOm-3はMORBとWPBの境界部にプロットされる(第6図A). また, Nb/Zr-Nb/Yを用いたプリューム起源の海洋島玄武岩(OIB)・ホットスポット起源のOIB・MORBの比較図(Tatsumi *et al.*, 1998)では, Om-1とOm-4はOIBの領域に, Om-2とOm-3はMORBの組成範囲にプロットされる(第6図B).

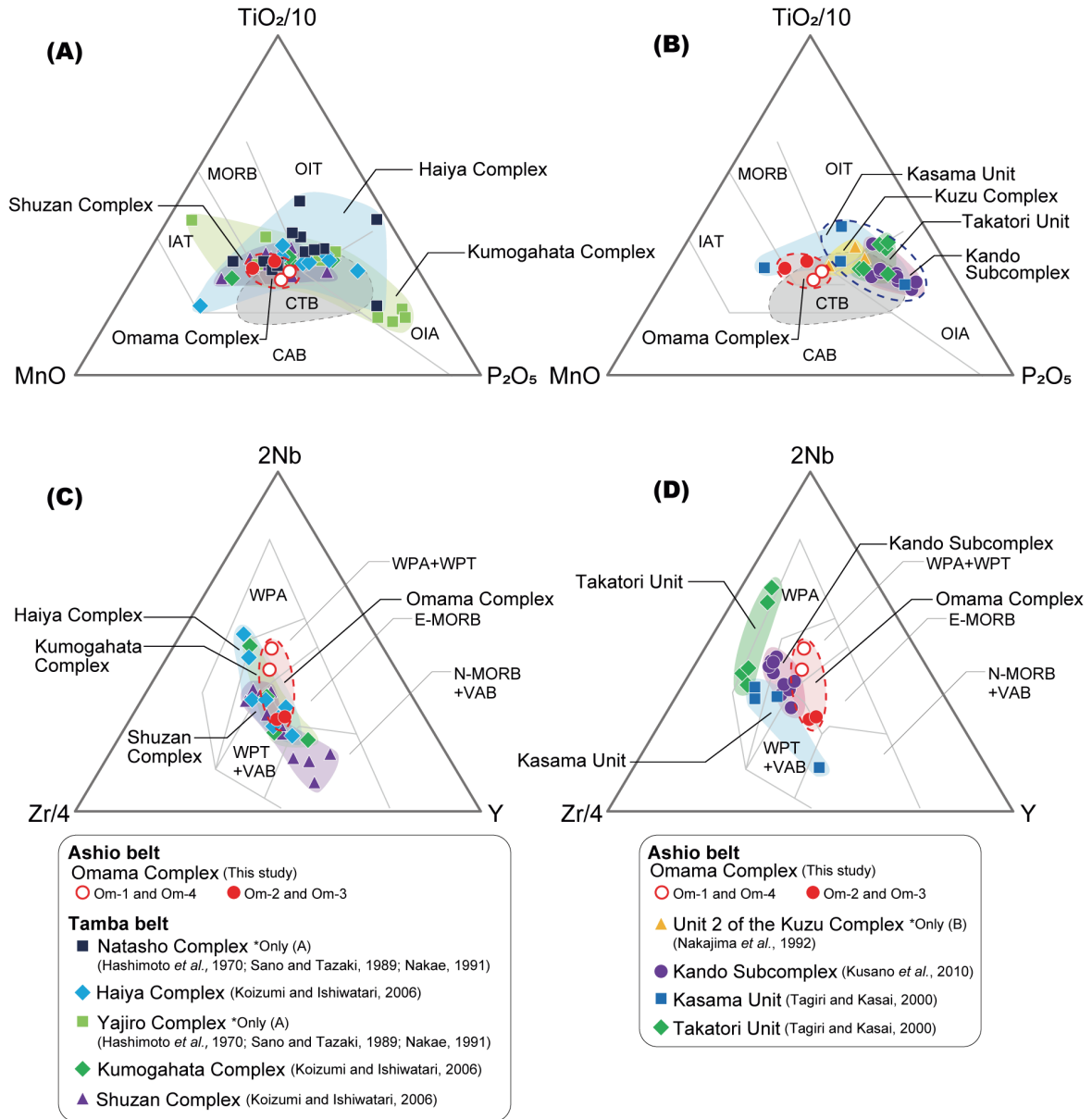
以上を整理すると, 大間々コンプレックスの基底部に産する玄武岩類は, Om-1・Om-4及びOm-2・Om-3の2種類に区別される. Om-1とOm-4とは, Mullen (1983)の原典のデータと比較すると, 厳密にはMORBデータの集中域ではなく, データの乏しい領域にプロットされてい

る(第5図A, B). それに対し, Mullen (1983)のデータのうち, OIBである海洋島ソレライト(OIT)及び海洋島アルカリ玄武岩(OIA)は, 数は少ないもののMORB, 島弧ソレライト(IAT), そしてカルクアルカリ玄武岩(CAB)の全ての領域にもプロットされている. これらのデータはMullen (1983)の大陸ソレライト質玄武岩(CTB)の領域と一致している. 海洋域のデータは報告時の掘削等によるデータ数や試料採取域に強く依存していることから, 微量元素の地球化学的特徴と合わせて考えると, Om-1とOm-4とは, ホットスポットに関連した火成活動の産物(広義のWPB)であり(第5図A, B及び第6図), MORBではなくOIB的な性質をもつものと解釈するのが合理的である. 一方Om-2とOm-3は, 主要元素を用いた判別図ではMORB領域に(第5図A, B), 微量元素を用いたZr-Zr/Y及びNb/Zr-Nb/Y判別図では, MORBあるいはMORBとWPBの境界部にプロットされる(第6図B). 2Nb-Zr/4-Y判別図(第5図C, D)ではWPB+VAB領域を示す



第4図 足尾帯及び丹波帯に含まれる玄武岩類の地球化学組成。葛生コンプレックスのユニット2の分析結果(中島ほか, 1992)については, (B)のみに示される。

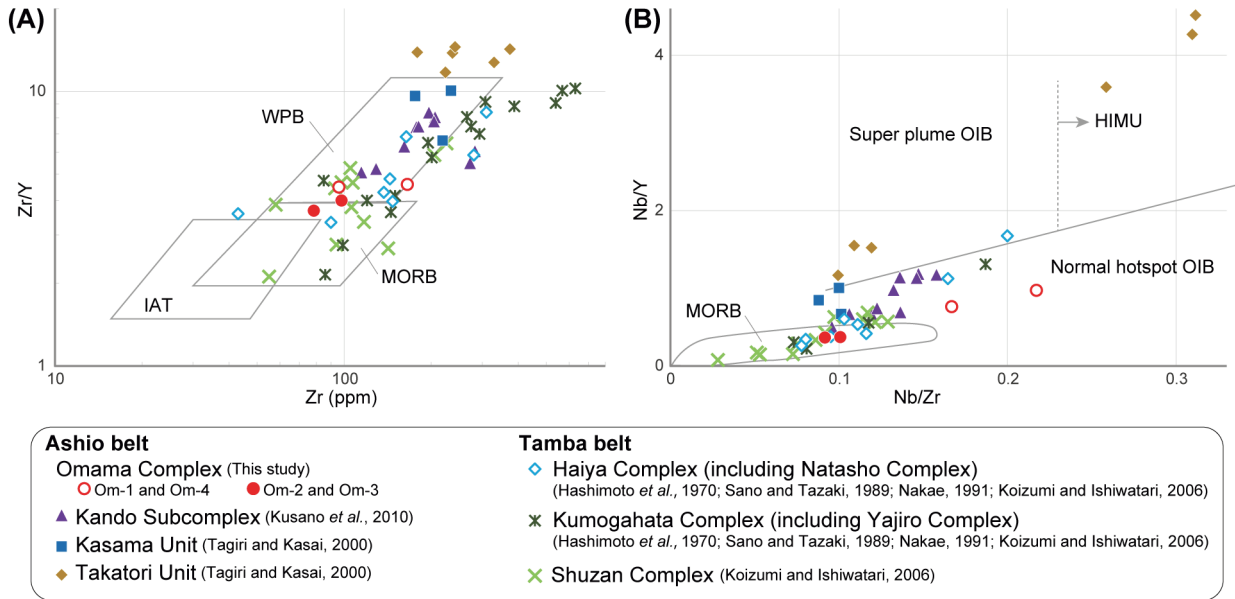
Fig. 4 Geochemistry of basaltic rocks of the Ashio and Tamba belts. Geochemical result from Unit 2 of the Kuzu Complex (Nakajima *et al.*, 1992) is presented in only (B).



第5図 足尾帯及び丹波帯に含まれる玄武岩類の地球化学判別図。(A, B) Mullen (1983)に基づくTiO<sub>2</sub>/10-MnO-P<sub>2</sub>O<sub>5</sub>図。(C, D) Meschede (1986)に基づく2Nb-Zr/4-Y図。AとCは大間々コンプレックスと丹波帯の地質体との比較を、BとDは大間々コンプレックスと足尾帯の他の地質体との比較を示す。Bの青破線は、大間々コンプレックス以外の玄武岩類の主な組成範囲を示す。名田庄コンプレックス及び八代コンプレックスの分析結果(Hashimoto *et al.*, 1970; 佐野・田崎, 1989; 中江, 1991)については、(A)のみに示される。葛生コンプレックスのユニット2の分析結果(中島ほか, 1992)については、(B)のみに示される。MORB: 中央海嶺玄武岩; OIT: 海洋島ソレイト; OIA: 海洋島アルカリ玄武岩; IAT: 島弧ソレイト; CAB: カルクアルカリ玄武岩; CTB: 大陸ソレイト質玄武岩; N-MORB: Nタイプ中央海嶺玄武岩; E-MORB: Eタイプ中央海嶺玄武岩; WPT: プレート内ソレイト; WPA: プレート内アルカリ玄武岩; VAB: 火山弧玄武岩。

Fig. 5 Discrimination diagrams of basaltic rocks of the Ashio and Tamba belts. (A, B) TiO<sub>2</sub>/10-MnO-P<sub>2</sub>O<sub>5</sub> diagrams by Mullen (1983). (C, D) 2Nb-Zr/4-Y diagrams by Meschede (1986). A and C show the comparison between the Omama Complex and geologic units of the Tamba belt; B and D show the comparison between the Omama Complex and other geologic units of the Ashio belt. Blue dashed line indicates samples from the Ashio belt other than the Omama Complex. Geochemical results from the Natasho and Yajiro complexes (Hashimoto *et al.*, 1970; Sano and Tazaki, 1989; Nakae, 2001) are presented in only (A). Geochemical result from Unit 2 of the Kuzu Complex (Nakajima *et al.*, 1992) is presented in only (B). MORB: mid-ocean ridge basalt; OIT: oceanic island tholeiite; OIA: oceanic island alkalic basalt; IAT: island arc tholeiite; CAB: calc-alkaline basalt; CTB: continental tholeiitic basalt; N-MORB: normal mid-ocean ridge basalt; E-MORB: enriched mid-ocean ridge basalt; WPT: within-plate tholeiite; WPA: within-plate alkalic basalt; VAB: volcanic arc basalt.





第6図 足尾帯及び丹波帯に含まれる玄武岩類の地球化学判別図。(A) Pearce and Norry (1979)に基づくZr-Zr/Y図。(B) Tatsumi *et al.* (1998)に基づくNb/Zr-Nb/Y図。MORB:中央海嶺玄武岩;IAT:島弧ソレアイト;WPB:プレート内玄武岩;HIMU:高 $\mu$  ( $^{238}\text{U}/^{204}\text{Pb}$ ) 値玄武岩;OIB:海洋島玄武岩。

Fig. 6 Discrimination diagrams of basaltic rocks of the Ashio and Tamba belts. (A) Zr-Zr/Y diagrams by Pearce and Norry (1979). (B) Nb/Zr-Nb/Y diagram by Tatsumi *et al.* (1998). MORB: mid-ocean ridge basalt; IAT: island arc tholeiite; WPB: within-plate basalt; HIMU: High  $\mu$  ( $^{238}\text{U}/^{204}\text{Pb}$ ) basalt; OIB: ocean island basalt.

が、E-MORBとの境界部に近いところにプロットされた。2Nb-Zr/4-Y図は、WPB+VAB領域の一部にP-MORBを含んでいることから (Mesce, 1986), Om-2とOm-3は、MORBの中でもE-MORB組成をもつと解釈するのが合理的である。したがって、大間々コンプレックスの玄武岩類には、Om-1とOm-4のようなOIB的な特徴を持つものと、Om-2とOm-3のようにE-MORB的な特徴を持つものと、少なくとも2種類が含まれるといえる。

### 5. 比較

冒頭で述べたように、丹波帯や足尾帯の他のコンプレックスを構成する玄武岩類については、その形成場に関する研究例が蓄積されている。ここでは、大間々コンプレックスと先行研究の地球化学的特徴を比較する。なお、草野ほか(2010)が検討した足尾帯蒲原地域に分布する玄武岩類の岩体については、内野(2011)に基づき仙見コンプレックス内の神戸サブコンプレックスとして取り扱う。Tagiri and Kasai (2000)が検討した鶏足山塊の玄武岩岩体については、指田・堀(2000)に基づき笠間ユニットと高取ユニットとして扱う。

丹波帯の周山コンプレックス・灰屋コンプレックス・雲ヶ畑コンプレックスを構成する玄武岩類の組成を判別図にプロットしたものを示す(第5図A, C)。いずれのコンプレックスにおいても幅広い組成範囲を示す玄武岩類が存在する中でも、灰屋コンプレックスと雲ヶ畑コンプレックス

の組成はほぼ重複しており、本論で検討した大間々コンプレックスはその組成範囲内に含まれる。丹波帯の地質体の中で大間々コンプレックスに対比可能な地質体として、Kamata (1996)は灰屋コンプレックスを挙げているのに対し、中江(2000)は雲ヶ畑コンプレックスを挙げている。本研究で得られた大間々コンプレックスの玄武岩類の化学組成は灰屋コンプレックスと雲ヶ畑コンプレックスの双方に類似しており、Kamata (1996)や中江(2000)の対比を支持している。一方で、灰屋コンプレックスと雲ヶ畑コンプレックスの化学組成では重複する領域があり、大間々コンプレックスではその重複部分にプロットされる試料が多い。そのため、化学組成のみで大間々コンプレックスがどちらのコンプレックスに対比されるべきかを結論付けるのは困難であり、岩相などの他の特徴も踏まえて検討する必要がある。

次に、足尾帯の各地質体の玄武岩類の組成について述べる(第5図B, D)。TiO<sub>2</sub>/10-MnO-P<sub>2</sub>O<sub>5</sub>判別図では、IAT領域の1試料を除き全ての試料がOITあるいはOIAの領域にプロットされており、MORB領域にプロットされるものはない(第5図B)。また、Zr-Zr/Y判別図(第6図A)やNb/Zr-Nb/Y判別図(第6図B)においてもWPB領域やOIB領域にプロットされるものが多く、MORB領域にプロットされるものは無い。このように、これまで足尾帯の玄武岩類には、Om-2とOm-3のようにE-MORB的な特徴を持つ玄武岩類の存在は報告されていない。ま

た、Om-1とOm-4は他地域の足尾帯の玄武岩類と同様にOIBの特徴を示すが、CrやNiに富む点で他地域の玄武岩類とは明瞭に異なる(第4図E, G)。第5図Bにおいては大間々コンプレックスの玄武岩類と笠間ユニットの領域とが重複しているように見えるが、これは笠間ユニット中にIAT領域にプロットされる組成が1点含まれているからであり、大局的には第5図B, Dに示されるように、大間々コンプレックスの玄武岩類の組成範囲は足尾帯の玄武岩類の組成の集中域とは明らかに異なっている。山北・大藤(2000)は、葛生コンプレックスのユニット2は大規模な炭酸塩岩類を主体とすることから、大間々コンプレックスと合わせて、丹波帯の和知層(雲ヶ畑コンプレックスの一部と灰屋コンプレックスに相当)や美濃帯の舟伏山層と対比可能であるとしている。つまり、大間々コンプレックスと葛生コンプレックスのユニット2が同一の地質体であると捉えている。しかし、これまで述べてきたように、大間々コンプレックスの玄武岩類にはE-MORBとOIBの2種類の異なる地球化学的特徴を示す玄武岩類の存在が示唆される。これに対し、主要元素の検討しか行われていないものの、葛生コンプレックスのユニット2ではMORB的な特徴を持つ玄武岩類は見つかっていない。したがって、少なくとも玄武岩類の地球化学的特徴からは、大間々コンプレックスと葛生コンプレックスが同一の地質体であるという積極的な根拠は見いだせない。

**謝辞:** 本研究の玄武岩類の全岩化学組成の分析は、NPO法人ジオプロジェクト新潟に依頼し、新潟大学の野原(今中)里華子氏に測定していただいた。岩石薄片は、産業技術総合研究所地質情報基盤センター地質試料調製グループの皆様にご作成して頂いた。地質情報研究部門地殻岩石研究グループの山崎 徹博士には、原稿を査読していただき、本稿は大きく改善された。同部門層序構造地質研究グループの原 英俊博士には、編集担当として原稿を精読いただき、有益なコメントを頂いた。記して感謝申し上げます。

## 文 献

- 青木 斌・伊東正喜(1968)海洋地殻の岩石—I。高アルミナ玄武岩—。地球科学, **22**, 24–31.
- Geological Survey of Japan, AIST (2018) Seamless digital geological map of Japan 1: 200,000. January 26, 2018 version. Geological Survey of Japan, AIST. <https://gbank.gsj.jp/seamless/v2full/> (Accessed:2018-1-26)
- Hashimoto, M., Kashima, N. and Saito, Y. (1970) Chemical composition of Paleozoic greenstones from two areas of Southwest Japan. *The Journal of the Geological Society of Japan*, **76**, 463–476.
- 林 信悟・長谷川美行(1981)足尾帯の秩父系—大型化石およびコノドントによる年代論(その2) 一。中生代構造作用の研究, no. 3, 232–249.
- 林 信悟・飯島静男・石井逸雄・中島照雄・沢口 宏・田中宏之・吉田 尚(1990)足尾山地南西部の中・古生界。群馬県立歴史博物館紀要, **11**, 1–34.
- Ichiyama, Y., Ishiwatari, A. and Koizumi, K. (2008) Petrogenesis of greenstones from the Mino–Tamba belt, SW Japan: Evidence for an accreted Permian oceanic plateau. *Lithos*, **100**, 127–146.
- Ito, T. (2019) A report of Permian, Triassic, and Jurassic radiolarian occurrences from the Ashio terrane in the Hachioji Hills, eastern Gunma Prefecture, central Japan. *Bulletin of the Geological Survey of Japan*, **70**, 225–247.
- Ito, T. (2020a) A Cisuralian (early Permian) radiolarian assemblage and a new species of *Latentibifistula* Nazarov and Ormiston from central Japan. *Revue de Micropaléontologie*, **66**, 100407.
- Ito, T. (2020b) Radiolarian age of Triassic striped chert within the Jurassic accretionary complex of the Ashio terrane in the Ashikaga area, Tochigi Prefecture, central Japan. *Bulletin of the Geological Survey of Japan*, **71**, 297–312.
- Kamata, Y. (1996) Tectonostratigraphy of sedimentary complex in the southern part of the Ashio terrane, central Japan. *Science Reports of the Institute of Geoscience, University of Tsukuba, Section B, Geological Sciences*, **17**, 71–107.
- Koizumi, K. and Ishiwatari, A. (2006) Oceanic plateau accretion inferred from Late Paleozoic greenstones in the Jurassic Tamba accretionary complex, southwest Japan. *Island Arc*, **15**, 58–83.
- Kojima, S., Hayasaka, Y., Hiroi, Y., Matsuoka, A., Sano, H., Sugamori, Y., Suzuki, N., Takemura, S., Tsujimori, T. and Uchino, T. (2016) Pre-Cretaceous accretionary complexes. In Moreno, T., Wallis, S. and Gibbons, W., eds., *The Geology of Japan*, Geological Society of London, London, 61–100.
- 草野有紀・宮下純夫・池田和也(2010)新潟県五泉市早出川周辺の足尾帯緑色岩の岩石学的研究。地質学雑誌, **116**, 270–282.
- Le Bas, M. J. and Streckeisen, A. L. (1991) The IUGS systematics of igneous rocks. *Journal of the Geological Society*, London, **148**, 825–833.
- Matsuda, T. and Isozaki, Y. (1991) Well-documented travel history of Mesozoic pelagic chert in Japan: From remote ocean to subduction zone. *Tectonics*, **10**, 475–499.
- Meschede, M. (1986) A method of discriminating between different types of mid-ocean ridge basalts and continental tholeiites with the Nb–Zr–Y diagram. *Chemical Geology*, **56**, 207–218.
- Mullen, E. D. (1983) MnO/TiO<sub>2</sub>/P<sub>2</sub>O<sub>5</sub>: A minor element

- discriminant for basaltic rocks of oceanic environments and its implications for petrogenesis. *Earth and Planetary Science Letters*, **62**, 53–62.
- 中江 訓(1991) 化学組成からみた丹波帯緑色岩の起源. 岩鉱, **86**, 487–496.
- 中江 訓(2000) 西南日本内帯ジュラ紀付加複合体の広域対比. 地質学論集, no. 55, 73–98.
- 中島 裕・内田悦生・今井直哉・今井浩人・大野 仁(1992) 栃木県葛生地域の鍋山炭酸塩岩層中に産する含ブルーサイト白色岩とその生成に関与した玄武岩岩脈について. 岩鉱, **87**, 445–459.
- Ogawa, Y. and Tanigawa, H. (1989a) Origin and emplacement of basaltic rocks in the accretionary complexes in SW Japan. *Ophioliti*, **14**, 177–193.
- 小川勇二郎・谷川英嗣(1989b) 微量元素組成と産状からみた本邦の付加体および構造帯中の玄武岩類の起源とエンプレイスメントのプロセス. 地学雑誌, **98**, 118–132.
- Pearce, J. A. and Cann, J. R. (1973) Tectonic setting of basic volcanic rocks determined using trace element analyses. *Earth and Planetary Science Letters*, **19**, 290–300.
- Pearce, J. A. and Norry, M. J. (1979) Petrogenetic implications of Ti, Zr, Y, and Nb variations in volcanic rocks. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, **69**, 33–47.
- Safonova, I., Kojima, S., Nakae, S., Romer, R. L., Seltmann, R., Sano, H. and Onoue, T. (2015) Oceanic island basalts in accretionary complexes of SW Japan: Tectonic and petrogenetic implications. *Journal of Asian Earth Sciences*, **113**, 508–523.
- 佐野 栄・田崎耕市(1989) 丹波帯の緑色岩. 地質学論集, **33**, 53–67.
- Sano, S., Hayasaka, Y. and Tazaki, K. (2000) Geochemical characteristics of Carboniferous greenstones in the Inner Zone of Southwest Japan. *The Island Arc*, **9**, 81–96.
- 指田勝男・堀 常東(2000) 八溝山地の中生界とユニット区分. 地質学論集, no. 55, 99–106.
- 須藤定久・牧本 博・秦 光男・宇野沢 昭・滝沢文教・坂本 亨・駒澤正夫・広島俊男(1991) 20万分の1地質図幅「宇都宮」, 地質調査所.
- Sun, S. S. and McDonough, W. F. (1989) Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes. *Geological Society, London, Special Publications*, **42**, 313–345.
- 高橋俊郎・周藤賢治(1997) 蛍光X線分析装置RIX3000による, 珪酸塩岩石中の主要分元素および微量元素の定量分析. 理学電機ジャーナル, **28**, 25–37.
- Tagiri, M. and Kasai, K. (2000) Nature of greenstones in the Mesozoic Yamizo Super Group, Keisoku Massif in the Yamizo Mountains, eastern Japan. *Journal of Mineralogical and Petrological Sciences*, **95**, 48–56.
- Tatsumi, Y., Shinjoe, H., Ishizuka, H., Sager, W. W. and Klaus, A. (1998) Geochemical evidence for a mid-Cretaceous superplume. *Geology*, **26**, 151–154.
- 内野隆之(2011) 加茂地域の地質, 第3章 下部ジュラ系. 地域地質研究報告(5万分の1地質図幅). 産総研地質調査総合センター, 8–27.
- Winchester, J. A. and Floyd, P. A. (1977) Geochemical discrimination of different magma series and their differentiation products using immobile elements. *Chemical Geology*, **20**, 325–343.
- 山北 聡・大藤 茂(2000) 丹波—美濃—足尾帯付加堆積岩コンプレックスの構造層序区分と北部秩父帯・南部秩父帯との比較. 構造地質, **44**, 5–32.

( 受 付 : 2020年5月29日 ; 受 理 : 2021年5月21日 )

