

島根県出雲市南方地域における中新統の K–Ar 年代と古地磁気方位 K–Ar ages and paleomagnetism of the Miocene in the Izumo Basin, Shimane Prefecture

Abstract

沢田順弘¹ 三代喜弘² 今岡照喜³
吉田聖典⁴ 稲田理沙⁵ 久井和徳⁶
近藤 仁⁷ 兵頭政幸⁸

*Yoshihiro Sawada¹, Yoshihiro Mishiro²,
Teruyoshi Imaoka³, Kiyonori Yoshida⁴,
Risa Inada⁵, Kazunori Hisai⁶,
Hitoshi Kondo⁷ and Masayuki Hyodo⁸*

2012年2月27日受付.

2012年6月6日受理.

¹ 島根大学名誉教授

Emeritus professor of Shimane University,
402-1 Fukushima, Kurashiki, Okayama 710-
0048, Japan

² 西日本電信電話株式会社広島支店

Nippon Telegraph and Telephone West Cor-
poration, Hiroshima Branch 6-77 Motoma-
chi, Naka-ku, Hiroshima 730-0011, Japan

³ 山口大学大学院理工学研究科

Graduate School of Science and Engineering,
Yamaguchi University, Yamaguchi 753-8512,
Japan

⁴ 郵便事業株式会社上野支店

Japan Post Service Co., Ltd. Ueno Branch,
1-5-12 Shitaya, Taitou-ku, Tokyo 114-0004,
Japan

⁵ 株式会社リニカル

Linical Co, Ltd., 1-6-1 Miyahara, Yodogawa-
ku, Osaka 532-0003, Japan

⁶ 雲南農業協同組合

Unnan Agricultural Cooperative, 431-7 Mi-
nari, Okuizumo-cho, Nita-gun, Shimane 699-
1511, Japan

⁷ 岡山理科大学自然科学研究所

Research Institute of Natural Science, Okaya-
ma University of Science, Ridai-cho, Okaya-
ma 700-0005, Japan

⁸ 神戸大学内海域環境教育研究センター

Research Center for Inland Seas, Kobe Uni-
versity, 1-1 Rokkodaimachi, Nada-ku, Kobe
753-8512, Japan

Corresponding author: Y. Sawada,
yoshipikotan4306@sky.megaegg.ne.jp

This paper reports new K–Ar ages of 23 volcanic and two plutonic rocks (23 whole rock ages, and three plagioclase, four hornblende, and two biotite mineral ages) from the southern part of the Izumo Basin. Based on these new ages and on previous geological, geochronological, and biostratigraphic data, we find that: (1) Strata dated at 20–19 Ma (21–18 Ma, including error) in the Izumo Basin and previously described as “Kawai Formation” are newly defined as the lower Miocene “Sada Formation”. Equivalent strata are sporadically distributed in areas along the Japan Sea coast of eastern Shimane Prefecture. (2) K–Ar ages of the Hata and Kawai–Kuri Formations range from 17 to 15 Ma. The Hata Formation has previously been defined as lower Miocene standard strata in the eastern part of Shimane Prefecture, but it is latest early to middle Miocene in age, and the time gap between the Hata and Kawai Formations is very small. Paleomagnetic directions were measured at 17 sites in Miocene strata in the southern parts of Izumo and Matsue Basins. The paleomagnetic features show that: (1) The declination of the “Sada Formation” is about 50°E. (2) The paleomagnetic directions of most Hata volcanic rocks and the Yoshida plutonic complex are similar to the present magnetic direction, or are reversed. (3) The declinations of some Hata and Daito Formation strata dated at 16.6–16.0 Ma are 26–19°E. Based on geology, ages and paleomagnetism, we conclude that clockwise rotation of the Chugoku district took place after 18 Ma, and ceased before 16 Ma. The Hata Formation was thus produced during the opening of the Japan Sea.

Keywords: Miocene, K–Ar age, paleomagnetism, Chugoku district, Hata Formation, Sada Formation, Kawai Formation, rotation of SW Japan, Japan Sea opening

はじめに

島根半島を除く島根県東部における日本海沿岸と宍道湖以南の中新統の標準層序は下位より波多層, 川合層・久利層, 大森層, 布志名層, 神西層および松江層に区分されてきた

(通商産業省, 1970; 多井, 1973; 山内ほか, 1985; 鹿野ほか, 1998; 山内, 2005 など). 本論文で特に問題とする波多層は出雲湾入部最南部の雲南市掛合町波多を模式地とし, 島根県東部における中新統の標準層序で最下部層とされてきた. 波多層は当初, Mukae(1954)により下部中新統の波多層群と

されたが、その後、Mukae(1958)は波多垂層群とした。岡本(1959)も波多垂層群の名を踏襲したが、下部の波多火山岩類と上部の台島型植物群を含む鍋山累層に区分し、年代を中部中新統とした(Fig. 1)。沢田(1978a)は上位の地層との間に構造的・時間的ギャップを推定し、波多垂層群としたが、後に触れるように、波多層と上位の川合・久利層との間にギャップはなく、また国際層序ガイド(日本地質学会編, 2001)では、「垂層群」は例外的に層群を細分するものとしての扱いであり、かつ多くの報告(通商産業省, 1969, 1970; 山内ほか, 1985, 鹿野ほか, 1998 など)では「波多層」とされていることから、ここでは波多層として扱う。波多層の年代に関しては岡本(1959)以降、絶対年代は表記されておらず、台島階として扱われていた(例えば、山陰グリーン・タフ団体研究グループ, 1973)。絶対年代が報告されたのは松田(1979)が初めてで、彼はジルコンのフィッシュン・トラック年代(以降、FT年代と略記する)として、大田湾入部において波多層相当層火山岩類から 22.9 ± 1.6 Ma と 22.4 ± 2.0 Ma を、また波多層火山岩類と火山-深成複合岩体を構成するとされた吉田深成複合岩体(沢田, 1978a, b)から 24.2 ± 2.2 Ma を報告した。それに基づき、高安(1983)は波多層を下部中新統とした。鹿野・吉田(1984)は出雲湾入部の波多層と大田湾入部の波多層相当層について新たにジルコンのFT年代を加え、下部中新統とした。以降、この年代層序は踏襲され、最近のまとめでも下部中新統とされている(Fig. 1; 山内, 2005)。

沢田・板谷(1987)は出雲湾入部における火成岩類について多数の K-Ar 年代を報告したが、特に問題となったのは、従来下部中新統とされていた波多層の火山岩類を含む火山-深成複合岩体(掛合火山-深成複合岩体, 沢田, 1978a, b)は 16–15 Ma の年代を示すことであった。中新統の分布域はいわゆる「グリーン・タフ地域」と呼ばれる地域であり、下部層準の火山岩類は一般に変質を受けているため、K-Ar 年代値、とりわけ全岩年代値は若返っている可能性もあり、波多層とその上位の川合層との地質学的関係を明らかにする必要があった。

Otofujii et al. (1985, 1991) や鳥居ほか(1985)は中部新生界の古地磁気学・年代学的研究から日本海の開口に伴い西南日本が約 15 ± 1 Ma の短期間に、 50° 程度時計回りに回転したことを提起した。これが正しいとするならば、下部中新統とされる波多層は回転以前の産物となる。一方、従来、出雲市佐田町に分布する川合層とされたものの一部には 18–19 Ma の K-Ar 年代を示すもの(沢田・板谷, 1987)があるが、沢田ほか(2009)はこれらの溶岩の古地磁気方位が偏角が $50\text{--}60^\circ$ 、伏角が $41\text{--}46^\circ$ であり、西南日本の回転以前に形成されたと考え、この溶岩(地層)を中部中新統の「川合層」とは切り離し、新たに下部中新統の「佐田層」とすることを提案した。従来の研究で回転時期の根拠となったのは主に放射年代である。当然のこととして放射年代には誤差があるし、K-Ar 年代には過剰アルゴンによって形成年代よりも古くなることや、変質や風化によるアルゴンの逃散のために若返ることがある。したがって、回転運動の時期も含めて、地史や

地質イベントにおける年代を刻むためには地質を基礎にして、生層序、堆積環境変化も含めて総合的に検討しなくてはならない。

このようなことを背景にして、本論文では雲南市掛合町波多を含めた出雲湾入部南部を中心にして、火成岩類の斜長石、角閃石、黒雲母の K-Ar 年代とともに、それらとの比較の意味で、火山岩類の全岩 K-Ar 年代を報告する^{*脚註1}。あわせて、出雲市南方から雲南市南方にかけて分布する火成岩類について古地磁気方位を報告し、地質と生層序も含めて総合的に検討することにより、中国地方の回転運動の時期について議論する。

地 質

山陰地方の米子市から江津市にかけての中新統分布域は大きく2つに分けられる。1つは南側の基盤岩中に湾状に入り込んで分布する地域(湾入部)であり、もう1つは基盤岩が北方に向かって岬状に張り出している北側に分布する地域(突出部)である。湾入部は西より大田湾入部、出雲湾入部、松江湾入部、荒島(意東)湾入部および米子湾入部と呼ばれている(三位・吉谷, 1972) (Fig. 2)。湾入部では、その南(奥)部に「波多層」とその相当層が、北部に中部中新統の川合・久利層から上位の地層が分布し、全体的に緩やかな盆状構造をなす。他方、突出部では川合・久利層より上位の地層が分布し、一般的に北方への同斜構造をなす。しかし、布志名層とその上位の神西層と松江層などは、湾入構造ができた後に堆積したのでその規制を受けず、東北東-西南西ないし東西方向に帯状に分布する。

出雲湾入部は出雲市から雲南市にかけて南北に広がる中新統の分布域で、南北約 25 km、東西約 12 km の広がりをもつ。出雲湾入部の中新統の地質、層序、火山活動史は当初 Mukae(1954, 1958) や岡本(1959) によってまとめられた。岡本(1959)は出雲湾入部の中新統を下位より波多垂層群、川合(累)層、久利(累)層、大森(累)層および布志名(累)層に区分した。さらに波多垂層群を下位の波多火山岩類と上位の鍋山累層に区分した。鍋山累層上部の高窪頁岩層からは台島型植物群が報告されている(甲藤・中村, 1952; 北条, 1964)。その後、出雲湾入部における詳細な地質調査が通商産業省(1970)によって行われ、下位より波多層、川合層、久利層および大森層に区分された。

波多層は雲南市掛合町を中心として南北 11 km、東西 11 km の陥没盆地(掛合コールドロン)を埋積し、周防(三郡)変成岩、前期古第三紀深成岩類、後期古第三紀火山岩類、後期古第三紀深成岩類を基盤とし、それらとほとんどの地域では断層で接するが、ごく一部では不整合で覆う(沢田, 1978a)。本層は下部層(入間累層)と上部層(穴見累層)に区分され、下部層は基底部に陸水成の礫岩、砂岩および泥岩を伴い、玄武岩質安山岩、安山岩の溶岩、火砕岩を主とし、同質の岩脈やデイサイトと流紋岩の溶岩、火砕岩、岩脈も伴

*脚註1 波多層火山岩類の角閃石 K-Ar 年代と吉田深成複合岩体と野田山深成岩体の角閃石、黒雲母年代は今岡ほか(1994)中に沢田・板谷(未公表資料)として報告されている。

う。上部層の最下部にも陸成の泥岩が伴われ、その上位はおもにデイサイト質火砕堆積物からなり、安山岩、デイサイト、流紋岩の溶岩と火砕岩を伴う。火山性の強酸性湖沼に棲息する *Pinnularia brauni* を含む淡水性珪藻化石が本層から報告されている(野口・沢田, 1996)。波多層火山岩類には貫入岩体が密接に伴われる(沢田, 1978a,b; Sawada, 1984)。主要な貫入岩体は掛合コールドロンの北東部に位置する吉田複合岩体、南東部の民谷東部および民谷南部複合岩体、南西部の野田山複合岩体である。本論文では吉田複合岩体と野田山複合岩体を扱った。吉田複合岩体は斑れい岩、石英斑れい岩、石英閃緑岩およびトータル岩からなる吉田深成複合岩体とその周囲の種々の火山岩・火山砕屑岩の貫入岩からなる。野田山複合岩体は波多層由来と推定される安山岩に接触変成作用を与え、石英閃緑岩を主体とし、少量の斑れい岩～石英斑れい岩を伴う。ここでは深成岩体を野田山深成岩体と呼ぶ。

川合層は江津市から大田市にかけてと、出雲湾入部中部域、松江市宍道町から米子市にかけて広く分布する。主に礫岩、砂岩、安山岩、デイサイトおよび流紋岩の溶岩・火砕岩からなり、ほぼ水平ないし北～北西側に緩く傾斜する。雲南市高窪周辺では、垂炭層と玄武岩溶岩を挟在する湖沼成層からなる(岡本, 1959; 通商産業省, 1970)。泥炭層からは台島型植物群に対比される植物化石と淡水棲貝化石が報告されている(甲藤・中村, 1952; 岡本, 1959; 北条, 1964)。川合層上部からは貝、有孔虫、魚、珪藻などの化石を産する(岡本・多井, 1957; 岡本, 1959; 多井, 1973; 野口・沢田, 1996)。出雲湾入部以外の本層からも多くの貝類や有孔虫の化石が報告されている(岡本ほか, 1971; 黄・岡本, 1979; 竹ノ内ほか, 1982; 野村, 1986; 鹿野ほか, 1994)。

久利層は主に泥岩からなり、一部で玄武岩質安山岩を挟在する。泥岩は出雲湾入部では佐田町大山から北に広く分布する。川合・久利層は海棲動物化石を多産する(通商産業省, 1967, 1969, 1970; 岡本ほか, 1971; 黄・岡本, 1979; 多井・加藤, 1979; 竹ノ内ほか, 1981, 1982; 野村, 1986)。

大森層は江津市から大田市にかけては点在分布するが、出雲湾入部や松江湾入部の北部では広く分布する。主に安山岩、デイサイト、流紋岩の溶岩や火砕岩と砕屑岩からなり、玄武岩、安山岩、ドレライト、ひん岩の岩脈を伴う。火山岩類は陸上に噴出したものと浅海に噴出したもの(森田・中山, 1999)がある。出雲湾入部では礫岩、砂岩、凝灰質砕屑岩と火山岩類からなる本層の全層厚は最大 1200 m に達するとされる(鹿野ほか, 1998)。出雲湾入部南部では波多層を不整合で覆う。中部では川合層と久利層を覆う。

布志名層は下位の大森層を整合に覆い、出雲市西方から安来市にかけて帯状に分布する。浅海性の砂岩、泥岩からなる(高安・中村, 1984)。

神西層は高安・中村(1984)によって提案された層で、出雲市神西に分布する。新編島根県地質図編集委員会(1997)では神西層を松江層に含めているが、鹿野ほか(1998)は松江層とは年代が 100～200 万年異なることから、松江層より有意に古いとした。布志名層を整合に覆い、浅海から陸棚

にかけて形成された礫岩、砂岩、泥岩(森田・中山, 1999)からなり、基底部にはアルカリ玄武岩の溶岩と火砕岩を伴う(鹿野ほか, 1998; Kano, 1998)。

出雲湾入部における下部・中部中新統の地質と年代の問題点

本論文で特に問題としたのは出雲湾入部南部における「波多層」と「川合層」の地質と年代である。以下にそれらの問題点について述べる。

沢田ほか(2008, 2009)は出雲市佐田町に分布し、中部中新統にされていた川合層火山岩類の一部に全岩と斜長石 K-Ar 年代が 20–17 Ma を示すものがあり、またそれらの安定した高温成分を持つ古地磁気方位が $D = 37.1-62.3^\circ$, $I = 29.6-66.0^\circ$ ($k > 35$ のデータ) を示し、中国地方の時計回り回転以前に形成されたと推定されることから、それらを「川合層」から切り離し、新たに「佐田層」とすることを提案した。以下に佐田層を定義する。[定義]出雲市佐田町八幡原から高津屋にかけて分布する玄武岩質安山岩溶岩、安山岩溶岩、デイサイトおよび流紋岩溶岩からなる下部中新統。[模式地]出雲市佐田町八幡原の沢沿い(Fig. 4 に示した)。[地質学的諸特徴]白亜紀～古第三紀の花崗岩類を基盤とする。模式地の八幡原では基盤の中粒黒雲母花崗岩と直接接する露頭はないが、境界付近で約 25 m にわたって佐田層の安山岩溶岩が剪断を受け著しく破碎されていることから、基盤とは断層で接するものと推定される。上位の波多層との関係は不明である。模式地では全層厚 35–40 m の斑状安山岩溶岩が分布し、傾斜が 10–5° の砂質凝灰岩～火山礫凝灰岩を挟在する厚さ 10 数 m の礫岩層からなる川合層によって不整合に覆われる。佐田層には砕屑岩層が伴わないため地質構造は不明であるが、板状節理が発達するものでは傾斜は 32° 以下で、基盤との接触部付近以外では著しく擾乱されているところはない。「佐田層」の K-Ar 年代と古地磁気方位については後述する。

「波多層」とその上位の「川合層」との間の地質についても問題があった。沢田(1978a)、Sawada(1984)は出雲湾入部南部の詳細な地質調査を行い、中新統を下位の波多層群(入間累層と穴見累層)と上位の斐川層群(大呂累層、川合累層、久利累層および大森累層)に区分し、両層群の間に不整合(構造的ギャップ)を推定した。鹿野ほか(1998)は波多層と川合層との関係を部分不整合とした。その後、出雲湾入部の出雲市佐田地域において「波多層」とそれを覆う「川合層」の地質関係を検討した結果、両者には火山活動の休止期を示すような証拠および堆積環境や地質構造上のギャップがないことが判明した(沢田ほか, 2008, 2009)。「大呂層」は下位より砂質凝灰岩～凝灰質砂岩や安山岩溶岩を挟在する珪長質凝灰岩、流紋岩溶岩、デイサイト溶岩、火砕岩からなることから、それらを「波多層」に含め、この上位の層相が安定している塊状の砂岩の出現をもって川合層としても問題はない。しかし、ここでは鹿野ほか(1998)の考えを踏襲し、大呂層を川合層に含め、川合層を特徴づける砂岩(凝灰質砂岩)が出現する珪長質凝灰岩より上位を川合層とした(沢田ほか, 2008) (Fig. 4)。

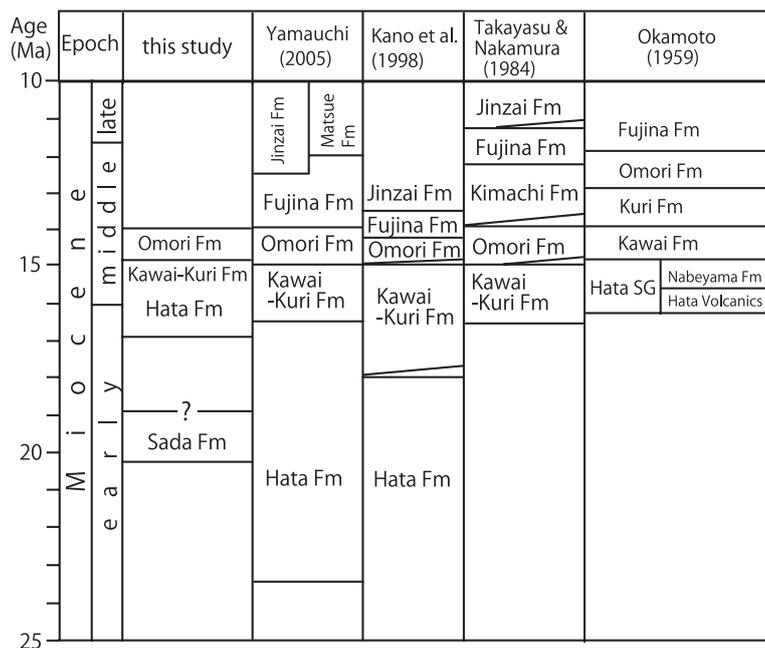


Fig. 1. Stratigraphy and ages of Miocene formations in eastern Shimane Prefecture. Geological time scale is after GTS2004 (Gradstein et al., 2004), and the ages of the boundary between early and middle, and middle and late Miocene are 15.97 Ma and 11.61 Ma, respectively. The age of the Sada Formation ranges from 22 to 18 Ma including error. The upper and lower age limits of the Hata Formation are 18.2 Ma and 14.9 Ma, respectively. Abbreviations SG: Subgroup, Fm: Formation.

本論文では波多層，川合層とその周辺に貫入する深成岩体の放射年代を扱ったが，その問題点について述べる。「はじめに」で述べたように大田湾入部における波多層相当層の放射年代がはじめて報告されたのは松田(1979)によってである。その後，鹿野・吉田(1984)によって出雲湾入部における波多層上部のデイサイト溶結凝灰岩のジルコン FT 年代として 26.9 ± 6.2 Ma が報告された。また，波多層火山岩類と密接な成因関係を持つとされた野田山深成岩体(沢田, 1978a, b)から 15.1 ± 1.1 Ma (ジルコン FT 年代)， 18.0 ± 1.3 Ma (黒雲母 K-Ar 年代)， 16.4 ± 2.1 Ma (全岩 K-Ar 年代) が報告された。鹿野ほか(1998)は波多層上部のデイサイト溶結凝灰岩のジルコン FT 年代を再測定し， 18.4 ± 1.2 Ma の値を得た。一方，沢田・板谷(1987)は出雲湾入部における波多層の火山岩の全岩および角閃石 K-Ar 年代は 14.9–16.9 Ma で，従来の見解より若い年代を示すことを指摘した。鹿野ほか(2005)も波多層火山岩のデイサイトから 15.4 ± 0.7 Ma の斜長石 K-Ar 年代を，また波多層を貫く細粒閃緑岩から 17.6 ± 0.8 Ma のジルコン FT 年代，吉田深成複合岩体の石英斑れい岩から 16.6 ± 0.4 Ma の黒雲母 K-Ar 年代を報告した。これらの年代値は波多層や深成岩体の年代が従来報告されていた年代よりも若く，前期中新世最末期ないしは中期中新世にあたるものであり，地質も含めて再検討すべき問題点が残されている。

K-Ar 年代

1. 分析試料

鉱物と全岩 K-Ar 年代の試料番号，岩石名，産状，採取サイト名，緯度・経度，年代および分析試料についての簡単な記載はオープンファイルに示した。

2. 分析試料の準備と分析方法

全岩年代用試料はジョークラッシャーと乳鉢にて粉碎し

た。60–80 メッシュの試料を用い，磁性鉱物を除去した後，脱イオン-蒸留水で洗浄，110°C で約 12 時間乾燥させたものを使用した。

角閃石と黒雲母試料はジョークラッシャーと乳鉢にて粉碎した。60–80 あるいは 80–200 メッシュの試料を水洗，乾燥後，磁性鉱物を除去し，角閃石はアイソダイナミック・セパレータと重液による分離を繰り返し，純度の高い(モードで 98% 以上)試料を調整した。黒雲母はタッピングも併用した。NDY-Bt の試料については，タッピングとハンドピッキングのみで分離した。それを脱イオン-蒸留水で洗浄，110°C で，約 12 時間乾燥させたものを使用した。

K と Ar の分析方法は長尾ほか(1984) と Itaya et al. (1991) に従った。K の定量は炎光分析法によって 2000 ppm の Cs バッファーを添加して行った。炎光分析用試料は蓋付きテフロン・ピーカー中でフッ酸・硝酸混液によって分解して試料溶液とした。地質調査所(現産業技術総合研究所)標準試料 JG-1 と JB-1 による分析誤差は 3% 以内である。Ar の定量は岡山理科大学設置の軌道半径 15 cm，偏向角 90° 扇形磁場，斜入出射型質量分析装置を用い，³⁸Ar をスパイクとした同位体希釈法で行った。⁴⁰K から ⁴⁰Ar と ⁴⁰Ca への壊変定数 ($\lambda_\epsilon, \lambda_\beta$) は $\lambda_\epsilon = 0.581 \times 10^{-10}$ ， $\lambda_\beta = 4.962 \times 10^{-10}$ ，⁴⁰K の存在度 (⁴⁰K/K 比) は 1.167×10^{-4} を用いた (Steiger and Jäger, 1977)。

3. 測定結果

1) 佐田層

佐田層とした玄武岩質安山岩 (08072302) は同一試料から分離した斜長石の K-Ar 年代は 21.8 ± 2.4 Ma と 18.7 ± 1.3 Ma (単純平均で 20.3 ± 1.9 Ma) であった。同じ層準の溶岩 (HKW-1) の全岩年代は 17.7 ± 1.6 Ma である。溶岩 (HKW-3, HKW-10, HKW-19) の全岩年代はそれぞれ 19.3 ± 1.1 Ma, 18.0 ± 0.4 Ma, 16.9 ± 0.5 Ma である。

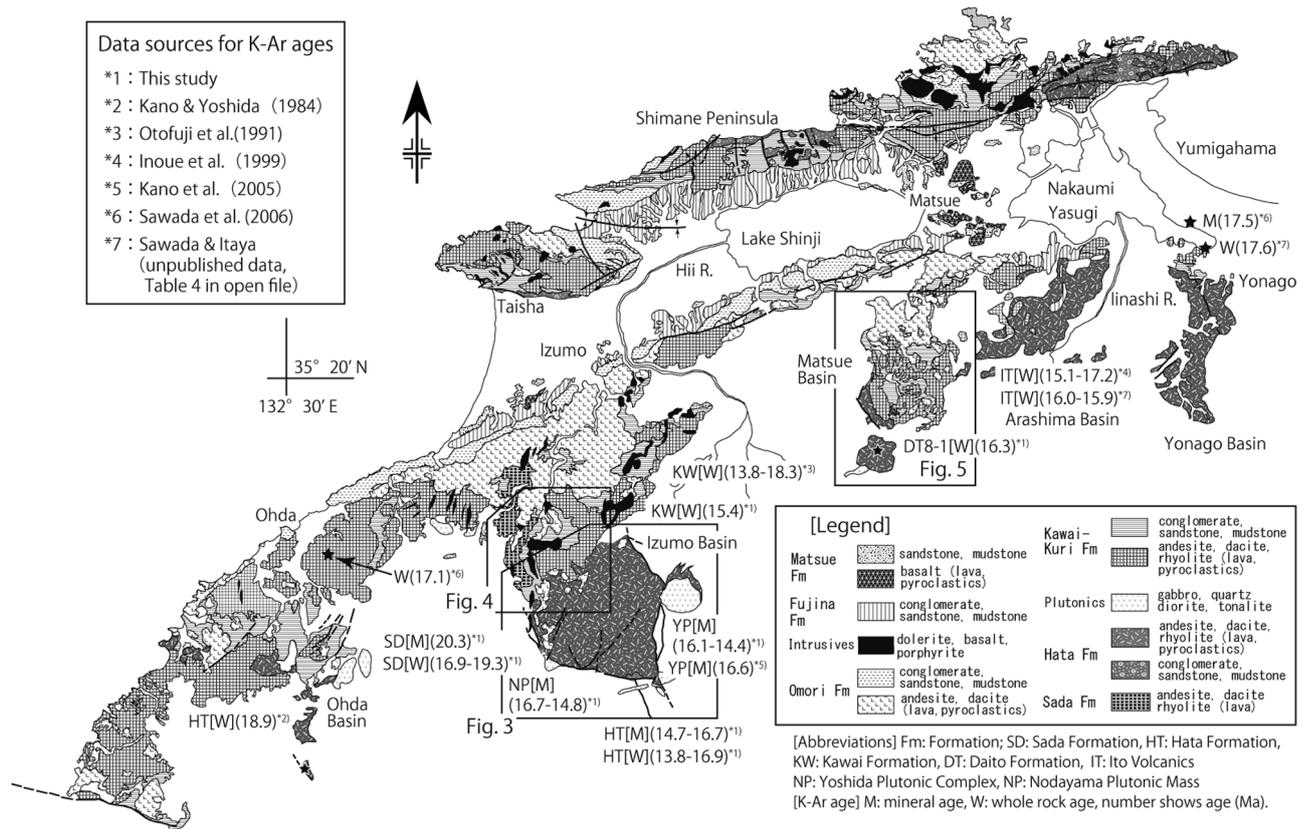


Fig. 2. Geological map with K-Ar ages in eastern Shimane Prefecture. The map is based on the Editorial Board of Geological Map of Shimane Prefecture (1997).

2) 波多層および吉田深成複合岩体と野田山深成岩体

波多層の火山岩類の鉱物 K-Ar 年代は以下のようにまとめられる。波多層下部の安山岩溶岩(08072401)の斜長石年代は 15.8 ± 2.4 Ma で、同じ露頭で採取した HT3-2 の全岩年代は 13.8 ± 1.0 Ma であるが、同じ層準の安山岩 (HT3-5) と流紋岩 (HT3-7) の全岩年代はそれぞれ 15.5 ± 1.0 Ma と 15.5 ± 1.6 Ma である。下部の火山岩類の全岩年代は 16.9 ± 1.1 Ma から 14.9 ± 1.5 Ma の範囲にある。

波多層上部はほとんどがデイサイト質火砕岩からなるが、デイサイト溶結凝灰岩 (HT5-3) の角閃石の年代は 15.0 ± 1.0 Ma を示す。流紋岩溶結凝灰岩 (HT2-14) 中の角閃石の年代は 14.7 ± 0.8 Ma である。デイサイト溶岩 (HT5-2) の全岩 K-Ar 年代は 14.9 ± 0.8 Ma である。

吉田深成複合岩体の石英閃緑岩中の黒雲母年代は 16.1 ± 0.4 Ma、角閃石年代は 14.4 ± 0.3 Ma である。野田山深成岩体の石英閃緑岩中の角閃石年代は 16.7 ± 1.0 Ma、黒雲母年代は 14.8 ± 0.3 Ma である。

大東地域において波多層相当層の大東層の粗粒安山岩 (ひん岩) DT8-1 の全岩 K-Ar 年代として 16.3 ± 1.2 Ma の値が得られた。

3) 川合層

「大呂層」とされた試料 (HKW-6) の全岩 K-Ar 年代は 15.4 ± 0.6 Ma を示す。

4) 大森層

デイサイト (08072304) からの斜長石 K-Ar 年代は 14.8 ± 1.0 Ma と 13.7 ± 0.7 Ma (単純平均値 14.3 ± 0.9 Ma) を示した。同じサイトから採取した試料 (HKW-15) の全岩年代は 14.6 ± 0.8 Ma である。

古地磁気測定

古地磁気測定は以下の4つの地域・層準について行われた。(1) 出雲市佐田町に分布する佐田層。(2) 出雲湾入部最南部の波多層とそれに伴われる吉田深成複合岩体。(3) 大東地域の波多層相当層の大東層。(4) 出雲湾入部佐田地域の川合層と大森層。

野外において各サイトから3ないし6個のブロック試料を定方位で採取した。実験室で各ブロック試料から直径 2.5 cm、高さ 2.5 cm のコア試料を1個ずつ切り出し、古地磁気分析用とした。すべての試料につき段階熱消磁または段階交流消磁実験を行った。実験は島根大学総合理工学部地球資源環境学科設置の夏原技研社製の交流消磁装置 (DEM-93)、熱消磁装置 (TD-97)、スピナー型磁力計 (SMM-85) を用いて行った。

1. 測定試料

測定地点の地名、緯度・経度および古地磁気測定試料の簡単な記載はオープンファイルに示した。

2. 測定結果

予察的実験で段階交流消磁実験よりも段階熱消磁実験の方が磁化ベクトルの終点がより直線的な軌跡を描くことから、本研究では残り全ての試料に対して段階熱消磁を行い、その結果から主成分分析(Kirschvink, 1980)により磁化成分を計算し、古地磁気方位を求めた。ほとんどの試料は2成分の磁化からなり、低温成分は現在の地磁気方向に近いことから二次磁化と見なした。高温成分は磁化ベクトル投影図において原点に向かって減衰する Characteristic remanent magnetization (ChRM) であり、本研究ではこれを初生磁化として後の議論に用いる。ChRMの計算は試料により多少の違いはあるもののサイト内ではほとんど同じ温度範囲で行った。サイトごとの ChRM 成分の平均とともに温度の最大幅をオープンファイルにまとめた。データには溶結凝灰岩の場合、平均古地磁気方位は溶結面を用いた傾動補正を行った値と行っていない値とを併せて載せているが、議論では傾動補正を行ったデータを採用した。板状節理の発達した溶岩の場合、平均古地磁気方位は傾動補正を行っていない値と板状節理面を用いた傾動補正を行った値を併せて載せている。玄武岩や粘性の低い安山岩溶岩の場合、板状節理は冷却面にほぼ平行する場合が多いが、冷却面が必ずしも水平面に平行する訳ではないものの、ここで扱った玄武岩質安山岩や安山岩溶岩の場合、試料ごとに板状節理面を用いて傾動補正したサイト A、08072301 では平均古地磁気方位は補正後の方が k 値が高い、すなわち集中度が良いことから、ここでは板状節理を用いて傾動補正を行ったデータを採用した。

以下に段階熱消磁による測定結果をまとめる。Figs. 3~5 はサイトごとの試料の古地磁気方位とそれらの平均値をシュミットネットに表わしたものである。Fig. 3 は出雲湾入部南部における波多層および吉田深成複合岩体、Fig. 4 は佐田地域における佐田層、波多層、川合層、大森層の火山岩類、Fig. 5 は大東層の溶結凝灰岩である。Figs. 6a, 6b に代表的な段階熱消磁実験の結果をベクトル投影図で示した。

1) 佐田層

(1)A : 4 試料 (n = 4) 測定した。高温成分はすべて、400–500°C 以上で原点に向かう消磁パターンを示した (Fig. 6a)。板状節理面による傾動補正後の平均磁化方位は $D = 62.3^\circ$, $I = 46.1^\circ$, $k = 51.3$, $\alpha_{95} = 10.8^\circ$ であり東偏を示した。

(2)08072301 : 5 試料の分析を行った。すべてサイト A と同様の消磁パターンを示し、高温成分は 500–620°C で得られた。板状節理面によって傾動補正を行ったが、傾動補正前の平均磁化方位は $D = 39.4^\circ$, $I = 42.4^\circ$, $k = 35.5$, $\alpha_{95} = 13.0^\circ$ で、傾動補正後の平均磁化方位は $D = 46.6^\circ$, $I = 29.6^\circ$, $k = 97.2$, $\alpha_{95} = 7.6^\circ$ で東偏を示した。補正後に試料ごとの方向のばらつきが小さくなったことから、傾動補正値は有効であると考えられる。

(3)B : 3 試料測定した。ChRM は 400–500°C 以上で得られた。同一の板状節理面の走向・傾斜データを全試料に適用して行った。傾動補正後の平均磁化方位は $D = 60.5^\circ$, $I = 40.6^\circ$, $k = 356.5$, $\alpha_{95} = 6.5^\circ$ であり東偏を示した。

(4)08092401 : 5 試料から ChRM (450–620°C) が得られ、板状節理面によって傾動補正を行った。その結果、傾動補正前の平均磁化方位 $D = 28.1^\circ$, $I = 52.7^\circ$, $k = 96.1$, $\alpha_{95} = 7.8^\circ$ は、傾動補正後に $D = 37.14^\circ$, $I = 50.8^\circ$, $k = 96.1$, $\alpha_{95} = 7.8^\circ$ となり、東偏を示した。

(5)08112606 : 4 試料から方向のそろった ChRM (150–680°C) が得られた。平均磁化方位は $D = 49.2^\circ$, $I = 29.8^\circ$, $k = 105.8$, $\alpha_{95} = 9.0^\circ$ で東偏を示した。

(6)08102113 : 4 試料から方向のそろった高温成分 (400–560°C) が得られ、その平均磁化方位は $D = 57.1^\circ$, $I = 66.0^\circ$, $k = 145.1$, $\alpha_{95} = 7.7^\circ$ で東偏を示した。

2) 波多層

(1)08122001 : 3 試料は方向がそろった高温成分 (530–650°C) を示し (Fig. 6a)、平均磁化方位は $D = 26.0^\circ$, $I = 45.6^\circ$, $k = 390.4$, $\alpha_{95} = 6.2^\circ$ である。

(2)08091002 : 4 試料は 0–680°C で類似した ChRM をもち、平均磁化方位は $D = 18.8^\circ$, $I = 32.1^\circ$, $k = 41.0$, $\alpha_{95} = 14.5^\circ$ である。

(3)D : 6 試料すべて逆極性の安定磁化成分をもち、ChRM は 200–680°C で得られた。磁化は主要な磁鉄鉱に加え赤鉄鉱も担っている。平均磁化方位は $D = 185.5^\circ$, $I = -56.7^\circ$, $k = 183.0$, $\alpha_{95} = 5.0^\circ$ である。

(4)H : 6 試料の高温成分 (500–680°C) で同じような方位を示した。同一の溶結面による傾動補正後の平均磁化方位は $D = 175.6^\circ$, $I = -40.8^\circ$, $k = 74.0$, $\alpha_{95} = 6.0^\circ$ で、偏角がほぼ真南を示す逆極性の古地磁気である。

(5)J : 3 試料の高温成分 (500–590°C) の同一の溶結面による傾動補正後の平均磁化方位は $D = 182.4^\circ$, $I = -35.9^\circ$, $k = 267.0$, $\alpha_{95} = 7.6^\circ$ であり、偏角が真南を示す逆極性の古地磁気を示した。

(6)K : 3 試料の高温成分 (450–590°C) はほぼ同じ方向を示した。同一の溶結面による傾動補正後の平均磁化方位は $D = 8.4^\circ$, $I = 31.7^\circ$, $k = 108.8$, $\alpha_{95} = 11.9^\circ$ で、偏角はほぼ真北を示した。

(7)M : 6 試料の高温成分 (400–590°C) は似た方向を示した。同一の溶結面による傾動補正後の平均磁化方位は $D = 179.8^\circ$, $I = -41.3^\circ$, $k = 91.3$, $\alpha_{95} = 7.1^\circ$ であり、偏角がほぼ真南を示す逆極性の古地磁気を示した。

3) 吉田深成複合岩体

(1)YS-1 : 4 試料の ChRM は類似した方位を持ち、その平均は $D = 190.2^\circ$, $I = -53.4^\circ$, $k = 98.1$, $\alpha_{95} = 9.3^\circ$ で、偏角がほぼ真南の逆極性を示した。

4) 大東層

(1)DT-1 : 5 試料の ChRM について溶結面の走向・傾斜を用いて傾動補正を行った。平均磁化方位は逆極性を示し、補正前の平均磁化方位 $D = 188.9^\circ$, $I = -65.6^\circ$, $k = 42.0$, $\alpha_{95} = 11.9^\circ$ は、補正後 $D = 199.6^\circ$, $I = -32.6^\circ$, $k = 104.4$, $\alpha_{95} = 7.5^\circ$ になった。補正後に平均磁化方位のばらつきが小さくなった (k が大きくなった) ことから、傾動補正値は有効であると考えられる。

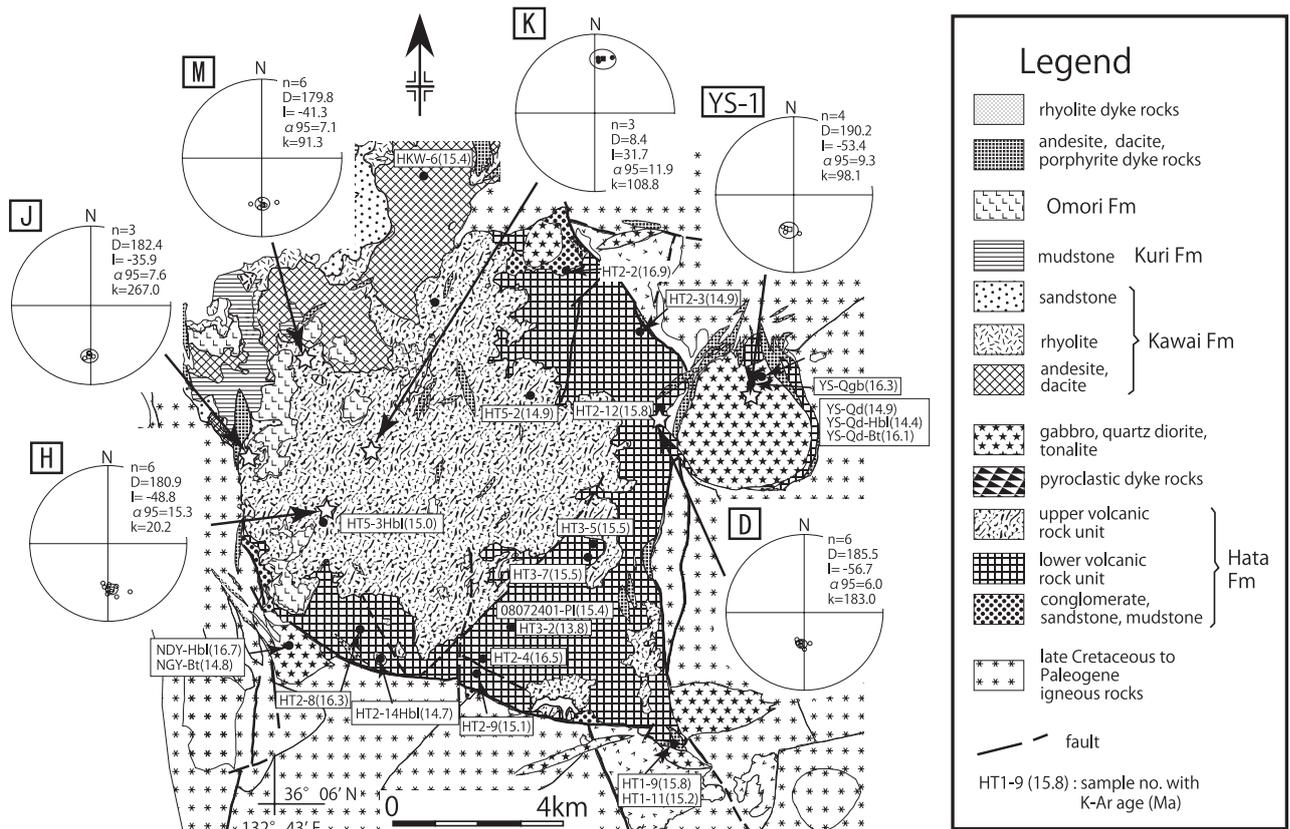


Fig. 3. Geological map with K-Ar ages and paleomagnetic directions on a Schmidt net for the Miocene in the southern Izumo Basin. The geology is simplified after Sawada (1978a). Numbers in parentheses after the sample numbers are K-Ar ages (Ma).

5)川合層

(1)08122002 : 3 試料は似た方向の高温成分(530–650°C)をもち(Fig. 6b), 平均磁化方位は $D = -4.5^\circ$, $I = 43.4^\circ$, $k = 113.9$, $\alpha_{95} = 11.6^\circ$ で, 偏角がほぼ真北を示した。

6)大森層

(1)08120205 : 4 試料が同じような ChRM を示した。平均磁化方位は $D = 344.4^\circ$, $I = 49.4^\circ$, $k = 117.5$, $\alpha_{95} = 8.5^\circ$ で, 偏角がほぼ真北を示した。

出雲湾入部における中新統の年代

出雲湾有部南部における中新統の模式柱状図, K-Ar 年代, 古地磁気方位をまとめたものを Fig. 7 に示した。

1. 佐田層の年代

佐田層とした試料(08072302)の斜長石 K-Ar 年代は 21.8 ± 2.4 Ma と 18.7 ± 1.3 Ma(平均値 20.3 ± 1.9 Ma)であった。同じ層準の溶岩(HKW-1)の全岩年代は 17.7 ± 1.6 Ma である。記載で述べたように HKW-1 中の斜長石は新鮮であるが, 斜方輝石の多くは緑泥石によって交代されており, 全岩年代は斜長石の 20.3 ± 1.9 Ma と誤差範囲で一致するものの中央値は若い年代を示すことから変質によって若返っている可能性が高い。他に佐田層とした溶岩 HKW-

3, HKW-10, HKW-19 の全岩年代はそれぞれ 19.3 ± 1.1 Ma, 18.0 ± 0.4 Ma, 16.9 ± 0.5 Ma である。HKW-3 の斜長石は新鮮であり, かんらん石について最も変質しやすい斜方輝石は多くは緑泥石に交代されているものの, 一部で残っており, 全岩年代への変質の影響はさほどないと考えてよい。Otofujii et al.(1991)は HKW-3 と同じ岩体から 18.3 ± 0.4 Ma の全岩 K-Ar 年代を報告している。HKW-10, HKW-19 の全岩年代は鏡下で変質が進んでいることから, 変質により若返っていると考えられる。斜長石 K-Ar 年代が示す 20.3 ± 1.9 Ma と変質の極めて弱い HKW-3 の全岩年代 19.3 ± 1.1 Ma(誤差を含めると 22~18 Ma)を佐田層の形成年代として採用する。

2. 波多層および吉田・野田山深成岩体の年代

波多層下部の安山岩溶岩(08072401)の斜長石 K-Ar 年代は 15.8 ± 2.4 Ma である。これと同じ露頭で採取した試料(HT3-2)の全岩年代は 13.8 ± 1.0 Ma であるが, 同一岩体の変質が微弱な安山岩溶岩(HT3-5)は 15.5 ± 1.0 Ma, 同一層準の変質していない流紋岩溶岩(HT3-7)は 15.5 ± 1.6 Ma の全岩年代を示す。斜長石年代は誤差が大きくなるすべての全岩 K-Ar 年代と誤差範囲で一致している。鹿野ほか(2005)も出雲湾入部における波多層火山岩類の斜長石 K-Ar 年代として松笠東方のデイサイトから 15.4 ± 0.7 Ma を

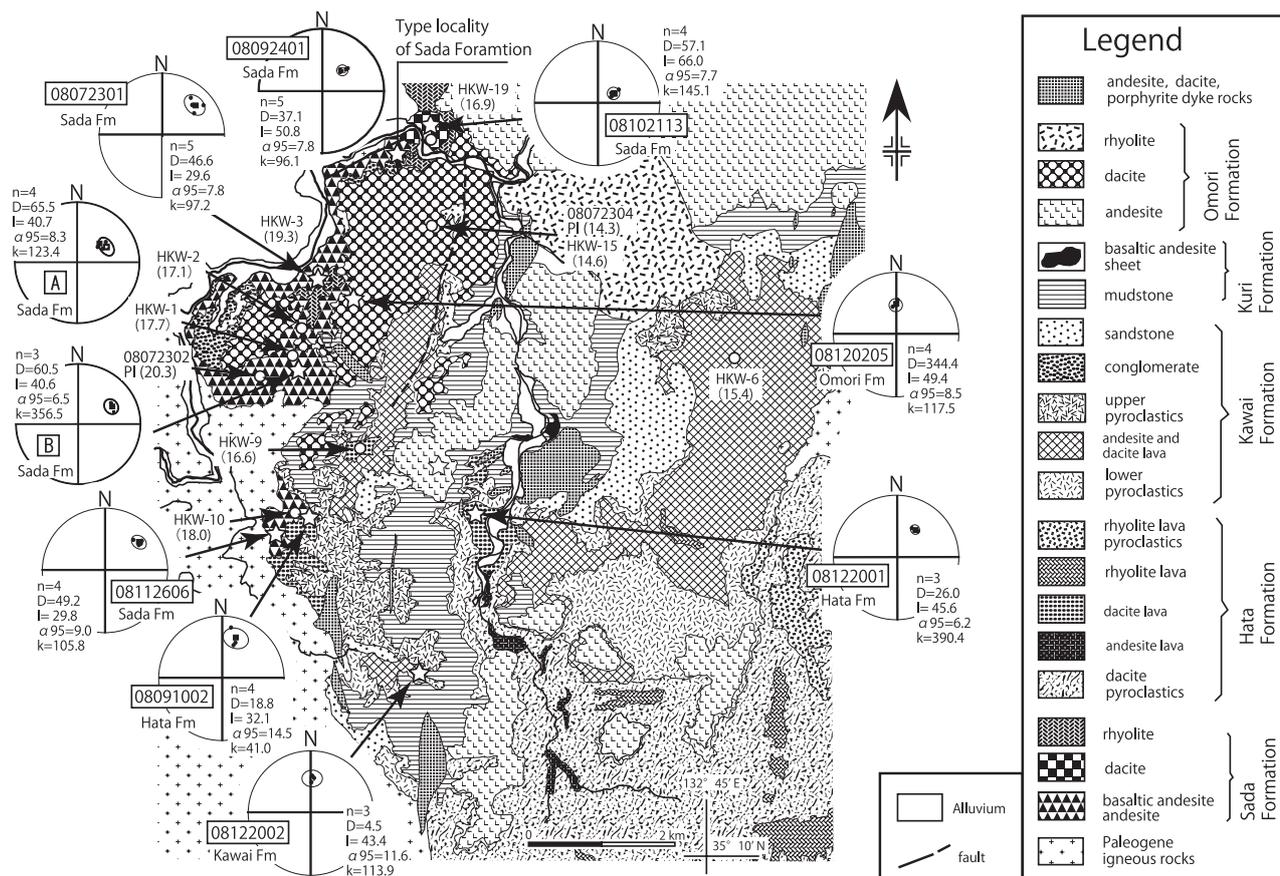


Fig. 4. Geological map, K–Ar ages and paleomagnetic directions on Schmidt nets for the Miocene in the central Izumo Basin. Numbers in parentheses after the sample numbers are K–Ar ages (Ma).

報告している。下部の火山岩類の全岩年代でみると波多層下部に貫入する変質を受けていない岩脈(HT1-11とHT1-9)は 15.2 ± 0.7 Maと 15.8 ± 0.9 Maを示す。ちなみにこの岩体には変質を受けていないかんらん石も含まれている(沢田, 1978b; 本特集号表紙参照)。斜方輝石が残っているものや石基のガラスが脱ガラス化を免れているような変質が微弱な試料(HT2-3, HT2-12, HT3-5, HT3-7)では、年代値は 15.8 ± 0.9 Maから 14.9 ± 1.5 Maの範囲にある。最も古い年代を示す試料はHT2-2でこれはやや変質しているものの 16.9 ± 1.1 Maを示す。波多層上部はほとんどがデイサイト質火砕岩からなるが、デイサイト溶結凝灰岩(HT5-3)と流紋岩溶結凝灰岩(HT2-14)の角閃石の年代はそれぞれ 15.0 ± 1.0 Maと 14.7 ± 0.8 Maを示し、変質しているデイサイト溶岩(HT5-2)の全岩 K–Ar 年代の 14.9 ± 0.8 Maと一致する。

以上の波多層の K–Ar 年代をまとめると、斜長石年代が 15.8 ± 2.4 Ma~ 15.4 ± 0.7 Ma, 角閃石年代が 15.0 ± 1.0 Ma~ 14.7 ± 0.8 Ma, 全岩年代が 16.9 ± 1.1 Ma~ 14.9 ± 1.5 Maである。波多層の年代の上限は斜長石年代の誤差を考慮しても 18.2 Maより古くなることはない。波多層上部層の年代は角閃石年代に基づけば、 16 Maより古くなるこ

とはない。波多層は川合・久利層によって覆われるが、後述のように久利層の年代は 14.9 Maより若くはならないので、この年代が下限となる。

沢田(1978a)によって掛合コールドロンの北部から北西部にかけて分布する「大呂層」とされた試料(HKW-6)の全岩 K–Ar 年代は 15.4 ± 0.6 Maであり、波多層と類似した年代を示す。地質概説の項で述べたが、「波多層」と「大呂層」との間には構造的なギャップや火山活動の長い休止期を示すような証拠はないが、年代の上からも誤差の範囲内にある。

波多層のジルコン FT 年代としては、上部溶結凝灰岩(柄栗デイサイト)から 26.9 ± 6.2 Maが報告されたが(鹿野・吉田, 1984), その後の再測定の結果, 18.4 ± 1.2 Maの値が得られている(鹿野ほか, 1998)。鹿野ほか(2005)は波多層火山岩類を貫く細粒閃緑岩の FT 年代として 17.6 ± 0.8 Maを報告した。

鹿野ほか(2005)はジルコン FT 年代を重視し、波多層の年代を 18 Maより古いものとし、K–Ar 年代がそれらより若い値を示すのは変質による若返りと考えた。本論文では波多層堆積域全域にわたる6サイトから採取した火山岩類の古地磁気方位は4サイトにおいて真北または真南に近い方位を示し、他の2サイトは 19 – 26° 東偏するものであった。

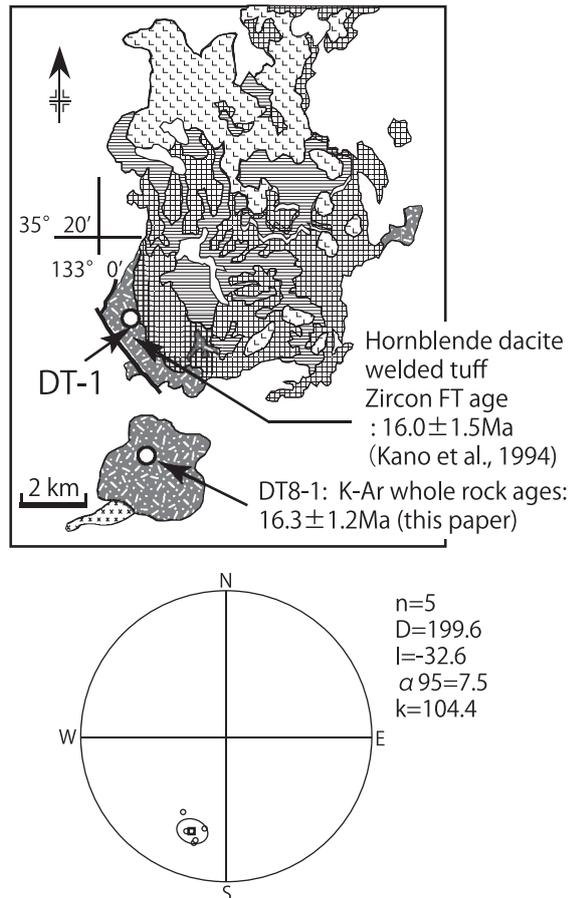


Fig. 5. Geological map, K-Ar and FT ages, and paleomagnetic directions on Schmidt nets for the Daito Formation in the Daito area, south of Matsue. Geological legend is as for Fig. 2.

このことは波多層堆積期には中国地方の回転が終わっているか、その途中であったことを示している。もし、鹿野ほか(2005)が推定するように波多層の年代が 18 Ma より古いとすると中国地方の回転の終了時期が従来の考え(例えば、Otofujii et al., 1991)より古くなることを意味している。もっとも Otofujii et al.(1991)も年代は火山岩の全岩 K-Ar 年代をベースにしているの、その年代が若返ったものである可能性は否定できない。しかし、鹿野ほか(2005)が波多層の年代の根拠としているのはジルコン FT 年代であり、溶結凝灰岩の場合、碎屑性ジルコンの混入の可能性もあり、その推定がここで提起した K-Ar 年代より正確であるという保証はない。

波多層の年代に対する束縛条件は生層序と地質である。波多層は川合層に覆われているのは明らかである。出雲湾入部中部の雲南市高窪周辺に分布する川合層相当層の高窪層の亜炭層(泥炭層)(岡本, 1959; 通商産業省, 1970)からは台島型植物群に対比される植物化石と淡水生貝化石が報告されている(甲藤・中村, 1952; 岡本, 1959; 北条, 1964)。台島型植物群の年代は 22-14 Ma(鹿野・柳沢, 1989)とされている。林ほか(2010)によれば久利層の模式地の大田市におい

て泥岩中の浮遊性有孔虫および石灰質ナノ化石生層序から久利層の年代は GTS(Geological Time Scale)2004 の年代尺度(Gradstein et al., 2004)では 14.91 Ma-16.97 Ma の区間に入るとした。久利層は下位の川合層上部と同時異相の関係にあり、この関係は出雲湾入部においても認められる。川合層に覆われる波多層の年代は 15 Ma よりも新しくなることはない。波多層上部は砂質凝灰岩から凝灰質砂岩を挟在する凝灰岩から、流紋岩溶岩、デイサイト溶岩を経て塊状の砂岩層へと移行していき、火山活動の休止期を示すような現象や構造的ギャップはないことから、波多期から川合期にかけての火山活動は短期間に起ったものと推定される。

波多層火山岩類と密接な成因的関係を持つ(掛合火山-深成複合岩体: 沢田, 1978a, b)と考えられる吉田深成複合岩体の石英閃緑岩中の黒雲母年代が 16.1 ± 0.4 Ma である。角閃石年代は 14.4 ± 0.3 Ma であるが、角閃石中にはアクチノライト化しているものもあり、変質の影響を受けて若返っていると考えられる。鹿野ほか(2005)は石英斑れい岩中の黒雲母 K-Ar 年代として 16.6 ± 0.4 Ma を報告しているが、この値は石英閃緑岩中の黒雲母年代と誤差範囲内で一致する。同じく掛合火山-深成複合岩体を構成する野田山深成岩体の石英閃緑岩中の角閃石年代は 16.7 ± 1.0 Ma、黒雲母年代は 14.8 ± 0.3 Ma である。後者は緑泥石を含み K 含有量が 4.24 wt.% と低いことから変質の影響を受けている可能性がある。鹿野・吉田(1984)は野田山深成岩体の黒雲母 K-Ar 年代として 18.0 ± 1.3 Ma を報告している。

両深成岩体について以下のようにジルコン FT 年代も報告されている。吉田深成複合岩体: 24.2 Ma(松田, 1979)、野田山深成岩体: 15.4 ± 4.0 Ma(服部ほか, 1983); 15.1 ± 1.1 Ma(鹿野・吉田, 1984)。このうち松田(1979)のデータは後 2 者に比べて非常に古い年代であるが、この年代は Hurford(1990)による FT 年代測定法の標準化に関する国際勧告以前のものであり、参考値に留めるべきである。

吉田深成複合岩体の年代は若返りの可能性のある年代を除くと、 16.1 ± 0.4 Ma~ 16.6 ± 0.4 Ma が妥当な値と考えられる。野田山深成岩体の年代に関しては 18.0 ± 1.3 Ma の黒雲母 K-Ar 年代が報告されているが(鹿野・吉田, 1984)、この年代は黒雲母年代とされているにもかかわらず、K 量は 1.71 wt.% と著しく低く(Table 1 参照)、黒雲母以外の鉱物が多量に混入していると推定され、年代の意味が不明である。この値と変質による若返りの可能性のある年代を除くと、角閃石年代の 16.7 ± 1.0 Ma が角閃石の閉鎖温度以下となった年代と考えてよい。つまり吉田深成複合岩体と野田山深成岩体は同時期の産物と結論づけられる。

鹿野ほか(2005)は波多層の年代を 18 Ma より古いものとし、吉田深成複合岩体や野田山深成岩体とは時代の異なるものと結論した。しかし、上述のように波多層火山岩類と深成岩体の年代は誤差の範囲内で一致し、両火成岩類には成因的に密接な関連があり、火山-深成複合岩体をなしているという考え(沢田, 1978a, b)を裏づけるものである。以上のことから波多層の年代は久利層の年代の下限の 14.9 Ma より若くなることはなく、上限は 18.4 Ma より古くなることはな

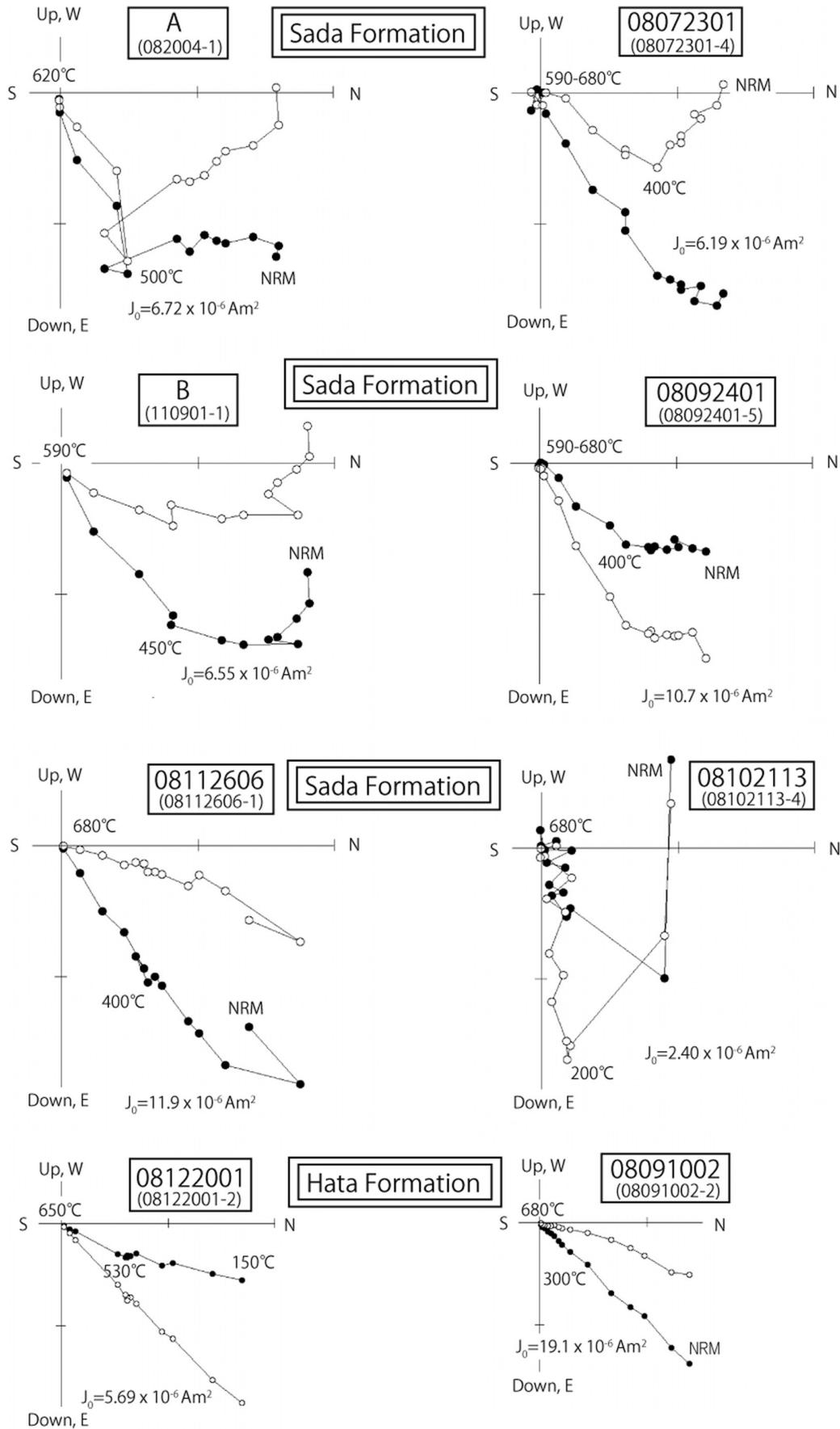


Fig. 6a. Vector-end point diagrams for representative results of thermal demagnetization. Solid (open) circles show projection on the horizontal (vertical) plane.

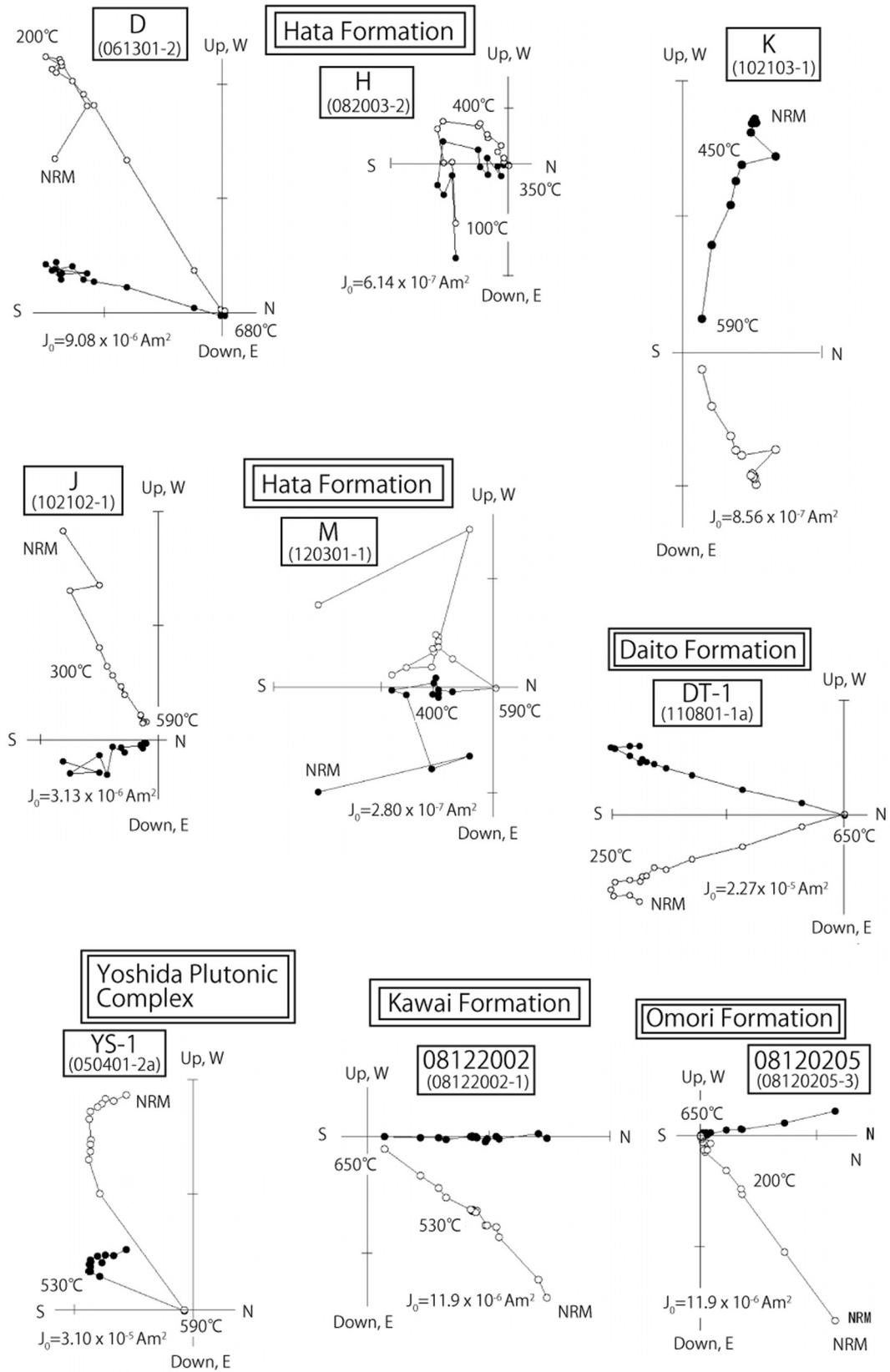


Fig. 6b.

Epoch	Sada area	Formation and lithology	Takeya area	K-Ar ages *1)	Paleomagnetic data *2)
Miocene	middle	Omori Formation andesite, dacite, rhyolite (mainly lavas)		whole rock : 14.6±0.8 Ma	D=344.4° α95=8.5° I =49.4°
		Kuri Formation mudstone with basaltic andesite sheet			
		Kawai Formation conglomerate and sandstone			
		Kawai Formation dacite and rhyolite pyroclastic rocks with sandstone			
		Kawai Formation andesite and dacite (lavas and pyroclastic rocks)		whole rock : 15.4±0.6 Ma	D= 4.5° α95=11.6° I =43.4°
		Kawai Formation dacite, rhyolite (pyroclastic rocks) with sandstone			
Miocene	early	Hata Formation rhyolite (lavas and pyroclastic rocks)		hornblende: 15.0±1.0 ~ 14.7±0.8 Ma [Nodayama Plutonic Mass] Hbl: 16.7±1.0 Ma	Dm= 3.5° α95=9.9° Im =42.9° n=6
		Upper dacite pyroclastic rocks with lavas andesite lava with pyroclastic rocks and sedimentary rocks		[Yoshida Plutonic Complex] Bt: 16.6±0.4, 16.1±0.4Ma	D=190.2° , I =-53.4° , α95=9.3°
		Lower andesite lavas and pyroclastic rocks with rhyolite lavas and basaltic andesite dykes		plagioclase: 15.8±2.4 ~ 15.4±0.7 Ma whole rock : 16.9±1.1 ~ 14.9±1.5 Ma	WR: 16.6±0.9 Ma 16.3±1.2 Ma D=26.0° D=18.8° D=199.6° I =45.6° I =32.1° I =-32.6° α95=6.2° α95=41.0° α95=7.5°
Miocene	early	Sada Formation basaltic andesite, andesite, dacite, rhyolite (mainly lavas)		plagioclase: 20.3±1.9 Ma whole rock : 19.3±1.1 Ma	Dm=52.5° α95=13.1° Im =43.2° n=6
		Paleogene Basement rocks plutonic and volcanic rocks			

*1) Hbl: hornblende K-Ar age, Bt: biotite K-Ar age.

*2) D and I: mean value of declination and inclination for several samples at one site. Dm and Im: mean value of declination and inclination for several sites. α95: radius of the 95% confidence circle. n: numbers of sites. WR: whole rock K-Ar age.

Fig. 7. Summary schematic columnar sections of the Neogene in the southern Izumo Basin with K-Ar ages and paleomagnetic data.

い。

大東地域において波多層相当層の大東層の粗粒安山岩(ひん岩)DT8-1の全岩 K-Ar 年代として 16.3 ± 1.2 Ma の値が得られた。鹿野ほか(1994)は雲南市大東町の角閃石デイサイト溶結凝灰岩のジルコン FT 年代として 16.0 ± 1.5 Ma を報告した。この値は全岩 K-Ar 年代と近い値であり、また、出雲湾入部の「波多層」の年代と誤差の範囲内で一致する。

3. 大森層の年代

変質しやすい斜方輝石が変質を免れており、緑泥石をわずかに含むデイサイト(08072304)からの斜長石 K-Ar 年代は 14.8 ± 1.0 Ma と 13.7 ± 0.7 Ma(単純平均で 14.3 ± 0.7 Ma)を示した。同じサイトから採取した試料(HKW-15)の全岩年代は 14.6 ± 0.8 Ma であり、前者の斜長石年代に近い。

古地磁気方位と中国地方の回転運動

Otofujii and Matsuda(1983)によって島根県中央部における新生界を対象とした古地磁気方位の変化から日本海の開口に伴う西南日本の時計回り回転運動が提起され、その時期はジルコン FT 年代を基にして 28 Ma から 12 Ma の間とされた。その後、Otofujii et al.(1991)は島根県東部における中新統を対象にして、K-Ar 年代と古地磁気方位から西南日

本の回転時期の精密化を図り、回転が 16 Ma~14 Ma の間に起ったとした。しかし、彼らが回転前の地層とした「川合層」の試料は島根県地質図編集委員会(1982)に基づいて採取されたが、その中には本論文で「佐田層」としたのものも含まれている。また、全岩 K-Ar 年代は 18.3 ± 0.4 Ma から 13.7 ± 0.3 Ma と幅広い値を示すが、それら 8 試料の単純平均値 16.1 ± 1.4 Ma をもって「川合層」の年代とした。K-Ar 年代は過剰アルゴンの問題や変質による若返りの問題もあり、また、FT 年代と K-Ar 年代の間には大きなずれを生じる場合も多い。地層や岩体の形成年代は、地質や層序を基礎にして、生層序も含めて総合的に議論する必要がある。ここでは上記で結論づけた中新統の下部から中部にかけての年代と古地磁気方位から、中国地方の回転時期について考察し、また西南日本の回転運動の時期との関連についても言及する。

上述したように出雲湾入部の佐田町に分布する中新統で従来「川合層」とされていた火山岩類のうち、全岩と斜長石 K-Ar 年代が 20-19 Ma(誤差を含めると 22-18 Ma)を示すものがあり、これを「佐田層」とした。佐田層の火山岩類の古地磁気方位は 50° 前後東偏しており、これらの平均は D = 52.5°, I = 43.2° (α95 = 13.1°)となる。佐田層の古地磁気方位の東偏はローカルなブロック運動と考えるより、Otofujii and Matsuda(1983)や鳥居ほか(1985)が主張した中国地方の大規模な時計回り回転運動をあらわすものとするのが合

理的である。一方、波多層では 19–26° 東偏している 2 サイトを除くすべての火山岩類の古地磁気方位がほぼ真北か、真南を指す。平均古地磁気方位を逆帯磁サイトの古地磁気方位は反転させて計算すると $D = 3.5^\circ$, $I = 42.9^\circ$ ($\alpha_{95} = 9.9^\circ$) となり、佐田層の平均古地磁気方位とは有意に異なる。顕微鏡下で赤鉄鉱が生じているものもあるが、580°C 前後で磁化を失うものが多いことから、古地磁気方位の高温成分のほとんどは磁鉄鉱が担っていると考えてよい。すなわち、測定したすべての試料は初生的(噴火から冷却時)に獲得したものと判断される。したがって、波多層は中国地方の回転後に形成されたと考えらるべきであろう。もし、波多層が従来どおり、下部中新統だとすると、すでに前期中新世の時代に中国地方は回転運動を終えていたことになる。しかし、ここで報告したように波多層が下部中新統ではなく中部中新統だとすると、問題はない。波多層の年代値の下限は 14.9 Ma、上限は 18.2 Ma なので、回転はこの間に起こったことになる。吉田深成複合岩体の形成年代は $16.6 \pm 0.4 \text{ Ma} \sim 16.1 \pm 0.4 \text{ Ma}$ (単純平均で $16.4 \pm 0.4 \text{ Ma}$) と考えてよい。この岩体は逆帯磁しており、 $D = 190.2^\circ$, $I = -53.4^\circ$ ($N = 4$, $\alpha_{95} = 9.3^\circ$) の方位を指す。同一岩体から Otofujii and Matsuda (1983) は、 $D = -177.5^\circ$, $I = -52.1^\circ$ ($N = 11$, $\alpha_{95} = 2.7^\circ$) の値を報告している。当時、この岩体のジルコン FT 年代を 23 Ma としたこと、彼らは斑れい岩の古地磁気方位は 2 次磁化か、あるいは偏角の変化が 23 Ma 頃に起ったとした。本論文で報告した方位と、Otofujii and Matsuda (1983) が報告した方位を考えあわせると真南から有意に振れているとは言えず、回転途中を積極的に支持しない。いずれにしても、この吉田深成複合岩体の K-Ar 年代は黒雲母年代で誤差も小さいことから、中国地方の回転終了年代に制約を与える可能性がある。

注目すべきは、高温成分が示す古地磁気方位が $D = 26.0^\circ$, $I = 45.6^\circ$ ($\alpha_{95} = 6.2^\circ$) のサイト 08122001 は波多層 (HKW-9) と類似した岩質であり、また層準も同じと考えられるが、この全岩 K-Ar 年代は $16.6 \pm 0.9 \text{ Ma}$ である。また、大東地域で $D = 199.6^\circ$, $I = -32.6^\circ$ ($\alpha_{95} = 7.5^\circ$) の古地磁気方位を示すサイト DT-1 と同じ地層(デイサイト溶結凝灰岩)からジルコン FT 年代として $16.0 \pm 1.5 \text{ Ma}$ が報告されている(鹿野ほか, 1994)。同じ層とされている岩体からの全岩 K-Ar 年代は $16.3 \pm 1.2 \text{ Ma}$ である (Fig. 5)。サイト 08122001, 08091002 の偏角 26°, 19° や DT-1 の 20° は永年変化の範囲内にはあるものの、年代も含めて考えると回転途中の可能性は否定できない。Torii (1983) は津山盆地中新統勝田層群高倉層下部～中部の 4 サイトから採取した試料の平均古地磁気方位として $D = 23.5^\circ$, $I = 37.6^\circ$ ($\alpha_{95} = 11.4^\circ$) を報告した。渡辺ほか (1999) は高倉層から産出した珪藻化石からその年代を NPD3A 帯 (16.9–16.3 Ma) 上部または NPD3B 帯 (16.3–15.9 Ma) 下部に対比した。Watanabe and Yanagisawa (2005) および Yanagisawa and Akiba (1998) の珪藻化石年代を最新の古地磁気年代尺度 (Gradstein et al., 2004) に合わせて鹿野ほか (2011) が再計算した珪藻年代尺度に基づく NPD3A 帯は 17.0–16.6 Ma、

NPD3B 帯は 16.6–15.9 Ma に相当する。以下の珪藻年代は鹿野ほか (2011) による再計算値を採用している。出雲市南方から雲南市大東地域で $D = 26-19^\circ$ を示す地層の年代は 16.6–16.0 Ma であり、高倉層と偏角や年代の上で類似しており、このことも中国地方の回転途中を表わしていることを支持している。

Baba et al. (2007) は東北日本弧の時計回り回転の時期について、阿武隈地域において同一累層の多数のサイトから採取した火山岩中の斜長石について精密な K-Ar 年代を求めた。その結果と古地磁気から霊山層の時代 ($16.5 \pm 0.8 \text{ Ma}$) には、古地磁気方位が $D = 333.5^\circ$, $I = 58.1^\circ$ ($\alpha_{95} = 9.6^\circ$) と回転途中を示すが、高館層の時期 ($14.4 \pm 0.9 \text{ Ma}$) は $D = 355.3^\circ$, $I = 39.4^\circ$ ($\alpha_{95} = 11.6^\circ$) を示し回転運動は終了していたと結論づけた。本論文では全岩 K-Ar 年代ではあるが $16.6 \pm 0.9 \text{ Ma}$ や $16.3 \pm 1.2 \text{ Ma}$ を示す火山岩が、 $D = 26.0^\circ$, $I = 45.6^\circ$, $D = 18.8^\circ$, $I = 32.1^\circ$ あるいは $D = 199.6^\circ$, $I = -32.6^\circ$ を示し、阿武隈地域と同じような傾向を示していることは注目すべきである。

結論的には中国地方は佐田層形成期 (22–18 Ma 頃) には回転運動は起きてはおらず、その後、回転運動が起こったが、波多層形成期は回転途中からそれが終了する時期にあたりと推察される。古地磁気方位がほぼ真南を向く吉田深成複合岩体の年代 $16.4 \pm 0.4 \text{ Ma}$ から、遅くともこの年代までには回転運動は終了していたと考えてよい。

Otofujii and Matsuda (1983) による西南日本の時計回り回転運動の提起以降、西南日本のみならず、日本列島における回転運動の時期について多くの研究が報告されている。Itoh (1988) は白亜紀火山岩類の分布する濃飛地域と中新統が分布する第一瀬戸内区とは異なったブロックとして回転運動をしたことを指摘した。また、第一瀬戸内区でも東端に分布する中新統富草層群の古地磁気方位は他の地域の中新統と異なる (林田, 1992) ことから、西南日本内帯全体が単一の剛体として回転していない可能性は否定できないものの、ここでは西南日本内帯における中新統の回転時期について既存の研究をまとめ、本論文で明らかとなった点と比較検討する。

島根県東部と中国地方脊梁部における中新統の古地磁気と年代についてはすでに触れた。北陸、金沢・医王山地域では珪藻化石帯の NPD3A (17.0–16.6 Ma) に対比される七曲層とそれより下位層の古地磁気方位は有意な東偏を示すが、NPD4A (15.9–14.5 Ma) に対比される地層の多くは顕著な東偏を示さない (伊藤ほか, 2000)。

西は大阪府の二上山から東は長野県下伊那地域にかけて中新世の火山岩類や堆積岩類 (いわゆる第一瀬戸内区) が点在分布し、それらの古地磁気方位や絶対年代、古生物年代が報告されている。まず初めに西南日本の回転以前とする地層の年代についてまとめる。Hayashida and Ito (1984) は三重県の一志層群では下位の大井層と上位の片田層にかけての古地磁気方位と Blow (1969) による浮遊性有孔虫化石帯の N8 とされた年代から回転運動は 16 Ma 以降に起ったとしたが、その後、Yoshida (1991) は浮遊性有孔虫層序から大井層は N7 に、片田層は N8 に相当するとしたことから回転時期は

少し古くなる可能性がある。Hayashida(1986)は師崎層群下部と瑞浪層群下部(明世層)の古地磁気方位として、 $D = 58.0^\circ$, $I = 56.4^\circ$ ($\alpha_{95} = 12.9^\circ$)と $D = 55.1^\circ$, $I = 56.4^\circ$ ($\alpha_{95} = 12.9^\circ$)を報告した。Hayashida(1986)が年代に用いたのは師崎層群下部豊浜層が N6~N7(Ibaraki et al., 1984), 瑞浪層群明世層が N8(Saito, 1963; 茨木, 1981)であった。Hiroki and Matsumoto(1999)も微化石年代をアンカーポイントして瑞浪層群明世層をクロン C5Br に、生俵層をクロン C5Bn1r に対比させた。その後も師崎層群は N6~N9 に相当するとの見解(糸魚川・柴田, 1992 など)があったが、珪藻化石から Gladenkov(1998)は 18–16.5 Ma に、伊藤知佳ほか(1999)は最上部層の内海層も含めて N6 に相当し、従来の見解より古い年代であるとした。Torii(1983)によって $D = 48.0^\circ$, $I = 50.0^\circ$ ($\alpha_{95} = 14.0^\circ$)の古地磁気方位が報告された北設層群の年代も星ほか(2000, 2002)によって 20~17 Ma の年代が報告されている。すなわち、第一瀬戸内に分布する回転以前の地層の年代は N8 ないしは N7 以前となると 16~17 Ma よりも古くなる可能性が高い。

一方、回転の終了時期に関しては、二上山の中新世火山岩類から 14.6 Ma までには(Hoshi et al., 2000)、設楽地域の中新世玄武岩岩脈から 15 Ma までには完了している(Hoshi and Yokoyama, 2001)とされる。なお、室生火砕流堆積物も 50° 以上も東偏しているが(Torii, 1983)、年代から見て星(2002)は回転以前とは考えられず、磁場反転の途中やエクスカージョンをとらえたかと解釈した。

Hayashida(1986)は師崎層群上部の内海層と瑞浪層群上部の生俵層の古地磁気方位(D)としてそれぞれ $D = 28.4^\circ$, $I = 53.3^\circ$ ($\alpha_{95} = 13.6^\circ$)と $D = 25.8^\circ$, $I = 56.6^\circ$ を報告した。これらの方位は回転途中を示している可能性もあり、その年代が問題となる。Hayashida(1986)が引用した時点で、年代は師崎層群上部内海層、瑞浪層群上部生俵層ともに N9 とされていた(土井, 1983; 小泉, 1981)。その後、上述のように師崎層群の年代は珪藻化石から 18–16.5 Ma ないし N6 に相当するとされた。入月・細山(2006a, b)は瀬戸内区東部の中新統の層序や年代をまとめ、瑞浪層群の珪藻化石から生俵層は N8 に相当するとした。すなわち、Hayashida(1986)によって報告された古地磁気方位(D)が 28.4° と 25.8° を示す地層の年代は 16 Ma ないしは 16.5 Ma より古く、回転途中を示す可能性が高くなった。

以上、山陰、中国脊梁、北陸および第一瀬戸内における中新統の古地磁気方位と放射年代・微化石年代を見てきたが、以下のようにまとめることができる。

- (1) 島根県東部における中新統の古地磁気方位と年代から佐田層形成期(22–18 Ma 頃)の火山岩類は 50° 前後東偏しており、この時期にはまだ中国地方の時計回り回転は起っていない。
- (2) 島根県東部と津山地域において 16.6–16.0 Ma を示す地層で、偏角が $26\text{--}19^\circ$ を示すものがあるが、これらは回転途中を示している可能性は高い。
- (3) 島根県東部では遅くとも 16 Ma までには回転運動は終了している。Otofujii et al.(1991)は川合層は西南

日本(中国地方)の回転以前の生成物であるとしたが、本論文で明らかにしたように、波多層生成期にはすでに中国地方の回転は終了しており、当然のこととして波多層を覆う川合層は回転後の生成物となる。「波多層」は下部中新統でなく中部中新統(厳密に言うと下部中新統最上部を含む)であり、また波多層から川合・久利層にかけては極めて短期間に形成されたものである。

- (4) 北陸における回転運動は 16.9–16.0 Ma の間に起ったと考えられる(伊藤康人ほか, 1999)。第一瀬戸内では Hayashida(1986)によると偏角が 28.4° と 25.8° を示す師崎層群上部内海層と瑞浪層群上部生俵層が 16 Ma ないしは 16.5 Ma より古い年代をもつことから、回転途中を示している可能性が高く、西南日本全体の回転時期を限定できる可能性が高まってきた。

今後の問題点と課題

本論文では波多層の模式地であり、かつ上位の地層も含めて中新統がもっとも広く分布する出雲湾入部において、地質や層序を基礎として、鉱物年代と全岩年代を報告した。あわせて、松江湾入部最南部の中新統も含めて 17 サイトから採取した試料の古地磁気方位も報告した。本論文の内容はまだ予察的な段階であるが、山陰、ひいては西南日本の地史やテクトニクスを考える上で幾つかの重要な問題も明らかになってきた。ここではそれらの問題点や課題について述べる。

本論文では出雲湾入部における波多層の年代は従来考えられていた年代より若く、前期中新世末期~中期中新世になり、逆に中部中新統とされてきた「川合層」の中には下部中新統が含まれることを報告した。また、古地磁気方位もそれらの年代を考慮すれば周辺のテクトニクスと整合的であることが示された。

井上(1994)や井上ほか(1999)は荒島湾入部(安来市広瀬町)で、鹿野ほか(1994)や新編島根県地質図編集委員会(1997)が「波多層」として扱っている火山岩類(意東火山岩類)は全岩 K–Ar 年代が 17.2 ± 0.4 Ma~ 15.1 ± 0.3 Ma を示すことから(Fig. 2)、「川合層」相当層とした。沢田・板谷(未発表資料, オープンファイル Table 4 参照)でもこの火山岩類から 16.0 ± 0.5 Ma と 15.9 ± 0.7 Ma の全岩 K–Ar 年代を得ている。鹿野ほか(1993)は松江湾入部奥で、従来、波多層とされたその上位の水底溶岩、水底火砕流堆積物などを「波多層」から「川合層」に変更した。また大田市湾入部で従来波多層相当層とされてきた火山岩類の全岩 K–Ar 年代として 16.3 ± 0.5 Ma~ 15.3 ± 0.6 Ma を示すものがある。これらの年代値は出雲湾入部における「波多層」の年代に類似している。このように湾入部南部に分布し、「波多層」相当層とされてきた地層の中には K–Ar 年代が中部中新統を示すものがある。

一方、下部中新統の年代を示す火山岩類も存在する。大田湾入部では 18.9 ± 0.9 Ma の全岩 K–Ar 年代を示す小松地デイサイトが報告されている(鹿野・吉田, 1984)。ジルコン FT 年代として大田市温泉津町の安山岩溶結凝灰岩から 19.6

± 1.8 Ma が報告されている(鹿野ほか, 2001). 新編島根県地質図編集委員会(1997)では川合層とされたが, 全岩 K-Ar 年代として 17.1 ± 1.0 Ma を示す大田市南東方に分布する安山岩溶岩や 17.6 ± 0.6 Ma の安来市のデイサイト溶岩もある(沢田・板谷, 未発表資料, オープンファイル Table 4 参照)(Fig. 2). 沢田ほか(2006)は弓ヶ浜の粟島から 17.5 ± 0.4 Ma の黒雲母 K-Ar 年代を示す流紋岩溶岩を報告している. これらの年代は波多層の上限に近いかそれ以前を示している.

Otofuji et al.(1991)が報告した出雲湾入部における「川合層」とした火山岩類の中で, 全岩 K-Ar 年代が 16.2 Ma や 17.5 Ma で, 古地磁気方位(偏角)が 53° , 43° を示す試料がある. また逆に 13.8 Ma で 28.7° を示す試料もある. 台島型植物群を産する鍋山層分布域に近い試料から 17.3 Ma の全岩 K-Ar 年代と偏角 5.0° を報告している. 言うまでもなく, 全岩 K-Ar 年代は変質による若返りや過剰アルゴンの問題があり, 斑晶鉍物年代には過剰アルゴンの問題がある場合もある. 鉍物年代もここで報告したような個数や分離精度(純度)では充分とはいえず, 同一層準の多数のサイトから火山岩中の新鮮な鉍物を選別して K-Ar 年代あるいは $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ 年代を決める方法が必要となる. K-Ar 年代とジルコン FT 年代の間には有意な差がみられる場合がしばしばある. この点も詰めていく必要がある. 年代は地史やテクトニクスを解明する基礎となることは言うまでもないが, 地質, 層序, 生層序, 岩石記載を抜きにしては正確な年代は決められない.

かつて出雲湾入部南部から中部にかけて調査した Mukae (1954, 1958)や岡本(1959)は下部の火山岩類を主とする層と上部の鍋山層をまとめて波多亜層群とし, その上位の砂岩層を川合(累)層とした. 波多層と沢田(1978a)による火山岩類を主とする「大呂層」との間には構造的ギャップはなく, また, 火山活動の休止期を示す事象はない. さらに, ここで報告したように波多層と川合層の火山岩類の年代には差は認められず, いずれも中期中新世の産物である. つまり, 安定した層相を示す塊状砂岩より下位の「川合層」の火山岩類を「波多層」と区別することは困難であり, 出雲湾入部については Mukae (1954, 1958)や岡本(1959)のように, 塊状砂岩をもって川合層の下限とするのも合理的である. むろん「川合層」の模式地は大田市南方地域であり, 模式地における「川合層」の定義と下位の「波多層」相当層との関係が重要であることは言うまでもない. 「波多層」と「川合層」の扱いと帰属先は島根県東部における下部・中部中新統に共通して存在する問題である. 「波多層」に関しては, ここで提起したように模式地では下部中新統ではなく下部中新統最上部~中部中新統であり, 「川合層」も含めて島根県下の下・中部中新統標準層序の地質と年代について見直す必要がある.

出雲湾入部は島根半島を除いて中新統が山陰地方でもっとも広く分布するところである. しかもここで提起した下部中新統の佐田層から, 波多層, 川合・久利層, 大森層, 布志名層, 神西層など中部中新統が連続的に分布し, それらの関係を明らかにできる絶好の場所である. 出雲湾入部における中

新統を精査することによって山陰中央部における中新統の標準層序を再構築できるであろう.

謝 辞

岡山理科大学板谷徹丸教授からは年代測定から結果についての議論に至るまで大変お世話になった. アルゴンの分析にあたっては岡田利典博士, 蒜山地質年代研究所の八木公史博士にお世話になった. 微化石年代や中新統の地質について島根大学入月俊明教授と林 広樹准教授にご教示頂いた. 島根大学入月俊明教授と林 広樹准教授からは古地磁気試料の採取サイトを教えて頂いた. 査読者の林田 明同志社大学教授と匿名の査読者には適切なコメントを頂き, 内容の改善がはかられた. 英文の校閲では島根大学総合理工学部の B. Roser 博士にお世話になった. 研究費の一部は学術振興会科学研究費補助金(基盤研究(C)) (課題番号 21540472, 代表澤田順弘)を使用している. 以上の方々, 機関にお礼を申し述べる.

文 献

- Baba, A. K., Matsuda, T. Itaya, T., Wada, Y., Hori, N., Yokoyama, M., Eto, N., Kamei, R., Zaman, H., Kidane, T. and Otofuji, Y., 2007, New age constraints on counter-clockwise rotation of NE Japan. *Geophys. Jour. Intern.*, **171**, 1325–1341.
- Blow, W. H., 1969, Late middle Eocene to Recent planktonic foraminiferal biostratigraphy. In Brönnimann, P. and Rentz, H. H. eds. *Proc. 1st Intern. Conf. Planktonic Microfossils. Geneva, 1967, Vol. 1*, E. J. Brill., Leiden, 199–422.
- 土井健太郎(Doi, K.), 1983, 師崎層群内海累層の層序と年代について. 大阪微化石研究会誌(*News Osaka Micropaleontol.*), no. 10, 14–21.
- Gladkov, A. Y., 1998, Oligocene and lower Miocene diatom zonation in the North Pacific. *Stratigraphy and Geological Correlation*, **6**, 150–163.
- Gradstein, F. M., Ogg, J. G. and Smith, A. G., 2004, *A Geological Time Scale 2004*. Cambridge Univ. Press, 589p.
- 服部 仁・鹿野和彦・鈴木隆介・横山勝三・松浦浩久・佐藤博之(Hattori, H., Kano, K., Suzuki, T., Yokoyama, S., Matsuura, H. and Satoh, H.), 1983, 三瓶山地域の地質. 地域地質研究報告(5万分の1地質図幅)(*Geology of the Sambesan District. With Geological Sheet Maps at 1: 50,000*), 地質調査所(Geol. Surv. Japan), 168p.
- 林 広樹・橋野慎平・野村律夫・田中裕一郎(Hayashi, H., Hashino, S., Nomura, R. and Tanaka, Y.), 2010, 島根県大田市の模式地における中新統久利層の生層序. 日本古生物学会 2010 年年会講演要旨(2010 Ann. Meet. Paleont. Soc. Japan, Abstr.), 40.
- Hayashida, A., 1986, Timing of rotational motion of Southwest Japan inferred from paleomagnetism of the Setouchi Miocene Series. *Jour. Geomag. Geoelectr.*, **38**, 295–310.
- 林田 明(Hayashida, A.), 1992, 中新統富草層群の古地磁気方位. 瑞浪市化石博研報(*Bull. Mizunami Fossil Mus.*), no. 19, 67–74.
- Hayashida, A. and Ito, Y., 1984, Paleoposition of Southwest Japan at 16 Ma: Implication from paleomagnetism of the Miocene Ichishi Group. *Earth Planet. Sci. Lett.*, **68**, 335–342.
- Hiroki, Y. and Matsumoto, R., 1999, Magnetostratigraphic correlation of Miocene regression-and-transgression boundaries in central Honshu, Japan. *Jour. Geol. Soc. Japan*, **105**, 87–107.
- 北条凱生(Hojyo, Y.), 1964, 島根県高窪垂炭田の地質. 九州大理学部研報(地質学), (*Sci. Rep. Geol. Fac. Sci. Kyushu Univ.*), **4**, 189–200.
- 星 博幸(Hoshi, H.), 2002, 熊野酸性火成岩類の古地磁気方位. 地測

- 研報 (*Bull. Geol. Surv. Japan*), **53**, 43–50.
- 星 博幸・伊藤宜貴・本山 功 (Hoshi, H., Ito, N. and Motoyama, I.), 2000, 愛知県設楽地域に分布する北設楽層群の地質, 放散虫化石, および地質年代. 地質雑 (*Jour. Geol. Soc. Japan*), **106**, 713–726.
- 星 博幸・岩野英樹・檀原 徹 (Hoshi, H., Iwano, H. and Danhara, T.), 2002, 瀬戸内火山岩のフィッション・トラック年代測定: 近畿地方, 二上山の例. 地質雑 (*Jour. Geol. Soc. Japan*), **108**, 353–365.
- Hoshi, H., Tanaka, D., Takahashi, M. and Yoshikawa, T., 2000, Paleomagnetism of the Nijo Group and its Implication for the tilting of clockwise rotation of southwest Japan, *Jour. Mineral. Petrol. Sci.*, **95**, 203–215.
- Hoshi, H. and Yokoyama, M., 2001, Paleomagnetism of Miocene dikes in the Shitara basin and the tectonic evolution of central Honshu, Japan. *Earth, Planets and Space*, **53**, 731–739.
- 黄 敦友・岡本和夫 (Huang, T. and Okamoto, K.), 1979, 山陰川合累層および相当層の浮遊性有孔虫化石群集. 瑞浪市化石博研報 (*Bull. Mizunami Fossil Mus.*), no. 6, 101–110.
- Hurford, A. J., 1990, Standardization of fission track dating calibration: Recommendation by the Fission Track Working Group of the I.U.G.S. Subcommittee on Geochronology. *Chem. Geol. (Isotope Geosci. Sec.)*, **80**, 171–178.
- 茨木雅子 (Ibaraki, M.), 1981, 岐阜県瑞浪地域. 土 隆一編, 日本の新第三系の生層序および年代層序に関する基本資料 (続編) *IGCP-114, National Working Group of Japan*, 81.
- Ibaraki, M., Tsuchi, R. and Idota, K., 1984, Early Miocene planktonic foraminifera from the Morozaki Group in Chita Peninsula, Central Japan. *Geosci. Rep. Shizuoka Univ.* no. 18, 161–171.
- 今岡照喜・大平 武・沢田順弘・板谷徹丸 (Imaoka, T., Ohira, T., Sawada, Y. and Itaya, T.), 1994, 中国・四国地方における白亜紀～第三紀火成岩類の放射年代. 岡山理大自然科学研報 (*Bull. Res. Inst. Nat. Sci. Okayama Univ. Sci.*), no. 20, 3–57.
- 井上多津男 (Inoue, T.), 1994, 松江市南方, 前期中新世東火山岩類の形成史. 地質雑 (*Jour. Geol. Soc. Japan*), **100**, 600–617.
- 井上多津男・長尾敬介・田崎和江・川谷芳弘 (Inoue, T., Nagao, K., Tazaki, K. and Kawatani, Y.), 1999, 島根県東部に分布する中新世意東火山岩類の K–Ar 年代. 地球科学 (*Earth Sci. (Chikyū Kagaku)*), **53**, 75–80.
- 入月俊明・細山光也 (Iriduki, T. and Hosoyama, M.), 2006a, 瑞浪層群明世層と産出化石. 日本地質学会編, 日本地方地質誌 4: 中部地方 (*Monograph on Geology of Japan, Vol. 4, Chubu*)*, 朝倉書店 (Asakura Publ.), 368–369.
- 入月俊明・細山光也 (Iriduki, T. and Hosoyama, M.), 2006b, 瑞浪層群宿洞層と生俵層. 日本地質学会編, 日本地方地質誌 4: 中部地方 (*Monograph on Geology of Japan, Vol. 4, Chubu*)*, 朝倉書店 (Asakura Publ.), 370–371.
- Itaya, T., Nagao, K., Inoue, K., Honjyo, T., Okada, T. and Ogata, A., 1991, Argon isotope analysis by a newly developed mass spectrometric system for K–Ar dating. *Mineral. Jour.*, **15**, 203–221.
- 伊藤知佳・入月俊明・岩井雅夫 (Ito, C., Irizuki, T. and Iwai.), 1999, 第一瀬戸内区中新統 (師崎, 岩村, 富草層群) の珪藻示準化石と地質年代. 地質雑 (*Jour. Geol. Soc. Japan*), **105**, 152–155.
- Itoh, Y., 1988, Differential rotation of the eastern part of southwest Japan inferred from paleomagnetism of Cretaceous and Neogene rocks. *Jour. Geophys. Res.*, **93**, 3401–3411.
- 伊藤康人・柳沢幸夫・渡辺真人 (Itoh, Y., Yanagisawa, Y. and Watanabe, M.), 1999, 八尾地域に分布する新第三系の古地磁気/珪藻化石層序. 地調月報 (*Bull. Geol. Surv. Japan*), **50**, 215–223.
- 伊藤康人・山本朗子・岩野英樹・檀原 徹・渡辺真人 (Itoh, Y., Yamamoto, A., Iwano, H., Danhara, T. and Watanabe, M.), 2000, 金沢, 医王山地域に分布する中新統の古地磁気とフィッション・トラック年代. 地調月報 (*Bull. Geol. Surv. Japan*), **51**, 495–504.
- 糸魚川淳二・柴田 博 (Itoigawa, J. and Shibata, H.), 1992, 瀬戸内区の中新世古地理 (改訂版). 瑞浪市化石博研報 (*Bull. Mizunami Fossil Mus.*), no. 19, 1–12.
- Kano, K., 1998, A shallow-marine alkali-basalt tuff cone in the Middle Miocene Jinzai Formation, Izumo, SW Japan. *Jour. Volcanol. Geotherm. Res.*, **87**, 173–191.
- 鹿野和彦・石塚吉浩・松浦浩久 (Kano, K., Ishizuka, Y. and Matsuura, H.), 2005, 第 5 章 新第三系. 木次地域の地質, 地域地質研究報告 (5 万分の 1 地質図幅) (*Geology of the Kisuki District, With Geological Sheet Maps at 1: 50,000*). 産総研地質調査総合センター (Geol. Surv. Japan, AIST), 30–49.
- 鹿野和彦・松浦浩久・沢田順弘・竹内圭史 (Kano, K., Matsuura, H., Sawada, Y. and Takeuchi, K.), 1998, 石見大田および大浦地域の地質. 地域地質研究報告 (5 万分の 1 地質図幅) (*Geology of the Iwami-Oda and Oura Districts, With Geological Sheet Maps at 1: 50,000*), 地質調査所 (Geol. Surv. Japan), 118p.
- 鹿野和彦・野村律夫・山内靖喜 (Kano, K., Nomura, R. and Yamachi, S.), 1993, 島根県松江市南方の“波多層”の岩相と年代. 地調月報 (*Bull. Geol. Surv. Japan*), **44**, 659–668.
- 鹿野和彦・大口健志・柳沢幸夫・栗田泰夫・小林紀彦・佐藤雄大・林 信太郎・北里 洋・小笠原憲四郎・駒澤正夫 (Kano, K., Ohguchi, T., Yanagisawa, Y., Awata, Y., Kobayashi, N., Sato, Y., Hayashi, S., Kitazato, H., Ogasawara, K. and Komazawa, M.), 2011, 戸賀および船川地域の地質 (第 2 版). 地域地質研究報告 (5 万分の 1 地質図幅) (*Geology of the Toga and Funakawa Districts, With Geological Sheet Maps at 1: 50,000*), 産総研地質調査総合センター (Geol. Surv. Japan, AIST), 127p.
- 鹿野和彦・宝田晋治・牧本 博・土谷信之・豊 遙秋 (Kano, T., Takarada, S., Makimoto, H., Tsuchiya, N. and Bunno, M.), 2001, 温泉津および江津地域の地質. 地域地質研究報告 (5 万分の 1 地質図幅) (*Geology of the Yunotsu and Gotsu Districts, Quadrangle Series, 1: 50,000*), 産総研地質調査総合センター (Geol. Surv. Japan, AIST), 129p.
- 鹿野和彦・山内靖喜・高安克巳・松浦浩久・豊 遙秋 (Kano, K., Yamachi, S., Takayasu, K., Matsuura, H. and Bunno, M.), 1994, 松江地域の地質. 地域地質研究報告 (5 万分の 1 地質図幅) (*Geology of the Matsue District. With Geological Sheet Map at 1: 50,000*), 地質調査所 (Geol. Surv. Japan), 126p.
- 鹿野和彦・柳沢幸夫 (Kano, K. and Yanagisawa, Y.), 1989, 阿仁合型植物群および台島型植物群の年代. 地調月報 (*Bull. Geol. Surv. Japan*), **40**, 647–653.
- 鹿野和彦・吉田史郎 (Kano, K. and Yoshida, S.), 1984, 島根県中・東部新第三系の放射年代とその意義. 地調月報 (*Bull. Geol. Surv. Japan*), **35**, 159–170.
- 甲藤次郎・中村 純 (Katto, J. and Nakamura, J.), 1952, 島根炭田の層序学的並びに花粉分析学的研究. 高知大研報 (*Res. Rep. Kochi Univ.*), no. 1, 1–19.
- Kirschvink, J. L., 1980, The least-squares line and plane and the analysis of paleomagnetic data. *Geophys. Jour. Res. Astron. Soc.*, **62**, 699–718.
- 小泉 格 (Koizumi, I.), 1981, 岐阜県瑞浪地域. 土 隆一編, 日本の新第三系の生層序および年代層序に関する基本資料 (続編) *IGCP-114, National Working Group of Japan*, 68–69.
- 松田高明 (Matsuda, T.), 1979, 山陰中央部・第三系中部のフィッション・トラック年代. 日本地質学会第 86 年学術大会講演要旨 (*86th Ann. Meet. Geol. Soc. Japan, Abstr.*), 132.
- 三位秀夫・吉谷昭彦 (Mii, H. and Yoshitani, A.), 1972, 島根県下のグリーン・タフ盆地の構造. 三位秀夫博士遺稿・論文選集 (地学団体研究会編) (*Selected Papers of Dr. Hideo Mii's Posthumous Manuscripts*), 7–16.
- 森田浩史・中山勝博 (Morita, H. and Nakayama, K.), 1999, 島根県出雲市南西部の中新統層序とその堆積盆地の沈降特性. 島根大地球資源環境研報 (*Geosci. Rep. Shimane Univ.*), no. 18), 25–39.
- Mukae, M., 1954, The Miocene in the Southern Area of Izumo City, Shimane Prefecture, Japan. *Jour. Sci. Hiroshima Univ.*,

- Ser. C, no. 1, 33-52.
- Mukae, M., 1958, Volcanostratigraphical study on the Miocene volcanism in the Shimane Prefecture. *Jour. Sci. Hiroshima Univ. Ser. C*, no. 2, 129-172.
- 長尾敬介・西戸裕嗣・板谷徹丸・緒方惟一(Nagao, K., Nishido, H., Itaya, T. and Ogata, K.), 1984, K-Ar 法による年代測定. 岡山理大 蒜山研報(*Bull. Hiruzen Res. Inst. Okayama Univ. Sci.*), no. 9, 19-38.
- 日本地質学会編(Geol. Soc. Japan, ed.), 2001, 国際層序ガイド: 層序区分・用語法・手順へのガイド(*International Stratigraphic Guide: A Guide to Stratigraphic Classification, Terminology and Procedure*). 共立出版(Kyoritsu Shuppan), 238p.
- 野口寧世・沢田順弘(Noguchi, Y. and Sawada, Y.), 1996, 島根県出雲湾入部における下部・中部中新統の珪藻化石. 島根大地球資源環境研報(*Geosci. Rep. Shimane Univ.*), no. 15, 93-101.
- 野村律夫(Nomura, R.), 1986, 島根県大田市久利層の模式地における底生有孔虫化石. 的場保望・加藤道雄編, 新生代底生有孔虫の研究(Studies on Cenozoic Benthic Foraminifera in Japan), 秋田大学鉱山学部(*Mining College, Akita Univ.*), 135-150.
- 岡本和夫(Okamoto, K.), 1959, 島根県出雲市南東部の新第三系. 地質雑(*Jour. Geol. Soc. Japan*), **65**, 1-11.
- 岡本和夫・多井義郎(Okamoto, K. and Tai, Y.), 1957, 島根県出雲市南部玉造層群の中新世小型有孔虫化石群集. 地質雑(*Jour. Geol. Soc. Japan*), **63**, 340-356.
- 岡本和夫・高橋由美子・寺内雅美(Okamoto, K., Takahashi, Y. and Terauchi, M.), 1971, 島根県仁摩町中新世川合累層の貝化石群集. 松下久道教授記念論文集(*Prof. H. Matsushita Memorial Vol.*), 179-185.
- Otofujii, Y., Hayashida, A. and Torii, M., 1985, When was the Japan Sea opened? Paleomagnetic evidences for Southwest Japan. In Nasu et al., eds., *Formation of Active Ocean Margins*. Terrapub, Tokyo, 551-566.
- Otofujii, Y., Itaya, T. and Matsuda, T., 1991, Rapid rotation of southwest Japan: paleomagnetism and K-Ar ages of Miocene volcanic rocks of southwest Japan. *Geophys. Jour. Intern.*, **105**, 397-405.
- Otofujii, Y. and Matsuda, T., 1983, Paleomagnetic evidence for the clockwise rotation of Southwest Japan. *Earth Planet. Sci. Lett.*, **62**, 349-359.
- Saito, T., 1963, Miocene planktonic foraminifera from Honshu, Japan. *Sci. Rep. Tohoku Univ.*, 2 Ser. (Geology), **35**, 123-209.
- 山陰グリーン・タフ団体研究グループ(San'in Green Tuff Res. Group), 1973, グリーン・タフ積成盆の発生期にまつわる二, 三の問題-山陰・松江湾入部を一例として-. 地質学論集(*Mem. Geol. Soc. Japan*), no. 9, 107-122.
- 沢田順弘(Sawada, Y.), 1978a, 島根県出雲市南方の地質, 地質雑(*Jour. Geol. Soc. Japan*), **84**, 111-130.
- 沢田順弘(Sawada, Y.), 1978b, 島根県掛合陥没体に伴われる貫入複合岩体-非アルカリ岩のマグマ型と岩石系列に関する 2, 3 の問題-, 地質雑(*Jour. Geol. Soc. Japan*), **84**, 177-200.
- Sawada, Y., 1984, Subterranean structure of collapse caldera associated with andesitic and dacitic eruptions-structural evolution of the Miocene Kakeya Cauldron, southwest Japan. *Bull. Volcanol.*, **47**, 551-568.
- 沢田順弘・今井雅浩・三浦 環・徳岡隆夫・板谷徹丸(Sawada, Y., Imai, M., Miura, T., Tokuoaka, T. and Itaya, T.), 2006, 島根県江島の更新世玄武岩と鳥取県弓ヶ浜砂州南東端粟島の中新世流紋岩の K-Ar 年代. 島根大地球資源環境研報(*Geosci. Rep. Shimane Univ.*), no. 25, 17-23.
- 沢田順弘・板谷徹丸(Sawada, Y. and Itaya, T.), 1987, 島根県東部における第三紀火山岩類の K-Ar 年代. 日本地質学会第 94 年学術大会講演要旨(94th Ann. Meet. Geol. Soc. Japan, Abstr.), 417.
- 沢田順弘・板谷徹丸・久井和徳・吉田聖典・兵頭政幸(Sawada, Y., Itaya, T., Hisai, K., Yoshida, K. and Hyodo, M.), 2008, 山陰西部中新統標準層序, 「波多層」の年代. 日本地球惑星科学連合 2008 年大会予稿集(*Japan Geosci. Union Meet. 2008, Abstr.*), CD-ROM, G123-003.
- 沢田順弘・三代喜弘・酒井哲弥・板谷徹丸・兵頭政幸(Sawada, Y., Mishiro, Y., Sakai, T., Itaya, T. and Hyodo, M.), 2009, 島根県東部における後期新生代の地質学, 年代学, 古地磁気学. 日本地球惑星科学連合 2009 年大会予稿集(*Japan Geosci. Union Meet. 2009, Abstr.*), CD-ROM, G120-003.
- 島根県地質図編集委員会(Editorial Board of Geological Map of Shimane Prefecture), 1982, 島根県地質図(20 万分の 1) (*Geological Map of Shimane Prefecture scale 1: 200,000*), 国土地図株式会社(Kokudo Map Co. Ltd.).
- 新編島根県地質図編集委員会(Editorial Board of Geological Map of Shimane Prefecture (new version)), 1997, 新編 島根県地質図(20 万分の 1) (*Geological Map of Shimane Prefecture (new version) scale 1: 200,000*). 内外地図(Naigai Map Co. Ltd.).
- Steiger, R. A. and Jäger, E., 1977, Submission on geochronology: convention on the use of decay constants in geo- and cosmo-chronology. *Earth Planet. Sci. Lett.*, **36**, 359-362.
- 多井義郎(Tai, Y.), 1973, 山陰中新統久利累層の環境解析図. 広島大学教養部紀要Ⅲ(*Mem. Fac. Gen. ed. Hiroshima Univ. III*), no. 7, 7-24.
- 多井義郎・加藤道雄(Tai, Y. and Kato, M.), 1979, 島根県石見大田地域. 土 隆一編, 日本の新第三系の生層序および年代層序に関する基本資料(*Fundamental data on Japanese Neogene bio- and chronostratigraphy*), 黒船印刷(Kurofune Print. Co. Ltd.), 101-102.
- 高安克己(Takayasu, K.), 1983, 山陰地方の中新統-鮮新統の層序と古地理. 地学団体研究会第 37 回総会学術シンポジウム資料集「島弧背後の地質学的性格」(37th Ann. Meet. Symposium, Ass. Geol. Collab. Japan, Abstr.)*, 139-143.
- 高安克己・中村武史(Takayasu, K. and Nakamura, T.), 1984, 宍道湖南岸のデスモスチルス産出層と貝化石からみたその古環境. 地 団 研 専 報(*Monog. Assoc. Geol. Collab. Japan*), no. 28, 91-99.
- 竹ノ内誠一・多井義郎・加藤道雄(Takenouchi, S., Tai, Y. and Kato, M.), 1981, 島根県太田市中新統模式川合・久利両累層の再定義と Vicarya の発見. 日本地質学会西日本支部報(*West Japan Branch, Geol. Soc. Japan, Abstr.*), no. 72, 3.
- 竹ノ内誠一・多井義郎・加藤道雄(Takenouchi, S., Tai, Y. and Kato, M.), 1982, 島根県大田市中新統の微化石層位学的研究: 特に模式川合・久利両累層について. 広島大総合科学部紀要(*Mem. Fac. Integ. Arts Sci., Hiroshima Univ.*), IV, no. 7), 49-89.
- Torii, M., 1983, *Paleomagnetism of Miocene rocks in the Setouchi province: Evidence for rapid clockwise rotation of Southwest Japan at Middle Miocene*. Ph. D. Thesis, Kyoto Univ., 126p.
- 鳥居雅之・林田 明・乙藤洋一郎(Torii, M., Hayashida, A. and Otofujii, Y.), 1985, 西南日本の回転と日本海の誕生. 科学(*Science*), 岩波書店(Iwanami Shoten), 55, 47-52.
- 通商産業省(Ministry of International Trade and Industry), 1967, 昭和 41 年度広域調査報告「北島根地域」(*Report of Regional Geological Survey: Northern Shimane Area, 1966 fiscal year*)*, 26p.
- 通商産業省(Ministry of International Trade and Industry), 1969, 昭和 42 年度広域調査報告「北島根地域」(*Report of Regional Geological Survey: Northern Shimane Area, 1967 fiscal year*)*, 23p.
- 通商産業省(Ministry of International Trade and Industry), 1970, 昭和 43 年度広域調査報告書「北島根地域」(*Report of Regional Geological Survey: Northern Shimane Area, 1968 fiscal year*)*, 44p.
- 渡辺真人・三宅 誠・野崎誠二・山本裕雄・竹村厚司・西村年春(Watanabe, M., Miyake, M., Nozaki, S., Yamamoto, Y., Takemura, A. and Nishimura, T.), 1999, 岡山県高山市地域の備北層群, および津山地域勝田層群から産出した中新世珪藻化石. 地質雑(*Jour. Geol. Soc. Japan*), **105**, 116-121.
- Watanabe, M. and Yanagisawa, Y., 2005, Refined Early to Mid-

- dle Miocene diatom biochronology for the middle-to high-latitude North Pacific. *Island Arc*, **14**, 91–101.
- 山内靖喜(Yamauchi, S.), 2005, 新第三系, 中新統. 日本の地質増補版編集委員会編, 日本の地質増補版「中国地方」(*Regional Geology of Japan (Supplement), Chugoku District*), 共立出版(Kyoritsu Shuppan), 253–257.
- 山内靖喜・井上多津男・高安克己(Yamauchi, S., Inoue, T. and Takayasu, K.), 1985, 新第三系. 島根県地質図説明書編集委員会編: 島根県の地質(*Geology of Shimane Pref.*). 島根県(Shimane Pref.), 21–25.
- Yanagisawa, Y. and Akiba, F., 1998, Refined Neogene diatom biostratigraphy for the northwest Pacific around Japan, with an introduction of code numbers for selected diatom biohorizons. *Jour. Geol. Soc. Japan*, **104**, 395–414.
- Yoshida, F., 1991, Planktonic foraminifera from the Ichishi, Fujiwara, and Morozaki Groups in the eastern Setouchi geologic province, Central Japan. *Bull. Mizunami Fossil Mus.*, no. 18, 19–31.

*English translation from the original title written in Japanese

以下の Table は、オープンファイルとして学会ホームページ上で公開しています。 <<http://www.geosociety.jp/publication/content0006.html>>

Table 1. Mineral K–Ar ages of analyzed samples from the Miocene in the southern Izumo Basin with the sample number, rock type, formation, occurrence and location (longitude and latitude) of analyzed samples.

Table 2. Whole rock K–Ar ages of analyzed samples from the Miocene in the southern Izumo Basin with the sample number, rock type, formation, occurrence and location (longitude and latitude) of analyzed samples.

Table 3. Paleomagnetic directions of the Miocene and the Yoshida Plutonic Complex in the Izumo Basin.

Table 4. Whole rock K–Ar ages of the Miocene in Ohda and Yasugi cities, Shimane Prefecture(Sawada and Itaya, unpublished data) with the sample number, rock type, formation, occurrence and location (longitude and latitude) of analyzed samples.

(要 旨)

沢田順弘・三代喜弘・今岡照喜・吉田聖典・稲田理沙・久井和徳・近藤 仁・兵頭政幸, 2013, 島根県出雲市南方地域における中新統の K–Ar 年代と古地磁気方位. *地質雑*, **119**, 267–284. (Sawada, Y., Mishiro, Y., Imaoka, T., Yoshida, K., Inada, R., Hisai, K., Kondo, H. and Hyodo, M., 2013, K–Ar ages and paleomagnetism of the Miocene in the Izumo Basin, Shimane Prefecture. *Jour. Geol. Soc. Japan*, **119**, 267–284.)

島根県東部における中新統の火山岩類 23 試料と深成岩類 2 試料について全岩 23 試料および斜長石 3 試料, 角閃石 4 試料, 黒雲母 2 試料の K–Ar 年代を報告した. これまでに報告されている放射年代や生層序も含めて検討し, 次のような結論を得た. (1) 出雲湾入部で, これまで川合層とされていた火山岩類のうち 20–19 Ma(誤差を含めると 22–18 Ma)の年代を示す火山岩類を「佐田層」として区別した. (2) 波多層は下部中新統ではなく最上部下部中新統～中部中新統で, 川合層との間には時間的ギャップはない. 波多層・川合層の K–Ar 年代は 17–15 Ma である. 古地磁気方位を測定した結果, (1) 「佐田層」は約 50° 東偏している. (2) ほとんどの波多層の火山岩および同時期の深成岩はほぼ真北か真南の偏角をもつ. (3) 16.5 Ma 前後の年代を示す波多層と大東層の火山岩類は 19–26° 東偏している. (4) これらのことから中国地方の時計回り回転運動は 18 Ma 以降に起こり, 遅くとも 16 Ma には終了していたと推定される.