

鳥取県東部, 駟馳山付近に分布する中新統鳥取層群駟馳山層とその地史的意義

羽地 俊樹^{1,*}・金山 恭子²・工藤 崇¹・菅森 義晃³・仁木 創太^{4,5}・平田 岳史⁵

HAJI Toshiki, KANAYAMA Kyoko, KUDO Takashi, SUGAMORI Yoshiaki, NIKI Sota and HIRATA Takafumi (2026) Stratigraphic and tectonic implications of the Middle Miocene Shichiyama Formation, Tottori Group, eastern Tottori Prefecture, Japan. *Bulletin of the Geological Survey of Japan*, vol. 77 (1), p. 1–20, 8 figs., 3 tables and 1 appendix.

Abstract: To reevaluate the Neogene stratigraphy, geological mapping was undertaken in the Shichiyama area of eastern Tottori Prefecture, Japan, coupled with detailed chronological and petrological analyses. To refine depositional ages and lithological characteristics, zircon U–Pb dating and K–Ar dating on plagioclase and hornblende were conducted, together with major-element geochemical analyses. The Neogene strata in the Shichiyama area comprise the Iwami Formation (ca. 17.1–16.4 Ma) and the Shichiyama Formation (ca. 15.3–15.1 Ma). The Shichiyama Formation consists of felsic pyroclastic rocks, intrusive rocks, and lava, and unconformably overlies the Iwami Formation. The Iwami Formation consists of marine deposits, whereas the pyroclastic facies of the Shichiyama Formation indicate deposition in a terrestrial environment. These observations indicate a marine regression during the early Middle Miocene, which has been widely recognized in the San'in region and is now corroborated by geological data from the eastern Tottori region. Our findings suggest that the regression associated with widespread folding in the San'in region is not consistent with the stratigraphic and chronological data from the eastern part of the region, indicating that the regression may not have resulted from crustal shortening. To further evaluate the causes of this regression, further precise data on the timing, magnitude, and spatial extent of the Middle Miocene uplift are required.

Keywords: geological mapping, Hokutan Group, Iwami Formation, K–Ar dating, major element chemical composition, Shinji Fold Belt, stratigraphy, Tango Formation, U–Pb dating

要 旨

鳥取県東部, 駟馳山地域の新第三系層序の解明のため, 地質調査, ジルコンU–Pb年代測定, 斜長石および普通角閃石K–Ar年代測定, 全岩主成分化学組成分析を実施した。駟馳山地域の新第三系は, 17.1–16.4 Ma頃の海成碎屑岩および火山碎屑岩, 貫入岩からなる岩美層と, それを不整合に覆う流紋岩～デイサイト火砕岩, 貫入岩および溶岩からなる駟馳山層に区分される。駟馳山層の火砕岩は陸上堆積物であり, 火砕岩の岩相から噴出源は駟馳山付近と推定される。年代測定結果から, 駟馳山層は15.3–15.1 Ma頃の中部中新統と判断され, 鳥取層群の上部に位置付けられる。鳥取地域において初めて, 西南日

本の他地域で認識されている中期中新世初頭の海退後の地層が確認された。駟馳山地域の層序および地質構造は, この海退と山陰沖に認められる褶曲の直接的な関連性を支持しない。

1. はじめに

西南日本各地には, 深海成層を主体とする下部中新統上部が広く分布しているが, それらの多くは中期中新世以降の陸成～浅海成層に不整合に覆われており, これは中期中新世初頭に広域的な海退(陸化)が生じたことを示している(例えば, 鹿野ほか編, 1991; 高安ほか, 1992; 糸魚川・柴田, 1992; 入月ほか, 2021)。海退の成因は, 四国海盆の浮揚性沈み込みや伊豆弧の衝突に伴う短

¹ 産業技術総合研究所 地質調査総合センター地質情報研究部門 (AIST, Geological Survey of Japan, Research Institute of Geology and Geoinformation)

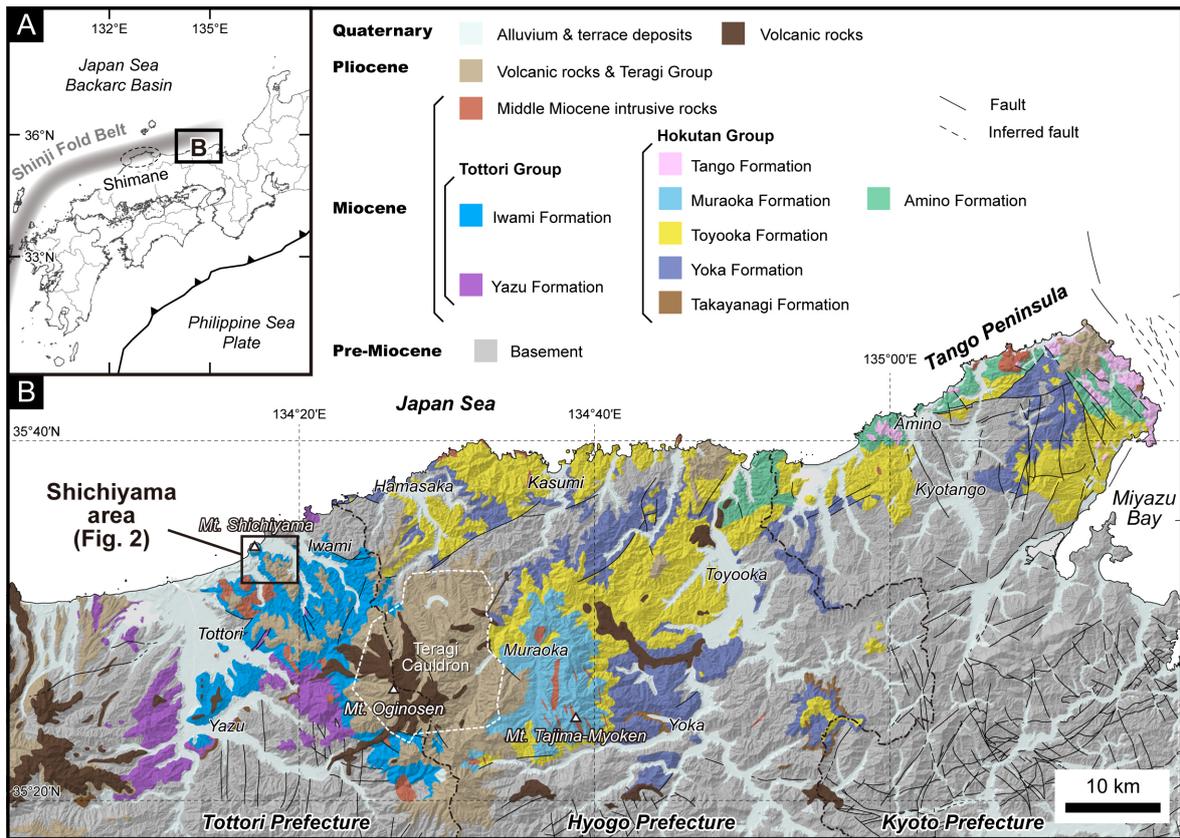
² 鳥取県立山陰海岸ジオパーク海と大地の自然館 (San'in Kaigan Geopark Museum of the Earth and Sea, Tottori Prefectural Government, Tottori 681-0001, Japan)

³ 鳥取大学 農学部 (Faculty of Agriculture, Tottori University, Tottori 680-0945, Japan)

⁴ 名古屋大学 宇宙地球環境研究所 年代測定研究部 (Division for Chronological Research, Institute for Space–Earth Environmental Research, Nagoya University, Aichi 464-8601, Japan)

⁵ 東京大学大学院 理学系研究科 地殻化学実験施設 (Geochemical Research Center, The University of Tokyo, Tokyo 113-0033, Japan)

* Corresponding author: HAJI, T., AIST Tsukuba Central 7, 1-1-1 Higashi, Tsukuba, Ibaraki 305-8567, Japan. Email: t-haji@aist.go.jp



第1図 A：西南日本のテクトニックセッティング。灰色の線はYamamoto (1993) およびYoon *et al.* (2014) に基づく宍道褶曲帯の位置を示す。B：山陰東部の地質図。産総研地質調査総合センター (2023) を改変。本報告で扱う駒馳山層は、本図では照来層群に含まれている。

Fig. 1 A: Tectonic map of southwest Japan. The grey line represents the Shinji Fold Belt based on Yamamoto (1993) and Yoon *et al.* (2014). B: Geological map of the eastern San'in region modified after Geological Survey of Japan, AIST (2023). The Shichiyama Formation discussed in this report is included within the Teragi Group in this figure.

縮テクトニクスなどに求められることが多いが(例えば, Yamaji and Yoshida, 1998; 鹿野, 2018; 中嶋, 2018), 統一的な見解には至っていない。

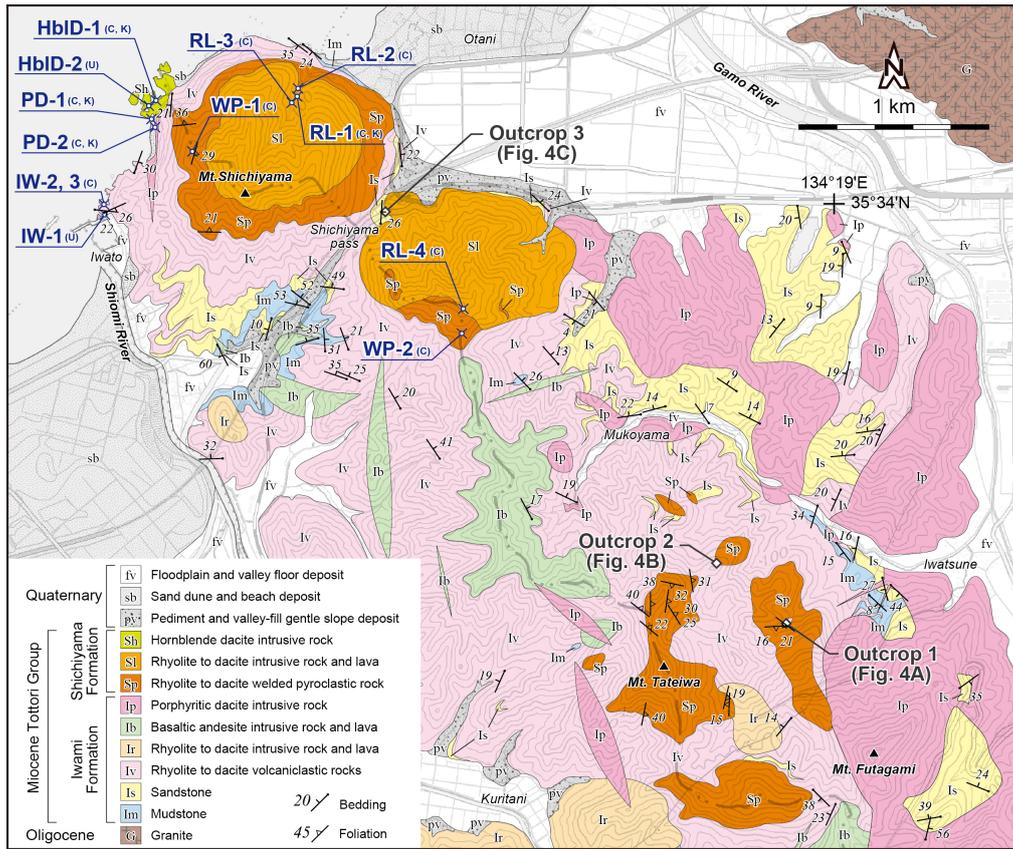
海退の成因を短縮テクトニクスに求める主要な論拠の一つは, 山陰地方における層序と地質構造である(例えば, 鹿野, 2018; 中嶋, 2018)。山陰地方には, 宍道褶曲帯 (Otuka, 1937; 多井, 1973) と呼ばれる大規模な褶曲が認められる(第1図)。この褶曲が陸上に露出する島根地域の研究では, 中部中新統下部の層序が示す海退が宍道褶曲帯の形成と同時期の事象とみなされ(例えば, 鹿野ほか, 1991), 短縮変形を反映したものと解釈されてきた(例えば, 鹿野ほか編, 1991; Yamaji and Yoshida, 1998)。しかし, 宍道褶曲帯の形成時期は中期中新世末期以降とする見解もあり(例えば, Lee *et al.*, 2011; Kim *et al.*, 2019; Ushimaru and Yamaji, 2023), 海退との関係は依然として不明確である。したがって, 海退と褶曲の関係性を明らかにするためには, 島根地域のみならず山陰地方広域における中期中新世の地史を詳細に把握する必要

がある。

山陰地方において中期中新世の地史の理解が特に遅れている地域として, 山陰東部が挙げられる。山陰東部に分布する新第三系は, 1960年頃の研究により中新統の北但層群(兵庫県~京都府域)と鳥取層群(鳥取県域), それらを不整合に覆う鮮新統照来層群に区分された(例えば, 弘原海・松本, 1958; 池辺, 1963; 池辺ほか, 1965)。しかし, 近年では従来の層序区分の問題が指摘されている(例えば, 先山・松原, 2012)。

特に重要な指摘は, 鮮新統に区分されていた地層の一部が中新統と判明したことである。従来, 鮮新統照来層群は兵庫県北西部にまとまって分布するほか, 山陰東部各地の中新統を覆って, あるいは貫いて小規模に点在するとされていた(第1図; 例えば, 池辺, 1963)。このうち, 兵庫県北西部の照来層群主部では, 現在までに層序, 年代, 重力異常など様々な観点から研究がなされ, 照来コールドロン(小室ほか, 2002; 第1図)の形成に伴って形成された地層で, 形成時期は後期鮮新世~前期更新世

鳥取県東部、駟馳山付近に分布する中新統鳥取層群駟馳山層（羽地ほか）



第2図 駟馳山地域における新第三系の分布と試料採取地点を示す地質図。引き出し線は、試料採取地点と露頭地点を示す。試料名に付随する括弧内文字は分析用途を示しており、Cは全岩主成分化学組成分析、KはK-Ar年代測定、UはU-Pb年代測定に使用したことを示す。基図は国土地理院発行の数値地図に基づく。等高線間隔は20 m。

Fig. 2 Geological map showing the Neogene distribution and the sample localities in the Shichiyama area. Leader lines indicate sample locations and outcrop names. Letters in parentheses following sample names denote analytical purposes: C for whole-rock chemical composition analysis, K for K-Ar dating, and U for U-Pb dating. The base topographic map is derived from the Digital Map of Japan, published by the Geospatial Information Authority of Japan. Contour interval is 20 m.

と判明している（例えば、古山・長尾，2004；羽地ほか，2023）。一方、照来コールドロンから離れて点在するいくつかの地質体では年代測定が実施され、いずれも中新世の年代値が報告された（例えば、先山・松原，2012；羽地・山路，2017；辻野，2019）。この結果から、照来コールドロンから離れた地域に点在する“照来層群”は実際には鮮新統ではなく中新統である公算が大きく、層序学的位置付けの再検討が必要な状況となった。

このような背景の下、今回著者らは、照来コールドロンから約10 km北西に位置し、先行研究で鮮新統照来層群に区分されていた地層が分布する鳥取県東部の駟馳山地域（第1図）に着目した。駟馳山地域には中新統鳥取層群の上部を構成する海成層を不整合に覆う地層が存在するとされ、照来層群に対比された例がある（池辺，1963；松本，1991）。しかし、その後の再検討は行われていない。

本地層は溶岩（一部は貫入岩）と溶結凝灰岩から構成されると記載されており（松本，1991）、陸上堆積層であ

ることが示唆される。したがって、他の“照来層群”とみなされた地層と同様に本層が中新統であるならば、駟馳山地域の層序には中期中新世の海退が記録されていることになる。山陰東部において中期中新世の海退は、これまで京都府丹後半島（第1図）以外では確認されておらず、同地域の層序および地質構造は、山陰東部の地史に重要な制約条件を提供すると期待される。

そこで本研究では、駟馳山地域の新第三系層序の解明を目的に、地質調査・年代測定・全岩主成分化学組成分析を実施した。その結果、駟馳山地域の新第三系はすべて中新統で構成されることと、前期中新世の海成層を不整合に覆う中期中新世の陸成層が存在することが判明した。本論では、この中部中新統を「駟馳山層」と再定義し、その地史的意義を述べる。

2. 地質

本研究で作成した駟馳山地域の地質図を第2図に、地

質図の一次データであるルートマップを付図1に示す。駒馳山地域は、鳥取県鳥取市と岩美郡岩美町の境界部に位置する(第1図;第2図)。地域中央部に位置する鳥取市と岩美町の境界をなす稜線^{たていみやま}上には、標高314 mの駒馳山および標高393 mの立岩山^{たていみやま}が、立岩山の南東には標高333 mの二上山^{ふたがみやま}が位置する。

駒馳山地域の地質は、古第三系漸新統の花崗岩、下部・中部中新統の火山岩および堆積岩からなる鳥取層群、第四系の斜面堆積物・砂丘堆積物・氾濫原堆積物などから構成される(第2図)。本地域の中新統鳥取層群は、下位より岩美層(上村ほか, 1979)と、それを不整合に覆う駒馳山層からなる。

本論における駒馳山層は、従来の研究で「駒馳山粗面岩質安山岩」の地層名で記載され、鮮新統照来層群の一部として扱われてきた地層に相当する(池辺, 1963; 池辺ほか, 1965)。しかし、今回の年代測定により、本層が中部中新統と判明したため、本論では鳥取層群の構成要素とみなし、「駒馳山層」と改称・再定義する。以下では、まず岩美層の概要を述べ、続いて駒馳山層の記載を行う。

2.1 岩美層の概要

鳥取層群岩美層は、様々な碎屑岩と火山岩および火山碎屑岩が複雑な指交関係にある地層である(上村ほか, 1979; 松本, 1986, 1991)。岩美層は「諸鹿礫岩層」^{もろが}「普含寺泥岩層」^{ふがんじ}など複数の部層に区分されている(例えば、上村ほか, 1979)。しかし、これらの部層区分は岩相層序の観点から再検討の必要性が指摘されている(Haji, 2024; 羽地ほか, 2024)。そのため、本論では岩美層について従来の部層区分は採用せず、その岩相区分を示すにとどめておく(第2図)。

本層を構成する碎屑岩は、下部が陸成の礫岩および砂岩、中・上部は主に深海成の泥岩(一部、砂岩)からなる。下部と中部の境界部には浅海成の砂岩および泥岩を挟む(例えば、松本, 1986; 羽地ほか, 2022)。火山岩および火山碎屑岩は、珪長質のものを主体として、中間質～苦鉄質のものも認められる。火山岩および火山碎屑岩は、主に中・上部の碎屑岩と指交するかもしくはそれら^を貫く。

岩美層の堆積年代の下限は、同層下部のジルコンU-Pb年代に基づいて18 Ma頃と制約されている(例えば、羽地ほか, 2022, 2024)。一方、同層上限については強い年代制約はない。ただし、岩美層中部から産する示準化石や、岩美層および同層に対比される北但層群村岡層(第1図)から報告された放射年代値などから、堆積年代の上限は16.5 Maよりも若いと想定されている(羽地ほか, 2022, 2024)。

駒馳山地域に分布する岩美層は、岩相層序から同層上部に相当すると考えられている(松本, 1991)。本地域の岩美層は、泥岩(Im)、砂岩(Is)、流紋岩～デイサイト

火山碎屑岩(Iv)、流紋岩～デイサイト貫入岩および溶岩(Ir)、玄武岩質安山岩貫入岩および溶岩(Ib)、斑状デイサイト貫入岩(Ip)から構成される(第2図:以降、岩相名に付与する岩相記号はいずれも第2図に示すものである)。主体をなすのは流紋岩～デイサイト火山碎屑岩(Iv)で、泥岩(Im)および砂岩(Is)はこれと指交関係にある。流紋岩～デイサイト貫入岩および溶岩(Ir)と玄武岩質安山岩貫入岩および溶岩(Ib)は、それらを主に貫き、一部は指交関係にある。斑状デイサイト貫入岩は岩美層の他岩相すべてを貫くが、後述する通り駒馳山層の貫入岩に貫かれることと、岩美層堆積期と想定される年代値が得られたことから、本層に区分した。

駒馳山地域に分布する岩美層の泥岩では、海成層を示す生痕化石*Phycosiphon*がしばしば認められるほか、深海環境を示す底生有孔虫化石の報告がある(野村・松本, 1990)。流紋岩～デイサイト火山碎屑岩や砂岩は、泥岩と指交関係にあり、それを偽礫としても取り込んでいる。岩美層を構成する溶岩の一部には水冷破砕が認められ、水中環境での堆積が示唆される。以上から、本地域に分布する岩美層は海成層と判断される。

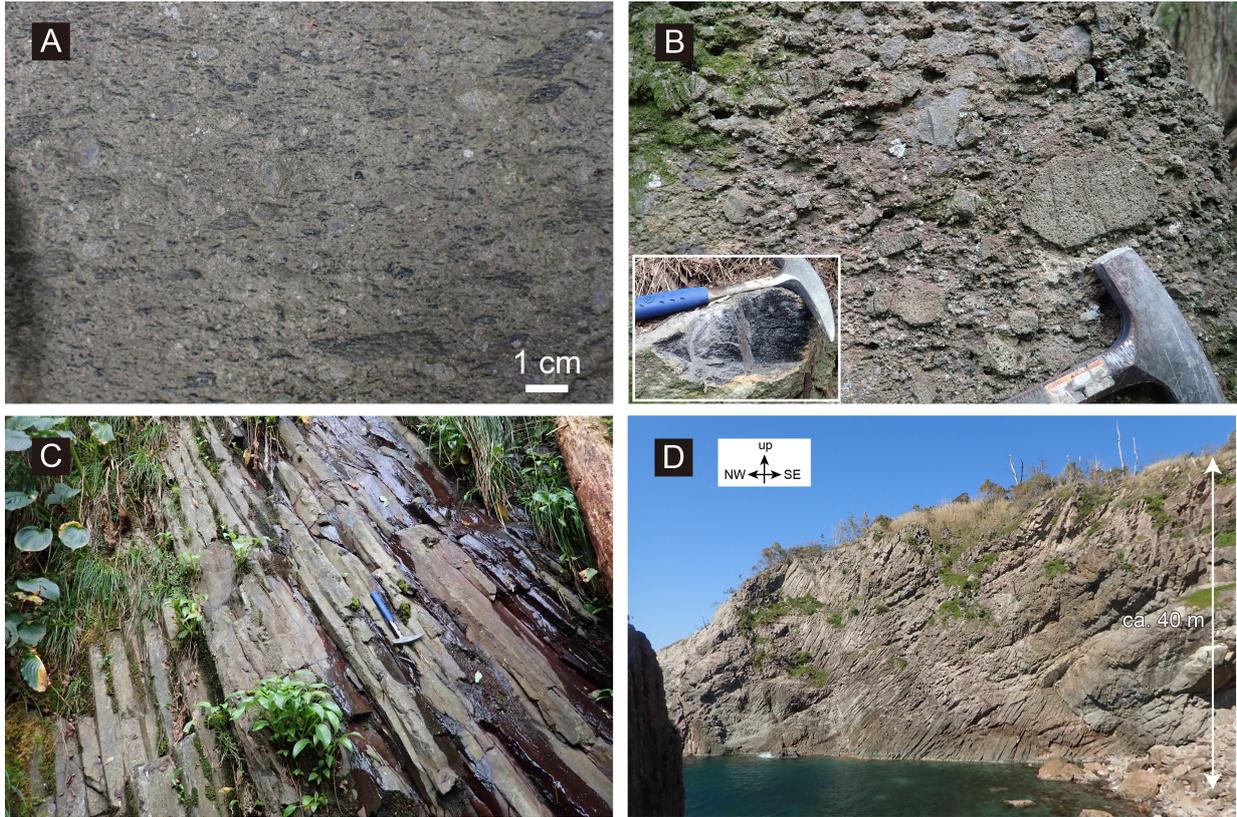
駒馳山地域の岩美層は全体としては20度未満の緩傾斜の姿勢を示し、顕著な褶曲は認められない(第2図)。60度程度まで傾いた姿勢を示す地域も存在するが、そのようなものは局所的で、火成岩の強制貫入やスランプによるものと判断される。

2.2 駒馳山層の記載

【地層名】池辺(1963)は、照来層群を構成する「上部火山岩層」の一部層として「駒馳山粗面岩質安山岩」を命名・定義し、駒馳山から立岩山にかけての稜線沿いにその分布を示した。本論では、この「駒馳山粗面岩質安山岩」を改称・再定義し、これを鳥取層群に属する「層」単元の地質体とし、「駒馳山層(Shichiyama Formation)」とする。

なお、駒馳山の地名は、「駒馳山砂岩泥岩層」として岩美層を構成する一部の碎屑岩を指す部層相当の地層名に用いられた例がある(鳥取県, 1966; 上村ほか, 1979; 松本, 1986, 1991)。しかし、この命名は「駒馳山粗面岩質安山岩」(池辺, 1963)の提唱後であり、「日本地質学会地層命名の指針」による「地層名に関する先取権の尊重」に抵触する。この観点から、本論では池辺(1963)による「駒馳山粗面岩質安山岩」に地層名^の先取権があるとみなし、これを改称・再定義して「駒馳山層」とした。

【定義】池辺(1963)では、「駒馳山粗面岩質安山岩」の分布が5万分の1縮尺の地質図で示されているものの、その定義は明示されていない。そこで本論では、駒馳山層を「駒馳山～立岩山～二上山付近に分布し、岩美層を不整合に覆う主に火山岩からなる地層」と再定義する。本層は鳥取層群最上部を構成し、陸上堆積したデイサイト～流紋岩質の火砕岩、貫入岩および溶岩から構成される。



第3図 駟馳山層の岩相を示す露頭写真。A：流紋岩～デイサイトの溶結火山礫凝灰岩（火砕流堆積物）。B：溶結火山角礫岩（降下火砕堆積物）。小窓は黒曜岩状火山岩ブロックの断面を示す。C：流紋岩溶岩。D：普通角閃石デイサイト貫入岩。

Fig. 3 Photographs showing lithofacies of the Shichiyama Formation. A: Rhyolite to dacite welded lapilli tuff (pyroclastic flow deposit). B: Welded pyroclastic breccia (pyroclastic fall deposit). A small window shows the lithofacies of an obsidian-like volcanic block. C: Rhyolite lava. D: Hornblende dacite intrusive rock.

【**模式地**】池辺（1963）では「駟馳山粗面岩質安山岩」の模式地は明示されていない。そのため、本論により「鳥取市および岩美町の境界部に位置する駟馳山周辺」（第2図）とする。

【**分布**】駟馳山～立岩山～二上山を構成する尾根付近に点在する。本論の筆頭著者は、駟馳山から北方約10 km、南方約8 km、西方約5 km、東方約20 kmの範囲内の陸域で地質踏査を実施したが、駟馳山地域外で本層に相当する地層は確認されなかった。

【**地質構造**】主に塊状岩相からなるため構造は明瞭ではない。一部では溶結レンズからなる面構造が認められる。この面構造は局所的にはある方向に集中する傾向があるが、広域的には傾斜方向がばらつく（第2図）。したがって、火砕岩が埋積した古地形面を反映している可能性があり、堆積後の広域テクトニクスによる変形に起因するものとは考え難い。

【**層厚**】地質構造が明らかではないため不明確だが、水平層と仮定すれば最大約300 mと見積もられる。

【**岩相**】駟馳山層は流紋岩～デイサイト溶結火砕岩（Sp），

流紋岩～デイサイト貫入岩および溶岩（Sl），普通角閃石デイサイト貫入岩（Sh）から構成される。

【**流紋岩～デイサイト溶結火砕岩（Sp）**：本岩相は駟馳山～立岩山～二上山付近に広く分布する。岩美層を不整合に覆い、流紋岩～デイサイト貫入岩および溶岩（Sl）に主に貫入される関係にある。層厚は最大で約240 mである。

黒色～暗灰色～暗褐色を呈する塊状硬質な流紋岩～デイサイト溶結火砕岩である。ほとんどの地域では溶結火山礫凝灰岩から構成されるが、駟馳山西部（試料WP-1の採取地点およびその南方；第2図）では局所的に溶結火山角礫岩が認められる。

溶結火山礫凝灰岩は、長径6 cm以下で主にレンズ状を呈する本質物を含み、基質支持で多量の結晶片や石質岩片を含む不淘汰な岩相からなることから、火砕流堆積物と判断される（第3図A）。本質レンズ中には斜長石、直方輝石、単斜輝石、不透明鉱物の斑晶を少量含み、基質中には黒雲母が認められることもある。

溶結火山角礫岩は、長径30 cm以下で黒色光沢を示す黒曜岩状の火山岩塊および火山礫から構成される。礫支

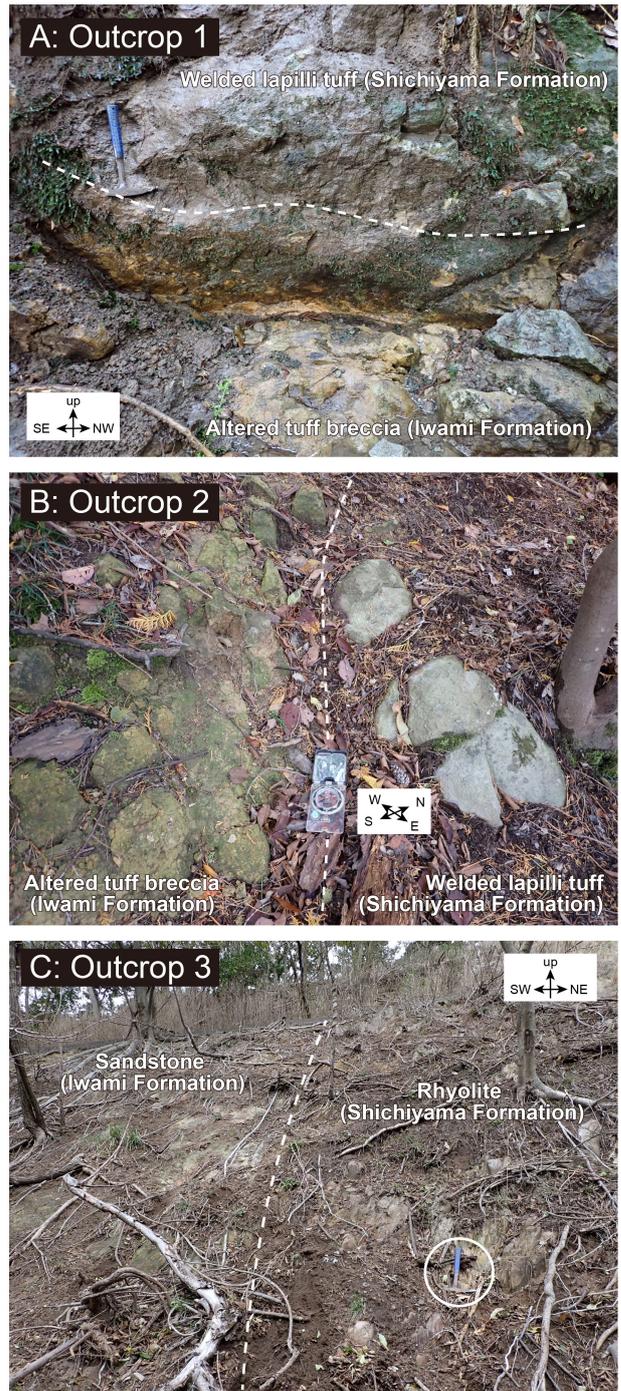
持であり細粒な基質を欠くことや、溶岩餅状の形体を示すものも含まれることから、火口近傍で堆積した降下火砕堆積物と判断される(第3図B)。斑晶鉱物として斜長石、直方輝石、単斜輝石および不透明鉱物斑晶を含む。**流紋岩～デイサイト貫入岩および溶岩 (SI)**：本岩相は、駒馳山において山体北東部を構成するほか、駒馳山峠南東方にも分布する(第2図)。両者ともに長径700 m～1 km程度でドーム状の岩体をなす。柱状節理が明瞭に発達した灰色を呈する流紋岩～デイサイトからなる(第3図C)。本岩相は、主に斜長石、単斜輝石、直方輝石および不透明鉱物の斑晶を少量含む流紋岩からなり、一部に無斑晶状のものも認められる。しばしば流理が認められる。

本岩相は、角礫化などの明瞭に溶岩と判断できる特徴が認められないことから、主に貫入岩と考えられる。しかし、次項「層序関係」で述べる通り、一部は溶岩である可能性が指摘されるため、本論では「貫入岩および溶岩」として記載した。

普通角閃石デイサイト貫入岩 (Sh)：駒馳山北西部に位置する岬において、東西、南北ともに約250 mの範囲に分布が認められる。おおむね東西ないし北東方向の境界で母岩を貫き、その北西側の海域に連続して分布するものと判断される。分布形状から、本貫入岩体の主部は海域に存在し、陸域で見られるのは岩体南東縁と考えられる。本岩相は桃色～白色を呈する普通角閃石デイサイトからなり、板状節理や流理構造が認められる(第3図D)。斑晶鉱物として斜長石、普通角閃石、不透明鉱物を含む。**【層序関係】**流紋岩～デイサイト溶結火砕岩 (Sp)は岩美層をアバット不整合に覆う。流紋岩～デイサイト (SI)は主に同層を貫く貫入岩と考えられるが、一部は溶岩の可能性が指摘される。普通角閃石デイサイト (Sh)は岩美層を貫く。

岩美層と駒馳山層火砕岩 (Sp)の不整合関係は、立岩山北東方の2つの露頭(露頭1、露頭2)で確認できる(第2図)。両地点において両層はともに火山碎屑岩から構成されるが、岩美層は基質が褐色を呈するやや軟質化した変質凝灰角礫岩からなり、駒馳山層は主に灰色～暗灰色を呈する硬質な溶結火山礫凝灰岩からなることから識別される。露頭1では、駒馳山層が岩美層を比較的緩傾斜な境界で覆う(第4図A)。一方、露頭2では両層の境界は北西-南東走向で高角な姿勢をなす(第4図B)。

分布から推定される岩美層-駒馳山層火砕岩の境界は、露頭1・露頭2で観察されるように姿勢が著しく異なる(第2図；付図1)。特に立岩山周辺における駒馳山層の分布は、等高線とは著しく不調和で、尾根上および沢底に点在する(第2図；付図1)。しかし、いずれの地域でも標高的下方に岩美層、上方に駒馳山層火砕岩が分布するという大局的な配置であり、逆転することはない。また、調査地域内で規模の大きな断層露頭は見いだされて



第4図 岩美層と駒馳山層の関係を示す露頭写真。A, B：不整合境界。C：貫入境界。破線は層境界を示す。位置は第2図に示す。

Fig. 4 Photographs showing the outcrops between the Iwami and Shichiyama formations. A and B: Unconformity boundaries. C: Intrusive boundary. Dashed lines indicate the formation boundary. Localities are shown in Fig. 2.

第1表 分析試料一覧.

Table 1 List of samples analyzed in this study.

| Sample No. | Locality | | Whole-rock major element analysis | K-Ar dating | | U-Pb dating | |
|---|--------------|---------------|-----------------------------------|-------------|--------------|--------------|--------------|
| | Latitude (N) | Longitude (E) | | Mineral | Age (Ma, 2σ) | Mineral | Age (Ma, 2σ) |
| Iwami Formation | | | | | | | |
| 1. Rhyolite to dacite volcanoclastic rocks | | | | | | | |
| IW-1 | 35°33'58" | 134°16'28" | — | — | Zircon | 17.07 ± 0.21 | |
| IW-2 | 35°34'00" | 134°16'28" | ○ | — | — | — | |
| IW-3 | 35°34'00" | 134°16'28" | ○ | — | — | — | |
| 2. Porphyritic dacite intrusive rock | | | | | | | |
| PD-1 | 35°34'15" | 134°16'38" | ○ | Plagioclase | 15.18 ± 0.41 | — | |
| PD-2 | 35°34'13" | 134°16'38" | — | — | — | Zircon | 16.39 ± 0.13 |
| 3. Ryolite to dacite welded pyroclastic rocks | | | | | | | |
| WP-1 | 35°34'09" | 134°16'47" | ○ | — | — | — | |
| WP-2 | 35°33'38" | 134°17'42" | ○ | — | — | — | |
| Shichiyama Formation | | | | | | | |
| 4. Rhyolite to dacite intrusive rock and lava | | | | | | | |
| RL-1 | 35°34'18" | 134°17'08" | ○ | Plagioclase | 16.27 ± 0.86 | — | |
| RL-2 | 35°34'19" | 134°17'09" | ○ | — | — | — | |
| RL-3 | 35°34'18" | 134°17'08" | ○ | — | — | — | |
| RL-4 | 35°33'42" | 134°17'43" | — | — | — | Zircon | 15.33 ± 0.13 |
| 5. Hornblende dacite intrusive rock | | | | | | | |
| HblD-1 | 35°34'18" | 134°16'40" | ○ | Hornblende | 15.49 ± 0.60 | — | |
| HblD-2 | 35°34'17" | 134°16'37" | — | — | — | Zircon | 15.10 ± 0.18 |

おらず、駟馳山層火砕岩の分布を説明するために複雑な断層系を想定する根拠はない。以上から、駟馳山層火砕岩は岩美層をアバット不整合に覆っており、基底面は複雑な形状をなすと判断される。

駟馳山峠に位置する露頭3では、流紋岩～デイサイト(SI)を構成する流紋岩が、岩美層を構成する砂岩を貫く貫入関係が観察される(第4図C)。露頭3以外では、流紋岩～デイサイト(SI)と他岩相との関係を示す露頭は確認されていない。しかし後述するように、流紋岩～デイサイト(SI)は斑晶鉍物組み合わせ(斜長石+直方輝石+単斜輝石+不透明鉍物)などの記載岩石学的特徴(3章)や全岩主成分化学組成(4章)が、駟馳山層火砕岩(Sp)を構成する降下火砕堆積物と類似しており、一連の火山活動による産物と考えられる。また、駟馳山付近において本岩相はドーム状の形態を示し、降下火砕堆積物よりも標高的に上方に分布する(第2図; 付図1)。これらの特徴から、駟馳山における本岩相は溶岩ドームを構成しており、その上部は下位層を覆う溶岩である可能性が高い。

普通角閃石デイサイト(Sh)は、駟馳山北西部に分布し、岩美層を構成する流紋岩～デイサイト火山砕屑岩(Iv)および斑状デイサイト(Ip)の岩脈と不調和に分布することから、これらを貫く貫入関係にあると判断される(第2図; 付図1)。

3. 試料と岩石記載

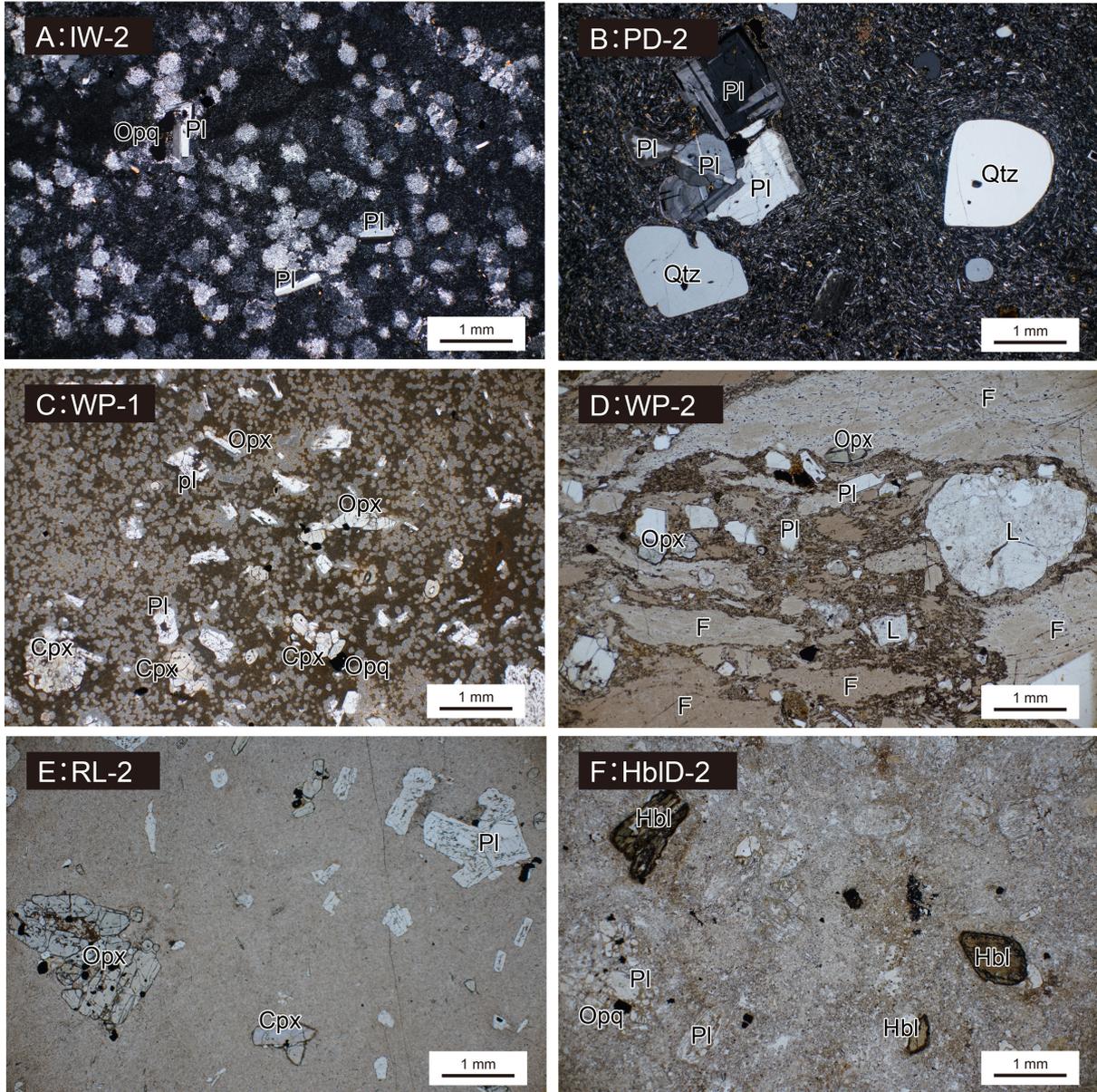
岩美層および駟馳山層の年代と岩石学的特徴を検討するため、両層から試料を採取した。採取した試料の一覧を第1表に、採取地点を第2図に示す。

3.1 岩美層 流紋岩～デイサイト火山砕屑岩(Iv)

岩美層の流紋岩～デイサイト火山砕屑岩からは、駟馳山西部の海岸部において、軽石火山礫凝灰岩試料IW-1と凝灰角礫岩を構成する流紋岩火山岩塊試料IW-2, 3を採取した(第2図)。試料IW-1はU-Pb年代測定に、試料IW-2, 3は全岩化学組成分析に用いた(第1表)。

駟馳山西部に分布する岩美層の流紋岩～デイサイト火山砕屑岩は、凝灰角礫岩、火山礫凝灰岩、凝灰岩の互層からなる。これらは椿色～暗灰色～灰色を呈する無斑晶状流紋岩の火山岩塊および火山礫、白色～淡褐色を呈する軟質で無斑晶状の軽石火山礫、淡褐色～黄褐色を呈する火山灰から構成される。

試料IW-1を採取した軽石火山礫凝灰岩層は、長径3cm以下の白色を呈する無斑晶状の軽石、暗灰色を呈する無斑晶状流紋岩火山礫と淡褐色を呈する基質の火山灰で構成される。試料IW-1は軽石火山礫を多く含む部分から採取した。



第5図 分析試料の記載岩石学的特徴を示す顕微鏡写真。A：凝灰角礫岩中の無斑晶状流紋岩火山岩岩塊 (IW-2)。B：斑状デイサイト岩脈 (PD-2)。C：火山角礫岩中の火山弾 (WP-1)。D：溶結火山礫凝灰岩 (WP-2)。E：斜方輝石単斜輝石流紋岩溶岩 (RL-2)。F：普通角閃石デイサイト貫入岩 (HblID-2)。Cpx：単斜輝石，Opx：直方輝石，Hbl：普通角閃石，Pl：斜長石，Qtz：石英，Opq：不透明鉱物，F：フィアメ (本質レンズ)，L：岩片。試料採取位置は第2図に示す。

Fig. 5 Photomicrographs showing petrographic features of the analyzed samples. A: Aphyric rhyolite volcanic block in the tuff breccia (IW-2). B: Porphyritic dacite dike (PD-2). C: Volcanic bomb in the pyroclastic breccia (WP-1). D: Welded lapilli tuff (WP-2). E: Orthopyroxene-clinopyroxene rhyolite lava (RL-2). F: Hornblende dacite intrusive rock (HblID-2). Cpx: clinopyroxene, Opx: orthopyroxene, Hbl: hornblende, Pl: plagioclase, Qtz: quartz, Opq: opaque mineral, F: fiammes, L: lithic fragment. Sample localities are shown in Fig. 2.

試料IW-2, 3は、斑晶量の極めて少ない流紋岩火山岩塊である(第5図A)。フェルシティック組織を示す石基中に、長径4.0 mm以下で長柱状～短柱状の自形～半自形を呈する斜長石、長径0.6 mm以下で方解石に置換された短柱状鉱物の仮像と長径0.2 mm以下の粒状の不透明鉱物が

散在する。

3.2 岩美層 斑状デイサイト貫入岩 (Ip)

岩美層の斑状デイサイト貫入岩の試料は、駟馳山西海岸において岩美層の火山碎屑岩 (Iv) を貫く厚さ約60 m

の南北性岩脈から採取した(第2図)。本岩脈は板状節理や柱状節理が発達した灰色～明灰色を呈する斑状のデイサイトからなり、肉眼でも目立つ長径5 mm程度の斜長石と石英の斑晶を含む。本岩脈からPD-1, 2の2試料を採取し、試料PD-1を全岩化学組成分析とK-Ar年代測定に、試料PD-2をU-Pb年代測定に用いた(第1表)。

試料PD-1, 2は、長径5 mm以下の斜長石および石英の斑晶が目立つ斑状組織を示す(第5図B)。長径2 mm以下の黒雲母の斑晶も少量含む。斜長石斑晶の多くは長柱状～短柱状の自形もしくは破片状の半自形を呈する。斜長石の斑晶には汚濁帯を伴うものが多く、蜂の巣状構造を示すものも認められる。石英の斑晶は、丸みを帯びて湾入部のある融食形を示す。黒雲母斑晶は他形を呈し、結晶周縁はオパサイト化もしくは粘土鉱物化している。斜長石斑晶からなる集斑晶がしばしば認められる。石基は主に短冊状の斜長石、粒状の単斜輝石、粒状の不透明鉱物からなり、それらの粒間を隠微晶質物質と変質鉱物が埋めている。

3.3 駟馳山層 流紋岩～デイサイト溶結火砕岩 (Sp)

駟馳山層の流紋岩～デイサイト溶結火砕岩からは全岩化学組成用に2試料(WP-1, 2)を採取した(第1表)。試料WP-1は駟馳山に分布する火山角礫岩(降下火砕堆積物)を構成する火山岩塊、試料WP-2は駟馳山南東方の尾根に露出する溶結火山礫凝灰岩(火砕流堆積物)である(第2図)。

火山岩塊試料WP-1は、黒色光沢があり黒曜岩状を呈する。石基は完全に脱ガラス化した隠微晶質物質からなり、褐色を呈する細粒基質の中にやや粗粒な明色部が斑点状に産する組織を示す(第5図C)。このような基質中に斜長石、直方輝石、単斜輝石の斑晶が散在する。斜長石斑晶は長径1.7 mm以下で半自形～他形を呈し、多くが蜂の巣状構造を示す。直方輝石の斑晶は長径1.0 mm以下で、長柱状から短柱状の自形～半自形を呈する。単斜輝石の斑晶は長径1.4 mm以下で、短柱状～粒状の自形～半自形を呈する。直方輝石および単斜輝石の斑晶には不透明鉱物を包有するものがある。不透明鉱物は長径0.3 mm以下で、粒状を呈する。以上の斑晶鉱物はしばしば集斑晶を形成する。

溶結火山礫凝灰岩試料WP-2は、ユータキシティック組織を示す(第5図D)。溶結した本質物と結晶片を多く含み、石質岩片も認められる。本質物は溶結してレンズ状形体を示すものが多い。本質物は主に透明～淡褐色を呈するガラスと一部脱ガラス化した隠微晶質物質からなり、内部に少量の斜長石、直方輝石、単斜輝石、不透明鉱物の斑晶を含む。結晶片は主に斜長石、直方輝石、単斜輝石、不透明鉱物からなり、まれに黒雲母が認められる。結晶片はいずれも破片状で、各鉱物の長径は斜長石で1.4 mm以下、直方輝石で1.2 mm以下、単斜輝石で0.8

mm以下、不透明鉱物で0.3 mm以下、黒雲母で0.2 mm以下である。岩片は長径4.0 mm以下で、変質した安山岩や、微文象組織を示す花崗岩などからなる。

3.4 駟馳山層 流紋岩～デイサイト貫入岩および溶岩 (Si)

駟馳山層の流紋岩～デイサイト貫入岩および溶岩からは4試料(RL-1-4)を採取した(第2図)。全岩化学組成分析を試料RL-1-3に、K-Ar年代測定を試料RL-1に、U-Pb年代測定を試料RL-4に対して実施した(第1表)。

試料RL-1-3は斑状組織を示すものの、斑晶量は比較的少ない(第5図E)。斑晶は斜長石、直方輝石、普通輝石、不透明鉱物からなる。斜長石斑晶は長径1.7 mm以下で、長柱状～短柱状の自形～他形を呈する。斜長石斑晶の多くはガラスを包有し、蜂の巣状構造を示す。直方輝石斑晶は長径1.4 mm以下で、長柱状～短柱状の自形～半自形を呈する。単斜輝石斑晶は長径1.4 mm以下で、長柱状から粒状の自形～半自形を呈する。直方輝石および単斜輝石斑晶には不透明鉱物を包有するものがある。不透明鉱物斑晶は長径0.4 mm以下で、粒状を呈する。以上の斑晶鉱物はしばしば集斑晶を形成する。石基は、細粒な不透明鉱物、針状～粒状の隠微晶質物質および淡褐色のガラスからなる。

試料RL-4はRL-1-3と比較して斑晶量が特に少ない。フェルシティック組織を示す石基中に、長径最大1 mm程度の自形で長柱状～短柱状を呈する自形の斜長石、粘土鉱物に完全に置換された同定不能な長柱状の仮像、粒状の不透明鉱物、短柱状の自形を呈するジルコンが極少量含まれる。

3.5 駟馳山層 普通角閃石デイサイト貫入岩 (Sh)

駟馳山層の普通角閃石デイサイト貫入岩からは、駟馳山北西部の海岸沿いにおいてHbID-1, 2の2試料を採取した(第2図)。試料HbID-1は全岩化学組成分析とK-Ar年代測定に、試料HbID-2はU-Pb年代測定に用いた(第1表)。

試料HbID-1, 2は斑状組織を示す(第5図F)。斑晶鉱物は斜長石、普通角閃石、不透明鉱物からなる。そのほか、粘土鉱物に完全に置換された柱状鉱物の仮像が認められる。斜長石斑晶は、長径1.5 mm以下で多くは長柱状の自形である。斜長石の斑晶には蜂の巣状構造を示すものや、縁が丸みを帯びた他形のものも認められる。普通角閃石の斑晶は長径1.5 mm以下で、長柱状の結晶の角が取れた半自形～他形を呈し、結晶周縁がオパサイト化している。普通角閃石の斑晶には、不透明鉱物を内包するものがある。不透明鉱物の斑晶は、長径0.3 mm以下で粒状を呈する。以上の斑晶鉱物は、しばしば集斑晶を形成する。石基は、粒状の不透明鉱物や針状～短冊状の隠微晶質物質からなる。全体として変質しており、斜長石斑晶の多くでは一部が粘土鉱物化しているほか、粒間や孔隙にはシ

第2表 全岩主成分化学組成.

Table 2 Whole-rock major element chemical compositions.

| Sample No. | IW-1 ¹⁾ | IW-2 ¹⁾ | PD-1 ²⁾ | WP-1 ¹⁾ | WP-2 ¹⁾ | RL-1 ²⁾ | RL-2 ¹⁾ | RL-3 ¹⁾ | HbID-1 ²⁾ |
|----------------------------------|--------------------|--------------------|--------------------|--------------------|--------------------|--------------------|--------------------|--------------------|----------------------|
| Major element (wt.%) | | | | | | | | | |
| SiO ₂ | 73.38 | 72.37 | 69.25 | 71.01 | 73.69 | 70.32 | 71.88 | 72.09 | 70.13 |
| TiO ₂ | 0.49 | 0.49 | 0.61 | 0.39 | 0.27 | 0.37 | 0.37 | 0.36 | 0.38 |
| Al ₂ O ₃ | 14.18 | 14.15 | 15.32 | 14.81 | 13.88 | 14.39 | 14.82 | 14.77 | 14.94 |
| Fe ₂ O ₃ * | 2.91 | 3.53 | 5.03 | 3.56 | 2.95 | 3.75 | 3.28 | 3.23 | 4.02 |
| MnO | 0.06 | 0.11 | 0.06 | 0.08 | 0.07 | 0.08 | 0.06 | 0.06 | 0.06 |
| MgO | 0.12 | 0.13 | 0.74 | 0.93 | 0.57 | 0.90 | 0.79 | 0.81 | 1.46 |
| CaO | 2.95 | 3.12 | 4.51 | 3.82 | 2.44 | 3.52 | 3.56 | 3.44 | 3.01 |
| Na ₂ O | 4.33 | 4.29 | 3.58 | 3.53 | 3.59 | 3.55 | 3.57 | 3.61 | 3.62 |
| K ₂ O | 1.81 | 1.75 | 1.61 | 2.15 | 2.98 | 2.22 | 2.23 | 2.19 | 2.64 |
| P ₂ O ₅ | 0.12 | 0.12 | 0.15 | 0.09 | 0.04 | 0.08 | 0.08 | 0.07 | 0.07 |
| Total | 100.35 | 100.06 | 100.86 | 100.36 | 100.48 | 99.18 | 100.64 | 100.63 | 100.33 |
| LOI | 1.62 | 1.97 | 0.74 | 2.76 | 3.92 | 1.19 | 1.25 | 1.29 | 1.56 |

Fe₂O₃* denotes total Fe as Fe₂O₃. LOI: loss on ignition.

¹⁾ Laboratory: Geological Survey of Japan, AIST

²⁾ Laboratory: Hiruzen Institute for Geology and Chronology Co., Ltd.

リカ鉱物が晶出している。

4. 全岩主成分化学組成分析

本論では、IW-2, 3, PD-1, WP-1, 2, RL-1-3, HbID-1の9試料に対して全岩主成分化学組成の分析を行った(第1表)。このうち試料IW-2, 3, WP-1, 2, RL-2, 3の6試料では、産業技術総合研究所の蛍光X線分析装置PANalytical Axiosを使用して筆頭著者が分析を行った。分析法はOgasawara *et al.* (2018)に従った。残り3試料では、分析を株式会社蒜山地質年代学研究所に依頼した。分析には蒜山地質年代学研究所の蛍光X線分析装置リガクZSX Priumsを使用し、分析法はKimura and Yamada (1996)に従って行われた。なお試料WP-2は溶結火山礫凝灰岩であり、石質岩片を普遍的に含むため、溶結レンズを多く含む部分を選定し、石質岩片を可能な限り取り除いたものをガラスビード作成用の試料として使用した。

全岩主成分組成分析の結果を第2表および第6図に示す。今回測定した試料はいずれもSiO₂-Na₂O + K₂O図においてデイサイトもしくは流紋岩の領域に、SiO₂-K₂O図では中カリウム系列の領域に示される(第6図)。また、SiO₂-K₂O図およびSiO₂-TiO₂図では、相対的にK₂Oに富みTiO₂に乏しいグループ(6試料)と、K₂Oに乏しくTiO₂に富むグループ(3試料)が認められる(第6図)。

岩美層の流紋岩～デイサイト火山碎屑岩(Iv)を構成する火山岩塊試料IW-2, 3は2試料とも類似した組成を示し、両者とも流紋岩の組成領域に示される。SiO₂-K₂O図およびSiO₂-TiO₂図では、両試料ともにK₂Oが低く、TiO₂が高いグループをなす。斑状デイサイトの試料PD-1はデイ

サイトの組成領域にあり、IW-2, 3と同様にK₂Oが低く、TiO₂が高いグループを構成する。

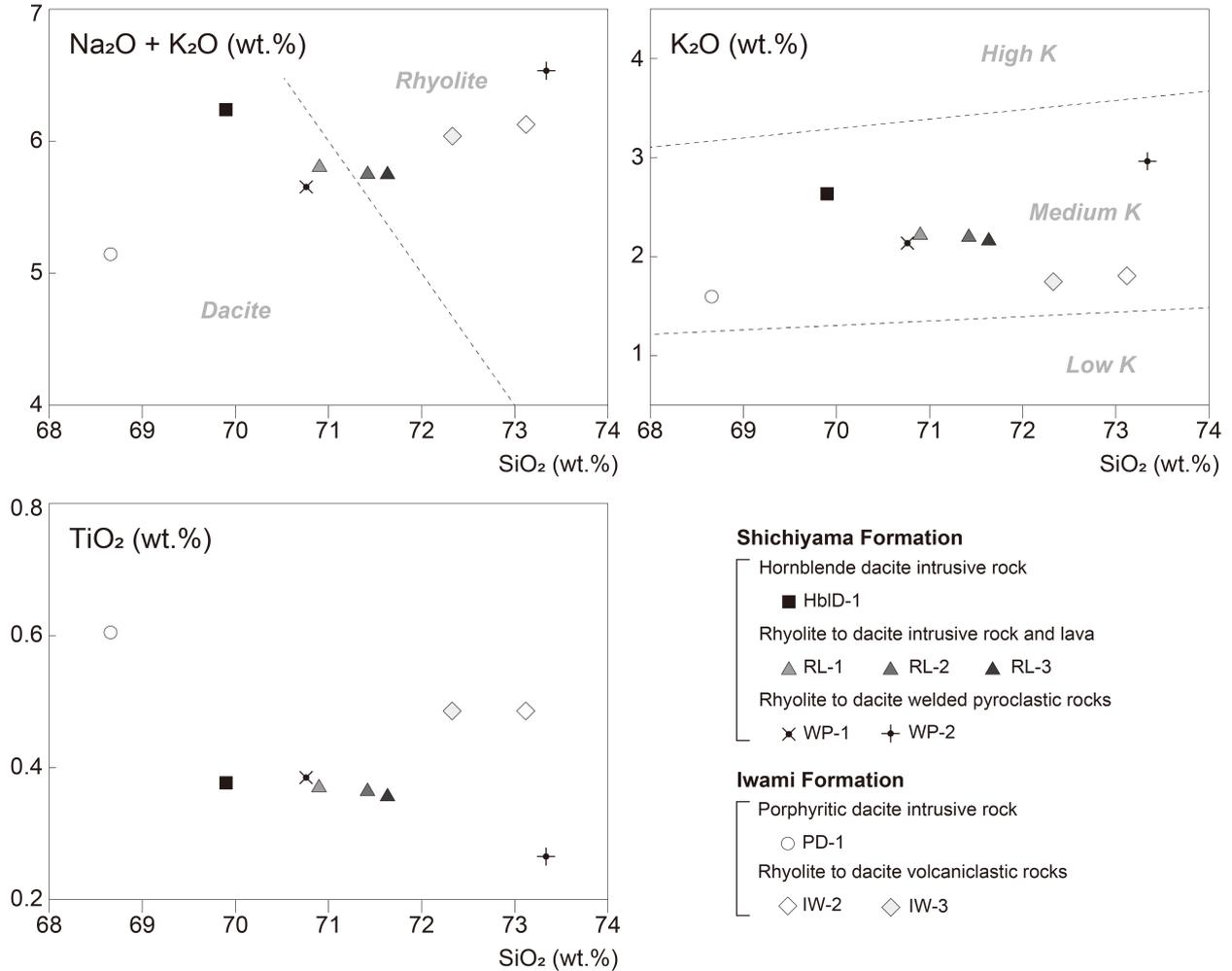
駟馳山層の流紋岩～デイサイト貫入岩および溶岩(SI)の試料RL-1-3は3試料とも近い組成を示すが、SiO₂-Na₂O + K₂O図ではRL-1がデイサイト、RL-2, 3が流紋岩の組成領域に示される。SiO₂-K₂O図およびSiO₂-TiO₂図では3試料ともにK₂Oが高く、TiO₂が低いグループを構成する。溶結火砕岩(Sp)の試料WP-1, 2では、WP-1がデイサイト、WP-2が流紋岩の組成領域に示される。どちらもK₂Oが高く、TiO₂が低いグループを構成する。特にWP-1は貫入岩および溶岩の3試料(RL-1-3)と類似した組成を示す。WP-2はこれらより珪長質な組成を示す。しかしながら、本試料は溶結火山礫凝灰岩全岩試料であり石質岩片を少なからず含むため参考値としての扱いにとどまる。普通角閃石デイサイトの試料HbID-1はデイサイトの組成領域に示され、K₂Oが高く、TiO₂が低いグループを構成する。

両層から得られた結果を比較すると、駟馳山層から得られた分析値は相対的にK₂Oが高く、TiO₂が低いグループを構成するという傾向が認められる。

5. K-Ar 年代測定

K-Ar年代測定は、PD-1, RL-1, HbID-1の3試料に対して実施した(第1表)。測定は株式会社蒜山地質年代学研究所に依頼した。分析試料の処理は八木(2006)および八木・板谷(2011)に、測定は長尾ほか(1984)およびItaya *et al.* (1991)に基づいて行われた。

測定対象鉱物は、試料PD-1では60-100 μmの斜長



第6図 駟馳山周辺の火山岩の全岩主成分化学組成。SiO₂-Na₂O + K₂O図およびSiO₂-K₂O図の境界線は、それぞれLe Bas *et al.* (1986) およびLe Maitre *et al.* (1989)による。
 Fig. 6 Whole-rock major element chemical compositions of the volcanic rocks around Mt. Shichiyama. Boundary lines in SiO₂-Na₂O + K₂O and SiO₂-K₂O diagrams are from Le Bas *et al.* (1986) and Le Maitre *et al.* (1989), respectively.

石、試料RL-1では50-70 μmの斜長石、試料HbID-1では75-150 μmの普通角閃石とした。試料PD-1は、最大で長径5 mm以下の斜長石斑晶を含み、石基にも微細な斜長石が認められることから、測定対象とした斜長石は斑晶の碎片と石基斜長石の混合物と判断される。試料RL-1は石基が非晶質であるため、測定対象とした斜長石は斑晶の碎片と考えられる。試料HbID-1では、普通角閃石は斑晶として産するため、分析に供した鉱物は斑晶の碎片である。

K含有量の測定は、各試料について2度行い、分析の再現性を評価した。2回の測定値の差は、各試料で分析結果の平均値の0.09%、0.03%、0.18%であった。これらは不均質性の判定基準とされる2%を下回り、本分析におけるK含有量の定量値は良好な再現性を有すると判断される。

K-Ar年代測定の結果を第3表に示す。K-Ar年代は、岩美層の斑状デイサイト貫入岩 (Ip) の試料PD-1で15.18 ± 0.41 Ma、駟馳山層の流紋岩～デイサイト貫入岩および溶岩 (Sl) の試料RL-1で16.27 ± 0.86 Ma、普通角閃石デイサイト貫入岩 (Sh) の試料HbID-1で15.49 ± 0.60 Maであった。なお、本論で報告する年代値の不確かさはすべて2σで示す。

6. U-Pb 年代測定

U-Pb年代測定は、IW-1, PD-2, RL-4, HbID-2の計4試料について実施した(第1表)。測定対象鉱物はいずれもジルコンである。同位体分析に用いるジルコンのマウント作成は、IW-1およびHbID-2については株式会社京都フィッシュン・トラックに依頼し、試料PD-2およびRL-4は筆頭著者が行った。

第3表 K-Ar年代測定結果.

Table 3 Results of K-Ar dating.

| Sample No. | Material | Grain size (μm) | K (wt.%) | Radiometric ^{40}Ar (10^{-8}cc STP/g) | K-Ar age (Ma, 2σ) | Non-radiometric ^{40}Ar (%) |
|------------|-------------|---------------------------------|-------------------|--|------------------------------|---|
| PD-1 | Plagioclase | 60–100 | 0.327 ± 0.007 | 19.34 ± 0.35 | 15.18 ± 0.41 | 38.7 |
| RL-1 | Plagioclase | 50–75 | 0.326 ± 0.007 | 20.67 ± 1.02 | 16.27 ± 0.86 | 72.1 |
| HblD-1 | Hornblende | 75–150 | 0.227 ± 0.005 | 13.70 ± 0.46 | 15.49 ± 0.60 | 62.5 |

マウント作成後、産業技術総合研究所の走査型電子顕微鏡JSM-6610LVを用いてジルコンのカソードルミネッセンス(CL)像を撮影し、割れ目や包有物を避けて同位体分析点を選定した。観察されたジルコンのCL像は、全般に均質あるいは明瞭なオシラトリー累帯構造を示し、融食後の不規則な再成長縁や著しい複合組織は確認されなかった。

同位体分析は、東京大学大学院理学系研究科地殻化学実験施設のフェムト秒レーザーアブレーションLA-MC-ICP-MS (Makino *et al.*, 2019; Iwano *et al.*, 2020, 2021) を使用して行った。本研究における測定条件、使用した一次標準物質およびその較正值は、産総研リポジトリ (Haji *et al.*, 2026, doi: 10.50886/0002003418) に掲載した。

未知試料から得たすべてのジルコンの同位体比測定結果、およびそれらの同位体比から算出した ^{238}U - ^{206}Pb 年代値と ^{235}U - ^{207}Pb 年代値も、上記の産総研リポジトリに収録した。本論では、両年代値が分析不確かさの範囲内で一致するものをコンコダントなデータセットと判定した。コンコダントと判定されたデータを第7図に示し、以降の年代値の議論では不確かさが小さい ^{238}U - ^{206}Pb 年代を用いる。

未知試料の分析前後には、二次参照物質としてOD-3ジルコン(参照値: 33.04 ± 0.10 Ma; Iwano *et al.*, 2013) を測定した。これらのコンコダントなU-Pb年代の加重平均値は、IW-1前後の分析では 32.90 ± 0.30 Ma ($n=11$)、PD-2前後では 32.91 ± 0.65 Ma ($n=3$)、RL-4前後では 32.96 ± 0.41 Ma ($n=8$)、HblD-2前後では 32.57 ± 0.51 Ma ($n=5$)であった。これらはいずれも参照値と不確かさの範囲内で一致し、本研究における年代測定結果の信頼性が確認された。

駟馳山地域から得られた4試料の年代測定では、古第三紀以前の古い年代を示すジルコンも認められたが、多くの粒子は中新世の年代を示し、それらは試料ごとに単一の最若年代集団を形成した(第7図)。本論の目的は各試料を得た地層の形成年代を推定することであるため、中新世を示す年代群について、不確かさを重みとした加重平均値 (Taylor, 1982) を算出し、試料のジルコンU-Pb年代の報告値とした。なお、古第三紀以前の年代値を示

したジルコンは、砕屑性粒子あるいはゼノクリストと判断される。それらの起源は本論の主題から外れるため詳細には言及しない。以下、各試料の分析結果を記載する。

岩美層の流紋岩～デイサイト火山砕屑岩 (Iv) を構成する軽石火山礫凝灰岩から採取した試料IW-1では、63粒子を分析対象とし、そのうち37粒子がコンコダントと判定された(第7図)。コンコダントな ^{238}U - ^{206}Pb 年代は、23粒子が36.98–30.75 Maの古第三紀を示し、残り14粒子が19.30–15.48 Maの中新世を示した。中新世を示す年代値の加重平均値は 17.07 ± 0.21 Ma (MSWD = 3.15) である(第7図)。

岩美層の斑状デイサイト貫入岩 (Ip) から採取した試料PD-2では、分析した35粒子のうち24粒子がコンコダントと判定された(第7図)。コンコダントな ^{238}U - ^{206}Pb 年代は、2粒子が34.38 Maおよび33.26 Maと古第三紀の年代を示し、残り22粒子が17.19–14.87 Maの中新世を示した。中新世を示す年代値の加重平均値は 16.39 ± 0.13 Ma (MSWD = 0.46) である(第7図)。

駟馳山層の流紋岩～デイサイト貫入岩および溶岩 (Sl) から採取した試料RL-4では65粒子を分析し、うち27粒子がコンコダントと判定された(第7図)。これらはいずれも17.09–14.09 Maの中新世を示し、加重平均値は 15.33 ± 0.13 Ma (MSWD = 1.28) である(第7図)。

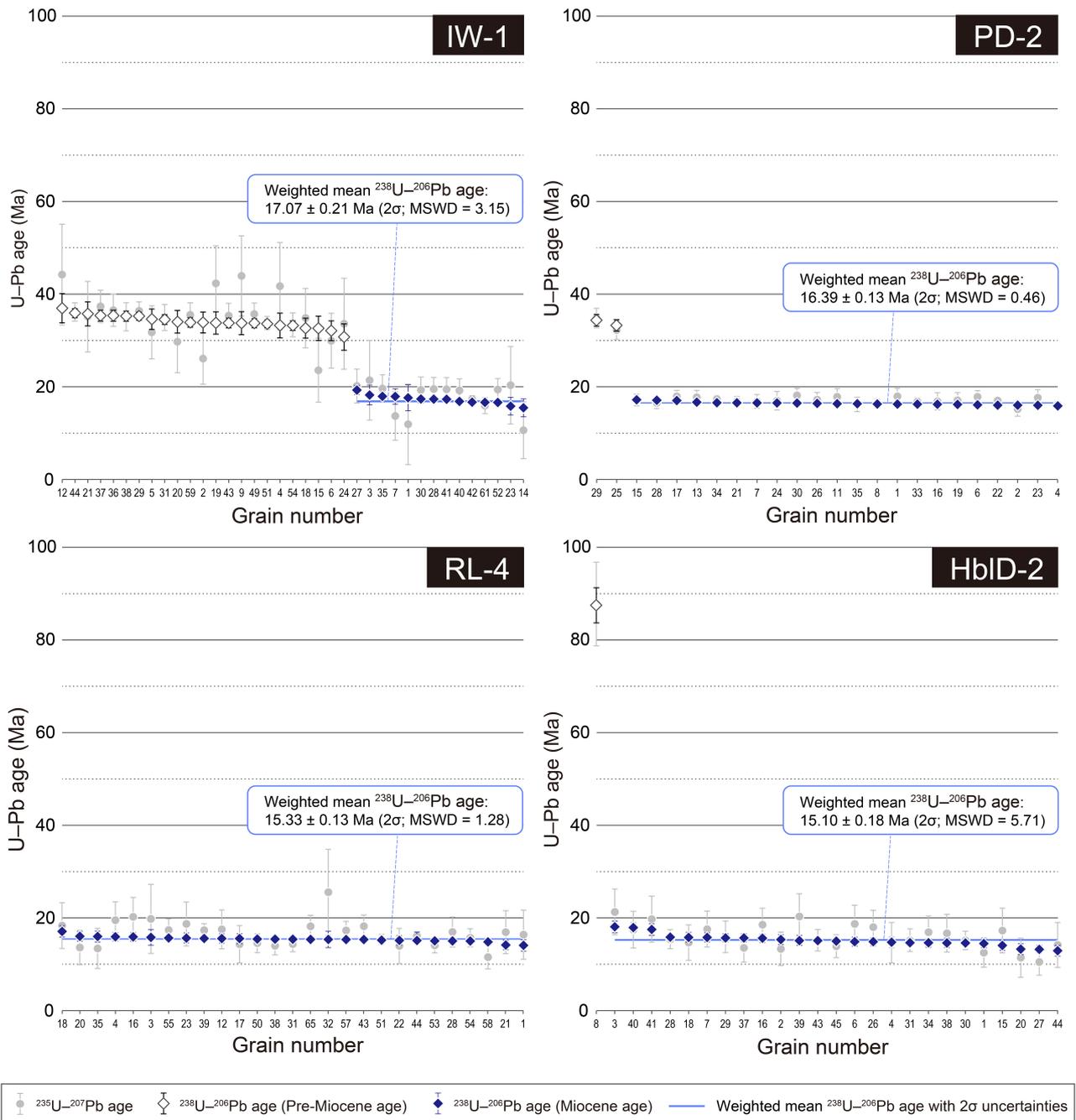
駟馳山層の普通角閃石デイサイト貫入岩 (Sh) から採取した試料HblD-2では、分析した45粒子のうち26粒子の結果がコンコダントと判定された(第7図)。このうち1粒子は87.48 Maと白亜紀を示し、残り25粒子は18.07–12.93 Maの中新世を示した。中新世を示す年代値の加重平均値は 15.10 ± 0.18 Ma (MSWD = 5.71) である(第7図)。

7. 議論

7.1 年代値の解釈と岩美層および駟馳山層の形成年代

本研究では、K-Ar系およびU-Pb系の双方で年代測定を行った岩相がある。これらの年代値については、両年代系の閉鎖温度の違い、分析値の不確かさ、産状、および記載岩石学的特徴を総合的に考慮し、形成年代を検討した。以下では、分析対象とした各岩相の形成年代につ

鳥取県東部、駟馳山付近に分布する中新統鳥取層群駟馳山層（羽地ほか）



第7図 ジルコンU-Pb年代測定結果. コンコダントと判定された年代測定結果を示す. 棒印は年代値の不確かさ2σを示す. ディスコダントデータを含む詳細な同位体比および年代データは、産総研リポジトリ (Haji *et al.*, 2026, doi: 10.50886/0002003418) に掲載.

Fig. 7 Results of zircon U-Pb dating. Ages of individual grains with concordant U-Pb isotopic ratios are plotted, with bars indicating 2σ analytical uncertainties. Detailed isotopic and age data, including discordant analyses, are available in the AIST repository (Haji *et al.*, 2026, doi: 10.50886/0002003418).

いて順に考察する.

岩美層の流紋岩～デイサイト火山砕屑岩 (Iv) を構成する軽石火山礫凝灰岩試料IW-1から得たジルコンU-Pb年代値は 17.07 ± 0.21 Maであった. 他地域における岩美層の研究では、同層は18.0 Ma以降に形成され、堆積は

16.5 Ma以降まで継続したと考えられている (例えば、羽地ほか, 2022, 2024). したがって、今回得られた年代値は岩美層における従来の堆積年代の見解と整合的である.

岩美層の斑状デイサイト貫入岩 (Ip) からは、 15.18 ± 0.41 Maの斜長石K-Ar年代値 (試料PD-1) と 16.39 ± 0.13 Maの

ジルコンU-Pb年代値(試料PD-2)が得られた。両者は不確かさの範囲を超えて異なっており、この差は閉鎖温度の違いによる可能性がある。一般に、斜長石K-Ar系の閉鎖温度は約200–300℃と低く、ジルコンU-Pb系は約800–1000℃と高い(例えば、Hodge, 2014)。そのため、後の火成活動による再加熱によって比較的容易に閉鎖温度を上回り、斜長石K-Ar年代値が若返ることがある(例えば、Hart, 1964)。一方、ジルコンU-Pb年代は再加熱の影響を受けにくく、晶出年代を保持する。

閉鎖温度の高い系で古い年代値が得られる場合、一般的には冷却史を反映していると解釈されるが、今回得られた年代差はこれによるものではない。年代測定を行った斑状デイサイト貫入岩は、厚さ60 m程度の岩脈である(第2図)。一次元熱拡散方程式を用いて岩脈定置後の冷却史を検討すると(例えば、Carslaw and Jaeger, 1984)、このような規模の板状貫入岩は、数百年程度で斜長石K-Ar系の閉鎖温度である200–300℃を下回ると判断される。このことから、約120万年もの年代差を冷却で説明することはできない。

この斑状デイサイト貫入岩は、斜長石K-Ar年代測定用に用いた試料PD-1採取地点の北方約50 m以内において、駟馳山層の普通角閃石デイサイト(Sh)に貫かれている(第2図)。この普通角閃石デイサイトの貫入年代は後述の通り15.1 Ma頃と想定され、試料PD-1の斜長石K-Ar年代値(15.18 ± 0.41 Ma)と整合的である。したがって、試料PD-1の斜長石K-Ar年代値は普通角閃石デイサイトの貫入時に再加熱を受け、若返った可能性が高い。

この若返りの可能性は、熱拡散モデルによっても支持される。熱源と想定される普通角閃石デイサイトは、北方および西方が海中に没しており、岩体の規模や形状は不明確である。しかし、地表地質の情報から、東西および南北方向にそれぞれ250 m以上の水平規模を持つと推定される。岩体規模の最小見積もりとして直径250 mのストック状岩体を仮定した場合、二次元熱拡散方程式に基づく解析から(例えば、Carslaw and Jaeger, 1984)、貫入境界から母岩側へ50 m付近の温度は定置後の数百年以内に300℃を超えると推定される。実際には本岩体はこれよりも大きな規模を持つ可能性が高く、熱的影響もより顕著であったと考えられる。このため、試料PD-1の斜長石K-Ar年代値が若返りを受けた蓋然性は高い。

一方、斑状デイサイト貫入岩は珪長質であり、autocryst (Miller *et al.*, 2007)のジルコンを含むと考えられることから、ジルコンU-Pb年代は岩脈形成年代を示している公算が大きい。以上から、本研究では試料PD-1の斜長石K-Ar年代値は熱的影響によって若返った年代値と解釈し、斑状デイサイト貫入岩の貫入年代は試料PD-2のジルコンU-Pb年代である16.4 Ma頃とみなした。

斑状デイサイト貫入岩の年代値(16.4 Ma)は、岩美層の堆積年代として想定される年代に近く、また本貫入岩

は駟馳山層の貫入岩に貫かれる関係にある(第2図)。これらから、本論では斑状デイサイト貫入岩を岩美層に含めた。

駟馳山層の流紋岩~デイサイト貫入岩および溶岩(SI)については、試料RL-1から16.27 ± 0.86 Maの斜長石K-Ar年代値が、試料RL-4から15.33 ± 0.13 MaのジルコンU-Pb年代値が得られた。両年代値を比較すると、閉鎖温度の低い斜長石K-Ar年代値の方がやや古く、この差を単純な冷却過程で説明することはできない。

この年代差を説明する解釈として、斜長石K-Ar年代値がExcess Arの影響を受けて冷却年代よりも古い値を示している可能性が指摘できる(例えば、Kelly, 2002a, b)。Excess Arとは、大気と異なる⁴⁰Ar/³⁹Ar比を持つアルゴンであり、鉱物晶出時にメルトが内部に取り込まれることで獲得される(Dalrymple and Lanphere, 1969)。マグマ形成場での⁴⁰Ar/³⁹Ar比は一般に大気より高いため(Nagao and Takahashi, 1993)、Excess Arを含む鉱物のK-Ar年代値は閉鎖温度を下回った年代よりも古くなる。

試料RL-1に含まれる斜長石斑晶にはガラス包有物が多く、このような包有物の一部にはマグマに由来する高い⁴⁰Ar/³⁹Ar比を示すExcess Arが含まれることが知られている(例えば、Sumino *et al.*, 2008)。したがって、試料RL-1の斜長石K-Ar年代値はExcess Arの影響により、実際の冷却年代よりも古い値が得られている可能性が高い。そこで、本報告では流紋岩~デイサイト貫入岩および溶岩の形成年代として、15.3 MaのジルコンU-Pb年代値を採用した。

駟馳山層の流紋岩~デイサイト貫入岩および溶岩(SI)は、駟馳山付近において駟馳山層の火砕岩(Sp)を主に貫き、一部で覆っていると解釈される。さらに、斑晶鉱物組み合わせ(斜長石+直方輝石+単斜輝石+不透明鉱物)などの記載岩石学的特徴や全岩主成分化学組成は駟馳山西部に分布する降下火砕堆積物と類似することから(第5図C, E; 第6図)、これらの火砕岩も貫入岩および溶岩と同時期(15.3 Ma頃)の活動に由来すると考えられる。

普通角閃石デイサイト貫入岩(Sh)からは15.49 ± 0.60 Maの普通角閃石K-Ar年代値と15.1 ± 0.18 MaのジルコンU-Pb年代値が得られた。両者の閉鎖温度は前者の方が低いため、本来であれば後者の方がより古い年代を示すと期待される。また、得られた2つの年代値は不確かさの範囲で一致しており、本研究の分析精度では両者に有意な差を見いだすことはできない。以上から、本報告では両者が重なる範囲である15.1 Ma頃を、本貫入岩体の形成年代とみなす。

以上の総合的な年代学的検討から、駟馳山地域の新第三系を構成する岩美層と駟馳山層は、それぞれ約17.1–16.4 Maおよび約15.3–15.1 Maの地層と考えられる。本研究で駟馳山層と定義した地層は、従来の研究においては鮮新統とみなされ、照来層群に対比されていた(例えば、

弘原海・松本, 1958; 池辺, 1963; 池辺ほか, 1965). 近年, 照来コールドロンから離れた地域に分布する地質体では, 鮮新統とされていたものが中新統であったとする報告が相次いでいるが(例えば, 先山・松原, 2012; 辻野, 2019), 本研究により駟馳山地域の地層も同様に中新統であることが明らかになった.

7.2 前期中新世末～中期中新世初頭の地史

駟馳山地域における前期中新世末～中期中新世初頭の地史は, 岩相層序関係および年代値に基づき以下のように解釈される. 17.1 Ma頃, 駟馳山地域では火山砕屑岩や砕屑岩からなる海成層である岩美層が堆積した. 16.4 Ma頃には, 岩美層の斑状デイサイトが同層の他岩相に貫入した. その後, 本地域は15.3 Ma頃までに陸化し, 岩美層は剝削を受け, 駟馳山層火砕岩の基底面が示す凹凸のある地形を形成した. 15.3 Ma頃からは駟馳山層の堆積期となり, この時期には駟馳山付近を噴出源とする流紋岩～デイサイトの火山活動が生じた. 火山活動の初期には爆発的噴火が発生し, 火口周辺に溶結した降下火砕堆積物を形成した. また, この降下火砕堆積物と詳細な前後関係は不明であるが, 南東方約4 kmの立岩山～二上山付近まで至る火砕流も発生した. その後, これらの火砕岩を主に貫き, 一部では覆って, 駟馳山付近で流紋岩～デイサイト貫入岩および溶岩が形成された. これらの駟馳山層のデイサイト～流紋岩火山噴出物および貫入岩は, 斑晶鉱物組み合わせが共通し, 全岩主成分化学組成も類似する. これらの火山活動とほぼ同時期, もしくは僅かに遅れて(15.1 Ma頃), やや異なる記載岩石学的特徴を有する普通角閃石デイサイトが駟馳山北西部に貫入した. なお, 上記の年代論はいずれも, 基となった年代値の分析精度の観点から, 約10～20万年程度の不確かさを伴う.

今回見いだされた鳥取層群駟馳山層は, 以下の根拠より丹後半島に分布する北但層群丹後層(第1図; 第8図)に対比できる. 鳥取層群と北但層群は, 鳥取県-兵庫県の間境部で鮮新世以降の火山岩類に覆われて分布が途切れているが, 両者は類似した岩相変化を示し, 一連の堆積盆地(以下「北但堆積盆地」と記載)を埋積した地層と考えられている(第1図; 例えば, 上村ほか, 1974; 山内・吉谷, 1992). 丹後層は, 鳥取層群岩美層上部に対比される海成中新統である網野層を不整合に覆う地層で(第8図), 陸上堆積物を含む火山岩からなる(山元・星住, 1988; 辻野, 2019; 中江ほか, 2022). また丹後層から得られた年代値は15-13 Ma頃に集中する(第8図; 山元・星住, 1988; 小滝ほか, 2009; 辻野, 2019). これらの岩相層序の関係と年代は, 本論で示した岩美層と駟馳山層に類似する. 網野層-丹後層の環境変化は中期中新世の広域的な海退に対比されており(高安ほか, 1992), 本論によって鳥取層群分布域でも初めて海退後の層準が見

いだされたとと言える.

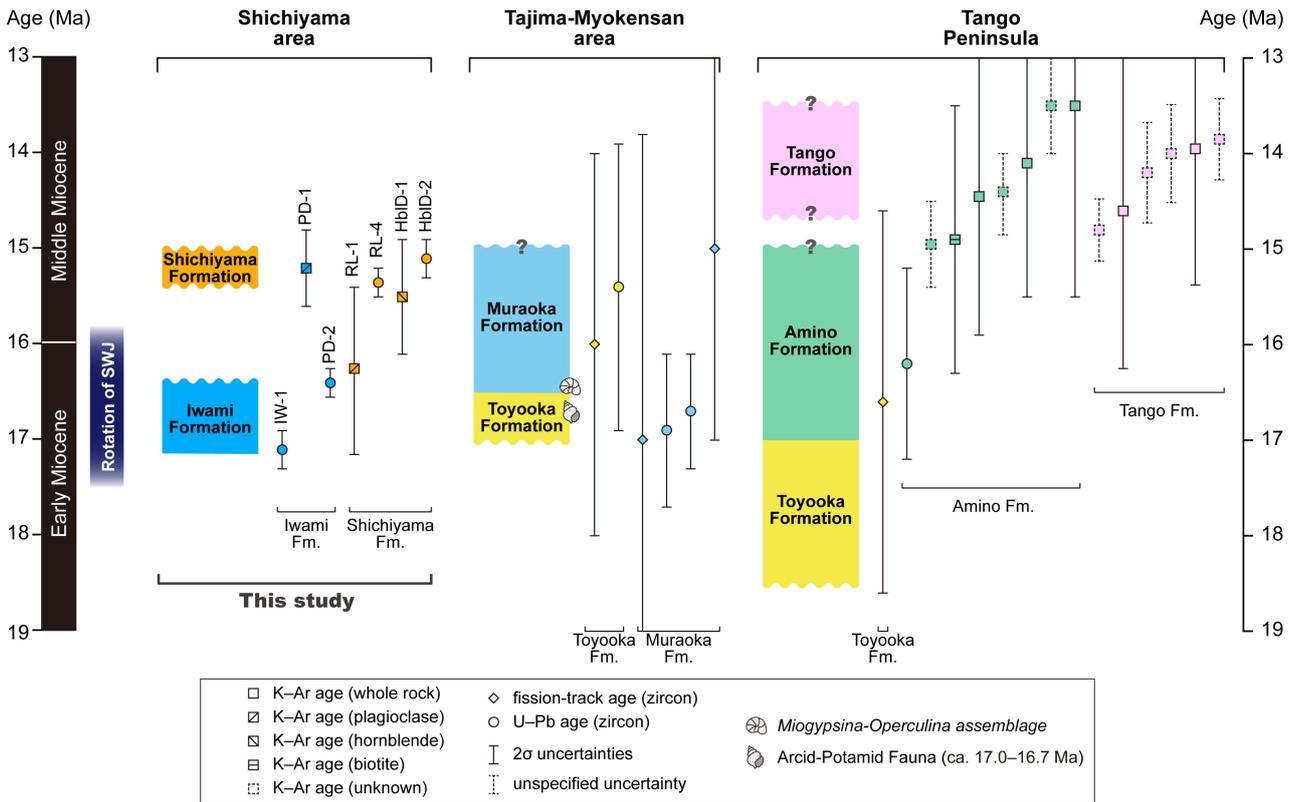
日本海拡大時の島弧回転に代表される中新世テクトニクスの研究では, 数十万年の解像度での議論が求められているが(例えば, Hoshi *et al.*, 2015; 星, 2018), 北但堆積盆地における海退時期は十分に制約されていない. 丹後半島における網野層およびそれを覆う丹後層から報告されている年代値はばらつきが大きく, 両層の堆積年代は曖昧である(第8図; 山元・星住, 1988; 古山, 1997; 小滝ほか, 2009). また兵庫県北部域に分布し, 岩美層上部や網野層に対比される海成層である村岡層(第1図; 弘原海・松本, 1958; Haji and Yamaji, 2020)においても, 堆積年代の下限は示準化石による強い年代制約がある一方, 上限年代は不明確であり, 離水時期は明らかでない.

本報告で岩美層および駟馳山層から得た年代値は, 北但堆積盆地における他の中部中新統から報告されたものと比較して精度が高く, 少なくとも駟馳山地域において海退が16 Ma頃に生じたことを示している(第8図). これは日本海拡大に伴う西南日本弧の回転時期に近く(第8図; Hoshi *et al.*, 2015; 星, 2018), 海退は島弧の回転時もしくはその末期に生じたと判断される. また北但盆地内の他地域における年代制約が弱いことを踏まえれば(第8図), 海成層の堆積年代上限が駟馳山から丹後半島にわたって広域的に16 Ma頃であった可能性も指摘できる. ただし同堆積盆地は差別的な構造盆地であり(例えば, Haji and Yamaji, 2020), 沈降量および埋積時期は各所で異なっていたことが想定される(例えば, 羽地ほか, 2022, 2024). そのため広域的な地史やテクトニクスとの関連を解明するためには, 各地で地域地質的研究を実施し, 年代層序を再検討する必要がある.

7.3 山陰地方の褶曲と中期中新世の海退の関係

宍道褶曲帯が陸上に露出する島根地域の研究では宍道褶曲帯の形成と海退が15 Ma頃の同時期に起こったとみなされ(例えば, 鹿野ほか, 1991), これは短縮テクトニクスを反映したものと解釈された(例えば, 鹿野ほか編, 1991; Yamaji and Yoshida, 1998). 年代測定や微化石層序の検討が進んだ現在でも海退の時期が16-15 Ma頃という認識は変わっていない(鹿野, 2018; 中嶋, 2018; 入月ほか, 2021). しかし, 宍道褶曲帯の西方延長が分布する九州や山陰西部の陸域および周辺海域を対象とした後続研究では, 褶曲形成の時期は中期中新世末期以降に位置付けられることが多い(例えば, Itoh and Nagasaki, 1996; Lee *et al.*, 2011; Kim *et al.*, 2019; Ushimaru and Yamaji, 2023). これらの研究にのっとれば, 中部中新統下部に認められる海退の時期は宍道褶曲帯の形成時期と対応しないこととなり, 海退の成因をこれに関連した短縮テクトニクスに求める解釈と矛盾する.

島根地域において宍道褶曲帯の形成開始が15 Ma頃と考えられた論拠は, 駟馳山層および丹後層の相当層で



第8図 山陰東部(第1図)における下部中新統上部~中部中新統下部の層序と年代データ。但馬妙見山地域および丹後半島の層序は、羽地ほか(2024)および中江ほか(2022)を改変。年代データは、山元・星住(1988)、古山(1997)、小滝ほか(2009)、羽地・山路(2019)、辻野(2019)に基づく。西南日本(SWJ)の回転時期はHoshi *et al.* (2015)による。

Fig. 8 Stratigraphy and age data of the upper Lower to lower Middle Miocene in the eastern San'in region (Fig. 1). Stratigraphy of the Tajima-Myokensan area and Tango Peninsula are modified after Haji *et al.* (2024) and Nakae *et al.* (2022). Age data are compiled from Yamamoto and Hoshizumi (1988), Furuyama (1997), Kotaki *et al.* (2009), Haji and Yamaji (2019) and Tuzino (2019). The period of the rotation of southwest Japan (SWJ) is after Hoshi *et al.* (2015).

ある中国山地北縁に分布する大森層および島根半島に分布する牛切層の層序と地質構造である(例えば、鹿野, 2018)。大森層は下位の海成層を不整合に覆う陸成ないし浅海成層で(山内・吉谷, 1981; 鹿野ほか, 1991), この層序が海退の証拠とされた。他方、牛切層は下位の地層を整合に覆う海成層で、宍道褶曲帯の背斜軸の南北で層厚が異なる(鹿野・吉田, 1985; 鹿野ほか, 1991)。この層厚の差が堆積同時褶曲によるものと解釈された(例えば、鹿野・吉田, 1985)。

大森層の層序から、島根地域でも中期中新世初頭に海退が起こったことは確からしい。しかし、牛切層の層厚の差の成因としては海底火山が堆積障害となって形成された可能性も指摘されているほか(鹿野・吉田, 1985), 類似した層厚変化は差別的沈降場でも形成し得る(例えば、藤田, 1989)。したがって、牛切層の層厚差は堆積同時褶曲の十分な証拠とは言えず、海退が短縮テクトニクスによるものであるかどうかは定かではない。

今回、同時期の海退が見いだされた駒馳山地域を含む

山陰東部の地質構造もまた、海退と褶曲形成の関連性を積極的に支持しない。山陰東部では海域の反射法音波探査で宍道褶曲帯に類似した島弧に平行な褶曲が見いだされている(田中・小草, 1981; Yamamoto, 1993)。この褶曲の形成時期は定かではないが、海域の研究では主に中新世後半~鮮新世前半と解釈されており(田中・小草, 1981), これは駒馳山地域の岩美層-駒馳山層間および丹後半島の網野層-丹後層間に認められる16-15 Ma頃の海退と時期が異なる。また山陰東部における褶曲帯は海岸線より約10-20 km北方で顕著であり、おおむね海岸線と平行に丹後半島付近まで連続する(田中・小草, 1981; Yamamoto, 1993)。変形は褶曲帯から離れると不明瞭になり、本地域や丹後半島では顕著な逆断層や褶曲は見いだされていない(第2図; 山元・星住, 1988; 中江ほか, 2022)。以上の通り山陰東部における海退と褶曲は形成時期や空間的分布に差があり、単純に結び付けられるものではない。また北但層群では島弧回転終了以降にも引張応力場が継続した可能性が指摘されており(Haji and

Yamaji, 2021; 羽地ほか, 2021), これもまた短縮テクトニクスを支持しない結果である。

テクトニックな海退, すなわち隆起は, 伸張テクトニクス場においても伸張域の側方移動などで生じ得ることが知られているように(例えば, Pérez-Gussinyé *et al.*, 2020), 必ずしも短縮テクトニクスに起因するとは限らない。したがって, 隆起の存在のみをもって短縮テクトニクスの証拠とすることはできない。西南日本における中期中新世の広域隆起の成因を解明するためには, その発生時期・規模・空間分布を精密に制約することが不可欠であり, 精緻な地域地質学的研究の展開が求められる。

近年, 兵庫県北部の浜坂-香住間(第1図)の下部中新統が分布すると考えられていた地域から, 15.3 Ma頃のジルコンU-Pb年代が報告されている(羽地ほか, 2021; 松原ほか, 2023)。この年代値は, 当該地域に未区分の中部中新統が存在する可能性を示唆するものである。さらに, 兵庫県北部には, 駟馳山付近と同様に, 1960年頃の研究により鮮新統に区分されたものの, その後再検討がなされていない岩体が残されている。中期中新世の地史およびその成因の解明に向けて, 兵庫県北部における新第三系層序と構造発達史の再評価が重要な課題である。

8. 結論

鳥取県東部, 駟馳山地域の第三系は, 鳥取層群岩美層および駟馳山層から構成される。本地域の岩美層は17.1-16.4 Ma頃の海成層および貫入岩からなり, 駟馳山層はこれを不整合に覆う火砕岩, 貫入岩および溶岩から構成される15.3-15.1 Ma頃の中部中新統である。駟馳山層は駟馳山-立岩山付近に分布し, 火砕岩の層相から噴出源は駟馳山付近と推定される。貫入岩および溶岩と火砕岩は, 一連の火成活動に由来すると判断される。

岩相層序および年代の観点から, 鳥取層群駟馳山層は北但層群丹後層に対比される。西南日本の中新統では, 中期中新世初頭に広域的な海退が認識されているが, 本研究により新たに駟馳山地域においても同様の地史が確認された。駟馳山地域における海退は16 Ma頃に生じたと制約される。駟馳山地域および丹後半島における層序と地質構造は, この海退と山陰地域に認められる広域的な褶曲との直接的な関連性を支持しない。

謝辞: K-Ar年代測定および化学組成分析では蒜山地質年代学研究所に, U-Pb年代測定用ジルコンのマウント作成では京都フィッション・トラックにご協力いただいた。産業技術総合研究所の佐藤大介氏には地質調査・岩石記載・化学組成分析に際して多くの助言を賜った。また, 山元孝広氏には, 山元・星住(1988)に示された年代値の不確かさ表記に関する情報提供をいただいた。さらに, 山岡 健氏には, 貫入岩の熱構造に関して助言をいただいた。同研究所の地質試料調製グループには, 岩

石試料の薄片作成にご協力いただいた。研究地域は山陰海岸国立公園の指定地区に含まれるため, 試料採取に当たっては環境省浦富自然保護官事務所の許可を得て実施した。茨城大学の細井 淳氏, 産業技術総合研究所の宮城磯治氏には, それぞれ査読および編集の労をお取りいただいた。本研究は, 山陰海岸ジオパーク学術研究奨励(研究代表者: 羽地俊樹), JSPS科研費JP22K14129(研究代表者: 羽地俊樹), 鳥取県予算を使用した。

文 献

- Carlsaw, H. S. and Jaeger, J. C. (1984) *Conduction of Heat in Solids. Second edition*, Oxford University Press, Oxford, 510p.
- Dalrymple, G. B. and Lanphere, M. A. (1969) *Potassium-Argon Dating*. W. H. Freeman & Co., San Francisco, 258p.
- 藤田至則(1989) 陥没と将棋倒し. 地球科学, **43**, 417-427.
- 古山勝彦(1997) 西南日本新生代火成活動の同位体年代とテクトニクス—特に近畿北部での火成活動のK-Ar年代および化学組成からの検討—. 地学団体研究会第51回総会シンポジウム要旨集, 74-77.
- 古山勝彦・長尾敬介(2004) 照来コールドロンのK-Ar年代. 火山, **49**, 181-187.
- Haji, T. (2024) Small-half graben inferred from a Miocene syn-rift succession in the Kinbusan area, eastern Tottori Prefecture, Japan. *Island Arc*, **33**, e12508.
- 羽地俊樹・山路 敦(2017) 兵庫県北部, 山陰海岸ジオパーク猿尾滝付近の中期中新世ラコリス. 地質学雑誌, **123**, 1049-1054.
- 羽地俊樹・山路 敦(2019) 兵庫県北部, 中新統北但層群のU-Pb年代とフィッション・トラック年代. 地質学雑誌, **125**, 685-698.
- Haji, T. and Yamaji, A. (2020) Termination of intra-arc rifting at *ca* 16 Ma in the Southwest Japan arc: The tectonostratigraphy of the Hokutan Group. *Island Arc*, **29**, e12366.
- Haji, T. and Yamaji, A. (2021) Post-rift stress history of Southwest Japan inferred from early to middle Miocene intrusions and meso-scale faults in the Tajima-Myokensan area. *Island Arc*, **30**, e12412.
- 羽地俊樹・菅森義晃・松原典孝・仁木創太・平田岳史(2021) 兵庫県香美町北部の中新統北但層群中の小断層から得られたポストリフト期の正断層型応力. 日本地質学会第128年学術大会講演要旨, R7-P-1.
- 羽地俊樹・菅森義晃・田邊佳紀(2022) 鳥取県の石「中新世魚類化石群」層準の年代の再検討: 山陰東部の前期中新世の海進史. 地質学雑誌, **128**, 295-306.
- 羽地俊樹・工藤 崇・仁木創太・平田岳史(2023) 照来コー

- ルドロン, 歌長流紋岩下部凝灰岩の年代: フェムト秒レーザーアブレーション-多重検出器型ICP質量分析法を用いた後期鮮新世ジルコンのウラン-鉛年代測定. *地質学雑誌*, **129**, 341-354.
- 羽地俊樹・仁木創太・平田岳史 (2024) 鳥取県東部, 金峯山の中新統の年代制約: 降下火山灰堆積物のジルコンのウラン-鉛年代. *地質学雑誌*, **130**, 401-408.
- Haji, T., Kanayama, K., Kudo, T., Sugamori, Y., Niki, S. and Hirata, T. (2026) Instruments and data table for zircon U-Pb analysis of the Iwami and Shichiyama formations. National Institute of Advanced Industrial Science and Technology. doi: 10.50886/0002003418
- Hart, S. R. (1964) The petrology and isotopic-mineral age relations of a contact zone in the Front Range, Colorado. *Journal of Geology*, **72**, 493-525.
- Hodge, K. V. (2014) Thermochronology in orogenic systems. In Holland, H. D. and Turekian, K. K., eds., *Treatise on Geochemistry (Second Edition)*, Elsevier, 281-308.
- 星 博幸 (2018) 中新世における西南日本の時計回り回転. *地質学雑誌*, **124**, 675-691.
- Hoshi, H., Kato, D., Ando, Y. and Nakashima, K. (2015) Timing of clockwise rotation of Southwest Japan: constraints from new middle Miocene paleomagnetic results. *Earth, Planets and Space*, **67**, 92.
- 池辺展生 (1963) 但馬海岸地域を中心とする地域の地質について. 山陰海岸国立公園候補地学術調査報告書, 日本自然保護協会, 17-54.
- 池辺展生・弘原海 清・松本 隆 (1965) 北但馬・奥丹後地域の第三系火山層序. 日本地質学会第72年年会地質見学案内書, 28p.
- 入月俊明・柳沢幸夫・木村萌人・加藤啓介・星 博幸・林 広樹・藤原祐希・赤井一行 (2021) 近畿地方の瀬戸内区に分布する下-中部中新統の生層序と対比. *地質学雑誌*, **127**, 415-429.
- Itaya, T., Nagao, K., Inoue, K., Honjou, Y., Okada, T. and Ogata, A. (1991) Argon isotope analysis by a newly developed mass spectrometric system for K-Ar dating. *Mineralogical Journal*, **15**, 203-221.
- Itoh, Y. and Nagasaki, Y. (1996) Crustal shortening of Southwest Japan in the Late Miocene. *Island Arc*, **5**, 337-353.
- 糸魚川淳二・柴田 博 (1992) 瀬戸内区の中新世古地理 (改訂版). 瑞浪市化石博物館研究報告, no. 19, 1-12.
- Iwano, H., Orihashi, Y., Hirata, T., Ogasawara, M., Danhara, T., Horie, K., Hasebe, N., Sueoka, S., Tamura, A., Hayasaka, Y., Katsube, A., Ito, H., Tani, K., Kimura, J., Chang, Q., Kouchi, Y., Haruta, Y. and Yamamoto, K. (2013) An inter-laboratory evaluation of OD-3 zircon for use as a secondary U-Pb dating standard. *Island Arc*, **22**, 382-394.
- Iwano, H., Danhara, T., Danhara, Y., Hirabayashi, S., Nakajima, T., Sakai, H. and Hirata, T. (2020) Zircon fission-track and U-Pb double dating using femtosecond laser ablation-inductively coupled plasma-mass spectrometry: A technical note. *Island Arc*, **29**, e12348.
- Iwano, H., Hirata, T., Hosoi, J., Sakai, H., Orihashi, Y. and Danhara, T. (2021) Single-pulse laser ablation-inductively coupled plasma-mass spectrometry U-Pb dating of thin zircon rims: An application to metamorphic rocks from Mount Everest, eastern Nepal. *Chemical Geology*, **559**, 119903.
- 鹿野和彦 (2018) グリーンタフの層序学的枠組みと地質学的事象. *地質学雑誌*, **124**, 781-803.
- 鹿野和彦・吉田史郎 (1985) 境港地域の地質. 地域地質研究報告 (5万分の1図幅), 地質調査所, 57p.
- 鹿野和彦・竹内圭史・松浦浩久 (1991) 今市地域の地質. 地域地質研究報告 (5万分の1地質図幅), 地質調査所, 79p.
- 鹿野和彦・加藤碩一・柳沢幸夫・吉田史郎編 (1991) 日本の新生界層序と地史. 地質調査所報告, no. 274, 114p.
- Kelly, S. (2002a) K-Ar and Ar-Ar Dating. *Reviews in Mineralogy and Geochemistry*, **47**, 785-818.
- Kelly, S. (2002b) Excess argon in K-Ar and Ar-Ar geochronology. *Chemical Geology*, **188**, 1-22.
- Kimura, J. and Yamada, Y. (1996) Evaluation of major and trace element XRF analyses using a flux to sample ratio of two to one glass beads. *Journal of Mineralogy, Petrology and Economic Geology*, **91**, 62-72.
- Kim, K.-J., Yoo, D.-G., Kang, N.-K. and Yi, B.-Y. (2019) Tectonostratigraphic framework and depositional history of the deepwater Ulleung Basin, East Sea/Sea of Japan. *Basin Research*, **32**, 613-635.
- 小室裕明・古山勝彦・志知龍一・羽木伸幸・山本明彦 (2002) 照来コールドロンの重力異常. *火山*, **47**, 9-15.
- 小滝篤夫・紺谷吉弘・古山勝彦・京都地学教育研究会 (2009) 近畿北部, 京丹後市の花崗岩および中新世火山岩類のK-Ar年代. 日本地球惑星科学連合2009年大会予稿集, G120-P001.
- Le Bas, M. J., Le Maitre, R. W., Streckeisen, A. and Zanettin, B. (1986) A chemical classification of volcanic rocks based on the total alkali-silica diagram. *Journal of Petrology*, **27**, 745-750.
- Le Maitre, R. W., Bateman, P., Dudek, A., Keller, J., Lameyre, J., Le Bas, M. J., Sabine, P. A., Schmid, R., Sorensen, H., Streckeisen, A., Woolley, A. R. and Zanettin, B. (1989) *A Classification of Igneous Rocks and Glossary of Terms*. Blackwell, Oxford, 193p.

- Lee, G. H., Yoon, Y., Nam, B. H., Lim, H., Kim, Y.-S., Kim, H. J. and Lee, K. (2011) Structural evolution of the southwestern margin of the Ulleung Basin, East Sea (Japan Sea) and tectonic implications. *Tectonophysics*, **502**, 293–307.
- Makino, Y., Kuroki, Y. and Hirata, T. (2019) Determination of major to trace elements in metallic materials based on the solid mixing calibration method using multiple spot-laser ablation-ICP-MS. *Journal of Analytical Atomic Spectrometry*, **34**, 1794–1799.
- 松原典孝・郡山鈴夏・佐野恭平・羽地俊樹・檀原 徹・岩野英樹・平田岳史 (2023) 岩相解析に基づいた兵庫県但馬御火浦一浜坂・居組エリアに分布する北但層群の古環境復元およびU-Pb年代測定. 日本地質学会第130年学術大会講演要旨, T15-P-24.
- 松本俊雄 (1986) 鳥取市南東方地域の中新統の層序. 地質学雑誌, **92**, 269–287.
- 松本俊雄 (1991) 鳥取市北東方地域の中新統層序と中期中新世の火山活動. 地質学雑誌, **97**, 697–712.
- Miller, J. S., Matzel, J. E. P., Miller, C. F., Burgess, S. D. and Miller, R. B. (2007) Zircon growth and recycling during the assembly of large, composite arc plutons. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, **167**, 282–299.
- Nagao, K. and Takahashi, E. (1993) Noble gases in the mantle wedge and lower crust: an inference from the isotopic analyses of xenoliths from Oki-Dogo and Ichinomegata, Japan. *Geochemical Journal*, **4–5**, 229–240.
- 長尾敬介・西戸裕嗣・板谷徹丸・緒方惟一 (1984) K-Ar 法による年代測定. 蒜山研究所研究報告, no. 9, 19–38.
- 中江 訓・辻野 匠・小松原 琢・高木哲一・宮川歩夢 (2022) 20万分の1地質図幅「宮津」(第2版). 産総研地質調査総合センター.
- 中嶋 健 (2018) 日本海拡大以来の日本列島の堆積盆テクトニクス. 地質学雑誌, **124**, 693–722.
- 野村律夫・松本俊雄 (1990) 鳥取層群の底生有孔虫化石. 山陰地域研究 (自然環境), no. 6, 57–64.
- Ogasawara, M., Mikoshiba, M., Geshi, N., Shimoda, G. and Ishizuka, Y. (2018) Optimization of analytical conditions for major element analysis of geological samples with XRF using glass beads. *Bulletin of the Geological Survey of Japan*, **69**, 91–103.
- Otuka, Y. (1937) Tertiary folding in Japan. *Proceedings of the Imperial Academy*, **13**, 78–81.
- Pérez-Gussinyé, M., Andres-Martinez, M., Araujo, M., Xin, Y., Armitage, J. J. and Morgan, J. P. (2020) Lithospheric strength and rift migration controls on synrift stratigraphy and breakup unconformities at rifted margins: Examples from numerical models, the Atlantic and South China Sea Margins. *Tectonics*, **39**, e2020TC006255.
- 先山 徹・松原典孝 (2012) 山陰海岸ジオパーク地域の第三紀北但層群における貫入岩類のK-Ar年代と層序の再検討. 日本地質学会第119年学術大会講演要旨, R5-O-10.
- 産総研地質調査総合センター (2023) 20万分の1日本シームレス地質図V2, オリジナル版. <https://gbank.gsj.jp/seamless/> (閲覧日: 2025年1月16日)
- Sumino, H., Ikehata, K., Shimizu, A., Nagao, K. and Nakada, S. (2008) Magmatic processes of Unzen volcano revealed by excess argon distribution in zero-age plagioclase phenocrysts. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, **175**, 189–207.
- 多井義郎 (1973) いわゆる宍道褶曲帯について. 地質学論集, no. 9, 137–146.
- 高安克己・山崎博史・上田哲郎・赤木三郎・松本俊雄・野村律夫・岡田昭明・沢田順弘・山内靖喜・吉谷昭彦 (1992) 山陰地方の中新統層序と古地理. 地質学論集, no. 37, 97–116.
- 田中 隆・小草欽治 (1981) 山陰沖における中期中新世以降の造構運動. 地質学雑誌, **87**, 725–736.
- Taylor, J. R. (1982) *An Introduction to Error Analysis: The Study of Uncertainties in Physical Measurements*. University Science Books, Mill Valley, 270p.
- 鳥取県 (1966) 10万分の1鳥取県地質図および同説明書. 鳥取県, 109p.
- 辻野 匠 (2019) 丹後半島の中新統北但層群の層序と構造. 日本地質学会第126年学術大会講演要旨, R7-P-2.
- 上村不二雄・坂本 亨・山田直利・猪木幸男 (1974) 20万分の1地質図幅「鳥取」. 地質調査所.
- 上村不二雄・坂本 亨・山田直利 (1979) 若桜地域の地質. 地域地質研究報告 (5万分の1図幅), 地質調査所, 91p.
- Ushimaru, K. and Yamaji, A. (2023) Strain and stress gradients through the backarc regions of Miocene western Japan: A new type of arc-parallel extension. *Journal of Structural Geology*, **173**, 104894.
- 弘原海 清・松本 隆 (1958) 北但馬地域の新生界層序: 近畿西北部の新生界の研究 (その1). 地質学雑誌, **64**, 625–637.
- 八木公史 (2006) K-Ar年代測定のための鉱物分離マニュアル. 地質技術, 創刊準備号, 19–25.
- 八木公史・板谷徹丸 (2011) 塩酸処理による主要鉱物のK-Ar年代への影響. 地質技術, no. 1, 37–43.
- Yamaji, A. and Yoshida, T. (1998) Multiple tectonic events in the Miocene Japan arc: The Heike microplate hypothesis. *Journal of Mineralogy, Petrology and Economic Geology*, **93**, 389–408.

Yamamoto, H. (1993) Submarine geology and post-opening tectonic movements in the southern region of the Sea of Japan. *Marine Geology*, **112**, 133–150.

山元孝広・星住英夫 (1988) 丹後半島新第三系の層序と中期中新世の火山活動. *地質学雑誌*, **94**, 769–781.

山内靖喜・吉谷昭彦 (1981) グリーンタフ堆積盆地発展の造構運動—島根県東部を例にして—. *地質学雑誌*, **87**, 711–724.

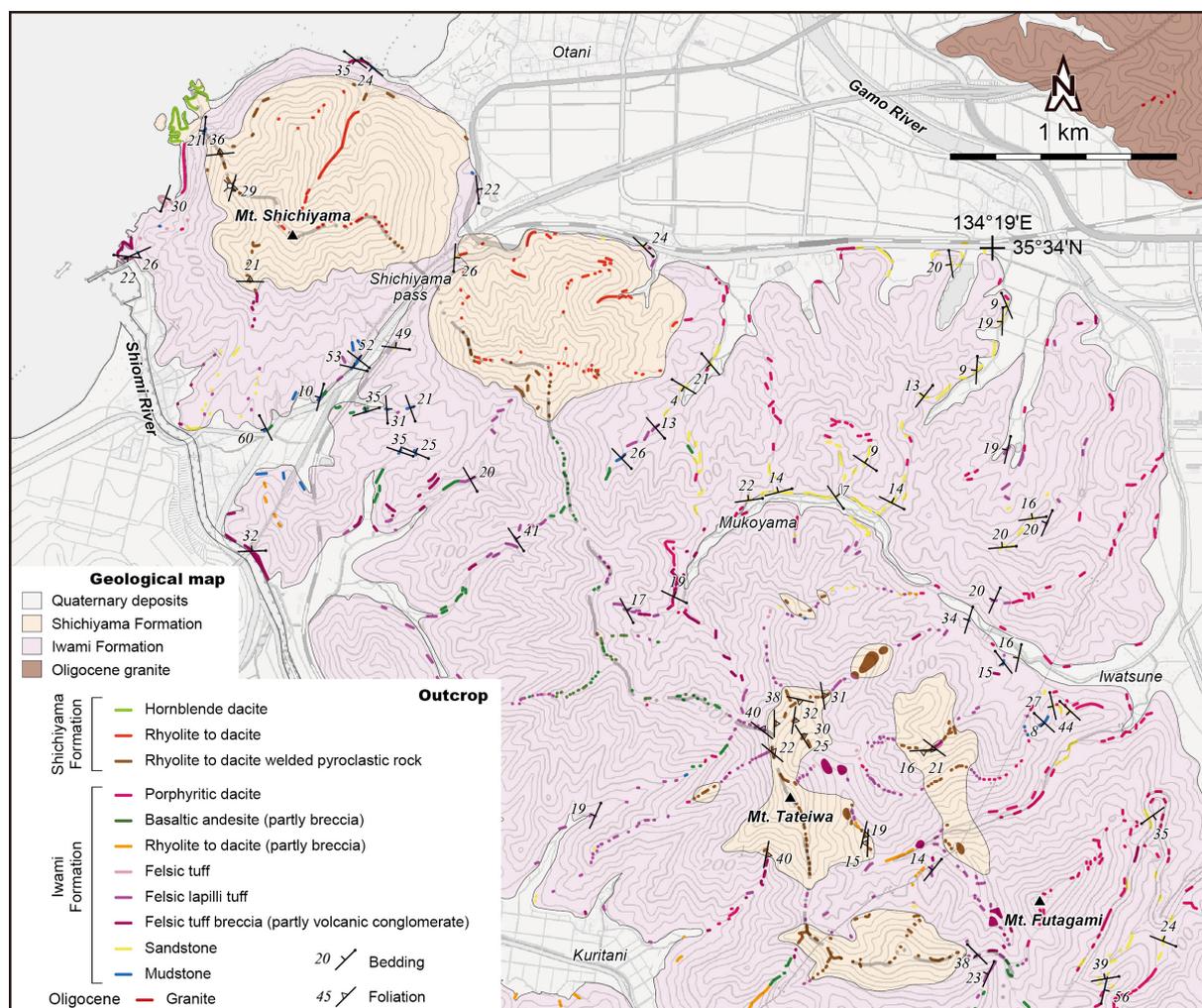
山内靖喜・吉谷昭彦 (1992) 日本海南部およびその沿岸

域における中新世の構造運動. *地質学論集*, no. 37, 311–326.

Yoon, S. H., Sohn, Y. K. and Chough, S. K. (2014) Tectonic, sedimentary, and volcanic evolution of a back-arc basin in the East Sea (Sea of Japan). *Marine Geology*, **352**, 70–88.

(受付 : 2025年12月10日 ; 受理 : 2026年2月3日)

Appendix



付図1 鳥取県東部、駒馳山地域のルートマップ。詳細な地質図は本文の第2図に示す。基図は国土地理院発行の数値地図に基づく。等高線間隔は20 m。

Fig. A1 Geological route map of the Shichiyama area, eastern Tottori Prefecture, Japan. The detailed geological map of the area is presented in Fig. 2 of the main text. The base topographic map is derived from the Digital Map of Japan, published by the Geospatial Information Authority of Japan. Contour interval is 20 m.