宮古島に分布する琉球層群の磁気層序

Magnetostratigraphy of the Ryukyu Group in Miyakojima Island, Okinawa, Japan

Abstract

穴井千里* 渋谷秀敏** 望月伸竜***

Chisato Anai*, Hidetoshi Shibuya** and
Nobutatsu Mochizuki***

2017年3月7日受付.

2017年7月27日受理.

* 熊本大学大学院自然科学研究科
Department of Earth and Environmental Sci-
ences, Kumamoto University, Kumamoto,
860-8555, Japan

** 熊本大学大学院先端科学研究部基礎科学部門地
球環境科学分野
Department of Earth and Environmental Sci-
ences, Faculty of Advanced Science and
Technology, Kumamoto University, Kuma-
moto, 860-8555, Japan

*** 熊本大学大学院先端機構
Priority Organization for Innovation and Ex-
cellence, Kumamoto University, Kumamoto
860-8555, Japan

Corresponding author: C. Anai,
chisato@sci.kumamoto-u.ac.jp

The Ryukyu Group in the Ryukyu islands consists of reef lime-
stones of Pleistocene age, and records cycles of marine regression
and transgression. Study of the rocks has the potential to constrain
precise sea level changes around the middle Pleistocene climate tran-
sition from 40 kyr cycles to 100 kyr cycles. To assign a geochronologi-
cal marker in the age of the transition, we undertook magnetostrati-
graphic studies of the Ryukyu Group rocks exposed on Miyakojima
Island. Paleomagnetic samples were collected at 20 sites from all 5 se-
quence-stratigraphic units on Miyakojima Island (MY-Units 1 to 5 in
ascending stratigraphic order). The conventional thermal demagne-
tization procedure provided reliable polarity determinations for only
seven sites. For the remaining 13 sites, we developed a novel tech-
nique of reductive chemical demagnetization (RCD) combined with
alternating field demagnetization. This hybrid technique successfully
erased the overprinting magnetic components, revealing the primary
component. Paleomagnetic directions of 20 sites show that the lower
part of the Ryukyu Group (MY-Units 1–3, and the lowest part of
MY-Unit 4) records reversed geomagnetic polarity, whereas the up-
per part (all but the lowest part of MY-Unit 4 and MY-Unit 5) re-
cords normal polarity. Combining the magnetostratigraphic data
with existing calcareous nannofossil data, we conclude that the re-
versed–normal geomagnetic polarity transition corresponds to the
Matuyama–Brunhes boundary (MBB). These magnetostratigraphic
data including the MBB improve the geochronology of the Ryukyu
Group, which is useful for the temporal correlation between the
Ryukyu Group and the other climate records during the middle
Pleistocene climate transition.

Keywords: Ryukyu Group, magnetostratigraphy, Matuyama–Brunhes
Boundary

はじめに

琉球列島に広く分布する琉球層群は中期更新世に堆積した
サンゴ礁からなる礫性石灰岩を主体とする堆積物である。こ
の時代は中期更新世気候変換期(Mid-Pleistocene Climate
Transition: MPT)にあたり、氷期、間氷期の周期解析など
様々な研究が行われている(例えば, Jansen et al., 1986;
Sepulcre et al., 2011; Gulick et al., 2015)。また、気温変
動や環境変動に関する研究も多い(例えば, Martinez-Boti
et al., 2015)。環境変動については、第四紀の海洋堆積物に
その記録が多く残されており研究が行われている。MPTの
詳細復元は、多角的な研究を必要とするため、試料採集や再
調査が容易な地域での研究が理想的であり、連続性の良い陸
上露頭による研究の進展が望まれる。第四紀の海洋堆積物が
陸域に広く分布する地域は限られているが、琉球列島には活
発な構造運動によって陸上に露出した第四紀の礫性堆積物で
ある琉球層群が広く分布している(例えば, 山田, 2002; Arai

et al., 2016)。琉球層群はサンゴ礁堆積物が主体で、過去の
環境変動を詳細に記録しており、MPTにおける北西太平洋
の海水準や古環境の変動を捉えることができる(例えば, 坂
井, 2006)。

サンゴ礁堆積物からなる琉球層群主部は、堆積構造が複雑
で層位の確立が難しいとされていた。しかし、Nakamori
(1986)により相対的海水準変動とサンゴ礁複合体を関連付
けた層序を確立する新たな方法が示された。これをもとに、
山田・松田(2001, 2002)は南琉球弧に分布する琉球層群の
詳細な層序を明らかにし、MPT以降のサンゴ礁発達過程と
構造運動を考察した。彼らは、琉球層群を複数のユニットに
分けて層位関係を明らかにしている。1ユニットとは、相対
的海水準変動に関連して形成された堆積物のことである。先
島諸島各島のユニット数は様々であるが、宮古島においては
琉球層群主部礁相が発達していて、5ユニットが確認されて
いる。石灰質ナノ化石による宮古島琉球層群の生層序年代は
950–410 kaで、MPTにおける南琉球弧の海洋環境や気候

変動を記録している地域といえる。

MPTのような地球全体を取り巻く環境変動の研究には、全地球的な地層の国際対比が重要であるが、琉球層群の年代対比には明瞭な基準面がないという問題がある。礫性石灰岩の年代推定は、一般に生層序年代によるものが多い(例えば、Sagawa et al., 2001)。琉球層群の年代決定についても、石灰質ナノ化石層序に基づいている(例えば、山本ほか, 2005)。琉球層群においては、中期更新世の950–410 kaの間には石灰質ナノ化石層序を含めて生層序基準面が存在せず、また、続成作用により微化石がまったく産しない層群が存在する。一方、生層序以外に目を移すと、この時代の基準面として松山–ブルン地磁気極性境界(M–B境界: 781 ka; Gradstein et al., 2012)がある。地磁気逆転は、全地球的にみて同時かつ地質学的にみて短期間(約1万年)の現象であり、古環境などの地域差に関係ないので、対比における基準面として理想的である。鮮新世から更新世にかけての時代区分の全てが地磁気極性境界によって定義されているのはこのためである。MPTを記録する宮古島の琉球層群にM–B地磁気極性境界を見出すことができれば、信頼度の高い国際対比が可能になる。以上を念頭に置きつつ、宮古島に分布する琉球層群の磁気層序研究を行うことにした。

陸域に分布する礫性石灰岩の磁気層序研究例がない理由は、層位確立の困難さにある。磁気層序を検討するためには連続性がよく層位間の対比が明確な層序データが必要である。古地磁気試料採取間隔の判断や、地磁気逆転境界の対比、地磁気極性年代スケール(Geomagnetic Polarity Time Scale: GPTS)との照合などを層序データに基づいて行うためである。礫性石灰岩の層位学的対比は困難であったので、他の地域と同様に琉球層群においても陸上露頭での磁気層序の研究はこれまで行われてこなかった。しかし、山田・松田(2001, 2002)が、詳細なシーケンス層序を組み立て、層位関係を明らかにしたことにより、陸域に分布する琉球層群の磁気層序研究が可能な状況となった。

礫性石灰岩の磁気層序研究におけるもう一つの重要な問題は、礫性石灰岩の磁化が極めて弱い(0.08–20 mA/m: Table 1)ことである。礫性石灰岩は試料全体が白色であり磁性鉱物をほとんど含まず残留磁化測定が困難なほど磁化が弱い、と予想されてきた。このため、礫性石灰岩の古地磁気学的研究は、磁気層序を含めてあまり行われてこなかった。しかし、一般的な堆積岩に含まれる走磁性バクテリア起源のマグネタイトが磁化を極めて安定的に記録する単磁区粒子であり、堆積残留磁化の獲得に寄与することが明らかとなった(Kirschvink, 1980a; Blakemore, 1982; Kirschvink and Chang, 1984)。その後、南フロリダの浅海域に走磁性バクテリア起源のマグネタイトの存在が明らかとなり礫性石灰岩が残留磁化を記録している可能性が示された(Stolz et al., 1986)。これをきっかけにごく僅かではあるものの、礫性石灰岩についての磁気層序が研究されるようになった。McNeill(1988)はパハマ・サンサルバドル島で採取された礫性石灰岩のボーリングコアの磁気層序の研究を行った。また、Sakai and Jige(2006)は沖縄県・伊良部島の礫性石灰岩(琉

球層群)のボーリングコアの磁気層序を研究した。

Sakai and Jige(2006)は琉球石灰岩の初生磁化を担うのは走磁性バクテリア起源のマグネタイトであるとし、石灰質ナノ化石層序との対比で、M–B境界およびハラミヨサブクロン上部境界(990 ka; Gradstein et al., 2012)の層準を明らかにしている。また、彼らの研究では、M–B境界とハラミヨサブクロンの間に正帯磁の層準を確認しているが、この正帯磁については詳しい議論がなされていない。

これらの研究では、ボーリングコア試料を用いており、定方位で試料採取できないため伏角の変化のみを見て地磁気極性を判断し地磁気逆転境界を決定している。しかし、礫性石灰岩は自然残留磁化強度が弱く($6.5 \times 10^{-8} \sim 7.2 \times 10^{-7}$ Am²/kg)、測定誤差が大きいため、特徴的残留磁化成分の認識を誤ることもある。また、極性を正確に判断するには、伏角の正負のみでは十分でない。地球磁場の極性は地軸双極子磁場の正帯磁/逆帯磁の方位のいずれに近いかで判定されるものであるが、それは仮想地磁気極(Virtual Geomagnetic Pole: VGP)の緯度をみるのがわかりやすい。陸上での試料採取であれば、定方位で採集することができ、VGPの緯度を用いて極性がより正確に判断できる。

ボーリングコア試料の場合、層位学的上下関係の問題点はあまりない。しかし、VGPを用いて地磁気極性を判定することはできない。陸上露頭では層位関係の把握には困難さがあるものの、VGPの緯度を用いて地磁気極性を決定できる。また、追試や再調査が容易である。このように双方に利点はあるものの、信頼度の高い磁気層序を復元するためには、陸上露頭での検討が必要であろう。そこで我々は古地磁気測定上の問題解決も含め、1つの事例研究として宮古島の琉球層群(礫性石灰岩)の磁気層序の復元を試みた。

宮古島の琉球層群の概要

宮古島は北緯24°42′–24°54′、東経125°15′–125°28′に位置する(Fig. 1a)。地形概要は、北西–南東方向の断層と、これらの断崖から西側へ緩やかに傾斜するケスタ状を呈する。最高地点は比嘉地域北方約2 kmに位置する標高112.9 mで、西部の与那覇地域から南部の宮国、狩俣地域にかけては標高20 m以下の平坦面が広がっており、島全体は平坦である。Hanzawa(1935)により、宮古島の地質区分は、下部のShimajiri Beds(以下、島尻層群)と上部のRiukiu Limestone(以下、琉球層群)とに区分された。これ以後の研究も基本的に彼の区分が踏襲されている。その後の研究には、Doan et al.(1960)、大村(1973)、Ujiiie and Oki(1974)、沖縄第四紀調査団(1976)、矢崎(1976, 1978)、矢崎・大山(1979, 1980)、中森(1982)などがある。これらの研究により、宮古島の島尻層群は鮮新統、琉球層群は更新統であることが明らかにされている。

山田・松田(2001, 2002)は、琉球層群を形成する礫性石灰岩が海水準の変動を記録していることを利用し、礁発達過程と構造運動を考察した。彼らは、宮古島の琉球層群について、1サイクルの相対的海水準変動で形成された1つのサンゴ礁複合体を1ユニットとして5ユニット認識し、MY-

Fig. 1. Geology of Miyakojima Island, showing the sample sites. (a) Location of Miyakojima Island. The island is within the Kuroshio current, and hermatypic coral reefs are present, despite the relatively high latitude. (b) Simplified geological map of Miyakojima Island showing the distribution of middle Pleistocene sediments of the Ryukyu Group (modified from Yamada and Matsuda, 2002). (c) Simplified stratigraphic column of Miyakojima Island, showing the relative elevations of the sample sites (modified from Yamada and Matsuda, 2002). The Ryukyu Group consists of 5 units (MY-Units 1 to 5) that unconformably overlie the late Pliocene Shimajiri Group. Black circles denote the locations of paleomagnetic sample sites. The samples were collected from two areas (marked A and B in (b)), each of which traverses the units (central and southern parts of Miyakojima Island).

Unit 1~5 と名付けた。各ユニットの境界は、海水準変動が海退期から海進期へと移り、次のシーケンスサイクルが開始されることで形成される。このとき、海水から露出した部分は海退による侵食、溶解、陸水性続生作用を受けるが、海水中の堆積物に対しては整合一連で次のユニットが累重する。このため、ユニット境界は整合の場合も不整合の場合もある。

最下位の MY-Unit 1 は他の MY-Unit 2~5 と比較して、赤色から明赤色を呈し、緻密な結晶質で、固結度が高いという特徴がある。層厚は陸上に露出している部分で 6~8 m 程度である。MY-Unit 2~4 は琉球層群主部に対比される。MY-Unit 2~4 の岩相は類似しており、全体的に白色で、固結度は MY-Unit 1 と比較して低い。MY-Unit 2~4 全体の層厚は南部地域で約 65 m (MY-Unit 2 : 16 m, MY-Unit

3 : 6 m, MY-Unit 4 : 43 m), 中部地域では約 35 m (MY-Unit 2 : 15 m, MY-Unit 3 : 9 m, MY-Unit 4 : 11 m) である。MY-Unit 5 は中部地域では層厚 15 m に達するが、南部地域では局所的にしか分布していない。また、最上位のユニットであり、累重の上限は不明である。すべてのユニットの岩相はサンゴ-生砕性石灰岩相、生砕性石灰岩相、石灰藻球石灰岩相、大型有孔虫石灰岩相のいずれか、もしくはいくつかの組み合わせで形成されている。それはまた、山田・松田(2001, 2002)は各ユニットから産出する石灰質ナノ化石による生層序化石年代も合わせて議論し、950–410 ka の間に堆積したと見積もっている。宮古島では、琉球層群が島全体に分布していて、複数の地域の層序は正確に対比されている。

試料採集と残留磁化の測定

本研究では山田・松田(2001, 2002)の層序および山田(2002)の地質図(Fig. 1b)に基づき古地磁気測定用の試料採集を行った。試料を採集する地域は、断層による傾動運動の影響を受けない南西部の地域から 2 エリア(Fig. 1b)で採集した。試料採集層準を Fig. 1c に示す。まず鉛直方向に約 10 m 間隔でサイトを設定し試料を採集した。さらに細かい間隔での測定が必要な層準については、2 回目の試料採集を 2–5 m 間隔で行い、B–M 逆転境界を含むと思われる層準近くについては露頭状況に応じて細かくサンプリングし、合計 20 サイトについて研究を行った。試料採取は、エンジンドリルを用いたドリルサンプリング法および川井式 3 点コンパス(夏原技研製)を用いたハンドサンプリング法にて採集した。定方位は磁北を基準として試料採取を行い、国際標準地球磁場(International Geomagnetic Reference Field : IGRF)を用いて偏角補正した。各サイトでは独立に定方位した試料をドリルサンプリングでは 8–10 個、ハンドサンプリングでは 5–8 個採集した。サンゴ石灰岩についてはサンゴ化石部分と基質部分を分けてそれぞれ採集した。

実験室に持ち帰った直径 1 インチ長さ 60–70 mm のコアは、長さ約 20 mm の磁化測定用コア試片に整形した。1 本のコア試料は 2–3 個の磁化測定用試片に分割できた。ハンドサンプルは石膏を用いて水平に固定し、実験室内のコアドリルで直径 1 インチ長さ 30–50 mm のコアを 2–3 本採取し、同様に磁化測定用コア試片に整形した。1 本のコア試料は 1–2 個の磁化測定用試片に分割できた。採集時および試料整形時に付着した汚れを取り除くため、超音波洗浄機でコア試片を洗浄した。

予察的な残留磁化測定は熊本大学の F. I. T. 社製高温超伝導スピナー磁力計 Model HSM で行った。多くの測定については高知大学海洋コア総合研究センターの 2G 社製パススルー型超伝導磁力計 Model 760R で行った。礫性石灰岩は、残留磁化が非常に弱いので、微少でも磁化を持つ汚れがサンプルホルダーに付着しているとノイズの原因となりうる。残留磁化の測定に用いるサンプルホルダーは、測定前にエタノールで洗浄し、100 mT で交流消磁を行った。ホルダーの磁化はおよそ 3.0×10^{-8} emu 程度であることを確認

している。

古地磁気研究では以下の測定手順が多く用いられる。まず、自然残留磁化(Natural Remanent Magnetization : NRM)を測定し、NRM 方位を確認する。その後、交流消磁(Alternating Field Demagnetization : AFD)または熱消磁(Thermal Demagnetization : TD)を段階的に適用し、特徴的残留磁化(Characteristic Remanent Magnetization : ChRM)成分を分離、その方位を確認する。本研究も、まずこの手順に従って研究を行った。後に述べるように AFD では十分に磁化を消磁できず、また TD では ChRM 方位が明確に認識できない試片が多数存在した。そこで、一部の試片に対しては、化学消磁(Chemical Demagnetization : CD)を試みた。

以下に、本研究で用いた各消磁法の具体的な手順を述べる。

(1)段階交流消磁

AFD は、熊本大学および高知大学海洋コア総合研究センターの 2 軸回転交流消磁装置(夏原技研 DEM-95)を用いて行った。交流消磁装置内の残存磁場は 50 nT 以下であることを確認している。一般的に、保磁力は対数正規分布をしていることが多いため、AFD の強さの間隔を初めは 4 mT、大きくなるにつれて 8 mT に増やし 4, 8, 12, 16, 20, 24, 28, 32, 36, 40, 48, 56, 64, 72, 80, 88, 96, 100 mT の 18 段階で行った。

(2)段階熱消磁

TD は、熊本大学の夏原技研製熱消磁炉および高知大学海洋コア総合研究センターの Schonstedt 製 TSD-1 型熱消磁炉を用いて行った。炉内残存磁場は 30 nT 以下であることを確認している。設定温度の保持時間は 30 分とした。消磁間隔は、100–500°C までは 50°C 間隔、500–700°C では 20°C 間隔とし、計 16 段階の TD を行った。

(3)還元化学消磁(Reductive Chemical Demagnetization : RCD)

CD は、強酸による鉄酸化物の溶解で残留磁化を消磁するものである。溶解度の高い粒子が先に溶け、溶解度の低い粒子が後に溶ける性質を利用し消磁を行う(Henry, 1979)。本研究では対象が炭酸塩岩であるため、強酸による CD は利用できない。そこで、磁性鉱物のみを溶解する還元性エッチャント(エッチング溶液)を作成し CD を行った。この原理は、3 価の鉄イオンは不水溶性であるが、2 価に還元されることで水溶性となる性質を使用したものである(Mehra and Jackson, 1960; Kirschvink, 1981)。礫性石灰岩中の二次的に生成された磁性鉱物は粒間に存在する不安定な鉄酸化物であると考えられ、還元的な環境下では 2 価の鉄イオンとして水溶性となることが予想される。還元的なエッチング液を利用した研究には亜ジチオン酸塩を用いたもの(Mehra and Jackson, 1960 など)や亜硫酸ナトリウムを用いた研究(Bonhommet et al., 1981)がある。本研究では還元性エッチャントは廃液の処理を簡単にするという観点から、アスコルビン酸($C_6H_8O_6$)を用いた。この還元性エッチャントでの消磁を新たな CD の手法として、還元化学消

磁(Reductive Chemical Demagnetization: RCD)と名付け、今後、本稿ではRCDと表記する。なお、RCDについての詳しい実験方法や議論については現在別の論文として執筆中である。また、エッチャントの流動が反応速度を速めることに着目し、試片の空隙をエッチャントが常に流動するように、医療用の点滴セットを利用して、各試片に対して一定時間に一定量のエッチャントを流し続ける装置を製作した。滴下速度約20 ml/hourで72時間、作成したエッチャントを流し続けた。この作業は高知コアセンターの酸処理室で行った。72時間RCDを行った試料は、蒸留水で洗浄し、同じく高知コアセンター古地磁気実験室内の磁気シールドルーム(数百nT以下)内部に試料を持ち込み、1時間程度放置して乾燥した。その後、試料に対してAFD実験、または、TD実験を行った。

結 果

測定は、まず各サイト4個の試片に対して、AFDとTDをそれぞれ2個ずつ行った。消磁結果はザイダーフェルト図にプロットして、磁化成分の構成を吟味した。ChRMの方位はKirschvink(1980b)の主成分分析法で求め、その信頼度は彼の最大角分散(maximum angular deviation: MAD)で評価した。ChRM成分の認定ができなかったサイトおよび認定できたいくつかのサイトについて、RCDを行った。結果に基づいて、各サイト残りの試片を同様の手順で消磁し、各サイトの試料が記録する地磁気極性を判定した。以下にその詳細について記載する。

(1)段階交流消磁

AFDの結果(Figs. 2a, 2e, 2i)は、NRMが完全に消磁されず明確なChRM成分を捉えることが出来ないものが多かった。完全にNRM成分が消磁され原点へ向かう成分を捉えることができたのは、全20サイト中、4サイト(Cc-13, 14, 17, Ee-10)のみであった。他の16サイトは、Figs. 2a, 2eに示すように、原点へ向かって直線的に消磁されているが、100 mTまで消磁をしても、NRMが完全には消磁されないものや、Fig. 2iに示すように原点付近で大きくばらつき、いずれもChRM成分と認定できなかった。

(2)段階熱消磁

TDの予察的な測定結果は、AFDの結果と比較して有効であった。全てのサイトでNRMがほぼ完全に消磁され、ChRM成分を検討することができた(Figs. 2b, 2f, 2j)。そこで、各サイト5-8個の試料全てにTDを行った。結果は試料ごとにザイダーフェルト図にプロットし、ChRM成分はKirschvink(1980b)の主成分分析法を用いて540-600°Cのデータにフィッティングを行った。MY-Unit 1およびMY-Unit 4~5ではChRMはまずまずまとまっている(Fig. 3a, Cc-17: MY-Unit 5)。MY-Unit 2~3およびMY-Unit 4下部ではChRMがまとまらなかった(Fig. 3b, P-18: MY-Unit 4)。そこで、各試料のMADを確認した。主成分分析でMAD $\geq 15^\circ$ を与えるような直線は正確な初生残留磁化を捉えていない可能性が有る。MY-Unit 1, MY-Unit 4(最下部除く)およびMY-Unit 5ではMAD <

15° となる試料が比較的多かった。Fig. 3aに示す試料もすべてMAD < 15° である。一方、MY-Unit 2~3およびMY-Unit 4最下部ではMAD $\geq 15^\circ$ の試料がほとんどであった(Fig. 3bに示す試料は全てMAD $\geq 15^\circ$ である)。MAD < 15° となる試料は2試料のみであった。そこで、MY-Unit 2~3について全サイト、MY-Unit 1も全2サイトであるため全サイト、MY-Unit 4, 5については一部のサイトについて、RCDを行いChRMおよびMADの確認をした。

(3)還元化学消磁および段階交流消磁・段階熱消磁

熱消磁の結果、初生磁化方位を捉えることができなかった12サイトおよび、明瞭に初生磁化方位が確認できた6サイト計18サイトに対してRCDを行った。各サイト2個の試料にRCDを施した後、AFDとTDを1個ずつ行った。両者の結果を比較してみると、ほぼ同様の結果が得られたため(Figs. 2c, 2d, 2g, 2h, 2k, 2l)手間のかからないAFDとの組み合わせを採用した。RCDにより、NRMの数~数十%にあたる磁化成分を消磁できた。RCD適用後のNRMは、段階的にAFDで消磁され、原点へ向かう様子が確認できる。Fig. 4は熱消磁の結果全ての試料がFig. 3bに示すMAD $\geq 15^\circ$ で棄却となったサイト(MY-Unit 4, P-18)についてRCD+AFDを行った結果を示している。6試片のうち3試片がMAD < 15° となり、k ≥ 20 とChRM方位のまとまりも良い。この結果より、RCD+AFDは磁気層序を検討するのに有効であると判断した。そこで、熱消磁およびRCD+AFDから得られたMAD < 15° の試料について極性を求めた。

Fig. 5はMAD < 15° の試料のみを取り出しプロットしたものである。ChRM方位が二つの極性に分かれ、それぞれの極性でまとまっていることがわかる。これらの試料を用いて、各サイトの地磁気極性の判定を行うこととした。MAD $\geq 15^\circ$ を示した試料の結果は棄却した。

地球磁場の極性は地心軸双極子磁場の正帯磁/逆帯磁の方位のいずれに近いかで判定されるものであるが、それは、VGPの緯度を見るのがわかりやすい。Fig. 6はMAD < 15° の試料のVGP緯度をプロットしたものである。本研究では、VGPの緯度が北緯 45° 以北を正帯磁、南緯 45° 以南を逆帯磁、それ以外のものを中間帯磁とする。

Fig. 6は山田(2002)によるシーケンス層序およびサイトの標高に基づき作成した統合柱状図である。MY-Unit 1は、熱消磁の結果ではVGPが北緯 45° 以北を示し正帯磁であるように見える(Fig. 2j)。一方、RCD+AFDの結果は全て南緯 45° 以南となって、逆帯磁を示した(Fig. 2k)。MY-Unit 2および3では熱消磁の結果はほとんどのサイトにおける各試片の測定結果がMAD > 15° で棄却された。RCD+AFDの結果は逆帯磁を示している。MY-Unit 3上部のサイトN-8では熱消磁の結果による1試料が正帯磁を示しているものの、他の2試料が逆帯磁を示しており、このサイトについては逆帯磁であると判断した。MY-Unit 4下部では熱消磁およびRCD+AFDともに逆帯磁と正帯磁がある。特にサイトP-18はRCD+AFDの結果が明確な逆帯

Fig. 2. Typical examples of orthogonal vector plots of stepwise demagnetization (geographic coordinates) on samples from sites Q-43-2 (MY-Unit 4), P-18 (MY-Unit 4), and Q-4 (MY-Unit 1). (a), (e), (i) Alternating field demagnetization (AFD). Natural remanent magnetization (NRM) remains after 100 mT demagnetization. (b), (f), (j) Thermal demagnetization (TD). This method removes NRM more efficiently than AFD, but the characteristic remanent magnetization (ChRM) direction is not identified in most samples (mainly MY-Units 2–4). (c), (g), (k) Reductive chemical demagnetization (RCD) followed by AFD (RCD + AFD). The RCD procedure is newly developed in this study (see text). (d), (h), (l) RCD followed by TD. This method yielded results comparable with those of RCD + AFD.

Fig. 3. Equal area projection of ChRM directions of the samples after thermal demagnetization (TD). (a) Site Cc-17 (MY-Unit 5) shows a tight cluster in ChRM directions. The maximum angular deviation (MAD) of most samples is $<15^\circ$. (b) Site P-18 (MY-Unit 4) shows scattered ChRM directions. The MAD for all samples is $\geq 15^\circ$. N: number of samples; Dm and Im: declination and inclination of the mean direction calculated from ChRM directions, respectively; α_{95} : 95% confidence limit; k: precision parameter; R: the length of the vector sum of the unit vectors for the ChRM directions.

Fig. 4. Equal area projection of ChRM directions from site P-18 (MY-Unit 4) after reductive chemical demagnetization (RCD) treatment. The samples were first subjected to RCD and then AFD. The combined procedure (RCD + AFD) yields ChRM directions with reversed polarity.

Fig. 5. Equal area projection of ChRM directions. Sixteen samples with maximum angular deviation (MAD) less than 15° . TD: Thermal demagnetization; RCD + AFD: new procedure combining RCD and AFD.

磁を示した。一方、サイト Q-43-2 は熱消磁および RCD + AFD とともに正帯磁を示している。MY-Unit 5 は熱消磁の結果から正帯磁であることがわかる。サイト Aa-18 の 2 試料にも RCD + AFD を適用しており、こちらも正帯磁を示す。

本研究では宮国を中心とする南部地域 (Fig. 1b, エリア B, MY-Unit 1~4) および野原を中心とする中部地域の (Fig.

1b, エリア A, MY-Unit 1~5) の 2 地域で試料を採集し、極性データの対比を確認している。南部地域では、MY-Unit 2~4 下部までが逆帯磁、それよりも上位の MY-Unit 4 は正帯磁であることが明らかとなり、MY-Unit 4 下部において地磁気極性境界 (逆磁極-正磁極) を確認した。また中部地域でも MY-Unit 2~3 では逆帯磁、MY-Unit 4 中部および MY-Unit 5 において正帯磁であることがわかった。また、

Fig. 6. Magnetostratigraphy of the Ryukyu Group on Miyakojima Island. The Virtual Geomagnetic Pole (VGP) latitude for each sample is displayed along the stratigraphic column. The triangles denote TD, and circles indicate the procedure combining RCD and AFD. The vertical axis indicates relative elevation. From MY-Unit 1 to the lower part of MY-Unit 4 shows a reversed polarity, and from the lower part of MY-Unit 4 to MY-Unit 5 shows a normal polarity. This yields a polarity log where black and white bars represent normal and reversed polarity, respectively. Nannofossil Datum: *Pseudoemiliana Lacnosa* (410 ka) and *Gephyrocapsa Parallela* (950 ka) (Yamada and Matsuda, 2002). FAD: First Appearance Datum; LAD: Last Appearance Datum. The 2004 geomagnetic polarity timescale (Gradstein et al., 2004) and the marine oxygen isotope data (Lisiecki and Raymo, 2005a) are compared with the magnetostratigraphy from this study. The reversed–normal polarity boundary at the lowest part of MY-Unit 4 recognized in this study is correlated with the Matuyama–Brunhes boundary.

Fig. 7. Example of an isothermal remanent magnetization (IRM) experiment. (a) IRM acquisition curve of a sample from site P-18 (MYUnit 4). This curve suggests that both low- and high-coercivity magnetic minerals are present within the sample. (b) Thermal demagnetization of a three-component IRM from the same sample. The IRMs of the sample were acquired in 3T, 0.3T, and 0.1T in three orthogonal directions, and then subjected to thermal demagnetization. The high- and medium-coercivity components are unblocked at 700°C, indicating the presence of hematite. The low-coercivity component is unblocked at 600°C, indicating the presence of magnetite. The low- and medium-coercivity components are unblocked at 150°C, suggesting the presence of goethite.

両地域とも MY-Unit 1 は正帯磁および逆帯磁を示している。MY-Unit 1 の極性の判断については議論の章で詳しく述べることにする。この結果は、南部地域と中部地域で明瞭に対比ができ、MY-Unit 4 下部に地磁気極性逆転境界が存在することを示している。VGP の緯度にもとづいて推測した磁気層序を、山田(2002)によるシーケンス層序およびサイトの標高から作成した総合柱状図に示した(Fig. 6)。

議 論

1. 磁性鉱物と堆積環境

磁気層序を議論するにあたり、残留磁化を担う磁性鉱物の検討を行った。Lowrie(1990)の等温残留磁化(IRM)段階着磁実験では、3000 mT までの着磁でも飽和しないことが明らかとなった(Fig. 7a)。また、3 軸 IRM 着磁および段階熱消磁実験では、低保磁力成分(300 mT)が 150°C および 600°C 付近で急激に消磁され、中保磁力成分(300–1000 mT)は 150°C および 660°C 付近で、高保磁力成分(3000 mT)が 660°C 付近で消磁された(Fig. 7b)。この結果から、低保磁力成分で約 600°C で消磁される磁化を担うのはマグネタイト、低保磁力成分および中保磁力成分で約 150°C で消磁される磁化を担うのはゲータイト、高保磁力・中保磁力成分で約 700°C で消磁される磁化を担うのはヘマタイトであることが示唆された(Fig. 7)。消磁の結果をみても、100 mT までの交流消磁では完全に消磁されなかったこと、さらには熱消磁が比較的有効であったことは、中程度以上の保磁力をもつヘマタイトやゲータイトの存在を示している。また、還元化学消磁後には交流消磁で消磁できることから、還元化学消磁により消磁された磁性鉱物はヘマタイトやゲータイトであると推察した。粒間にエッチャントを流す手法の RCD で消磁された磁化成分を担う磁性鉱物は、粒間に多く存在していたと考えられる。粒間では Fe イオンを含む多量の水分が通り抜けることによりヘマタイトやゲータイトが晶出し、二次磁化を獲得した可能性が高い。マグネタイトは還元化学消磁ではほとんど消磁されないことから、試料内部に存在しており、堆積時の残留磁化を保持していると考えられる。

McNeel et al.(1988)は、礁性石灰岩の磁気的性質に基づいて、走磁性バクテリア起源のマグネタイトが残留磁化を担っていると報告している。また、Sakai and Jige(2006)では、透過電子顕微鏡(TEM)による観察結果から、琉球石灰岩の磁化を担うのは走磁性バクテリア起源のマグネタイトであると報告している。本研究でも、持ち帰った試料の一部を Thomas-Keprata et al.(2000)の手法を用い磁性鉱物を取り出し、東京大学大気海洋研究所において TEM 観察を行った。鏡下観察では、一辺が 50–100 nm の単磁区マグネタイトと思われる粒子が複数確認できた。岩石磁気測定および TEM 観察の結果から、本研究で取り扱っている試料には、走磁性バクテリア起源のマグネタイトが含まれている可能性が高いと推察した。

2. 初生磁化

Figs. 2j, 2k, 2l は同一サイトから採取した試片に対して 3

種類の異なる消磁法を用いた結果である。熱消磁の結果(Fig. 2j)では北向きの偏角および下向きの伏角を示すが、RCD+AFD および RCD+TD では南向きの偏角および上向きの伏角を示している。これは、RCD により二次磁化を担う磁性鉱物が除去され、熱消磁のみでは確認できなかった磁化成分を捉えることができたと考えられる。一方、Figs. 2b–2d は全てが原点に向かい完全に消磁されており、かつほぼ同一の方位を示している。特に Fig. 2d に示す RCD+TD を行った試片は、NRM 方位から RCD 後へ方位が大きく変化し、他の試片が示す方位と同じ向きを示すことから、二次磁化が消磁されていることがわかる。

岩石磁気測定および TEM 観察の結果から、初生磁化を担う磁性鉱物は単磁区マグネタイトであることが推察された。構成粒子が粗粒な堆積物の古地磁気学的研究は、含まれる磁性鉱物の粒子サイズが大きく磁気的性質が不安定である場合が多いとされ、しばしば避けられる。礁性石灰岩はサンゴ片などを主体とする粗粒な堆積物だが、単磁区の細粒マグネタイトが含まれていることから保磁力が十分に高く、安定な残留磁化を保持していると推察される。

それぞれの消磁結果および岩石磁気測定、TEM 観察の結果を踏まえて初生磁化について考察を行う。まず、RCD を行った試片は AFD で消磁可能となることから、AFD では消磁されない中～高保磁力の磁性鉱物(ヘマタイト、ゲータイト)が RCD で除去され、主要な磁化の担い手であるマグネタイトの磁化方位を抽出できるようになったと推察できる。また、RCD+AFD、RCD+TD と同一の方位を示す熱消磁の結果もマグネタイトの磁化方位を捉えていると考えて良いだろう。RCD で除去されない単磁区マグネタイトは、粒間ではなく、礁性石灰岩内部に含まれているため、堆積時の磁化を記録していると考えられる。よって、これらの方位は初生磁化方位を捉えていると結論付けた。

Sakai and Jige(2006)は、伊良部島琉球層群のボーリングコアによる磁気層序の研究を行っている。彼らの報告には地磁気極性年代スケールに対比できない正磁極期が 2 箇所(コア深度 24–25 m および 29 m 付近)存在する。コア深度 24–25 m の正磁極期については地磁気エクスカージョンに対比できるかもしれないとしながらも、明確な結論は示していない。また、コア深度 29 m の正磁極期についてはとくに議論されていない。伊良部島琉球層群において得られた地磁気極性の年代対比が困難な結果であった部分は、宮古島の琉球層群と同様に高保磁力の磁性鉱物が担う二次磁化の影響が示唆される。礁性石灰岩の古地磁気測定を行う際には、AFD や TD のみでの消磁ではなく、本報で用いた RCD のように二次磁化を選択的に取り除くことが必要であろう。

Fig. 8 は全サイト平均方位と 95% 信頼限界(α_{95})をプロットした図である。図中に地心軸双極子(Geocentric Axial Dipole: GAD)磁場方位も表している。 α_{95} の値が大きなサイトが多いが、GAD を α_{95} に含まないサイトも存在している。このことは、得られた ChRM 方位が最近の二次磁化ではないことを示す 1 つの根拠と考えられる。

Fig. 8. Equal area projection of mean directions of ChRM directions with 95% confidence limits. Cross marks show the geocentric axial dipole (GAD) field directions on Miyakojima Island. Twelve sites that satisfied the criteria ($N \geq 3$; see Table 1) and their mean directions are plotted in the figure. Some mean directions are distinguishable from the GAD directions at the 95% confidence limit, which suggests that the mean directions are not a secondary overprint by the present-day geomagnetic field.

3. 磁気層序

古地磁気方位測定の結果から、MY-Unit 1～MY-Unit 4 最下部は逆磁極期、それより上位の層は正磁極期を示すことが明らかとなった。以下、琉球層群の磁気層序について議論する。

MY-Unit 1 は、熱消磁の結果は正帯磁、RCD+AFD の結果は逆帯磁であった。MY-Unit 1 は消磁に対する磁気的性質が他のユニットと異なっている。MY-Unit 2～5 では熱消磁を行った試料について、MAD の値を考慮せず VGP の緯度を求めてみると、正帯磁や中間帯磁を示した。中間帯磁を示す MY-Unit 2～3 および MY-Unit 4 最下部では VGP は低緯度ではあるものの、南緯を示した (Fig. 2f)。そこで RCD+AFD を行うと、中間帯磁であったものは VGP 緯度が南緯 45° 以南となり、逆帯磁を示す結果となった (Fig. 2g)。しかし、MY-Unit 1 は熱消磁の結果 (Fig. 2j) のみを見ると $MAD < 15^\circ$ で VGP 緯度は北緯 45° 以北となり見かけ上は正帯磁である。このサイトの別試料から得た試片に対し RCD+AFD を用いて測定を行うと (Fig. 2k)、VGP 緯度が南緯を示す試片があり、特に $MAD < 15^\circ$ の試片を見ると、VGP 緯度は南緯 45° 以南で逆磁極と分類される (Fig. 6)。MY-Unit 1 の岩質は、他のユニットと比較すると固結度が高く、薄い赤色を呈しており、二次的な磁性鉱物の形成が顕著であったことが示唆される。この二次的な磁性鉱物が獲得した化学残留磁化を含む二次磁化が熱消磁ではうまく消磁できず (Fig. 2j)、ChRM 成分の抽出を妨げていると考えられる。これらの結果を踏まえ、本研究では RCD によってこの化学残留磁化が消磁されたと結論し、MY-Unit 1 は逆

磁極期であると判断した。MY-Unit 2 および MY-Unit 3 は逆帯磁を示した。MY-Unit 3 の N-8 サイトでは、熱消磁の結果が正帯磁と逆帯磁を示し、RCD+AFD の結果は逆帯磁を示した。N-8 サイトの熱消磁結果は 6 試片中において正帯磁 1 試片、逆帯磁 2 試片、中間帯磁が 3 試片であった。逆帯磁を示す 2 試片のうち 1 試片は $MAD \geq 15^\circ$ で棄却したため、極性の判定には用いていない。中間帯磁を示す 3 試片も $MAD \geq 15^\circ$ となり極性の判断に用いていないが、VGP は低緯度ではあるものの、南緯を示した。また、RCD+AFD を行った 6 試片は 1 試片が逆帯磁を示し、残りの 5 試片は $MAD \geq 15^\circ$ で棄却となったがいずれも VGP は南緯を示した。 $MAD < 15^\circ$ を示した 3 試片は、RCD+AFD と熱消磁の結果、各 1 試片ずつの計 2 試片が逆磁極を示すこと、また $MAD \geq 15^\circ$ で棄却されたデータにも逆帯磁を示唆するものがあつたことから、N-8 サイトは逆磁極であると判断した。正帯磁を示した 1 試片については、部分的に比較的強い二次磁化を得たものであると考えている。MY-Unit 4 は下部で逆帯磁を示し、特にエリア B では標高 35 m 付近の層準で逆帯磁 (P-18) と正帯磁 (Q-31-2, Q-43-2) が現れる。その層準よりも上位は正帯磁を示す。MY-Unit 5 は熱消磁の結果および RCD+AFD の結果ともに正帯磁である。これらの結果を総合し、MY-Unit 4 最下部に地磁気極性境界が存在することが明らかとなった。

Fig. 6 に示すように、石灰質ナノ化石層序より、*Gephyrocapsa parallela* の初産出層準 (950 ka) は MY-Unit 1 よりも下位で、*Pseudoemiliana lacunosa* の最終産出層準 (410 ka) は MY-Unit 5 の最上位まで確認できていないため、宮古島の琉球層群の堆積年代は 950–410 ka の範囲内にあると見積っている (山田・松田, 2001, 2002)。本研究では、下位から順に、MY-Unit 1～MY-Unit 4 の最下部部分は逆帯磁、MY-Unit 4 (最下部を除く) から MY-Unit 5 は正帯磁であることが示された。石灰質ナノ化石層序に基づく堆積年代の制約に、これらの古地磁気データを組み合わせることで、MY-Unit 1～MY-Unit 4 最下部は松山逆磁極期に、MY-Unit 4 (最下部を除く)～MY-Unit 5 はブルン期に堆積したことが明確になった。MY-Unit 4 最下部に見られる地磁気極性の境界 (逆磁極→正磁極) は松山–ブルン地磁気逆転境界 (M–B 境界: 781 ka) と考えられる。

南條ほか (2011) では、酸素同位体ステージと宮古島から採取された琉球石灰岩のコア試料を詳細に対比している。彼らの研究は、本研究の予察である松井ほか (2001) を用いている。松井ほか (2001) は MY-Unit 4 最下部に M–B 境界が存在すると推察しているものの、データ数が少なく極性判定は VGP 緯度の正負のみで決定している。しかし、本研究で明らかにした M–B 境界が見られる層準と松井ほか (2001) で示した層準は一致しており、予察であった松井ほか (2001) の結果が本研究で明確となった。このことから、南條ほか (2011) で利用されている B–M 境界についての層準および結論に対しての変更はない。彼らはユニット区分を山田・松田 (2001, 2002) と対比しているため、本研究でのユニットとの対比が可能である。MY-Unit 2 は MIS 24～

Table 1. Paleomagnetic results from the Ryukyu Group in Miyakojima Island.

Unit	Site	Latitude (N)	Longitude (E)	Elevation (m)		facies	NRM (mA/m)	N ₀ (all samples)			N (MAD<15°)			D (°)	I (°)	α_{95} (°)	k	VGP	
				Area A	Area B			average	TD	AFD	Total	TD	AFD	Total				Latitude	Longitude
1	Q-4	24°42'35"	125°18'54"		3.0	R	1.10	6	4	10	1*	2	2	(132.6)	(-31.0)	(10.7)	(550.4)	-45.1	215.6
1	Q-28	24°44'42"	125°15'38"	4.5		R	0.725	8	5	13	1*	2	2	(186.7)	(-40.3)	(60.3)	(19.4)	-83.7	25.2
2	M-12	24°46'00"	125°17'03"	18.5		C	0.224	6	6	12	0	2	2	(196.6)	(-34.2)	(18.3)	(188.4)	-73.5	21.1
2	P-35	24°42'43"	125°19'08"		18.0	C	14.0	7	6	13	0	3	3	194.8	-33.7	21.6	33.6	-74.9	18.2
2	A-10	24°42'59"	125°18'38"		21.3	C	1.06	6	5	11	0	2	2	(144.5)	(-29.7)	(57.2)	(2.5)	-55.7	221.4
2	N-10	24°45'00"	125°17'30"	21.0		C	0.0765	7	5	12	0	2	2	(218.0)	(-35.3)	(18.0)	(47.9)	-54.5	34.9
2	P-16	24°43'09"	125°18'48"		24.5	C	0.306	7	7	14	0	3	3	187.0	-32.1	31.8	16.0	-80.4	1.2
3	P-23	24°43'13"	125°19'00"		27.5	R	0.0754	7	6	13	1	2	3	199.4	-33.1	21.3	330.8	-70.9	22.2
3	Q-43	24°44'11"	125°20'50"		31.0	R	0.867	7	5	12	0	2	2	(175.2)	(-22.6)	(14.1)	(317.6)	-76.5	93.9
3	Q-31	24°43'09"	125°20'30"		32.0	R	10.7	6	7	13	0	4	4	190.3	-34.9	23.1	16.8	-79.1	13.5
3	N-8	24°43'15"	125°17'54"	30.0		R	0.0752	6	6	12	2**	1	2	(178.5)	(-33.8)	(52.8)	(24.5)	-83.9	91.1
4	P-18	24°43'20"	125°18'55"		34.5	R	1.44	5	6	11	0	3	3	194.7	-45.3	26.0	23.6	-76.5	46.2
4	Q-31-2	24°43'20"	125°20'30"		36.5	R	0.368	7	5	12	2	0	2	(347.9)	(38.4)	(12.6)	(96.8)	78.0	25.5
4	Q-43-2	24°43'13"	125°20'50"		37.0	R	1.57	7	6	13	2	1	3	21.2	38.9	23.6	113.8	70.3	217.8
4	Dd-5	24°44'33"	125°18'02"		51.0	R	0.0976	6	2	8	4	0	4	358.7	47.6	4.6	399.9	85.6	88.4
4	Ee-10	24°44'13"	125°21'40"		70.5	R	0.954	6	2	8	3	0	3	354.7	35.5	11.6	114.6	83.1	0.4
5	Aa-18	24°47'21"	125°18'30"	49.5		C	2.35	5	3	8	2	1	3	351.1	37.4	21.8	32.9	81.0	17.4
5	Cc-17	24°45'37"	125°19'05"	54.0		C	0.235	6	0	6	4	0	4	354.8	33.2	5.2	168.2	82.0	354.7
5	Cc-13	24°45'47"	125°19'14"	63.0		C	0.873	6	2	8	3	0	3	9.0	36.0	35.8	12.9	80.5	236.9
5	Cc-14	24°45'46"	125°19'14"	65.0		C	0.463	6	0	6	5	0	5	347.0	31.9	20.9	14.3	75.9	12.2

N₀: number of specimens used to measure paleomagnetic direction.

TD: number of specimens treated with thermal demagnetization (TD). RCD + AFD: number of specimens treated with the procedure combining reductive chemical demagnetization (RCD) and alternating field demagnetization (AFD). N: number of specimens that met the criteria (MAD < 15°). D and I: declination and inclination of site-mean direction, which is calculated from the specimens that passed the criteria, respectively. α_{95} : 95% confidence limit. k: precision parameter. facies R and C: rhodolith-limestone and coral-bioclastic-limestone, respectively. Parentheses indicate reference values (n ≤ 2). *: these samples were not used to calculate a site mean palaeomagnetic direction. **: one sample was not used to calculate a site mean palaeomagnetic direction. These samples gave inconsistent directions.

22. MY-Unit 3 は MIS 22~20, MY-Unit 4 は MIS 20~18, MY-Unit 5 は MIS 18~16 とし, 各ユニットは 10 万年周期の海水準変動に対応するとした. 宮古島で地磁気逆転境界が確認できる MY-Unit 4 は MIS 20~18, Gradstein et al. (2012) において, M-B 境界は MIS19 と対比されており, MY-Unit 4 下部(南部地域エリア B では標高約 35 m 付近)に M-B 境界が存在することが明らかとなった.

4. 松山-ブルン地磁気逆転境界

M-B 境界は, 更新世前期と中期の境界として国際的に重要な指標であることが従来から認識されており, 堆積物, 溶岩連続層, 氷床コアに対して重要な年代基準面を与えている. M-B 境界の直接的な年代データとしては, 地磁気逆転を記録しているマウイ, タヒチ, ラパルマ, チリの溶岩に対する $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ 年代測定に基づいて得られた 770~780 ka の年代値がある (例えば, Coe et al., 2004; Mochizuki et al., 2011). より精度の高い $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ 年代については, 標準試料の年代値の再検討にも関連があり, 議論が続いている. これらの議論については, Singer (2014) のレビューに詳しい. 最近では上総層群などの千葉複合セクションにおける M-B 境界が国際標準模式層断面および地点 (Global Boundary Stratotype Section and Point: GSSP) の候補となり注目されている (例えば, Kazaoka et al., 2015). Suganuma et al. (2015) では, 千葉複合セクションの M-B 境界付近のテフラに含まれるジルコン粒子に対して U-Pb 年代測定を行い, 酸素同位体層序と組み合わせることで, M-B 境界の年代値

として 770.2 ± 7.3 ka を報告した. Okada et al. (2017) は, 千葉複合セクションから M-B 境界付近における高解像度の古地磁気方位・酸素同位体変動を復元した. 得られた両データに基いて M-B 境界は酸素同位体ステージ 19 の中期に対比されることを示し, 酸素同位体層序に基づく年代値として 771.7 ka を報告した. これらの研究は, M-B 境界付近における太平洋の海洋環境解析に大きく寄与している. 宮古島の琉球層群に M-B 境界を見出したことにより, 千葉複合セクションの M-B 境界への対比が可能になった. また, M-B 境界付近での海水準や環境変動の研究がなされている諸地域の層序との国際的な対比が可能となる. 繰り返しになるが, 琉球層群を構成する礫性堆積物は, その構成要素であるサンゴ群集が水深や海水温, 塩分濃度など周辺環境を敏感に反映し生息することから海水準や環境変動の優良な記録媒体である. 全地球的な年代指標である M-B 境界を明確に決定できたことは, 中期更新世における北西太平洋の気候変動を詳細に理解できるだけでなく, 他の地域と確実に対比することが可能となり, 広域での MPT を理解する一助となるだろう.

ま と め

本研究では, 宮古島に分布する琉球層群の磁気層序研究を行った. 磁気層序を確立するための古地磁気学的手法として, 通常の消磁方法に加えて還元化学消磁法を適用した. その結果, 下位の MY-Unit 1 から MY-Unit 4 最下部までは

逆帯磁を示し、それより上位の MY-Unit 4 から MY-Unit 5 は正帯磁を示すことが明らかとなった。生層序年代との対比から、MY-Unit 4 最下部に松山—プルン地磁気極性境界があると結論できる。MY-Unit 1 は通常の消磁法では、正帯磁を示し、還元化学消磁を用いることで逆帯磁であることを見出した。これは、高保磁力あるいは高ブロッキング温度の磁性鉱物が保持する二次磁化が要因と推定され、同様に国際対比できない正帯磁が現れる伊良部島の琉球層群の問題点を解決できると考えられる。

謝 辞

本研究を行うにあたり、熊本大学の松田博貴教授、株式会社日さくの山田茂昭博士には宮古島での現地調査や琉球層群の詳細についてのご指導、助言をいただいた。高知大学海洋コア総合研究センターの小玉一人教授、山本裕二教授には試料測定に際し、機器取り扱いの指導ならびに磁気測定についての有意義なご助言をいただいた。東京大学大気海洋研究所の山崎俊嗣教授には電子顕微鏡観察ならびに還元化学消磁についてご協力とご助言をいただいた。カリフォルニア工科大学および東京工業大学の Joseph L. Kirschvink 教授には、石灰岩の古地磁気測定および還元化学消磁の手法に関してご助言いただいた。岡山理科大学の畠山唯達准教授には研究全般にわたりご指導、ご助言をいただいた。本稿は、査読者の植木岳雪氏、乙藤洋一郎氏および編集委員の宇野康司氏の適切な指摘により大幅に改善された。以上の方々に心から感謝申し上げます。

文 献

- Arai, K., Matsuda, H., Sasaki, K., Machiyama, H., Yamaguchi, T., Inoue, T.,...Iryu, Y., 2016, A newly discovered submerged reef on the Miyako-Sone platform, Ryukyu Island Arc, Northwestern Pacific. *Mar. Geol.*, **373**, 49–54.
- Bilardello, D. A. and Kodama, K. P., 2010, Palaeomagnetism and magnetic anisotropy of Carboniferous red beds from the Maritime Provinces of Canada: evidence for shallow palaeomagnetic inclinations and implications for North American apparent polar wander. *Geophys. Jour. Int.*, **180**, 1013–1029.
- Blakemore, R. P., 1982, Magnetotactic Bacteria. *Ann. Rev. Microbiol.* **36**, 217–238.
- Bonhommet, N., Cobbold, P. R. and Perroud, H., 1981, Palaeomagnetism and cross-folding in a key area of the Asturian Arc (Spain). *Jour. Geophys. Res.*, **86**, 1873–1887.
- Chang, S. B. R. and Kirschvink, J. L., 1985, Possible biogenic magnetite fossils from the Miocene marine clay of Crete. In Kirschvink J. L., Jones D. S. and McFadden B. J., eds., *Magnetite Biomineralization and Magnetoreception in Organisms*, Plenum, New York, 647–669.
- Chang, S. B. R., Stotz, J. F. and Kirschvink, J. L., 1978, Biogenic magnetite as primary remanence carrier in limestone deposits. *Phys. Earth Planet. Inter.* **46**, 289–303.
- Coe, R. S., Singer, B. S., Pringle, M. S. and Zhao, X., 2004, Matuyama-Brunhes reversal and Kamikatsura event on Maui: paleomagnetic directions, $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ ages and implications. *Earth Planet. Sci. Lett.* **222**, 667–684.
- Doan, D. B., Pasure, J. E. and Fosberg, F. R., 1960, *Military geology of the Miyako Archipelago, Ryukyu-retto*. Intelligence Div., Office of the Engineer, Headquarters, U.S. Army Pacific, 214p.
- Gulick, S. P. S., Jaeger, J. M., Mix, A. C., Asahi, H., Bahlburg, H., Bleanger, C. L.,...Swartz, J. M., 2015, Mid-Pleistocene climate transition drives net mass loss rapidly uplifting St. Elias Mountains, Alaska. *Proc. Natl. Acad. Sci. U.S.A.*, **112**, 15042–15047.
- Gradstein, F. M., Ogg, J. G., Schmitz, M. D. and Ogg, G. M., eds, 2012, *The Geologic Time Scale 2012*, Amsterdam, Elsevier, 2 vols., 1144p.
- Hanzawa, S., 1935, Topography and geology of the Riukiu Islands. *Sci. Rep. Tohoku Univ., 2nd ser. (Geol.)*, **17**, 1–61.
- Henry, S. G., 1979, Chemical demagnetization methods, Procedures, and applications through vector analysis. *Can. Jour. Earth Sci.*, **16**, 1832–1841.
- Henshaw, P. C. and Merrill, R. T., 1980, Magnetic and chemical changes in marine sediments. *Rev. Geophys. Space Phys.*, **18**, 483–505.
- Jansen, J. H., Kuipers, A. and Troelstra, S. R., 1986, A mid-Brunhes climatic event: Long-term changes in global atmosphere and ocean circulation. *Science*, **232**, 619–622.
- Kazaoka, O., Suganuma, Y., Okada, M., Kameo, K., Head, M. J., Yoshida, T.,...Kumai, H., 2015, Stratigraphy of the Kazusa Group, Boso Peninsula: An expanded and highly-resolved marine sedimentary record from the Lower and Middle Pleistocene on central Japan. *Quatern. Inter.*, **383**, 116–135.
- Kirschvink, J. L., 1980a, South-seeking magnetic bacteria. *Jour. Exp. Biol.*, **86**, 345–347.
- Kirschvink, J. L., 1980b, The least-squares line and plane and the analysis of palaeomagnetic data. *Geophys. Jour. Roy. Astr. Soc.*, **62**, 699–718.
- Kirschvink, J. L. and Chang, S. R., 1984, Ultrafine-grained magnetite in deep-sea sediments: Possible bacterial magnetofossils. *Geology*, **12**, 559–562.
- Lisiecki, L. E. and Raymo, M. E., 2005a, A Pliocene-Pleistocene stack of 57 globally distributed benthic $\delta^{18}\text{O}$ records. *Paleoceanography*, **20**, PA1003, doi: 10.1029/2004PA001071.
- Lisiecki, L. E. and Raymo, M. E., 2005b, Correction to: A Pliocene-Pleistocene stack of 57 globally distributed benthic $\delta^{18}\text{O}$ records. *Paleoceanography*, **20**, PA2007, doi: 10.1029/2005PA001164.
- Lowrie, W., 1990, Identification of ferromagnetic minerals in a rock by coercivity and unblocking temperature properties. *Geophys. Res. Lett.*, **17**, 159–162.
- 松井千里・山田茂昭・松田博貴・渋谷秀敏 (Matsui, C., Yamada, S., Matsuda, H. and Shibuya, H.), 2002, 礁性石灰岩の古地磁気層序の試み—沖縄県宮古島の琉球層群を例として— (Magnetostratigraphy of reef limestones: A case study in Ryukyu Group Miyakojima Island, Ryukyu, Japan). 第112回地球電磁気・地球惑星圏学会要旨, (Soc. Geomag. Earth Planet Space Sci. 112th Meeting Abstr.) 193.
- Martinez-Boti, M. A., Foster, G. L., Chalk, T. B., Rohling, E. J., Sexton, P. F., Lunt, D. J.,...Schmidt, D. N., 2015, Plio-Pleistocene climate sensitivity evaluated using high-resolution CO_2 records. *Nature*, **518**, 49–54.
- McNeill, D. F., 1990, Biogenic magnetite from surface Holocene carbonate sediments, Great Bahama Bank. *Jour. Geophys. Res.*, **95**, 4363–4371.
- McNeil, D. F., Ginsburg R. N., Chang S. B. R. and Kirschvink J. L., 1988, Magnetostratigraphic dating of shallow-water carbonates from San Salvador, the Bahamas. *Geology*, **16**, 8–12.
- Mochizuki, N., Oda, H., Ishizuka, O., Yamazaki, T. and Tsunakawa, H., 2011, Paleointensity variation across the Matuyama-Brunhes polarity transition: Observations from lavas at Punaruu Valley, Tahiti. *Jour. Geophys. Res.*, **116**, B06103, doi: 10.1029/2010JB008093.
- Nakamori, T., 1986, Community structure of Recent and Pleis-

- tocene hermatypic corals in the Ryukyu Islands. *Sci. Rep., Tohoku Univ., 2nd Ser. (Geol.)*, **56**, 71–133.
- 中森 亨(Nakamori, T.), 1982, 琉球列島宮古群島の地質(Geology of Miyako Gunto, Ryukyu Islands, Japan). 東北地質古生物研報(Contrib. Inst. Geol. Palaeontol. Tohoku Univ.), **84**, 23–39.
- 南條貴志・溝田あゆみ・松田博貴(Nanjo, T., Mizota, A. and Matsuda, H.), 2011, 西南日本宮古島の更新統浅海成炭酸塩岩における地表露出面の認定と相対的海水準変動(Recognition of subaerial exposure surface and relative sea corals in the Ryukyu Islands. variation across the Matuyama-Brunhes polarity Miyako Island, southwestern Japan). 堆積学研究(Jour. Sediment. Soc. Japan), **70**, 43–47.
- 小田啓邦(Oda, H.), 2007, GPS・古地磁気からみた沖縄トラフ・琉球弧のテクトニクス(Tectonics of Okinawa Trough and Ryukyu Arc in terms of GPS and paleomagnetism). 地質ニュース(Chishitsu News), **633**, 31–36.
- Okada, M., Suganuma, Y., Haneda, Y. and Kazaoka, O., 2017, Paleomagnetic direction and paleointensity variations during the Matuyama-Brunhes polarity transition from a marine succession in the Chiba composite section of the Boso Peninsula, central Japan. *Earth Planets Space*, **69**, 45, doi: 10.1186/s40623-017-0627-1.
- 大村明雄(Oomura, A.), 1973, 宮古島の地質—とくに琉球石灰岩について—(Stratigraphic Notes on Miyakoaleointe With Special Reference to the Riukiu Limestone). 国立科博専報(Mem. Nat. Sci. Mus.), **5**, 31–39.
- 沖縄第四紀調査団(Research Commission for the Quaternary of Okinawa), 1976, 沖縄および宮古群島の第四系—とくに琉球石灰岩の層序について—(Quaternary of Okinawa and Miyakogunto: With special Reference to the stratigraphy of Ryukyu limestone)*. 地球科学(Earth Sci. (Chikyū Kagaku)), **30**, 145–162.
- Sagawa, N., Nakamori, T. and Iryu, Y., 2001, Pleistocene reef development in the southwest Ryukyu Islands, Japan. *Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol.*, **175**, 303–323.
- 坂井三郎(Sakai, S.), 2006, 第四系浅海性炭酸塩堆積物における酸素・炭素同位体比を用いた古海洋研究の可能性(Perspectives in stable isotopic analyses and paleoceanography of Quaternary shallow-water carbonates). 地球化学(Geochemistry), **40**, 195–207.
- Sakai, S. and Jige, M., 2006, Characterization of magnetic particles and magnetostratigraphic dating of shallow-water carbonates in the Ryukyu Islands, northwestern Pacific. *Isl. Arc*, **15**, 468–475.
- Sepulcre, S., Vidal, L., Tachikawa, K., Rostek, F. and Bard, E., 2011, Sea-surface salinity variations in the northern Caribbean Sea across the Mid-Pleistocene Transition. *Clim. Past*, **7**, 75–90.
- Singer, B. S., 2014, A Quaternary geomagnetic instability time scale, *Quatern. Geochronol.*, **21**, 29–52.
- Stolz, J. F., Chang, S. B. and Kirschvink, J. L., 1986, Magnetotactic bacteria and single-domain magnetite in hemipelagic sediments. *Nature*, **321**, 849–851.
- Suganuma, Y., Okada, M., Horie, K., Kaiden, H., Takehara, M., Senda, R.,...Head, M. J., 2015, Age of Matuyama-Brunhes boundary constrained by U–Pb zircon dating of a wide-spread tephra. *Geology*, **42**, 491–494.
- Tauxe, L., Kent, D. V. and Opdyke, N. D., 1980, Magnetic components contributing to the NRM of Middle Siwarik Red Beds. *Earth. Planet. Sci. Lett.*, **47**, 279–284.
- Thomas-Keprta, K. L., Bazylinski, D. A., Kirschvink, J. L., Clemett, S. J., McKay, D. S., Wentworth, S. J.,...Romanek, C.S., 2000, Elongated prismatic magnetite crystals in ALH84001 carbonate globules: Potential Martian magnetofossils. *Geochim. Cosmochim. Acta.*, **64**, 4049–4081.
- Ujiie, H. and Oki, K., 1974, Uppermost Miocene Uppermost Miocene-Lower Pleistocene planktonic foraminifera from the Shimajiri Group of Miyako-jima, Ryukyu Islands. *Nat. Sci. Mus. Tokyo, Mem.*, **7**, 31–52.
- 山本和幸・井龍康文・佐藤時幸・阿部栄一(Yamamoto, K., Iryu, Y., Sato, T. and Abe, E.), 2005, 沖縄本島本部半島北部に分布する琉球層群の層序(Stratigraphy of the Ryukyu Group on northern Motobu Peninsula, Okinawa-jima, Ryukyu Islands, Japan). 地質学雑誌(Jour. Geol. Soc. Japan), **111**, 527–546.
- 山田茂昭(Yamada, S.), 2002, 更新世における南琉球弧のサンゴ礁の発達と構造運動(Evolution and tectonic movement of coral reef in Pleistocene at Southern Ryukyu Arc)*. 熊本大学博士論文(Ph. D. Thesis, Kumamoto Univ.), 277p.
- 山田茂昭・松田博貴(Yamada, S. and Matsuda, H.), 2001, 南琉球弧の琉球層群の層序と発達様式—予察琉球弧(Preliminary study on the Pleistocene reef(the Ryukyu Group)development in the Southern Ryukyu Arc). 堆積学研究(Jour. Sediment. Soc. Japan), **53**, 105–107.
- 山田茂昭・松田博貴(Yamada, S. and Matsuda, H.), 2002, 南琉球弧の更新統堆積物の変遷とその規制要因(Evolution of the Pleistocene deposits on Southern Ryukyu Arc and its controlling factors). 日本地質学会第109年学術大会要旨(109th Ann. Meet. Geol. Soc. Japan, Abstr.), 86.
- 矢崎清貴(Yazaki, K.), 1976, 琉球列島の石灰岩の層序と堆積機構(Stratigraphy of carbonate rocks in Ryukyu Islands, and their depositional mechanism)*. 琉球列島の地質学研究(Geological Studies of the Ryukyu Islands), **1**, 111–121.
- 矢崎清貴(Yazaki, K.), 1978, 宮古島の島尻層群について(Some notes on the Shimajiri Group of Miyako-jima, Ryukyu Islands). 琉球列島の地質学研究(Geol. Studies Ryukyu Islands), **3**, 81–89.
- 矢崎清貴・大山 桂(Yazaki, K. and Oyama, K.), 1979, 5万分の1地質図, 宮古島北部および同説明書(Geological map of Northern Part of Miyakojima Island, Scale 1: 50,000 and Its Explanatory Text)*. 地質調査所(Geological Survey of Japan), 46p.
- 矢崎清貴・大山 桂(Yazaki, K. and Oyama, K.), 1980, 5万分の1地質図, 宮古島および同説明書(Geological map of Miyakojima Island, Scale 1: 50,000 and Its Explanatory Text)*. 地質調査所(Geological Survey of Japan), 地質調査所(Geological Survey of Japan), 83p.

(著者プロフィール)

六井千里 熊本大学大学院先端科学研究部科研技術支援者. 01年 熊大理学部地球科学科卒, 03年 熊大大学院自然科学研究科博士前期課程修了, NTT-Com(株)勤務を経て13年 熊大大学院自然科学研究科博士後期課程入学, 17年より現職. 研究: RCDを用いた古地磁気研究. 本研究では試料採集・研究実施全般・総括・原稿執筆・編集委員との対応を担当. E-mail: chisato@kumamoto-u.ac.jp

渋谷秀敏 熊本大学大学院先端科学研究部理学専攻地球環境科学分野教授. 78年 大阪大学基礎工学部卒, 80年 同博士前期課程修了, 83年 京都大学大学院理学研究科博士後期課程修了(理学博士), 84年 大阪府立大学総合科学部助手, 96年 熊大理学部助教授, 00年より同教授. 研究: シルル紀～明治時代までの古地磁気. 本研究では研究指導全般・原稿執筆を担当. E-mail: shibuya@kumamoto-u.ac.jp

望月伸竜 熊本大学大学院先端機構准教授. 99年 東京工業大学理学部卒, 04年 東京工業大学大学院理工学研究科地球惑星科学専攻博士後期課程修了, 博士(理学). 06年 日本学術振興会特別研究員, 09年 東京大学海洋研究所特任研究員, 09年 熊本大学特任助教, 14年より現職. 研究内容: 古地磁気強度変動の復元. 本研究では原稿執筆を担当. E-mail: mochizuki@kumamoto-u.ac.jp

(要 旨)

穴井千里・渋谷秀敏・望月伸竜, 2017, 宮古島に分布する琉球層群の磁気層序. 地質雑, **123**, 1035–1048. (Anai, C., Shibuya, H. and Mochizuki, N., 2017, Magnetostratigraphy of the Ryukyu Group in Miyakojima Island, Okinawa, Japan. *Jour. Geol. Soc. Japan*, **123**, 1035–1048.)

本研究では沖縄県宮古島に分布する琉球層群の磁気層序の検討を行った。琉球層群を構成する礁性石灰岩は残留磁化強度が弱く二次磁化の影響により初生磁化が捉えにくい。そこで、新たな手法である還元化学消磁を用いて二次磁化を選択的に除去し古地磁気測定を行った。還元化学消磁の適用により、従来の交流消磁や熱消磁での結果では正確に地球磁場の極性を判断できなかった13サイトについて結果が大幅に改善し、極性を判定できた。その結果、MY-Unit 1 から MY-Unit 4 最下部は逆帯磁を示し、上位の MY-Unit 4 および MY-Unit 5 は正帯磁であることが明らかとなった。得られた磁気層序を石灰質ナノ化石年代と対比することにより、MY-Unit 4 最下部の地磁気極性境界は松山–ブルン境界であると結論した。今回の結果は、年代決定手段の少ない礁性石灰岩に国際対比可能な年代軸を提供するものである。

科学論文では、学説の検証可能性を保証することが重要です。そのため、地質学雑誌掲載論文には、重要な証拠となった試料がどこで得られたかを示しているものがあります。言うまでもないことですが、見学や採取を行う場合、各自の責任において地権者や関係官庁への連絡と許可の取得の必要があることにご注意下さい。詳しくは、以下のサイトをご覧ください。

<http://www.geosociety.jp/publication/content0073.html>

一般社団法人日本地質学会