

# 栃木県宇都宮市北部に分布する中期中新世大谷層流紋岩の 主成分・微量成分組成

清水 隆一\* 川野 良信\*\*

キーワード：宇都宮、中期中新世、大谷層流紋岩、主成分組成、微量成分組成

## I. はじめに

東北日本弧南端部に位置する栃木県宇都宮市北部には前期～中期中新世の火山岩類が分布している（第1図；高橋・吉川, 2008）。この地域の中新統については詳細な地質、層序学および年代学的研究が行われ、火山岩類は下位より茗荷沢層および風見山田層と、大谷層の3つに大別されている（吉川ら, 2010）。吉川ら（2010）によれば、下位の茗荷沢層および風見山田層は陸上溶岩の噴出を主体とする玄武岩からデイサイト質のマグマ活動に由来し、対照的に上位の大谷層は、デイサイトから流紋岩質マグマの水中火山活動により形成された火砕岩が卓越し、溶岩は比較的少ない。また、大谷層と下位層の間は砂岩・泥岩互層やタービダイト層を挟む不整合で、ある程度の時間間隙を有する可能性が指摘されている（高橋・吉川, 2008；吉川ら, 2010）。茗荷沢層および風見山田層の安山岩溶岩については14.8–16.6Ma、大谷層の流紋岩溶岩は14.2Maの全岩 K-Ar 年代がそれぞれ報告されており（吉川, 1998；吉川ら, 2001）、さらに大谷層の凝灰岩～凝灰質砂岩からは海棲貝化石や魚類化石の産出が知られている（太田, 1949；中村, 1948；中村ら, 1981）。そのため、宇都宮地域では14–15Maを境に海進があったと考えられている（吉川, 1998）。

一方、前期～中期中新世、東北日本弧～北海道では日本海拡大（Otofujii *et al.*, 1985）に伴う玄武岩質マグマと、それに関連した珪長質マグマの活動が起きており、宇都宮地域の火山岩類もこの日本海拡大との関連が示唆される。そのため、宇都宮地域火山岩類の成因を明らかにすることは、日本海拡大前後における中新世マグマ活動の変遷を検討する上で有効である。宇都宮地域火山岩類の地球化学に関するデータは高橋（1989）や入江（1957）による主成分組成はあるものの、それらを除けばほとんど報告されておらず、マグマ成因についての議論は今ま

で行われていなかった。近年、清水（2016）は茗荷沢層と風見山田層の火山岩類を対象に岩石学的、地球化学的特徴を報告し、両層火山岩類の成因について議論しているが、大谷層流紋岩を対象とした岩石化学的検討は行っていない。本論では大谷層流紋岩の岩石学的特徴を明らかにするため、全岩化学主成分、微量成分分析を行ったのでその結果について報告する。

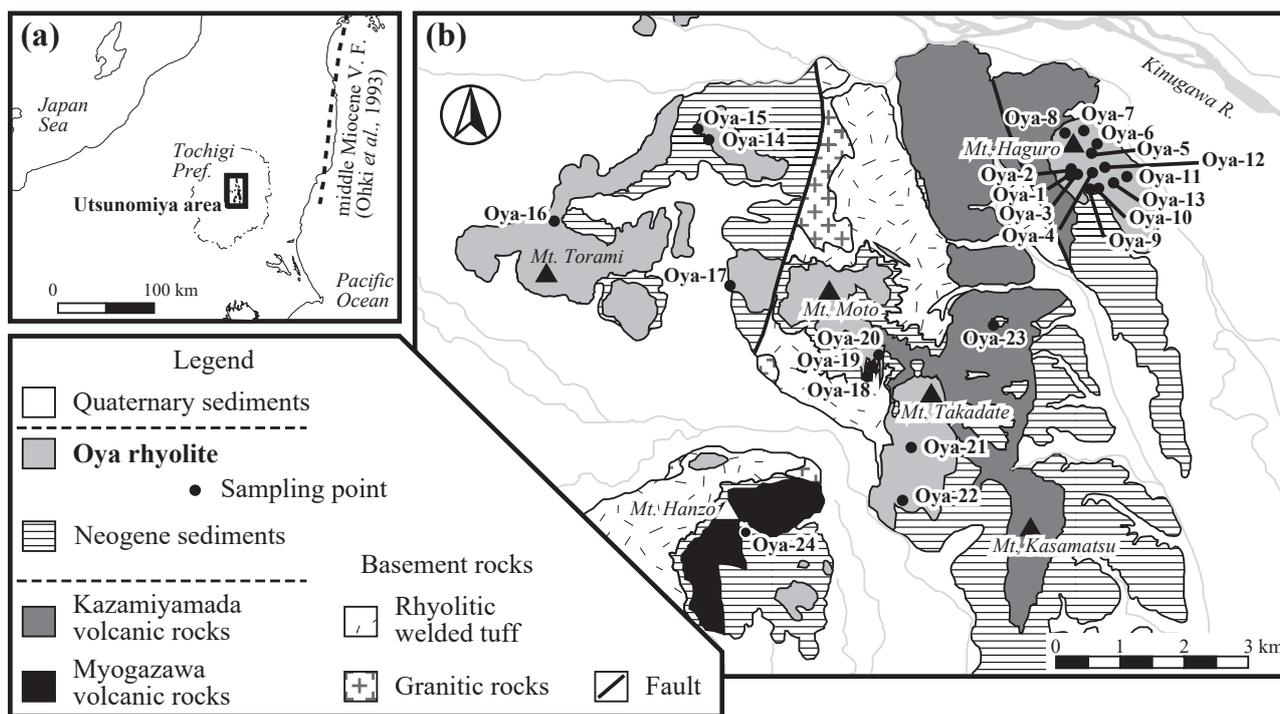
## II. 大谷層の地質

宇都宮地域は16–13Maの火山フロントより約80–100km西に位置している（第1図(a)；Ohki *et al.*, 1993）。大谷層は主にデイサイトから流紋岩質の火山礫凝灰岩・凝灰岩、凝灰質砂岩・シルト岩、そして溶岩および貫入岩からなる（吉川ら, 2010）。吉川ら（2010）によれば、火砕岩類は上方細粒化する一連の堆積ユニットをなし、基底は石質岩塊の明瞭な正級化構造が見られ、下位の地層を削り込んで堆積している。また、堆積ユニット下部は塊状の凝灰角礫岩・火山礫凝灰岩で一般に軽石に富み、稀に armored lapilli や block を含んでおり、軽石は逆級化構造を示す場合があること、そして堆積ユニット上部は火山礫凝灰岩・凝灰岩が成層構造をなすことから、火砕岩類に見られる堆積ユニットは、水中火砕流堆積物またはそれを起源とする火山砕屑タービダイトである（吉川, 1998；吉川ら, 2010）。

溶岩は褐色を帯びた淡灰色を呈するものを主とし、他に淡紫灰色、および青灰色を呈するものもある。これらは赤褐色から褐色の変質部分が認められることが多く、変質部分は岩石に点在する場合や帯状の模様として見られることがある。ただし、そのような変質部分がほとんど認められない場合もあり、それらは乳白色や白色の極めて優白質な岩石である。また、溶岩は一般に露出が悪く、小規模かつ塊状に産する場合がほとんどであり、直

\* 立正大学地球環境科学研究科

\*\* 立正大学地球環境科学部



第1図 (a) 調査地域の位置図と東北日本における中期中新世の火山フロント (Ohki et al., 1993). (b) 宇都宮地域の地質図 (高橋・吉川, 2008) および試料採取位置

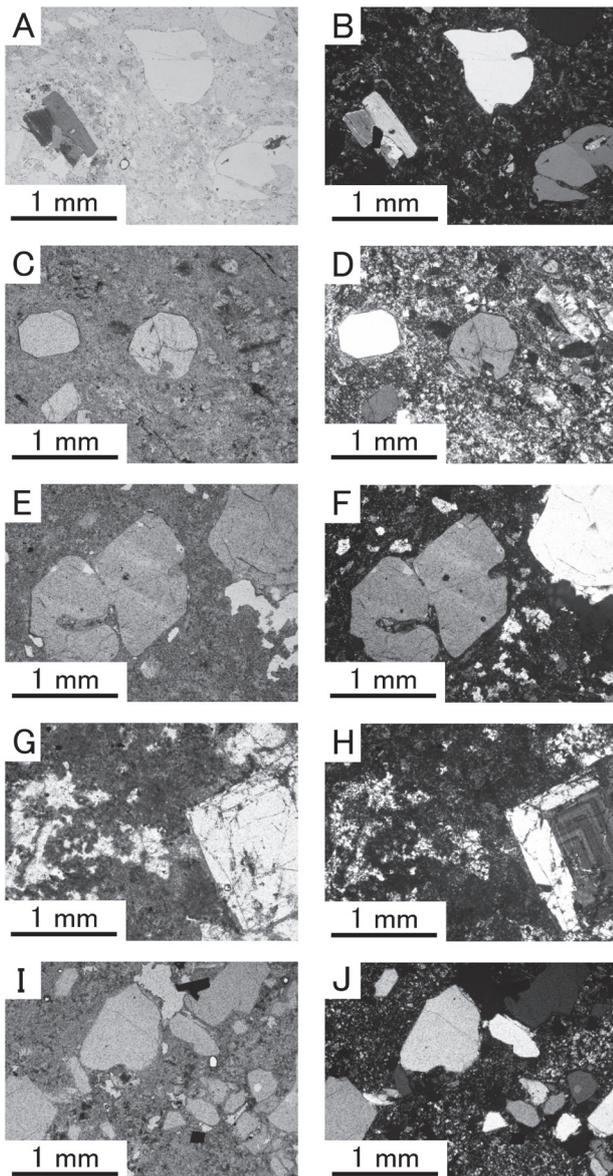
径1~5mm程度の空隙が点在しているものもある。高橋・吉川(2008)は、羽黒山に産する流紋岩溶岩の古地磁気極性が正帯磁であると報告している。

### Ⅲ. 岩石記載

大谷層流紋岩について、羽黒山10試料、高館山2試料、本山、寅巳山および半蔵山各1試料の計15試料の薄片を作成し、偏光顕微鏡によって鏡下観察を行った。各岩石の顕微鏡写真を第2図に示すと共に、野外・鏡下観察の結果を以下に述べる。大谷層流紋岩は複数の場所に点在して産するが、構成鉱物や組織は類似している。ただし、羽黒山にのみ石英、斜長石、カリ長石斑晶に加え、細粒の黒雲母斑晶(第2図A, B)を含む黒雲母流紋岩が分布するが、総じて大谷層流紋岩は、石英、斜長石、カリ長石、Fe-Ti酸化鉍物斑晶を含む流紋岩である。石英斑晶は半自形から他形を呈し、融食したアメーバ状のものや、卓状に近い角が丸いものがある(第2図C, D, E, F)。粒径0.2~3.0mmのものが多いが、稀に最大粒径が5.0mmに達するものも産する。結晶は鏡下では清涼であり波動消光は認められない。また、粒径1~3mmほどの石英が、斜長石やカリ長石、黒雲母を包有している場合がある。斜長石斑晶は自形の卓状~長柱状を呈し、長径は0.3~2.0mmの場合が多い。しかし最大長径3.8mm

に達する結晶も確認できる。アルバイト式双晶が顕著であり、累帯構造を呈するものも多い(第2図G, H)。また、長径1.5mm程度の結晶が黒雲母を包有していることもあり、さらに長径1.0~2.0mm程度の結晶が集斑晶をなしている場合もある。カリ長石斑晶は半自形から自形で、卓状に近い角が丸いものが多い。粒径は1.0~3.0mm程度であるが、最大長径が4.0mmに達するものもある。稀に、長径1~3mm程度の結晶が、斜長石や黒雲母を包有することもある。羽黒山の流紋岩にのみ認められる黒雲母斑晶は、自形から半自形の針状や、短冊状、または短柱状を呈し(第2図A, B)、数は少ないが卓状のものも出現する。粒径は長径0.1~1.4mm程度であり、稀にジルコンを含むか、あるいは伴う場合がある。また、結晶の一部あるいは全体が緑泥石に置換されていることもある。Fe-Ti酸化鉍物斑晶は、自形から半自形で卓状を呈する。長径は0.1~0.5mm程度のものが多いが(第2図I, J)、稀に最大長径1.0mmのものも産する。また、石英や斜長石に包有される場合がある。

石基は半晶質で、失透したガラスと極めて細粒な黒雲母からなり、稀に少量のFe-Ti酸化鉍物とジルコンが含まれる。また、二次鉱物として緑泥石と沸石が認められる。ガラスは石基の大部分を占め、斑晶の粒間を充填して産する。また、脈状の亀裂やパッチ状の空隙が多くみられ、それを充填して沸石が発達することもある。黒雲



第2図 大谷層流紋岩の顕微鏡写真

羽黒山の流紋岩 (11053111 オープンニコル(A)とクロスニコル(B)), 高館山の流紋岩 (12080808 オープンニコル(C)とクロスニコル(D)), 本山の流紋岩 (12031210 オープンニコル(E)とクロスニコル(F)), 半蔵山の流紋岩 (12080908G オープンニコル(G)とクロスニコル(H)), 寅巳山の流紋岩 (12031207 オープンニコル(I)とクロスニコル(J))

母は針状を呈し、長径は0.01mm以下である。Fe-Ti酸化鉱物は自形の卓状で、長径は0.01mm未満から0.05mm程度である。ジルコンは自形の短冊状を呈し、長径0.01-0.02mmである。緑泥石は他形で、粒径0.01-0.1mm程度のものが集片状をなしている。

#### IV. 全岩化学分析

##### 1. 分析方法および試料作成方法

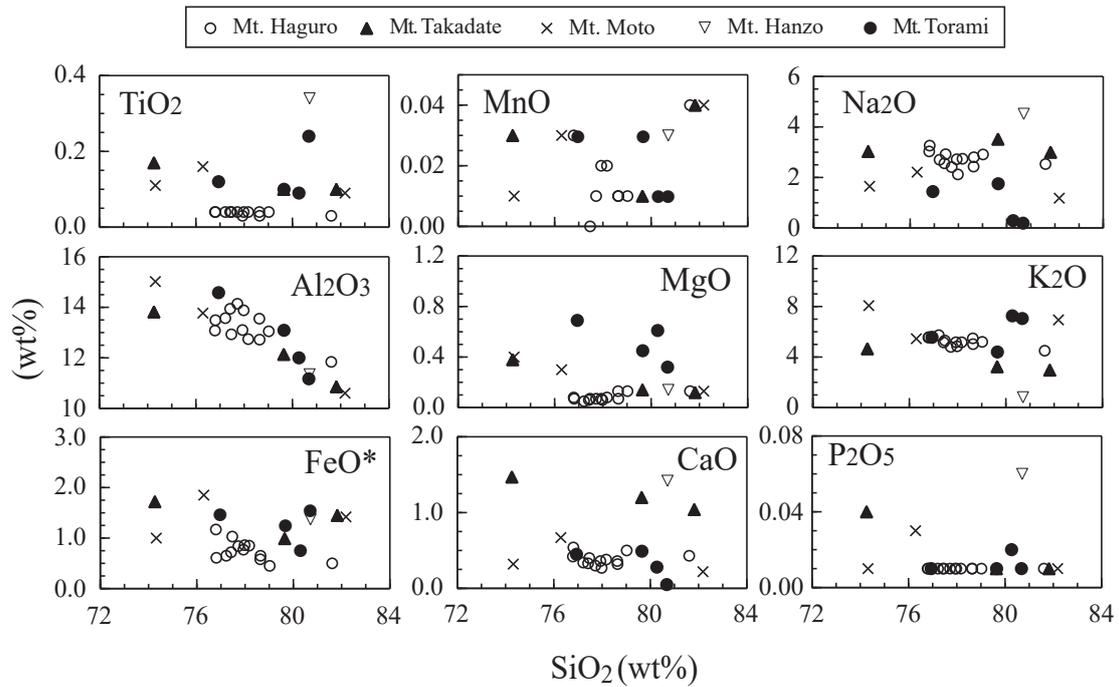
大谷層流紋岩24試料について、全岩化学主成分および

微量成分分析を実施した。岩石は、可能な限り新鮮な部分を岩石カッターで切り出した後、鉄乳鉢で粉碎し、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。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)を加えている。測定した元素は、Si、Ti、Al、Fe、Mn、Mg、Ca、Na、K、Pの主成分と、Ba、Cr、Cu、Nb、Ni、Pb、Rb、Sr、V、Y、ZrにCo、Ga、Th、Znを加えた微量成分の合計25元素である。

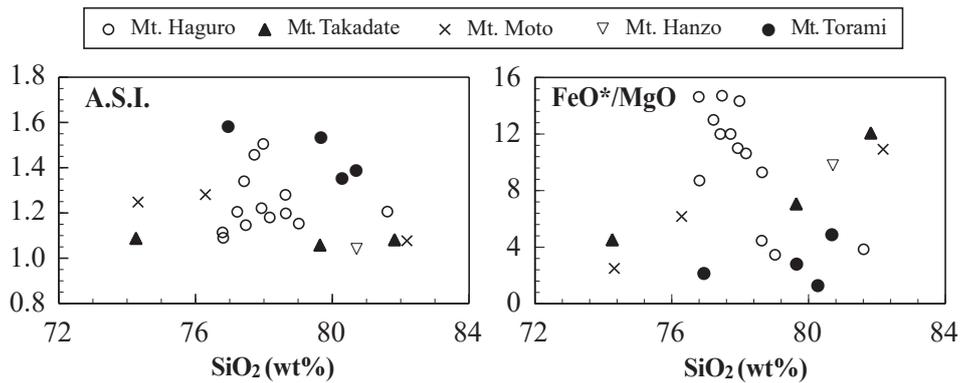
##### 2. 分析結果

前述のように、大谷層流紋岩は複数の地域に離れて分布している。ここでは、分布域を羽黒山、高館山、本山、寅巳山および半蔵山の5つに分け、それぞれの化学的特徴について検討する。第3図には主成分元素ハーカー図を示した。各地域の流紋岩のSiO<sub>2</sub>量は、羽黒山では76~82wt%、高館山や本山では74~82wt%、寅巳山では77~81wt%、半蔵山では1試料しかないが81wt%であることが示される。羽黒山の流紋岩は、他地域の流紋岩と比較するとTiO<sub>2</sub>、FeO\*、MgOに乏しく、Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>、CaO、Na<sub>2</sub>O、K<sub>2</sub>Oの組成領域は狭く限られている。MnOとP<sub>2</sub>O<sub>5</sub>は含有量が乏しく、SiO<sub>2</sub>の増減に伴う明瞭な変化傾向は認められない。高館山の流紋岩は、CaOに富み、K<sub>2</sub>Oに乏しい特徴を有し、寅巳山のそれは、TiO<sub>2</sub>、MgOに富み、Na<sub>2</sub>Oに乏しい性質を示している。本山の流紋岩は、TiO<sub>2</sub>に富み、Na<sub>2</sub>Oに乏しく寅巳山のものと同様の特徴を有している。半蔵山の1試料は、TiO<sub>2</sub>、CaO、Na<sub>2</sub>O、P<sub>2</sub>O<sub>5</sub>に富み、MgOとK<sub>2</sub>Oに乏しい特徴が見られる。

SiO<sub>2</sub>-A.S.I. (aluminum saturation index) 図およびSiO<sub>2</sub>-FeO\*/MgO図を第4図に示す。流紋岩はいずれもA.S.I.が1.0を越えており、パーアルミナスな性質を示す。特に寅巳山の流紋岩が最も高いA.S.I.を示し、本山、高館山の順に流紋岩のA.S.I.は低くなる。SiO<sub>2</sub>の増加に伴い、寅巳山の流紋岩はA.S.I.が減少し、本山の岩石はSiO<sub>2</sub>の増加によって一旦A.S.I.が高くなり、その後低くなる。羽黒山流紋岩のA.S.I.は分散が著しく、1.0から1.6まで変化する。SiO<sub>2</sub>-FeO\*/MgO図では、羽黒山の流紋岩が最も高いFeO\*/MgO比を示し、SiO<sub>2</sub>の増加に伴い減少する



第3図 大谷層流紋岩のSiO<sub>2</sub>に対する主成分組成変化図



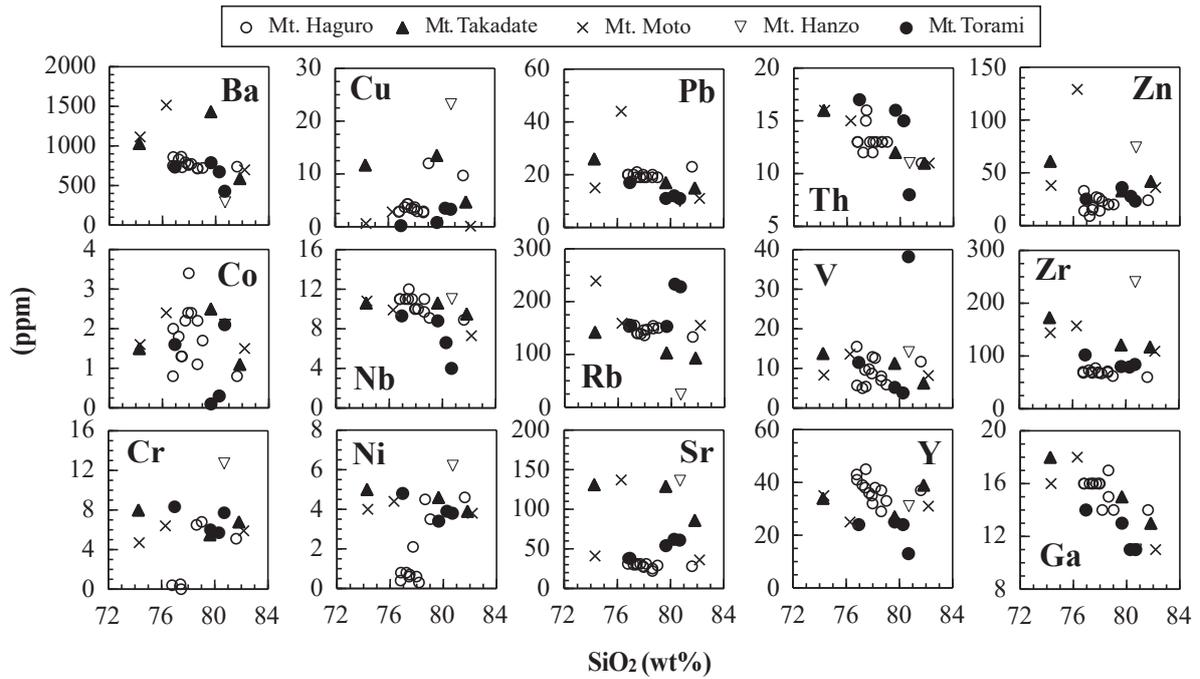
第4図 大谷層流紋岩のSiO<sub>2</sub>に対するA.S.I. (aluminum saturation index) とFeO\*/MgO変化図

傾向が見られる。それに対して、高館山と本山の流紋岩のFeO\*/MgO比はSiO<sub>2</sub>の増加とともに増大する傾向を示す。寅巳山のFeO\*/MgO比は最も低く、SiO<sub>2</sub>が増加しても大きな変化は認められない。

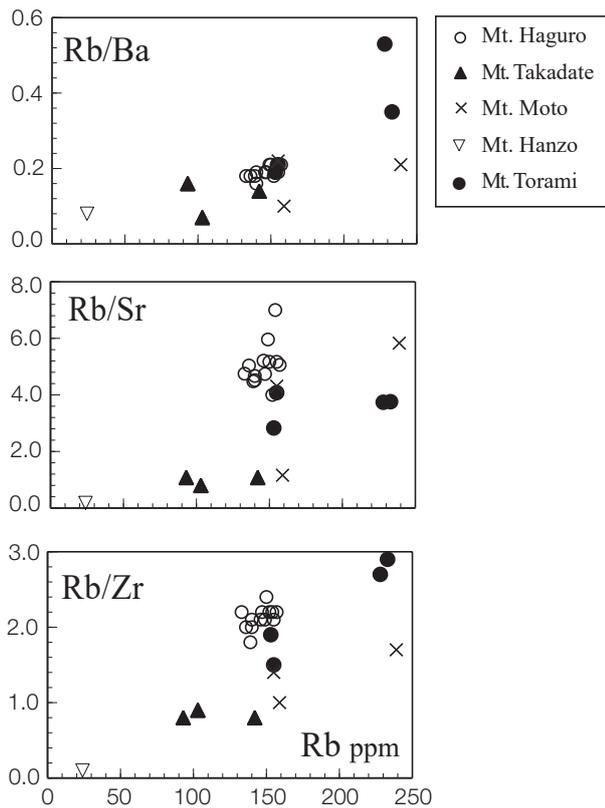
SiO<sub>2</sub>-微量成分元素変化図を第5図に示した。羽黒山の流紋岩は、SiO<sub>2</sub>の増加に伴い、Cr、Cu、Niは増加し、Ba、Nb、Th、Y、Gaは減少する傾向が認められ、Co、Vは分散し、Pb、Rb、Sr、Zn、Zrには明瞭な増減は認められない。高館山の流紋岩は、Rbに乏しく、CuやSr、Zn、Zrに富む傾向がある。いずれの元素もSiO<sub>2</sub>の増加に伴い、微減する変化傾向が認められる。本山のそれは、Ba、Zn、Zrに富み、CrやCuでは比較的乏しい。他の地域の流紋岩と比較すると分散が著しく、SiO<sub>2</sub>の増加による変化傾向は明瞭ではない。寅巳山の流紋岩は

Cu、Nb、Yに乏しく、ZnやZrに富む傾向がある。半蔵山の岩石はCr、Cu、Ni、Zn、Zrに富み、BaとRbに乏しい特徴を示す。

第6図に各地域の流紋岩のRbに対するRb/Ba、Rb/Sr、Rb/Zrの関係を示した。液相濃集元素の比はこれらの元素を含む鉱物のスムーズな分別を表しており、滑らかに変化する場合はマグマ内での分化が比較的穏やかに進行したことを意味している。Rb-Rb/Ba図では、半蔵山の流紋岩から高館山、羽黒山、本山のそれにかけて緩やかに右上がりの変化傾向がみられる。ただし、寅巳山の岩石だけはRb/Baが大きく、この変化傾向の上方に外れる。Rb-Rb/Sr図では、Rbの増加に伴いRb/Sr比が急増する滑らかな変化傾向を示すが、羽黒山の流紋岩と本山、寅巳山の一部の岩石は、この変化傾向からさらに



第5図 大谷層流紋岩の微量成分組成変化図



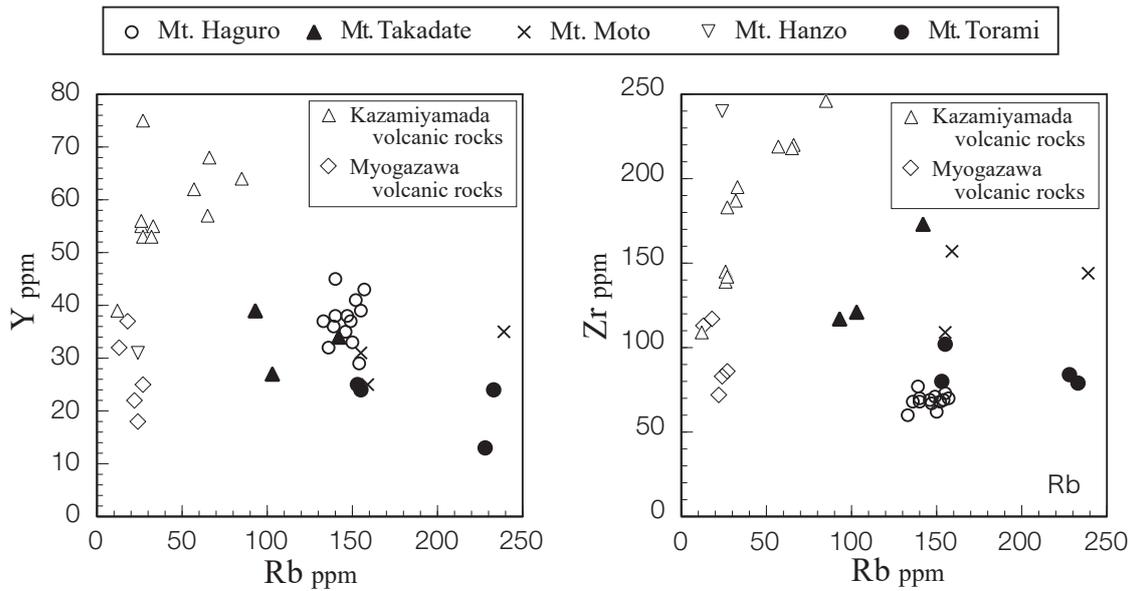
第6図 大谷層流紋岩のRbに対するRb/Ba, Rb/Sr, Rb/Zr変化図

上方に外れて点示される。Rb-Rb/Zr図でもRbの増加に伴い連続的な変化を示すが、やはり羽黒山の流紋岩と本山、寅巳山の一部の岩石は上方に若干分散する傾向が認められる。

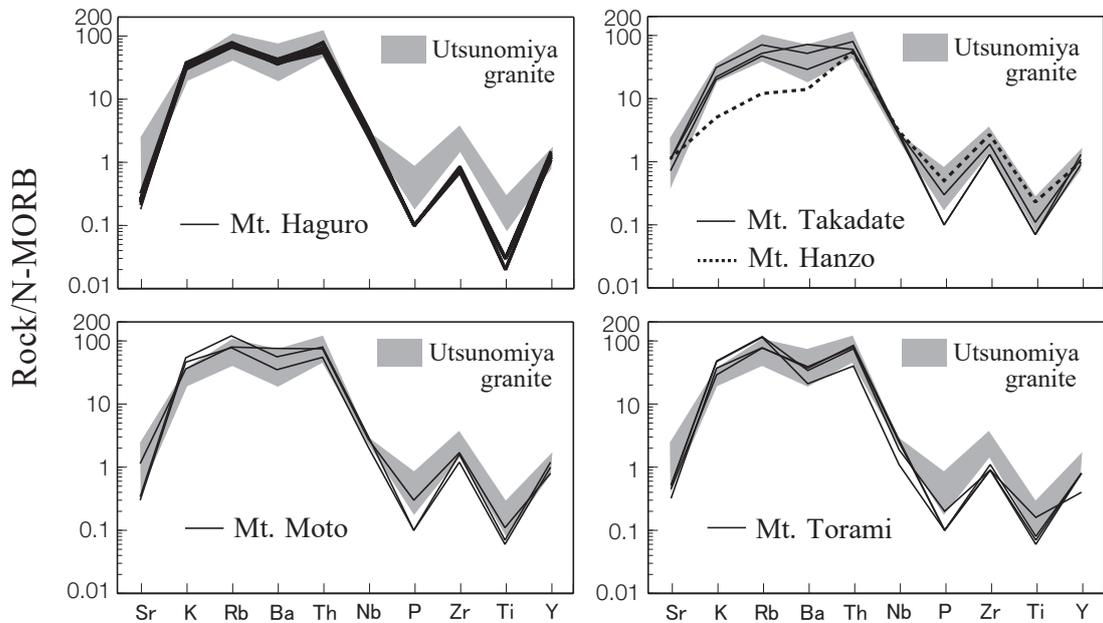
## VI. 考察

既に述べたように大谷層流紋岩は、SiO<sub>2</sub>が80wt%を超える岩石を複数含んでいる。今まで大谷層の流紋岩溶岩を対象とした化学分析値は報告されておらず、これらの岩石の値について真偽は確認できない。分析に際しては可能な限り、変質部や沸石を含む部分を取り除いているが、アルカリ元素の溶脱によって見かけ上SiO<sub>2</sub>が増加している可能性を否定しきれない。よって、以下の議論では主としてSiO<sub>2</sub>が80wt%以下の羽黒山、高館山、本山、寅巳山に産する流紋岩を中心に行うこととする。

まず、流紋岩など酸性岩は塩基性岩からの結晶分化作用によって形成された可能性が考えられる。先に述べたように、本地域には大谷層流紋岩活動以前に茗荷沢層および風見山田層の火山岩類が活動している(高橋・吉川, 2008; 吉川ら, 2010)。前者は安山岩を主体とし、後者は玄武岩、安山岩、デイサイトから構成される(清水, 2016)。これらの火山岩類はある程度の時間間隔が認められるものの大谷層と同地域に分布しており、年代値も極めて近い。そこで、これらの火山岩類についてRbに対するYとZrの変化図(第7図)において検討を行った。もし、大谷層流紋岩が茗荷沢層や風見山田層を形成したマグマから分化した結果形成されたのであれば、Rbの増加に伴い、YやZrも滑らかに変化することが期待される。図に明らかのように、Rbが50から100ppmの間では、茗荷沢層よりも風見山田層でYやZrに富む特徴が



第7図 大谷層流紋岩のRbに対するYとZr変化図. 茗荷沢層と風見山田層のデータは清水（2016）に基づく



第8図 大谷層流紋岩のスパイダーグラム. 宇都宮花崗岩のデータは西川ら（2015）に基づく

認められる。茗荷沢層火山岩類と大谷層流紋岩について比較すると、Rbは前者から後者に向けて明らかに増加するが、YとZrはほぼ同程度の含有量を示しており、分化による連続的な変化が生じているとは言い難い。一方で、風見山田層火山岩類はRbの増加に伴いYとZrが増大する明瞭な変化傾向が認められるが、大谷層流紋岩はこの傾向の下方に点字されている。これが分化によるものだと仮定するなら、風見山田層火山岩類を形成したマグマから、Yを主成分とするモナザイトや、Zrを主成分とするジルコンなどの鉱物が効果的に分別されなければならない。しかしながら、風見山田層火山岩類にこれ

らの鉱物は含まれておらず（清水, 2016）、分化によってYやZrが減少する可能性は否定される。これらの事実は、茗荷沢層や風見山田層を形成したマグマからの結晶分化作用では大谷層流紋岩が形成されないことを意味している。

次に、羽黒山、高館山、本山、寅巳山の4地域に分布する流紋岩について相互に比較・検討を行う。これら4地域の中で、羽黒山に産する流紋岩は他の3地域に分布する岩石と大きく岩石学的特徴が異なっている。まず、鏡下観察において、黒雲母斑晶を有する流紋岩は羽黒山にしか産出が確認されていない。また、TiO<sub>2</sub>やMgO、Sr

に乏しく、高 FeO\*/MgO 比によって特徴付けられ、他地域の流紋岩と明らかに異なった化学組成の変化傾向を示している（第 3, 4, 5 図）。さらに、Rb に対する Rb/Sr、Rb/Zr 図（第 6 図）では、通常、単一のマグマ起源であれば、Rb の増加に伴い、これらの比も滑らかに増加することが期待されるが、羽黒山の流紋岩が他の 3 地域の岩石の変化傾向に比べて明瞭に上方に離れてプロットされている。これらの事実は、大谷層流紋岩の中でも、羽黒山に産する流紋岩と他地域の岩石とでは起源が異なっている可能性を示唆している。

A.S.I. の違いに注目すると、羽黒山の流紋岩は寅巳山、本山、高館山 3 地域の岩石が示す A.S.I. の組成領域と同程度の値を示している（第 4 図）。これら 3 地域の中で最も高い値を示すのは寅巳山の岩石であり、本山、高館山の順に値は減少する。この変化を地理的分布に照らしてみると、最も西側の寅巳山の流紋岩が最も高い A.S.I. を有し、次いですぐ東に分布する本山の流紋岩が中間的な A.S.I. を、最も東側の高館山の流紋岩が最も低い A.S.I. をそれぞれ有している。このように 3 地域の流紋岩には東から西に向かってよりアルミナスになる変化傾向が認められる。それに対して、羽黒山の流紋岩はこの変化傾向とは一致しておらず、広い A.S.I. の変化幅を示している。この点からも羽黒山の流紋岩が他の 3 地域の岩石と起源が異なっていることが暗示される。

さて、先に述べたように大谷層流紋岩は全てパーアルミナスな化学組成を有する。一般に、A.S.I. の増加は、Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> に富む堆積岩との反応や、分化によって残ったマグマ中に Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> が濃集していったことを意味している。大谷層流紋岩の Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> は SiO<sub>2</sub> の増加に伴い減少する傾向が明瞭であることから（第 3 図）、分化によってマグマ中に Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> が濃集したとは考えがたい。一方、SiO<sub>2</sub> が 70wt% を越えるマグマでは温度が低下していたと推定されるため、Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> に富む堆積岩との大規模な反応は困難であろう。これらの点から、4 地域に点在する大谷層流紋岩の A.S.I. は起源物質の性質を反映していると考えられる。なお、羽黒山の流紋岩の A.S.I. が 1.0 から 1.6 まで変化する理由としては Al に富む黒雲母斑晶の存在に依るものと推定される。

大谷層流紋岩の起源物質がパーアルミナスな物質であると仮定した場合、一般には上部地殻を構成する物質が想定される。本調査地域には白亜紀に活動したと考えられる宇都宮花崗岩が分布している（第 1 図、西川ら、2015）。そこで、宇都宮花崗岩の融解によって大谷層流紋岩が形成され得るかを検討する。各地域の流紋岩と宇都

宮花崗岩の化学的特徴を比較するためにスパイダーグラムを第 8 図に示す。SiO<sub>2</sub> 量に違いがあるものの大谷層流紋岩は、いずれの岩石も Sr、K、Rb などの LIL 元素に富み、Nb、P、Zr などの HFS 元素では凹凸を伴うパターンが顕著である。羽黒山に産する流紋岩は、Ba と P、Ti に負の異常が認められ、特に Ti の負異常は他地域の流紋岩に比べて著しい。寅巳山の流紋岩は Ba、P、Ti の負異常が顕著に認められるが、高館山や本山の岩石は P や Ti に負の異常が認められるものの、Ba の負異常は羽黒山や寅巳山のそれよりも小さい。宇都宮花崗岩と比較した場合、羽黒山、本山、寅巳山の流紋岩は LIL 元素では同程度であるが、HFS 元素では宇都宮花崗岩よりも濃度が低いパターンを示している。高館山の流紋岩は宇都宮花崗岩と類似したパターンを有する。これらのことは、大谷層流紋岩が宇都宮花崗岩の部分融解によって生じたものか、宇都宮花崗岩の起源物質と同じものを起源とする可能性を示唆している。しかしながら、宇都宮花崗岩を部分的にでも融解した結果生じたのであれば、花崗岩が地殻内を上昇する間に変形を被り波動消光を有するようになった石英が大谷層流紋岩にも含まれていることが期待されるが、前述のように大谷層流紋岩中の石英は清涼で波動消光は認められない。ただし、宇都宮花崗岩を完全に融解し、生じたマグマから石英が改めて晶出したことも否定できない。よって、大谷層流紋岩が宇都宮花崗岩もしくはその起源物質からもたらされた可能性については、Sr、Nd 同位体組成を明らかにした上で検討する必要があるだろう。

## Ⅶ. まとめ

栃木県宇都宮市北部には中期中新世に活動した大谷層流紋岩が分布しており、羽黒山、高館山、本山、半蔵山、寅巳山周辺にそれぞれ分布している。羽黒山に産する流紋岩のみ黒雲母斑晶を有しているが、他の 3 地域の岩石には含まれていない。また、羽黒山の流紋岩は TiO<sub>2</sub> や MgO、Sr に乏しく、高 FeO\*/MgO 比によって特徴付けられ、他地域の流紋岩と明らかに異なった岩石化学的特徴を有している。同地域に分布し、僅かに古い活動時期を有する茗荷沢層・風見山田層火山岩類から結晶分化作用によって大谷層流紋岩が形成されるか検討を行ったが、Y や Zr の挙動からこの可能性は否定される。一方、大谷層流紋岩の A.S.I. が高いことから上部地殻物質の関与が推定される。同地域に産する宇都宮花崗岩もしくはその起源物質からもたらされた可能性については、今後、

同位体分析を含めた詳細な検討が必要である。

## 謝 辞

本研究を進めるに当たり、全岩化学分析において立正大学地球環境科学部環境システム学科の蛍光X線分析装置（ZSX Primus II）を用いた。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いただいている。また、本学地球環境科学部の清水 洋教授（当時）には日頃から議論を行っていただき様々ご助言を賜った。火山岩試料の採取に際しては、宇都宮大学の中村洋一名誉教授から貴重なご教示をいただいた。さらに、匿名の査読者からは本論の改善に資する貴重なご助言を賜った。以上の方々に厚くお礼申し上げます。

## 引用文献

入江敏勝（1957）：宇都宮市大谷地区の地球化学的研究。宇都宮大学学芸学部研究論集，no.7，43-61。  
川野良信（2010）：蛍光X線分析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。  
中村久由（1948）：栃木県大谷緑色凝灰岩層の貝化石。地質雑，54，129。  
中村洋一，松居誠一郎，鈴木陽雄（1981）：宇都宮市大谷付近の地質。宇都宮大教育学紀要，31，105-116。  
西川晃太郎，清水隆一，川野良信（2015）：栃木県，宇都宮市

北部に分布する花崗岩質岩の岩石学的研究。地球環境研究，17，27-34。

Ohki, J., Watanabe, N., Shuto, K. and Itaya, T. (1993) : Shifting of the volcanic fronts during Early to Late Miocene in the Northeast Japan arc. *Island Arc*, 2, 87-93.

太田苗司（1949）：大谷石の研究—石材としての性質について。地質雑，55，85-89。

Otofujii, Y., Matsuda, T. and Nohda, S. (1985): Paleomagnetic evidence for the Miocene counter-clockwise rotation of Northeast Japan - rifting process of the Japan arc. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 75, 267-277.

清水隆一（2016）：栃木県宇都宮市北部に分布する茗荷沢層および風見山田層火山岩類の岩石学的研究。岩石鉱物科学，45，138-152。

高橋正樹（1989）：マグマ活動からみたフォッサマグナ地域の18~12 Ma期のテクトニクス。月刊地球，11，544-551。

高橋雅紀，吉川敏之（2008）：日本地方地質誌 関東地方「宇都宮地域」。朝倉書店，234-241。

山田康治郎（2010）：鉱石・岩石分析等で有効なガラスピ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。

吉川敏之（1998）：栃木県宇都宮地域に分布する新第三系の地質と層序。地質雑，104，346-356。

吉川敏之，高橋雅紀，岡田利典（2001）：足尾山地東縁部に分布する中新世火山岩のK-Ar年代。地質雑，107，41-45。

吉川敏之，山元孝広，中江 訓（2010）：宇都宮地域の地質。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，79p。

# Major and trace elements of rhyolites of middle Miocene Oya Formation, northern Utsunomiya, Tochigi Prefecture, central Japan

SHIMIZU Ryuichi \* and KAWANO Yoshinobu \*\*

\* Graduate School of Geo-environmental Science, Rissho University

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

## Abstract:

Middle Miocene Oya rhyolites are distributed in Utsunomiya area, Tochigi Prefecture, central Japan. The rhyolites are divided into five rock groups: Mts. Haguro, Takadate, Moto, Hanzo and Torami based on outcropped areas. Rhyolites in Mt. Haguro have biotite phenocrysts, whereas those in other groups have no the phenocrysts. The former is characterized by low  $\text{TiO}_2$ , MgO and Sr contents, and has high  $\text{FeO}^*/\text{MgO}$  ratio. It is suggested that rhyolites in Mt. Haguro have different origin from other rhyolites.

It is considered the possibility that the Oya rhyolites were derived from source magma of Kazamiyamada and/or Myogazawa volcanic rocks by crystallization differentiation. However, this possibility is denied from behaviors of Y and Zr. On the other hand, Oya rhyolites have high A.S.I. (aluminum saturation index), suggesting that the rhyolites may be derived from the upper crustal material such as Utsunomiya granite. This idea has to be inspected by an isotope analysis.

**Key words:** Utsunomiya, middle Miocene, Oya rhyolite, major elements, minor elements

