# 北部フォッサマグナ、和田および余里深成岩体の主成分・微量成分組成

石原智広\*川野良信\*

キーワード:北部フォッサマグナ、新第三紀、深成岩体、主成分組成、微量成分組成

# I. はじめに

北部フォッサマグナ地域には新第三紀に活動した深 成岩体が多数分布する(石原ほか, 1976;川野, 2000; 2014;2017;佐藤,2012;佐藤・柴田,2017)。石原ほ か(1976)は、北部フォッサマグナに分布する深成岩類 が低K<sub>2</sub>O/Na<sub>2</sub>O比および低Sn含有量を示すことから、こ れらが上部マントルからもたらされたと考えた。一方、 川野(2000)は深成岩類のSr・Nd同位体組成を測定し、 伊豆-小笠原弧や東北日本弧に分布する新第三紀火山岩 類の同位体組成との比較から、マントルを起源とするマ グマが大陸地殻物質と反応し各深成岩類を形成したと推 定した。さらに、川野(2014)や川野(2017)は各深成 岩体の全岩主成分・微量成分組成、希土類元素組成およ びSr・Nd同位体組成の再検討を行い、起源マグマとの 反応において北側では大陸地殻物質、南側ではハンレイ 岩質の起源物質がそれぞれ大きな役割を担ったと結論づ けた。このように、北部フォッサマグナに分布する深成 岩類については包括的な検討がなされているものの、同 一地域に露出する岩体であっても起源マグマや反応した 地殻物質が異なっていた可能性が指摘されており(川野. 2017)、個々の岩体について詳細な岩石学的検討が必要 とされている。

本論の研究対象である和田岩体および余里岩体は、北 部フォッサマグナ最南端の美ヶ原-霧ヶ峰地域に分布 している(川野,2000)。この地域には両岩体の他にも、 茅野・下諏訪・松本・美ヶ原・落合の各岩体が露出して おり、興水・山岸(1987)、川野(2000;2014;2017)、 佐藤(2012)、佐藤・柴田(2017)などの岩石学的・年 代学的研究が行われている。興水・山岸(1987)は深成 岩類のフィッション・トラック(以下、FTと略)ジル コン年代を、佐藤(2012)は和田岩体を含む和田峠岩体 群の主成分化学組成とK-Ar黒雲母年代をそれぞれ報告 している。佐藤・柴田(2017)はフォッサマグナ地域の 火成活動の特徴を把握するため、茂来山・和田峠・甲斐 駒ヶ岳・焼地蔵の4つの花崗岩体についてSr同位体組成 を測定し、既存のデータと合わせて、第四紀火山のSr同 位体組成と比較している。

川野(2014;2017)は、和田岩体と余里岩体のそれぞ れ3試料について主成分・微量成分・希土類元素成分を 測定し、一部の試料についてはSr・Nd同位体組成を明 らかにしている。それらの結果に基づけば、和田岩体 はK<sub>o</sub>Oに富み、パーアルミナスな特徴を有するのに対し、 余里岩体はKoOに乏しく、メタアルミナスな性質を示す とされており、近接して分布するこれら2つの岩体は対 照的な化学的特徴を示している。 このように対照的な 性質をもつ岩体が後期中新世以降に限られた範囲内に出 現する理由を解明することは、北部フォッサマグナの深 成岩類の成因を議論するのみならず、島弧におけるマグ マ形成プロセスを解明する上でも極めて重要である。し かしながら、従来分析された試料数は少なく、各岩体の 特徴を正しく把握できていない可能性がある。そこで、 本研究ではさらなる試料採取を実施し、それらの主成 分・微量成分分析を行い、既存のデータと合わせて両岩 体の起源について考察を行う。

#### Ⅱ. 地質概略

本地域の地質概略図を第1図に示す(新版長野県地 質図作成委員会,2010)。本地域には緑色凝灰岩相を呈 する内村層が広く分布し(興水・山岸,1987;中野ほ か,1998)、新第三紀深成岩類に貫入されている(柴田 ほか,1976;山崎ほか,1976)。また、塩嶺火山岩類が 主として本地域南部に分布し、一部和田岩体の北縁を被 覆している。さらに、これらは第四紀堆積物によって不 整合に覆われる(柴田ほか,1976;中野ほか,1998;佐 藤,2012)。以下に、各地質体について詳細な記述を行 う。

内村層は前期~中期中新世に堆積した層で、本地域で 最も古い地質体である(中野ほか,1998;佐藤,2012)。 岩相は緑色凝灰岩相および砕屑岩相からなるが、前者は 主として玄武岩〜安山岩質の変質火山岩および緑色凝灰 岩からなり、後者は主として黒色頁岩および灰色砂岩 からなり礫岩を挟んでいる(興水・山岸,1987)。また、 内村層は日本海拡大時の海底火山活動や堆積作用によっ て形成された地質体のひとつであるとされている(佐藤, 2012)。本層は新第三紀深成岩類の被貫入岩類であり (川野,2014)、特に和田岩体によって一部に接触変成作 用を被っている(柴田ほか,1976;山崎ほか,1976)。

本地域に分布する深成岩類は、その分布域から、美ケ 原岩体、和田岩体、余里岩体、落合岩体に区分される (柴田ほか,1976:小坂・山岸,1988)。美ヶ原岩体は本 地域西部に露出する。中粒〜粗粒の角閃石黒雲母花崗岩 や石英閃緑岩を主に産し、ひん岩を随伴岩相として伴う (柴田ほか,1976)。12.7±1.0Ma、13.5±0.9MaのFTジ ルコン年代が報告されている(輿水・山岸,1987)。和 田岩体は北東-南西方向に伸びた形をして上和田および 唐沢周辺に分布している。主に細粒〜粗粒の黒雲母花崗 閃緑岩や角閃石石英閃緑岩からなり、他に輝緑岩・ドレ ライト・ひん岩・プロピライトを伴う場合がある(柴田 ほか,1976)。和田岩体のK-Ar黒雲母年代は8.6Ma(河 野・植田,1966;1976年以前に公表されたK-Ar法によ



第1図 和田峠周辺の地質概略図(新版長野県地質図作 成委員会、2010に基づく)

図中の数字は採取した試料の番号を示す。ただし、 51306と51302はモード分析を行わず、化学分析のみ行っ ている。また、51303はアプライトである。

る年代値はSteiger and Jäger (1977) による壊変定数を 用いた再計算値を表記)、岩体中のペグマタイトのK-Ar 黒雲母年代は7.2Ma、K-Arカリ長石年代は7.5Maと報告 されている (柴田ほか, 1976)。輿水・山岸 (1987) や 大平ほか(1999)は和田岩体のFTジルコン年代を測定 し、前者は岩体北側から11.8±1.3Maを、後者は岩体の 粗粒相から6.4±0.4Ma、細粒相から7.3±0.4Maをそれぞ れ報告している。これらの年代値から貫入時期は後期中 新世と推定されている(佐藤, 2012)。余里岩体は武石 余里を中心として四方に点在し和田岩体北縁に不明瞭な 境界で隣接している。細粒の角閃石石英閃緑岩からなる 主岩相に、輝緑岩やプロピライトを産する随伴岩相を伴 う(柴田ほか, 1976)。落合岩体は和田に小規模に露出 している。細粒~中粒の石英閃緑岩や角閃石閃緑岩が主 で、輝緑岩や流紋岩を随伴する(柴田ほか, 1976)。な お、余里岩体および落合岩体の年代測定は行われていな い。小坂・山岸(1988)は、本地域周辺の新第三紀深成 岩類について単一の深成岩体モデルを考え、和田岩体お よび美ヶ原南部は中心相、余里岩体・落合岩体・美ヶ原 北部は周縁相に属すると結論付けている。

塩嶺火山岩類は本地域周辺で前期更新世に活動した 火山岩類の総称で、主に安山岩~デイサイト質凝灰角 礫岩・火山角礫岩・輝石安山岩・角閃石安山岩溶岩か らなる(山崎ほか,1976:向井ほか,2009)。向井ほか (2009)は本地域周辺の地質記載および岩石記載を行い、 過去の年代値を踏まえて、約2.1Maに火山活動を開始し、 約1.3Maまでに数回の噴火を経て複数の火山体を形成し たと推測した。

第四紀堆積物は主に礫・砂・泥・ロームなどで構成さ れ、その多くは現在の河川の流路に沿って堆積している (山崎ほか, 1976)。

#### Ⅲ. 岩石記載

和田岩体10試料(91201~91203、91205、51304A~D、 51305、51306)、余里岩体9試料(91204、91206~91212、 51302)の計19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。

#### 1. 和田岩体

岩石は主として青灰色~灰白色を呈する細~粗粒の閃 緑岩質岩で、等粒状組織を示す。ただし、唐沢北東部の 51303は網目状に赤褐色の筋が発達する白色のアプライ



第2図 岩石の偏光顕微鏡写真 和田岩体のトーナル岩(試料91203のクロスニコル(A) とオープンニコル(B))、余里岩体のトーナル岩(試料 91212のクロスニコル(C)とオープンニコル(D))。

トである。分布域全体を通して、露頭として観察できる ものは少なく、多くは転石として露出する。岩石は部分 的に風化したものもあるが、全体的には新鮮である。岩 体の随所で1cmを越える黒雲母や長径が数cmの楕円形 ~不定形の暗色包有物を特徴的に含んでいる。暗色包有 物は暗青灰色を呈する細粒岩で、主岩との境界が鮮明で ある場合や、数mmの厚みの無色鉱物の層を伴う場合も ある。

鏡下では、細~粗粒の等粒状組織を示し、主要構成鉱 物は石英、斜長石、黒雲母、普通角閃石、カリ長石、不 透明鉱物、単斜輝石であり、副成分鉱物として褐れん 石を伴っている(第2図A、B)。石英は半自形~他形 を呈し、他の鉱物間を充填して産する。大きさは0.5~ 3.0mmで、波動消光を呈するものが多い。斜長石は自形 ~半自形で、長辺が0.5~2.5mmの卓状や短柱状を呈し、 アルバイト式双晶や累帯構造が顕著に観察される。内部 にセリサイトを生じているものもある。黒雲母は多色性 が著しく茶褐~淡褐色を呈し、0.2~1.0mmの半自形~ 他形のものが多い。部分的に緑泥石に変質しているもの も認められる。普通角閃石は半自形~他形で、1.0mm程 度のものが多く淡褐色~淡緑色の弱い多色性を呈する。 黒雲母や不透明鉱物に伴って産出する場合が多い。カ リ長石は半自形~他形で1.0~2.0mmほどのものが多く、 パーサイト構造が発達している。不透明鉱物は自形~半 自形、0.2mmの粒状で、有色鉱物に含まれるものが多い。 単斜輝石は自形~半自形を呈し0.2~0.6mmの柱状を呈 するものが多い。褐れん石は自形~半自形を呈し、0.5 ~2.0mmで赤褐~淡褐色の多色性が著しい。特に黒雲母 や普通角閃石に伴って産出する。

#### 2. 余里岩体

岩石は主として青白灰色~淡緑色~暗緑色を呈する細 ~中粒の閃緑岩質岩で、等粒状を示す。和田岩体に比し て余里岩体は、露頭として観察できる場合が多く、転石 での産出は少ない。試料は普通角閃石や輝石の結晶が目 立つ、非常に新鮮な岩石である。また、余里岩体からは 暗色包有物は見出せない。なお、試料51302は、和田岩 体との境界部分に露出し、斑状組織を示す岩石である。

主要構成鉱物は斜長石、石英、普通角閃石、黒雲母、 不透明鉱物、単斜輝石、斜方輝石であり、副成分鉱物 として褐れん石を伴っている(第2図C、D)。斜長石 は自形~半自形で、0.5~3.0mmの拍子木状や短柱状を 呈し、アルバイト式双晶や累帯構造が顕著に認められる。 多くは内部がセリサイト化しており変質が著しい。石英 は他形を呈し、他の鉱物間を充填している。また波動消 光が認められるものもある。普通角閃石は半自形~他形 を呈し、0.3~1.0mmで淡褐色~淡緑色の弱い多色性を 呈する。黒雲母は半自形~他形を呈し、最大でも1.0mm には満たない。ほとんど緑泥石に変質している。不透明 鉱物は自形~半自形で0.4mm以下のものが多く、黒雲母 や普通角閃石に伴って産する場合が多い。単斜輝石は自 形~半自形で0.2~0.4mmの長柱状や粒状を呈し、単純 双晶が発達する。主に黒雲母や普通角閃石に伴って産す る。斜方輝石は自形~半自形で0.5~1.0mmの長柱状を 呈し、内部に不透明鉱物を内包する場合がある。褐れん 石は自形~半自形を呈し、0.4mm程度で褐~淡褐色の強 い多色性が見られる。特に黒雲母や普通角閃石に伴って 産出する場合が多い。

# 3. モード組成

両岩体の構成鉱物量を比較するためにモード分析を 行った。モード分析は偏光顕微鏡下で1000ポイント計測 し、結果を石英-カリ長石-斜長石三角図および普通角 閃石-黒雲母-斜長石三角図に示した(第3図)。なお、 和田岩体の1試料(51306)と前述した余里岩体の斑状 組織を示す試料(51302)はモード分析を行っていない。 図に明らかなように和田岩体、余里岩体それぞれ1試料 を除けば、全てトーナル岩の領域に点示される。ただし、 和田岩体が余里岩体よりも石英に富んでおり、点示され る領域が異なっている。また、和田岩体にはカリ長石が 僅かに含まれているが、余里岩体では確認できなかった。 なお、例外である和田岩体の1試料(51305)は花崗閃 緑岩の領域に、余里岩体の1試料(91206)は石英閃緑 岩の領域にそれぞれ点示される。有色鉱物量を見ると、



|第3図|| モード石英-カリ長石-斜長石三角図(左)とモード普通角閃石-黒雲母-斜長石三角図(右)

和田岩体と余里岩体の領域は若干重複するものの、前者 が相対的に黒雲母に富み、後者がやや普通角閃石に富む 領域に点示されている。最も斜長石に富む試料は余里岩 体の試料91206である。

# Ⅳ. 全岩化学分析

### 1. 分析方法および試料作成方法

和田岩体10試料(91201~91203、91205、51304A~D、 51305、51306)、余里岩体9試料(91204、91206~91212、 51302)の計19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、鉄乳鉢で粉砕し、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 ICCo, 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

第4図にハーカー図を示す。この図には既報の分析値 (川野, 2014; 2017) も合わせて示した。 全体的な傾向 を見るとTiO<sub>2</sub>、Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>、Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>、MgO、CaOはSiO<sub>2</sub>の増 加に伴い減少の傾向を示す。MnO、 $K_2O$ 、 $Na_2O$ 、 $P_2O_5$ 

は分散し、明瞭な変化傾向は認められない。次に両岩体 を比較すると、和田岩体のSiO。が64~69wt%の範囲を 示すのに対し、余里岩体のそれは56~74wt%と組成範 囲が広くなっている。ただし、SiO<sub>2</sub>が極端に大きい試料 (91206) と小さい試料 (51302) がひとつずつあり、そ れらを除けば、SiO<sub>2</sub>は62~67wt%の範囲に入る。そこ で、SiO2が62~69wt%の範囲の試料について両岩体を 比べると、余里岩体が和田岩体よりもTiO<sub>2</sub>、Na<sub>2</sub>Oに富み、 K<sub>2</sub>Oに乏しい特徴が認められる。K<sub>2</sub>Oを見ると、余里岩 体はlow-Kからmedium-Kの領域に点示され、和田岩体 はhigh-Kに点示される試料が多いが、medium-Kの性質 を示すものも認められる。また、MnOやP2O5で顕著な ように、同程度のSiO2含有量を示す試料であっても余里 岩体は和田岩体に比して分散が目立っている。例外とし た余里岩体の2試料のうち、試料51302は斑状組織を示 す岩石で、和田岩体との境界部分に産出している。また、 試料91206はモード組成で唯一石英閃緑岩の領域に点示 され、斜長石に富む岩石である。

第5図に、SiO<sub>2</sub>に対するaluminum saturation index (A.S.I、アルミナ飽和度)とK<sub>2</sub>O/Na<sub>2</sub>Oの変化図を示す。 これらの図にも既報の分析値(川野, 2014; 2017)を示 した。SiO<sub>2</sub>-A.S.I.図では、余里岩体は1試料(91206)を 除き全てがメタアルミナスの領域に点示される。一方、 和田岩体では、SiO<sub>2</sub>に乏しい試料はメタアルミナスの領 域に、SiO<sub>2</sub>に富む試料は境界線付近に点示される。両 岩体ともSiO<sub>2</sub>の増加に伴い、A.S.I.が大きくなる傾向が 認められる。SiO<sub>2</sub>-K<sub>2</sub>O/Na<sub>2</sub>O図では、余里岩体のK<sub>2</sub>O/ Na<sub>2</sub>O比は低く、和田岩体のそれは高くなっており、明 瞭に異なった領域に点示される。

次に微量元素組成について検討する。第6図にSiO<sub>2</sub>に 対する各微量元素の変化図を示す。既報の分析値(川 野, 2014;2017)も同図に示した。Ba、Co、Cr、Ni、V、



第4図 和田岩体と余里岩体のSiO<sub>2</sub>に対する主成分組成変化図

既報の分析値は川野(2014;2017)から引用。low-K、medium-K、high-Kの境界はGill(1981)による。



第5図 和田岩体と余里岩体のSiO<sub>2</sub>に対するA.S.I. (aluminum saturation index;アルミナ飽和度)とK<sub>2</sub>O/Na<sub>2</sub>O変化図 既報の分析値は川野(2014;2017)から引用。

Znは和田岩体と余里岩体の組成範囲が重複し明瞭な差 は認められない。Cu、Pb、Sr、Thは両岩体の組成範囲 が僅かに重複するが、和田岩体で富む傾向がある。逆に、 Nb、Y、Zrは組成範囲が重複するが余里岩体で富む特 徴がある。Gaは明らかに余里岩体で富んでおり、Rbは 明瞭に和田岩体で富んでいる。これら2元素は重複する 部分は認められず、微量元素に組成間隙がある。余里 岩体ではBa、Cr、Niに極めて富む1 試料(91210)が含 まれる。また、SiO<sub>2</sub>に乏しい試料(51302)は、Co、Sr、 Vに極端に富む特徴が認められる。 第7図に主成分および微量元素成分の特徴を検討する ためにスパイダーグラムを示す。まず、和田岩体はK<sub>2</sub>O、 Ba、RbなどのLIL元素に富み、Nb、Zr、YなどのHFS 元素に乏しい島弧火成岩の典型的なパターンを示す。一 方、余里岩体は分散が著しいもののK<sub>2</sub>O、Ba、Rbなど のLIL元素に富み、Nb、Zr、YなどのHFS元素に乏しい 傾向が認められる。ただし、試料91207と91211はK<sub>2</sub>O、 Ba、Rbに乏しく、他の余里岩体の試料とは異なるパ ターンを示している。



## V. 考察

### 1. 和田岩体と余里岩体の活動時期

先に述べたように和田岩体のK-Ar黒雲母年代は8.6Ma であり(河野・植田, 1966)、岩体中のペグマタイトの K-Ar黒雲母年代は7.2Ma、K-Arカリ長石年代は7.5Maで ある(柴田ほか, 1976)。通常ペグマタイトは火成活動 の末期に活動することから、このペグマタイトが和田岩 体と同一の起源であるとすれば、そのK-Ar黒雲母年代 やK-Arカリ長石年代が主岩体よりも若い値を示すこと に問題はない。一方、興水・山岸(1987)が報告した FTジルコン年代は11.8±1.3Maを示し、K-Ar黒雲母年代 よりも古い値を示している。このFTジルコン年代は結 晶の外部面を用いた年代値であり(興水・山岸, 1987)、 その閉鎖温度は340℃と推定されている(松田, 1999)。 それに対して、K-Ar黒雲母年代の閉鎖温度は280℃と 推定されているため(Harrison and McDougall, 1980)、 興水・山岸(1987)によって報告されたFTジルコン年 代が河野・植田(1966)のK-Ar黒雲母年代よりも古い ことは調和的と言える。さらに、大平ほか(1999)に よって報告されたFTジルコン年代は結晶の内部面を用 いた年代測定法であり、その閉鎖温度は240℃と推定さ れている(松田, 1999)。よって、大平ほか(1999)に よって報告された6.4±0.4Ma、7.3±0.4MaがK-Ar黒雲母 年代(河野・植田, 1966)よりも若いこととも矛盾しな い。すなわち、和田岩体は11.8Maに岩体の温度が340℃ まで降下し、8.6Maに280℃、7.3Maもしくは6.4Maに 240℃まで冷却したものと考えることができる。

前述のように和田岩体と余里岩体の境界付近には、余 里岩体の試料51302が分布している(第1図)。この試料 は斑状組織を呈し、余里岩体の中では最もSiO2に乏しい 特徴を有している。しかしながら、第4図では、他の余 里岩体と同様にlow-Kからmedium-Kの領域に点示され、 K<sub>2</sub>O/Na<sub>2</sub>O比も低い特徴を示している(第5図)。また、 GaやRb、Thなどの微量元素も他の余里岩体と同程度の 濃度を示し(第6図)、スパイダーグラム(第7図)で も他の余里岩体のパターンと大きく異なることはない。 このように岩石化学的な特徴の類似性から、この斑状岩 は余里岩体の周縁相と位置づけられる。すなわち、余里 岩体を形成した中性岩質マグマ(SiO<sub>2</sub>重量%が56程度) が貫入した際、すでに存在していた和田岩体の冷却が進 んでいたため、余里岩体の接触部が急冷し斑状を呈する に至ったものと推定される。余里岩体の試料51302は固 結したが、その後マグマは分化が進み、他の余里岩体の 試料を形成していったものと考えられる。このことから、 余里岩体は和田岩体よりも若干遅れて活動した後期中新 世以降の深成岩体と判断される。

## 2. 和田岩体と余里岩体の対照性

既に述べてきたように和田岩体と余里岩体は後期中新 世以降に活動した深成岩体と考えられるが、その岩石学 的特徴は対照的である。すなわち、含有する鉱物容量を みると両岩体共にアルカリ長石に乏しいものの、和田岩 体が相対的に石英に富み、余里岩体が相対的に斜長石に 富む傾向が認められる。また、両岩体には有色鉱物量に も差が認められ、和田岩体は相対的に黒雲母に富み、余 里岩体は相対的に角閃石に富んでいる(第3図)。化学 組成をみると余里岩体が和田岩体よりもTiO<sub>2</sub>、Na<sub>2</sub>Oに 富み、K<sub>2</sub>Oに乏しい特徴が認められ(第4図)、余里岩 体のK<sub>2</sub>O/Na<sub>2</sub>O比が低いのに対して和田岩体のそれは 高くなっている(第5図)。また、和田岩体はCu、Pb、 Rb、Sr、Thに富み、余里岩体はGa、Nb、Y、Zrに富 む特徴がある(第6図)。化学組成全体を通して見ると、 和田岩体はK<sub>2</sub>O、Rb、BaなどのLIL元素に富み、Nb、 Zr、YなどのHFS元素に乏しい島弧火成岩の典型的なパ ターンを示し、余里岩体は分散が著しいものの同様に K<sub>2</sub>O、Rb、BaなどのLIL元素に富み、Nb、Zr、Yなど のHFS元素に乏しいパターンを示す。このように、両岩 体は後期中新世以降に同一地域に活動したにもかかわら ず、その岩石学的特徴が大きく異なっている。この事実 は、両者が異なったマグマから形成されたものか、もし くは和田岩体を形成したマグマが地殻物質と反応して性 質が変化したものが余里岩体を形成したかのいずれかを 示している。

## 3. 和田岩体と余里岩体の成因

川野(2014:2017)は北部フォッサマグナに分布する 深成岩類のSr、Nd同位体組成を報告している。それら に依れば、和田岩体のSr同位体比初生値は0.70337であ り、北部フォッサマグナに分布する深成岩類の中では最 も低い値を示し、起源マグマがマントルから生じたこ とを暗示している(川野,2017)。一方、余里岩体のそ れは和田岩体の値よりも明らかに大きい0.70400を示し、 マントルから生じたマグマとしてはやや高い値を示して いる(川野,2014)。このように和田岩体と余里岩体の 同位体組成が異なることと活動時期の差は、両者が同一 の起源物質からもたらされたものではないことを強く示 唆している。よって、化学的性質から推定された、両岩 体を形成したマグマがそもそも異なっていた、もしくは、 和田岩体を形成したマグマが地殻物質と反応して余里岩 体を形成した、とするいずれかの可能性が高い。

通常、マントルはK<sub>2</sub>Oに乏しいため、マントル起源の マグマは低K<sub>2</sub>O/Na<sub>2</sub>O比を示すと考えられており、石原 ほか(1976)はこの性質に基づいて北部フォッサマグナ の深成岩類をマントル起源と考えた。しかしながら、先 に述べたように和田岩体はmedium-Kからhigh-Kの性質 を示しており(第4図)、高いK<sub>2</sub>O/Na<sub>2</sub>O比を示してい る(第5図)。Sr同位体比初生値からみると和田岩体は マントルを起源としたマグマから形成されたと推定され、 そのようなマントルから生じたマグマがK2Oに富む条件 としては、部分溶融の程度が小さかったと考えるしかな い。日本列島では太平洋側から日本海側に向かうにつ れ、玄武岩質マグマがK<sub>2</sub>Oに富むようになり、沈み込む プレートと共にマグマが生成する深度は増していくと考 えられている(久野, 1976)。しかしながら、和田岩体 が出現する北部フォッサマグナはプレート境界に近接し (佐藤. 2012)、起源マグマがマントル深部からもたらさ れたとは考え難く、他のメカニズムによってマントルの 部分溶融程度が小さくなったと考えるべきであろう。

仮に和田岩体を形成した部分溶融程度の小さいマント ル起源のマグマが下部地殻に到達した場合、ハンレイ岩 質の下部地殻はその熱によって溶融される可能性がある。 通常、ハンレイ岩はK2Oに乏しいので、形成されるマグ マも低K2Oの性質を有することが期待される。余里岩体 はmedium-Kからlow-Kの性質を示し(第4図)、K2O/ Na2O比も低いことから(第5図)、ハンレイ岩質の下部 地殻が溶融して形成されたか、もしくは、和田岩体を形 成したマグマとハンレイ岩質下部地殻物質が部分的に反 応した可能性が考えられる。和田岩体に比べ余里岩体の 化学組成変化が著しいのは、ハンレイ岩質下部地殻の溶 融が不均一に生じたと考えれば説明することができる。 川野(2014;2017)は、Sr、Nd同位体組成の検討から、 北部フォッサマグナの南側ではハンレイ岩質岩の起源物 質が起源マグマの性質を変えるために大きな役割を担っ たと結論づけており、今回推定された結果と調和的であ る。ただし、余里岩体を形成したマグマが、和田岩体の 起源マグマと異なるマグマであったのか、起源マグマと 下部地殻物質の反応の結果もたらされたものなのかは明 らかではない。これらを検討するためには、今回分析し た試料の希土類元素分析や未だに行われていない構成鉱 物の化学分析を行う必要があるだろう。

## VI. まとめ

北部フォッサマグナ南部の美ヶ原-霧ヶ峰地域に分布 する和田岩体と余里岩体の全岩主成分・微量成分分析を 行った。和田岩体は余里岩体よりも相対的に石英や黒雲 母に富み、斜長石や角閃石に乏しい特徴が認められる。 また、和田岩体は余里岩体よりもTiO<sub>2</sub>、Na<sub>2</sub>O、Ga、Nb、 Y、Zrに乏しく、K<sub>2</sub>O, Cu、Pb、Rb、Sr、Thに富む傾 向がみられ、特に和田岩体のK<sub>2</sub>O/Na<sub>2</sub>O比は余里岩体の それに比して極めて高くなっている。以上の岩石学的特 徴と既報のSr同位体組成の検討から、和田岩体はマント ルの部分溶融の程度が小さいマグマからもたらされ、余 里岩体はハンレイ岩質の下部地殻物質の溶融による形成 か、もしくは和田岩体の起源マグマが下部地殻物質と反 応したことによって形成されたと考えられる。

#### 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。野外調査にあたっては、清 水隆一氏、仁木数馬氏、井上結衣氏、相澤穂高氏にご協 力をいただいた。以上の方々に厚くお礼申し上げる。

# 引用文献

- Gill, J.B. (1981) : Orogenic Andesites and Plate Tectonics. Springer, New York, 390p.
- Harrison, T. M. and McDougall, I. (1980) : Investigations of an intrusive contact, northwest Nelson, New Zealand I. Thermal chronological and isotopic constraints. Geochim.

Cosmochim. Acta, 44, 1985-2003.

- 石原舜三・金谷 弘・寺島 滋(1976):フォッサマグナ地 域新第三紀花崗岩類の成因.海洋科学, 8, 19-24.
- 川野良信(2000):北部フォッサマグナ新第三紀花崗岩類の 起源.月刊地球号外,30,227-231.
- 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.
- 川野良信 (2014):北部フォッサマグナ新第三紀深成岩類の 岩石学. MAGMA, 96, 15-30.
- 川野良信(2017):北部フォッサマグナ新第三紀深成岩類の 地球化学的多様性.地球科学,71,75-86.
- 河野儀礼・植田良夫(1966):本邦産火成岩のK-Ar dating(Ⅳ) 一東北日本の花崗岩類一. 岩鉱, 56, 41-55.
- 小坂共栄・山岸猪久馬(1988):内村-諏訪地域.日本の地 質4「中部地方I」,共立出版,東京, 81-84.
- 興水達司・山岸猪久馬(1987):北部フォッサ・マグナ新第
  三紀貫入岩類のフィッション・トラック年代.地質学雑誌,
  93,773-776.
- 久野 久 (1976):火山及び火山岩 (第2版). 岩波書店,東京, 283p.
- 松田高明 (1999):火山岩類のジルコンのフィッション・ト ラック年代の評価.月刊地球,21,816-820.
- 向井理史・三宅康幸・小坂共栄(2009):中部日本,美ヶ原 高原とその周辺地域における後期鮮新世一前期更新世の火 山活動史.地質学雑誌,115,400-422.
- 中野 俊・竹内圭史・加藤碵一・酒井 彰・浜崎聡志・広島 俊男・駒沢正夫(1998):20万分の1地質図幅「長野」地 質調査所.
- 大平寛人・後藤浩文・山口佳昭(1999):北部フォッサマグ ナ地域の花崗岩類のFT冷却年代.地学団体研究会第53回 総会(長野)シンポジウム・ポスター要旨集, 53, 113-114.
- 佐藤興平(2012):フォッサマグナ中央部の和田峠周辺に分 布する花崗岩質岩体群のK-Ar年代. 群馬県立自然史博物 館研究報告, 16, 77-84.
- 佐藤興平・柴田 賢(2017):フォッサマグナとその周辺域 に分布する新第三紀―第四紀火成岩類のSr同位体組成の特 徴と広域変化.群馬県立自然史博物館研究報告,21,19-28.
- 柴田 賢・青木正博・河内晋平・山崎哲良・小林哲夫 (1976):長野県和田村第三紀石英閃緑岩中のペグマタイト とK-Ar年代. 地質調査所月報, 27, 509-516.
- 新版長野県地質図作成委員会 (2010):新版長野県地質図 ver.1, http://www.pref.nagano.lg.jp/kanken/chosa/kenkyu/chishitsu/chishitsuzu.html, 2017年11月28日閲覧.
- Steiger, R. H. and Jäger, E. (1977) : Subcommission on geochronology : convention on the use of decay constants on geo- and cosmochronology. Earth and Planetary Science Letters, 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. 山崎哲良・小林哲夫・河内晋平(1976):長野県和田峠付近 の地質と岩石.地質学雑誌,82,127-137.

# Major and trace elements of the Wada and Yori plutonic bodies, North Fossa Magna, central Japan

ISHIHARA Tomohiro\*, KAWANO Yoshinobu\*

\* Faculty of Geo-environmental Science, Rissho University

## Abstract:

Late Miocene Wada and Yori tonalitic bodies are distributed at Utsukushigahara-Kirigamine area in North Fossa Magna, central Japan. The former shows higher contents of quartz and biotite and lower contents of plagioclase and hornblende than the latter. The Wada body is characterized by low TiO<sub>2</sub>, Na<sub>2</sub>O, Ga, Nb, Y, Zr and high K<sub>2</sub>O, Cu, Pb, Rb, Sr, Th in comparison with the Yori body. Especially, K<sub>2</sub>O/Na<sub>2</sub>O ratio of the Wada body is extremely higher than that of the other. Based on these petrologic features and previous isotopic data, the Wada body might have been derived from mantle by small partial melting degree. It is considered that the Yori body was derived from source magma for the Wada body affected by gabbroic lower crustal materials, or was formed by partial melting of the lower crustal materials.

Key words: North Fossa Magna, Neogene, plutonic rock, major elements, minor elements