

埼玉県横瀬町丸山地域に産する御荷鉾帯斑れい岩の岩石学的研究

川 野 良 信* 笠 原 真 也**

キーワード：埼玉県，御荷鉾帯，斑れい岩，HFS 元素，希土類元素

I. はじめに

関東山地から四国まで本州を縦断して分布する三波川変成帯の南縁には，玄武岩質溶岩，火山碎屑岩，斑れい岩などの緑色岩類からなる御荷鉾帯が断続的に分布している（小島，1950；橋本，1989）．御荷鉾帯を構成するこれら緑色岩類の起源については，貫入岩体説（小島，1950），オフィオライト説（鈴木，1975），海洋地殻説（Iwasaki, 1979）などが提唱されており意見が分かれている．また，御荷鉾帯の帰属についても，三波川帯とする説（牧本・竹内，1992；関東山地団体研究グループ，2002；竹内，2008；松岡，2013）と，秩父帯とする説（八尾，2009；村田・前川，2011；Lu et al., 2022）があり見解に相違がみられる．さらに，年代学的手法の発達によって，三波川帯と御荷鉾帯の堆積・付加年代に差があることが明らかにされ（Tsutsumi et al., 2009；大藤ほか，2010），加えて御荷鉾帯緑色岩に付随する斜長岩の年代が秩父帯の堆積時期と整合的であることから（Tominaga and Hara, 2021；原・富永，2022），御荷鉾帯の帰属に関心が高まっている．このような背景のもと，御荷鉾帯の帰属を明らかにするひとつの方法として，緑色岩類の岩石学的特徴を明らかにし，三波川帯や秩父帯に産する火成岩類との比較・検討の必要性が指摘されていた（川島・高木，2017）．

御荷鉾帯緑色岩類に関して，Iwasaki（1979）は，四国東部の御荷鉾帯斑れい岩塊の岩石学的研究を行い，それらを海洋地殻起源と推定した．一方，矢島ほか（1984）は，埼玉県横瀬地域に点在する多数の御荷鉾帯斑れい岩について調査を行い，いずれも数m～数10 mほどの小さな岩株，岩脈ないし火山岩栓などの貫入岩体であるとし，そのうち直径が100 mを超える大きな岩体を丸山岩体，高篠岩体および都幾川岩体と命名した．また，井澤（2018）は群馬県下仁田地域に分布する超苦鉄質岩体を調査し，海台火成活動によって形成されたものと推定し

ている．近年，Tominaga and Hara（2021）は，関東山地東縁部の御荷鉾帯と秩父帯に産する緑色岩類の化学分析を行い，緑色岩類の起源について述べている．

このように御荷鉾帯緑色岩類については複数の岩石学的研究はあるものの，三波川変成作用を被っていることから，その起源を明らかにすることは容易ではない．御荷鉾帯の帰属を議論するには，変成作用による影響が比較的小さい不適合元素や希土類元素を用いた岩石学的研究が必要である．関東山地東縁部に分布する御荷鉾帯斑れい岩の包括的な岩石化学は，すでに報告されているものの（Tominaga and Hara, 2021；原・富永，2022），地域毎に分析した試料数は少なく，詳細に検討するにはさらなる試料採取と化学分析を実施する必要がある．そこで，本研究では埼玉県横瀬地域に点在する斑れい岩の野外調査，鏡下観察，全岩化学分析を行い，その岩石学的特徴を明らかにするとともに，その起源について考察する．

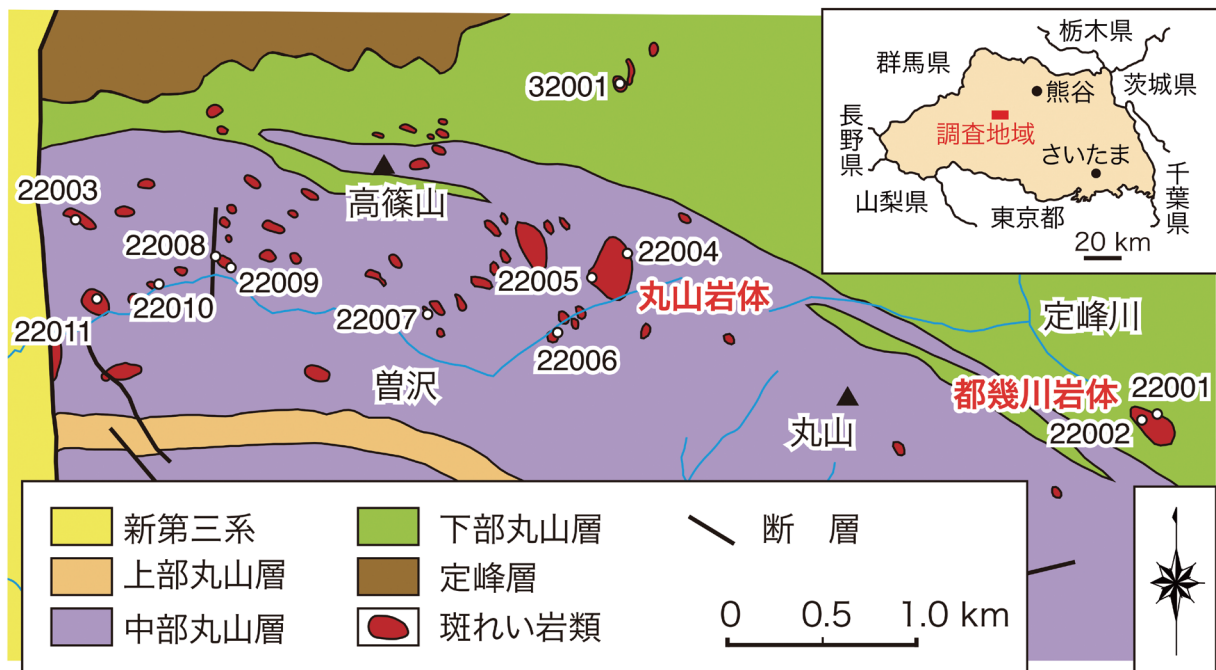
II. 地質概略

調査対象地域である埼玉県秩父郡横瀬町は熊谷市から南西方向に約30 kmの場所に位置する（第1図）．本調査地域には北から南に，御荷鉾帯，秩父帯北帯が带状に分布し，その西側には新第三系が断層を境に露出している（矢島ほか，1984）．

本地域に分布する御荷鉾帯は，石墨片岩・千枚岩からなる定峰累層とその上位に整合に重なる丸山層に区分されている（矢島ほか，1984）．さらに，丸山層は，細粒の火山碎屑岩類・火山角礫岩からなる層厚200～490 mの下部丸山層，火山角礫岩からなる層厚400～800 mの中部丸山層，火山碎屑岩・火山角礫岩，非火山性堆積岩類を主体とする層厚150～350 mの上部丸山層に細分されている（矢島ほか，1984）．このうち，下部丸山層と中部丸山層には，直径数m～数10 mほどの小さな岩株，

* 立正大学地球環境科学部

** 立正大学地球環境科学部卒業生



第1図 埼玉県横瀬町御荷鉾帯斑れい岩分布域の地質概略図。

矢島ほか（1984）を簡略化。

岩脈あるいは火山岩栓状の斑れい岩が点在し、特に直径が100 mを超える大きな岩体は、丸山岩体、高篠岩体および都幾川岩体と命名されている（矢島ほか，1984）。丸山岩体の一部は枕状溶岩に類似した急冷構造を有することから浅所貫入岩体とされ、小岩体は、数mm～1 cm大を超える普通輝石の密集する斑れい岩質ペグマタイトからなる（矢島ほか，1984）。一方、御荷鉾帯に産する放散虫化石からその形成はジュラ紀後期以前とされ、ジュラ紀後期以降に付加されたと考えられている（松岡，1999）。また、御荷鉾緑色岩類の斜長岩から157 MaのジルコンU-Pb年代、凝灰質千枚岩から 110.1 ± 2.4 MaのK-Ar年代が得られており（Tominaga and Hara, 2021）、形成時期をジュラ紀とする松岡（1999）の結果と整合的である。

秩父帯北帯には、砂岩・泥岩優勢砂岩泥岩互層、チャート・苦鉄質岩からなり、まれに石灰岩を伴う住居附ユニット、砂岩、泥岩・泥岩優勢砂岩泥岩互層を主とし、チャートと玄武岩を伴う上吉田ユニット、チャートを主とし、珪質凝灰岩と泥岩を伴う柏木ユニットに区分されている（松岡ほか，2016）。秩父帯北帯の形成時期については、住居附ユニットがジュラ紀前期～ジュラ紀中期（松岡ほか，1998）、上吉田ユニットがジュラ紀中期（松岡・八尾，2011）、柏木ユニットがジュラ紀後期～白亜紀前期（松岡，2013）と推定されている。なお、松岡（2013）は、柏木ユニットをジュラ紀後期の館サブユ

ニット、白亜紀前期の荻平サブユニットに細分している。

新第三系は、礫岩および砂岩を主とし、粗粒砂岩を挟む秩父町層群と、主として角礫岩層・円礫岩層・礫まじり粗粒砂岩層・極細粒砂岩層やそれらの互層からなる横瀬町層群から構成され、ともに東方から西方にかけて粒径が細粒になる特徴がみられる（岡野・秩父盆地団体研究グループ，2018）。新第三系の形成時期は、既報の研究で明らかにされた年代値にばらつきはあるが、秩父町層群・横瀬町層群最上部ともに15～14 Maと考えられている（岡野・秩父盆地団体研究グループ，2018）。

Ⅲ．野外および鏡下観察

Ⅲ－１．野外観察

本研究では、都幾川岩体から2試料（22001と22002）、丸山岩体から2試料（22004と22005）、小岩体8試料（22003～22911，32001）の計12試料を採取した。採取地点を第1図に示す。なお、高篠岩体は風化が進み、新鮮な試料は採取できなかった。都幾川岩体は、亀裂が発達したブロック状の岩塊として産する場合が多いが、岩石は比較的新鮮である。露頭や現地性転石から採取した試料は、粒径1～5 mmの青灰色～暗緑色を呈し、角閃石と斜長石の結晶が目立つ等粒状の岩石である。丸山岩体は、風化が進行し、新鮮な岩石の露出が限定的である。露頭や現地性転石から新鮮な部分を選んで試料を採取し

た。構成鉱物の大きさは1～5 mmほどで、青灰色～暗緑色を呈する等粒状の岩石である。一部の鉱物は最大粒径が15 mmほどに達する場合もある。部分的に黒色を呈する有色鉱物のクロットや細かい石英脈の発達が認められる。小岩体は、全体的に風化が進んでおり、露頭は残っているものの現地性の転石しか確認できない地点(22007, 22008, 32001)もあった。採取した試料は堅牢で比較的新鮮であり、露頭もしくは現地性転石の新鮮な部分から採取された。岩石は青灰色～暗緑色の等粒状を呈するが、黒灰色でやや細粒を呈する岩石(22008)も含まれる。また、直径1 mm以下の空隙がみられる試料(22011)もあった。

Ⅲ－２．鏡下観察

都幾川岩体の試料(22002)は、完晶質、等粒状の岩相を呈し、主として斜長石、単斜輝石、角閃石、直方(斜方)輝石からなり、二次鉱物として緑泥石、絹雲母、方解石を含む(第2図A, B)。斜長石は自形～半自形で、長径0.2～3 mmの柱状を呈し、アルバイト式双晶や累帯構造が顕著に発達する。単斜輝石は自形～半自形で、長径1～3 mmの柱状を呈する。無色～淡緑色の弱い多色性を示し、干渉色は黄色である。一部で双晶を示すものも認められる。角閃石は自形～半自形で、長径1.2～3 mmの柱状を呈する。多色性は無色～淡緑色～淡褐色で、干渉色は淡黄色である。直方(斜方)輝石は自形～半自形で、長径0.3 mmの長柱状を呈し、無色～淡褐色の弱い多色性、黄色の干渉色を示す。緑泥石は長径0.1 mmに満たない半自形の長柱状～紡錘状を呈し、変質した輝石の周囲に産する。絹雲母は微細な結晶として斜長石中に、方解石は緑泥石中に長辺1.2 mmほどの卓状を呈してそれぞれ産する。

丸山岩体の試料(22004)は、完晶質、等粒状を呈し、角閃石、直方(斜方)、斜長石、不透明鉱物を主体とし、二次鉱物として緑れん石、緑泥石を伴う(第2図B, C)。角閃石は自形～半自形の柱状で、長径0.8～2.8 mmを呈する。淡緑色～褐色の多色性を示し、青紫～黄緑色～赤褐色の干渉色が認められる。直方(斜方)は自形～半自形の短柱状で、長径0.8～2.5 mmを呈する場合が多い。多色性は無く、無色～黄色の干渉色を呈する。斜長石は半自形の柱状で、長辺0.2～1.2 mmである。アルバイト式双晶が顕著に認められる。不透明鉱物は長径0.2～1 mmの柱状を呈する場合が多い。緑れん石は自形～半自形で、長径0.2～0.8 mmの卓状を呈する。多色性は認められず、赤紫～黄～緑色の干渉色を示す。緑泥石は半自

形～他形で、長径0.1～0.2 mmの柱状を呈する。淡緑色の多色性と青～黄～赤の干渉色を示す。

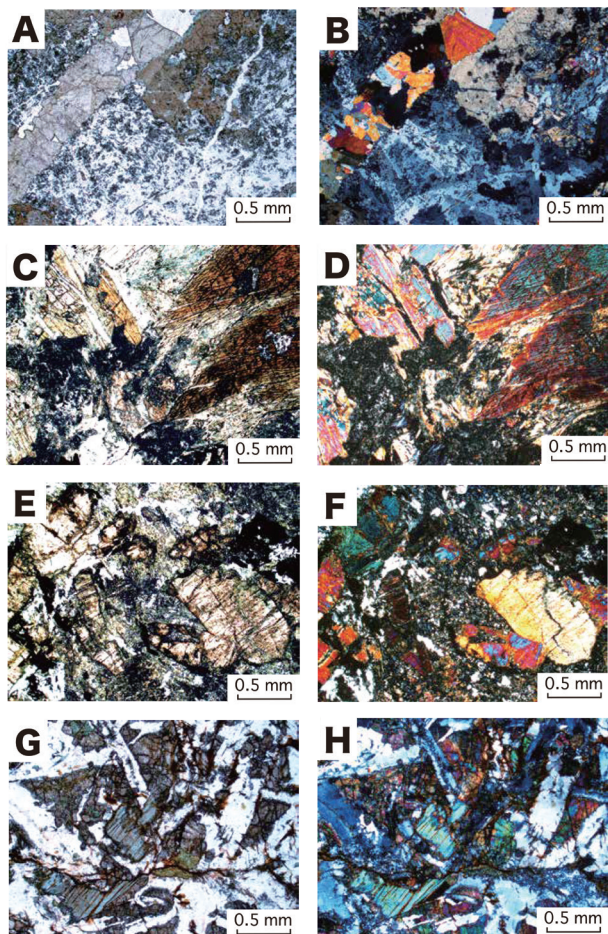
中部丸山層に産する小岩体の試料(22008)は、完晶質、等粒状を呈し、単斜輝石、直方(斜方)輝石、斜長石、不透明鉱物からなり、二次鉱物の緑れん石、緑泥石を伴う(第2図E, F)。単斜輝石は自形～半自形を呈し、長径0.1～1.2 mmの柱状を呈する。多色性はほとんど認められず、淡黄色～青緑色～青の干渉色がある。直方(斜方)は自形で、長径0.8～1.2 mmの長方形～台形を呈する。無色～淡褐色の弱い多色性が認められ、黄色の干渉色を示す。斜長石は半自形を呈し、長径0.1～0.5 mmの柱状を呈す。微細な結晶が多く、鉱物間を充填するように出現している。不透明鉱物は紡錘状～柱状を呈し、長径0.5 mmほどの結晶が多い。緑れん石は自形で、長径0.3～0.8 mmの卓状～柱状を呈する。多色性は認められず、青色～赤紫色の干渉色を呈する。緑泥石は長径0.1 mmの他形を呈し、無色～緑色の多色性と黄色～赤色～緑色の干渉色を示す。

下部丸山層に産する小岩体の試料(32001)は、完晶質でオフィティック組織を呈し、斜長石、直方(斜方)輝石、角閃石、単斜輝石、不透明鉱物、緑れん石、緑泥石から構成される(第2図G, H)。斜長石は、自形～半自形で、長径0.1～2 mmの長柱状を呈し、アルバイト式双晶が顕著に認められる。直方(斜方)輝石は自形で長径1.2～3 mmの卓状～短柱状を呈する。多色性は認められず、青緑色の干渉色を示す。角閃石は自形～半自形で長径0.5～2.2 mmの柱状を呈し、淡緑色～褐色の多色性、青～紫～橙色の干渉色を示す。単斜輝石は自形～半自形で、長径0.1～1.7 mmの柱状を呈する。多色性はほとんど認められず、淡褐色～黄色の干渉色を示す。不透明鉱物は長径0.2～1 mmの紡錘状を呈する。緑れん石は自形～半自形で、長径0.1～0.8 mmの卓状を呈する。多色性は認められず、黄色～緑色～赤紫色の干渉色を示す。緑泥石は自形～半自形で、長径0.4～1 mmの菱形～針状を呈する。無色～淡緑色の多色性と黄緑色～赤紫色の干渉色を示す。

Ⅳ．全岩化学分析

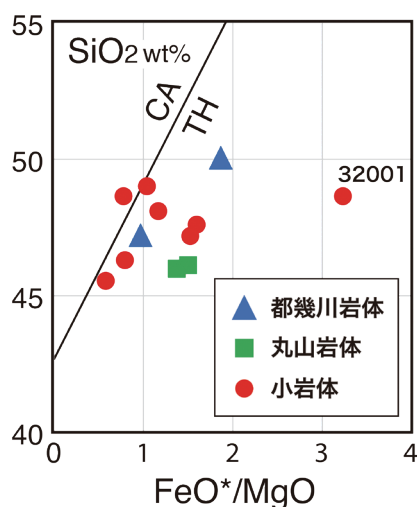
Ⅳ－１．分析方法

本研究では、都幾川岩体から2試料、丸山岩体から2試料、小岩体8試料の計12試料について、全岩主成分・微量成分元素および希土類元素分析を行った。試料を岩石カッターで切り出し、鉄乳鉢で粗く粉碎した後、メノ



第2図 御荷鉾帯斑れい岩の偏光顕微鏡写真

A；都幾川岩体（22002）オープンニコル，B；都幾川岩体（22002）クロスニコル，C；丸山岩体（22004）オープンニコル，D；丸山岩体（22004）クロスニコル，E；中部丸山層中の小岩体（22008）オープンニコル，F；中部丸山層中の小岩体（22008）クロスニコル，G；下部丸山層の小岩体（32001）オープンニコル，H；下部丸山層の小岩体（32001）クロスニコル。



第3図 FeO^*/MgO に対する SiO_2 図 (Miyashiro, 1974)

CA, カルカルカリ岩系；TH, ソレライト岩系。

ウ製のボールミルで細粉化を行い，メノウ乳鉢で極粉化した。その後900℃で2時間以上の強熱処理を行い，試料と融剤（四ホウ酸リチウム）を1：2で混合し，ガラスビードを作成した。主成分・微量成分元素分析は，川野（2010）に基づき立正大学地球環境科学部環境システム学科設置の蛍光X線分析装置（XRF；リガク社製ZSX Primus II）を用いて行った。ただし，分析条件を改善し，理論マトリックス補正計算はde Jonghモデルを用い，Loss on ignition (L.O.I.) を含む補正計算（山田，2010）を施した。測定した元素は，Si, Ti, Al, Fe, Mn, Mg, Ca, Na, K, Pの主成分と，Ba, Co, Cr, Cu, Ga, Nb, Ni, Pb, Rb, Sr, V, Y, Zn, Zrの微量成分の合計24元素である。希土類元素分析は立正大学地球環境科学部環境システム学科設置のICP-MS（PerkinElmer社製NexION2000）とNd-YAGレーザーアブレーションシステム（New Wave Research社製UP-213Nd）を連結したLA-ICP-MSを用いて測定した。分析手法は川野・清水（2017）に準じ，XRFで求めたYを内標準元素として測定元素の補正を行った。測定した希土類元素はLaからLuまでのランタノイドおよびHf, Th, Ta, Uの計18元素である。

IV-2. 分析結果

主成分元素・微量元素の分析結果を第1表に示し，岩石系列を明らかにするため， $\text{FeO}^*/\text{MgO} - \text{SiO}_2$ 図（第3図）に点示した。図をみると，ひとつの小岩体を除き，他の試料はすべてソレライト岩系の領域に点示される。都幾川岩体は，丸山岩体よりも岩系の区分境界に近い領域に点示され，一部小岩体が占める領域と重複する。なお，小岩体のうち FeO^*/MgO が大きな試料は，下部丸山層内に分布する小岩体（32001）である。

第4図にMgOに対する各酸化物の相関を示した。なお，本図でMgOに富む小岩体は調査域の最も西方に分布する22003である。この22003を除くと，他の試料はMgOが4～13 wt%の比較的狭い範囲に集中する傾向がある。都幾川岩体と丸山岩体を比較すると，前者は後者に比して， SiO_2 に富むものの他の酸化物では組成領域がほぼ重複しており，組成差は認められない。小岩体は，都幾川岩体や丸山岩体の組成領域とほぼ全ての元素で重複しているが，MgOの増加と共にCaOは増加し， Na_2O は減少する傾向が認められる。22003は他の小岩体よりも， SiO_2 , Al_2O_3 , Na_2O に乏しい特徴を有する。

第5図にMgOに対する微量成分元素の相関を示した。都幾川岩体と丸山岩体を比較すると，前者は後者に比し

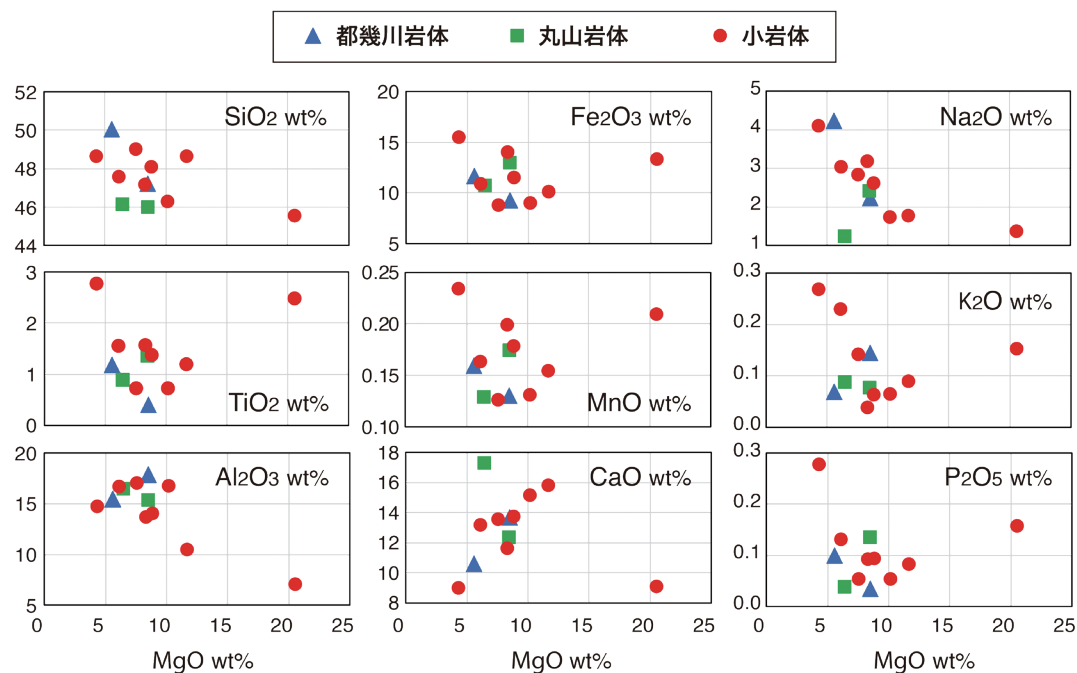
第1表 蛍光X線分析法による全岩主成分元素および微量成分元素組成

	都幾川岩体		丸山岩体		小岩体							
	22001	22002	22004	22005	22003	22006	22007	22008	22009	22010	22011	32001
SiO ₂ (wt%)	47.19	50.05	45.98	46.12	45.54	49.00	46.30	47.19	48.09	48.64	47.60	48.64
TiO ₂	0.40	1.19	1.37	0.90	2.50	0.73	0.73	1.57	1.39	1.20	1.57	2.78
Al ₂ O ₃	17.83	15.48	15.42	16.53	7.10	17.09	16.78	13.69	14.09	10.54	16.69	14.75
Fe ₂ O ₃	9.24	11.61	12.98	10.72	13.32	8.75	8.99	14.05	11.47	10.07	10.87	15.49
MnO	0.13	0.16	0.17	0.13	0.21	0.13	0.13	0.20	0.18	0.15	0.16	0.23
MgO	8.55	5.60	8.50	6.44	20.55	7.56	10.16	8.30	8.84	11.68	6.13	4.32
CaO	13.66	10.64	12.33	17.27	9.14	13.58	15.17	11.64	13.78	15.84	13.20	9.02
Na ₂ O	2.23	4.23	2.43	1.24	1.36	2.84	1.74	3.18	2.63	1.77	3.03	4.11
K ₂ O	0.14	0.07	0.08	0.09	0.15	0.14	0.06	0.04	0.06	0.09	0.23	0.27
P ₂ O ₅	0.03	0.10	0.14	0.04	0.16	0.05	0.05	0.09	0.09	0.08	0.13	0.28
Total	99.41	99.13	99.39	99.48	100.03	99.86	100.12	99.96	100.61	100.07	99.60	99.88
Ba (ppm)	7.53	61.3	49.0	26.8	81	36.3	11.5	97.9	53.6	68.5	80.5	142
Co	47.8	43.8	66.4	46.5	96.4	47.0	50.6	67.9	60.0	56.5	45.7	51.2
Cr	746	28.2	225	793	1606	189	905	247	107	1026	226	7.48
Cu	28.8	237	130	—	88.5	87.6	155	243	489	145	309	—
Ga	14.2	17.2	18.3	19.1	12.3	15.9	14.4	16.1	16.3	13.3	19.2	22.3
Nb	1.42	2.34	3.42	1.69	5.95	2.00	1.99	2.46	3.98	2.79	6.54	12.9
Ni	184	54.0	217	112	1116	113	227	140	176	230	100	—
Pb	2.17	2.35	3.77	2.82	2.34	1.61	2.48	2.79	3.19	2.05	2.48	2.07
Rb	3.81	2.1	2.19	2.48	2.81	2.9	1.43	2.35	1.39	0.32	4.3	9.97
Sc	29.2	38.2	33.6	42.1	29.6	44.4	52.2	38.0	39.5	70.5	40.8	26.3
Sr	197	571	480	347	129	252	194	929	246	176	314	577
V	135	405	378	336	356	236	259	412	379	372	358	454
Y	7.18	22.8	22.87	12.44	21.3	13.5	10.9	19.1	15.8	14.4	20.4	36.2
Zn	45.0	79.4	82.67	61.9	90.9	35.8	51.3	84.0	68.9	54.8	71.6	89.5
Zr	17.8	62.0	77.5	39.2	95.0	34.3	28.0	95.5	70.9	52.4	78.2	159

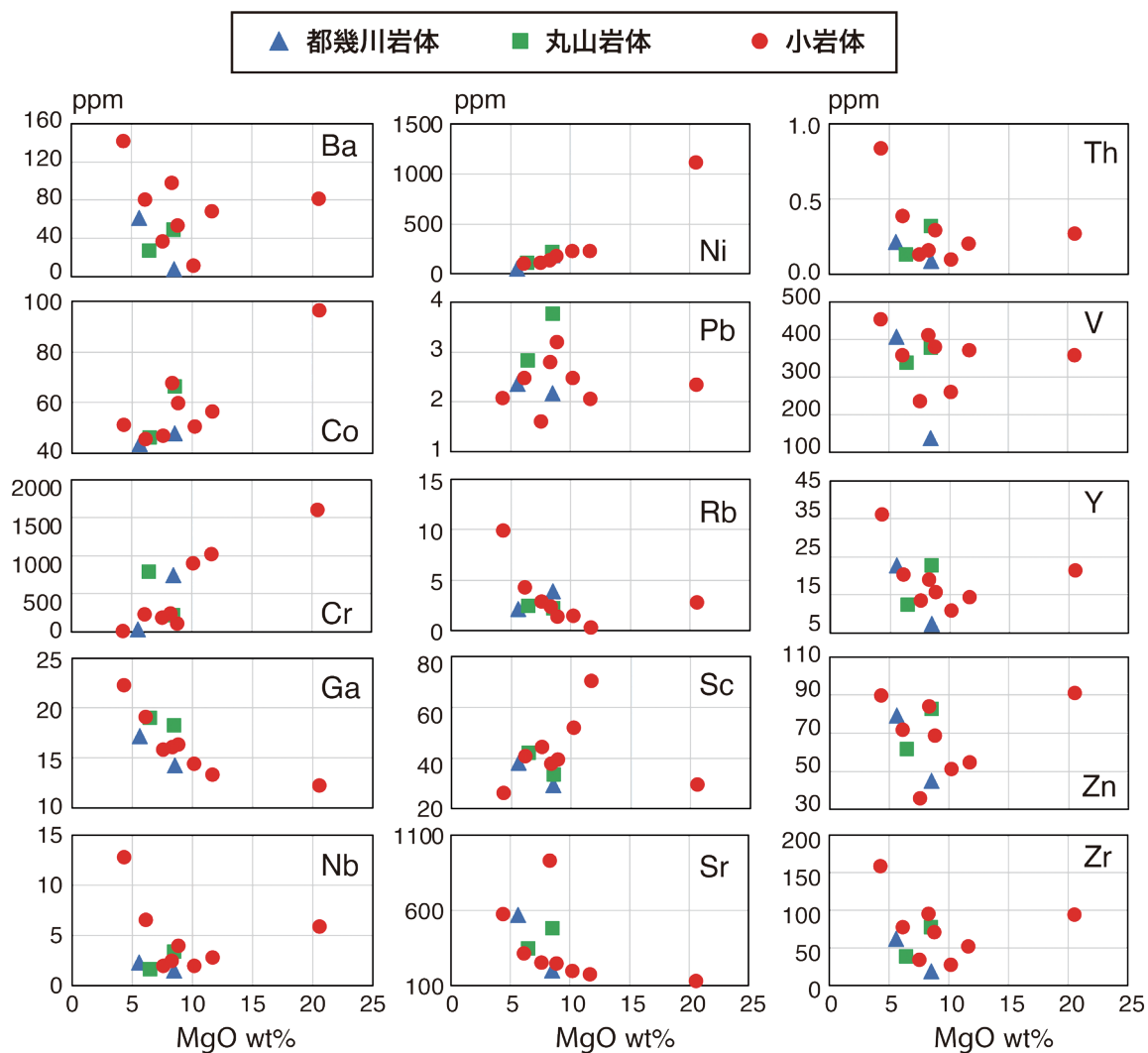
全鉄をFe₂O₃として表示している。

第2表 LA-ICP-MS分析法による希土類元素組成とHf, Ta, Th, U

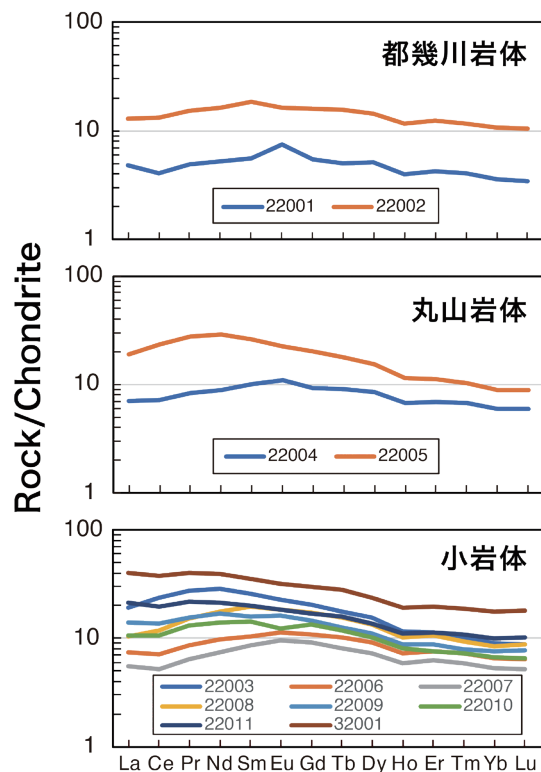
	都幾川岩体		丸山岩体		小岩体							
	22001	22002	22004	22005	22003	22006	22007	22008	22009	22010	22011	32001
La (ppm)	1.17	3.15	4.06	1.72	4.65	1.80	1.35	2.53	3.39	2.59	5.18	9.82
Ce	2.62	8.46	9.32	4.61	15.0	4.51	3.32	7.55	8.69	6.79	12.5	23.8
Pr	0.47	1.48	1.67	0.80	2.66	0.83	0.62	1.46	1.51	1.25	2.09	3.85
Nd	2.47	7.65	8.72	4.18	13.6	4.62	3.50	8.29	7.94	6.56	10.1	18.8
Sm	0.85	2.87	3.00	1.54	3.96	1.61	1.33	3.02	2.45	2.19	3.07	5.41
Eu	0.43	0.95	1.08	0.64	1.31	0.66	0.56	1.06	0.94	0.71	1.07	1.85
Gd	1.11	3.28	3.84	1.89	4.14	2.22	1.86	3.53	2.96	2.71	3.47	6.08
Tb	0.19	0.59	0.64	0.34	0.67	0.38	0.30	0.58	0.47	0.44	0.59	1.04
Dy	1.29	3.62	3.90	2.15	3.90	2.32	1.85	3.38	2.82	2.60	3.50	5.97
Ho	0.22	0.66	0.71	0.38	0.65	0.41	0.34	0.58	0.49	0.46	0.62	1.10
Er	0.70	2.06	2.15	1.14	1.86	1.25	1.04	1.76	1.45	1.27	1.88	3.22
Tm	0.10	0.30	0.31	0.17	0.26	0.19	0.15	0.24	0.20	0.19	0.28	0.48
Yb	0.59	1.76	1.80	0.98	1.47	1.07	0.87	1.40	1.24	1.09	1.66	2.90
Lu	0.09	0.27	0.28	0.15	0.22	0.16	0.13	0.22	0.20	0.17	0.26	0.46
Hf	0.44	1.41	1.74	0.90	2.48	0.84	0.79	1.91	1.74	1.49	1.91	3.59
Ta	0.06	0.15	0.20	0.11	0.39	0.11	0.07	0.16	0.23	0.17	0.40	0.81
Th	0.09	0.22	0.32	0.13	0.27	0.13	0.10	0.16	0.29	0.20	0.39	0.84
U	0.05	0.13	0.15	0.07	0.22	0.10	0.04	0.07	0.09	0.05	0.12	0.25



第4図 MgOに対する主成分元素の相関図



第5図 MgOに対する微量成分元素の相関図

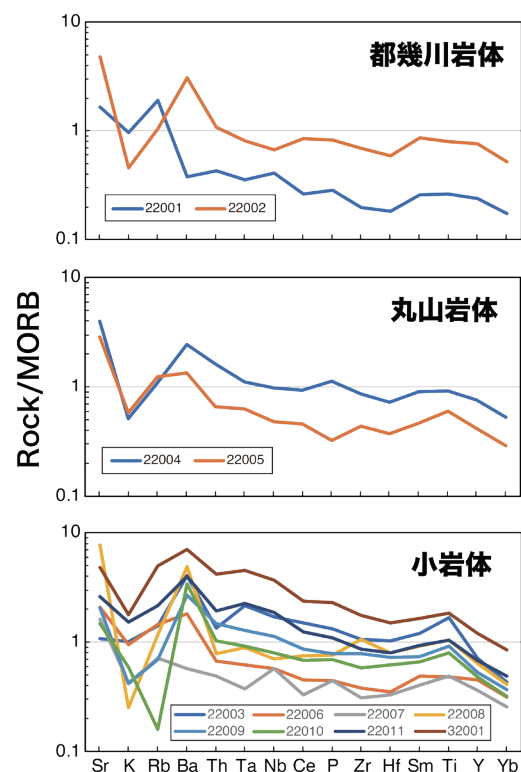


第6図 希土類元素パターン図

C1コンドライトの値は Anders and Grevesse (1989) から引用.

て, Ga, Pb, Sc, Thに乏しいものの, 他の微量元素では組成領域の重複が認められる. 小岩体は, すべての微量元素において, 都幾川岩体と丸山岩体の組成領域に重複している. また, 22003を除くと, MgOの増加に伴い, Ga, Nb, Rb, Yで明瞭な減少傾向がみられ, Cr, Ni, Scで増加傾向が認められる. 他の微量元素では弱い増減がみられるが明瞭とは言い切れない. 22003はCo, Cr, Niに著しく富み, Gaに乏しい特徴がある.

希土類元素組成の特徴を把握するため, 第6図にC1コンドライト (Anders and Grevesse, 1989) で規格化したREEパターンを示す. 都幾川岩体の2試料では, 22002が22001よりも全体的に希土類元素に富む平行なパターンが示される. 22002は, La ~ Smにかけて増加し, Sm ~ Luにかけて減少するパターンを示す. 一方, 22001はLa ~ Ceにかけて一旦減少するが, Ce ~ Euにかけて増加し, Eu ~ Luにかけて減少するパターンを示す. また, 22001は僅かにEuの正異常がみられる. 丸山岩体の2試料では, 22005が22004よりも希土類元素に富む平行したパターンがみられる. 22004はLa ~ Euにかけて増加の傾向があり, Eu ~ Luにかけて緩やかに減少するパターンを有する. また, 22005は, La ~ Ndにかけ



第7図 中央海嶺玄武岩 (MORB) で規格化したパターン図

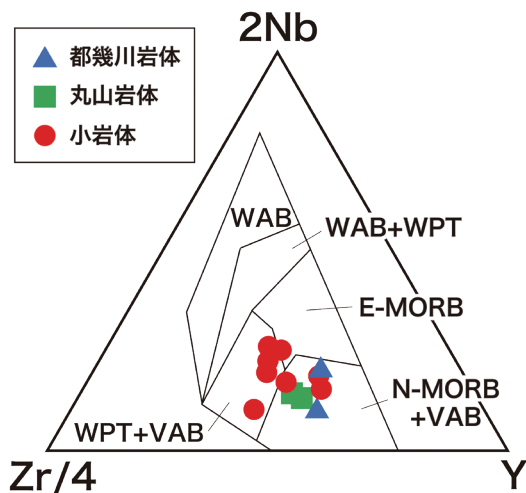
MORBの値はPearce (1983) から引用.

て増加し, Nd ~ Luまで減少するパターンを示す. 小岩体で最も希土類元素に富む試料は, 下部丸山層に産する32001である. この試料はLa ~ Luまで緩やかに減少するパターンを示す. また, 最も希土類元素に乏しい試料は22007でEuに富み, LaやLuに乏しいパターンを有している. 他の小岩体はこれら2試料に挟まれた範囲内で変動するが, 22010のみ僅かにEuの負異常が認められる.

V. 考察

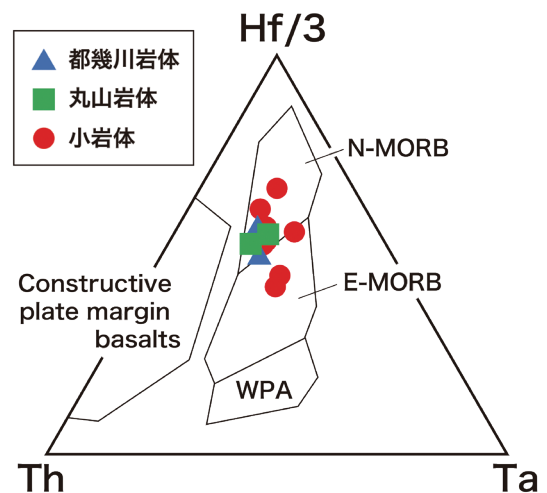
V-1. 御荷鉾斑れい岩の形成場

一般に斑れい岩は苦鉄質マグマから形成されたと考えられている. 三波川帯は付加体であるため (小島, 1950; 橋本, 1989), マントルの部分溶融で生じたマグマを起源としている可能性が高い. しかし, 御荷鉾斑れい岩は三波川変成作用を被っているため, 起源マグマの化学的性質をそのまま保持しているとは限らない. そこで, まず変成作用によってどの元素が影響を被っているのかを把握するために, 化学組成を中央海嶺玄武岩 (以下, MORB; Pearce, 1983) の値で規格化したスパイダーグラム (第7図) を用いて検討する. この図において,



第8図 2Nb-Y-Zr/4三角図 (Meschede, 1986)

WAB, プレート内アルカリ玄武岩; WPT, プレート内ソレイト; E-MORB, 富化中央海嶺玄武岩; N-MORB, 正常中央海嶺玄武岩; VAB, 火山弧玄武岩.



第9図 Hf/3-Ta-Th三角図 (Wood et al., 1979)

E-MORB, 富化中央海嶺玄武岩; N-MORB, 正常中央海嶺玄武岩; WPA, プレート内アルカリ岩.

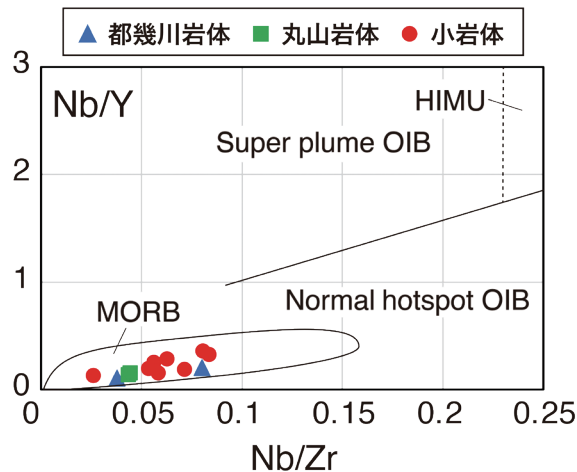
規格化した値が1よりも大きい元素はMORBに比して濃集し, 小さければ減少していることを意味している. 都幾川岩体は, Kで著しい減少が認められ, SrとRbあるいはBaに濃集が認められる. 多少の増減はあるが, Th ~ Ybにかけて22001や22002, 22005の規格値は1以下で推移している. 22004のみ1付近の値で変動し, Ybで減少が認められる. 小岩体では, 22010を除く全ての試料でSrに濃集し, Kで減少を示す. 22010のみRbに顕著な減少が認められる. 32001は全元素で規格値が1を超え, 逆に22007は, Srに濃集がみられるものの, 他の元素は全て1を下回っている. 一部の元素を除き, 他の小岩体は32001と22007に挟まれた範囲内で変動している. また, 22006を除く全ての試料でTiの増加が認められる. これらの事実から, 変成作用によって大きな変化を被った元素は, 規格化したパターンに顕著な変化がみられるSr, K, Rb, BaなどのLarge Ion Lithophile (以下, LIL) 元素やTiであると考えられる. また, 希土類元素組成のパターン図 (第6図) において極端なEu負異常が認められないことから, 本地域の御荷鉾斑れい岩は斜長石の沈積を伴わなかったか, 伴っていたとしてもごく僅かであったと推定される. 以上の検討を踏まえ, High Field Strength (以下, HFS) 元素および希土類元素を用いて横瀬町に分布する御荷鉾斑れい岩の形成場について検討を行う.

まず, 3つのHFS元素を用いた玄武岩の判別図を用いて, 斑れい岩の形成場を検討する. Meschede (1986)

は, 玄武岩の地球化学的データをコンパイルして, 形成場を推定するためにNb, Y, Zrを用いた地球化学判別図 (第8図) を提案した. その図を, 御荷鉾斑れい岩に適応すると, 都幾川岩体と丸山岩体はいずれも正常中央海嶺玄武岩 (以下, N-MORB) + 火山弧玄武岩 (以下, VAB) の領域に, 小岩体はN-MORB + VABからプレート内ソレイト (以下, WPT) + VABの領域にかけて点示される. 前述のように御荷鉾斑れい岩は三波川変成作用を被っていることから, VABとは考えられないので, その起源マグマはN-MORBやWPTの性質をもっていると推定される. なお, Tominaga and Hara (2021) や原・富永 (2022) でも同図が示されているが, 本研究の考察は彼らの結果と矛盾していない.

次に, Wood et al. (1979) によるHf, Ta, Thを用いた判別図を示す (第9図). この図において, 都幾川岩体と丸山岩体はN-MORBの領域に点示され, 小岩体はN-MORBから富化中央海嶺玄武岩 (以下, E-MORB) の領域に拡がって点示される. このことから, 御荷鉾斑れい岩の起源マグマはN-MORBやE-MORBと類似した化学的特徴を有していることが示され, Meschede (1986) の判別図から読み取れる結果と一致している.

第10図にHFS元素の比を用いた相関図 (Tatsumi et al., 1998) を示す. HFS元素の比は結晶分化作用によって変化せず起源マグマの性質をそのまま表していることが期待されている (小澤ほか, 1999). 都幾川岩体の2試料はNb/Zrに差が認められ, 丸山岩体の2試料はほぼ同じ所に点示されるが, 両岩体の試料はいずれも



第10図 Nb/Zr-Nb/Y図 (Tatsumi et al., 1998)

MORB, 中央海嶺玄武岩; OIB, 海洋島玄武岩;
HIMU, 高 μ ($^{238}\text{U}/^{204}\text{Pb}$) 値玄武岩.

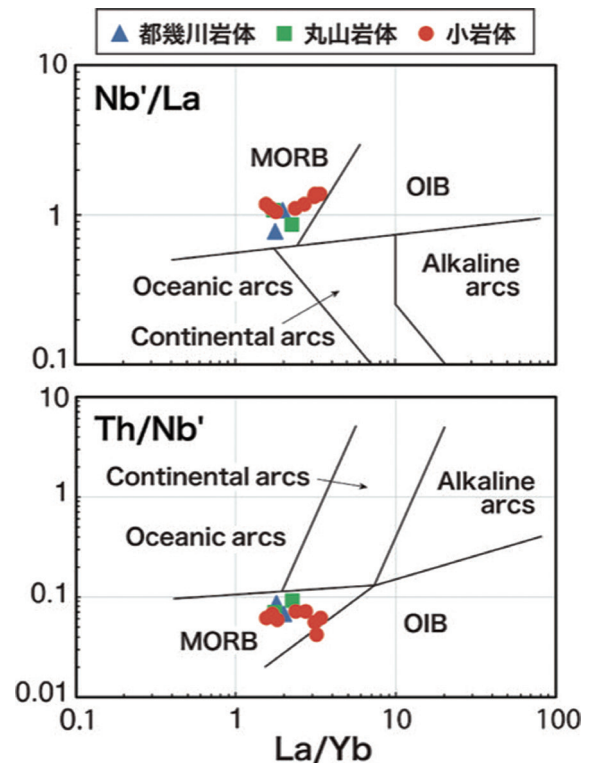
MORBの領域を占めている。小岩体は、都幾川岩体や丸山岩体と重複した組成幅を示し、いずれもMORBの領域内に点示される。すなわち、この図からも御荷鉾斑れい岩の起源マグマはMORBの性質をもっていることが示される。

次に、HFS元素と希土類元素を組み合わせたHollocher et al. (2012) の判別図 (第11図) を用いて検討する。La/Yb-Nb'/La図をみると小岩体でNb'/Laがやや大きくなっているが、御荷鉾斑れい岩はすべてMORBの領域に点示され、La/Yb-Th/Nb'図では小岩体のひとつが海洋島玄武岩 (以下、OIB) の領域に点示されるものの、他は全てMORBの領域を占める。すなわち、これらの判別図も御荷鉾斑れい岩の起源マグマがMORBと類似した性質をもっていたことを示している。

以上、変成作用の影響が少ないHFS元素や希土類元素を用いた判別図によって検討した結果、埼玉県横瀬町に産する御荷鉾斑れい岩は、MORBと類似した化学的性質を示すことから、海洋地殻を構成する岩石であった可能性が高いと判断される。

V-2. 御荷鉾斑れい岩の帰属

Tominaga and Hara (2021) は、秩父帯と御荷鉾帯に産する玄武岩の化学分析を行い、御荷鉾緑色岩類はMORBに、秩父帯柏木ユニットは海洋島玄武岩および中央海嶺玄武岩の特徴に一致することを示し、御荷鉾緑色岩と秩父帯柏木ユニットは共に海洋プレートに噴出した巨大火成岩岩石区の活動によって形成されたと推定している。前述のように、本研究において検討した埼玉



第11図 La/Yb-Nb'/La図とLa/Yb-Th/Nb'図 (Hollocher et al., 2012)

MORB, 中央海嶺玄武岩; OIB, 海洋島玄武岩;
Nb', $(\text{Nb} + (\text{Ta} \times 17.9))/2$.

県横瀬町に点在する御荷鉾斑れい岩もMORBの性質を示し、Tominaga and Hara (2021) が明らかにした御荷鉾帯緑色岩の特徴と一致している。また、御荷鉾緑色岩類の斜長岩からは157 MaのジルコンU-Pb年代が報告されており (Tominaga and Hara, 2021), これらの年代値をあわせて考えると、本研究で取り扱った御荷鉾斑れい岩も秩父帯に帰属すると考えられる。

VI. まとめ

本研究では、埼玉県横瀬町丸山に産する御荷鉾斑れい岩について岩石学的検討を行った。斑れい岩は比較的大きな都幾川岩体、丸山岩体と複数の小岩体を構成し、いずれもソレイト岩系列に属する。変成作用の影響の少ないHFS元素や希土類元素組成を用いた判別図による検討の結果、御荷鉾斑れい岩はMORBの特徴を有することが明らかとなり、既報の研究成果とも調和的である。従来の御荷鉾帯や秩父帯の研究と本研究の結果を考え合わせると、埼玉県横瀬町に産する御荷鉾斑れい岩は秩父帯に帰属する可能性が高いと判断される。

謝辞

本研究は筆者の一人（笠原）が行った卒業研究の内容を発展させたものである。本研究では、立正大学地球環境科学部環境システム学科設置の蛍光X線分析装置（XRF）およびレーザーアブレーション誘導結合質量分析装置（LA-ICP-MS）を使用した。これらの機器の導入および保守管理に関しては、環境システム学科関係者各位に日頃よりご協力頂いている。この場をお借りして深くお礼申し上げる。

引用文献

- Anders, E. and Grevesse, N. (1989) Abundances of the elements: Meteoritic and solar. *Geochim Cosmochim Acta*, 53, 197-214.
- 橋本光男（1989）御荷鉾緑色岩について。地質雑, 95, 798-798.
- 原 英俊・富永紘平（2022）関東山地東縁部の御荷鉾緑色岩類と北部秩父帯柏木ユニットの海洋性岩石およびクリッペ説の検証。地質雑, 128, 179-198.
- Hollocher, K., Robinson, P., Walsh, E. and Roberts, D. (2012) Geochemistry of amphibolite facies volcanics and gabbros of the Støren Nappe in extensions west and southwest of Trondheim, Western Gneiss Region, Norway: a key to correlations and paleotectonic settings. *American Journal of Science*, 312, 357-416.
- Iwasaki, M. (1979) Gabbroic breccia (olistostrome) in the Mikabu green stone belt of eastern Shikoku. *Jour. Geol. Soc. Japan*, 85, 481-487.
- 井澤一輝（2018）関東山地北部、三波川帯御荷鉾緑色岩類の超苦鉄質岩体 ―ジュラ紀海台火成活動との関連―。下仁田町自然史館研究報告, 3, 33-44.
- 関東山地団体研究グループ（2002）関東山地、ミカブ緑色岩類に累重する砕屑岩層 ―西御荷鉾層の起源と堆積環境―。地球科学, 56, 333-346.
- 川島庸亮・高木秀雄（2017）関東山地東部における御荷鉾帯と秩父帯との関係。日本地質学会 第124年学術大会（愛媛）R5-P-10.
- 川野良信（2010）蛍光X線装置による珪酸塩岩石および堆積物の定量化学分析。地球環境研究, 12, 85-97.
- 川野良信・清水隆一（2017）レーザーアブレーションICP-MS分析法によるガラスビード試料定量分析条件の再検討。地球環境研究, 19, 11-19.
- 小島丈児（1950）西南日本外帯のいわゆる御荷鉾系について。地質雑, 56, 339-344.
- Lu, Z., Shimizu, I. and Itaya, T. (2022) Metamorphic Ages of the Jurassic Accretionary Complexes in the Kanto Mountains, Central Japan, Determined by K-Ar Dating of Illite : Implications for the Tectonic Relationship between the Chichibu and Sanbagawa Belts. *Minerals*, 12, 1515.
- 牧本 博・竹内圭史（1992）寄居地域の地質。地域地質研究報告（5万分の1地質図幅）。地質調査所, 136p.
- 松岡 篤・山北 聡・榎原正幸・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, 9, 634-653.
- 松岡喜久次（1999）関東山地北縁部、御荷鉾緑色岩の赤色頁岩からのジュラ紀新世放散虫化石の発見。地球科学, 53, 71-74.
- 松岡喜久次（2013）関東山地北東部、秩父帯北帯の柏木ユニット ―岩相、地質年代および海洋プレート層序―。地球科学, 67, 101-112.
- 松岡喜久次・長谷川美行・沖村雄二・八尾 昭（2016）埼玉県秩父市影森～横瀬町芦ヶ久保の秩父帯北帯の地質と産出したフズリナ類と放散虫化石。川博紀要, 16, 33-42.
- 松岡喜久次・八尾 昭（2011）関東山地東部の秩父帯北帯の上吉田ユニット ―Striatojaponocapsa conexa帯の確認とその意義―。地球科学, 65, 219-229.
- Meschede, M. (1986) A method of discrimination between different types of Mid Ocean Ridge Basalts and continental tholeiites with the Nb-Zr-Y diagram. *Chem. Geol.*, 56, 207-218.
- Miyashiro, A. (1974) Volcanic rock series in island arcs and active continental margins. *Am. Jour. Sci.*, 274, 321-355.
- 村田明広・前川寛和（2011）四国西部、内子～小田地域の御荷鉾緑色岩類の地質構造。自然科学研究 徳島大学ソシオ・アーツ・アンド・サイエンス研究部, 25, 29-38.
- 岡野裕一・秩父盆地団体研究グループ（2018）秩父堆積盆地の地史と関東山地の隆起。地球科学, 72, 143-152.
- 大藤 茂・下條将徳・青木一勝・中間隆晃・丸山茂徳・柳井修一（2010）砂質片岩中のジルコンの年代分布に基づく三波川帯再区分の試み。地学雑誌, 119, 333-346.
- 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研究。地質学論集, 52, 217-228.
- Pearce, J. A. (1983) Continental basalts and mantle xenoliths. *Shiva. Pub.*, 230-249.
- 鈴木堯士（1975）地向斜とプレートテクトニクス。地団研専報, 19, 227-232.
- 竹内圭史（2008）秩父帯北帯 中・古生界。日本地質学会編。『日本地方地質誌3 関東地方』。63-66。朝倉書店。
- Tatsumi, Y., Shinjoe, H., Ishizuka, H., Sager W. W. and Klaus, A. (1998) Geochemical evidence for a mid-Cretaceous superplume. *Geology*, 26, 151-154.
- Tominaga, K and Hara, H. (2021) Paleogeography of Late Jurassic large-igneous-province activity in the Paleo-Pacific Ocean: Constraints from the Mikabu greenstones and Chichibu accretionary complex, Kanto Mountains, Central Japan. *Gondwana Research*, 89, 177-192.
- 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. *Jour. Mineral. Petrol. Sci.*, 104, 12-24.
- Wood, D. A., Joron, J. -L. and Treuil, M. (1979) A reappraisal of the use of trace elements to classify and discriminate between magma series erupted in different tectonic settings. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 45, 326-336.
- 矢島敏彦・梶間幹雄・荒井 豊 (1984) 埼玉県・横瀬村丸山付近の緑色岩類. *地質雑*, 90, 5, 329-343.
- 八尾 昭 (2009) 秩父帯 概説 日本地質学会編, 「日本地方地質誌5 近畿地方」, 118-119. 朝倉書店.
- 山田康治郎 (2010) 鉱石・岩石等で有効なガラスビード法を用いた蛍光X線分析. *リガクジャーナル*, 41, 24-32.

Petrology of gabbro in the Mikabu Belt, Maruyama area, Yokoze-machi, Saitama Prefecture, central Japan

KAWANO Yoshinobu* and KASAHARA Shinya**

* Faculty of Geo-environmental Science, Rissho University

** Graduates of Faculty of Geo-environmental Science, Rissho University

Abstract :

In this study, we conducted a petrochemical study of gabbro in the Mikabu Belt, Maruyama area Yokoze-machi, Saitama Prefecture. The gabbro comprises the relatively large Tokigawa and Maruyama bodies, as well as several smaller bodies, all of which belong to the tholeiitic series. A discriminant diagram using HFS and rare earth elements, which are less affected by metamorphism, revealed that gabbro in the Mikabu Belt has the characteristics of MORB, which is consistent with previous research results. As the results, it is considered that gabbro in the Mikabu Belt exposed in Yokoze-machi, Saitama Prefecture is highly likely to belong to the Chichibu Belt.

Key words : Saitama Prefecture, Mikabu Belt, Gabbro, HFS elements, REE

