

原著論文

フォッサマグナ地域の新第三紀～第四紀火成岩類の
Sr同位体比：時空分布の特徴

佐藤興平¹・南 雅代²・若木重行³

¹静岡大学防災総合センター：〒422-8529 静岡県静岡市駿河区大谷836

²名古屋大学宇宙地球環境研究所：〒464-8601 愛知県名古屋市千種区不老町

³海洋研究開発機構 高知コア研究所：〒783-8502 高知県南国市物部乙200

(現所属：国立歴史民俗博物館：〒285-8502 千葉県佐倉市城内町117)

要旨：フォッサマグナ地域に分布する中新世以降の火成岩類について⁸⁷Sr/⁸⁶Sr初生値のデータを補充し、第四紀火山に関する既存のデータと合わせて、Sr同位体組成の時空分布をとりまとめた。この地域に産する火成岩類の⁸⁷Sr/⁸⁶Sr初生値は、形成年代によらず0.704前後(0.7035~0.7045)の低い値が卓越する。0.705を超える高い値は、関東山地の南西部に広く露出する中新世の甲府花崗岩体および群馬県内の赤城・榛名の両火山の周辺や長野県北部の飯縄火山など一部の第四紀火山に見られるに過ぎない。甲府岩体の⁸⁷Sr/⁸⁶Sr初生値が高い還元型花崗岩は高い $\delta^{18}\text{O}$ 値でも特徴づけられ、関東山地の付加体を構成する堆積岩類の関与が考えられる。赤城火山周辺の先中新世基盤には、⁸⁷Sr/⁸⁶Sr初生値が高い白亜紀～古第三紀の還元型花崗岩体が散在し、火成活動のSr同位体特性に時代を超えた地域性が認められる。

Sr isotope characteristics of Neogene to Quaternary magmatism
in the Fossa Magna region, central Japan

SATO Kohei¹, MINAMI Masayo² and WAKAKI Shigeyuki³

¹Center for Integrated Research and Education of Natural Hazards, Shizuoka University: Ohya 836, Suruga, Shizuoka, Shizuoka 422-8529, Japan

²Institute for Space-Earth Environmental Research, Nagoya University: Furo-cho, Chikusa, Nagoya, Aichi 464-8601, Japan

³Kochi Institute for Core Sample Research, JAMSTEC: 200 Monbe Otsu, Nankoku, Kochi, 783-8502, Japan (Present affiliation: National Museum of Japanese History: 117 Jonai-cho, Sakura City, Chiba, 285-8502, Japan)

Abstract: Initial ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr ratios of Neogene to Quaternary igneous rocks in the Fossa Magna region, an island arc junction between the Honshu and Izu-Ogasawara arcs in central Japan, were summarized in terms of time and space. Low ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr ratios around 0.704 (0.7035~0.7045) are predominant regardless of the age of magmatism. High ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr ratios over 0.705 are locally recognized; that is, the Miocene Kofu granitoid plutons exposed in the southwestern Kanto Mountains and Quaternary volcanoes of Akagi and its neighboring volcanoes in Gunma Prefecture and Iizuna volcano in northern Nagano Prefecture. In the Kofu plutons, reduced-type granitoids are characterized by high $\delta^{18}\text{O}$ values as well as high ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr initial ratios, suggesting that sedimentary rocks of accretionary complex of the Kanto Mountains were involved in the genesis the Kofu plutons. It is noticed that pre-Miocene basements around Akagi volcano are characterized by the occurrences of reduced-type Cretaceous-Paleogene granitoid plutons with high ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr initial ratios, although the genesis of apparent continuation of Sr isotope features of igneous activity in this district through long geologic history requires further study.

1. はじめに

群馬は「火山のくに」である。赤城と榛名の両火山は県民に最も身近な火山であり、長野県境に位置する浅間火山と共に東日本の火山フロントの南西端部を構成している(図1)。これらの三山は今も活動を続ける活火山とされる。赤城・榛名と共に上毛三山の一つに数えられる妙義山もかつては

火山であった。妙義山から佐久地域にかけて群馬・長野県境域では、6~3百万年前(6~3 Ma)に活発な火山活動が起こり、その痕跡が妙義山や荒船山あるいは内山峡などの特異な地形として残されて、「妙義・荒船・佐久国定公園」として親しまれている(例えば、佐藤, 2004, 2005; 佐藤ほか, 2023)。このような古い火山岩層や新潟県境の谷川岳付近に分布する花崗岩体にも目を向けると、群馬の西部や北部は

長期にわたって火成活動が続いてきた地帯だということが分かる(図1)。古い火山岩層には海成堆積物が挟まれることがあり、そのような場所ではかつての海底火山の活動の痕跡が地表に現れていると解することができる(例えば、群馬県地質図作成委員会, 1999; 佐藤, 2016a)。同様の火成活動の痕跡は、長野県東部から山梨県の甲府盆地周辺域を経て富士・箱根地域まで追跡される。この地帯は「フォッサマグナ」と呼ばれることが多い。この命名は明治期にドイツから招聘された地質学者E.ナウマンによることはよく知られているが、今では彼が提唱した糸魚川-静岡構造線の東側一帯より遙かに広く、中生界基盤の露出する足尾山地西縁までを「フォッサマグナ」に含めるのが一般的になっている(例えば、山下, 1995; 註1)。群馬はこの「フォッサマグナ」中-北部の広い範囲を占めているのである(図1)。

ナ」と呼ばれることが多い。この命名は明治期にドイツから招聘された地質学者E.ナウマンによることはよく知られているが、今では彼が提唱した糸魚川-静岡構造線の東側一帯より遙かに広く、中生界基盤の露出する足尾山地西縁までを「フォッサマグナ」に含めるのが一般的になっている(例えば、山下, 1995; 註1)。群馬はこの「フォッサマグナ」中-北部の広い範囲を占めているのである(図1)。

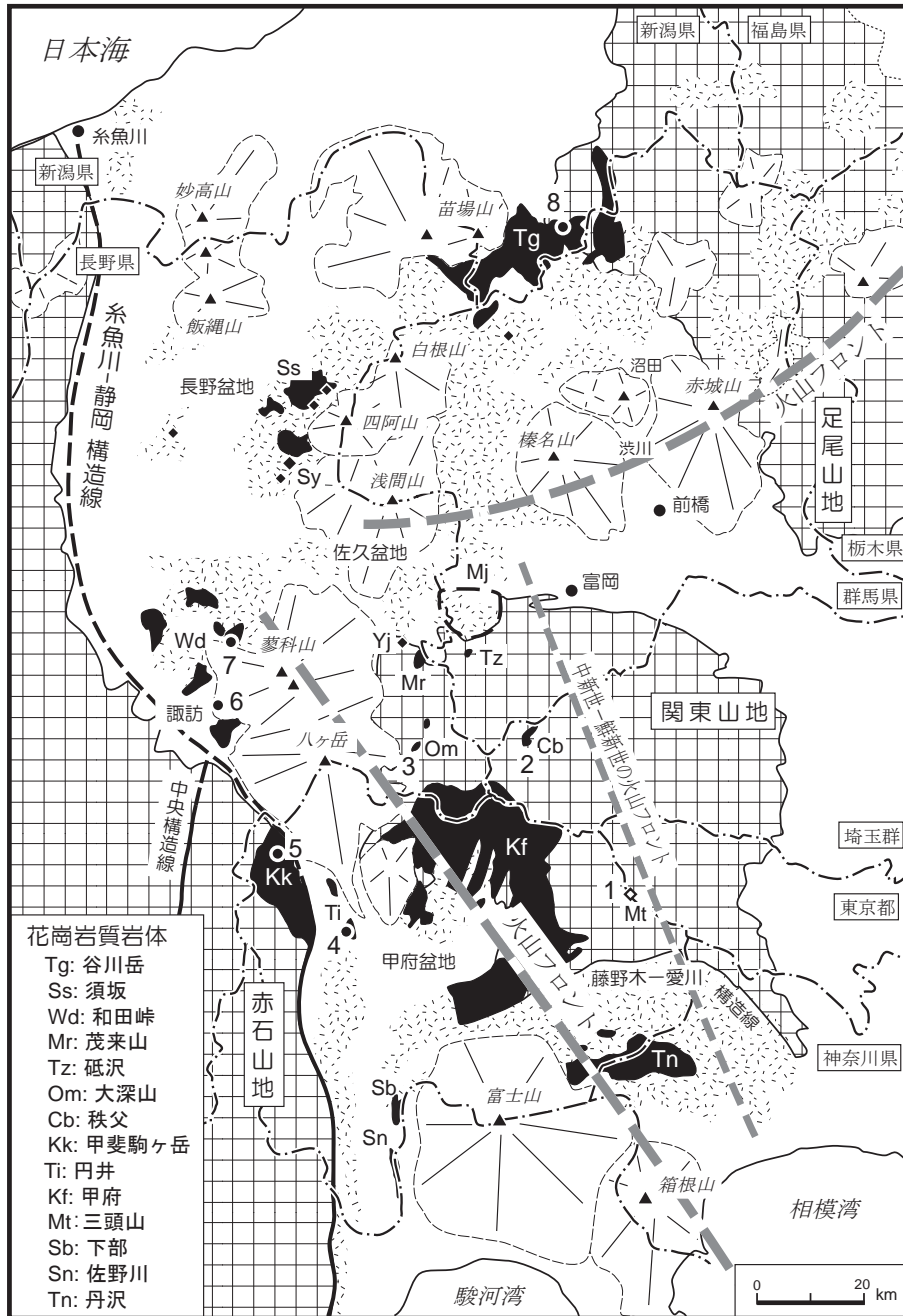








図1. フォッサマグナ地域の地質の概略。

佐藤ほか(2023の図1)を改編。火山フロントの位置は佐藤・柴田(2016, 2017)を踏襲。先中新世基盤岩類には古生代~中生代の変成岩や蛇紋岩や堆積岩およびジュラ紀付加体や白亜紀花崗岩体など多様な地質体が含まれる。中新世~鮮新世貫入岩体の名称と年代測定に筆者らが関与した主な文献は、北から南へと以下の通り。Tg: 谷川岳(川野ほか, 1992; 佐藤, 2016a), Ss: 須坂, Wd: 和田峠(佐藤, 2012a), Mr: 茂来山(佐藤・由井, 2008, 佐藤, 2010), Tz: 砥沢(佐藤, 2002), Om: 大深山(佐藤, 2009a), Cb: 秩父, Kk: 甲斐駒ヶ岳(佐藤ほか, 1989), Ti: 円井(佐藤ほか, 2015b), Kf: 甲府(佐藤ほか, 2015b), Mt: 三頭山(佐藤, 2011), Tn: 丹沢(佐藤ほか, 1990, 2015b; 佐藤, 2014), Sb: 下部(佐藤ほか, 2015b), Sn: 佐野川。三頭山岩体は小規模なので菱形で位置を示す(佐藤, 2011)。Mjは本宿カルデラ(佐藤, 2005)。パイロフィライト鉱床は、Sy(信陽, 8.5Ma)およびYj(余地, 10.9Ma)(佐藤, 2009b)。本稿でSr同位体比($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$)を新たに報告する試料の採集地点は、南から北へ、1: 三頭山岩体, 2: 秩父岩体, 3: 大深山岩体, 4: 円井岩体, 5: 甲斐駒ヶ岳岩体北部, 6: 諏訪の鉄平石採掘場, 7: 和田峠岩体群および8: 谷川岳岩体で、これらの番号は表1の通し番号に対応する。小岩体の場合は採集地点のマークを使わず、岩体の脇に番号を示した。

- | | | | |
|---|--------------|---|--------------------------------|
|  | 中新世-鮮新世 貫入岩類 |  | 中新世以降の碎屑性堆積物 |
|  | 中新世-鮮新世 火山岩類 |  | 主な第四紀火山と山麓の岩屑類 |
|  | 先中新世 基盤岩類 |  | パイロフィライト鉱床
(Sy: 信陽; Yj: 余地) |

フォッサマグナの成因としては、1980年代の古地磁気学的研究を基に（例えば、Otofujii et al., 1985）、中新世の約2000～1500万年前（ca.20～15 Ma）の背弧拡大（いわゆる「日本海拡大」）に伴う本州弧の分断地帯というイメージで捉えられることが多い。引き裂かれて沈下した地帯には海成層が溜まり、火山活動で噴出した地層が累重して、元々の本州弧の基盤はこれらの厚い地層に被われたとみられる。これらの地層はやがて隆起して現在は山地を構成しているが、ほとんどの地域で下位の基盤は地下に伏在し、実態把握は極めて難しい。重力異常図は基盤構造の複雑な状態を示すが（例えば、石原・佐藤, 2016）、その基盤地質の実態は不明と言わざるを得ない。糸魚川－静岡構造線と足尾山地に挟まれたフォッサマグナで、唯一先中新世の基盤が露出しているのが関東山地である（図1）。山中地溝帯に典型的に見られる中古生界の構造方向はNW-SEEであって、西方の赤石山地や東方の足尾山地のNSもしくはNE-SW系の構造方向とは全く異なる。このことは、関東山地がフォッサマグナの形成時に著しい回転運動を経たことを示唆する（註2）。

フォッサマグナの成因を更に複雑にしているのが、本州弧と伊豆小笠原弧の接合部に当たる南部フォッサマグナの地質である。本稿では、巨摩山地・御坂山地・丹沢山地などかつて伊豆小笠原弧を構成していたとみられる海底火山岩類を主とする地域を「南部フォッサマグナ」とし、その北縁を白亜紀－古第三紀付加体からなる関東山地との境界部をなす藤野木－愛川構造線とする（図1）。この構造線は、おそらく島弧接合時の初生的な構造をそのまま維持しているわけではなく、花崗岩類の貫入により改変され、甲府盆地周辺では新期堆積物に被われて分かりにくくなっている（佐藤, 2013, 2014; 佐藤ほか, 2015b）。フィリピン海プレートの北進に伴い現在接合しつつある伊豆－小笠原弧の北端部を丹沢山地の南縁とするという見方は既に1970年代から提起され（杉村, 1972）、伊豆半島を取り巻く地域の構造発達史についてはプレート境界の変動史という視点から数多くの研究がなされてきた（例えば、平田ほか, 2010; 佐藤ほか, 2019b; 本多ほか, 2023などの引用文献）。

フォッサマグナの基盤構造に関する手掛かりを得るため、筆者らは昨年度から火成岩類のSr同位体組成に着目し、その時空分布を調べ始めた。その出発点となったのは、第四紀火山のSr同位体組成の包括的な研究で明らかになった $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 比の広域的な変化であった（Notsu, 1983; Notsu et al., 1985, 1987, 1989）。すなわち、伊豆－小笠原弧や南部フォッサマグナの火山は0.7035前後の低い値で特徴づけられるのに対し、中部日本山岳地帯の火山は0.706を越える

高い値を示すという明瞭なコントラストを示す。またフォッサマグナに着目すると、その中一北部では南部や伊豆－小笠原弧より幾分高い0.704前後の低い値が多数を占めるなかで、赤城火山のように中部山岳地帯に匹敵する高い $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 比を示す例もあって変化に富む（例えば、佐藤ほか, 2023）。群馬県では、赤城・榛名・浅間の主要3火山が $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 比のデータに重複がないほど明瞭に異なり、このことが前橋泥流に伴う巨石の起源を特定する基準となった（佐藤, 2016b; 佐藤ほか, 2017, 2019a, 2020, 2021, 2022）。火山フロント上に並ぶ上記の3火山が示す $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 比の顕著な差異はなぜ生じたのであろうか（図1）。これも大変興味深い研究課題である。

中部地方から東北地方を含む第四紀火山の広域的なデータ（Notsu, 1983; Notsu et al., 1985, 1987, 1989）を参照すると、高い $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 比をもつ火山は、白亜紀～古第三紀花崗岩類の $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 初生値が高い地域に分布する傾向が認められることから、佐藤・柴田（2017の図4）は地殻の特性が時代を超えてマグマの $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 比に反映されているのではないかと推定した。一方で、既に野津ほか（1987）は、赤城・榛名両火山周辺の「基盤」を構成する火山岩についても $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 比を測定し、2 Ma以降にこの比が急増したとして、フィリピン海プレートとともに沈みこんだ海洋性堆積物がマグマの給源域に到達するようになったためではないかと推定している。つまり、高い $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 比は火山直下の地殻に由来するのではなく、その下位の上部マントルのマグマ発生域までもたらされたフィリピン海プレートに原因があると考えたのである（佐藤・南, 2020）。

一般に活火山では火山麓扇状地が周辺の広い範囲を被うため、厳密な意味での「基盤」試料を取得することは容易ではない（註3）。第四紀火山の「基盤」の火成岩類のデータが非常に乏しいという実状を考慮して、筆者らはまず群馬・長野県境域に産する火成岩類の研究過程で年代を測定した試料を選び、その $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 比を測定してみた（佐藤ほか, 2023）。その結果、検討した8岩体すべての試料がフォッサマグナに典型的な0.704前後の低い値（ $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 初生値）を示し、これらは野津ほか（1987）による「基盤」に相当する値であることが判明した。この予察で意図的に時代の異なる近接岩体の対を選んだ場合も、時代による系統的な変化傾向を見出すことはできなかった。こうした結果は、同一地域では時代を超えて $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 比が維持されるという上記の佐藤・柴田（2017）の見解を支持するようにも思われるが、検討例が少なく時代間隔も短いという問題が残った。

我々は検討地域をカバーするブーゲー重力異常図（石原・佐藤, 2016）との比較も試み、検討試料の分布域が比較的

低い重力異常で特徴づけられるのに対し、榛名と赤城の両火山が重力異常の比較的高い地域に存在する点にも注目した(佐藤ほか, 2023). 関東山地は足尾山地とともに高い重力異常で特徴づけられ(石原・佐藤, 2016), その南西部にはフォッサマグナにしてはやや高い $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 初生値をもつ甲府花崗岩複合岩体が産するので(佐藤・柴田, 2016, 2017), これまで検討されていない三頭山や大深山などの小岩体についても検証しておく必要があると考えた(図1). 併せて, 糸魚川-静岡構造線に近い円井・甲斐駒ヶ岳・和田峠などの花崗岩体と「諏訪鉄平石」として採掘される前期更新世の安山岩も検討してみることとした. 本稿ではそれらの結果を報告し, 甲府岩体や甲斐駒ヶ岳岩体などについての既存データも加味して全体傾向をまとめてみたい.

2. 地質の概略とSr同位体比の測定試料

図1にフォッサマグナ地域の地質の概略と今回Sr同位体比を測定した試料の採取地点を示した. 採取地点には表1の番号と対応する通し番号を付けたが, 三頭山や大深山のような小岩体では採取地点の印を使わず, 岩体近傍に番号を示してある(註4). 以下の記述で岩体の前に記した番号(1~8)は図1や表1の番号(1~8)に対応する. 岩体名の後の括弧内には試料番号を示した.

2.1. 関東山地

関東山地の南西端部には, フォッサマグナで最大の露出規模をもつ甲府岩体(略称, 図1のKf)が進入している(Kato, 1968; Sato, 1991, 佐藤ほか, 1992). この岩体は岩相と年代を基に, 早期の(1)瑞牆-昇仙峡岩体, (2)徳和岩体, (3)芦川岩体および後期の(4)小鳥岩体の主要4岩体に区分され, 正式には全体を甲府花崗岩複合岩体と称すべきであろうが(佐藤・石原, 1983; 佐藤ほか, 2015b), ここでは簡略化のため甲府岩体あるいは甲府複合岩体と略記する. (1)と(2)は四万十帯(北端の一部は秩父帯)の付加体に進入するのに対し, 南端部の(3)芦川岩体は南部フォッサマグナの御坂山地を構成する中新世の苦鉄質火山岩層に進入している. 早期の岩体については, 中新世の約14-11 MaのK-Ar黒雲母年代が得られており, 徳和岩体を不整合に被う溶結凝灰岩層と共に火山深成複合岩体をなす(4)小鳥岩体については, 鮮新世の約4 MaのK-Ar黒雲母年代が得られている(佐藤ほか, 2015b). 甲府岩体のSr同位体組成については既に報告したので(佐藤・柴田, 2016), 本稿では考察の項で取り上げることにする. 関東山地の火

成岩体として本稿で新たに検討するのは, 三頭山・秩父・大深山の3つの小岩体である(図1).

1) 三頭山岩体 (09110306)

三頭山岩体は東京都と山梨県の境界部に位置する三頭山の山頂付近に産する岩脈状の石英閃緑岩質岩体群の総称で, 四万十帯の付加体に進入しており, 三頭大滝付近では熱変成を受けてホルンフェルス化した泥岩が確認された(佐藤, 2011). 携帯型の帯磁率計KappameterKT5を用いた露頭の測定では $0.5\sim 26\times 10^{-3}$ SIという多様な値が得られたが, 鏡下の観察と併せると, 低い帯磁率値は変質に起因すると解される. したがってこの岩体は酸化型と見なされる(佐藤ほか, 1992; 佐藤, 2003; 註5). この岩体は, 従来年代が未詳であったが, 高い帯磁率と鏡下観察により, 最も新鮮とみられた三頭山山頂で採取した試料の黒雲母について7.5 MaのK-Ar年代が得られ, 中新世末の岩体であることが判明した(佐藤, 2011). Sr同位体比の測定に供したのは, 年代測定に用いたのと同じの岩石を粉碎して調製した全岩分析用粉末試料である. なお, 筆者の一人は関東山地周辺の中新世~鮮新世の火山フロントは現在より30 km以上も東にあったと提唱しているが(佐藤, 2004, 2005, 2009a, b, 2011; 佐藤・由井, 2008, 佐藤・柴田, 2016, 2017), 三頭山岩体はその位置を示唆する地質体の一つである(図1).

2) 秩父岩体 (84100913)

関東山地の北部には秩父帯のジュラ紀付加体が広く分布する. 秩父岩体は埼玉県西部の中津川上流域に分布する秩父帯南帯に進入した花崗閃緑岩-石英閃緑岩質の貫入岩体で, 周辺の石灰岩を交代してできたスカルン型の鉱床からFe・Cu・Znなどの多種の鉱石鉱物を産したことで古くから知られている(例えば, 金田ほか, 1961; Miyazawa et al., 1970). この岩体の黒雲母につき5.9 MaのK-Ar年代が得られており, 秩父岩体は中新世最末期に貫入したと考えられる(Ueno and Shibata, 1986). また, Ueno and Tonouchi (1987)は秩父鉱床の鉱石の自然残留磁化を測定し, 現在の磁場に近い南北方向を指すことを示した. この結果は, 秩父岩体とそれに伴う鉱床を含む関東山地の秩父帯が, 約6 Ma以降には大きく回転していないことを示唆する.

秩父岩体の帯磁率は, 帯磁率計KappameterKT5を用いた露頭の測定により $10\sim 40\times 10^{-3}$ SIと変化に富み, 岩体南西端部や黄鉄鉱の鉱染を受けた強変質部では 1×10^{-3} SIを下まわる低い値も得られた. したがって, この岩体も基本的には酸化型と見なされる(佐藤ほか, 1992; 佐藤, 2003). Ishihara et al. (1987)は, 岩体内の帯磁率変化を報告するとともに, 北東側の斑状組織と比べて南西端側は完晶質で

あるとの鏡下観察から、南西側には相対的な深部が露出していると推定した。本研究でSr同位体比を測定した試料は、鉾山事務所の南西約1.7 kmの広川原沢沿いの林道で採取したもので、岩石切断機で作成した平滑な面の測定で 14.8×10^{-3} SIという帯磁率を示した。この測定値は秩父岩体内では中間的であるが、酸化型花崗岩類では一般的な帯磁率である（佐藤ほか、1992）。

3) 大深山岩体 (84091602b)

大深山岩体は長野県川上村大深山の北西に露出する長径約3 kmの小規模な花崗閃緑岩－石英閃緑岩質の岩体で、甲府岩体の北端部からは北西に6 km余り、茂来山岩体からは南に13 km程離れた位置にある。この岩体は秩父帯の南縁部に進入しており、岩体の延びの方向（NNE）に同質の小岩体や流紋岩質岩脈が配列し、それらの周辺に磁硫鉄鉱・閃亜鉛鉱・方鉛鉱からなる鉱床を伴うことから、このNNE方向の断層に沿ってマグマが貫入し鉱化作用をもたらした一連の火成活動の産物と推定されている（通商産業省、1975；佐藤、2009aの図2）。この岩体の年代については、14.3 MaのK-Ar黒雲母年代が得られており（佐藤、2009a）、近接する甲府複合岩体北西部を構成する瑞牆－昇仙峡岩体や茂来山岩体とほぼ同時期に形成されたと考えられる。年代測定に用いた試料は、新鮮さを重視して、大深山集落の北西約1 km付近の谷間に散在する径0.5～1.5 m程度の転石の中から選ばれた。転石群は谷の上部に露出する大深山岩体かもたらされたことが確実に判断された。その岩質は岩体と同様の角閃石黒雲母花崗閃緑岩で、帯磁率計KappameterKT5による平滑な切断面の測定で 41.2×10^{-3} SIという高い帯磁率を示し（佐藤、2009a）、極めて低い帯磁率（ $<1 \times 10^{-3}$ SI）で特徴づけられる瑞牆－昇仙峡岩体（例えば、佐藤・石原、1983；Sato, 1991）とは著しく異なることが注目される。Sr同位体比の測定には、年代測定用岩石試料を粉碎して調製した全岩分析用粉末を用いた。

2.2. 甲府盆地北西縁部

4) 円井岩体 (KG-398)

円井岩体は山梨県韮崎市街西方の巨摩山地の山麓にNNW方向に延びた露出をなすトーナル岩質の岩体である。岩体の中間に露出の途切れた部分があるが、全体として延びの方向に約12 km、最大幅約2 kmの規模をもつ（尾崎ほか、2002）。この岩体は西側で中新世の苦鉄質火山岩類を主とする西八代層群に進入し、東縁は下円井断層で断ち切られている。この断層を境に円井岩体が段丘砂礫層に衝上しており（大塚、1941）、下円井断層は活断層と判断される（活断層研究会、1991）。

円井岩体は割れ目が発達し広く変質を受けていて、野外で計測した帯磁率は変化に富むが、 $10 \sim 25 \times 10^{-3}$ SI程度の測定結果も多く、基本的には酸化型とみられる。変質により黒雲母が残存していないことが多く、K-Ar法による年代測定に好適な試料を得ることはできなかったが、韮崎市街西方の山腹を流下する甘利川上流の露頭（釜無川から約3.5 km）で比較的変質の少ない試料を見出し、角閃石を分離して年代測定を試みた。この試料は黒雲母の2/3以上が緑泥石化していたが、角閃石は新鮮な見かけの自形を呈していたので、これを分離して測定対象とした。K-A年代の測定結果は 17.9 ± 2.8 Maとかなり誤差が大きく、過剰Arの影響も考えられるので、ジルコンのU-Pb法などによる年代の検証が求められたものの、貫入時期が前期～中期中新世との見通しは得られた（佐藤ほか、2015b）。その後ジルコンにつき約 15.8 ± 1.0 MaのU-Pb年代が報告された（Sawaki et al., 2020）。Sr同位体比の測定には、年代測定用試料の一部を粉碎して調製した全岩分析用の粉末を用いた。

5) 甲斐駒ヶ岳岩体 (85081307)

甲斐駒ヶ岳岩体は赤石山地北端部の四万十帯に進入した南北約20 km、最大幅約8kmの露出規模をもつ大岩体で、東端は糸魚川－静岡構造線の断層に断ち切られている。赤石山地は主に鮮新世以降に隆起して山地となったとみられ、現在も急速に隆起しつつあることが、我が国で最大の隆起速度が計測された水準測量からも知られていて（檀原、1971；町田ほか、2011, p.33, 60, 327）、八ヶ岳南麓から見ると隆起した甲斐駒ヶ岳岩体が屏風のように立ちのぼる印象を受ける。この岩体については、既に岩体中央部附近の大武川上流で採取した試料について、K-Ar年代とSr同位体比の測定結果を報告しているが（佐藤ほか、1989；佐藤・柴田、2017）、岩体の規模が大きいため、北部の試料について補足的な検討を行った。今回Sr同位体比を測定した試料は、日向山（1659.6 m）の北1.1 km地点の神宮川上流で採取したものである。野外での帯磁率測定結果は 0.2×10^{-3} SI以下であった。神宮川下流のウイスキー工場裏の河床で、任意に選んだ花崗岩の巨礫（径約25 cm以上）86個の帯磁率を測定してみたが、 1×10^{-3} SIをわずかに超える例は2個のみで、ほとんどが 0.5×10^{-3} SI以下の極めて低い値を示した。この上流域に高い帯磁率をもつ花崗岩が露出している可能性は極めて低いと考えられる。なお、大武川上流でも 1×10^{-3} SI以下の測定値が大半を占めたが、稀に $3 \sim 11 \times 10^{-3}$ SIに及ぶ中間的な値も得られた。このような帯磁率測定から、甲斐駒ヶ岳岩体は基本的に還元型からなると判断される（註5）。

2.3. 諏訪-和田峠地域

6) 諏訪の鉄平石 (86012102)

この試料は霧ヶ峰地域に広がる前期更新世の塩嶺火山岩類の一部で(例えば、沢村・大和, 1953; 中野ほか, 1998; 佐藤, 2004), 板状節理が発達することから, 装飾用の建築石材として珍重され, 現在も採掘が続けられている。時代の異なる近傍の八ヶ岳や和田峠花崗岩体群と比較する目的でこの試料を選んだ。Sr同位体比の測定は, 既に1.2 Maの全岩K-Ar年代を報告した試料について行われた(佐藤, 2004)。これはJR上諏訪駅の東約2 kmにある藤森鉄平石(株)の採掘場で採取した橄欖石を含む複輝石安山岩で, ガラスや変質鉱物は認められなかった。

7) 和田峠花崗岩体群 (83081410)

和田峠花崗岩体群は, 諏訪湖周辺から和田峠を経て美ヶ原周辺に至る南北約30 km, 東西約20 kmの範囲に散在する。佐藤(2012a)の図2には地質の概略と岩体の記号が, 表1には記号に対応する岩体の名称が示されている。美ヶ原周辺の3岩体は中新世の火山岩層(内村層)に進入するが, 諏訪湖周辺の2岩体は塩嶺火山岩類や中期更新世以降の堆積物に広く被われて露頭に乏しく, 岩体の貫入関係は不明である。これまで年代や化学組成を検討した試料の帯磁率は $14\sim 50\times 10^{-3}$ SIと変化に富むが(佐藤, 2012aの表1), 高い帯磁率はこの岩体群が基本的には酸化型に分類されることを示す。諏訪湖南東方の茅野岩体については2試料のK-Ar黒雲母年代が11.2 Ma, 10.8 Maとなり, 11 Ma以前に貫入したことが判明したが(佐藤, 2012aの表2), 和田峠北東方の花崗岩体(佐藤, 2012aの図2のW)に伴うペグマタイト(同図のP)に含まれる黒雲母とカリ長石について8.8および7.2 MaのK-Ar年代(再計算値)も報告されており(柴田ほか, 1976), 岩体ごとに貫入時期の差異があった可能性も残る。今回は和田峠岩体の1試料(66.3 wt. % SiO₂)につきSr同位体比を測定し(佐藤, 2012aの図2のNo.4: 角閃石黒雲母花崗閃緑岩), 初生値は茅野岩体の類似岩相(64.6 wt. % SiO₂)で得られた10.8 Maを基に計算した(表1)。

2.4. 群馬・新潟県境域

8) 谷川岳岩体 (TN-59)

谷川岳岩体は群馬県と新潟県の境界部の山地に分布する花崗閃緑岩質の酸化型花崗岩体で, 東西延長が30 kmを超える露出規模をもつ(図1)。岩体の東部は白亜紀~古第三紀花崗岩体や飛騨外縁帯などに対比される上越帯の変成岩類や蛇紋岩など古い地質体からなる先新第三紀基盤に進入するが, 西側の主要部は中新世の火山岩層などからなる地層に進入し, 北西端は苗場山など第四紀火山の噴出物に被

われる(佐藤, 2016aの図2)。従来この岩体は後期中新世から鮮新世初期の10~5 Ma頃に形成されたと推定されていたが(群馬県地質図作成委員会, 1999, p.6), 3.5 MaのK-Ar黒雲母年代が新たに得られ, 既存の年代データも併せて鮮新世の岩体であることがほぼ確定した(佐藤, 2016a)。今回はこの年代測定に用いた試料から調製した全岩分析用粉末をSr同位体比の測定に供した。この試料は, 新潟県の土樽駅南東約1 kmにある岩体北縁部の露頭から採取された新鮮な花崗閃緑岩で, 採取地点は近傍の白亜紀花崗岩体との貫入境界から水平距離で約400 mの位置にある。

3. Sr同位体比の測定と結果

測定試料の選択や分析用粉末試料の調製法, およびSr同位体比の測定やRb, Srの定量法は, これまでの報告と同様である(例えば, 佐藤ほか, 2017, 2023)。

3.1. Sr同位体比の測定

Sr同位体比の測定に用いた試料は, 既述のようにK-Ar年代測定用に採取したもので, 鏡下の観察を基に岩体内で最も新鮮なものが選ばれているが, 円井岩体の試料4(KG-398)には変質の痕跡が残っている。比較的規模の大きい花崗岩体については, 岩体内の変化を検証する意味もあり新鮮な試料を選んで追加的な測定を実施し(2: 秩父岩体; 5: 甲斐駒ヶ岳岩体; 7: 和田峠岩体群), ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr初生値の計算には同一岩体で得られているK-Ar年代値を参照した。

Sr同位体比の測定には, 岩石試料を粉碎し鉄鉢やメノウ製の振動ミルを用いて調製した全岩化学組成分析用の微粉末試料を用いた。測定の前処理や測定法はこれまでと同様なので, 詳しくは佐藤ほか(2017)などの報告を参照されたい。今回の試料の測定結果は⁸⁷Sr/⁸⁶Sr比の初生値に基づいて議論することから, ICP-MS法でRbとSrの含有量も測定した。質量分析計による⁸⁷Sr/⁸⁶Sr比の測定とRbとSrの定量は海洋研究開発機構の高知コア研究所で実施した。⁸⁷Sr/⁸⁶Sr比の測定誤差(2σ)は±0.00001未満と見積もられる。⁸⁷Sr/⁸⁶Sr初生値は, RbとSrの定量結果と既に得られている同一試料もしくは同一岩体のK-Ar年代を基に計算して求めた。検討対象が全体として若くRb/Sr比が小さい試料が多いので, 実際には⁸⁷Sr/⁸⁶Sr初生値に与える年代の影響はごく小さく, 年代の誤差は本稿の議論に実質的な影響はないと判断される。

表1. フォッサマグナ中～北部地域の新第三紀～第四紀火成岩類のSr同位体比

Table 1. Sr isotope ratios for the Neogene to Quaternary igneous rocks in the central to northern Fossa Magna region, central Japan

Serial ¹⁾ No.	Locality ²⁾	Sample No.	Rock ³⁾	SiO ₂ ⁴⁾ (wt.%)	Rb (ppm)	Sr (ppm)	⁸⁷ Rb/ ⁸⁶ Sr	⁸⁷ Sr/ ⁸⁶ Sr	Initial ⁵⁾ ⁸⁷ Sr/ ⁸⁶ Sr	K-Ar age ⁶⁾	Source of age data ⁷⁾
1	Mt.Mitou	09110306	Qd	55.1	30.8	248	0.359	0.70402	0.70398	7.5 Ma (Bt)	S1
2	Chichibu mine	84100913	Gd	62.4	37.8	190	0.577	0.70455	0.70451	5.9 Ma (Bt)	S2
3	Oomiyama	84091602b	Gd	62.2	67.5	248	0.787	0.70431	0.70416	14.3 Ma (Bt)	S3
4	Tsuburai	KG-398	Tn*	64.9	18.4	183	0.292	0.70456	0.70450	17.9 Ma (Hb) *	S4
5	Mt.Kaikoma-gatake	85081307	Gd	72.2	134	143	2.72	0.70468	0.70423	11.7 Ma (Bt)	S5
6	Suwa	86012102	An	57.7	79.5	481	0.479	0.70366	0.70366	1.2 Ma (Wr)	S6
7	Wada-touge	83081410	Gd	66.3	85.6	252	0.982	0.70369	0.70354	10.8 Ma (Bt)	S7
8	Mt.Tanigawa-dake	TN-59	Gd	64.7	10.0	272	0.107	0.70385	0.70384	3.5 Ma (Bt)	S8

Sr isotope ratios and Rb and Sr contents were analysed by MINAMI Masayo of Nagoya University and WAKAKI Shigeyuki of Kochi Institute for Core Sample Research, JAMSTEC. Errors of ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr ratios (2σ) were estimated to be less than ±0.00001.

1) Serial numbers correspond to those in Figure 1.

2) Mountains or townships near the sample sites.

3) Abbreviations : Gd : biotite granodiorite, Qd : biotite hornblende quartz diorite, Tn : biotite hornblende tonalite, An : two pyroxene andesite.

4) SiO₂ contents were analysed for the same rock samples for Sr isotope analysis.

5) Initial ratios were calculated based on K-Ar ages of the same samples, except for Nos.2, 5 and 7 (same plutons, see the text).

6) K-Ar ages were determined principally for the same rock samples for Sr isotope analysis, while those of Nos. 2, 5 and 7 were measured for other rock samples from the same plutons. Bt : biotite ; Hb : hornblende ; Wr : whole rock. * Rock is altered and K-Ar mineral age contains a relatively large error of ± 2.8 Ma.

7) S1 : Sato (2011) ; S2 : Ueno & Shibata (1986) ; S3 : Sato (2009a) ; S4 : Sato et al. (2015b) ; S5 : Sato et al. (1989) ; S6 : Sato (2004) ; S7 : Sato (2012a) ; S8 : Sato (2016a).

3.2. Sr同位体比の測定結果

測定結果を表1にまとめて示した。左端の通し番号は、図1の試料採取地の番号に対応する。⁸⁷Sr/⁸⁶Sr比の初生値は、RbとSrの定量結果と年代から計算で求めたが、年代値としては火山岩の場合は全岩K-Ar年代、花崗岩類の場合は黒雲母（一部角閃石）のK-Ar年代を用いた（表1）。上述のように、取り扱っている岩石が比較的若くRb/Sr比が小さいので、⁸⁷Sr/⁸⁶Sr比の測定値と初生値の差は小さい場合が多く、小数点以下5桁目にわずかに影響が及ぶ程度である（表1）。これを考慮して、表1の⁸⁷Sr/⁸⁶Sr比の測定値と初生値は、それぞれ小数点以下5桁まで表記してある。

4. 考察：フォッサマグナ地域の新第三紀～第四紀火成岩類のSr同位体比の特徴と今後の課題

4.1. Sr同位体比の時空分布

今回のSr同位体比測定の結果に既報（佐藤・柴田，2017；佐藤ほか，2023）の結果を合わせ、斑禰岩も含む丹沢岩体の測定結果（Ishizaka and Yanagi, 1977；Shibata and Ishihara, 1979）も加えて、図2にフォッサマグナ地域の中新世以降の火成岩類の⁸⁷Sr/⁸⁶Sr比の概要をまとめた。また、比較のため図2には、多数の測定例があるフォッサマグナ地域の

代表的な火山の⁸⁷Sr/⁸⁶Sr比の平均値とデータの変化幅を示してある。これら岩体や火山の配列は、年代とは無関係に図1の北に位置するものがあるべく図2の上部になるように配置したが、さらにフォッサマグナ地域を以下の5区域に区分し、それぞれの区画内での南北配置も調整した。

(1)「フォッサマグナ地域北部」は、赤城・榛名・浅間の3火山が並ぶ東北日本弧南西端の火山フロントより北側（背弧側）を一括したもの。

(2)「妙義・荒船・佐久地域」は、関東山地北西縁部に広がる妙義・荒船・佐久国定公園地域に相当し、現在の火山フロントの前弧側に位置するが、中新世～鮮新世には火山フロントが現在より東側に位置しており活発な火山活動が起こっていた（佐藤，2004, 2005；佐藤ほか，2023）。そこで、図示した2つの火山フロントの間を外弧側火成活動区と位置づけ、便宜上その北部を「妙義・荒船・佐久地域」とした。

(3)「関東山地南西部」は、上記の2つの火山フロントの間を外弧側火成活動区の南部にあたる。

(4)「韮崎・諏訪・和田峠地域」は、甲府盆地北西縁部から諏訪湖を経て和田峠附近までの八ヶ岳火山列の南西麓地域を一括したもので、円井岩体付近の地質は南部フォッサマグナの要素をもつ（佐藤ほか，2015bの図2）。

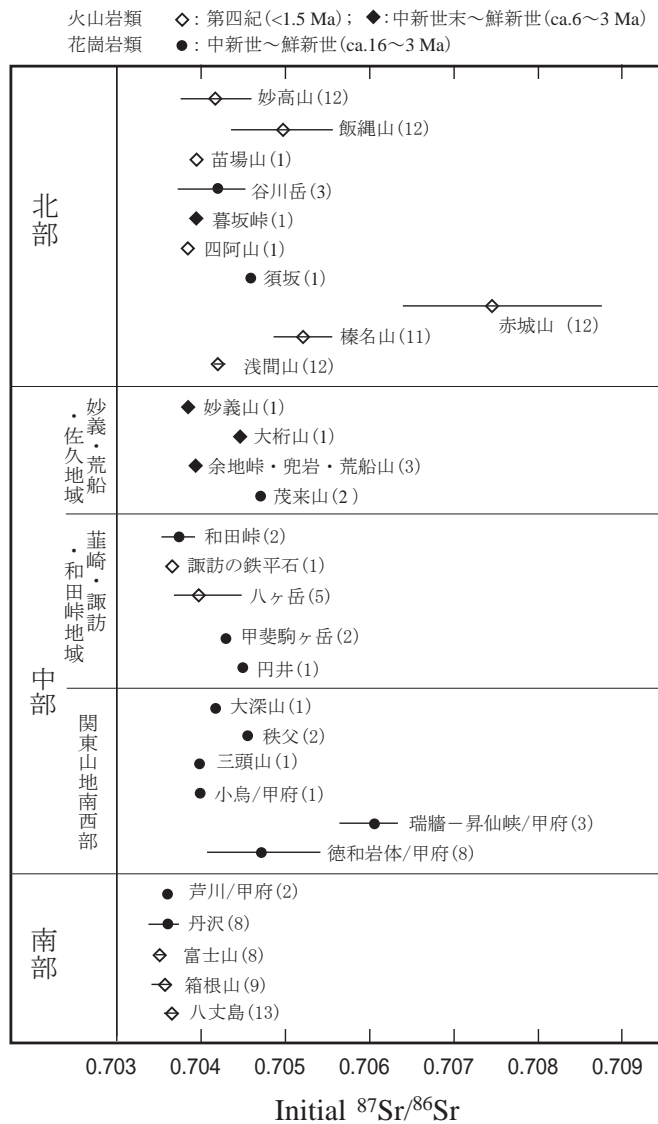


図2. フォッサマグナ地域に分布する中新世以降の主な火成岩類のSr同位体比.

フォッサマグナ地域を北から南へ以下の5区域に分け(図1参照), 検討した火成岩体を中期中新世~鮮新世の花崗岩質岩体(●マーク)と火山岩体(◆マーク)および主な第四紀火山(◇マーク)の3種に分類して, 北方に位置する岩体や山体がそれぞれの区域の上部に配置されるように配列. 区分した5区域の位置づけは以下の通り. (1)「フォッサマグナ地域北部」は, 赤城・榛名・浅間の3火山が並ぶ東北日本弧南西端の火山フロントより北側(背弧側)を一括したものの. (2)「妙義・荒船・佐久地域」は, 関東山地北西縁部に広がる妙義・荒船・佐久国定公園地域に相当し, 現在の火山フロントの前弧側に位置するが, 中新世~鮮新世には火山フロントが現在より東側に位置しており活発な火山活動が起こっていた(佐藤, 2004, 2005; 佐藤ほか, 2023). 図示した2つの火山フロントの間を外弧側火成活動区と位置づけ, 便宜上その北部を「妙義・荒船・佐久地域」とし, 南部を(3)「関東山地南西部」とした. (4)「葦崎・諏訪・和田峠地域」は, 甲府盆地北西縁部から諏訪湖を経て和田峠附近までの八ヶ岳火山列の南西麓地域を一括したもので, 円井岩体付近の地質は南部フォッサマグナの要素をもつ. (5)「南部フォッサマグナ地域」は巨摩・御坂・丹沢などの山地からなり, 伊豆小笠原弧の北端部にあたる地域で, 比較のため小笠原諸島の典型的な火山である八丈島のデータも示した. 本州弧との現在の地表境界は関東山地南縁の藤野木-愛川構造線とされる(佐藤, 2013; 佐藤ほか, 2015b).

図示に用いたデータには, 今回の検討結果に佐藤・柴田(2016, 2017)および佐藤ほか(2023)を合わせたものを基に, 以下の岩体の文献値も加えた. 丹沢岩体ではIshizaka and Yanagi(1977)とShibata and Ishihara(1979)で斑縞岩の測定値も含まれる. 秩父岩体ではShibata and Ishihara(1979)を, 谷川岳岩体ではShibata and Ishihara(1979)と川野・大平(2010)のデータを追加した. 火山体はいずれも文献値で, 出典はIshizaka et al.(1977), Notsu et al.(1983, 1985, 1987, 1989), Matsuhisa and Kurasawa(1983), 倉沢(1984)およびShimazu et al.(1991)であり, $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 比の測定値を初生値とした. 四阿山・飯縄山・苗場山(1Ma以降に活動)の3火山以外は活火山とされている(八ヶ岳は火山列の中の横岳を活火山に指定). 岩体や山体の名称の後の括弧内に測定試料数を示し, 測定値の平均を菱形のマークで, データ範囲を横線で示したが, 変化幅の小さい浅間山や富士山では横線が平均値のマークに隠されていることに注意.

(5)「南部フォッサマグナ地域」は巨摩・御坂・丹沢などの山地からなり, 伊豆小笠原弧の北端部にあたる地域で, 比較のため小笠原諸島の典型的な火山である八丈島のデータも示した.

この図から以下のような特徴が浮かび上がってくる.

1) 全体傾向および甲府岩体と赤城火山の特異性

フォッサマグナ地域の火成岩類の $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 初生値は, 年代によらず0.704前後(0.7035~0.7045)の低い値がほとんどで, 0.7055を上まわるような高い値は甲府複合岩体の瑞牆-昇仙峡岩体と赤城火山および榛名山と飯縄火山の一部に限られる. これら高い $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 初生値で特徴づけられる火成岩体(甲府複合岩体と赤城火山)は, Sr同位体比の変化幅が大きい点でも他の岩体とは異なり, フォッサマグナ地域では特異な存在となっている.

2) 南部フォッサマグナ地域の特徴

南部フォッサマグナ地域の花崗岩体も火山も0.7035程度の低い値への集中が目立ち, 岩体や山体内でのSr同位体比の変化幅が小さいという点で, 甲府複合岩体の主要部や赤城火山とは際立った対照をなす. とくに, 南部フォッサマグナ地域を構成する主要な火山岩層である中新世の西八代層群に進入した甲府複合岩体南端部の芦川岩体が, 西八代層群に対比される丹沢層群(例えば, 佐藤, 2013の図3)に進入した丹沢岩体にはほぼ等しい低い $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 初生値をもつことが注目される. これら南部フォッサマグナ地域の火成岩類は, 同様の低い $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 比をもつ点で伊豆小笠原弧の火山岩類に酷似しており(例えば, Notsu et al., 1983), 未成熟な海洋性島弧である伊豆小笠原弧の火成岩類と同様の起源をもつことが示唆される.

3) 構造境界に進入した甲府岩体の多様性

芦川岩体に隣接する甲府複合岩体の徳和岩体は、関東山地の四万十帯に進入しており（北端の一部は秩父帯）、 $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 初生値だけでなく主要成分も芦川岩体とは異なるが、両岩体はほぼ同時に進入したと考えられる（佐藤ほか、2015b）。おそらく両岩体は南部フォッサマグナと関東山地の接合境界である初生的な藤野木-愛川構造線にまたがって進入してきたもので、進入時の構造境界としては深部にまで及ぶ高角度の断層があって、その両側の地殻の差異が花崗岩体にも反映されている可能性が考えられる（Sato, 1991）。つまり、芦川岩体と徳和岩体の境界が初生的な藤野木-愛川構造線の痕跡を留めていると推察される（佐藤ほか、2015b）。花崗岩質マグマの進入を免れた初生的な藤野木-愛川構造線の東部だけが、現在は四万十帯の南縁を画する断層として観察されているのであろう。

4) 同一地域での時代による変化

前報でも記述したように（佐藤ほか、2023）、この研究の目的の一つは、同一地域の火成活動のSr同位体組成の時代変化の有無を検証することにあつた。今回は検討範囲をフォッサマグナ地域に拡大してみたが、年代の異なる近傍の岩体間に大きく異なる $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 初生値を示す例は次項で記述する一例を除き見つからなかった（図2）。例えば、諏訪の鉄平石（1.2 Ma）と和田峠花崗岩体群（約11 Ma）は（表1）、近傍の八ヶ岳や蓼科山の火山岩類（<0.5 Ma、西来ほか、2007）に近い値を示した。谷川岳岩体（3.5 Ma、表1）と苗場山（0.8~0.2 Ma、中野ほか、2013）の間にも差異は見出されなかった。「同一地域」の範囲を具体的にどこまで許容するかが問題となるが、20 km程度の範囲では余り大きな時代変化は認められないらしいという傾向と比べると（図2）、野津ほか（1987）が指摘した榛名・赤城の両火山周辺の特異性が浮かび上がってくる。彼らの指摘の頃と比べ近年では地震波トモグラフィ法による解析が進み、関東～中部地方の下に沈み込んだフィリピン海プレートが連続的に深さ140 km位まで追跡できるとする見解もある（例えば、長谷川ほか、2010）。それが正しいのであれば、榛名山や赤城山の周辺以外でも第四紀火山の $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 比が基盤の火成岩類より急増しているような事例があつてもよいのではないかとと思われるが、おそらく実態はそれほど単純ではないのであろう。沈みこむフィリピン海プレートはその東縁に伊豆小笠原弧という火成活動帯を乗せており、その前弧と背弧では地殻の性質も違うであろうし、東側から沈み込んでいる太平洋プレートとの位置関係も地域によって異なるので、本州弧側に与える影響にも違いが出てくるのかも知れない。沈みこんだフィリピン海プレートの

北東端は関東の地下で太平洋プレートの上面に接し、接触域の北西端は赤城山を含む群馬県下に及んでいるという（例えば、長谷川ほか、2010）。野津ほか（1987）が提示した仮説に応えるには、Sr同位体の研究だけでは不十分なようである。

5) 同一時代の近接する異質岩体の例：

甲府岩体と大深山岩体

時間的にも空間的にも近接しながら $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 初生値が著しく異なる例として、甲府複合岩体北西部を構成する還元型の瑞牆-昇仙峡岩体（約14 Ma、佐藤ほか、2015b；佐藤・柴田、2017）と酸化型の大深山岩体（約14 Ma、佐藤、2009a）の顕著な差異が注目される（表1、図2）。両者は最も近い岩体縁辺部がお互いに6 km余りしか離れておらず、秩父帯と四万十帯の境界部（仏像線）附近に進入していることから、地殻深部に達する構造境界を想定したくなるのだが、この問題は解明できていない。瑞牆-昇仙峡岩体を含む甲府複合岩体は、関東山地では例外的に大きな露出規模をもち（図1）、全体として $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 初生値の変化幅が、フォッサマグナ地域の火山で最大の変化幅をもつ赤城火山を超えるほど大きいことと無関係ではないのかも知れない（図2）。

6) 円井岩体の位置づけと課題

甲府盆地北西縁の円井岩体は（図1）、低いK/Na比をもち高い帯磁率を示す点では甲府複合岩体の芦川岩体や丹沢岩体に似るが（佐藤ほか、2015b）、 $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 初生値はそれらより明瞭に大きい。この岩体の形成には、進入した西八代層群より高い $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 初生値をもつと思われる本州弧側の物質が関与した可能性が考えられるので、南部フォッサマグナと関東山地の接合境界である初生的な藤野木-愛川構造線の位置について考える上でも重要と思われる。ただし、円井岩体は広く変質を受けており、最も変質の弱い試料を選んだとは言え、Sr同位体比を測定した試料（KG-398）も変質を免れていない点に注意する必要がある。厳密には変質を免れた斑晶の中心部に的を絞ってSr同位体比を測定するといった検証が求められる。また、円井岩体が低帯磁率で特徴づけられる近傍の甲斐駒ヶ岳岩体より幾分高い $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 初生値を示す結果になったことにも言及しておかなければならない（図2）。この結果は、低帯磁率を示す還元型花崗岩は高帯磁率を示す酸化型花崗岩よりも高い $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 初生値をもつという一般的な傾向とは逆の関係となる（例えば、佐藤ほか、1992；佐藤、2003）。甲斐駒ヶ岳岩体は低い帯磁率で特徴付けられるにもかかわらず、還元型の中では低い $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 初生値をもつと言い換えても良い（佐藤・柴田、2017）。この原因の解明には、貫入を受

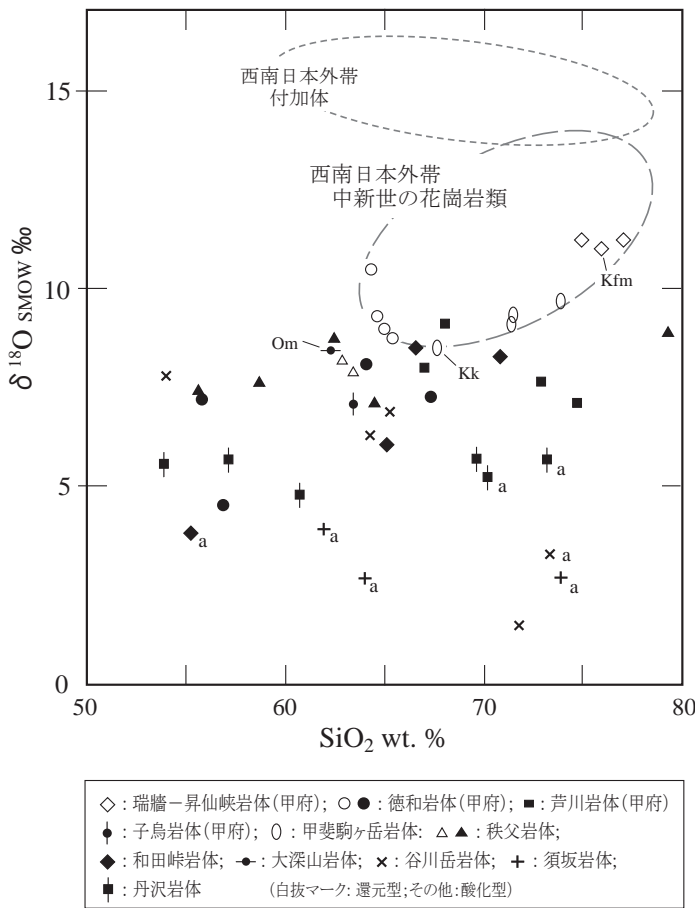


図3. フォッサマグナ地域に分布する花崗岩質岩体の酸素同位体組成.

Ishihara and Matsuhisa (1999, 2005) のデータをプロットし、比較のため西南日本外帯の中新世花崗岩質岩体とそれらが侵入した付加体の堆積岩類のおよその組成範囲も示した。帯磁率の低い還元型花崗岩類は、西南日本外帯の中新世花崗岩類に似た比較的高い $\delta^{18}\text{O}$ 値を示すが、帯磁率の高い酸化型花崗岩類は $\delta^{18}\text{O}$ 値も SiO_2 含有量も変化に富む。特に、谷川岳岩体と須坂岩体は +5 ‰ 以下の低い $\delta^{18}\text{O}$ 値で特徴づけられ、天水が関与する熱水変質を受けたものと推定される。上記文献の表に緑簾石・緑泥石・絹雲母など変質鉱物が記載された試料には a (altered) を付したが、他の試料も変質を受けている可能性が考えられる。 $\delta^{18}\text{O}$ の値が 0 ‰ を下まわる谷川岳岩体の 2 試料 (-1.2, -1.7 ‰) は表示を略した。須坂岩体は全域にわたって強い熱水変質を受け、パイロフィライト鉱床を伴っている (佐藤ほか, 2023)。この図に追加した筆者らによる 3 試料は (Kfm: 甲府複合岩体の瑞牆-昇仙峡岩体, Kk: 甲斐駒ヶ岳岩体, Om: 大深山岩体), K-Ar 年代測定のためにそれぞれの岩体内で最も新鮮とみられる試料を厳選したものである。

けた四万十帯の堆積岩類も含む総合的な地球化学的研究が必要であろう。

4.2. 中新世～鮮新世の花崗岩体の酸素同位体組成

花崗岩質マグマの成因解明のため長年使われてきた地球化学的手法としては、ストロンチウム (Sr) だけでなく酸素 (O) の同位体組成がある (例えば, Taylor, 1968, 1988)。日本の花崗岩についても 1970 年代には広域的な検討が始められ (例えば, Matsuhisa et al., 1972), 1990 年代までには日本列島の地体構造区分や鉱床生成区との関係について概要が把握されるようになった (例えば, 佐藤ほか, 1992; 石原ほか, 1992)。その後フォッサマグナ地域についても“グリーンタフ帯”の一部として検討が行われ、少なからぬ測定結果が公表されている (Ishihara and Matsuhisa, 2005)。測定試料の SiO_2 含有量も報告されているので、結果を図 3 の $\delta^{18}\text{O}$ - SiO_2 ダイアグラムに示すとともに、筆者らのいくつかの未公表データ (Kfm, Kk, Om) も付け加えた。

この図でまず注目されるのは、谷川岳岩体の 7 試料のデータの大きな分散であろう。この図では 0 ‰ 以下の 2 試料が省略されているが、 SiO_2 含有量とは無関係に $\delta^{18}\text{O}$ (SMOW) 値が +7.8 ~ -1.7 ‰ となり、最大値と最小値の差が 9.5 ‰ に

及ぶ。この $\delta^{18}\text{O}$ 値の著しい分散について Ishihara and Matsuhisa (2005) は、 $\delta^{18}\text{O}$ 値が低い試料には二次鉱物としてチタン石・緑簾石・緑泥石が見出されることを理由に、「固結時に地表水が混入したから」だと解釈した (固結後の変質ではない理由は書かれていない)。広範な熱水変質を受けた須坂岩体 (太田・片田, 1955; 赤羽ほか, 1992; 佐藤ほか, 2023) も +5 ‰ を下まわる分散の大きい測定結果が報告されている (図 3)。これら 2 岩体と和田峠岩体群の一部とされる変質岩を除くと、ほとんど全ての試料が +5 ‰ を上まわる $\delta^{18}\text{O}$ 値を示す結果になっている。ただし、全岩の酸素同位体組成にはマグマ固結後に地表水起源の地下水との同位体交換反応など二次的な影響を受けている可能性を完全には払拭し切れない面があることも確かであり (例えば, 酒井・松久, 1996), 詳細な議論のためには変質を受けにくい鉱物の同位体組成の検討が望まれる。

ここでは、+5 ‰ 以上の全岩 $\delta^{18}\text{O}$ 値には固結時のマグマの酸素同位体組成が反映されていると仮定して、図示された測定結果を俯瞰してみたい。図 3 には甲府複合岩体の瑞牆-昇仙峡岩体や甲斐駒ヶ岳岩体などとほぼ同時期に形成された還元型の典型例である西南日本外帯の中新世花崗岩体 (約 14 Ma) とそれらが侵入した西南日本外帯の四万十

帯や秩父帯の堆積岩類のおよその組成範囲も示した (Ishihara and Matsuhisa, 1999). 瑞牆-昇仙峡岩体は、この図では西南日本外帯の花崗岩質岩体の組成域にプロットされ、還元型である点も共通で、 $\delta^{18}\text{O}$ 値が高い特徴からも堆積岩類が関与した成因的類似性が窺われる (佐藤・石原, 1983; Sato, 1991; 佐藤・柴田, 2016, 2017). 甲府複合岩体の徳和岩体周辺部や甲斐駒ヶ岳岩体の還元型岩石試料が、西南日本外帯の中新世花崗岩体の組成域かその近傍にプロットされる点も調和的である (図3のKfmとKk).

4.3. フォッサマグナ地域の火成岩類： SrとOの同位体比の関係

図4の $\delta^{18}\text{O}$ - $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ ダイヤグラムには、フォッサマグナ地域に分布する中新世以降の火成岩類のSr同位体比とO同位体比の関係を示した。同一の試料について両方の同位体比を測定した事例は少ないが (註6)、入手可能なデータと筆者らの未公表データは細いマークと岩体の略号で示し、対のデータがない岩体や第四紀火山についてはそれぞれの同位体比の平均値を求めて太いマークで示し、データ範囲を縦と横の線分の長さで表現してある。データ数はキャプ

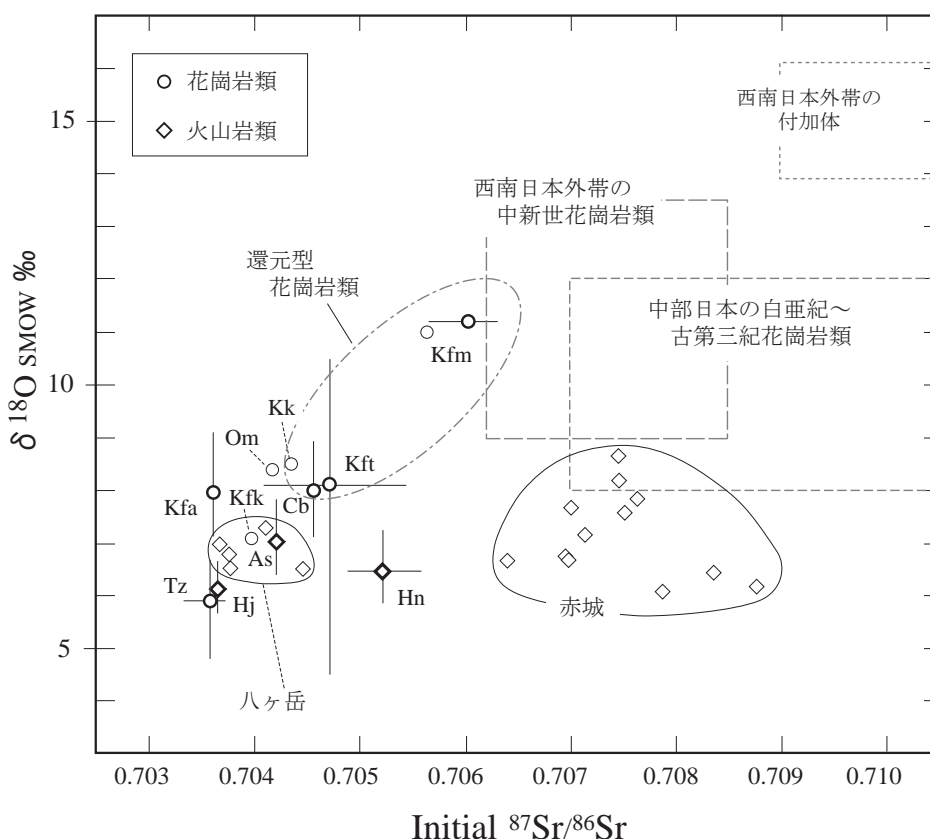


図4. フォッサマグナ地域に分布する中新世以降の火成岩類のSrとOの同位体比の特徴.

赤城火山と八ヶ岳火山に関しては、同一試料についてSr (ストロンチウム) とO (酸素) の同位体比が測定されており、試料ごとのデータを示した (註6). そのような測定例は少ないので、火山あるいは岩体ごとにSrとOそれぞれの測定値の平均を求め、平均値のマーク (やや太めのマーク) で交差する線分の長さでデータ範囲を図示した。参照した文献は、火山岩についてはMatsuhisa (1979), Matsuhisa and Kurasawa (1983), Notsu (1983), Notsu et al. (1985, 1987, 1989), 花崗岩類についてはIshizaka and Yanagi (1977), Shibata and Ishihara (1979), Ishihara and Matsuhisa (1999, 2005), 佐藤・柴田 (2016, 2017) および佐藤興平 (未公表資料). 火山あるいは岩体の略号およびSrとOの同位体測定数は以下の通り. Hn: 榛名火山 (Sr: 11, O: 11), As: 浅間火山 (Sr: 12, O: 9), Hj: 八丈島 (Sr: 13, O: 10), Kfm: 甲府複合岩体の瑞牆-昇仙峡岩体 (Sr: 3, O: 3), Kft: 甲府複合岩体の徳和岩体 (Sr: 8, O: 8), Kfa: 甲府複合岩体の芦川岩体 (Sr: 2, O: 2), Kfk: 甲府複合岩体の小島岩体 (Sr: 1, O: 1), Cb: 秩父岩体 (Sr: 2, O: 7), Kk: 甲斐駒ヶ岳岩体 (Sr: 1, O: 1), Om: 大深山岩体 (Sr: 1, O: 1) および Tz: 丹沢岩体 (Sr: 8, O: 4, 斑瀲岩を含め変質岩は除外). 複数のデータが互いに似ており、線分がマークに隠されている場合がある (CbやKfa). 比較のため西南日本外帯の中新世花崗岩質岩体や付加体の堆積岩類 (Shibata and Ishihara, 1979; Ishihara and Matsuhisa, 1999) および中部日本の花崗岩質岩体 (Matsuhisa and Kurasawa, 1983) のおよその組成範囲も示した。還元型花崗岩とした楕円の左下に含まれるKfは基本的に還元型からなるが、KftとCbでは一部に還元型が産する (本文参照).

火山については、南部フォッサマグナ地域から八ヶ岳・浅間・榛名・赤城へと $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 比が著しく変化するか、酸素同位体比は+6~+8 ‰の比較的狭い範囲に取まっており顕著な増加傾向を示さない。これに対し、花崗岩質岩体については $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 初生値の増大と共に $\delta^{18}\text{O}$ 値が増大する傾向が見てとれる。

ションに示した。

この $\delta^{18}\text{O}-^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ ダイアグラムでは、まず花崗岩体と火山のデータの分布パターンの違いが注目される。図示したフォッサマグナ地域の火山は、いずれも現在の火山フロント上に位置する火山であるが、それらのデータの分布パターンは $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 比が増大しても $\delta^{18}\text{O}$ 値はほとんど増大しないという傾向を示す（これを「赤城トレンド」と仮称）。これに対して、中新世～鮮新世の花崗岩体のデータの分布パターンには $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 比の増大と共に $\delta^{18}\text{O}$ 値も増大するような変化傾向が見てとれる（これを「甲府トレンド」と仮称）。まだデータが少なく、今後の検証が求められるものの、年代測定用に厳選した新鮮な花崗岩試料については、仮に地表水が関与した同位体交換反応で $\delta^{18}\text{O}$ 値がいくぶん低下していたとしても、元のマグマについて比較すれば火山岩の $\delta^{18}\text{O}$ 値との差異がむしろ増大するはずで、「甲府トレンド」の右上がりの分布パターンは変わらないであろう。一方、火山岩試料については、固結急冷した新鮮な試料が選ばれたと考えられるので、固結時の $\delta^{18}\text{O}$ 値を維持していると期待される。この推定が正しいとすると、この図4に見られる花崗岩体と火山体との差異は、それぞれが固結した時点でのマグマの同位体組成を反映していると解されることになろう。さらに、同一試料についてSrとOの同位体組成が検討された木曾御嶽・雲仙・阿蘇など西南日本内帯の第四紀火山にも着目すると、 $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 比の増大と共に $\delta^{18}\text{O}$ 値が増大するような変化傾向が目立つ点で（Matsuhisa and Kurasawa, 1983, Fig.9）、フォッサマグナ地域の火山とは明瞭に異なることに気付かされる。これらは火山を造るマグマの起源物質の同位体組成が両地域で異なる可能性を示唆しているようにも思われる。フォッサマグナ地域の火山では、マグマの発生源に $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 比も $\delta^{18}\text{O}$ 値も高い地殻物質（例えば付加体の陸源堆積物）の存在は限定的で、 $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 比は高いが $\delta^{18}\text{O}$ 値は高くはない火成岩やそれらの変成岩類が部分的に伏在し、榛名火山や赤城火山の高い $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 比として現れているのだろうか。

赤城火山の特異な同位体的特徴については、野津ほか（1987）の前にNotsu et al.（1985）の論文で酸素の同位体比も検討し、フィリピン海プレートの沈み込みにより赤城火山直下のマントルまで運ばれた海洋性堆積物の関与が提案されていた。マグマが上昇してくる火山直下の地殻の影響を捨象する理由として、彼らは東北日本弧の地殻は赤城山地域も含めて一様の厚さを持ち、赤城山付近に特異な同位体的性質が認められるわけではないことを挙げた。しかし、東北日本弧の白亜紀花崗岩体の $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 初生値に着目すると、棚倉構造線以北では0.7055以下の低い値が卓越す

るのに対して、この構造線以南の特に関東地方では中部地方に匹敵する0.706~0.710を超えるような高い値で特徴づけられ（佐藤・柴田, 2017）、赤城火山に近い足尾山地に露出する沢入花崗岩体も0.7075という高い $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 初生値をもつ（Shibata and Ishihara, 1979）。第四紀火山の基盤をなす東北日本弧の地殻は、白亜紀火成活動の痕跡としての花崗岩体のSr同位体比という視点で見ると一様ではないと言わなければならない（註7）。もちろん、この事実だけでNotsu et al.（1985）の提案を否定し去ることはできないが、赤城山の周辺には赤城火山ほどではないにしても高い $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 比をもつ火山が散在し（Notsu et al., 1983, 1987）、この分布と調和するかのよう高い $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 初生値をもつ白亜紀花崗岩体が分布するという特徴は無視できない（佐藤・柴田, 2017）。赤城火山の $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 比が非常に大きな変化幅を示すという事実も（図2）、考察対象として重要な要素と思われる（註7）。

ところで、「赤城トレンド」と対照的でむしろ木曾御嶽火山などに似たパターンを示すのは、「甲府トレンド」に含まれる甲府複合岩体の他に秩父岩体や大深山岩体があり、これらはいずれも関東山地の秩父帯や四万十帯に進入している点が共通している。甲斐駒ヶ岳岩体のデータもこのグループに近く、赤石山地の四万十帯に進入している点で類似性が認められる。もちろん、地表での花崗岩体と付加体との地質関係が花崗岩質マグマの形成に関与したと思われる地殻深部にそのまま適用できる保証はないが、関東山地とその延長部と考えられる西南日本外帯が、中新世になって初めて火成活動の場に転化したという歴史は重要である（Sato, 2012b；註8）。これを念頭に置くと、四万十帯など外帯に分布する付加体の地下深部に先中新世の島弧火成岩体が伏在する可能性は考えにくい。少なくとも西南日本内帯に広く露出するような白亜紀花崗岩類の存在は想定し難い（註9）。付加体には海洋起源の岩石として玄武岩や石灰岩（海山と珊瑚礁の断片）やチャートが含まれるが、主体は砂岩や泥岩などの陸源性堆積物である。陸源の碎屑物は風化過程で斜長石などSrを含む鉱物の分解でSrを失い、鉱物の粘土化により低温での同位体分別で高い $\delta^{18}\text{O}$ 値を獲得する傾向がある。最終的な堆積物は供給源の $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 比を維持していてもSrの含有量は少ないので、マントル起源のマグマとの混合物の $\delta^{18}\text{O}$ 値は上昇しても $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 比は急増せず、 $\delta^{18}\text{O}-^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ ダイアグラムでは上に凸の変化曲線を描くことが予想される。記述が長くなったが、これが「甲府トレンド」の形成プロセスではなかろうか。「甲府トレンド」では堆積岩類の関与が著しかったとみられる高い $\delta^{18}\text{O}$ 値と $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 初生値をもつ花崗岩類が

還元型となる(図4)。西南日本外帯の中新世花崗岩体はその典型的な地質体と位置づけられよう。「甲府トレンド」の花崗岩体が還元型になるかどうかは、関与した堆積岩類に含まれる還元剤としての炭質物の量にも規定されると考えられるので、 $\delta^{18}\text{O}-^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ ダイヤグラム上で酸化型と還元型の境界が漸移的になるのはむしろ自然な結果であろう。

Notsu et al. (1985) や野津ほか(1987) が $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 比を高めた物質として想定した海洋性堆積物も、風化過程を経て高い $\delta^{18}\text{O}$ 値と低いSr含有量をもっていた可能性が考えられよう。もしそうだとすれば、彼らが想定したプロセスは「甲府トレンド」に似た結果をもたらしても構わないように思われるのだが、マントル物質に混入する海洋性堆積物の量が少ないことで低い $\delta^{18}\text{O}$ 値は説明できると考えたらしい。その堆積物から $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 比が高いSrが多量に供給されれば「赤城トレンド」は形成可能かも知れない(註7)。

ところで、関東山地の花崗岩体では甲府複合岩体だけが広大な露出規模をもつ(図1)。その原因は不明だが興味深い問題であり、考察の最後にこの点にも言及しておきたい。早期の甲府岩体中央部を不整合に被う火山岩類の年代から(柴田ほか, 1984; 三村ほか, 1994)、おそらく8 Ma頃には少なくとも中央部が隆起して地表に出現し、6 Ma頃には東山梨火山深成複合岩体の溶結凝灰岩層に広く被われたと考えられる(佐藤ほか, 2015b)。これを貫く小烏岩体(約4 Ma)も岩脈状ではあるがかなり大きな岩体として露出している(例えば、佐藤ほか, 2015b)、隆起の継続が大きな露出の一因となったと考えられるが、この岩体を形成したであろうマントル起源のマグマの供給量が大きかったのかも知れない。北側に隣接し断層に沿って浅所に貫入したと推定される大深山岩体とは岩質だけでなく露出規模が著しく異なるので、甲府複合岩体の側が岩体進入後に相対的に大きく隆起したとも推定されるが、その差異を解消するような断層が両者の間に存在するかどうか、野外地質からは解明されていない。

5. あとがき

前報(佐藤ほか, 2023)に続いて今回は、関東山地などでこれまでSr同位体比が測定されていないかデータの少ない花崗岩体を中心にデータを補充し、フォッサマグナ全域の新第三紀～第四紀火成岩類の $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 初生値の時空分布について概要を把握することにつとめた。その結果、フォッサマグナ地域の火成岩類のほとんどが形成時期によらず0.7035~0.7045という低い $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 比を示し、第四紀火

山では赤城火山が³、中新世～鮮新世の花崗岩体では甲府複合岩体が³、0.7055を超える変化幅の大きい特異なSr同位体組成をもつことが鮮明となった。0.705前後の火山岩は榛名山や飯縄山でも見出されるが、0.704前後の低い $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 比が卓越するフォッサマグナ地域には、高い $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 初生値をもつ大陸的な地殻は部分的にしか存在しない可能性が考えられる。

Sr同位体比の時空分布という点でみると、同一地域での $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 比の規則的な時間変化は把握し難く、新たに形成される火成岩はその地域で過去に形成された火成岩と似たSr同位体組成をもつ給源からマグマが形成されるという傾向が認められる。この傾向は、赤城火山とその周辺の火山の先中新世基盤に散在する白亜紀～古第三紀花崗岩体という時代を超えた火成活動の間にも認められる点が興味深い。火成岩類のSr同位体特性に上部マントルの初生マグマ発生領域とマグマの上昇経路に存在する地殻の特性がそれぞれどのように関わっているのか、基本的な課題が残された。

SrだけでなくOの同位体組成のデータも合わせ考えると、高い $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 比をもつ甲府複合岩体と赤城火山は $\delta^{18}\text{O}-^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ ダイヤグラム上で異なる変化傾向を示すことが浮かびあがってきた。データを補充して検証する必要があるものの、高い $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 比の成因は両者で異なる可能性が示唆された。甲府岩体のトレンドは付加体の堆積物からなる地殻が初めて火成活動を受け、堆積岩が関与して形成された事例と解される。赤城火山は第四紀火山の中では特に高いSr同位体比をもつ点で特異な火山であり、上述のように周辺にも似た特徴をもつ火山が分布することから、基盤としての地殻の影響は無視できないと思われるが、成因解明には更なる検討が必要である。

謝辞

神奈川県立温泉地学研究所前所長の吉田明夫博士と神戸大学名誉教授の佐藤博明博士からは、地震や火山の研究分野に関して日頃からご教示いただいている。地震研究所名誉教授の兼岡一郎博士による丁寧な査読と助言は原稿の改善に極めて有益であった。以上の皆様に深謝します。

<註>

註1)「フォッサマグナ」の範囲については、西縁を糸魚川-静岡構造線とする点に異論はないが、東縁は必ずしも明確ではない。新潟県柏崎から千葉県銚子や千葉付近に至る

構造線が想定されたこともあるが（例えば、山下，1995）、群馬県とその周辺域の重力異常図を見ると（石原・佐藤，2016）、赤城山付近より南側の県南東部を除いて、県北部から新潟県にはそのような大構造を示唆するパターンは認め難い。ここでは、佐藤（2016a）や佐藤・柴田（2017）および佐藤ほか（2023）と同様に、関東山地の南側の中新統分布域を「南部フォッサマグナ」、関東山地の北西と北側の中新統分布域を「中-北部フォッサマグナ」とし、花崗岩体の全部あるいは一部が「フォッサマグナ」に隣接する先中新世基盤に進入した甲斐駒ヶ岳岩体や谷川岳岩体も含めるような場合は、周辺域も含むという意味合いで「地域」を付けて「フォッサマグナ地域」という呼称を用いることにする。赤城火山についても、少なくとも火山体の東半部は足尾山地などの中生代層を基盤としており、噴出物に基盤由来の岩片が含まれることから（守屋，1968）、ここでは「フォッサマグナ地域」の火山とする。

註2) 関東山地の回転運動の時期を詳しく解明した研究は少ないが³、秩父岩体に伴うスカルン鉱床の古地磁気方位はほぼ南北を向いており、岩体の示すK-Ar年代である約6 Ma以降、少なくとも鉱床とそれをもたらした花崗岩体や周辺の地層群は顕著な水平回転運動を経っていないことを物語る（Ueno and Shibata, 1986；Ueno and Tonouchi, 1987）。

註3) 野津ほか（1987）は火山学会の講演要旨であり、年代と⁸⁷Sr/⁸⁶Sr比を測定した試料の採取地点は示されていない。採取地点が榛名火山の山麓扇状地の外側であることは確かと思われるが³、詳細は不明である（佐藤・南，2020）。

註4) 佐藤ほか（2023）と同様に、将来再検討がなされる可能性も考慮して、試料の採取地点について本文中でなるべく詳しく記述した。

註5) 花崗岩類の酸化型/還元型の区分は、(1) 造岩鉱物として含まれる磁鉄鉱の量が花崗岩質マグマの酸化還元状態を反映している点で成因的な指標になりうるだけでなく、(2) 磁鉄鉱量は携帯型の小型帯磁率計で野外でも簡単に測定できることで迅速な広域調査が可能になるという利便性も備えている（佐藤，2003）。これはIshihara（1977）のmagnetite-series/filmenite-seriesという花崗岩区分が酸化還元状態という物理量を反映したものである趣旨を強調するために発案された用語であった（佐藤ほか，1992）。日本の花崗岩類の多数の測定値は明瞭なバイモーダル分布をなしており、便宜的に 3×10^{-3} SI附近を酸化型と還元型の境界値としているが、そのような中間値はごく少ない（佐藤ほか，1992；佐藤，2003）。甲府複合岩体の徳和岩体などで観察されるように（例えば、Sato, 1991；佐藤・柴田，2016）、酸化型と還元型の違いはマグマの貫入固結時の酸素分圧など物理化学条件に左右されるので、狭い範囲で両者が共存することもあり、マグマの進化系列というような概念ではない。しかしながら、これ

らの区分は地体構造区分や鉱床生成区といった広域的な地質とも対応している点で、花崗岩類や関連鉱床の成因と密接に関係しており（例えば、Ishihara, 1977, 1979, 1981；Sato, 2012b）、携帯型装置で計測が容易な鉱床探査指針として極めて有用であることが強調されるべきであろう（佐藤ほか，2015bの註2）。

註6) 「八ヶ岳」はNotsu et al.（1987, 1989）とMatsuhisa and Kurasawa（1983）で同一ではないので、細かなことではあるが指摘しておきたい。Matsuhisa and Kurasawa（1983）のTable1には12個の火山岩（11個は溶岩）全試料の⁸⁷Sr/⁸⁶Sr比と10個の $\delta^{18}\text{O}$ 値が掲載されているが³、試料番号を河内（1977の第23表）と対比させると、SrとOの同位体組成が対になった10試料のうち5試料は南八ヶ岳火山群の安山岩で、その他は北八ヶ岳や蓼科山とその周辺の玄武岩・安山岩およびデイサイトと判断される。Notsu et al.（1987, 1989）は、この南八ヶ岳のデータを「Yatsuga-take」として採用し、残りの7試料を「Tateshina」として区分して、それぞれ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr比のデータ範囲を示している。実際には2つに区分した地域の同位体組成は良く似ていて平均値はほぼ等しいが³、⁸⁷Sr/⁸⁶Sr比のデータ範囲が幾分異なるため、図2と4の「八ヶ岳」は既報（佐藤，2016b；佐藤ほか，2017, 2023など）と同様に「南八ヶ岳火山群」の5試料のデータを示してある。

註7) 足尾山地の沢入岩体は、地質調査所発行の「地球化学的標準試料JG-1」の供給源となり、酒井均氏の測定によりJG-1の全岩試料について+11.5 ‰という高い酸素同位体比が得られたという（安藤ほか，1972）。沢入岩体のようなSrとOの同位体組成をもつ地殻物質の関与は、「甲府トレンド」には好都合であっても、「赤城トレンド」には好適ではない。Notsu et al.（1985）はマントル物質に海洋性堆積物が少量混入したマグマを想定することで赤城火山のSrとOの同位体特性は説明可能だとしている。海洋性堆積物も高い酸素同位体比をもつと推定されるので、その混入量がわずかであれば発生したマグマの酸素同位体比は余り増大しないので「赤城トレンド」と調和的であるが、高い⁸⁷Sr/⁸⁶Sr比をもたらすためには高い⁸⁷Sr/⁸⁶Sr比をもつ多量のSrを混入しなければならず、特異な堆積物か特異な混入プロセスを想定しなければならなくなるであろう。Notsu et al.（1985）自身も認めるように、赤城火山を特徴づける非常に変化幅の大きな⁸⁷Sr/⁸⁶Sr比をもたらすためには、混入する堆積物の組成もしくは混入のメカニズムが短期間に大きく変化する必要がある。一方で、筆者らの広域地質的な視点からは、東北日本弧でも棚倉構造線の南北で白亜紀花崗岩類のSr同位体初生値が系統的に異なるという特徴は、棚倉構造線の成因も含めて東北日本弧の地殻形成史の反映とも考えられ、しかもその差異が第四紀火山のSr同位体組成の変化傾向とも調和的であるという事実が重要である（Notsu, 1983のFig.2；佐

藤・柴田, 2017の図4). 両者には第四紀と白亜紀という大きな時代間隔があり, 火成活動の成因関係が解明できているわけではなく, Notsu et al. (1985) の提案した海洋性堆積物の代わりに沢入花崗岩体のような地殻物質を想定してもその単純な混入で「赤城トレンド」を説明できるわけではない. この問題は今後の課題としたい.

註8) 堆積岩質地殻が火成活動の場に転化した場合に, 深部にどのような岩石が形成されるかという事例を, 地殻の断面が露出している北イタリアのIvrea Zoneで観察することができる (Sato, 2012bとその引用文献).

註9) 藤野木一愛川構造線もしくはそれに相当する構造境界が, 北に緩い角度で傾斜する断層として描かれ, 四万十帯の付加体の下に伊豆小笠原弧の地殻の一部だけでなく白亜紀花崗岩体が底付けられたかのような想像図も見られる (例えば, 田村, 2011の図8). 関東山地は北縁部を除いて西南日本の外帯に対比され (例えば, 地質調査所, 1992; 佐藤ほか, 2015a, 2018とそれらの引用文献), 四万十帯の付加体が形成された白亜紀～古第三紀に, その場では白亜紀の花崗岩活動は起らなかったで, 白亜紀花崗岩の伏在はないとみるのが自然であろう.

文献

赤羽貞幸・加藤碩一・富樫茂子・金原啓司(1992): 5万分の1地質図幅「中野」および同説明書. 地質調査所, 103 pp.
 安藤 厚・倉沢 一・大森貞子・竹田栄蔵(1972): 地球化学的標準試料JG-1 JB-1とその化学成分. 地質ニュース, (212): 8-13.
 地質調査所(1992): 100万分の1 日本地質図 第3版 地質調査所.
 檀原 毅(1971): 日本における最近70年間の総括的上下変動. 測地学会誌, **17**: 100-108.
 群馬県地質図作成委員会(1999): 群馬県10万分の1地質図解説書. 内外地図株式会社, 東京, 114 pp.
 長谷川昭・中島淳一・内田直木希・弘瀬冬樹・北佐枝子・松澤 暢(2010): 日本列島下のスラブの三次元構造と地震活動. 地学雑誌, **119**: 190-204.
 平田大二・山下浩之・鈴木和恵・平田岳史・李 毅兵・昆 慶明(2010): プロト伊豆-マリアナ島弧の衝突付加テクトニクスレビュー. 地学雑誌, **119**: 1125-1160.
 本多 亮・安部裕希・道家涼介(2023): 伊豆衝突帯とその周辺における地殻構造と地震テクトニクス. 地震, 第2輯, **76**: 135-148.
 Ishihara, S. (1977): The magnetite-series and ilmenite-series granitic rocks. *Mining Geol.*, **27**: 293-305.
 Ishihara, S. (1979): Lateral variation of magnetic susceptibility of the Japanese granitoids. *Jour. Geol. Soc. Japan*, **85**: 509-523.
 Ishihara, S. (1981): The granitoid series and mineralization. *Econ. Geol.*, **75th Anniversary Volume**, 458-484.
 Ishihara, S. and Matsuhisa, Y. (1999): Oxygen isotopic constraints on the genesis of the Miocene Outer Zone granitoids in Japan. *Lithos*, **46**: 523-534.
 Ishihara, S. and Matsuhisa, Y. (2005): Oxygen isotopic constraints on the genesis of the Late Cenozoic plutonic rocks of the Green Tuff Belt, Northeast Japan. *Bull. Geol. Surv. Japan*, **56**: 315-324.
 Ishihara, S., Terashima, S. and Tsukimura, K. (1987): Spatial distribution of magnetic susceptibility and ore elements, and cause of local reduction on magnetite-series granitoids and related ore deposits at Chichibu, central Japan. *Mining Geology*, **37**: 15-28.

石原舜三・佐々木昭・佐藤興平(1992): 日本鉱床生成図 深成岩活動と鉱化作用(2): 白亜紀-第三紀, 1: 2,000,000地質編集図 No.15-2, 地質調査所.
 石原丈実・佐藤興平(2016): 群馬県とその周辺域の磁気異常と重力異常の分布. 群馬県立自然史博物館研究報告, (20): 155-160.
 Ishizaka, K. and Yanagi, T. (1977): K, Rb and Sr abundances and Sr isotopic composition of the Tanzawa granitic and associated gabbroic rocks, Japan: Low-potash island arc plutonic complex. *Earth Planet. Science Lett.*, **33**: 345-352.
 Ishizaka, K., Yanagi, T. and Hayatsu, K. (1977): A strontium isotopic study of the volcanic rocks of the Myoko volcano group, central Japan. *Contrib. Mineral. Petrol.*, **63**: 295-307.
 金田光弘・渡辺 斌・他探査関係者(1961): 秩父鉱山, 赤岩・道仲窪鉱床地質ならびに探査. 鉱山地質, **11**: 481-490.
 Kato, Y. (1968): Petrology of the Tertiary granitic rocks around Kofu Basin, central Japan. *Science Reports of Tohoku University, series 3*, **10**: 241-312.
 活断層研究会編(1991): 新編日本の活断層分布図と資料. 東京大学出版会, 411pp.
 河内晋平(1977): 八ヶ岳地域の地調地域地質研究報告(5万分の1地質図幅), 地質調査所, 92pp.
 川野良信・大平寛人(2010): 北部フォッサマグナ谷川岳深成岩体のSr, Nd同位体岩石学的研究. *MAGMA*, (91): 17-31.
 川野良信・柴田 賢・内海 茂・大平寛人(1992): 谷川岳鮮新世深成岩体のK-Ar年代. 岩鉱, **87**: 221-225.
 倉沢 一(1984): ストロンチウム同位体比からみた富士・箱根・伊豆地域火山岩類. 地調月報, **35**: 637-659.
 町田 洋・松田時彦・海津正倫・小泉武栄編(2011): 日本の地形5中部, 東京大学出版会, 385pp. 東京都.
 Matsuhisa, Y. (1979): Oxygen isotopic compositions of volcanic rocks from the east Japan island arcs and their bearing on petrogenesis. *Jour. Volcanol. Geotherm. Res.*, **5**: 271-296.
 Matsuhisa, Y. and Kurasawa, H. (1983): Oxygen and strontium isotopic characteristics of calc-alkalic volcanic rocks from the central and western Japan arcs: Evaluation of contribution of crustal components to the magmas. *Jour. Volcanol. Geotherm. Res.*, **18**: 483-510.
 Matsuhisa, Y., Honma, H., Matsubaya, O. and Sakai, H. (1972): Oxygen isotopic study of the Cretaceous granitic rocks in Japan. *Contr. Mineral. Petrol.*, **37**: 65-74.
 三村弘二・柴田 賢・内海 茂(1994): 黒富士火山と甲府盆地北方に分布する火山岩類の火山活動とK-Ar年代. 岩鉱, **89**: 15-20.
 Miyazawa, T., Hashimoto, M. and Harada, K. (1970): Crystalline Schists of the Nagatoro Area, and Geology and Ore Deposits of the Chichibu Mine. *IMA-IAGOD 17th General Meeting, Guidebook 5 Excursion A8*, 49pp.
 守屋以智雄(1968): 赤城火山の地形及び地質. 前橋泥流営林局, 65pp.
 中野 俊・竹内圭史・加藤碩一・酒井 彰・濱崎聡志・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.
 中野 俊・西来邦章・宝田晋治・星住英夫・石塚吉浩・伊藤順一・川辺禎久・及川輝樹・古川竜太・下司信夫・石塚 治・山元孝広・岸本清行(2013): 日本の火山(第3版), 1: 2,000,000地質編集図11, 解説書(概要および付表), 29pp.
 西来邦章・松本哲一・宇都浩三・高橋 康・三宅康幸(2007): 中部日本, 八ヶ岳地域の火山活動期の再検討. 地質雑, **113**: 193-211.
 Notsu, K. (1983): Strontium isotope composition in volcanic rocks from the Northeast Japan arc. *Jour. Volcanol. Geotherm. Res.*, **18**: 531-548.
 Notsu, K., Kita, I. and Yamaguchi, T. (1985): Mantle contamination under Akagi volcano, Japan, as inferred from combined Sr-O isotope relationships. *Geophys. Res. Lett.*, **12**: 365-368.
 野津憲治・長尾敬介・大島 治(1987): 北関東の火山岩の⁸⁷Sr/⁸⁶Sr比は, いつから異常に高くなったか? 日本火山学会1987年春季大会要旨集, p.25
 Notsu, K., Aramaki, S., Oshima, O. and Kobayashi, Y. (1987): Two overlapping plates subducting beneath central Japan as revealed by strontium isotope data. *Jour. Volcanol. Geotherm. Res.*, **32**: 195-207.
 Notsu, K., Arakawa, Y., Nakano, S. and Yamasaki, M. (1989): Lateral variation in ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr ratios of volcanic rocks from central Japan. *Geochem. Jour.*, **23**: 45-55.
 太田良平・片田正人(1955): 5万分の1地質図幅「須坂」および同説明書.

- 地質調査所, 54 pp.
- 大塚弥之助(1941): 山梨縣鳳凰山・地藏ヶ岳附近の地質. 震研彙報, **19**: 115-143.
- Otofujii, Y., Matsuda, T. and Nohda, S. (1985): Opening mode of the Japan Sea inferred from the paleomagnetism of the Japan Arc. *Nature*, **317**: 603-604.
- 尾崎正紀・牧本 博・杉山雄一・三村弘二・酒井 彰・久保和也・加藤碩一・駒沢正夫・広島俊男・須藤定久(2002): 20万分の1地質図幅「甲府」, 産総研地質調査総合センター.
- 酒井 均・松久幸敬(1996): 安定同位体地球化学. 東京大学出版会, 東京, 403pp.
- Sato, K. (1991): Miocene granitoid magmatism at the island-arc junction, central Japan. *Modern Geology*, **15**: 367-399.
- 佐藤興平(2002): 群馬県南牧村砥沢の金鉱山跡調査報告(続)ー砥沢岩体のK-Ar年代と南牧周辺地域の新生代火成活動史ー. 群馬県立自然史博物館研究報告, (6): 59-74
- 佐藤興平(2003): 環日本海のメタロジェニー; 地殻構造と花崗岩系列. 資源環境地質学ー地球史と環境汚染を読むー. 資源地質学会, 東京, 61-70.
- 佐藤興平(2004): 妙義ー荒船ー佐久地域の火山岩類のK-Ar年代と火山フロントの後退. 群馬県立自然史博物館研究報告, (8): 109-118.
- 佐藤興平(2005): 荒船山の火山岩のK-Ar年代と本宿カルデラの火山活動史における意義. 群馬県立自然史博物館研究報告, (9): 11-27.
- 佐藤興平(2009a): 関東山地北西縁に産する大深山花崗岩質岩体のK-Ar年代. 群馬県立自然史博物館研究報告, (13): 69-76.
- 佐藤興平(2009b): 長野県東部のパイロフィライト鉱床: 余地および信陽鉱床の鉱化年代. 群馬県立自然史博物館研究報告, (13): 77-85.
- 佐藤興平(2010): 関東山地北西縁部の余地地域に分布する熱水変質帯の形成時期. 群馬県立自然史博物館研究報告, (14): 71-78.
- 佐藤興平(2011): 関東山地中央部の三頭山岩体: 化学組成と年代の予察的検討. 群馬県立自然史博物館研究報告, (15): 93-100.
- 佐藤興平(2012a): 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.
- Sato, K. (2012b): Sedimentary crust and metallogeny of granitoid affinity: Implications from the geotectonic histories of the circum-Japan Sea region, central Andes and southeastern Australia. *Resource Geology*, **62**: 329-351.
- 佐藤興平(2013): 山梨県初狩の高川山安山岩体: -Ar年代の予察的検討と南部フォッサマグナの構造発達史の考察. 群馬県立自然史博物館研究報告, (17): 87-98.
- 佐藤興平(2014): 丹沢山地の石割山トータル岩体の年代と南部フォッサマグナー関東山地の火成活動における意義. 群馬県立自然史博物館研究報告, (18): 129-144.
- 佐藤興平(2016a): 谷川岳花崗岩体の年代とフォッサマグナ地域における新第三紀の珪長質岩火成活動. 群馬県立自然史博物館研究報告, (20): 85-104.
- 佐藤興平(2016b): 巨石の天然記念物「岩神の飛石」の起源について. 群馬県立自然史博物館研究報告, (20): 133-140.
- 佐藤興平・石原舜三(1983): 甲府花崗岩体の帯磁率と化学組成. 地調月報, **34**: 413-427.
- 佐藤興平・南 雅代(2020): 榛名・小野子・子持火山の基盤を構成する火山岩類の岩石化学的特徴: 天然記念物「岩神の飛石」との比較. 群馬県立自然史博物館研究報告, (24): 43-52.
- 佐藤興平・柴田 賢(2016): 甲府花崗岩体のSr同位体組成. 群馬県立自然史博物館研究報告, (20): 111-120.
- 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ー第四紀火成岩類の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.
- 佐藤興平・由井俊三(2008): 関東山地北西縁に産する八千徳岩脈群のK-Ar年代. 群馬県立自然史博物館研究報告, (12): 45-54.
- 佐藤興平・柴田 賢・内海 茂(1989): 甲斐駒ヶ岳花崗岩質岩体のK-Ar年代と岩体冷却史ー赤石山地の地質構造形成史における意義ー. 地質雑, **95**: 33-44.
- 佐藤興平・鈴木正男・柴田 賢(1990): アパタイトのフィッシュン・トラック年代からみた丹沢岩体の冷却史と丹沢山地の変成作用. 地質雑, **96**: 69-72.
- 佐藤興平・石原舜三・柴田 賢(1992): 日本花崗岩図, 日本地質アトラス(第2版), 地質調査所.
- 佐藤興平・柴田 賢・内海 茂(2015a): 関東山地北縁部の異地性岩塊や礫岩に含まれる珪長質火成岩類の年代: 跡倉ナツブ実像解明の歴史と今後の課題. 群馬県立自然史博物館研究報告, (19): 69-94.
- 佐藤興平・柴田 賢・内海 茂(2015b): 甲府盆地周辺の花崗岩体の年代と南部フォッサマグナ地域の構造発達史における意義. 群馬県立自然史博物館研究報告, (19): 95-109.
- 佐藤興平・南 雅代・大島 治・鈴木和博・柴田 賢(2017): Sr同位体比からみた「岩神の飛石」の起源(予報). 群馬県立自然史博物館研究報告, (21): 29-38.
- 佐藤興平・竹内 誠・鈴木和博・南 雅代・柴田 賢(2018): 関東山地北西縁下仁田地域に産する珪長質火成岩体のU-Pbジルコン年代. 群馬県立自然史博物館研究報告, (22): 79-94.
- 佐藤興平・南 雅代・武者 巖・柴田 賢(2019a): 高崎の烏川に産する巨石「聖石」の起源. 群馬県立自然史博物館研究報告, (23): 49-56.
- 佐藤興平・小野晃司・松本哲一・中野 俊(2019b): 南部フォッサマグナの更新統足柄層群の塩沢層に挟まれる火砕岩層のK-Ar年代. 群馬県立自然史博物館研究報告, (23): 65-76.
- 佐藤興平・南 雅代・柴田 賢・武者 巖(2020): 巨石のSr同位体比と埋没木片の¹⁴C年代からみた前橋泥流. 群馬県立自然史博物館研究報告, (24): 31-42.
- 佐藤興平・南 雅代・池田信二・安部 久・武者 巖・中村俊夫(2021): 前橋の敷島公園に産する巨石「お艶ヶ岩」の起源. 群馬県立自然史博物館研究報告, (25): 65-74.
- 佐藤興平・南 雅代・武者 巖(2022): 前橋泥流の流下域に残存する安山岩塊の比重とSr同位体比. 群馬県立自然史博物館研究報告, (26): 91-104.
- 佐藤興平・南 雅代・若木重行・中野 俊(2023): 群馬・長野県境域に分布する新第三紀ー第四紀火成岩類のSr同位体比: 時空分布の予察的検討. 群馬県立自然史博物館研究報告, (27): 49-60.
- Sawaki, Y., Asanuma, H., Abe, M. and Hirata, T. (2020): U-Pb ages of granitoids around the Kofu basin: Implications for the Neogene geotectonic evolution of the South Fossa Magna region, central Japan. *Island Arc*, **29**: e12361.
- 沢村孝之助・大和栄次郎(1953): 5万分の1地質図幅説明書「諏訪」, 地質調査所.
- Shibata, K. and Ishihara, S. (1979): Initial ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr ratios of plutonic rocks from Japan. *Contrib. Mineral. Petrol.*, **70**: 381-390.
- 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ペグマタイトとK-Ar年代. 地調月報, **27**: 509-516.
- 柴田 賢・加藤祐三・三村弘二(1984): 甲府市北部の花崗岩類とその関連岩のK-Ar年代. 地調月報, **35**, 19-24.
- Shimazu, M., Kawano, Y., Kaji, K. and Igarashi, S. (1991): Chemical compositions and Sr,Nd isotope ratios of gabbroic xenoliths in calc-alkali andesites of Naeba and Torikabuto volcanoes, North Fossa Magna, central Japan. *Jour. Min. Petrol. Econ. Geol.*, **86**: 53-64.
- 杉村 新(1972): 日本付近におけるプレートの境界, 科学, **42**, 192-202.
- 田村芳彦(2011): 伊豆弧衝突帯における大陸地殻形成, 地学雑誌, **120**: 567-584.
- Taylor, H.P.Jr. (1968): The oxygen isotope geochemistry of igneous rocks. *Contrib. Mineral. Petrol.*, **19**: 1-71.
- Taylor, H.P.Jr. (1988): Oxygen, hydrogen, and strontium isotope constraints on the origin of granites. *Transactions Royal Soc. Edinburgh: Earth Sci.*, **79**: 317-338.
- 通商産業省(1975): 昭和49年度広域調査報告書 秩父地域. 通商産業省資源エネルギー庁, 56pp.
- Ueno, H. and Shibata, K. (1986): Radiometric ages of quartz diorite bodies related to the Chichibu pyrometamorphic deposits and their relevance to the metallogenic epoch. *Jour. Japan. Assoc. Mineral. Petrol. Econ. Geol.*, **81**: 77-82.
- Ueno, H. and Tonouchi, S. (1987): Paleomagnetic evidence for the timing of formation of the Chichibu pyrometamorphic deposits, Japan. *Econ. Geol.*, **82**: 1723-1731.
- 山下 昇編著(1995): フォッサマグナ, 東海大学出版会, 310pp.