

瑞浪市化石博物館研究報告 第 50 巻, 第 3 号, 17–28, 8 figs.
Bulletin of the Mizunami Fossil Museum, vol. 50, no. 3, 17–28, 8 figs.
©2024, Mizunami Fossil Museum
Manuscript accepted on January 14, 2024; published on March 29, 2024.

中新統瑞浪層群宿洞層のパレオパラドキシア瑞浪釜戸標本を含む 砂岩岩塊の残留磁化および磁気異方性

星 博幸*

*愛知教育大学 〒448-8542 愛知県刈谷市井ヶ谷町広沢 1

Remanent magnetization and magnetic anisotropy of the sandstone block containing the “Paleoparadoxiid Mizunami-Kamado specimen” from the Shukunohora Formation of the Miocene Mizunami Group in central Japan

Hiroyuki Hoshi*

*Aichi University of Education, 1 Hirosawa, Kariya, Aichi 448-8542, Japan
< hoshi@auecc.aichi-edu.ac.jp >

Abstract

This paper presents the results of magnetic measurements on the sandstone block containing the “Paleoparadoxiid Mizunami-Kamado specimen” from the Shukunohora Formation of the Miocene Mizunami Group in central Japan. Stepwise demagnetization suggests the presence of both magnetite and greigite, with the latter being probably authigenic minerals formed during early diagenesis. The anisotropy of magnetic susceptibility (AMS) analysis shows a highly variable magnetic fabric with no preferred orientation, suggesting the absence of a consistent grain alignment in the sandstones. This likely reflects disturbances by storms or bioturbation. The sandstone block-mean remanent magnetization direction may be attributed to chemical remanent magnetization (CRM) carried by greigite and, therefore, may not represent the paleofield direction at the time of deposition. However, assuming CRM acquisition during early diagenesis shortly after deposition, the deposition was during a reverse polarity period around 16.5 Ma, potentially either Chron C5Cr (17.154–16.637 Ma), C5Cn.2r (16.532–16.434 Ma), or C5Cn.1r (16.351–16.261 Ma). The deviation of the block-mean remanent magnetization direction from the geocentric axial dipole field suggests a clockwise tectonic rotation ($28 \pm 20^\circ$) for the crust beneath the study area relative to the Asian continent. This rotation coincides with the clockwise rotation of Southwest Japan during the major opening of the Japan Sea, suggesting the “Paleoparadoxiid Mizunami-Kamado specimen” lived amidst this tectonic event.

Key words: anisotropy of magnetic susceptibility (AMS), paleomagnetism, Paleoparadoxiidae, Shukunohora Formation, Mizunami Group, tectonic rotation, Japan Sea opening

1. はじめに

岐阜県瑞浪市釜戸町下切 (Fig. 1) の土岐川河床において、中新統瑞浪層群宿洞層の砂岩中にパレ

オパラドキシア科の骨格化石が発見された (パレオパラドキシア瑞浪釜戸標本: 安藤ほか, 2023, 2024). 2022年6月, この化石標本を含む砂岩岩塊 (Fig. 2) が地層から掘削され, 砂岩岩塊は瑞浪市化石博物館別館に運搬された. その後, 化石標本の剖出や

記載(安藤ほか, 2024; 北川, 2024; 甲能, 2024)および各方面からの調査が行われている。

本論で筆者は, パレオパラドキシア瑞浪釜戸標本を含む砂岩岩塊から得られた磁気測定結果について報告する。本研究は次の二つの目的で行われた。一つ目は, この化石標本が地層に埋没した際の海底環境を磁化率(帯磁率)の異方性(anisotropy of initial magnetic susceptibility: AMS)から探ることである(本論の磁化率はすべて初磁化率を意味する)。堆積物の AMS を調べることによって堆積物の構成粒子の配列(粒子ファブリック)を推定できることがある(Rees, 1965)。その推定に基づいて運搬・堆積時の古流向や堆積後の粒子再配列などを検討した事例が多数報告されている(Tarling and Hrouda, 1993 の教科書や Parés, 2015 のレビューを参照)。瑞浪層群の堆積物を対象に AMS を調査した研究として Itoh et al. (2006)と安藤・星(2020)があるが, パレオパラドキシア瑞浪釜戸標本発掘地とその付近からの AMS 調査報告はない。目的の二つ目は, この化石標本を含む砂岩岩塊の残留磁化方位を決定し, 化石標本産出層準の堆積年代と堆積後の地殻回転運動を探ることである。後述するように, 宿洞層

の年代は微化石層序と貝類化石のストロンチウム同位体年代から前期中新世末の約 17~16 Ma と推定される(入月ほか, 2024; 荒岡ほか, 2024)。この時期には複数の地磁気逆転によって正磁極期と逆磁極期が繰り返していたため(Kochhann et al., 2016; Ogg, 2020), 砂岩岩塊の残留磁化極性が明らかになれば, 地磁気極性年代尺度を参照することによって堆積年代をより高精度で推定できる可能性がある。また, 砂岩岩塊の残留磁化方位をアジア大陸の古地磁気データから求められる前期中新世の古地磁気参照方位と比較することによって, アジア大陸に対する相対地殻回転を定量的に検討できると考えられる。瑞浪地域では中新世に時計回り地殻回転が起こったと考えられ, その回転は日本海の前期中新世本格拡大に伴う西南日本の時計回り回転を表すものと考えられている(Hayashida, 1986; Itoh et al., 2006; Hoshi et al., 2015)。砂岩岩塊の残留磁化方位が明らかになれば, パレオパラドキシア瑞浪釜戸標本が形成された際の地理的状況について日本海拡大と関連づけて考察できる可能性がある。なお, 宿洞層からの残留磁化データの報告は本論が初めてと思われる。

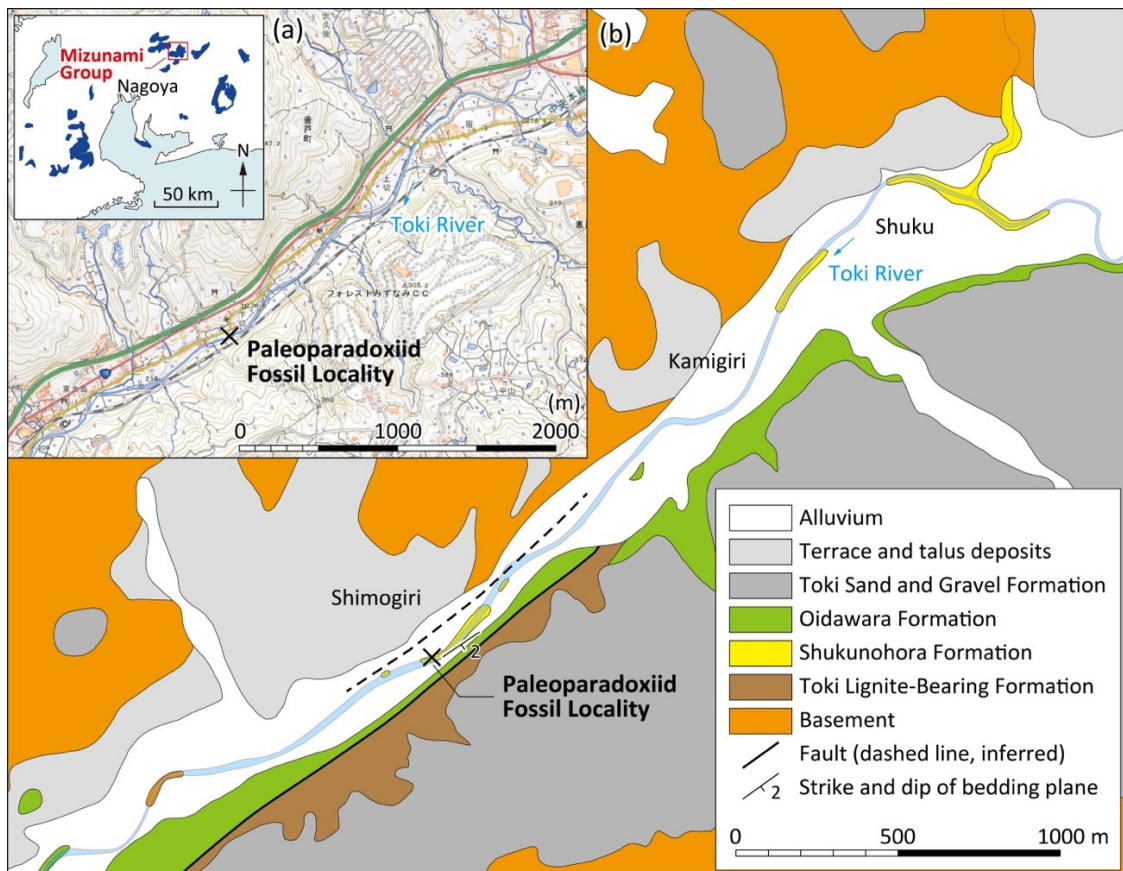


Fig. 1. Location of the sandstone block containing the “Paleoparadoxiid Mizunami-Kamado specimen”. (a) Topographic map made from a web map of the Geospatial Information Authority of Japan. The inset map shows the distribution of Early–Middle Miocene sediments of the Setouchi Geologic Province including the Mizunami Group. (b) Geological map slightly modified from that of Itoigawa (1980).

2. 地質概説・試料・方法

パレオパラドキシア瑞浪釜戸標本を含む砂岩岩塊の掘削地点周辺の地質図(糸魚川, 1980)を Fig. 1 に示す. 瑞浪層群の堆積岩シーケンスは下位から土岐夾炭層, 本郷層, 明世層, 宿洞層, 生俵層に区分されるが(瑞浪層群全体の層序と年代の概要については入月・細山, 2006 と Hoshi et al., 2015 を参照), そのうち砂岩岩塊掘削地点周辺には土岐夾炭層, 宿洞層, 生俵層が分布する(糸魚川, 1980). 瑞浪層群の基盤岩は主に濃飛流紋岩の溶結火砕岩類およびそれに貫入する花崗岩類であり(いずれも上部白亜系), 瑞浪層群はそれらを不整合に覆うか断層で接する. 瑞浪層群の各層は鮮新統の土岐砂礫層および更新・完新統の未固結堆積物によって不整合に覆われる.

砂岩岩塊掘削地点とその周辺の宿洞層は主に砂岩と泥質砂岩からなり, 局所的に厚さ 1 m 程度の礫岩層が挟在する. 筆者の調査によると, 砂岩岩塊掘削地点の地層は南東に約 2°で緩く傾斜している. この掘削地点の東方約 100 m の土岐川河床からは貝類化石の *Glycymeris-Chlamys* 群集(糸魚川ほか, 1981)が報告されている(糸魚川ほか, 1974 の地点番号 138 および糸魚川, 1980 の地点番号 07).

砂岩岩塊から採取したコア(後述)の欠片を碗がけ法で洗浄し乾燥させた後, 砂を実体顕微鏡で観察した. 砂を構成する粒子は主に石英と長石で, 有色鉱物として黒雲母と角閃石が含まれる(全粒子の 10%以下). 他に, チタン鉄鉱とみられる弱磁性黒色鉄鉱, 岩石片, および有孔虫化石も含まれる(合わせて全粒子の 10%程度). 注目すべきは,



Fig. 2. Sandstone block containing the “Paleoparadoxiid Mizunami-Kamado specimen”, with eight holes where cores for magnetic measurements were sampled. Photo taken at the Mizunami Fossil Museum on December 17, 2022.

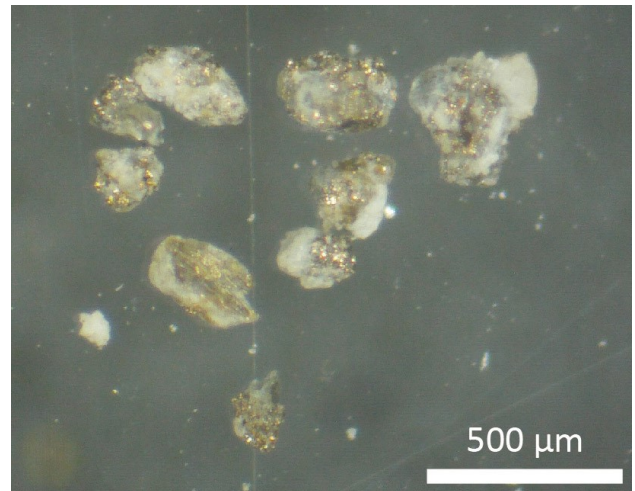


Fig. 3. Stereomicroscopic photograph showing framboidal pyrite grains in a sand fraction of the sandstone block containing the “Paleoparadoxiid Mizunami-Kamado specimen”.

全粒子の 1%以下と少量ではあるがフランボイダル黄鉄鉱集合体も含まれることである(Fig. 3). この黄鉄鉱の岩石磁気学的意味については後に考察する.

磁気測定のための岩石試料を 2022 年 12 月 17 日に瑞浪市化石博物館別館で採取した. パレオパラドキシア瑞浪釜戸標本を含む約 170×120×50 cm の砂岩岩塊から, 携帯型バッテリードリルを用いて直径 25 mm, 長さ 50~80 mm の岩石コアを 8 本採取した(Fig. 2). コアはパレオパラドキシア瑞浪釜戸標本と同一の層準から採取し, 骨から最も近い距離は約 16 cm であった. コアは中粒砂岩からなり, 葉理などの堆積構造は認められなかった. コアの定方位付けには磁気コンパスを使用し, 定方位の基準は博物館別館内での磁北とした. 骨盤側から胸椎側に向かって見たとき, 砂岩岩塊は腰椎の並びが磁北から 20°E の方向になるように静置されていた. 砂岩岩塊が釜戸町の土岐川河床露頭(35.4184°N, 137.3204°E)から掘削された際に撮影された写真を周囲の建物配置と位置情報も考慮して Google Earth 画像上で慎重に解析した結果, 河床露頭において腰椎の並びは真北から 25°E 方向になっていたことが判明した. これらの情報を使って, 真北を基準とするコアの姿勢を決定した. 館内の磁場の乱れや写真解析の誤差を定量的に見積もることはできないが, 水平面内(偏角方向)の誤差が±10°を超えることはないと推定される. 一方, 砂岩岩塊は底面がほぼ水平になるように掘削され, 館内でも底面が水平になるように静置されていた. 鉛直面内(伏角方向)の誤差も定量的な見積もりは困難だがこれも±10°を超えることはないと推定される.

採取後, コアを愛知教育大学の岩石切断機で切断し, 各コアから高さ 22 mm の円柱状試験片 (以下, 試験片) を 2 個切り出した. 得られた試験片は合計 16 個である.

磁気測定ではまず, 愛知教育大学の古地磁気実験室で AGICO MFK1-FA 磁化率計を使って全試験片の AMS を測定した. AMS 測定は測定周波数 976 Hz, スピンモードで行った. 測定データ解析には AGICO 製データ解析ソフト Anisoft v.5.1.08 を使用した. 測定結果を用いて, 各試験片の平均磁化率 K_m , 異方性の大きさを表すパラメータ P_j (corrected anisotropy degree: Jelinek, 1981), および異方性の形状を表すパラメータ T (shape parameter: Jelinek, 1981) を求めた. 試験片の磁化率楕円体の最大・中間・最小各主軸帯磁率をそれぞれ K_1, K_2, K_3 とすると, $K_m = (K_1 + K_2 + K_3)/3$ である. P_j と T はそれぞれ次式で与えられる.

$$P_j = \exp\{2[(\eta_1 - \eta_m)^2 + (\eta_2 - \eta_m)^2 + (\eta_3 - \eta_m)^2]\}^{1/2}$$

$$T = (2\eta_2 - \eta_1 - \eta_3)/(\eta_1 - \eta_3)$$

ここで, $\eta_1 = \ln K_1$, $\eta_2 = \ln K_2$, $\eta_3 = \ln K_3$, $\eta_m = (\eta_1 \cdot \eta_2 \cdot \eta_3)^{1/3}$ である. なお, 以下では最大・中間・最小各主軸方位をそれぞれ K_1, K_2, K_3 方位と呼称する.

次に, 同実験室でいくつかのパイロット試験片に対して自然残留磁化 (natural remanent magnetization: NRM) の段階消磁実験を行った. 消磁法は交流消磁 (回転法) と熱消磁であり, 実験に使用した装置類と実験方法は基本的に杉崎・星 (2017) と同じである. 段階熱消磁実験では試験片の熱変質をモニターするために各消磁温度段階で磁化率も測定した. パイロット試験片以外の試験片の消磁と残留磁化測定は高知大学海洋コア国際研究所の古地磁気実験室で行い, 使用した装置類は Hoshi et al. (2019) で用いたものと同じである. 消磁データの解析には Lurcock and Wilson (2012, 2019) の解析ソフト PuffinPlot v.1.4.1 を使用した. また, 残留磁化を担う磁性鉱物を推定するために, 一つの試験片に対して同研究所で 3 成分等温残留磁化 (isothermal remanent magnetization: IRM) の段階熱消磁実験 (Lowrie, 1990) も実施した. この実験では, 試験片の直交する 3 方向のそれぞれに 1.98 T, 0.41 T, 0.12 T の静磁場を順次印加し, ハード (H)・ミディアム (M)・ソフト (S) の各成分からなる 3 成分 IRM を着磁させた後, NRM の場合と同様に段階熱消磁を行い各成分の減衰の仕方を調べた. IRM 着磁には Magnetic Measurements MMPM10 パルス磁化器を, IRM 測定には夏原技研 SMD-88 スピナー磁力計を使用した.

なお, 砂岩岩塊掘削地点付近の地層は傾斜が 2°程度とごく緩いため, 磁気測定データの傾動補正は行わなかった.

3. 結果

まず, 16 個の試験片の K_m は最小値が 1.25×10^{-4} SI, 最大値が 2.61×10^{-4} SI であった. 各試験片の K_1, K_2, K_3 各方位は大きなばらつきを示し, 砂岩岩塊内で各主軸の卓越方位は認められなかった (Fig. 4a). P_j と T の関係を見ると (Fig. 4b), 試験片データは扁平型 (oblate) と扁長型 (prolate) の両方の領域にプロットされ, どちらかに卓越する傾向は認められなかった. P_j は約 1.005~1.014 と低かった.

次に, 試験片の NRM 強度は最小値が 7.34×10^{-4} A/m, 最大値が 6.23×10^{-3} A/m であった. パイロット試験片の段階消磁実験から, 交流消磁では意味のある残留磁化成分の分離が困難だが, 熱消磁ではそれが可能と判断された. 8 個 (各コアから 1 個を選択) の試験片に段階熱消磁を適用した結果, 1 個から 150~225°C の消磁温度で直交投影図上で原点に向かって直線的に減衰する磁化成分が見出された (Fig. 5a). この直線成分の方位は主成分解析によって偏角 $D = 228.3^\circ$, 伏角 $I = -43.2^\circ$ と決定され, 直線性の目安となる MAD (maximum angular deviation: Kirschvink, 1980) = 6.2° であった. 一方, 他の試験片からは原点に向かう直線成分を分離できなかったものの, 6 個からは最適消磁大円を決定できる消磁データが得られた. Fig. 5b に示す例では, 100~200°C の消磁温度で大円に沿って残留磁化ベクトルの方位が変化する様子が認められた. このような方位変化を示した 6 個に対して最適消磁大円を決定し, 前述の直線成分方位と組み合わせて McFadden and McElhinny (1988) の大円法を適用することによって, 合計 7 個の試験片から $D = 213.8^\circ$, $I = -54.5^\circ$, 95% 信頼限界範囲の半径 $\alpha_{95} = 19.5^\circ$, 集中度パラメータ $k = 13.2$ の岩塊平均磁化方位が決定された (Fig. 6). この方位を砂岩岩塊の固有磁化とみなすことにする. この方位は逆極性であり, 平均伏角は岩塊掘削地点の緯度に対応する地心軸双極子磁場の伏角 (逆磁極期は -54.9°) にほぼ等しいが, 平均偏角は地心軸双極子磁場の偏角 (逆磁極期は 180°) に対して時計回り方向に偏向している.

3 成分 IRM の段階熱消磁実験結果を Fig. 7 に示す. IRM はどの消磁温度段階でも S 成分が最も大きく H 成分が最も小さかった. 注目すべき点は次のとおりである. 3 成分とも 250~300°C の間で顕著なアンブロッッキングが見られた. 3 成分ともそのアンブロッッキング後

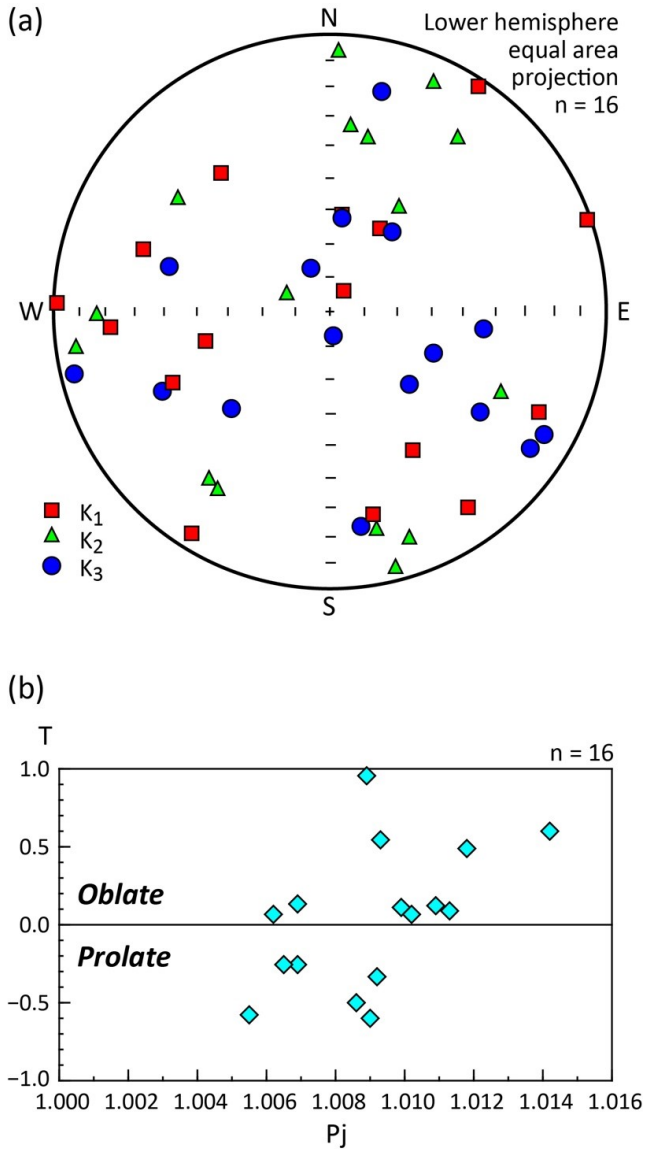


Fig. 4. Anisotropy of magnetic susceptibility (AMS). (a) Directions of the maximum (K_1), intermediate (K_2), and minimum (K_3) axes. (b) Plot of the shape parameter T (Jelinek, 1981) against the corrected anisotropy degree P_j (Jelinek, 1981).

も磁化が残ったが(ただし H 成分は他の 2 成分に比べてかなり小さかった), 磁化は 550~600°Cの間で完全にアンブロックされた。磁化率は 400~450°Cの間で急増し, その後の消磁温度上昇に伴い急速に減少した。

4. 議論

4.1. 磁性鉱物の推定

NRM および 3 成分 IRM の段階消磁実験結果から, 今回測定した試験片には 2 種類の磁性鉱物が含まれると推定される。一つ目は磁鉄鉱(マグネタイト)

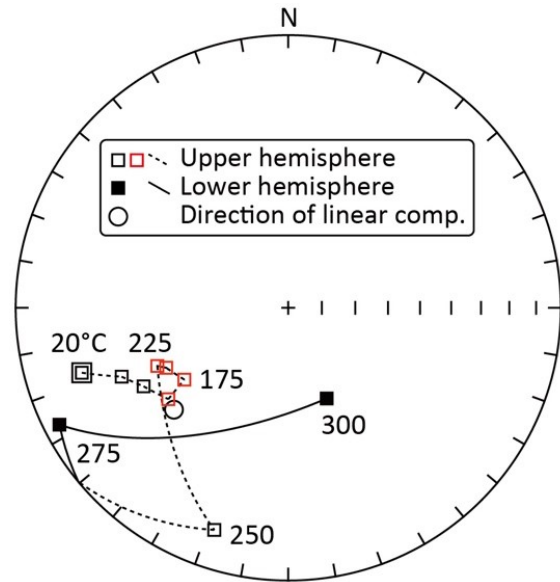
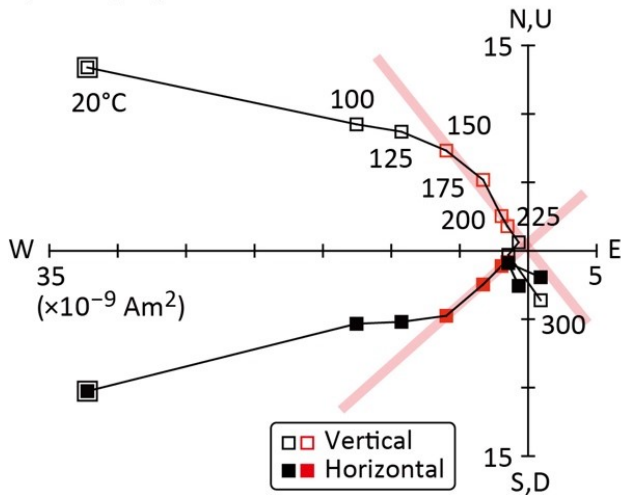
である。3 成分 IRM の段階熱消磁実験において, S 成分と M 成分は 550~600°Cの間でほぼ消磁された。また, 250°C以降の H 成分は無視できるほど小さくなったことから, 550~600°Cの最高アンブロッキング温度を持つ磁性鉱物の保磁力は約 400 mT 以下で, S 成分が最も大きいため主に 120 mT 以下と判断される。これらは磁鉄鉱の存在を強く示唆する。

二つ目は強磁性硫化鉄のグリグ鉱(グレイガイト)である。原点に向かう直線成分が認められた試験片 P-5B の NRM 段階熱消磁実験では, 残留磁化が約 250°Cでほぼ失われた(Fig. 5a)。3 成分 IRM の段階熱消磁実験でも, 3 成分とも 250~300°Cの間で顕著な減衰が認められた。グリグ鉱は 200°C程度よりも高温で他の鉱物への変化が進行するため(Dekkers et al., 2000), そのキュリー点は正確に決まっていない。キュリー点は 350°Cを少し上回る程度という推定があるが(Chang et al., 2008; Roberts et al., 2011), グリグ鉱を含む堆積物は 200~300°Cで残留磁化が大きく減衰することがある(Torii et al., 1996; Sagnotti and Winkler, 1999; Sagnotti et al., 2005; Roberts et al., 2011)。また, 段階熱消磁で磁化率が 400°C以降に急増のち急減という顕著な変化を示したこともグリグ鉱の存在を示唆する。グリグ鉱は貧酸素で硫酸塩還元性の底質環境における初期続成過程で自生することが知られ(Roberts, 1995; Roberts et al., 2011), 黄鉄鉱に至る中間生成物として生じたものが地質時代の堆積物中に含まれることがある。空気中での熱消磁実験で見られた 400~450°Cの磁化率急増は, 空気中加熱によって試験片中に比較的高い磁化率を持つ強磁性鉱物が生成したことを示唆する。硫化鉄を含む堆積物では加熱によって複雑な鉱物変化が進行するが, 可能性の一つとしてグリグ鉱の磁鉄鉱または磁赤鉄鉱への変化(グリグ鉱→黄鉄鉱→磁鉄鉱/磁赤鉄鉱: Dekkers et al., 2000)が推定される。他の可能性としては, 黄鉄鉱の酸化による磁鉄鉱生成(黄鉄鉱→磁硫鉄鉱→磁鉄鉱: Wang et al., 2008)も推定される。実際, 今回実験に用いた試験片には黄鉄鉱が含まれていた(Fig. 3)。磁鉄鉱と磁赤鉄鉱の質量磁化率はグリグ鉱のそれよりも数倍高いため(Maher et al., 1999), 400~450°Cで磁鉄鉱あるいは磁赤鉄鉱が生成したことによって試験片の磁化率が急増したと推定される。そのようにして生じた磁鉄鉱あるいは磁赤鉄鉱がさらに高温で酸化し赤鉄鉱化(磁鉄鉱/磁赤鉄鉱→赤鉄鉱: van Velzen and Zijdeveld, 1992; Dekkers et al., 2000; Wang et al., 2008)が進行したために, 磁化率が 450°C以降大きく減少したと推定される(赤鉄鉱の質量磁化率は磁鉄鉱/磁赤鉄鉱のそれよりも 2 または 3 桁低い: Dearing, 1999; Maher et

al., 1999). ただし, 今回測定した試験片に含まれる二つ目の強磁性鉱物がグリグ鉱ではなく磁硫鉄鉱など他の強磁性鉱物である可能性も捨て切れない. この検討には詳細な岩石磁気学および鉱物学的実験が必要だが, 本論ではグリグ鉱の存在を仮定して議論を進める.

一般に, 熱水変質や変成作用を受けていない堆積物では, 磁鉄鉱は地層堆積時から含まれる初生的な碎屑性鉱物と考えられるが, グリグ鉱は上述のように初期続成過程で生成した鉱物である可能性が高い. 今回測定した砂岩にはグリグ鉱が含まれると考えられるため, AMSと残留磁化の解釈は慎重に行う必要がある.

a) P-5B (Th)



b) P-4B (Th)

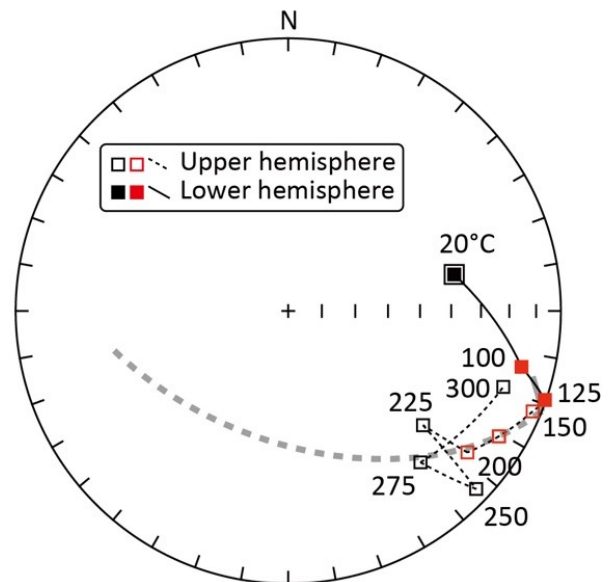
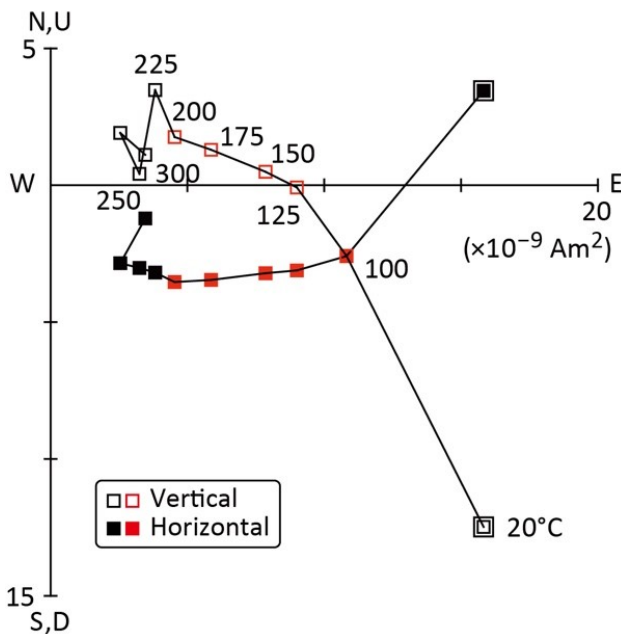


Fig. 5. Examples of stepwise thermal demagnetization of natural remanent magnetization (NRM). (a) Orthogonal plot showing results from specimen P-5B, where a reversed-polarity linear component trending to the origin is recognizable in a temperature range from 150 to 225°C (represented by red symbols). The pink lines represent the direction of the linear component determined using principal component analysis. (b) Results from specimen P-4B (left, orthogonal; right, equal-area), where the magnetization vector changes along a great circle in a temperature range from 100 to 200°C (represented by red symbols). The grey arc in the equal-area plot represents a sector constraint (McFadden and McElhinny, 1988) on a great circle.

4.2. 乱雑な磁化率異方性の原因

本論のはじめに触れたように、一般に堆積物の AMS は堆積物構成粒子のファブリックを反映する (Rees, 1965; Tarling and Hrouda, 1993). 静水で粒子がゆっくりと沈積した場合は K_1 方位と K_2 方位が層理面に平行に、 K_3 方位が層理面に垂直になることが多い。一方、混濁流堆積物の場合は粒子インブリケーションを反映した主軸方位分布となり、その分布は扁平型卓越の場合と扁長型卓越の場合で異なる。

今回、各試験片の AMS 主軸方位 (Fig. 4a) が大きくばらついたことは、パレオパドキシア瑞浪釜戸標本を含む砂岩岩塊が一定の粒子ファブリックを持たないことを示唆する。砂粒子は流れの影響下で堆積したはずなので、元々は堆積時の古流向を反映した粒子ファブリックを持っていたであろう。それが AMS から推定されないことは、堆積後に粒子配列が乱されたことを示唆する。各試験片の P_j が低いのもそのためであろう。前述のとおり、今回測定した試験片には磁鉄鉱とグリグ鉱の存在が段階熱消磁実験から推定される。

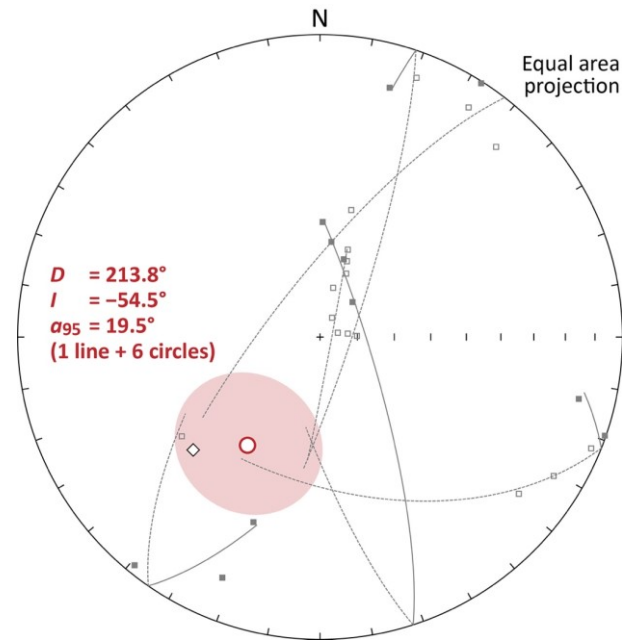


Fig. 6. Sandstone block-mean magnetization direction (red circle) determined using the great circle method. The pink-shade area represents the region of 95% confidence. The diamond represents the linear component direction for specimen P-5B. Small gray squares represent directions at demagnetization temperature steps used to find the best-fit great circles (gray arcs). Solid symbols represent directions in the lower hemisphere, and open symbols represent directions in the upper hemisphere.

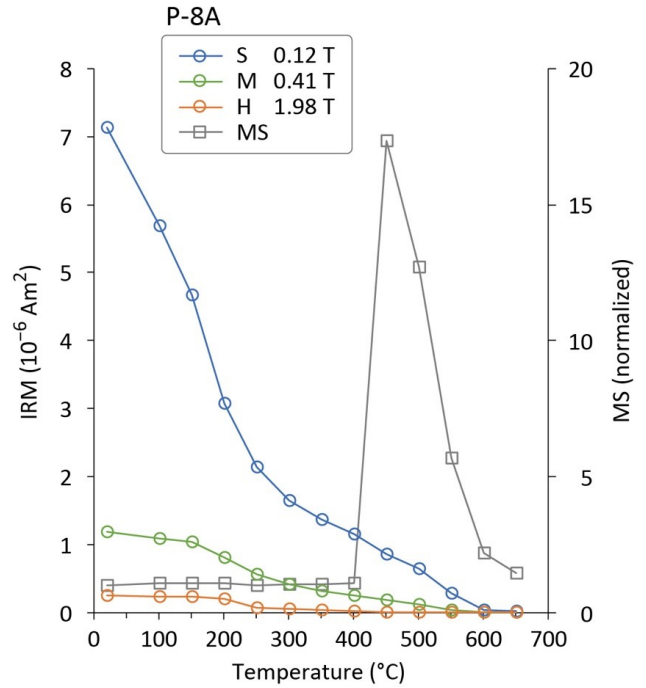


Fig. 7. Stepwise thermal demagnetization of a three-component isothermal remanent magnetization (IRM). S, soft component; M, medium component; H, hard component; MS, initial magnetic susceptibility.

また、砂粒子の実体顕微鏡観察では石英、長石、黒雲母、角閃石、チタン鉄鉱、黄鉄鉱などの弱磁性鉱物および岩石片と石灰質微化石が確認された。粒子観察では泥サイズ粒子を対象外にしたこと、および実体顕微鏡による簡易的な観察であることに注意が必要だが、上に挙げた鉱物の中で高い磁化率を示すのは磁鉄鉱である。岩石片は詳細が不明だが、岩石種によっては磁化率が比較的高いかもしれない。磁鉄鉱はフェライト磁石を用いた砂粒子の磁選で確認されなかったため、①泥サイズの微小粒子として含まれる、あるいは②黒雲母や角閃石の粒子中に劈開に沿うようにして生じた微細変質鉱物として含まれる、といった可能性が推定される。①の場合、堆積後に粒子配列が乱されたならば磁鉄鉱粒子もその影響を直接受けるであろう。②の場合、扁平性の強い黒雲母や扁長性の強い角閃石の粒子は堆積時に古流向を反映した粒子配列を持ち、それゆえ鉱物中の劈開の向きも堆積物全体として見れば定向性を持っていたと考えられるが、堆積後に粒子配列が乱されたならば劈開の向きも堆積物全体として見れば乱雑になると考えられる。その劈開に沿うようにして後生的に磁鉄鉱が生成すれば、その磁鉄鉱の形態は堆積物全体として見れば乱雑になるであろう。なお、先に述べたように今回検討し

た試験片にはグリグ鉱の存在が推定されるが、グリグ鉱を含む堆積物であっても K_3 方位が層面にほぼ垂直な堆積性 AMS ファブリックを示すことが知られている (Florindo and Marra, 1995; Roberts et al., 2011; Liu et al., 2014). そのため、後生的なグリグ鉱生成が磁化率主軸方位のばらつきの原因とは考えにくい。

堆積時または堆積後に粒子配列を乱す要因として二つの異なる可能性が考えられる。一つはストームの影響である。石灰質微化石の検討によると、この砂岩の堆積環境として開放的な海域でやや沖合の上部亜沿岸帯(水深約 20~50 m)が推定される(入月ほか, 2024)。ストーム時の波浪限界水深よりも浅かったためにストーム時に海底の砂粒子の配列が海水の動揺によって乱された可能性は否定できないと考えられる。もう一つは生物活動による攪拌の影響である。砂岩岩塊には不明瞭な層理が認められるだけで、肉眼で確認できる他の堆積構造が認められなかった。これは堆積直後の著しい生物擾乱によって初生的な堆積構造が消失した可能性を示唆する。また、砂岩岩塊のパレオパラドキシア瑞浪釜戸標本の周辺では 120 本以上のサメの歯化石が発見され、骨には咬合痕も認められた(北川, 2024)。このことから、サメがパレオパラドキシアの遺骸を摂食した際に底質が攪拌された可能性も考えられる。これら二つの可能性は、砂岩岩塊が掘削された層準の上位や下位の堆積物を露頭から採取して AMS を調べることによって検証できると考えられる。

4.3. 日本海拡大との関係

NRM の段階熱消磁実験によって、直線成分方位と最適消磁大円はいずれも 250°C 以下の消磁温度で決定された (Fig. 5)。そのため、今回決定された岩塊平均磁化方位 (Fig. 6) の担い手は主にグリグ鉱と考えられる。このグリグ鉱は先に述べたように初期続成過程で生成した自生鉱物である可能性が高い。そのため、岩塊平均方位はグリグ鉱生成時に獲得された化学残留磁化 (chemical remanent magnetization: CRM) と考えられ、厳密には地層堆積時の古地磁気記録ではないと考えられる。しかし、初期続成でグリグ鉱が自生するタイムスケールは地磁気永年変化や地磁気逆転に要するタイムスケール(前者は $10^2 \sim 10^3$ 年, 後者は 10^3 年)とほぼ同等と考えられる。そのため、残留磁化極性を用いた堆積年代推定や残留磁化方位を用いた地殻回転推定といった地質学的タイムスケール (10^4 年以上)での検討においては、グリグ鉱の残留磁化方位は堆積直後に獲得されたものとみなして大きな問題はないと考えられる。

注目すべきは、この岩塊平均方位が地心軸双極子磁場方位に対して時計回り方向に偏向していることである。地層の傾動は補正していないが、地層の傾斜角はごくわずかであるため、地層の傾動が偏向の原因ではない。また、永年変化する地磁気の地質学的に瞬間的な方位を記録した可能性も低いと考えられる。

日本海拡大時に西南日本は時計回りに回転しながら現在の位置に移動してきたと考えられている (Otofujii and Matsuda, 1983)。その回転運動の古地磁気学的証拠は瑞浪地域からも報告されている (Hayashida, 1986; Itoh et al., 2006)。Hoshi et al. (2015) は宿洞層を不整合に覆う生俵層の古地磁気方位を明らかにするとともに宿洞層の下位の明世層の既報古地磁気データもレビューすることにより、瑞浪地域において明世層堆積時(約 18 Ma)から生俵層堆積時(約 16 Ma)までの約 200 万年間に約 40° の時計回り回転運動が起こったことを示した (Fig. 8)。宿洞層の堆積年代はこの約 200 万年間に含まれるため、今回の砂岩の残留磁化は西南日本の回転途中の地球磁場を記録している可能性がある。したがって、ここでは岩塊平均方位の偏向が回転運動を反映したものと仮定して残留磁化獲得後の回転量を求めてみる。回転量を求める際の参照古地磁気データを Hoshi et al. (2015) および星 (2018) の場合と同じく中国山東省の前期中新世古地磁気方位 (Zhao et al., 1994) とすると、砂岩岩塊掘削地点における逆磁極期の偏角参照値は 185.7° になる。今回決定された平均偏角 (213.8°) はこれよりも約 28° 時計回りに偏向している。Demarest (1983) に従って回転量の 95% 信頼限界を求めると約 20° になる。したがって、砂岩岩塊掘削地点ではグリグ鉱の CRM 獲得から現在までの間にアジア大陸に対して時計回り回転が起こったと考えられる。

荒岡ほか (2024) は砂岩岩塊掘削地点の周囲から産出した貝類化石の方解石を対象にストロンチウム同位体年代を検討し、4 試料の平均年代として 16.5 Ma (誤差範囲: 16.9~16.0 Ma) を報告している。この年代は微化石から推定される砂岩岩塊の年代(約 17~16 Ma: 入月ほか, 2024) と整合的である。荒岡ほか (2024) のストロンチウム同位体年代が砂岩の堆積年代を示すと仮定すると、砂岩岩塊掘削地点では約 16.5 Ma 以降に時計回り回転が起こったと考えられる。年代と回転量 ($28 \pm 20^\circ$) の両方とも、明世層と生俵層の結果の中間的な値になる (Fig. 8)。以上の検討より、パレオパラドキシア瑞浪釜戸標本が生息していたのは西南日本が時計回りに回転しながらアジア大陸から移動している最中だったと考えられる。ただし、砂岩岩塊の回転量の誤差が比較的大きいこと

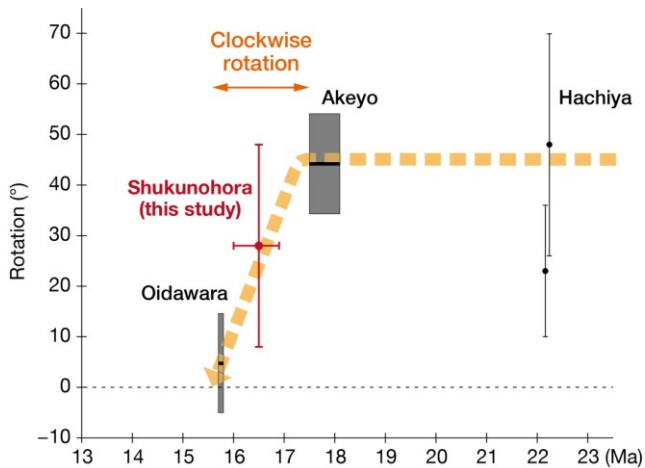


Fig. 8. Plot of rotation versus age data for geological formations of the Mizunami-Kani area (modified after Hoshi et al., 2015). Rotations are defined as positive if the observed declination is clockwise with respect to the expected declination calculated from the reference North China Block data of Zhao et al. (1994). Data: Hachiya = Hayashida et al. (1991); Akeyo and Oidawara = Hoshi et al. (2015). The error bar for the age of the Shukunohora data represents the uncertainty in the strontium isotopic age (Araoka et al., 2024).

と、わずか1地点(岩塊)の平均磁化方位を使って得られた解釈であることに注意する必要がある。今後、宿洞層の古地磁気データを充実させることによって、日本海拡大と西南日本の時計回り回転の運動像を詳細に明らかにできると考えられる。

最後に、本研究の目的の一つである残留磁化極性を用いた堆積年代推定について考える。今回決定された逆極性の残留磁化方位はグリグ鉱の CRM と推定されることから、CRM 獲得時期は 16.5 Ma 頃かそれ以降の逆磁極期と考えられる。しかし、グリグ鉱は堆積物の初期続成過程だけでなく、堆積物が半固結～固結状態になる後期続成過程または固結後に硫酸イオンや炭化水素を含む流体が断層破砕帯などに沿って供給されると局所的に生成することがある (Greve et al., 2021; Musgrave et al., 2019 など)。砂岩岩塊には後期続成過程や固結後のグリグ鉱生成を示唆する局所的な岩石変色などの証拠が肉眼的に認められなかったため (Fig. 2), グリグ鉱は初期続成過程で生成したものと筆者らは考えている。堆積から 10^3 年以内に CRM が獲得されたと仮定すると、堆積年代は 16.5 Ma 前後の逆磁極期であるクロン C5Cr (17.154–16.637 Ma), C5Cn.2r (16.532–16.434 Ma), C5Cn.1r (16.351–16.261 Ma) のいずれかの期間

と考えられる (各クロンの年代値は Kochhann et al., 2016 による)。

5. 結論

瑞浪層群宿洞層のパレオパラドキシア瑞浪釜戸標本を含む砂岩岩塊には磁鉄鉱とグリグ鉱の両方が含まれると推定され、前者は地層堆積時から含まれる碎屑性鉱物、後者は堆積後の初期続成過程で生成した自生鉱物と考えられる。AMS 主軸方位は大きなばらつきを示し、これは砂岩岩塊が一定の粒子ファブリックを持たないことを示唆する。堆積後のストームまたは生物擾乱によって粒子配列が乱されたために粒子ファブリックが完全に消失した可能性が考えられる。残留磁化の岩塊平均磁化方位はグリグ鉱が担う CRM と考えられ、地層堆積時の古地磁気記録を示していない可能性が高い。しかし、堆積から 10^3 年以内に CRM が獲得されたと仮定すると、堆積年代は 16.5 Ma 前後の逆磁極期であるクロン C5Cr, C5Cn.2r, C5Cn.1r のいずれかの期間と考えられる。砂岩岩塊の平均磁化方位から求められるアジア大陸に対する時計回り回転量 ($28 \pm 20^\circ$) は明世層と生俵層の結果の中間的な値である。そのため、パレオパラドキシア瑞浪釜戸標本が生息していたのは西南日本が時計回りに回転しながらアジア大陸から移動している最中だったことが示唆される。

6. 謝辞

本研究を進めるにあたり、入月俊明博士 (島根大学) には砂岩岩塊に含まれる石灰質微化石をご教示いただき、堆積環境についても議論していただいた。査読者の林田 明博士 (同志社大学) と長谷川善和博士 (横浜国立大学名誉教授、群馬県立自然史博物館名誉館長) からいただいたコメントによって本論は改善された。本研究の一部には JSPS 科研費 (21K03699) を使用し、高知大学海洋コア国際研究所共同利用・共同研究 (23A002, 23B001) のもとで実施された。以上の方々ならびに関係機関に感謝します。

7. 引用文献

- 安藤佑介・星 博幸. 2020. 市道戸狩・月吉線工事現場 (瑞浪市明世町) に露出した瑞浪層群の地層. 瑞浪市化石博物館研究報告 47: 111–123.
DOI: 10.50897/bmf.47.0_111
- 安藤佑介・楓 達也・合田隆久・水野利之. 2024. パレオパラドキシア瑞浪釜戸標本の発見・発掘・剖

- 出の記録. 瑞浪市化石博物館研究報告 50(3): 1–12.
DOI: 10.50897/bmfm.50.3_1
- 安藤佑介・楓 達也・北川博道・合田隆久・甲能直樹. 2023. 瑞浪層群宿洞層(岐阜県瑞浪市釜戸町)よりパレオパラドキシア科の全身骨格の発見. 化石 113: 1–2.
DOI: 10.14825/kaseki.113.0_1
- 荒岡大輔・吉村寿紘・中島 礼. 2024. パレオパラドキシア瑞浪釜戸標本産地から産出した貝化石のストロンチウム同位体年代(予察). 瑞浪市化石博物館研究報告 50(3): 13–16.
DOI: 10.50897/bmfm.50.3_13
- Chang, L., A. P. Roberts, Y. Tang, B. D. Rainford, A. R. Muxworthy, and Q. Chen. 2008. Fundamental magnetic parameters from pure synthetic greigite (Fe_3S_4). *Journal of Geophysical Research, Solid Earth* 113(B6): B06104.
DOI: 10.1029/2007JB005502
- Dearing, J. 1999. *Environmental Magnetic Susceptibility Using the Bartington MS2 System, Second Edition*. British Library Cataloguing in Publication Data. Chi Publishing. Kenilworth. 54 p.
- Dekkers, M. J., H. F. Passier, and M. A. A. Schoonen. 2000. Magnetic properties of hydrothermally synthesized greigite (Fe_3S_4): II. High- and low-temperature characteristics. *Geophysical Journal International* 141(3): 809–819.
DOI: 10.1046/j.1365-246X.2000.00129.x
- Demarest, H. H. 1983. Error analysis for the determination of tectonic rotation from paleomagnetic data. *Journal of Geophysical Research, Solid Earth* 88(B5): 4321–4328.
DOI: 10.1029/JB088iB05p04321
- Florindo, F., and F. Marra. 1995. A revision of the stratigraphy for the Middle Pleistocene continental deposits of Rome (Central Italy): palaeomagnetic data. *Annali di Geofisica* 38(2): 177–188.
DOI: 10.4401/ag-4118
- Greve, A., M. Kars, and M. J. Dekkers. 2021. Fluid accumulation, migration and anaerobic oxidation of methane along a major splay fault at the Hikurangi subduction margin (New Zealand): a magnetic approach. *Journal of Geophysical Research, Solid Earth* 126(2): e2020JB020671.
DOI: 10.1029/2020JB020671
- Hayashida, A. 1986. Timing of rotational motion of southwest Japan inferred from paleomagnetism of the Setouchi Miocene series. *Journal of Geomagnetism and Geoelectricity* 38(5): 295–310.
DOI: 10.5636/jgg.38.295
- Hayashida, A., T. Fukui, and M. Torii. 1991. Paleomagnetism of the Early Miocene Kani Group in southwest Japan and its implication for the opening of the Japan Sea. *Geophysical Research Letters* 18(6): 1095–1098.
DOI: 10.1029/91GL01349
- 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(9): 675–691.
DOI: 10.5575/geosoc.2017.0056
- Hoshi, H., H. Iwano, T. Danhara, H. Oshida, H. Hayashi, Y. Kurihara, and Y. Yanagisawa. 2019. Age of the N7/N8 (M4/M5) planktonic foraminifera zone boundary: constraints from the zircon geochronology and magnetostratigraphy of early Miocene sediments in Ichishi, Japan. *Chemical Geology* 530: 119333.
DOI: 10.1016/j.chemgeo.2019.119333
- Hoshi, H., D. Kato, Y. Ando, and K. Nakashima. 2015. Timing of clockwise rotation of Southwest Japan: constraints from new middle Miocene paleomagnetic results. *Earth, Planets and Space* 67: 92.
DOI: 10.1186/s40623-015-0266-3
- 入月俊明・林 広樹・辻本 彰. 2024. パレオパラドキシア瑞浪釜戸標本産地の瑞浪層群宿洞層から産出した貝形虫化石と有孔虫化石. 瑞浪市化石博物館研究報告 50(3): 81–89.
DOI: 10.50897/bmfm.50.3_81
- 入月俊明・細山光也. 2006. 瑞浪層群宿洞層と生俵層: 熱帯浅海から最大海進期の海生層. In 日本地質学会, 編, 日本地方地質誌 4 中部地方. 朝倉書店. 東京. p. 370–371.
- 糸魚川淳二. 1980. 瑞浪地域の地質. 瑞浪市化石博物館専報 1: 1–50.
- 糸魚川淳二・柴田 博・西本博行. 1974. 瑞浪層群の貝類化石. 瑞浪市化石博物館研究報告 1: 1–63.
- 糸魚川淳二・柴田 博・西本博行・奥村好次. 1981. 瑞浪層群の化石 2. 貝類(軟体動物). 瑞浪市化石博物館専報 3A: 1–52.
- Itoh, Y., K. Amano, and N. Kumazaki. 2006. Integrated description of deformation modes in a sedimentary basin: A case study around a shallow drilling site in the Mizunami area, eastern part of southwest Japan. *Island Arc* 15(1): 165–177.
DOI: 10.1111/j.1440-1738.2006.00506.x
- Jelinek, V. 1981. Characterization of the magnetic fabric of rocks. *Tectonophysics* 79(3–4): T63–T67.

- DOI: 10.1016/0040-1951(81)90110-4
- Kirschvink, J. L. 1980. The least-squares line and plane and the analysis of palaeomagnetic data. *Geophysical Journal of the Royal Astronomical Society* 62(3): 699–718.
DOI: 10.1111/j.1365-246X.1980.tb02601.x
- 北川博道. 2024. パレオパラドキシア瑞浪釜戸標本の産状と骨格. 瑞浪市化石博物館研究報告 50(3): 29–42.
DOI: 10.50897/bmfm.50.3_29
- Kochhann, K. G. D., A. Holbourn, W. Kuhnt, J. E. T. Channell, M. Lyle, J. K. Shackford, R. H. Wilkens, and N. Andersen. 2016. Eccentricity pacing of eastern equatorial Pacific carbonate dissolution cycles during the Miocene Climatic Optimum. *Paleoceanography* 31(9): 1176–1192.
DOI: 10.1002/2016PA002988
- 甲能直樹. 2024. 瑞浪市釜戸町の下部～中部中新統瑞浪層群宿洞層より産出したパレオパラドキシア類の全身骨格化石の分類上の位置. 瑞浪市化石博物館研究報告 50(3): 43–50.
DOI: 10.50897/bmfm.50.3_43
- Liu, J., X. Shi, Q. Liu, S. Ge, Y. Liu, Z. Yao, Q. Zhao, C. Jin, Z. Jiang, S. Liu, S. Qiao, X. Li, C. Li, and C. Wang. 2014. Magnetostratigraphy of a greigite-bearing core from the South Yellow Sea: Implications for remagnetization and sedimentation. *Journal of Geophysical Research, Solid Earth* 119(10): 7425–7441.
DOI: 10.1002/2014JB011206
- Lowrie, W. 1990. Identification of ferromagnetic minerals in a rock by coercivity and unblocking temperature properties. *Geophysical Research Letters* 17(2): 159–162.
DOI: 10.1029/GL017i002p00159
- Lurcock, P. C., and G. S. Wilson. 2012. PuffinPlot: A versatile, user-friendly program for paleomagnetic analysis. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems* 13(6): Q06Z45.
DOI: 10.1029/2012gc004098
- Lurcock, P. C., and F. Florindo. 2019. New developments in the PuffinPlot paleomagnetic data analysis program. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems* 20(11): 5578–5587.
DOI: 10.1029/2019GC008537
- Maher, B. A., R. Thompson, and M. W. Hounslow. 1999. Introduction. In B. A. Maher, and R. Thompson, eds., *Quaternary Climates, Environments and Magnetism*: Cambridge University Press. Cambridge. p. 1–48.
- McFadden, P. L., and M. W. McElhinny. 1988. The combined analysis of remagnetization circles and direct observations in palaeomagnetism. *Earth and Planetary Science Letters* 87(1–2): 161–172.
DOI: 10.1016/0012-821X(88)90072-6
- Musgrave, R. J., M. Kars, and M. E. Vega. 2019. Progressive and punctuated magnetic mineral diagenesis: the rock magnetic record of multiple fluid inputs and progressive pyritization in a volcano-bounded basin, IODP Site U1437, Izu Rear Arc. *Journal of Geophysical Research, Solid Earth* 124(6): 5357–5378.
DOI: 10.1029/2018JB017277
- Ogg, J. G. 2020. Geomagnetic polarity time scale. In F. M. Gradstein, J. G. Ogg, M. D. Schmitz, and G. M. Ogg, eds., *Geologic Time Scale 2020*, Volume 1. Elsevier. p. 159–192.
DOI: 10.1016/B978-0-12-824360-2.00005-X
- Otofujii, Y., and T. Matsuda. 1983. Paleomagnetic evidence for the clockwise rotation of Southwest Japan. *Earth and Planetary Science Letters* 62(3): 349–359.
DOI: 10.1016/0012-821x(83)90005-5
- Parés, J. M. 2015. Sixty years of anisotropy of magnetic susceptibility in deformed sedimentary rocks. *Frontiers in Earth Science* 3: 4.
DOI: 10.3389/feart.2015.00004
- Rees, A. I. 1965. The use of anisotropy of magnetic susceptibility in the estimation of sedimentary fabric. *Sedimentology* 4(4): 257–271.
DOI: 10.1111/j.1365-3091.1965.tb01550.x
- Roberts, A. P. 1995. Magnetic characteristics of sedimentary greigite (Fe₃S₄). *Earth and Planetary Science Letters* 134(3–4): 227–236.
DOI: 10.1016/0012-821X(95)00131-U
- Roberts, A. P., L. Chang, C. J. Rowan, C.-S. Horng, and F. Florindo. 2011. Magnetic properties of sedimentary greigite (Fe₃S₄): An update. *Reviews of Geophysics* 49(1): RG1002.
DOI: 10.1029/2010rg000336
- Sagnotti, L., and A. Winkler. 1999. Rock magnetism and palaeomagnetism of greigite-bearing mudstones in the Italian peninsula. *Earth and Planetary Science Letters* 165(1): 67–80.
DOI: 10.1016/S0012-821X(98)00248-9
- Sagnotti, L., A. P. Roberts, R. Weaver, K. L. Verosub, F. Florindo, C. R. Pike, T. Clayton, and G. S. Wilson. 2005. Apparent magnetic polarity reversals due to remagnetization resulting from

- late diagenetic growth of greigite from siderite. *Geophysical Journal International* 160(1): 89–100.
DOI: 10.1111/j.1365-246X.2005.02485.x
- 杉崎雄一・星 博幸. 2017. 飛騨地方の中新世岩脈群から得られた古地磁気方位の地質学的意味. *地質学雑誌* 123(11): 953–967.
DOI: 10.5575/geosoc.2017.0029
- Tarling, D. H., and F. Hrouda. 1993. *The Magnetic Anisotropy of Rocks*. Chapman & Hall. London. 217 p.
- Torii, M., K. Fukuma, C.-S. Horng, and T.-Q. Lee. 1996. Magnetic discrimination of pyrrhotite- and greigite-bearing sediment samples. *Geophysical Research Letters* 23(14): 1813–1816.
DOI: 10.1029/96GL01626
- van Velzen, A. J., and J. D. A. Zijdeveld. 1992. A method to study alterations of magnetic minerals during thermal demagnetization applied to a fine-grained marine marl (Trubi formation, Sicily). *Geophysical Journal International* 110(1): 79–90.
DOI: 10.1111/j.1365-246X.1992.tb00715.x
- Wang, L., Y. X. Pan, J. H. Li, and H. F. Qin. 2008. Magnetic properties related to thermal treatment of pyrite. *Science in China, Series D, Earth Sciences* 51: 1144–1153.
DOI: 10.1007/s11430-008-0083-7
- Zhao, X., R. Coe, Y. Zhou, S. Hu, H. Wu, G. Kuang, Z. Dong, and J. Wang. 1994. Tertiary paleomagnetism of North and South China and a reappraisal of late Mesozoic paleomagnetic data from Eurasia: Implications for the Cenozoic tectonic history of Asia. *Tectonophysics* 235(1–2): 181–203.
DOI: 10.1016/0040-1951(94)90023-x
- van Velzen, A. J., and J. D. A. Zijdeveld. 1992. A method to study alterations of magnetic minerals

Appendix: 地層や岩石の名称

土岐夾炭層:とききょうたんそう

本郷層:ほんごうそう

明世層:あけよそう

宿洞層:しゅくのほらそう

生俵層:おいだわらそう

濃飛流紋岩:のうひりゅうもんがん