

利尻島の上部中新統，鴛泊層の古地磁気層序

植木岳雪¹⁾・近藤玲介²⁾

¹⁾ 〒 305-8567 茨城県つくば市東 1-1 中央第 7

独立行政法人産業技術総合研究所・地質調査情報センター

²⁾ 〒 156-8550 東京都世田谷区桜上水 3-25-40 日本大学・文学部

Magnetostratigraphy of the Upper Miocene Oshidomari Formation in the Rishiri Island, off north Hokkaido, Japan

Takeyuki Ueki¹⁾ and Reisuke Kondo²⁾

¹⁾Geoinformation Center, Geological Survey of Japan, AIST,

Tsukuba Central 7, 1-1-1 Higashi, Tsukuba, Ibaraki, 305-8567, Japan

²⁾College of Humanities and Sciences, Nihon University, 3-25-40, Sakurajosui, Setagaya, Tokyo, 156-8550, Japan

Abstract. Paleomagnetic measurements were performed to the Upper Miocene Oshidomari Formation in the Rishiri Island, off north Hokkaido, Japan. The lowest horizon of Oshidomari Formation south of Minatomachi, Rishirifuji Town, provided a reversed-normal paleomagnetic polarity transition. Based on diatom biostratigraphy, this paleomagnetic polarity transition indicates three possibilities of Cande & Kent's (1995) geomagnetic polarity interval sets ranging from 9.9 to 9.16 Ma; C5n.1r and C5n.1, C4Ar.2r and C4Ar.2n or C4Ar.1r and C4Ar.1n.

Keywords: Oshidomari Formation, paleomagnetsim, polarity transition, Rishiri Island, Miocene

はじめに

北海道北部沖の利尻島は、第四紀の利尻火山からなる火山島である。利尻火山は白亜紀と新第三紀の基盤岩上に形成された成層火山体と側噴火地形から構成される複成火山であり、それらは約 20 万年前以降に噴出した溶岩、火砕物から構成される（松井ほか、1967；小林、1987；石塚、1999）。また、山麓には火山麓扇状地が発達し、利尻火山の面積の 60% を占める（松井ほか、1967；守屋、1975）。

利尻火山の噴出物に覆われる基盤岩は、白亜紀の礼文層群（海上保安庁水路部、1982、1991）と新第三紀の港町層（松井ほか、1967）、鴛泊層（松井ほか、1967）に分けられ、利尻島北部では

港町層は海岸沿いに、鴛泊層は海岸沿いおよび鴛泊ポン山周辺に分布する（松井ほか、1967；小林、1987；石塚、1999）。港町層は水中火山岩からなり、岩相、岩質、化学組成が類似する礼文島のメシクニ層（長尾ほか、1963）の K-Ar 年代（後藤ほか、1995）から、その年代は 10Ma 前後と推定されている（石塚、1999）。一方、鴛泊層は珪藻質泥岩からなり、その年代は中新世（松井ほか、1967）、中期中新世（日本の地質「北海道地方」編集委員会、1990）、後期中新世（道北地方地学談話会、1995）、後期中新世から鮮新世（石塚、1999 による岩井、私信）とされたが、近年珪藻化石（嵯峨山、2002）から後期中新世であることが明らかになっ

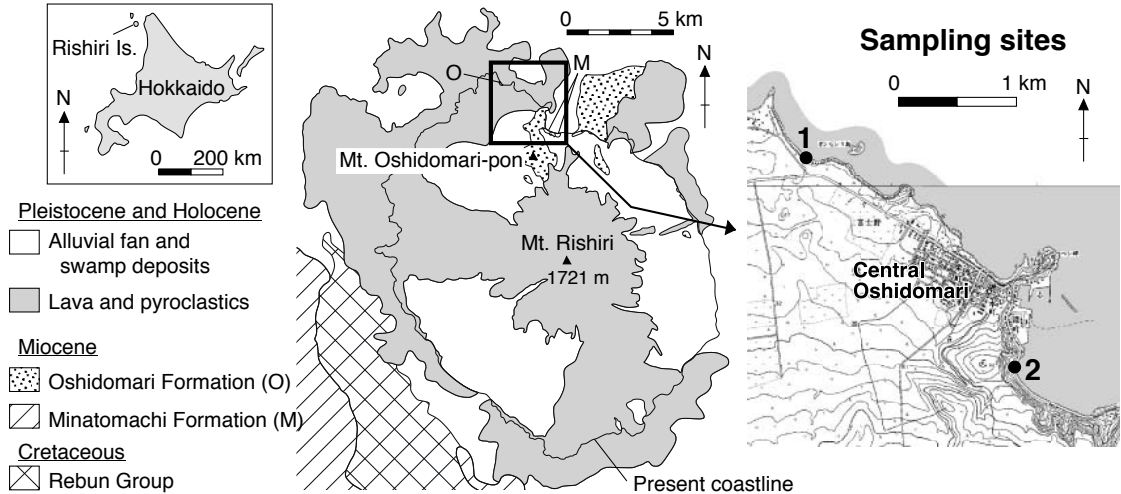


図1. 利尻島の地質概略と古地磁気測定用試料の採取地点。

利尻島の地質は石塚（1999）を簡略化。古地磁気測定用試料は後期中新世の鴛泊層から採取。採取地点の基図は国土地理院発行の25,000分の1数値地図「稚内」を使用。

Figure 1. Outlined geology of the Rishiri Island, off north Hokkaido, Japan, and sampling site for paleomagnetic measurements.

Geology of the Rishiri Island is simplified after Ishizuka (1999). Samples for paleomagnetic measurements were derived from the upper Miocene Oshidomari Formation. Base map showing the sampling sites is 1:25,000 digital topographic map of Wakkanai published by Geographical Institute of Japan.

た。

本研究では、鴛泊層の編年精度の向上を目的として、利尻島北部の2地点で鴛泊層のシルト岩の定方位試料を採取し、古地磁気測定に供した。そして、従来の微化石層序に基づいて、鴛泊層の古地磁気層序を議論する。

試料採取

古地磁気測定用試料の採取地点は、利尻郡利尻富士町富士野から富士岬に向かう道路から海岸に下りる遊歩道東の海食崖（図1の地点1：世界測地系で北緯 $45^{\circ}15'15.12''$ ，東経 $141^{\circ}12'13.45''$ ）と港町の約300m南の道道に面した海食崖（地点2：北緯 $45^{\circ}14'15.30''$ ，東経 $141^{\circ}13'36.63''$ ）である。地点1付近で産出する貝化石、珪藻化石は、松井ほか（1967）で記載されている。地点2は嵯峨山（2002）の柱状図2の地点であり、ここで産出する珪藻化石は嵯峨山（2002）で記載されている。なお、地点2の周辺では、海食崖上部の標高80m

付近まで鴛泊層の泥岩が点在している。

地点1では、層厚5.5m以上の鴛泊層の塊状の珪藻質泥岩が見られる（図2）。その上には、下位から層厚3cm以上の腐植質な砂質シルト層、層厚1～2cmの粗粒砂層、層厚15cmの腐植質な砂質シルト層、材を産出する層厚10cmの腐植質なシルト層、層厚20cmのスコリア質な細粒砂層と砂質シルト層の互層、および層厚6mの杓形溶岩流が重なる。本研究では、露頭の最下部の珪藻質泥岩から採取した古地磁気測定用試料を試料1と呼ぶことにする。

地点2では、層厚2m以上の鴛泊層の泥質砂岩、砂質泥岩が港町層を不整合に覆う。それらは全体に生物擾乱が著しく、径1～3mmの軽石が散在する。その上には、層厚3.5m以上の塊状の泥岩が重なる。本研究では、露頭下部の泥質砂岩の1層準、上部の砂質泥岩の2層準から採取した古地磁気測定用試料を、それぞれ試料2-1、試料2-2、2-3と呼ぶことにする。

各層準では、携帯型電動ドリルを用いて直径2.5cmのコア試料を6～9本採取した。各試料の方位付けには、磁気コンパスを用いた。

残留磁化測定およびデータ解析の方法

各コア試料からは、岩石カッターを用いて高さ20mmの試片を2つ切り出し、段階交流消磁実験 (progressive alternating field demagnetization, PAFD) と段階熱消磁実験 (progressive thermal demagnetization, PThD) に供した。残留磁化の測定およびPAFDには、磁気シールド室内に設置された2G社製超伝導磁力計 (モデル760R) を用いた。PAFDは0～10mTでは2.5mTおきに、10～80mTでは5mTおきに行った。PThDには、Magnetic Measurements社製熱消磁装置 (モデルMMTD-18) を用いた。PThDは室温から、100～500℃では50℃おき、500～620℃では30℃おきの最高温度で行った。試片は空気中で加熱し、各消磁段階の最高温度の加熱時間は30分である。PAFD、PThDの各消磁段階における残留磁化ベクトルを直交面投影図 (Zijderveld, 1967) に表し、主成分分析法 (Kirschvink, 1980) によって原点に向かって直線的に減衰する安定な磁化成分の方向を求めた。そして、最大角分散 (maximum angular deviation, MAD) が15°以下の場合にその方向を採用し、安定な磁化成分の方向の平均を試片の残留磁化方位とした。また、消磁によって等積投影図上で残留磁化ベクトルが大円を描くように変化する試片がある場合には、安定な磁化成分の方向と最適大円の極の方向を用いた大円法によって試料の残留磁化方位を求めた。なお、鴛泊層は緩く北東方向に傾斜するが (松井ほか, 1967)、露頭では走向、傾斜を測定できない程度であるので、残留磁化ベクトルの傾動補正は行わなかった。

段階消磁実験の結果

PAFDとPThDの代表的な結果を図3に示す。また、各試料の残留磁化方位を図4、表1にまとめる。

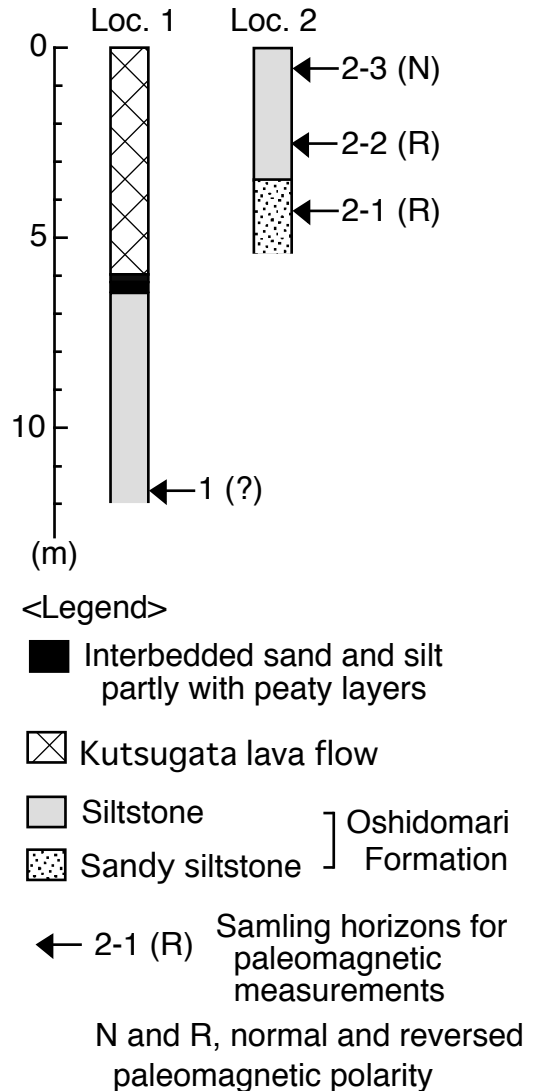


図2. 試料採取地点の柱状図。

各地点の位置は図1を参照。

Figure 2. Geologic columnar sections of the sampling site. Location of each site is shown in Fig. 1.

(1) 試料 1

試料1の自然残留磁化 (natural remanent magnetization, NRM) の強度は、 $2.4e-9 \sim 2.1e-8 \text{Am}^2$ であった。PAFDでは、安定な磁化成分は8本の試料のうち7本から得られた。安定な磁化成分は0あるいは2.5mTの消磁段階から、20～40mTの間のある消磁段階までの範囲で認められ、北向きに偏角と下向きに伏角で特徴づけられる。

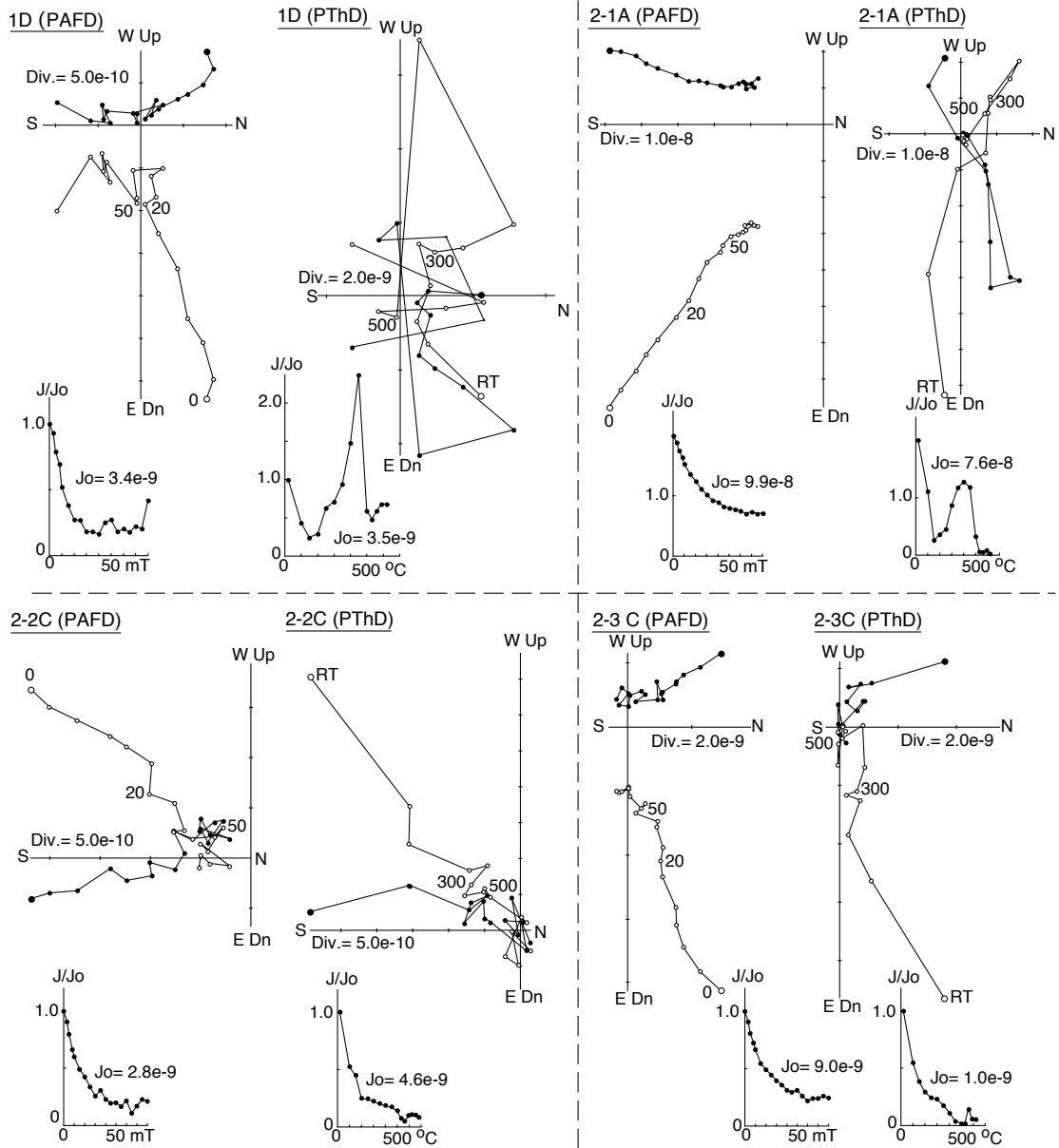


図3. 段階交流消磁実験 (PAFD) および段階熱消磁実験 (PThD) の結果の代表例。

黒丸および白丸は、それぞれ残留磁化ベクトルの水平面および鉛直面への投影を示す。磁化強度の単位は Am^2 。

Figure 3. Progressive alternation field and thermal demagnetization (PAFD and PThD) results for representative samples plotted on orthogonal vector diagrams.

Solid and open circles are the projections in the geographic coordinates of remanence vectors on the horizontal and north-south vertical planes, respectively. Unit of magnetization intensity is Am^2 .

表 1. 鴛泊層の試料の残留磁化方位のデータ

アスタリスクは試料の古地磁気方位を示す。

Table 1. Sample-mean remanent direction data for the Oshidomari Formation.

Asterisks indicate sample-mean paleomagnetic direction.

Sample	N	N _d	N _{gc}	D	I	α_{95}	κ	λ	ϕ
1 (PAFD)	8	7	0	-30.6	63.0	8.6	49.8	60.1	68.4
2-1 (PAFD)	9	9	0	-120.7	72.6	9.8	28.7	—	—
*2-1 (PThD)	9	1	4	100.8	-57.3	46.8	4.8	-32.7	-74.1
2-2 (PAFD)	8	1	3	171.4	-52.3	33.2	15.0	-76.0	7.5
2-2 (PThD)	8	1	4	162.8	-61.1	35.7	7.8	-82.3	-10.7
*2-2 (PAFD+PThD)	16	2	7	167.4	-57.6	16.4	12.1	-78.3	-18.9
2-3 (PAFD)	6	6	0	-24.0	69.5	7.4	82.1	72.5	87.0
2-3 (PThD)	6	4	0	-15.7	68.6	39.3	6.5	77.7	89.7
*2-3 (PAFD+PThD)	12	10	0	-20.8	69.2	12.1	17.0	74.5	87.8

N, total number of samples;

N_d, number of stable remanent directions used for remanent direction calculation;

N_{gc}, number of best-fit great circles used for remanent direction calculation;

D, declination; I, inclination; α_{95} , radius of 95 % confidence cone (°);

κ , Fisher's (1953) precision parameter;

λ and ϕ , latitude and longitude (°) of virtual geomagnetic pole (VGP).

(例えば、図3の試料1D)。それらのMADは2.4～8.6°であった。PThDでは、150～350°Cの間のある消磁段階以上で試料が変質し、残留磁化の強度は増加し、残留磁化ベクトルは不規則に変化した。そのため、安定な磁化成分は得られなかった。

試料1のPAFDによる残留磁化方位は、偏角-30.6°、伏角63.0°であり、95%信頼限界円錐の半径(α_{95} :Fisher, 1953)は8.6°、集中度パラメーター(κ :Fisher, 1953)は49.8であった(図4の1, 表1)。Pullaiah et al. (1975)によれば、単磁区粒子(single-domain, SD)サイズのマグネタイトが常温で1000万年間で獲得した粘性残留磁化(viscous remanent magnetization, VRM)は、約200°Cで30分加熱することにより緩和される。地質試料の場合には、残留磁化を担う磁性鉱物の種類、組成、粒径は多様であるが、PThDで250°C以上の残留磁化ベクトルのデータを用いれば、後期中新世以降に獲得されたVRMの影響を取り除いて、初生的な残留磁化の方向あるいは極性を決定できる

と考えられる。しかし、試料1からはPThDによって安定な磁化成分が得られなかったため、PAFDによる正極性の平均残留磁化方位がVRM起源でないとは言えない。本研究では試料1の古地磁気極性を正とするが、その精度はほかの試料よりも劣ることになる。

(2) 試料2-1

試料2-1のNRMの強度は、 $3.6 \times 10^{-8} \sim 1.5 \times 10^{-7} \text{Am}^2$ であった。PAFDでは、安定な磁化成分は9本の試料全てから得られた。安定な磁化成分は0～5mTの間のある消磁段階から、55～80mTの間のある消磁段階までの範囲で認められ、北向きの偏角と下向き伏角で特徴づけられる(例えば、図3の試料2-1A)。それらのMADは2.0～5.4°であった。PThDでは、安定な磁化成分は1本の試料のみから400°Cから530°Cまでの範囲で得られ、東向きの偏角と上向き伏角で特徴づけられる。そのMADは4.4°であった。また4本の試料では、PThDによ

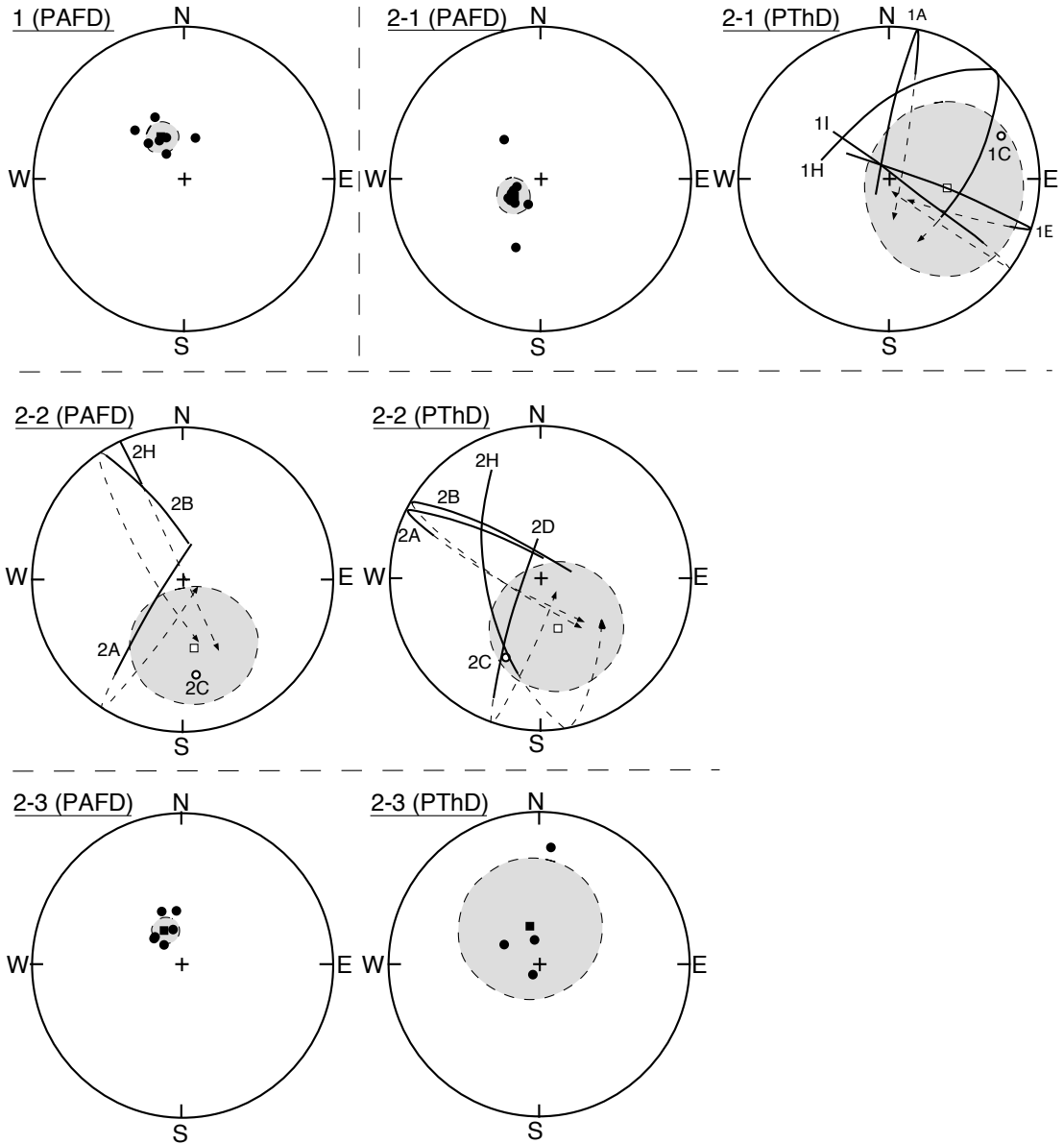


図4. 鴛泊層の試料の残留磁化方位。

黒丸、白丸はそれぞれ各試片の安定な磁化成分の方向を下半球、上半球に投影したもの、矢印は極を求めるのに用いた最適大円の範囲を示す。四角は安定な磁化成分の方向と最適大円から求められた試料の残留磁化方位。楕円は95%信頼限界円錐を示す。

Figure 4. Equal-area projection of sample-mean remanent directions of the Oshidomari Formation.

Solid and open circles are projections of stable remanent direction of each specimen on the upper and lower hemisphere, respectively. Arrows are parts of best-fit great circles by which their poles were calculated. Squares indicate sample-mean remanent directions using stable remanent directions and/or best-fit great circles. The ovals correspond to the 95% confidence cones.

て等積投影図上の下半球から上半球に向かって、残留磁化ベクトルが大円を描くように変化した。このことは、正極性の低温成分が逆極性の高温成分に重複していることを示し、前者は二次的な残留磁化成分、後者は初生的な残留磁化成分と考えられる。最適大円の極の方向は、室温あるいは100°Cから350～500°Cまでの間のある消磁段階までの範囲で求められた。

試料2-1のPAFDによる残留磁化方位は偏角 -120.7° 、伏角 72.6° であり、それらの α_{95} は 9.8° 、 κ は28.7であった(図4の2-1,表1)。一方、PThDによる残留磁化方位は偏角 100.8° 、伏角 -57.3° であり、それらの α_{95} は 46.8° 、 κ は4.8であった(図4の2-1,表1)。このように、試料2-1ではPAFDとPThDによる残留磁化の極性が異なっている。しかし、PThDによって初生的な残留磁化は逆極性であると判断されるので、PThDによる残留磁化方位を試料2-1の古地磁気方位とみなす。なお、試料2-1はPAFDに対して非常に安定で、80mTの消磁段階での残留磁化強度はNRMの強度の30～70%程度であるのに対して、PThDに対しては不安定で、150°Cあるいは200°Cの消磁段階での残留磁化強度はNRMの強度の10～25%程度しかないことは、試料2-1の残留磁化のかなりの部分がゲータイトによって担われている可能性を示唆する。

(3) 試料2-2

試料2-2のNRMの強度は、 $2.4 \sim 5.2e-9Am^2$ であった。PAFDでは、安定な磁化成分は8本の試料のうち5本から得られた。安定な磁化成分は、0mTから25～45mTの間のある消磁段階までの範囲で認められ、それらのMADは $4.1 \sim 10.4^\circ$ であった。このうちの1本の磁化成分は南向きの偏角と上向き伏角で特徴づけられるが、4本の磁化成分は北向きの偏角と上向きあるいは下向き伏角で特徴づけられる。一方、3本の試料からは、PAFDによって等積投影図上の下半球から上半球に向かって、残留磁化ベクトルが大円を描くように変化した。このことは、正極性の低保磁力成分が逆極性の

高保磁力成分に重複していることを示し、前者は二次的な残留磁化成分、後者は初生的な残留磁化成分と考えられる。PThDでは、安定な磁化成分は1本の試料のみから得られた。安定な磁化成分は100°Cから500°Cまでの範囲で認められ、南向きの偏角と上向き伏角で特徴づけられる。そのMADは 8.5° であった。4本の試料からは、等積投影図上の下半球から上半球に向かって、残留磁化ベクトルが大円を描くように変化した。このことは、正極性の低温成分が逆極性の高温成分に重複していることを示し、前者は二次的な残留磁化成分、後者は初生的な残留磁化成分と考えられる。それらの最適大円の極の方向は、室温あるいは100°Cから350～500°Cまでの間のある消磁段階までの範囲で求められた。

PAFD、PThDともに、試料2-2の初生的な残留磁化は逆極性であると判断される。したがって、南向きの偏角と上向き伏角で特徴づけられる磁化成分の方位と、最適大円の極の方向から大円法によって残留磁化方位を求めると、PAFDによる残留磁化方位は偏角 171.4° 、伏角 -52.3° であり、それらの α_{95} は 33.2° 、 κ は15.0であった(図4の2-2,表1)。また、PThDによる残留磁化方位は偏角 162.8° 、伏角 -61.1° であり、それらの α_{95} は 35.7° 、 κ は7.8であった(図4の2-1,表1)。このように、PAFDとPThDによる残留磁化方位は α_{95} の範囲で一致していることから、PAFDとPThDをあわせた残留磁化方位を古地磁気方位とすると、試料2-2の古地磁気方位は偏角 167.4° 、伏角 -57.6° であり、それらの α_{95} は 16.4° 、 κ は12.1となる(表1)。

(4) 試料2-3

試料2-3のNRMの強度は、 $9.0e-9 \sim 3.0e-8Am^2$ であった。PAFDでは、安定な磁化成分は6本の試料全てから得られた。安定な磁化成分は、0mTあるいは3mTから45～80mTの間のある消磁段階までの範囲で認められ、北向きの偏角と下向き伏角で特徴づけられる。それらのMADは $1.4 \sim 4.2^\circ$ であった。PThDでは、安定な磁化成分は6本の試料のうち4本から得られた。安定な磁化成分は、100°Cあるいは200°Cから300～500°Cまでの間

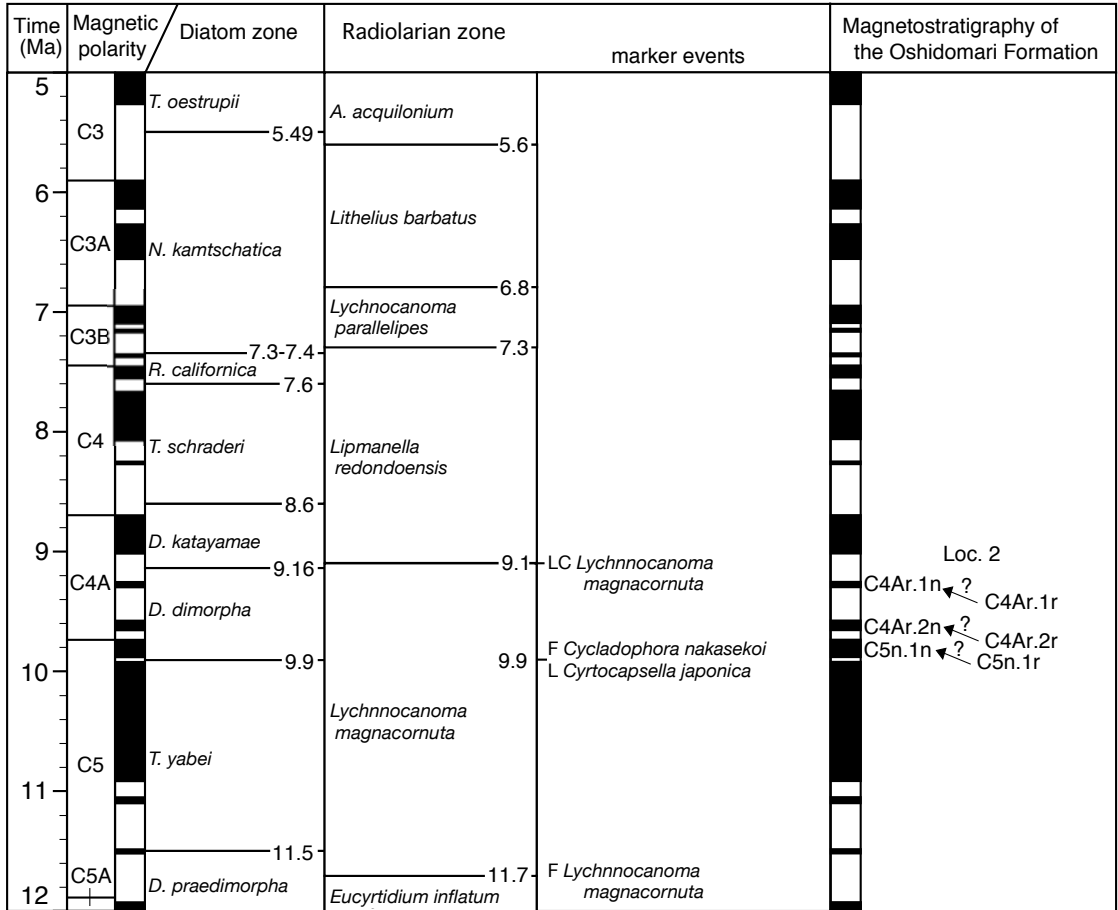


図5. 鴛泊層の古地磁気層序。

地点2の鴛泊層の古地磁気層序の3つの可能性を示す。地点1の鴛泊層の古地磁気層序は不明。地磁気極性年代はCande and Kent (1995), 珪藻化石層序は嵯峨山 (2002), 放射虫化石層序はKamikuri *et al.* (2004), Motoyama *et al.* (2004) による。

Figure 5. Magnetostratigraphy of the Oshidomari Formation.

Magnetostratigraphy of the Oshidomari Formation at Site 2 is shown as three possibilities. Magnetostratigraphy at Site 1 is unidentified. Geomagnetic polarity timescale is after Cande and Kent (1995), diatom biostratigraphy is after Sagayama (2003) and radiolarian biostratigraphy is after Kamikuri *et al.* (2004), Motoyama *et al.* (2004).

のある消磁段階までの範囲で得られ、北向きの偏角と下向きの伏角で特徴づけられる。それらのMADは5.2～11.2°であった。

試料2-3のPAFDによる残留磁化方位は偏角-24.0°、伏角69.5°であり、それらの α_{95} は7.4°、 κ は82.1であった(図4の2-3, 表1)。また、PThDによる残留磁化方位は偏角-15.7°、伏角68.6°であり、それらの α_{95} は39.3°、 κ は6.5であった(図4の2-3, 表1)。PThDによって100°Cあるいは200°Cから300～500°Cまでの磁化成分は

VRM起源ではなく、初生的なものと考えられることから、試料2-3の初生的な残留磁化は正極性であると判断される。そして、PAFD, PThDによる平均残留磁化方位は α_{95} の範囲で一致していることから、PAFDとPThDをあわせた平均残留磁化方位を古地磁気方位とすると、試料2-3の古地磁気方位は偏角-20.8°、伏角69.2°であり、それらの α_{95} は12.1°、 κ は17.0となる(表1)。

鴛泊層の古地磁気層序

地点1の鴛泊層は, 珪藻化石帯のうち9.9~9.16Ma(本山・丸山, 1998)あるいは10.0~9.2Ma(Yanagisawa & Akiba, 1998)の*Denticulopsis dimorpha*帯を特徴づける*Denticulopsis huestedtii*は産出するが, *Denticulopsis dimorpha*と*Ikebea tenuis*はいずれも産出しない(松井ほか, 1967). したがって, 地点1の鴛泊層は*Denticulopsis dimorpha*帯には相当しないと思われるが, 松井ほか(1967)の珪藻化石の記載は断片的であり, 試料1の古地磁気極性の信頼性も劣るので, 本研究ではそれ以上地点1の鴛泊層の古地磁気層序を考察しない.

地点2の鴛泊層は, 珪藻化石帯のうち9.9~9.16Ma(本山・丸山, 1998)あるいは10.0~9.2Ma(Yanagisawa & Akiba, 1998)の*Denticulopsis dimorpha*帯に相当する(嵯峨山, 2002). 試料2-1, 試料2-2の古地磁気極性は逆, 試料2-3の古地磁気極性は正であることから, 地点2の鴛泊層は逆から正への古地磁気極性の変化を記録していることになる. Cande & Kent(1995)の地磁気極性年代表の磁極帯を参照すると, 地点2の鴛泊層の逆から正への古地磁気極性は, 9.920~9.880MaのC5n.1rから9.880~9.740MaのC5n.1n, 9.740~9.642MaのC4Ar.2rから9.642~9.580MaのC4Ar.2n, 9.580~9.308MaのC4Ar.1rから9.308~9.230MaのC4Ar.1nのいずれかに対比される(図5).

おわりに

本研究では, 利尻島北部の海岸沿いに露出する後期中新世の鴛泊層の古地磁気測定を行った. その結果, 利尻富士町港町の南方の鴛泊層最下部から, 逆から正への古地磁気極性の変化が見いだされた. 珪藻化石に基づく, その逆から正への古地磁気極性の変化は, Cande & Kent(1995)の地磁気極性年代表の磁極帯の中でC5n.1rからC5n.1n, C4Ar.2rからC4Ar.2n, C4Ar.1rからC4Ar.1nのいずれかに対比される. 今後, 利尻富士町富士野周辺の鴛泊層から産出する珪藻化石の詳細な記載や, 鴛泊層全体から産出するそのほかの微化石の記載が

行われることにより, 鴛泊層の古地磁気層序が詳しく決定されると期待される. 北海道北部の中新世以降の構造発達史の構築や海洋環境の復元のためには, 礼文島のメシクニ層の古地磁気測定, 利尻島の港町層のK-Ar年代測定, 古地磁気測定を行い, それらの編年精度を向上させることが求められる.

謝辞

本研究は平成19年度利尻島調査研究事業の一環として行い, 助成金の一部を使用した. 出資者の皆様に深く感謝いたします.

引用文献

- Cande, S. C. & D. V., Kent, 1995. Revised calibration of the geomagnetic polarity timescale for the Late Cretaceous and Cenozoic. *Journal of Geophysical Research*, 100: 6093-6095.
- 道北地方地学談話会, 1995. 地質あんない 道北の自然を歩く. 北海道大学図書刊行会, 札幌.
- Fisher, R., 1953. Dispersion on a sphere. *Proceedings of the Royal Society of London. Series A*, 217: 295-305.
- 後藤芳彦・中川光弘・和田恵治, 1995. 北海道北部の中新世火山活動の活動場: K-Ar年代と主成分化学組成からの推定. 岩鉱, 90: 109-123.
- 石塚吉浩, 1999. 北海道北部, 利尻火山の形成史. 火山, 44: 23-40.
- 海上保安庁水路部, 1982. 沿岸海の基本図「礼文島」(1/5万分)および同説明書.
- 海上保安庁水路部, 1991. 沿岸海の基本図「利尻島」(1/5万分)および同説明書.
- Kamikuri, S., H. Nishi, I. Motoyama & S. Saito, 2004. Middle Miocene to Pleistocene radiolarian biostratigraphy in the Northwest Pacific, Ocen Drilling Program Leg 186. *The Island Arc*, 13: 191-226.
- Kirschvink, J. L., 1980. The least-squares line and plane and the analysis of palaeomagnetic data. *Geophysical Journal of Royal astronomical Society*, 62: 699-718.

- 小林哲夫, 1987. 利尻火山の地質. 地質学雑誌, 93: 749-760.
- 松井和典・一色直紀・秦 光雄・山口昇一・吉井守正・小野晃司・佐藤博之・沢村孝之助, 1967. 5万分の1地質図幅「利尻島」および同説明書. 北海道開発庁.
- 守屋以智雄, 1975. 火山麓扇状地と成層凝灰亜角礫層. 北海道駒沢大学研究紀要. (9-10): 107-126.
- 本山 功・丸山俊明, 1998. 中・高緯度法制太平洋における新第三紀珪藻・放散虫化石年代尺度: 地磁気極性年代尺度CK92およびCK95への適合. 地質学雑誌, 104: 171-183.
- Motoyama, I, N. Niistuma, T. Maruyama, H. Hayashi, S. Kamikuri, M. Shiono, T. Kanamatsu, C. Morishita, K. Aoki, K. Hagino, H. Nishi & M. Oda, 2004. A Middle Miocene to Pleistocene magnetobiostratigraphy of ODP Sites 1150 and 1151, northwest Pacific: sedimentation rate and updated regional geologic time scale. *The Island Arc*, 13: 289-305.
- 長尾捨一・秋葉 力・大森 保, 1963. 5万分の1地質図幅「利尻島」および同説明書. 北海道開発庁.
- 日本の地質「北海道地方」編集委員会, 1990. 日本の地質1 北海道地方. 共立出版, 東京.
- 嵯峨山積, 2002. 北海道利尻島および積丹半島の新第三系の地質年代と対比. 北海道立地質研究所報告, (73): 99-106.
- Pullaiah, G., E. Irving, K. L. Buchan & D. J. Dunlop, 1975. Magnetization changes caused by burial and uplift. *Earth and Planetary Science Letters*, 28: 133-143.
- Yanagisawa, Y. & F. Akiba, 1998. Refined Neogene diatom biostratigraphy for the northwest Pacific around Japan, with an introduction of code numbers for selected diatom biohorizons. *Journal of the Geological Society of Japan*, 104: 395-414.
- Zijderveld, J. D. A., 1967. A. C. demagnetization of rocks: Analysis of results. In Collinson, D., K. Creer & S. Runcorn (eds.), *Methods in Palaeomagnetism*: 256-286, Elsevier.