グレイタイト (Fe_3S_4) を含む北部フォッサ・マグナ高府泥岩部層の化学残留磁化

新妻 祥子*

Chemical remanent magnetization of the greigite (Fe_3S_4)-bearing Takafu Mudstone Member in the North Fossa Magna, central Japan**

Sachiko Niitsuma*

Three magnetic components were recognized in the natural remanent magnetization of the Pliocene Takafu Mudstone Member of the Shigarami Formation in the Takafu Syncline in the western part of the North Fossa Magna, central Japan, by means of progressive alternative field and thermal demagnetizations. The first component is attributed to a present-day field overprint or drilling disturbances. The second component, which constitutes the absolute majority of the natural remanent magnetization, is demagnetized at temperatures up to 100–400°C. The third component, which comprises less than 30% of the natural remanent magnetization, is demagnetized at temperatures between 300 and 600°C. The second and third components were detected at 26 sites and at 13 sites, respectively. X-ray diffraction analyses indicated that the Takafu Mudstone contains ferrimagnetic either magnetite or greigite (Fe_3S_4), or both. A sample in which only the second component was detected, contains greigite only, whereas magnetite is responsible for the third component. Microscopic observations also confirmed formation of authigenic greigite in the Takafu Mudstone. I conclude that the second component is the chemical remanent magnetization (CRM) of greigite, and the third component is the post-depositional remanent magnetization (pDRM) of magnetite. The third component display magnetic direction similar to the second component, and both components passed the fold test (bootstrap method of Tauxe and Watson, 1994). This suggests that both magnetizations were acquired before folding of the Takafu Syncline and that the Takafu Mudstone of pro-fan-delta sediments origin, recorded CRM that is more stable than pDRM within a certain geologic time.

Key words : chemical remanent magnetization (CRM), fold test, greigite (Fe_3S_4), magnetite, North Fossa Magna, post-depositional remanent magnetization (pDRM), Shigarami Formation

受付: 2003 年 5 月 13 日 受理: 2004 年 5 月 8 日

* 信州大学大学院工学系研究科
Graduate School of Science and Technology, Shinshu University, 3-1-1, Asahi, Matsumoto 390-8621, Japan

† 現所属: 東北大学大学院理学研究科
Present address: Graduate School of Science, Tohoku University, Sendai 980-8578, Japan

** 「北部フォッサ・マグナ」は、一般的に Northern Fossa Magna と英文表記される (例えば Takano, 2002) が、いわゆる「南部フォッサ・マグナ」と「北部フォッサ・マグナ」地域は、本質的に成因が異なるため、一連の地質体の南部と北部として定義できない。従って、筆者は North Fossa Magna を英文表記に用いる。

はじめに

過去の地球磁場変動を平均しながら連続的に記録している堆積物は、年代層序・地球磁場変動の解析等において重要な研究対象である。一般に堆積岩の残留磁化は、堆積直後に水底面下 10~20 cm 程度、含水率が約 70% 以下になると碎屑性の磁性粒子が堆積残留磁化 (post-depositional detrital remanent magnetization: pDRM) として固定される (例えば, Irving and Major, 1964; Lovelie, 1974; Otofuji and Sasajima, 1981; Tsunakawa et al., 1999)。しかし堆積後に、堆積物が化学作用を受けてフェリ磁性の硫化鉄 (グレイガイト, greigite; Fe_3S_4 , 磁硫鉄鉱, pyrrhotite; Fe_7S_8) が生成し、化学残留磁化 (chemical remanent magnetization; CRM) を獲得することが知られている (例えば, Roberts and Turner, 1993)。

グレイガイト (Fe_3S_4) は, Skinner et al. (1964) によって湖底堆積物中の稀な硫化鉄として記載された鉱物である。Karlin and Levi (1983) は、堆積物の初期続成期間に進行する黄鉄鉱化 ($\text{FeS} \rightarrow \text{FeS}_2$; Berner, 1970; 1984) の中間生成物としてグレイガイトが自生するといった地球化学的なプロセスは、堆積物の残留磁化を理解する上で重要であることを指摘した。自生のグレイガイトは、湖の表層堆積物中に多数報告され (例えば, Hilton et al., 1986; Hilton, 1990; Snowball and Thompson, 1990), その後、海成層で過去の地球磁場を記録していることが示されるようになった (例えば, Horng et al., 1992; Roberts and Turner, 1993; Takatsugi and Hyodo, 1995)。さらに Reynolds et al. (1994), Horng et al. (1998), Oda and Torii (2004) は、自生黄鉄鉱が酸化することによってグレイガイトができることを示し、堆積時の堆積残留磁化とグレイガイト生成時の化学残留磁化の獲得に時間差があることを示した。

このように堆積岩の記録している残留磁化には、初生的な pDRM と二次的な CRM があるため、堆積岩の古地磁気学的研究では“どのような獲得機構でいつ残留磁化が固定されたのか?”を常に検討する必要がある。堆積時に磁化が固定されれば、磁化方位と層理面の相対的な関係は保たれる、という原理を利用した褶曲テスト (Graham, 1949; McElhinny, 1964) やブートストラップ法 (Tauxe and Watson, 1994)・累進褶曲テスト (Banerjee et al., 1997) は、磁化獲得時期の決定に有効である。

この研究では、北部フォッサ・マグナ西縁部の褶曲帯に位置する高府向斜に分布する^{しからみ} 柵層高府泥岩部層の泥質岩 (以下、高府泥岩) にグレイガイトが含まれていることが明らかになったので報告する。高府泥岩は、堆積岩としては残留磁化強度が強く安定した残留磁化方向を記録している。従って残留磁化成分の解析、磁化成分の褶曲テスト、磁性鉱物の検出、顕微鏡観察を行うことで、グレイガイトが担う化学残留磁化の寄与とその獲得時期を検討する。

地質概略

北部フォッサ・マグナ新潟~信越堆積盆の堆積システムは、4つのステージに区分されている (Takano, 2002)。ステージ I (16~13.5 Ma) は日本海拡大による海進期、ステージ II (13.5~6.5 Ma) は堆積盆の沈降と碎屑物供給が釣り合った時代、ステージ III (6.5~1 Ma) は後背地の隆起によってファンデルタが堆積盆を埋積した時代、そして、ステージ IV (1 Ma 以降) は現在に続く隆起の激しい時代である。研究地域の高府向斜 (Fig. 1) には、上部中新統から下部鮮新統の小川層と柵層 (本間, 1931) が分布する。小川層のシルト質泥岩は、明灰色で比較的淘汰が良く生物擾乱が発達した塊状を示し、数十 cm 程度のタービダイト砂岩を挟む。柵層堆積期は、Takano (2002) のステージ III に相当し、ファンデルタが南から北へ前進したことが示されている (渡辺ほか, 1995; 保柳ほか, 1998)。柵層は、南部でファンデルタを構成する権田礫岩砂岩部層と、北部でプロファンデルタに堆積した高府泥岩部層によって構成される (保柳ほか, 1998) (Fig. 2)。権田砂岩礫岩部層は、浅海性のファンデルタ堆積物に特徴的な岩相を示し、礫岩と炭質片やかき化石礁を含む暗灰色ないし黒色砂岩を主体とする。また細粒~極細粒砂岩には、大型の生痕化石 *Rosselia*, *Ophiomorpha*, *Thalassinoides* が観察され、径 10~20 cm 程度のノジュールが普遍的に見られる。プロファンデルタ堆積物である高府泥岩部層は、先に述べた権田砂岩礫岩部層中の黒色細粒~極細粒砂岩と数 cm~数十 cm の互層となって漸移する。泥質部は小型の生痕化石 *Chondrites* や *Paleophycus* が観察され生物擾乱を受けている。

研究地域では、年代指標となる微化石の産出報告がないため、凝灰岩層の放射年代値から堆積年代を推定した。高府向斜南部の小川・柵層境界付近に狭在する白色凝灰岩層 (矢野, 1983) は、込地向斜に

Fig. 1 Geologic map of Neogene rocks in north-western part of Nagano Prefecture, North Fossa Magna, central Japan. Adapted from 1:200,000 Geological Map of Japan "Takayama" (Yamada et al., 1989), "Nagano" (Nakano et al., 1998) with modification by original data of the present study. Area surrounded by square indicating the study area, enlarged in Fig. 2.

挟在する高桑凝灰岩 (6.1 ± 0.4 Ma ; 加藤・赤羽, 1986) に対比されていることから, 柵層の下限は約 6 Ma である. また, 高府向斜軸部の最上位層準の柵層中に露出する珪長質凝灰岩層の FT 年代は 4.0 ± 0.3 Ma である (長森・古川, 2003) ことから, 研究地域の柵層の堆積年代は約 6~4 Ma である.

糸魚川-静岡構造線に沿った北部フォッサ・マグナ西縁部は, プレート境界に位置し顕著な褶曲構造が発達している地域である (Fig. 1). 南東から込地向斜・高府向斜・日影向斜が, 断層を伴う背斜を介して雁行配列し, 南東から北西に向かって, 向斜を構成する地層が新しくなる (例えば, 小坂ほか, 1992). 従って, この褶曲帯は南東から北西へ向かって変形が進行していると解釈されている (例えば, 小林, 1957; 竹内, 1977). Niitsuma et al. (2003) は, 貫入岩の磁化方位と K-Ar 年代を用いて込地向斜の形

成が 4.4 Ma 以降であることを示した. 従って, より北西に位置する高府向斜も 4.4 Ma 以降に形成されたと考えられる.

研究手法

古地磁気測定用試料は, 121 地点において, 泥岩ないし細粒砂岩の定方位ブロックを 1 個以上採取した (Figs. 2, 3). それらをフィールド宿泊地でダイヤモンドカッターを用いて一辺 2.5 cm 程度の立方体に整形し, メトバ社製全自動古地磁気測定装置 (新妻・小山, 1994) で測定した. この装置では, 自然残留磁化の測定と最大振幅 40 mT までの段階交番磁場消磁 (Progressive Alternating Field Demagnetization ; PAFD) を一連で行うことができ, 残留磁化成分の有無を簡便にチェックできる. このうち 26 地点においては, 追加のブロックサンプリングまたはドリルサンプリングを行い, 各地点ごとに 3~8 個の定方位試料を採取して実験室へ持ち帰り測定を行った.

古地磁気測定用試料から二次的残留磁化を消磁して初生磁化と考えられる残留磁化成分を検出するには, PAFD 実験と段階熱消磁 (Progressive Thermal Demagnetization ; PThD) 実験が有効である. 二次的残留磁化は, 初生磁化よりも低い保磁力やブロッキング (固着) 温度を持つ場合が多い. 従って PAFD 実験では, 低保磁力の磁性粒子から磁化を失うので, 高保磁力の磁性粒子が担う初生磁化成分を検出できる. 一方, PThD 実験では, ブロッキング温度の低い磁性鉱物から磁化を失う (アンブロッキングする) ので, 段階的に温度を上げていくことでブロッキング温度の高い磁性鉱物が担う初生磁化成分を検出できる. 実験室では, 各地点ごと 2 つのパイロット試料に対して PThD 実験と PAFD 実験をそれぞれ行い, 残留磁化成分を検出するのに最も適した消磁方法を検討した. 各地点で最適の消磁方法をすべての定方位試料に適用し, 得られた消磁経路を消磁面 (demagnetization plane ; Niitsuma, 1994) 上で解析して残留磁化成分を認定した. それぞれの残留磁化成分の磁化方位は, 主成分解析 (Kirschvink, 1980) によって求めた. それぞれの地点で採取した 3~6 試料の残留磁化成分方位を平均し, サイト平均磁化方位とした.

古地磁気測定用試料の残留磁化測定には, 茨城大学の 2G Enterprises 社製の超伝導磁力計 (Model 750R), 信州大学のメトバ社製全自動古地磁気測定

Geologic Map of the Takafu Syncline

Fig. 2 Geologic map of the study area in the Takafu Syncline with paleomagnetic sample localities. Magnetic polarity of each site shown as solid circle (normal) or open circle (reverse). Square showing sites with paleomagnetic site-mean directions in Table 2. Sites with unstable samples given by cross and star symbols.

Fig. 3 Geologic columns along main routes (a-d) and stratigraphic variation of magnetic intensities after 20 mT AFD. Locations of the routes provided in Fig. 2.

装置を使用した。熱消磁には夏原技研製熱消磁装置 DEM-8602 (茨城大学設置) と TDS-1 (信州大学設置) を使用し、40 mT 以上の交番磁場消磁には夏原技研製 DEM-8601C (茨城大学設置) と DEM-97 (信州大学設置) を使用した。PThD 実験時には、帯磁率の温度変化を、茨城大学の Bartington 社製の帯磁率計 Model MS-2 と信州大学の Geofyzika Brno 社製 Field Rock Magnetic Susceptibility Meter KAPPAMETER model KT-5 を用いて測定した。

古地磁気測定を行った試料のうち代表的な磁気的性質をもつ試料について、粉末 X 線回折 (XRD) 分析 (理学電機製 Geiger-flex RAD-III, Cu-K α 線, 40 kV-30 mA; 信州大学設置), 塩酸処理で無機炭素を除いた後に全有機炭素量測定 (YANACO CHN コーダー MT-5; 信州大学設置) を行った (Table 1)。XRD 分析用の泥質岩試料はチップにし蒸留水を加え超音波洗浄機を用いて物理的に砕いた。分解されて泥水となった試料に、ネオジウム磁石を浸すことで磁性鉱物を収集し乾燥させ、めのう乳鉢で粉末にし XRD 分析用とした。さらに小川層と柵層の代表的な磁気特性を持つ試料について、ペトロボキシで

固めた泥岩をオイル研磨し、ダイヤモンドペーストでポリッシュした薄片を、透過・反射顕微鏡下で観察した。

結 果

残留磁化強度

小川層のシルト質泥岩は、自然残留磁化強度が全自動古地磁気測定装置の検出限界に近く ($1 \times 10^{-6} \sim 1 \times 10^{-7}$ kA/m), 残留磁化成分を検出できない (Fig. 4 a)。

柵層権田砂岩礫岩層中の暗灰色ないし黒色の細粒～極細粒砂岩の自然残留磁化強度は $1 \times 10^{-4} \sim 1 \times 10^{-5}$ kA/m 程度で比較的強い。しかし、磁化強度が NRM の半分になる AFD レベル (median destructive field: MDF) は、20 mT 以下である (Fig. 4 b; Table 1)。ソフト成分の方向は、現在の地球磁場方向を記録している場合が多い。残りの磁化方位から正・逆の判断が可能な場合もあるが、残留磁化成分を検出するのは困難である。

一方、柵層高府泥岩の自然残留磁化は $5 \times 10^{-4} \sim 1 \times 10^{-5}$ kA/m 程度で、小川層の泥質岩よりも 10～

Table 1 Results of preliminary measurements of the Ogawa and Shigarami Formations

Formation	Sample	Lithofacies	polarity	J ₂₀ (kA/m)	MDF (mT)	TOC (%)	MS (wt%)	XRD
Ogawa	AM02	silt	×	4.05E-07	< 10	0.65		
	DG01	silt	×	1.68E-06	< 10	0.64	0.03	
	DJ03	silt	×	2.58E-06	noise level	0.46	0.01	
	KO01	silt	×	4.24E-07	20	0.72		
	OS01	silt	×	1.03E-06	noise level	0.45		
Shigarami	DGc1	sandy silt	R	1.28E-05	> 40	0.35	0.27	Mt > G
	DJ01	sandy silt	R	3.53E-05	> 40	0.32		
	DJ02	sandy silt	N	2.67E-05	> 40	0.45		
	DJ04	silt	R	1.50E-04	> 40		0.68	Mt << G
	DT01	silt	N	2.49E-05	> 40	0.22		
	DT02	silt	N	4.91E-05	40	0.17		
	DT04	silt	N	5.31E-05	> 40	0.27		
	GN02	sandy silt	×	2.98E-07	20	0.32		
	HG01	silt	N	7.25E-05	30	0.49		
	HH01	silt	×	2.42E-06	noise level	0.65		
	KKB	sandy silt	N	5.19E-05	> 40	0.34		
	KOc1	sandy silt	N	3.76E-05	> 40	0.82		
	KOc2	silty sand	N	2.27E-06	20	0.69		
	OTb	sandy silt	N	7.24E-06	> 40	0.37		
	OTc	silty sand	N	3.55E-06	20	0.33		
	OW01	sandy silt	R	9.56E-06	> 40	0.64		
	SNc1	sandy silt	R	4.29E-05	> 40	0.33	1.08	Mt >> G
	SNc2	silty sand	R	5.04E-06	> 40	0.31		
	SNc4	sandy silt	R	3.51E-06	40	0.50		
	TNa	vf sand	×	7.08E-07	10	0.41		
	UN02	sandy silt	R	1.67E-04	> 40	0.44		
	YBa	silty sand	R	8.83E-06	10	0.20		
	YBc	sandy silt	R	1.37E-05	> 40	0.25		
	YBc1	vf sand	×	1.43E-06	< 10	0.40		
	YBe	sandy silt	R	2.00E-05	> 40		0.94	Mt > G
	YBf	silty sand	N	4.60E-06	40	0.37		

J₂₀: magnetic intensity after 20 mT AFD; MDF: median destructive field; TOC: total organic carbon; ME: weight percent of magnetic extracts. Detected peaks of XRD analyses indicate magnetite (Mt) and greigite (G).

100 倍強い磁化強度を示し、MDF が 30～40 mT 以上の高保磁力の成分が認められる (Fig. 4d). また、淘汰が悪く、極細粒～細粒砂を含むような試料では、MDF が 10～20 mT の低保磁力成分を合せ持っていることがある (Fig. 4c). 高府向斜地域の柵層では、上位に向かって残留磁化強度が増加していく傾向があり (Fig. 3), 最も強い残留磁化を持つ暗灰色で硬質な泥質岩 (SNc1・UN02・DJ04) は向斜軸部に分布する。

高府泥岩の段階消磁

高保磁力の成分を消磁するため 40 mT 以上の AFD

を行うと、45～50 mT 以上で磁化強度が急増する (Fig. 4e). この磁化は、定置式交番磁場消磁を行った直交する三軸方向のうち、最後に消磁した方向に向かって着磁してしまう (Fig. 4e). このように実験中に着磁する残留磁化は、グレイガイトを含む試料に特徴的なジャイロ残留磁化 (gyroremanent magnetization: GRM; Hu et al., 1998; Stephenson and Snowball, 2001) の性質と一致する。

PThD 実験の結果からは、アンブロッキング温度が約 200～400℃ と 300～600℃ の成分が検出された。また、PThD 実験では、低・高保磁力成分が同時に消えるため (Fig. 4d), 10–30 mT までの AFD

Fig. 4 Typical demagnetization paths of AFD up to 40 mT of a) mudstone of the Ogawa Formation, b) very fine sandstone of the Gonda Sand and Conglomerate Member, Shigarami Formation, and c) mudstone of the Takafu Mudstone Member, Shigarami Formation. d) PAFD and PThD results of pliot specimens, which have low-corecivity component. e) Typical magnetization path of GRM during static AFD up to 60 mT (left). Directions of GRM toward last AFD axis (right).

によって消磁される低保磁力成分を持ち合わせている試料に関しては、PThDを行う前に低レベル（10～30 mT）のAFDを行った（Table 2）。

AFDとPThDを組み合わせて得られた高府泥岩の消磁経路をFig. 5に示す。各残留磁化成分の大きさと方向を認定するために、消磁面（Fig. 5; demagnetization plane coordinate）に投影すると、高府泥岩の残留磁化は3成分に分類できる。第1成分は

PAFD 10～30 mTとPThD 100℃までに消磁される低保磁力の成分で、現在の地球磁場方向やエンジンドリルで抜いたコアの上方向を示す。第2成分は、自然残留磁化強度（ J_0 ）の50%以上を占め、PThD 100～400℃までに段階的に消磁される（Fig. 5 b c d）。第3成分は300～600℃で J_0 の30%以下の成分で第2成分よりも緩やかに磁化強度が減少する（Fig. 5 a c）。この成分は、第2成分が検出された27地点のうち13地点から検出された（Table 2）。

しかし、地点YBb（Fig. 5 b）では例外的に、第2成分が第3成分よりも小さく、第2成分は逆磁極を示すのに対して、第3成分は正磁極を示す（Fig. 6 b）。その他の12地点では、集中度の良い第2成分は、第3成分の誤差範囲内ではほぼ同じ方向を示す（Fig. 6 a c）。

褶曲テスト

各地点から3～6試料の第2成分を検出し、26地点でサイト平均磁化方位を求めた。これらのうち13地点からは、第3成分のサイト平均磁化方位を求めることができた（Table 2）。但し、第2成分と第3成分の極性が異なる地点（YBb）では、正磁極の第3成分は、ほぼ双極子磁場の正磁極方向を示すのに対して、逆磁極の第2成分は、逆磁極方向から外れる（Fig. 6 b）。従ってYBbの第2成分は、双極子磁場を平均していない可能性があるため、褶曲テストから除外した。

第2成分（25地点）と第3成分（13地点）について、地層の走向傾斜を用いた褶曲テスト（McElhinny, 1964）を行うと、両成分ともに99%の信頼度で合格する。さらに、ブートストラップ法（Tauxe and Watson, 1994）による褶曲テストを行うと第2成分は、67～85%、第3成分は60～109%傾動補正したときに、それぞれ95%信頼限界で集中する（Fig. 7 a b）。

しかし、高府向斜南部の地質構造から向斜軸は、北へプランジしている（azimuth = N8.8°E; plunge = 24.2°）ので、向斜軸のプランジを水平に戻すプランジ補正を加えた。プランジ補正を施した磁化方位と層理面を用いて、ブートストラップ法による褶曲テストを行うと83～103%傾動補正したときに、95%信頼限界で集中する（Fig. 7 c）。第3成分についても同様に、ブートストラップ法を用いると76～131%傾動補正した場合が、95%信頼限界で集中する（Fig. 7 d）。両成分ともに90～95%傾動補正時で

Table 2 Site-mean directions of 2nd and 3rd components of the Takafu Mudstone

2nd component										3rd component										Bedding after plunging correction			
Site	Treatment	In ave.	N	k	Q ₉₅	DEC	INC	after plunging correctior		N	k	Q ₉₅	DEC	INC	after plunging correction	Bedding	Strike	Dip	Strike	Dip			
DGe1	10+20+ThD	1.59E-05	5	169.6	5.9	129.1	-33.8	133.7	-21.8	3	28.2	23.7	131.3	-40.5	138.4	-27.2	358.2	78	4.1	74.7			
DJ01	10+ThD	5.04E-05	6	18.7	15.9	137.8	-11.0	137.8	-11.0								21.2	55	21.2	55.0			
DJ04	10+ThD	8.61E-05	3	300.4	7.1	153.2	-48.6	153.2	-48.6								332.2	28	332.2	28.0			
DT01	10+ThD	4.31E-05	4	44.0	14.0	57.1	58.3	57.1	58.3								209.2	25	209.2	25.0			
DT02	10+ThD	6.12E-05	3	111.4	11.7	25.0	46.1	25.0	46.1								213.2	21	213.2	21.0			
DT04	10+ThD	7.65E-05	3	133.7	10.7	36.5	57.9	36.5	57.9								213.2	21	213.2	21.0			
KK04	ThD	1.18E-05	4	272.9	5.6	307.2	65.4	335.3	48.4	4	98.2	9.3	306.8	66.7	336.2	49.6	314.2	41	30.1	14.0			
KKa	10+20+ThD	3.61E-05	4	148.8	7.6	333.4	70.5	351.9	48.4	3	139.5	10.5	334.2	72.1	353.1	49.9	311.2	25	20.3	13.4			
KKb	10+20+ThD	2.96E-05	3	148.0	10.2	306.7	76.1	345.8	57.0	3	90.2	13.1	315.1	73.8	346.4	54.0	312.2	37	347.3	20.9			
KO05	10+ThD	1.23E-05	3	836.3	4.3	322.2	19.7	325.6	2.5	3	40.9	19.5	318.6	14.5	320.7	-1.5	6.2	63	18.3	64.5			
KOc1	ThD	3.67E-05	6	82.8	7.4	300.4	35.2	312.7	23.7	5	35.6	13.0	299.2	36.0	312.1	24.8	1.2	80	13.4	63.4			
KOc2	10+ThD	4.21E-06	5	152.5	6.2	330.8	19.9	330.8	19.9	5	17.4	18.8	339.4	8.4	338.9	-12.7	2.2	85	2.2	68.0			
OTa	10+20+ThD	1.10E-05	4	461.8	4.3	324.1	67.1	345.3	46.6								332.2	47	357.5	36.8			
OTb	10+20+ThD	9.71E-06	3	471.3	5.7	317.9	65.9	341.3	46.6	3	51.2	17.4	316.5	66.0	340.7	47.0	340.2	43	9.0	36.8			
OTc	10+20+ThD	1.32E-05	3	167.4	9.6	317.8	70.4	344.6	50.6								343.2	53	12.3	37.5			
OTd	10+20+ThD	7.37E-06	4	54.5	12.6	42.1	61.8	28.6	39.9								276.2	24	176.8	1.1			
SNc1	10+20+ThD	5.58E-05	6	75.3	7.8	151.8	-52.5	163.3	-31.7	6	71.2	8.0	161.1	-42.7	167.4	-20.6	344.2	32	30.4	32.9			
SNc2	10+20+ThD	9.77E-06	5	71.4	9.1	163.9	-53.6	171.8	-30.9	5	33.3	13.5	154.7	-62.2	168.7	-40.5	339.2	32	22.1	28.3			
SNc4	10+ThD	6.58E-06	5	286.4	4.5	120.5	-27.4	129.4	-16.5								342.2	76	349.9	66.5			
UN02	ThD	1.40E-04	3	107.2	12.0	148.8	-50.7	160.6	-30.5	3	9.1	43.4	148.7	-53.0	161.3	-32.7	342.2	36	18.7	32.3			
YB09	10+20+30+ThD	9.24E-06	4	142.3	7.7	229.2	-64.3	211.5	-43.4								244.2	40	213.6	23.7			
YBa	10+20+ThD	2.99E-05	5	249.2	4.9	195.5	-70.1	192.1	-46.0								233.2	39	199.3	27.2			
YBb*	10+20+ThD	1.47E-05	4	65.6	11.4	144.0	-48.4	156.4	-29.3	4	23.8	19.2	54.4	68.2	32.0	47.7	233.2	39	199.3	27.2			
YBc	10+20+ThD	1.82E-05	5	347.3	4.1	224.3	-59.8	210.7	-38.3								235.2	42	212.2	26.5			
YBd	10+20+ThD	1.72E-05	4	2841.5	1.7	232.4	-69.9	210.0	-49.0								235.2	42	205.4	28.8			
YBe	10+20+ThD	1.62E-05	4	1054.6	2.8	231.4	-67.7	210.8	-46.9								235.2	42	205.4	28.8			
YBf	10+20+ThD	7.79E-06	3	599.7	5.0	71.3	68.7	39.9	51.3	3	52.9	17.1	65.7	66.2	39.2	48.0	234.2	42	204.3	29.2			

In ave.: average of NRM intensity; N: number of block samples used for paleomagnetic measurements at each site; k: the Fisherian precision parameter; α_{95} : 95% confidence limit; INC: inclination; DEC: declination. *Significant difference between 2nd and 3rd components, see also Fig. 6b.

Fig. 5 Orthogonal vector diagrams of low level AF and thermal demagnetization path at stratigraphical coordinate (left) and at demagnetization plane coordinate (right). Great circle in stereo diagram is the best-fit plane, defined by the magnetization vector of all demagnetization steps at stratigraphic coordinate. Outer circle of stereo diagram corresponds to great circle coordinate. Normalized remanence intensities of each component and low-field magnetic susceptibility during thermal demagnetization (right).

Fig. 6 Site-mean directions of second and third components of sample is from sites in Fig. 5.

の集中度が最も良く、誤差の範囲で地層が水平の時に獲得した磁化であると考えられる。従って高府泥岩の第2・3成分は、高府向斜がプランジ褶曲する以前に獲得した残留磁化成分である。

XRD 分析

高府泥岩は、バルク試料で XRD 分析を行うと石英と長石類、粘土鉱物類のピークのみが得られ磁性鉱物は検出できないため、ネオジウム磁石で磁性鉱物を収集（磁選）した。分析用に砕いた泥岩の重量と磁性鉱物の回収重量から求めた磁性鉱物含有率（wt%）は、磁化強度の弱い小川層の泥質岩では 0.01～0.03%，磁化強度の強い高府泥岩では 0.3～1.1%であった（Table 1）。XRD 分析では、バルク試料で得られなかったフェリ磁性鉱物のピークが確認できた。SNc1 からは磁鉄鉱の強いピーク（Fig. 8 a-1）、DJ04 からはグレイガイトの強いピークが得られた（Fig. 8 d）。一方、DGc1 と YBd からは、磁鉄鉱のピークとグレイガイトの弱いピークが得られた（Fig. 8 b c）。また全ての試料において、磁鉄鉱のピークのほうがグレイガイトのピークより鋭い。さらに SNc1 に関して、ネオジウム磁石よりも磁力の

弱いフェライト磁石で磁鉄鉱をできるだけ取り除き、XRD 分析を行うとグレイガイトのピークも検出できた（Fig. 8 a-2）。

全有機炭素量

全有機炭素量（Total Organic Carbon ; TOC）は、全ての試料で 1% 未満であり、標準的な海成層の値を示す（Table 1）。TOC と 20 mT 交番磁場消磁後の磁化強度にはほとんど相関関係は認められないが、西翼の小川層から柵層下部より採取した灰色泥質岩試料は、軸部に分布する黒色～暗灰色泥質岩よりも比較的 TOC が高い傾向にある。

顕微鏡観察

研磨薄片中の不透明鉱物を透過・反射顕微鏡によって観察した結果、白色反射を示す酸化鉄（磁鉄鉱；異方性なし、赤鉄鉱；異方性あり）と肌色～クリーム白色反射を示す硫化鉄（黄鉄鉱；異方性なし、磁硫鉄鉱；異方性あり）の両者が観察された。また、黄鉄鉱よりも反射が弱いクリーム白色から白灰色を示し、異方性のない非晶質なグレイガイトも認められた。

小川層と柵層の泥岩には、融食したチタノマグネタイトと基質に晶出する球状黄鉄鉱（Fig. 9-1）、赤鉄鉱（Fig. 9-2）、黄鉄鉱や磁硫鉄鉱が間隙に晶出している雲母鉱物、長石類（Fig. 9-3）や粘土鉱物、有機物のフラグメントと黄鉄鉱の置換（Fig. 9-4）が、層準や磁化強度にかかわらず普遍的に観察された。酸化鉄は碎屑粒子として存在するのに対して、黄鉄鉱などの硫化鉄は基質部を埋めるように存在し、両者は別在している特徴がある（Fig. 9-1）。

磁化強度の弱い小川層の泥岩は、石英・長石類を主体とした碎屑粒子の円摩度が高く、酸化鉄が少ない。黄鉄鉱は、基質部に 20 μm 未満の細かく晶出している場合がほとんどで、直径 30 μm 程度の球状黄鉄鉱も単体で存在することがある。また、黄鉄鉱を殻内部に伴う砂質・石灰質底生有孔虫化石（Fig. 9-5 上図）が多産する。これらの泥質岩に含まれるシルト粒子の間隙は、粘土や方解石が充填している（Fig. 9-5 下図）。

一方、高府泥岩は、小川層の泥岩に比べて粗粒なシルト～極細粒砂サイズの円摩度の低い碎屑粒子を含み淘汰が悪い。また、酸化鉄や有色鉱物（雲母・角閃石など）の含有量も相対的に増加する。黄鉄鉱の量は、SNc1 を除くと小川層の泥岩と同程度かそ

Fig. 7 Fold test of parametric bootstrap (Tauxe and Watson, 1994) for second and third components shown in Table 2. A) Bedding tilt correction of second components from site-mean directions from 25 sites except for YBb. B) Bedding tilt correction of third components from site-mean direction from 13 sites. C) Plunging correction of second components from plunging corrected site-mean directions from 25 sites except for YBb. D) Plunging correction of the third components from plunging corrected site-mean direction from 13 sites.

Fig. 8 Results of XRD analyses for magnetic minerals selected from typical Takafu Mudstone. a) Comparison of XRD analyses on SNc1 between those before (1) and those after (2) extraction of magnetite.

れ以下である。

磁鉄鉱が主体の SNc1 には、自形の磁鉄鉱やラメラの発達したチタノマグネタイトが観察される (Fig. 9-1)。また、黄鉄鉱が最も多く観察され、自形や木蓐状 (フランボイダル: framboidal)、径 200~500 μm 程度のノジュールとして産する (Fig. 9-6)。また、不定形結晶 (径 150 μm 程度) の縁辺部にフランボイダル黄鉄鉱が晶出し、グレイガイトが内部を埋めている産状 (Fig. 9-7) は、黄鉄鉱化が外側から内側へ進んでいたことを示唆する。

グレイガイト主体の DJ04 は、高府泥岩のなかで

は最も細粒で比較的淘汰も良い。この試料には、保存の良い浮遊性有孔虫化石や石灰質底生有孔虫化石が多産し、これらの有孔虫化石の殻内に黄鉄鉱は観察されない (Fig. 9-8)。黄鉄鉱は最も少なく、基質部に数 μm 以下の非晶質な自生の産状を示すグレイガイトが認められる (Fig. 9-4)。

考 察

残留磁化を担う磁性鉱物と磁化獲得機構

堆積物の残留磁化は、堆積物中に含まれる磁性鉱物の種類・粒子サイズ、含有量によって決まるため、様々な手法を用いて総合的に解釈する必要がある。ここでは、高府泥岩から検出された3つの残留磁化成分を XRD 分析による磁性鉱物の同定結果と顕微鏡観察を併せて考察する。第1成分は、保磁力が低く外部磁場に影響されやすい成分であることから、多磁区粒子の磁性鉱物が推定され、顕微鏡で観察される数 10 μm 程度の酸化鉄 (磁鉄鉱・チタノマグネタイト・赤鉄鉱) が関与していると考えられる。これらは、XRD 分析用試料を磁石で集める際に選択的に集まってしまい、磁鉄鉱の鋭いピークにも寄与している。このような磁性鉱物は、現在の地球磁場やサンプリングによって粘性残留磁化を獲得し、古地磁気学的には意味を持たない第1成分に寄与していると解釈できる。次に、自然残留磁化強度 (J_0) の 50% 以上を占める第2成分を推定するために、第2成分のみが検出された試料 (DJ04) の XRD 分析結果に注目する。この試料には磁鉄鉱のピークが存在せず、グレイガイトのピークのみが認められる (Fig. 8 d)。この試料を顕微鏡で観察すると数 μm 以下の粒子の非晶質な硫化鉄が基質部に存在する (Fig. 9-4)。従って初期続成によって晶出したグレイガイトが残留磁化に寄与していることが推察される。最後に、第2成分に伴って検出される第3成分を検討する。第2・3成分をもつ試料の XRD 分析では、グレイガイトと磁鉄鉱のピークが得られた (Fig. 8 b c)。第3成分は、400~600 $^{\circ}\text{C}$ の段階熱消磁によって検出されることから、磁鉄鉱がこの成分に寄与していることは明らかである。また、顕微鏡観察では、碎屑粒子としてのチタノマグネタイトと自生の硫化鉄が共存していることがわかる (Fig. 9-1)。さらに、黄鉄鉱化が外側から内側へ向かって進行している産状 (Fig. 9-7) は、初期続成作用による黄鉄鉱化の中間生成物の存在を意味し、グレイガイトの生成条件 (Robert and Turner, 1993) と一致する。

Fig. 9 Photomicrographs of selected specimens by a pair of reflected-light and transmitted-light microscopy (2, 3, 4 and 5), otherwise by reflected-light microscopy (1, 6, 7 and 8). Nicols open (2, 3 and 4) or polarized (5). P; pyrite, M; magnetite, A; amorphous iron sulfide. 1. Iron sulfide and iron oxide (titanomagnetite) in SNcl. 2. Hematite with framboidal pyrite in OS01. 3. Iron sulfide in cleavage of clay and mica, feldspar minerals in OS01. 4. Amorphous iron sulfide replacing organic matter in matrix of DJ04. 5. Foraminifera in OS01 filled with pyrite. Under polarized light (lower), siliceous particles cemented by calcite matrix. 6. Large pyrite nodule in matrix of SNcl. 7. Amorphous iron sulfide surrounded by framboidal pyrite in SNcl. 8. Foraminifera in DJ04 without pyrite.

以上のことから、高府泥岩の第1成分は、数10 μm 程度の粗粒な酸化鉄が寄与する粘性残留磁化、第2成分は自生のグレイガイトが担う化学残留磁化、第3成分は碎屑性の磁鉄鉱やチタノマグネタイトが担う堆積残留磁化であると解釈した。

磁化獲得時期

地球磁場の逆転は、数10万年に一度というタイムスケールで起きる。高府向斜地域に分布する柵層の堆積年代(6~4 Ma)は、Gilbert 逆磁極期(3.58~5.89 Ma: Cande and Kent, 1995)に対応する。Gil-

bert 逆磁極期は、地磁気逆転が頻繁に起きた時期ではあるが、少なくとも10万年間は同じ磁極が続いていた時代である。高府泥岩の堆積残留磁化(第3成分)と化学残留磁化(第2成分)が同じ極性を持つことは、地磁気逆転を経験しない期間(数10万年以内)に両方の残留磁化が記録されていることを意味する。また、堆積・化学残留磁化方位は、それぞれ褶曲テストに合格することから、地層が変形する以前に地球磁場を記録している。

しかし例外的に、堆積残留磁化と化学残留磁化の極性が異なる試料が1地点(YBb)で見つかった。

この地点では、正磁極期に堆積残留磁化を獲得した後、地磁気が反転して逆磁極期になり、化学残留磁化を獲得したと考えられる。しかし、堆積残留磁化と化学残留磁化の方位は 180° 逆向きではなく、 125° 程度である。傾動補正後の正磁極の堆積残留磁化方位は、双極子磁場のほぼ正磁極方向を示すのに対して、逆磁極の化学残留磁化方位は、逆磁極方向から外れる (Fig. 6b)。従って逆磁極の化学残留磁化は、地磁気エクスカッション、または地球磁場の反転期 (トランジション期間 = 約 700 年; Tsunakawa et al., 1999) に獲得したと考えられる。地点 YBb の上位 9 m から採取した地点 YBa の化学残留磁化は、逆磁極を示す (Table 2) ことから、地球磁場の反転期の残留磁化である可能性が高い。

高府向斜地域の堆積速度を全層厚から見積もると、南部のファンデルタ堆積物の権田礫岩部層では約 100 cm/kyr、北部のプロファンデルタ堆積物とタービダイトからなる高府泥岩部層は約 50 cm/kyr である。泥質岩の磁化獲得の議論をするために、泥質岩のみの層厚と年代から堆積速度を求めると、南部では約 20 cm/kyr、北部では 40 cm/kyr である。YBb 地点で地球磁場の反転期 (700 年) に堆積残留磁化と化学残留磁化が獲得された仮定すると、それぞれの磁化獲得深度の差は、高府向斜南部の堆積速度 (20 cm/kyr) を用いて 14 cm 以内と見積もられる。堆積残留磁化は一般に 20 cm 以内に固定されるので、化学残留磁化は水底下 20 ± 14 cm の間に獲得されたと推定できる。このような見積もりを検証するためにも、より詳細な古地磁気測定が必要である。

高府泥岩は、プレート境界の陸源物質の供給量が多いファンデルタの沖合に堆積したプロファンデルタ堆積物で、堆積速度が 40 cm/kyr と比較的速い。このような特徴は、ニュージーランド (Roberts and Turner, 1993) や台湾 (Horng et al., 1998; Jiang et al., 2001) で報告されているグレイガイトを含む堆積物との共通点である。しかし台湾では、堆積残留磁化と化学残留磁化にはタイムラグがあることが示され (Horng et al., 1998)、黄鉄鉱が酸化されてグレイガイトが生成している産状 (Jiang et al., 2001) が報告されている。高府泥岩では、黄鉄鉱化の中間生成物であるグレイガイトの産状が観察され、化学残留磁化は堆積残留磁化とほぼ同時の初期続成期間に獲得しているという点で台湾の例とは異なる。

今後、正逆磁極境界のより詳細な残留磁化検出を行うことで、堆積物の残留磁化獲得時期をより正確

に見積もることが期待される。また、高府泥岩の化学残留磁化は、堆積残留磁化よりも磁化強度が強く集中度の良い残留磁化成分を記録している (Table 2; Fig. 5)。高府泥岩の化学残留磁化は、堆積残留磁化とほぼ同時に獲得されたと考えられるので、北部フォッサ・マグナ長野県地域の後期鮮新世の古地磁気タイムスケールとしても有効である。

結 論

高府泥岩の残留磁化成分の解析を行うことで、3つの磁化成分を検出した。第1成分は PAFD 10-30 mT と PThD 100°C までに消磁される二次的な成分である。第2成分は、自然残留磁化強度 (J_0) の 50% 以上を占め、PThD 100~400°C までに段階的に消磁される。第3成分は 300~600°C で J_0 の 30% 以下の成分であるが、検出されない試料もある。

高府向斜両翼の第2分の磁化方位 (25 地点) を用いてブートストラップ法による褶曲テストを行った結果、プランジ補正を後に 83~103% 傾動補正をすると 95% の信頼限界で集中する。同様に第3成分の磁化方位 (13 地点) では、76~131% 傾動補正をすると 95% の信頼限界で集中することから、化学残留磁化と堆積残留磁化は地層のプランジ褶曲前に獲得されていることが証明された。

高府泥岩の XRD 分析の結果、第2・3成分をもつ試料からは磁鉄鉱とグレイガイト (Fe_3S_4)、第2成分のみの試料からはグレイガイトが検出された。顕微鏡で観察される数 μm 以下の粒子からなる非晶質なグレイガイトは、第2成分に寄与していると推察される。従って第2成分は、初期続成作用による黄鉄鉱化の中間生成物であるグレイガイトの化学残留磁化、第3成分は碎屑性の磁鉄鉱やチタノマグネタイトが獲得した堆積残留磁化であると解釈した。北部の高府泥岩の堆積速度は、40 cm/kyr と見積もられ、プロファンデルタにおける速い堆積速度の泥質岩は、堆積残留磁化とほぼ同時に、グレイガイトが担う化学残留磁化を獲得していると考えられる。

謝 辞

茨城大学岡田誠助教授には、古地磁気試料の採取、測定、結果の議論に至るまで、終始ご指導ご助言いただいた。フィールド調査にあたっては、信州新町役場の皆様に便宜をはかっていただき、調査宿 (信州新町狭霧荘・信級ステージ) に大変お世話になった。信州大学保柳康一助教授と吉田孝紀助教

授, 大村亜希子博士(産業技術総合研究所; 地質調査所)には, 地質分布と堆積システム, 有機物との関連についてご指導ご討論いただいた。信州大学山口佳昭教授, 森清壽郎教授には, 反射顕微鏡観察の便宜を図っていただき, 牧野州明助教授には XRD 分析のご指導をいただいた。岩石磁気実験室の利用にあたっては, 原山智教授にお世話になった。井上洋子博士には有孔虫化石の鑑定をしていただき, 堆積環境に関してご討論いただいた。研光社の日野功氏(元, 東北大学技官)には, 研磨が困難な泥岩薄片を作製していただいた。さらに, 山崎俊嗣博士(産業技術総合研究所; 地質調査所), 鳥居雅之教授(岡山理科大学), 石川尚人助教授(京都大学)および Polar Wonder seminar(古地磁気学・岩石磁気学合同ゼミ)の皆様には, 古地磁気, 岩石磁気学的な観点からご教示, ご討論いただいた。匿名査読者には, 大変有益なご指摘をいただき, 本稿を改善することができた。以上の方々に感謝の意を表します。

この研究の一部は, 財団法人深田地質研究所の平成 15 年度深田研究助成のご支援をいただきました。

文 献

- Banerjee, S., Elmore, R.D. and Engel, M.H., 1997 : Chemical remagnetization and burial diagenesis : Testing the hypothesis in the Pennsylvanian Belden Formation, Colorado. *Journal of Geophysical Research*, **102**, 24825-24842.
- Berner, R.A., 1970 : Sedimentary pyrite formation. *American Journal of Science*, **268**, 1-23.
- Berner, R.A., 1984 : Sedimentary pyrite formation : An update. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, **48**, 605-615.
- Cande, S.C. and Kent, D.V., 1995 : Revised calibration of the geomagnetic polarity timescale for the Late Cretaceous and Cenozoic. *Journal of Geophysical Research*, **100**, 6093-6095.
- Graham, J.W., 1949 : The stability and significance of magnetism in sedimentary rocks. *Journal of Geophysical Research*, **54**, 131-167.
- Hilton, J., 1990 : Greigite and the magnetic properties of sediments. *Limnology and Oceanography*, **35**, 509-520.
- Hilton, J., Lishman, L.P. and Chapman, J.S., 1986 : Magnetic and chemical characterisation of a diagenetic magnetic mineral formed in the sediments of productive lakes. *Chemical Geology*, **56**, 325-333.
- 本間不二男, 1931 : 信濃中部地質誌. 古今書院, 331 p.
- Horng, C.-S., Laj, C., Lee, T.-Q. and Chen, J.-C., 1992 : Magnetic characteristics of sedimentary rocks from the Tsengwen-chi and Erhjen-chi sections in southwestern Taiwan. *TAO*, **3**, 519-532.
- Horng, C.-S., Torii, M., Shea, K.-S. and Kao, S.-J., 1998 : Inconsistent magnetic polarities between greigite- and pyrrhotite/magnetite-bearing marine sediments from the Tsailiao-chi section, southwestern Taiwan. *Earth and Planetary Science Letters*, **164**, 461-481.
- 保柳康一・大村亜希子・中島貴紀・吉川博章・成田 健, 1998 : 北部フォッサマグナ新第三系ファンデルタの堆積シーケンス. 日本地質学会第 105 年学術大会 見学旅行案内書, 143-164.
- Hu, S., Appel, E., Hoffmann, V., Schmahl, W.W. and Wang, S., 1998 : Gyromagnetic remanence acquired by greigite (Fe_3S_4) during static three-axis alternating field demagnetization. *Geophysical Journal International*, **134**, 831-842.
- Irving, E. and Major, A., 1964 : Post-depositional detrital remanent magnetization in synthetic sediment. *Sedimentology*, **3**, 135-143.
- Jiang, W.-T., Horng, C.-S., Roberts, A.P. and Peacor, D.R., 2001 : Contradictory magnetic polarities in sediments and variable timing of neof ormation of authigenic greigite. *Earth and Planetary Science Letters*, **193**, 1-12.
- Karlin, R. and Levi, S., 1983 : Diagenesis of magnetic minerals in recent haemipelagic sediments. *Nature*, **303**, 327-329.
- 加藤碩一・赤羽貞幸, 1986 : 長野地域の地質. 地域地質研究報告 (5 万分の 1 図幅) 地質調査所, 120 p.
- Kirschvink, J. L., 1980 : The least-squares line and plane and the analysis of paleomagnetic data. *Geophysical Journal of the Royal Astronomical Society*, **62**, 699-618.
- 小林国夫, 1957 : フォッサマグナ地域の構造発達史, 地学団体研究会松本支部出版会, 44 p.
- 小坂共栄・緑 鉄洋・保柳康一・久保田正史・宮東盛靖浩, 1992 : 北部フォッサマグナ後期新生代層の層序と古地理の変遷, 地質学論集, no. 37, 71-83.
- Lovlie, R., 1974 : Post-depositional remanent magnetization in a redeposited deep-sea sediment. *Earth and Planetary Science Letters*, **21**, 315-320.
- McElhinny, M.W., 1964 : Statistical significance of the fold test in paleomagnetism. *Geophysical Journal of the Royal Astronomical Society*, **8**, 338-340.
- 長森英明・吉川竜太, 2003 : 長野県の北部フォッサマグナ地域における標準層序の小川層・柵層及び猿丸層の再検討, 日本地質学会第 110 年学術大会講演要旨, 224.
- 中野 俊・竹内圭史・加藤碩一・酒井 彰・濱崎聡志・広島俊男・駒澤正夫, 1998 : 20 万分の 1 地質図幅「長野」. 地質調査所.
- Niitsuma, N., 1994 : The Demagnetization Plane : A new method for presenting stepwise demagnetization. *Geoscience Reports of Shizuoka University*, no. 21, 21-28.
- 新妻信明・小山真人, 1994 : 全自動古地磁気測定装置. 静岡大学地球科学研究報告 no. 21, 11-19.
- Niitsuma, S., Niitsuma, N. and Saito, K., 2003 : Evolution of the Komiji Syncline in the North Fossa Magna, central Japan : Paleomagnetic and K-Ar age insights. *The Island*

- Arc*, **12**, 310-323.
- Oda, H. and Torii, M., 2004 : Sea-level change and remagnetization of continental shelf sediments off New Jersey (ODP Leg 174A) : magnetite and greigite diagenesis. *Geophysical Journal International*, **156**, 443-458.
- Otofui, Y. and Sasajima, S., 1981 : A magnetization process of sediments : laboratory experiments on post-depositional remanent magnetization. *Geophysical Journal of the Royal Astronomical Society*, **66**, 241-259.
- Reynolds, R.L., Tuttle, M.L., Rice, C.A., Fishman, N.S., Karachewski, J.A. and Sherman, D.M., 1994 : Magnetization and geochemistry of greigite-bearing Cretaceous strata, North Slope basin, Alaska. *American Journal of Science*, **294**, 485-528.
- Roberts, A.P. and Turner, G.M., 1993 : Diagenetic formation of ferrimagnetic iron sulphide minerals in rapidly deposited marine sediments, South Island, New Zealand. *Earth and Planetary Science Letters*, **115**, 257-273.
- Skinner, B.J., Erd, R.C. and Grimalde, F.S., 1964 : Greigite, the thio-spinel of iron ; A new mineral. *American Mineralogist*, **49**, 543-555.
- Snowball, I. and Thompson, R., 1990 : A Stable Chemical Remanence in Holocene Sediments. *Journal of Geophysical Research*, **95**, 4471-4479.
- Stephenson, A. and Snowball, I.F., 2001 : A large gyromagnetic effect in greigite. *Geophysical Journal International*, **145**, 570-575.
- Takano, O., 2002 : Changes in depositional systems and sequences in response to basin evolution in a rifted and inverted basin : an example from the Neogene Niigata-Shin'etsu basin, Northern Fossa Magna, central Japan. *Sedimentary Geology*, **152**, 79-97.
- Takatsugi, K.O. and Hyodo, M., 1995 : A geomagnetic excursion during the late Matuyama Chron, the Osaka Group, southwest Japan. *Earth and Planetary Science Letters*, **136**, 511-524.
- 竹内 章, 1977 : 長野県北部における新第三系以降の応力場と造構過程, 地質学雑誌, **83**, 679-691.
- Tauxe, L. and Watson, G.S., 1994 : The fold test : an eigen analysis approach. *Earth and Planetary Science Letters*, **122**, 331-341.
- Tsunakawa, H., Okada, M. and Niitsuma, N., 1999 : Further application of the deconvolution method of post-depositional DRM to the precise record of the Matuyama-Brunhes reversal in the sediments from the Boso Peninsula, Japan. *Earth Planets Space*, **51**, 169-173.
- 渡辺大輔・西村瑞恵・保柳康一, 1995 : 相対海水準に支配されたファンデルタシステムの堆積シーケンスー北部フォッサマグナ長野県地域の中新統・鮮新統一, 地質学論集, no. 45, 189-207.
- 山田直利・野沢 保・原山 智・滝沢文教・加藤碩一・広島俊男・駒澤正夫, 1989 : 20 万分の 1 地質図幅「高山」, 地質調査所.
- 矢野孝雄, 1983 : 長野県北部犀川中流域の新第三系, 日本地質学会第 90 年学術大会要旨, 134.

グレイガイト (Fe_3S_4) を含む北部フォッサ・マグナ 高府泥岩部層の化学残留磁化

新妻 祥子, 堆積学研究, 2004, No. 59, 1-16

Niitsuma, S., 2004 : Chemical remanent magnetization of the greigite (Fe_3S_4)-bearing Takafu Mudstone Member in the North Fossa Magna, central Japan. *Jour. Sed. Soc. Japan*, No. 59, 1-16

北部フォッサ・マグナ高府向斜には, 自然残留磁化強度の強い鮮新統層 ^{しからみ} 高府泥岩部層 (以下, 高府泥岩) が分布する. 高府泥岩の段階交番磁場消磁と段階熱消磁の結果, 二次的な残留磁化である第 1 成分, アンブロッキング温度 100~400°C の第 2 成分, 300~600°C の第 3 成分が検出された. XRD 分析では, 第 2 成分をもつ試料からグレイガイト, 第 2・3 成分をもつ試料から磁鉄鉱とグレイガイトが認定された. 顕微鏡観察を併せると第 2 成分はグレイガイトが担う化学残留磁化, 第 3 成分は磁鉄鉱やチタノマグネタイトが担う堆積残留磁化と解釈できる. これらの磁化方位は褶曲テストに合格することから, 堆積残留磁化と化学残留磁化は, 高府泥岩がプランジ褶曲する以前に記録されたことが明らかになった. プロファンデルタにおける堆積速度の速い高府泥岩は, 堆積残留磁化とほぼ同時期に安定な化学残留磁化を記録していると考えられる.