

足尾山地，古峯ヶ原花崗閃緑岩体の岩石学的研究

川 野 良 信* 小 林 弘 明**

キーワード：古峯ヶ原岩体，花崗閃緑岩，主成分元素，微量成分元素，希土類元素

I. はじめに

栃木県と群馬県との県境に広がる足尾山地には，花崗閃緑岩を主体とする古峯ヶ原岩体（国土地理院の地形図では「古峰ヶ原」と表記されているが，本論では矢内（1972）を踏襲し「古峯ヶ原」と表記する）が，足尾層群に接触変成作用を与えて貫入している（矢内，1972）．古峯ヶ原岩体は，矢内（1972）によって中禪寺酸性岩類に分類され，野外・鏡下観察，モード分析，全岩化学分析が行われている．この中禪寺酸性岩類は足尾山地の火成岩類の末期に生じたカルデラを形成するもので，古峯ヶ原岩体はマグマ溜りの下部からカルデラ縁に併入してきたものと推定されている（矢内，1973a；b）．また，川野ほか（1999）は足尾山地の深成岩類（以下，足尾山地深成岩類と呼ぶ）についてSr，Nd同位体分析を行い，古峯ヶ原岩体から採取された2試料について0.70893と0.70997のSr同位体比初生値，0.512150と0.512088のNd同位体比初生値を報告した．さらに，川野（2009；2011）は，足尾山地の松木岩体と沢入岩体の岩石化学的検討を行い，それぞれの岩体の岩石学的特徴を明らかにしている．特に川野（2009）では，Sr，Nd同位体比に基づき，松木岩体の起源マグマと足尾帯堆積岩類との混合によって足尾山地深成岩類について包括的な成因を検討した．一方，河野・植田（1966）は古峯ヶ原岩体南西部の上粕尾の山ノ神と北東部の古峰ヶ原から採取した試料についてそれぞれ65 Maと54 Maの黒雲母K-Ar年代を報告した．これらの年代値から中禪寺酸性岩類の火成活動は白亜紀末期から古第三紀初期にかけて生じたものと考えられている（矢内，1972）．なお，本論で取り扱う1977年以前に報告された年代値はSteiger and Jäger（1977）の崩壊定数を用いて再計算を施している．

以上述べたように，古峯ヶ原岩体の地球化学的検討は行われているものの，分析数は僅かであり，希土類元素組成については未だ明らかにされていない．そこで，本

論では古峯ヶ原岩体から新たに複数の試料を採取し，主成分元素・微量成分元素に加え希土類元素の測定を行い，従来の研究結果とあわせてその成因について考察する．

II. 地質概略

調査地域は栃木県日光市と鹿沼市にまたがる足尾山地である．この地域には足尾層群と中禪寺酸性岩類に古峯ヶ原岩体が貫入し，その後に活動した花崗斑岩，深沢花崗閃緑斑岩，足尾流紋岩が点在している（矢内，1972）．

足尾層群は，主に砂岩，泥岩，チャートから構成され（矢内，2008），石炭紀～二疊紀のフズリナやウミユリが含まれていることから古生層とされたが，珪質泥岩から三疊紀のコノドントなどの化石（指田ほか，1982）が報告されたことから，堆積年代は主に三疊紀からジュラ紀であり，古生界はオリストリスと考えられている（Aono, 1985）．花崗岩類との境界には，花崗岩類の貫入の影響により，数百m～数kmの幅にわたり接触変成作用を受けてホルンフェルスに変化している（矢内，2008）．

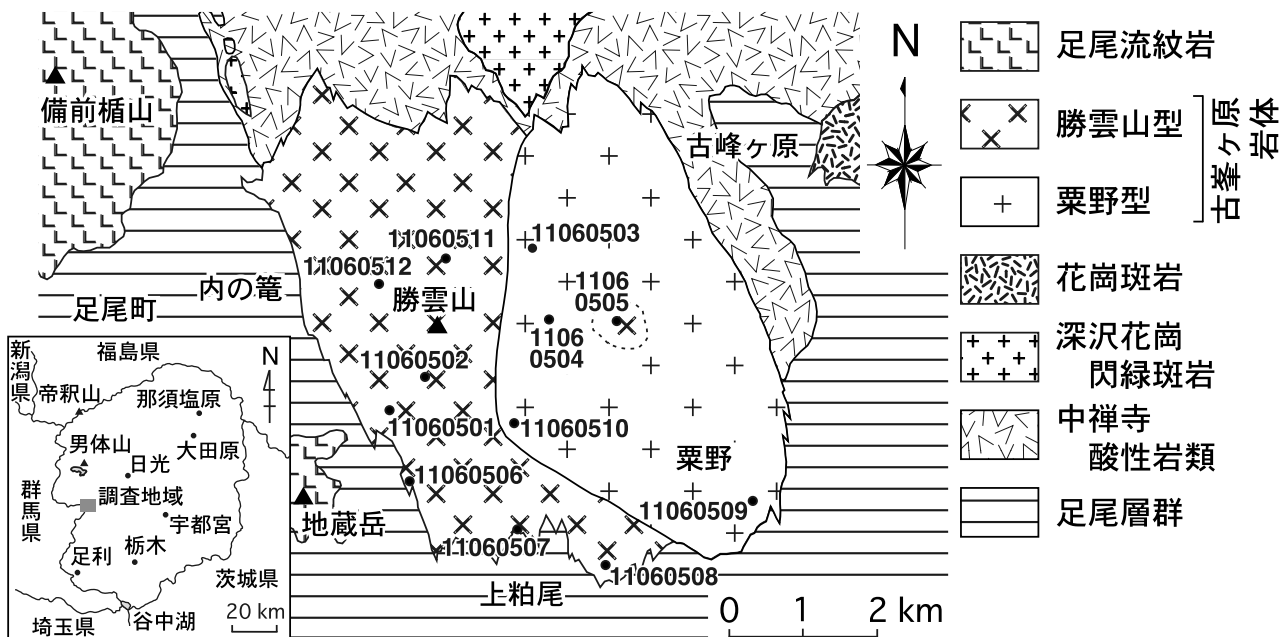
中禪寺酸性岩類は，白亜紀末から古第三紀初頭にかけて活動した流紋岩溶岩，大量の火山碎屑物，少量の斑岩類，花崗岩類から構成される（矢内，2008）．調査地域に分布する中禪寺酸性岩類は主に溶結凝灰岩であり，灰～緑灰色の斑晶を比較的多く含む岩石である．

深沢花崗閃緑斑岩や花崗斑岩は足尾層群や中禪寺酸性岩類に貫入しており，白～淡桃白色を呈する石英の斑晶によって特徴付けられる（矢内，2008）．全体的に岩相変化に乏しく，変質を被っている．

古峯ヶ原岩体の西側には勝雲山が位置し，東側には古峰ヶ原高原が広がっている．岩体の南西側では足尾層群に，北東部では中禪寺酸性岩類にそれぞれ貫入している（矢内，1972）（第1図）．岩体の西側は灰白色～青灰色

* 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 古峯ヶ原岩体周辺の地質概略図（矢内，1972を一部修正）

地図中の8桁の数値は試料番号を表す。

を呈する中粒～細粒岩，東側は青灰色～暗灰色のやや優黒質の中粒岩が分布している。境界は明瞭ではないが優黒質の中粒岩分布域の中に灰白色～青灰色の中粒～細粒岩が分布している。

足尾流紋岩は調査地西部の備前楯山，地藏岳に分布しており，溶岩，凝灰岩，凝灰角礫岩を伴う溶結凝灰岩を主体とする（草薙，1957）。

Ⅲ．野外および鏡下観察

すでに述べたように古峯ヶ原岩体の西側には灰白色～青灰色を呈する中粒～細粒岩が，東側には青灰色～暗灰色のやや優黒質の中粒岩が分布している。そこで，それぞれの岩相を示す岩石を勝雲山型，栗野型と呼称し区別することとする。なお，野外においては両者の関係は確認できず，栗野型の中に勝雲山型が認められるもののその境界は明瞭ではない。以降，この区分に基づき古峯ヶ原岩体の野外および鏡下観察を行う。なお，第1図に12試料の採取位置を示した。

Ⅲ－１．野外観察

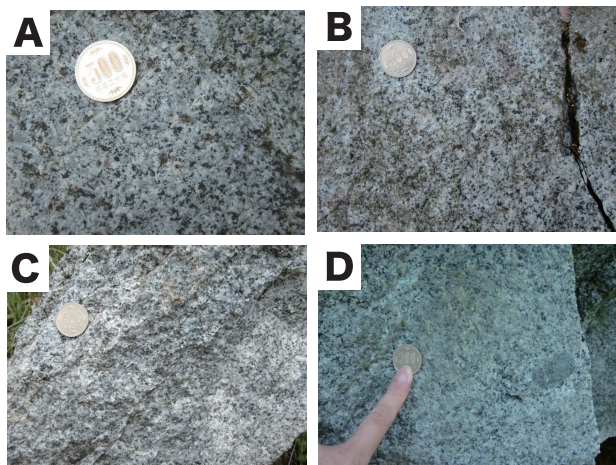
勝雲山型は古峯ヶ原岩体西部の勝雲山を中心に広く分布している。岩石は中粒～細粒，塊状で，灰白色～青灰色を呈する新鮮な岩石である。栃木県道15号鹿沼足尾線沿いには新鮮な岩石の露頭が随所にみられるが，古峯ヶ

原高原では直径数mにおよぶ現地性の転石として産する場合が多い。後述の栗野型に比べやや優白質である。構成鉱物は，石英，斜長石，カリ長石，黒雲母，角閃石で，黒雲母の周囲が僅かに黄褐色を呈している（第2図A）。栗野型分布範囲内に位置する11060505（第1図）は，中粒の岩石で表面は淡黄色を呈するものの，内部は白色を呈する新鮮な岩石であった。西側に広く分布する勝雲山型の試料との差は認められない。勝雲山型は全体的に均質な岩石であるが，部分的に有色鉱物が濃集したクロットが認められる。また，11060506では，亀裂の発達が認められる（第2図B）。

栗野型は古峯ヶ原岩体の東側の栗野から古峯ヶ原西方にかけて分布し，林道羽遠線には好露頭が点在する。岩石は青灰色～暗灰色，中粒を呈する花崗岩質岩であり，極めて新鮮である。前述の勝雲山型に比してやや優黒質である。構成鉱物は，石英，斜長石，カリ長石，黒雲母，角閃石である。岩石はやや不均質で，優白質で不定形のブロックを有色鉱物の多い部分が取り囲むような岩相を呈する部分もある（第2図C）。また，部分的に有色鉱物が濃集した長径5cmほどのクロットが確認できる（第2図D）。

Ⅲ－２．鏡下観察

勝雲山型の岩石は，中粒～細粒の完晶質の岩石で，等粒状組織を有する（第3図A, B）。主要構成鉱物は主

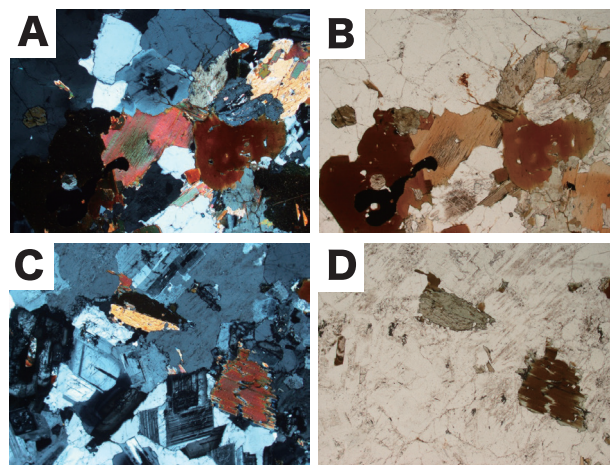


第2図 野外における産状

A; 11060501 (勝雲山型), B; 11060506 (勝雲山型),
C; 11060503 (栗野型), D; 11060504 (栗野型).

に、斜長石、石英、カリ長石、黒雲母、普通角閃石からなり、副成分鉱物としてジルコン、褐レン石、不透明鉱物、二次鉱物としては黒雲母や角閃石が変質した緑泥石や緑簾石を伴っている。斜長石は自形を呈するテーブル状で、長径は最大で2.0 mmに達し、累帯構造やアルバイト式双晶が特徴的に認められる。石英は半自形から他形のアメーバ状であり、粒径は1.0~2.0 mmである。波動消光を示す場合もある。カリ長石は他形を呈し、粒径1.5 mm程度を示す。黒雲母は、角閃石の周囲に小片として産する場合があり、半自形で粒径は1.0 mm程のものが多く、多色性が強く、茶褐色~黒褐色を呈する。ジルコンを含む場合は、その周辺に多色性ハローを生じている。また、部分的に緑泥石に変質している。普通角閃石は自形を呈し、最大長径は3 mmに達し、双晶をなす場合がある。変質して、緑泥石や緑簾石へ変わっている。褐レン石は、長径1.5 mmの自形結晶として産出し、累帯構造が認められる。不透明鉱物は1.0 mmほどの不定形で、黒雲母に含まれる場合が多い。

栗野型の岩石は、等粒状組織を有する中粒~細粒の完晶質の岩石である(第3図C, D)。斜長石、石英、カリ長石、黒雲母、普通角閃石を主要造岩鉱物として、ジルコン、不透明鉱物を副成分鉱物として含んでいる。また、緑泥石や緑簾石が二次鉱物として認められる。石英は半自形から他形であり、粒径は0.7~1.0 mmで、波動消光を示すものが多い。斜長石は自形を呈するテーブル状で、長径は最大で2.5 mmに達する。累帯構造やアルバイト式双晶を示すものが多い。カリ長石は他形を呈し、粒径1.5~3.0 mmを示す。パーサイト構造を呈するものもある。黒雲母は、半自形で長径が1.0 mm程のものが多く、



第3図 偏光顕微鏡写真

いずれの写真も横幅は3 mm. A; クロスニコル (11060508勝雲山型), B; オープンニコル (11060508勝雲山型), C; クロスニコル (11060504栗野型), D; オープンニコル (11060504栗野型).

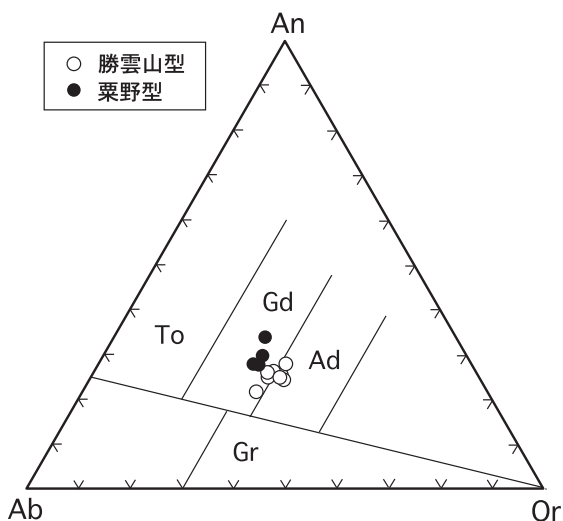
最大径は1.5 mmに達する。角閃石の周囲に産することが多い。多色性が強く、茶褐色~黒褐色を呈する。ジルコンを含むものは、その周辺に多色性ハローを生じている。また、二次鉱物として黒雲母から変質した緑泥石が観察できる。普通角閃石は自形を呈し、長径1.5~3.5 mmに達し、双晶を呈する場合がある。不透明鉱物は1.0 mm前後の粒径を示す場合が多く、不定形で、黒雲母や角閃石に伴われる場合が多い。

IV. 全岩化学分析

IV-1. 試料作成および分析方法

採取された12試料について、全岩化学主成分・微量元素分析および希土類元素分析を実施した。岩石は、岩石カッターで切り出した後、鉄乳鉢で粗く粉碎し、メノウ製のボールミルで細粉化を行い、最終的にメノウ乳鉢で極粉化した。その後、粉末試料は900℃で1時間以上の強熱処理を行い、融剤(四ホウ酸リチウム)と希釈率1:2で混合し、ガラスビードを作成した。主成分・微量元素成分分析は、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, Th, V, Y, Zn, Zrの微量元素元素の合計25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レーザーアブレーション誘導結合質量分析装置（LA-ICP-MS；パーキンエルマー社製NexION2000）を用いて行った。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14元素である。分析結果を第1表および第2表に示す。



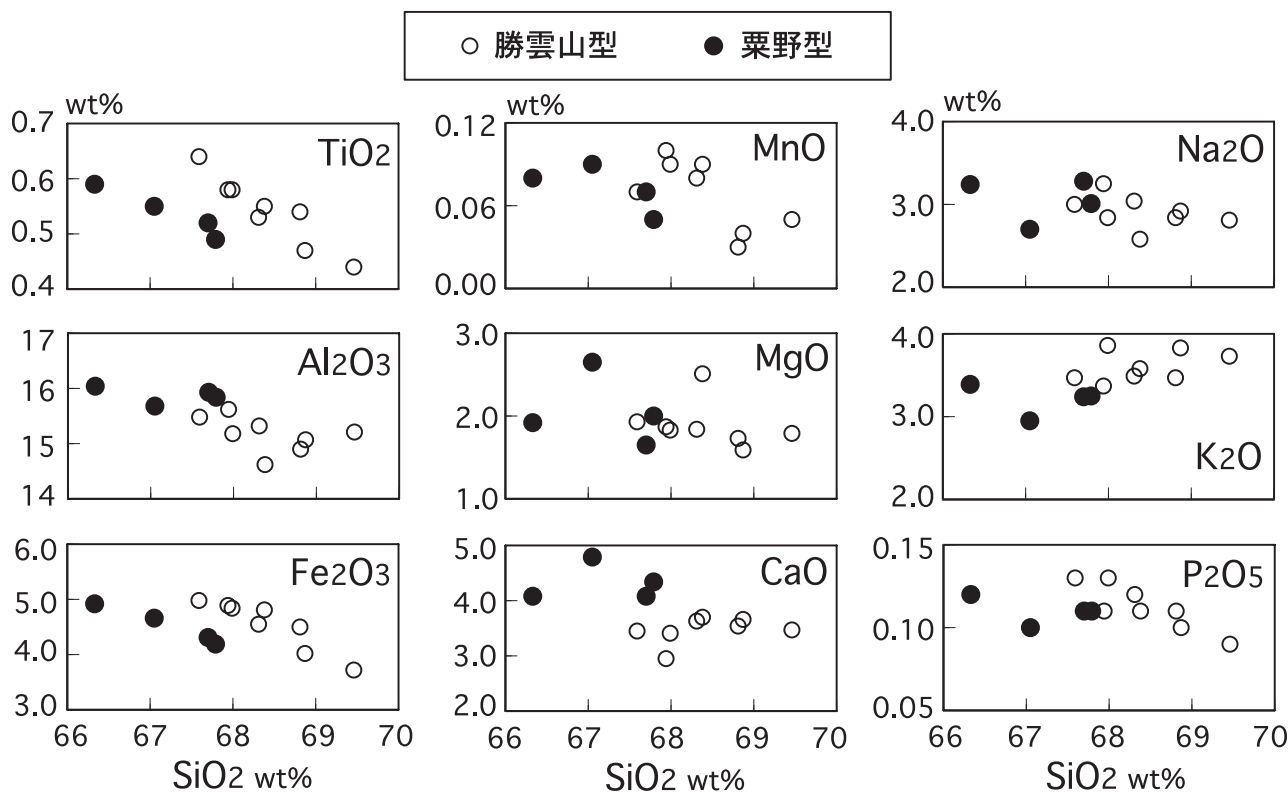
第4図 ノルム An-Ab-Or三角図 (O'Connor, 1965)

To：トータル岩，Gd：花崗閃緑岩，
Ad：アダメロ岩，Gr：花崗岩。

IV-2. 分析結果

得られた分析値を用いてノルム計算を行い、ノルム Ab-An-Or三角図を作成した（第4図）。第4図をみると、勝雲山型は花崗閃緑岩とアダメロ岩の境界部分に点示され、栗野型は全て花崗閃緑岩の領域に点示される。また、栗野型は勝雲山型に比してAn成分にやや富み、Or成分に乏しい特徴を有している。

勝雲山型は67.59～69.46 wt%のSiO₂含有量を示し、栗野型のそれは66.33～67.79 wt%であった。両者ともかなり狭い組成範囲を示すが、前者が後者に比して僅かにSiO₂に富む特徴が認められる。各岩型の化学的特徴を明らかにするために、SiO₂に対する各主要元素の変化を第5図に、微量成分元素組成の変化図を第6図にそれぞれ示す。まず、勝雲山型の変化傾向について述べる。勝雲山型はSiO₂の増加に伴い、TiO₂、Al₂O₃、Fe₂O₃、MnO、Na₂O、P₂O₅が減少し、K₂Oは増加する。MgOとCaOは分散して明瞭な変化傾向は認められない。一方、栗野型はSiO₂の増加に伴い、TiO₂、Al₂O₃、Fe₂O₃、MnOが減少し、MgO、Na₂O、K₂O、P₂O₅は分散する。勝雲山型と栗野型を比較した場合、前者はCaOに乏しく、K₂Oに富む特徴が認められる。また、TiO₂とFe₂O₃にみられる変化傾向は重複せず、それぞれが独立した変化をみせている。



第5図 SiO₂に対する主成分元素の相関図

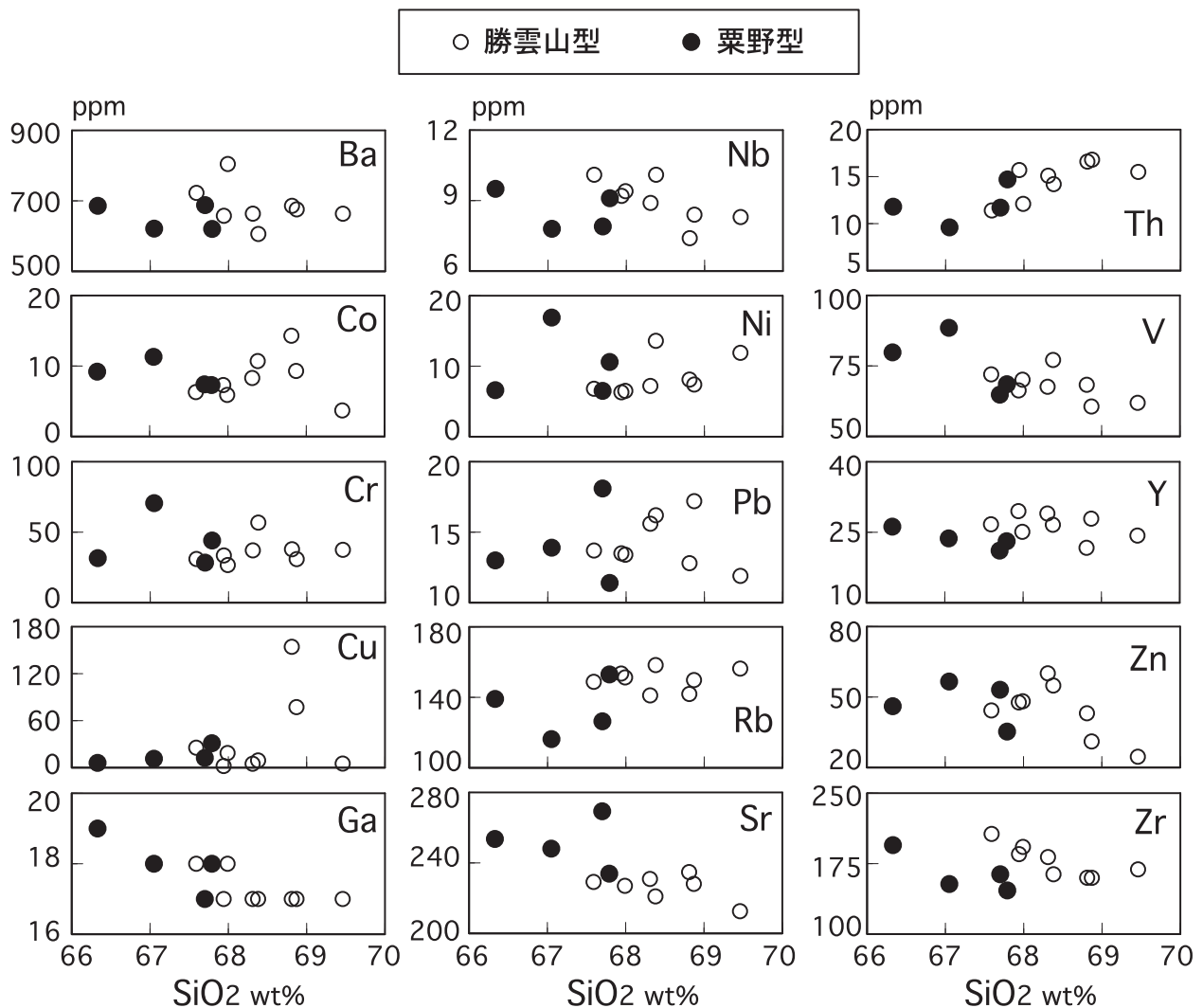
第1表 蛍光X線分析法による全岩主成分元素および微量元素組成

岩型	栗野型				勝雲山型							
Sample No.	1106 0503	1106 0509	1106 0504	1106 0510	1106 0511	1106 0507	1106 0506	1106 0508	1106 0512	1106 0505	1106 0501	1106 0502
SiO ₂ (wt%)	66.33	67.05	67.70	67.79	67.59	67.94	67.99	68.31	68.38	68.81	68.87	69.46
TiO ₂	0.59	0.55	0.52	0.49	0.64	0.58	0.58	0.53	0.55	0.54	0.47	0.44
Al ₂ O ₃	16.04	15.68	15.93	15.84	15.48	15.62	15.18	15.32	14.62	14.90	15.07	15.21
Fe ₂ O ₃	4.92	4.66	4.31	4.19	4.98	4.89	4.84	4.55	4.81	4.50	4.02	3.72
MnO	0.08	0.09	0.07	0.05	0.07	0.10	0.09	0.08	0.09	0.03	0.04	0.05
MgO	1.92	2.65	1.65	2.00	1.93	1.87	1.83	1.84	2.51	1.73	1.59	1.79
CaO	4.08	4.79	4.08	4.34	3.45	2.95	3.41	3.63	3.70	3.54	3.66	3.47
Na ₂ O	3.24	2.70	3.28	3.01	3.00	3.25	2.84	3.04	2.58	2.84	2.92	2.81
K ₂ O	3.39	2.95	3.24	3.25	3.47	3.37	3.86	3.49	3.58	3.47	3.83	3.73
P ₂ O ₅	0.12	0.10	0.11	0.11	0.13	0.11	0.13	0.12	0.11	0.11	0.10	0.09
Total	100.71	101.20	100.88	101.07	100.75	100.68	100.72	100.90	100.94	100.46	100.57	100.77
Ba (ppm)	686	621	688	620	723	658	805	664	606	686	676	664
Co	9.2	11.3	7.4	7.3	6.3	7.3	5.9	8.3	10.7	14.3	9.3	3.7
Cr	32	71	28	44	31	34	27	37	57	38	31	38
Cu	6.1	11.4	12.5	31	26	2.1	18.7	5.0	9.2	154	77	5.2
Ga	19	18	17	18	18	17	18	17	17	17	17	17
Nb	9.5	7.8	7.9	9.1	10.1	9.2	9.4	8.9	10.1	7.4	8.4	8.3
Ni	6.6	16.9	6.5	10.6	6.8	6.3	6.5	7.2	13.6	8.1	7.4	11.9
Pb	13	13.9	18.1	11.4	13.7	13.5	13.4	15.6	16.2	12.8	17.2	11.9
Rb	139	116	126	153	149	154	151	141	158	142	150	156
Sr	254	248	269	234	229	203	227	231	221	235	228	213
Th	11.8	9.6	11.7	14.7	11.4	15.7	12.1	15.1	14.2	16.6	16.8	15.5
V	80	89	65	69	72	66	70	68	77	68	61	62
Y	26	24	21	23	27	30	25	29	27	22	28	24
Zn	46	57	53	35	44	48	48	60	55	43	31	25
Zr	195	153	164	147	207	185	193	182	164	160	160	169

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

岩型	栗野型				勝雲山型							
Sample No.	1106 0503	1106 0509	1106 0504	1106 0510	1106 0511	1106 0507	1106 0506	1106 0508	1106 0512	1106 0505	1106 0501	1106 0502
La (ppm)	38.2	22.3	21.3	30.6	26.0	49.8	31.2	45.7	33.2	47.4	35.1	38.9
Ce	74.4	43.8	41.2	59.8	52.4	91.1	56.3	89.7	64.6	87.7	68.2	71.2
Pr	9.72	6.14	5.52	7.72	7.16	11.68	7.52	11.44	8.67	11.04	8.81	8.41
Nd	34.3	23.4	20.5	27.7	26.8	39.6	26.9	39.2	31.5	37.4	30.9	27.7
Sm	6.25	5.03	4.11	5.46	5.74	7.17	5.37	7.15	6.15	6.35	5.82	4.86
Eu	1.13	1.03	1.11	1.00	1.12	1.12	1.09	1.14	0.90	1.05	1.03	0.99
Gd	4.82	4.42	3.49	4.53	5.03	5.75	4.65	5.69	5.22	4.99	4.93	4.04
Tb	0.85	0.77	0.61	0.81	0.88	0.95	0.83	0.95	0.89	0.78	0.86	0.71
Dy	4.40	3.99	3.29	4.07	4.63	4.90	4.33	4.85	4.59	3.85	4.71	3.88
Ho	0.80	0.71	0.62	0.71	0.85	0.89	0.79	0.87	0.82	0.68	0.87	0.72
Er	2.41	2.15	1.83	2.09	2.56	2.69	2.36	2.60	2.41	2.05	2.66	2.18
Tm	0.34	0.30	0.25	0.31	0.37	0.40	0.36	0.38	0.35	0.30	0.38	0.31
Yb	2.37	2.02	1.79	2.10	2.66	2.78	2.44	2.65	2.41	2.05	2.64	2.32
Lu	0.41	0.32	0.31	0.33	0.42	0.44	0.39	0.42	0.38	0.35	0.46	0.40

第6図 SiO₂に対する微量成分元素の相関図

次にSiO₂に対する微量成分元素組成の変化についてみる。勝雲山型はSiO₂の増加に伴い、Nb, Sr, V, Zn, Zrが減少し、Ni, Rb, Thは増加する。Ba, Co, Cr, Cu, Ga, Pb, Yには傾向がみいだせない。一方、栗野型はSiO₂の増加に伴い、Ba, Co, Ga, Nb, V, Y, Zrが減少し、Cu, Rb, Thは増加する。Cr, Ni, Pb, Sr, Znには明瞭な変化傾向は認められない。勝雲山型と栗野型を比較した場合、前者は後者に比してY, Zrに富む特徴が認められる。

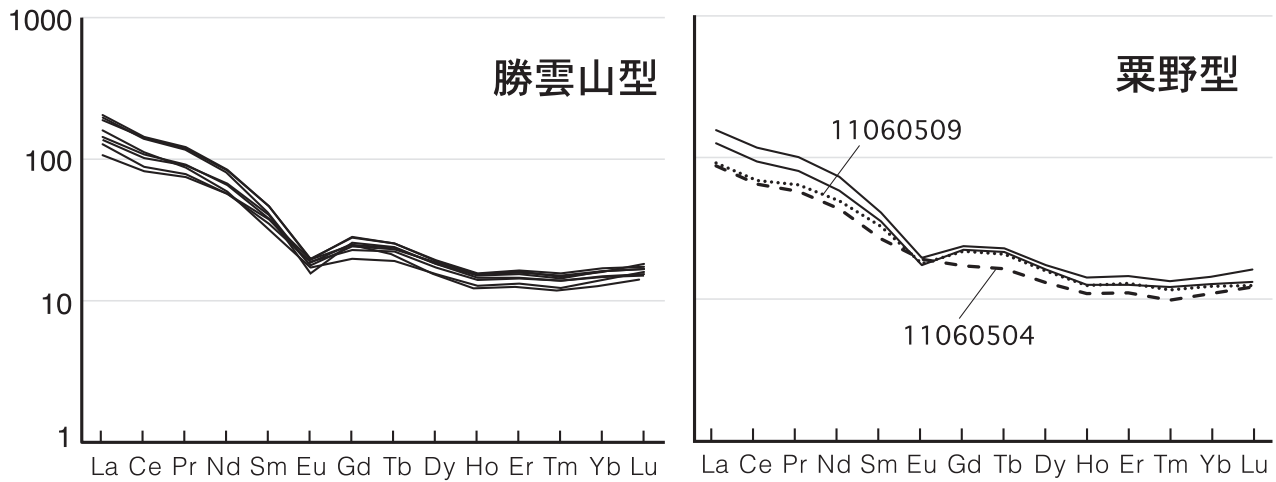
第7図にC1コンドライト（Anders and Grevesse, 1989）で規格化したREEパターン図を示す。勝雲山型は組成幅が認められるものの、LaからSmにかけて右下がり、GdからLuまでは比較的平坦なパターンを示し、Euの負異常を有している。LaやCeなどの軽希土元素において組成幅がやや広がっている。一方、栗野型も組成幅があるものの、LaからSmにかけて右下がりのパターンを、GdからLuまでは比較的平坦なパターンを示

している。4試料中3試料にはEuの負異常がみとめられるものの、1試料（11060504）にはEuの負異常は認められない。さらに、1試料（11060509）はEuの負異常は認められるものの、LaからSmの軽希土類元素にやや乏しい特徴を有する。勝雲山型と栗野型を比較した場合、前者が僅かにLaやCeなどの軽希土類元素にやや富む特徴が認められる。

V. 考察

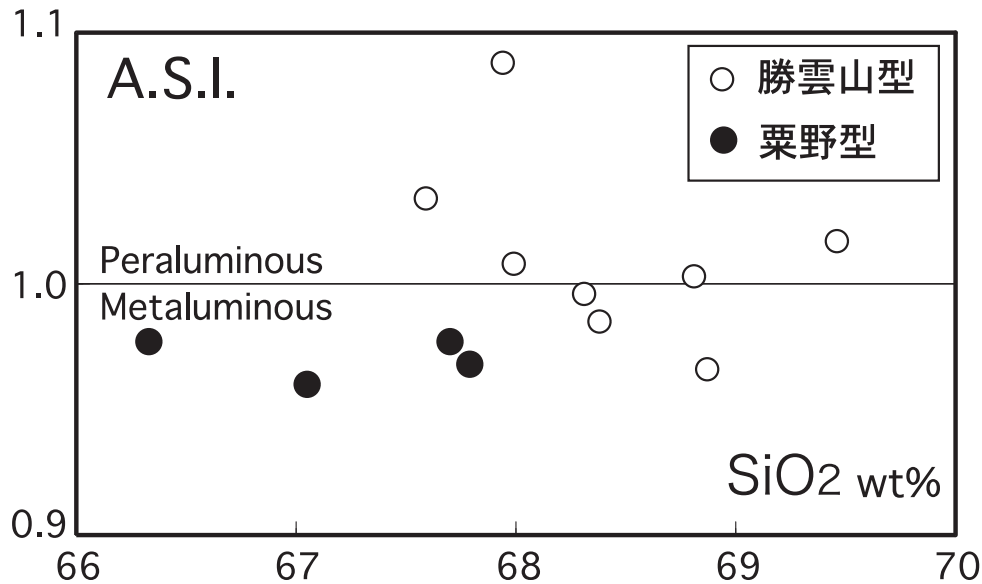
V-1. 勝雲山型と栗野型の関係

古峯ヶ原岩体は西側の勝雲山型と東側の栗野型に区分できる。栗野型は優黒質で、勝雲山型はそれに比してやや白く、両者には岩相に違いが認められる。全岩化学組成をみると僅かではあるが、勝雲山型が栗野型よりもSiO₂に富んでいる。また、第5図と第6図をみると、TiO₂, Fe₂O₃, Y, Zrの変化傾向に明瞭な差が認められ



第7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.

第8図 SiO_2 に対するA.S.I.の相関図

A.S.I.; aluminum saturation index.

る. さらに, 化学的性質を明らかにするために第8図に SiO_2 に対するA.S.I. (アルミナ飽和度) の関係を示した. 栗野型は全てメタアルミナスの領域に点示されるのに対し, 勝雲山型は3試料がメタアルミナスの領域に, 半数以上はパーアルミナスの領域に点示される. また, 栗野型は SiO_2 が増加してもA.S.I.の増減は明瞭ではないが, 勝雲山型は SiO_2 の増加に伴い減少の傾向が認められ, 両者の変化傾向に違いが認められる. このような化学的性質の差は, 勝雲山型と栗野型がそれぞれ異なる過程を経て形成された可能性を示唆している. また, 古峯ヶ原岩体のK-Ar年代値は東西で異なっており, 岩体南西部の上粕尾の山ノ神から採取した試料から65 Ma, 北東部の古峯ヶ原から採取した試料から54 Maがそれぞれ報告さ

れている (河野・植田, 1966). 65 Maの試料は勝雲山型から, 54 Maの試料は栗野型から採取されており, 勝雲山型が先行して活動していたことを示している. 野外観察において, 栗野型に取り込まれた優白質岩 (第2図C) を勝雲山型であると仮定すれば, K-Ar年代から推定された活動順序と調和的である. また, 栗野型領域内に勝雲山型の小露出が認められることも上記の考えを支持している.

V-2. 古峯ヶ原岩体の形成過程

前述のように, 古峯ヶ原岩体を構成する勝雲山型と栗野型はそれぞれ特徴的な性質を有することから, 異なる成因によって形成された可能性が高い. そこで, 今回得

られた岩石学的特徴に基づき、両岩型の形成を考慮しつつ古峯ヶ原岩体の形成過程について考察を行う。なお、勝雲山型と栗野型の SiO_2 量には僅かな差しかみられないが（第5図、6図）、以下の議論では便宜上、 SiO_2 に富む側を珪長質、 SiO_2 に乏しい側を苦鉄質と位置づけることにする。前述のように古峯ヶ原岩体には、西側に先行する珪長質の勝雲山型が、東側にはその後に活動した苦鉄質の栗野型がそれぞれ露出している。これら観察される岩石学的特徴に基づけば、古峯ヶ原岩体の成因として、1) 貫入してきたマグマ溜りで分化が生じ、下部に苦鉄質岩、上部に珪長質岩が形成され、その後の地殻変動で西方に傾動しつつ上昇して露出した、2) 深部マグマ溜りで分化した珪長質部分が先に貫入し、その後マグマ溜りに残された苦鉄質部分が貫入した、3) 貫入してきた苦鉄質マグマが周囲の堆積岩と反応し珪長質岩を生じた、4) 成因的にまったく関係のない珪長質マグマと苦鉄質マグマの貫入によって形成された、などが考えられる。以下、これらの可能性について検討を進める。

まず、1) の可能性について論じる。これは、古峯ヶ原岩体を構成する勝雲山型と栗野型が貫入・定置後に苦鉄質岩と珪長質岩に分化したとするものである。この場合、両岩型は同源であることから、化学組成は一連の変化傾向を示すことが期待される。しかしながら、第5図にみられる TiO_2 や Fe_2O_3 、第6図にみられるYやZrなどの元素には、明らかに並行する2つの変化傾向が認められ、ひとつのマグマから導かれたとする考え方とは一致しない。また、同一マグマが分化して栗野型と勝雲山型を生じたのであれば、斜長石の分別が進行することとなり、第7図にみられるREEパターンにおいて勝雲山型のEuの負異常が相対的に顕著になることが期待される。しかしながら、図に明らかなようにEuの負異常に差は認められず、斜長石の分別に差がなかったことが示唆される。さらに、既報のK-Ar年代値に1千万年以上の差があることも（河野・植田, 1966）、同一マグマ起源とする考えと整合的ではない。よって、1) の可能性は極めて低いと言わざるを得ない。2) の可能性は、1) と似ているものの、地下深部で分化したマグマが逐次貫入してくるため、場合によっては1千万年の間隔が開く場合もあるかもしれない。しかしながら、主成分元素組成や微量成分元素組成の変化傾向、およびREEパターンのEu負異常については、1) の可能性と同様に同一マグマ起源では説明することができない。したがって、2) の可能性も低いと考えられる。続いて、3) の可能性について考えてみる。この可能性は栗野型を作り

出した起源マグマが足尾層群に貫入し、その起源マグマが足尾層群の堆積岩と反応して勝雲山型を生じたとするものである。川野ほか（1999）は、古峯ヶ原岩体から0.70893と0.70997のSr同位体比初生値を報告しているが、それらはいずれも勝雲山型から採取された試料の値である。この値は下部地殻やマントルから生じたマグマの値としてはかなり高い値であり、むしろ堆積物と反応したマグマから生じた岩石の値（加々美ほか, 2008）として普通である。また、勝雲山型の試料の半数はパーアルミナスな特徴を示すことも、マグマが堆積岩と反応を起こしたとすれば説明できる。しかしながら、マグマが堆積岩と混成作用を起こしたとすれば、勝雲山型に堆積岩捕獲岩が残されていることが考えられるが、野外観察では確認することができなかった。また、勝雲山型は栗野型と足尾帯堆積岩の中間的な化学的性質を有すると考えられるが、先に論じた TiO_2 、 Fe_2O_3 、YやZrには並行した変化傾向がみられ、栗野型を端成分とする連続的な組成変化を示さない元素が認められる。さらに、K-Ar年代値に1千万年以上の差があることも（河野・植田, 1966）、栗野型と堆積岩の連続的な反応が生じたとする考えとは一致しない。よって、現時点で得られている情報に基づけば、3) の可能性も低いと思われる。最後に4) の可能性について考察する。勝雲山型と栗野型がそれぞれ別々のマグマから生じたとすれば、 TiO_2 、 Fe_2O_3 、YやZrの変化傾向が一致しないことや、活動年代に差があることは説明できる。栗野型と勝雲山型の多くの主成分元素組成、微量成分元素組成は連続的に変化し、REEパターンも類似しているが、変化傾向が一致しない元素も認められることから、異なる特徴をもった起源物質からもたらされたか、あるいは類似した起源物質であっても溶融程度に違いがあったと推定される。すなわち、1) 白亜紀末期に起源物質の部分溶融によって勝雲山型の起源マグマが発生し、地殻上部に貫入・定置、2) およそ1千万年後に溶け残った起源物質の再溶融によって栗野型の起源マグマが形成され、勝雲山型の貫入経路を辿って併入してきた、と考えれば年代値の違いは説明できる。栗野型と勝雲山型との化学組成の違いはチタン鉄鉱やジルコンなどの残留固相の差を反映しているのかもしれない。現時点では、4) の可能性が高いものの、仮定が多く、直接的な証拠に乏しい。今後、鉱物化学分析や同位体組成についてさらなる検討が望まれる。

VI. まとめ

足尾山地に分布する古峯ヶ原岩体について、全岩主成分・微量成分元素組成および希土類元素組成を求め、その成因について検討を行った。花崗閃緑岩からなる古峯ヶ原岩体は、先に活動した西側の勝雲山型とその後に貫入してきた東側の栗野型に区分され、前者は後者に比して TiO_2 と Fe_2O_3 , Y, Zrに富む特徴を有する。今回得られた岩石学的特徴に基づき、両岩型の形成を考慮しつつ古峯ヶ原岩体の形成過程について考察を行った結果、異なる2つの起源マグマの貫入によって勝雲山型と栗野型が生じ、古峯ヶ原岩体を形成したと推定された。ただし、直接的な根拠に乏しいため、今後さらなる検討が必要と考えられる。

謝 辞

本研究は筆者の一人（小林）が行った卒業研究の内容を発展させたものである。当時、本学地球環境科学研究科に所属されていた高橋美織さんには薄片製作についてご協力いただいた。なお、本研究に用いた蛍光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）は立正大学地球環境科学部環境システム学科の実験実習費によって購入された教育機器である。環境システム学科関係者各位には機器の導入および保守管理に関して日頃よりご協力いただいている。この場をお借りして以上の方々に厚く感謝申し上げる。

引用文献

- Anders, E. and Grevesse, N. (1989) Abundances of the elements: Meteoritic and solar. *Geochim Cosmochim Acta*, 53, 197-214.
- Aono, H. (1985) Geologic structure of the Ashio and Yamizo Mountains with special reference to its tectonic evolution. *Sci. Rep. Inst. Geosci. Univ. Tsukuba, Ser. B.*, 6, 21-57.
- 加々美 寛雄・周藤 賢治・永尾 隆志 (2008) 同位体岩石学. 共立出版, 東京, 302p.

- 川野 良信・加々美 寛雄・端山 好和・矢内 桂三 (1999) 足尾帯に産する後期白亜紀～古第三紀花崗岩類のSr・Nd同位体組成. *地質学論集*, 53, 287-297.
- 川野 良信 (2009) 足尾山地, 白亜紀松木深成岩体のSr, Nd同位体岩石学的研究. *MAGMA*, 90, 1-19.
- 川野 良信 (2011) 蛍光X線分析による足尾山地, 沢入花崗閃緑岩体の全岩化学組成. *地球環境研究*, 13, 25-31.
- 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.
- 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.
- 河野 義礼・植田 良夫 (1966) 本邦火成岩のK-A dating (IV) - 東北日本の花崗岩類 -. *岩石鉱物鉱床学会誌*, 56, 41-55.
- 草薙 忠明 (1957) 足尾鉱山の地質構造と鉱床との関係について. *岩石鉱物鉱床学会誌*, 41, 263-312.
- O'Connor, J. T. (1965) A classification for quartz-rich igneous rocks based on feldspar ratios, in *Geological Survey research. U.S. Geol. Surv. Prof. Paper 525B*, 79-84.
- 指田 勝男・猪郷 久治・猪郷 久義・滝沢 茂・久田 健一郎・柴田 知則・塚田 邦治・西村 はるみ (1982) 関東地方のジュラ系放散虫化石について. *大阪微化石研究会誌*, 5, 51-66.
- Steiger, R. H. and Jäger, E. (1977) Subcommission on geochronology: convention on the use of decay constants in geo- and cosmochronology. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 36, 359-362.
- 山田 康治郎 (2010) 鉱石・岩石分析等で有効なガラスビード法を用いた蛍光X線分析法. *リガクジャーナル*, 41, 24-32.
- 矢内 桂三 (1972) 足尾山地北部の後期中生代酸性火成岩類 その1 - 地質 -. *岩石鉱物鉱床学会誌*, 67, 193-202.
- 矢内 桂三 (1973a) 足尾山地北部の後期中生代酸性火成岩類 その2 - 岩石並びに造岩鉱物の記載とその考察 -. *岩石鉱物鉱床学会誌*, 68, 6-29.
- 矢内 桂三 (1973b) 足尾山地北部の後期中生代酸性火成岩類 その3 - 形成機構と成因の考察 -. *岩石鉱物鉱床学会誌*, 68, 78-86.
- 矢内 桂三 (2008) 中・古生界 2.3 足尾山地 2.3.2 日光周辺の珪長質火成岩類. *日本地方地質誌 3 関東地方*, 朝倉書店, 東京, 101-104.

Petrology of the Kobugahara granodioritic body, Ashio Mountains, central Japan

KAWANO Yoshinobu* and KOBAYASHI Hiroaki**

* Faculty of Geo-environmental Science, Rissho University

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

Abstract :

Major, trace and rare earth elements analyses were conducted on the Kobugahara body distributed in the Ashio Mountains, Central Japan. The body consisting of granodiorite is divided into the Shounzan rock type on the west side and the Awano rock type on the east side that intruded after the former. The Shounzan rock type is slightly whiter and richer in SiO_2 than the Awano rock type. Furthermore, the former is richer in TiO_2 , Fe_2O_3 , Y, and Zr than the later. Based on the petrological characteristics obtained in this study, it is possible that both rock types that make up the Kobugahara body are derived from different magmas.

Key words : Kobugahara body, Granodiorite, Major element, Trace element, Rare earth element