陸上に露出する無層理堆積物の初磁化率（帯磁率）による対比: 静岡県, 更新統佐浜泥部層の例

Correlation of onshore unstratified sediments by initial magnetic susceptibility:

An example from the Pleistocene Sahama Mud Member, Shizuoka Prefecture, central Japan

Abstract

星 博幸*† 亀井春美*

*Hiroyuki Hoshi** and
Harumi Kamei**

2003年5月16日受付.

2003年10月29日受理.

* 愛知教育大学総合科学課程地球環境科学領域
Department of Environmental Earth Sciences,
Aichi University of Education, Kariya, Aichi
448-8542, Japan

† 現所属: 愛知教育大学理科教育講座地学領域
Department of Earth Sciences, Aichi University
of Education

In-situ measurements of initial magnetic susceptibility were carried out on sediments of the Pleistocene Sahama Mud Member in order to examine the applicability of susceptibility measurements to correlation of poorly stratified or unstratified sections onshore. The measurements were done in the field at five sites with a handy susceptibility meter (Kappameter KT-9). Our measurements show that there is a linear relationship between values displayed on a KT-9 and volume susceptibilities determined with a Bartington MS2 meter. Despite lithologically homogeneous silty sediments, significant variations in susceptibility were observed at almost all the sites. At one site where four sections 4-5.5 m apart were measured, susceptibility profiles of individual sections were very similar and definitely correlated to each other. Two sites about 150 m apart also showed similar, correlative susceptibility variations. This result suggests that the simple and rapid technique of susceptibility measurements is useful for correlating poorly-stratified or unstratified sedimentary sections on land. To decipher the cause of the observed susceptibility variations, rock magnetic analyses were performed, drawing followings: (1) the section investigated has an admixture of several magnetic constituents, among which the principal contributor to the susceptibility is partly oxidized magnetite or maghemite; (2) the observed variation of susceptibility basically depends on the concentration of such ferrimagnetic minerals.

Key words: correlation, initial magnetic susceptibility, magnetic stratigraphy, onshore unstratified sediment, rock magnetism, Sahama Mud Member

はじめに

磁気層序学では、地層の区分や対比は磁気的性質に基づいて行われる。よく使われる磁気的性質は残留磁化の極性であるが、その他に初磁化率、残留磁化方位（偏角と伏角の永年変動）、相対古地磁気強度などを使うことも可能である（Salvador, 1994 ed.; Opdyke and Channell, 1996; 日本地質学会, 2001 訳編）。なかでも初磁化率は他の磁気的性質に比べて簡単に、迅速に、しかも露頭で測定することができるため（野外で使用できる初磁化率計がいくつか市販されている）、強力な調査手段である。初磁化率の層序変化パターンを用いた対比は、深海堆積物コア（Radhakrishnamurty et al., 1968; Robinson, 1990）、湖沼堆積物コア（Thompson, 1973; Thompson et al., 1975）、レスー古土壌シーケンス（Kukla et al., 1988）などで試みられ、1000 km 以上も離れたコアが初磁化率で対比されたこともある（Robinson et al., 1995）。こうした堆積物では対比手段としての初磁化率の有

効性が実証されている。

本研究の目的は、陸上に露出する無層理堆積物の対比における初磁化率測定の有効性を調べることである。無層理塊状の砂層や生物擾乱を著しく受けた泥層など、露頭規模で無層理の堆積物は至る所に見られるが、こうした堆積物を岩相によって細かく対比することは難しい。しかし第四紀や新第三紀に関する研究では対比や年代の高精度化に対する要求は確実に高まってきており、地層中に何らかのイベントが隠れていると予想される場合は、たとえ無層理であってもセンチメートルという細かさで地点間対比を試みる必要が生じらるだろう。初磁化率を利用すれば、露頭で簡単かつ迅速に対比できる可能性がある。そこで筆者らは、静岡県浜名湖周辺に露出する更新世の堆積物（浜砂層佐浜泥部層）を対象に初磁化率を測定した。佐浜泥部層は塊状無層理の地層だが複数の火山灰層を挟んでおり、それらを手がかりとして地層を地点間で比較できる。本研究では複数の地点で初磁化率の層序変化を調べ、その変化パターンを火山灰層を手がかりに比較し、

図1 調査地の位置。国土地理院発行5万分の1地形図「浜松」を使用。

初磁化率を使って地層を対比できるかどうかを調べる。なお、初磁化率については岩石磁気学に関する多くの教科書 (Opdyke and Channell, 1996; Dunlop and Özdemir, 1997; Tauxe, 1998; Maher and Thompson, 1999 eds.; Evans and Heller, 2003 など) やレビュー論文 (例えば, Hunt et al., 1995) で解説されており, 鳥居・福岡 (1998) による邦文で書かれた優れたレビューもある。

また本研究では, 初磁化率の層序変化の原因を知るために, 岩石磁気学の手法による室内実験も行った。堆積物や岩石の初磁化率は主にその中に含まれる磁性鉱物の種類 (組成), 含有量 (濃度), 粒子サイズによって支配される (鳥居・福岡, 1998)。調査する地層のそうした諸要素を正しく理解することは, 岩石磁気学的研究において重要な課題である。

調査地と地質の概要

調査地は静岡県浜名湖東部湖岸付近である (図1)。調査は次の5地点で行った: 地点SW (浜松市庄和町), OH (同市大人見町), KH (同市古人見町), TK1 および TK2 (浜名郡雄踏町山崎高畑)。これらの露頭はすべて砕土や宅地造成で作られた切土法面である (図2)。

この地域には三方が原台地を構成する中部～上部更新統が分布しており, 下位の浜松層と上位の三方が原層に区分されている。浜松層は河成礫層と海成泥層の互層からなる。海成泥層は3層準に挟まり, 浜松層堆積時に少なくとも3回の海進があったことが示唆される (杉山, 1991)。本研究で調査対象としたのは佐浜泥部層と呼ばれる3つの泥層の中で最上位のものである。佐浜泥部層は主に暗灰色シルトからなり, シルト質極細粒砂, 中粒砂, 含細礫シルト, 白色火山灰などを挟む。主体をなす暗灰色シルトは指で少し強く押すと変形する程度の硬さを持つ。生物擾乱により大部分の層準では初生堆積構造を認め難いが, 平行ラミナが見られる層準もある。調査した5地点で本部層は10 m以上の厚さを有する (図3)。本部層からは内湾生貝化石群集, 汽水生底生有孔虫化石群集, 暖帯性植物化石群集, 花粉化石が報告され, ナウマン

図2 (1) 地点OHの様子 (2001年春)。露頭下部にみられる白い層はHa-5火山灰層。Ha-5の下位約120 cm (道路の舗装面にほぼ等しい) にHa-4火山灰層がある (写真では確認できない)。(2) 地点SWの様子 (2001年秋)。露頭下部にほぼ一定間隔でみられる穴は試料採取の跡。

ゾウの化石も産出している (杉山, 1991)。岩相と産出化石から, 本部層は現在の浜名湖のようなラグーンないし内湾の堆積物と考えられる。浜松層には少なくとも8枚の火山灰層 (Ha-1～Ha-8) が挟まり, そのうち佐浜泥部層にはHa-4～Ha-7の4枚が挟在する (杉山, 1991)。調査した5地点ではHa-4とHa-5が確認された (図2, 3)。Ha-4は中～粗粒砂サイズのガラス質火山灰, Ha-5は細～粗粒砂サイズの結晶質火山灰である。杉山 (1991) は佐浜泥部層の海進が酸素同位体ステージ7上部 (約20万年前) に対応するものと推定している。

以下では調査した露頭の概要を記載する。柱状図 (図3) ではHa-5の基底を高さの基準面 (0 cm) とした。本研究ではHa-4とHa-5の2枚の火山灰層を同一時間面を示す鍵層とし, 露頭間またはセクション間で初磁化率の層序変化と岩相の比較を行った。Ha-5は厚さ3～15 cmで, 生物擾乱により厚さが変化したり途切れ途切れになっていたりする。その下位にあるHa-4 (厚さ0～5 cm) も同様に生物擾乱を強く受けている。両火山灰層の直上および直下のシルトには生物擾乱によりしばしば火山灰粒子が混在する。

図3 調査した5地点の岩相層序と初磁化率の層序変化。各地点の位置については図1を参照。地点SWの4本の調査セクションは、SW-1が西側、SW-4が東側で、セクション間距離はSW-1とSW-2が4 m、SW-2とSW-3が5 m、SW-3とSW-4が5.5 m。地点OHの2本のセクションはOH-1が北側、OH-2が南側で、両セクションの距離は19 m。地点OHを除く4セクションではセクション下部において上位に向かって初磁化率が徐々に低くなる傾向(矢印)が共通に観測された(本文を参照)。

地点SWは杉山(1991)のLoc.82と同一地点である。幅30 m以上の切土法面に4本の調査セクション(SW-1, SW-2, SW-3, SW-4)を設けた(図2.2)。SW-1が西側、SW-4が東側で、SW-1とSW-2の間隔は4 m、SW-2とSW-3は5 m、SW-3とSW-4は5.5 mである。本地点の佐浜泥部層は暗灰色シルトを主体とし、平行ラミナが発達する部分(−30 cmから−100 cm付近)や細礫混じりの部分がある。本露頭の最下部には礫混じり砂岩があり、これは佐浜泥部層の下位の部層に属するものと考えられる(杉山, 1991)。

地点OHは杉山(1991)のLoc.84と同じ地点である(図2.1)。19 m離れた2本のセクション(OH-1, OH-2)を設けて調査した。暗灰色シルトを主体とするが、400 cm以上では岩相変化が見られる(下位から砂質シルト→極細粒砂→砂質シルトと漸移的に変化)。495 cm以上は細礫まじりのシルトで級化を示し、下位層との境界は明瞭で、比較的強い流れ込みの環境下で形成されたものと考えられる。この地点では

入月(2002)により貝形虫化石が調査されている。それによると、約−300 cm付近(現在は工事により消滅)に古水深の急激な増加が推定され、その層準以上は高海水準期の堆積物である。Ha-4とHa-5の間には生痕の発達が悪く平行ラミナが見られることがあるが(地点SWでも見られた)、この層準からは貝形虫がまったく産出しない。入月(2002)はこの層準の堆積時に貧酸素水塊が湾奥に発達していたと考えている。

地点KHは杉山(1991)のLoc.83と同じ地点である。1セクション(高さ710 cm)を設けて調査した。主に生物擾乱を強く受けた暗灰色シルトからなる。この露頭では114 cmと−143 cmに細粒～中粒砂が挟まっている。前者は厚さ2 cmで途切れ途切れで、後者は厚さ9 cmで黒雲母を多量に含む。後者の砂層には生痕が見られない。

地点TK1では1本のセクション(高さ1140 cm)を設けて調査した。主に生物擾乱を強く受けた暗灰色シルト(下半

図4 Kappameter KT-9（露頭測定に使用）の表示値と Bartington MS2（室内測定に使用）による体積初磁化率の関係。地点 SW のセクション SW-3 において KT-9 を使って初磁化率 ($k_{[KT-9]}$) を測定し、その後試料を採取し実験室で MS2 を用いて体積初磁化率 ($k_{[MS2]}$) を測定した。(1) と (2) は MS2 の測定をそれぞれ 0.47 kHz ($k_{[MS2-LF]}$) と 4.7 kHz ($k_{[MS2-HF]}$) で行った結果を示す。実線は回帰直線。

部)と暗灰色砂質シルト(上半部)からなる。この地点が前述の3地点と大きく異なることは、Ha-4が挟まると予想される層準(Ha-5の下位100 cm付近)に中粒砂層(厚さ15 cm)が挟まることである。さらにその砂層の下位の-157 cmにも厚さ5 cmの中粒砂層がある。

地点 TK2 では高さ920 cmの1本のセクションを設けて調査した。岩相の垂直変化は前述の地点 TK1 とよく似ている(両地点の直線距離は約150 m)。Ha-4があると予想される層準にはやはり中粒砂層(厚さ13 cm)があり、さらにその下位の-155 cmにも厚さ7 cmの中粒砂層が挟まる。地点 KH や TK1 でも見られたこれらの砂層は津波堆積物である可能性がある(入月, 私信)。

方 法

1. 露頭での初磁化率測定

露頭での初磁化率測定には Kappameter KT-9 (以下 KT-9 と略記) を使用した。KT-9 は懐中電灯のような形をして

おり、測定部は10 kHzのLC発振回路とコイルからなる。最大感度は説明書によると 1×10^{-5} SI とされているが、露頭に KT-9 を押し当てて測定するため、実際には体積初磁化率 (k) を直接得るわけではない(較正された SI 単位の見かけの値が表示されるものと思われる)。KT-9 は野外で簡単に使用できるが、岩石磁気学的研究で使用された例は少ない。そこで筆者らは地点 SW のセクション SW-3 から採取した試料について岩石磁気学でよく使用される Bartington MS2 (以下 MS2 と略記) を用いた測定を行い、KT-9 の表示値の関係を調べた(図4)。KT-9 表示値は MS2 の k_{LF} (測定周波数 0.47 kHz での k) および k_{HF} (4.7 kHz での k) とリニアな関係にあり、傾きも1に近い。後述のように対象とした試料では初磁化率の周波数依存性が顕著ではなく、 k_{LF} と k_{HF} の両方の場合で相関係数に違いはない。MS2 のデータは較正用試料を用いて較正されているため、この比較結果は 10^{-3} SI から 10^{-4} SI 程度の範囲において KT-9 の表示値が体積初磁化率にほぼ等しいことを示す。

露頭面は十分新鮮な部分が出るまでツルハシで剥がした後、ウィーダーも併用して可能な限り平滑にした。測定は5~10 cm 前後の層位間隔で実施した。各層準で5回以上測定し、測定値の平均と標準偏差を求めた。ほとんどの測定で標準偏差は平均の10%以内であったが、生物擾乱等により著しく不均質な所では標準偏差が平均の20%に達することがあった。

2. 室内実験による磁性鉱物の検出

室内実験用の試料は地点 SW のセクション SW-3 から10 cm 前後の層位間隔で採取した(合計48層準)。採取には充電式ドリルを使用し、直径25 mm、長さ100 mm程度のコアを1層準につき2本、地層面に水平に採取した。実験室でコアから高さ21 mmの円筒状試料(以下、試料と表記)を切り出し、流水で洗浄後、各種磁気測定を行った。磁気ヒステリシス測定と熱磁気分析は京都大学で、低温磁気測定は産業技術総合研究所で、その他の測定は愛知教育大学で行った。測定中は試料を湿った状態に保ち(熱処理の場合を除く)、保管には冷蔵庫を使用した。以下、測定の流れに沿って方法を記載する。

(1) 最初に MS2 (センサーは MS2B) で k と重量初磁化率 (χ) を測定した。超常磁性 (SP) マグネタイトを調べるために、初磁化率の周波数依存性 (χ_{FD}) を次式により求めた: $\chi_{FD} = \{(\chi_{LF} - \chi_{HF}) / \chi_{LF}\} \times 100$ (%) (Hunt et al., 1995)。ここで χ_{LF} と χ_{HF} はそれぞれ 0.47 kHz と 4.7 kHz での χ である。

(2) 交流 100 mT + 直流 0.1 mT の磁場中で非履歴性残留磁化 (ARM) を着磁、測定した。残留磁化の測定には夏原技研スピナー磁力計 (ASPIN) を、ARM 着磁には交流消磁装置 (夏原技研 DEM-95C + Schonstedt GSD-5) と ARM コイルを使用した。

(3) 1 T の静磁場中で等温残留磁化 (IRM) を着磁、測定した。これを飽和等温残留磁化 (SIRM) とした。静磁場印加には電磁石を使用した。

(4) IRM 着磁と逆向きに静磁場 (back-field) を段階的に印加し back-field IRM (BIRM) を着磁、測定した。0.3 T で

地点 SW

浜松市庄和町

図5 セクション SW-3 における磁気的性質の層序変化. k , 体積初磁化率 (KT-9 の表示値も示す); χ , 重量初磁化率; HFS, 磁気ヒステリシス曲線の高磁場の勾配 (高磁場での磁化率); χ_{FD} , 初磁化率の周波数依存性 (計算式は本文参照).

の BIRM (BIRM_{-0.3T}) と SIRM から S -ratio を次式により計算した: $S\text{-ratio} = (1 - \text{BIRM}_{-0.3T}/\text{SIRM})/2$ (Bloemendal et al., 1992). そして磁性鉱物をより詳しく調べるために, 8 層準 (-1, -32, -90, -130, -201, -221, -290, -343 cm) の試料に対してさらに以下の実験を行った.

(5) 試片を 100 mT で交流消磁し, (4) で獲得させた BIRM と 90° 異なる方向に 10, 15, 20, ... 1600 mT と静磁場を段階的に強くしながら IRM を着磁, 測定した (IRM 段階着磁). そして Kruiver et al. (2001) の cumulative log-Gaussian (CLG) 解析を行い, 保磁力成分を分離した. この解析では IRM データを LAP (linear acquisition plot: IRM 獲得曲線), GAP (gradient of acquisition plot: IRM 獲得曲線の微分), SAP (standardized acquisition plot: 正規確率紙のようなもの) という形で表示し, SIRM, $H_{1/2}$ (対数正規分布の平均), DP (dispersion parameter: 分散を表すパラメータ) という 3 つのパラメータを変えながらフォワードモデリングを行い, データとモデルの残差平方和が最小になるモデルを推定する. それゆえ得られる解はユニークなものではない. GAP と SAP から保磁力分布を知ることができる.

(6) 1.6 T で獲得された IRM を段階交流消磁した (最大 100 mT). そして (5) の IRM 段階着磁結果と合わせて Cisowski plot (Cisowski, 1981) を描き, 粒子間の磁気的相互作用を調べた.

(7) 試料の直交する 3 軸にそれぞれ 1.6 T, 0.4 T, 0.125 T の静磁場をかけて 3 成分 composite IRM を付け (それぞれ H 成分, M 成分, S 成分), 段階熱消磁により IRM の減衰を調べた (Lowrie, 1990). 熱消磁には Schonstedt TSD-1 を使用した.

(8) 8 試料 (各約 20 mg) を Princeton Measurements AGFM (Alternating Gradient Force Magnetometer: MicroMag 2900) による磁気ヒステリシス測定に供した. 1 層準につき 3 ~ 4 試料を測定した. 基本的な手順は Ishikawa and Frost (2002) と同じである. 高磁場での磁化率 (high-field susceptibility: HFS) を補正後, 保磁力 (H_c), 飽和磁化 (M_s), SIRM (M_{rs}) を決定した. HFS は 0.7 T (-0.7 T) ~ 1 T (-1 T) のデータから求めることを基本としたが, 高保磁力鉱物の影響が無視できない試料では 0.3 T (-0.3 T) ~ 0.5 T (-0.5 T) で決定した. また, 残留磁化保磁力 (H_{cr}) を決めるために 2 mT 毎に BIRM を獲得させた.

(9) 8 試料 (各約 200 mg) について水平式磁気天秤を用いて空气中で熱磁気分析を行い (0.76 T, 最大 700 °C), 温度に対する M_s (or J_s) の変化を調べた. 手順は Ishikawa and Frost (2002) と同じである.

(10) 5 試料 (-1, -32, -130, -201, -290 cm の各約 150 mg) を Quantum Design MPMS XL (Magnetic Property Measurement System) による低温磁気測定に供した.

表1 IRMの保磁力成分解析 (cumulative log-Gaussian 解析: Kruiver et al., 2001) の結果.

層準 (cm)	保磁力成分 1				保磁力成分 2				保磁力成分 3				SIRM ₃ /SIRM ₁	S-ratio
	SIRM (10 ⁻³)	log (<i>H</i> _{1/2})	<i>H</i> _{1/2} (mT)	DP	SIRM (10 ⁻³)	log (<i>H</i> _{1/2})	<i>H</i> _{1/2} (mT)	DP	SIRM (10 ⁻³)	log (<i>H</i> _{1/2})	<i>H</i> _{1/2} (mT)	DP		
-1	1.83	1.32	21	0.42	0.42	0.60	4	0.20	0.05	2.65	447	0.30	0.03	0.985
-32	0.31	1.70	50	0.33	0.04	0.95	9	0.20	0.02	2.10	126	0.45	0.05	0.985
-90	0.68	1.66	46	0.25	0.12	1.02	11	0.27	0.03	2.38	240	0.30	0.04	0.987
-130	0.77	1.63	43	0.26	0.04	1.00	10	0.25	0.16	2.18	151	0.43	0.20	0.964
-201	0.74	1.70	50	0.31	0.11	1.02	11	0.25	0.12	2.50	316	0.40	0.16	0.943
-221	2.42	1.75	56	0.20	2.40	1.47	30	0.35	0.13	2.65	447	0.23	0.05	0.980
-290	6.43	1.64	44	0.27	1.30	1.05	11	0.28	0.15	2.63	427	0.24	0.02	0.987
-343	4.33	1.62	42	0.29	0.70	1.05	11	0.24	0.27	2.63	427	0.24	0.06	0.964

SIRM, 飽和等温残留磁化 (単位 Am²/kg); *H*_{1/2}, 対数正規分布の平均 (SIRM の 50% が獲得される磁場の強さ); DP, dispersion parameter (対数正規分布の標準偏差); SIRM₃/SIRM₁, 保磁力成分 1 の SIRM と保磁力成分 3 の SIRM の比; S-ratio, IRM 段階獲得データから求められる S-ratio (方法は Kruiver and Passier, 2001 に, S-ratio の定義は Bloemendal et al., 1992 による). 解析には "IRM-CLG 1.0" (P. P. Kruiver 作) と "IRMUNMIX for Excel" (D. Heslop 作: Heslop et al., 2002) の両ソフトウェアを使用.

300 K, 3 T で IRM を獲得させた後, 6 K までの無磁場冷却 (zero-field cooling: ZFC) と無磁場加熱 (zero-field warming: ZFW) の往復により IRM の強度変化を調べた.

結 果

1. 露頭での初磁化率測定

測定結果を図 3 にまとめて示す. 主要な観測は以下のとおりである.

(1) 5 地点すべてにおいて, Ha-5 と Ha-4 の両火山灰層 (とそれに対応する砂層) はそれらの上下のシルトよりも相対的に高い初磁化率を示した. それらのピークを地点間で対比することが可能である. すべての地点で Ha-4 よりも Ha-5 の方が高い値を示した. また, Ha-5 の直上のシルトも比較的高い初磁化率を示し, 上位に向かって漸減する傾向が見られた (地点 TK1 が好例). これはシルトに混入している火山灰粒子の含有量が火山灰層から離れるにつれ少なくなるためと考えられる.

(2) 地点 SW の 4 つのセクションはよく似た変化パターンを示した. 火山灰層を除くと, セクション上半部 (−150 cm よりも上位) では大きな変化は認められなかったが, 下半部 (−150 cm よりも下位) は上半部よりも初磁化率が高く, かつ無視できない変化を示した. 4 セクションの変化パターンは明らかに対比することができる. 図 3 には初磁化率の対比を破線で示したが, それは火山灰層で示される同一時間面 (実線) とほぼ平行である. 岩相が均質で無層理な暗灰色シルトで初磁化率の増減が見られ, それが 15 m 程度の範囲内において peak-to-peak で対比できたことは, 大いに注目すべき事実である.

(3) 直線距離で約 150 m 離れた地点 TK1 と TK2 では初磁化率の変化パターンがよく似ており, 初磁化率の変化パターンの比較から両地点間の対比が可能である. 両地点では約 140 cm 以上の無層理砂質シルトに広く大きなピークが共通して認められた. この広いピークの層位区間は地点 TK2 のほうが長い, これは TK2 のほうがより上位層準まで初磁

化率が高いため, 高くなり始める層準は両地点ともほぼ同じ高さである. しかしこのピークは地点 OH と地点 KH では確認されず, 局所的なイベントによって形成された可能性が高い. 地点 KH は足場が悪く約 200 cm 以上の調査を行っていないため, より上位に TK1 や TK2 で見られた広いピークがあるのかもしれないが, そうであっても局所的なイベントであることは変わらない.

(4) 地点 OH を除く 4 地点では −400 cm 以下にまで佐浜泥部層を確認することができたが, いずれの地点でも下部で初磁化率の無視できない増減が認められた. このことは 4 km 四方程度の調査地域内で初磁化率に増減をもたらす何らかの変化が起こったことを示す. 初磁化率変化を使って地点間の比較的広域にわたる対比を peak-to-peak の細かさで行うことは容易ではないが, どの地点においても Ha-4 の直下では初磁化率が低く変化も小さく, より下位で初磁化率が比較的高く変化幅も大きい傾向は共通している. 地点 KH, TK1, TK2 では約 −500 cm から −200 cm の区間で上位に向かって初磁化率が徐々に減少する. 地点 SW の 4 本のセクションでは, これに対応するであろう減少は約 −300 cm ~ −200 cm に認められるが, この高さの違いは地点 SW の佐浜泥部層が他の地点よりも全体的にコンデンスされているためと考えられる (Ha-5 と Ha-4 の層位的距離の違いから推定できる).

2. 室内実験

セクション SW-3 における磁気的性質の層序変化を図 5 にまとめた. 初磁化率 (*k* と *χ*) は図の左側に示してある. また IRM 段階着磁実験と CLG 解析を図 6 と表 1 に, 熱磁気分析を図 7 に, 低温磁気測定を図 8 に, composite IRM の段階熱消磁結果を図 9 に, 磁気ヒステリシス測定を図 10 にそれぞれ示した. これらの室内実験結果をもとに, 次章では認められた初磁化率変化の原因を探ってみる.

議 論

1. 磁性鉱物種の推定

図6 IRM 段階獲得実験の代表的な結果. (1) -1 cm, (2) -32 cm, (3) -201 cm, (4) -290 cm. Cumulative log-Gaussian 解析 (Kruiver et al., 2001) を適用した. 左列は LAP (linear acquisition plot), 中列は GAP (gradient acquisition plot: 縦軸は勾配), 右列は SAP (standardized acquisition plot: 縦軸は標準正規確率の z 値) で, いずれも横軸は印加磁場を常用対数スケールで表す. 白四角は観測データ, 細実線, 破線, 点線は保磁力成分の分布, 灰色の太線は保磁力成分を足し合わせたもの. 凡例は (2) の LAP を参照.

室内実験の結果は, セクション SW-3 の佐浜泥部層に複数の磁性鉱物種が含まれていることを示す. それを端的に示すのが IRM 段階着磁の CLG 解析結果である (図 6, 表 1). 粒子保磁力が対数正規分布をなし, 粒子間の磁気的相互作用が無視できるほど小さい場合, CLG 解析で決定される保磁力分布は磁性鉱物の粒子サイズ分布を表す (Robertson and France, 1994; Kruiver et al., 2001). 本研究では解析した 8 試料すべてから, ① $H_{1/2} = 20 \text{ mT} \sim 60 \text{ mT}$ で SIRM が大きい成分 (保磁力成分 1), ② 低保磁力 ($H_{1/2} < 30 \text{ mT}$, 多くの試料は 10 mT 前後) で SIRM も比較的小さい成分 (保磁力成分 2), ③ 高保磁力 ($H_{1/2} > 120 \text{ mT}$) で SIRM がかなり小さい成分 (保磁力成分 3) という 3 成分が分離された. 平均保磁力から, 成分 1 と 2 はチタノマグネタイト系列固溶体鉱物, 成分 3 はチタノヘマタイト系列固溶体鉱物と予想される. ただし Cisowski plot により粒子間の磁気的相互作用を調べたところ, IRM 獲得曲線と SIRM の交流消磁曲線の交点 (R 値) は $0.3 < R < 0.4$ となり, 粒子間相互作用が無視できない結果となった (R が約 0.5 ならば粒子間相互作用を無視

できる: Cisowski, 1981; Dunlop and Özdemir, 1997, Fig. 11. 16). そのため $H_{1/2}$ や DP は分布を正しく表していない可能性がある. それでも, 複数の異なる保磁力成分が存在すると解釈することは可能である.

それぞれの成分を担う磁性鉱物種は次のように推定される. 暗灰色シルトに含まれる主要な磁性鉱物はマグネタイト, Ha-5 火山灰層は Ti を少し含む ($x = 0.1$ 程度の) チタノマグネタイトである. いずれも低温酸化を受けている. これらの磁性鉱物が成分 1 の担い手と考えられる. また, すべての層準にヘマタイトまたはチタノヘマタイトも含まれている. これが成分 3 の担い手である. 成分 2 については, その磁性鉱物の特定に有効なデータを得ることができなかったが, 粒子サイズが比較的大きいチタノマグネタイト系列鉱物と思われる. 以下に, こうした結論が導かれた根拠を列記する.

暗灰色シルトの主要な磁性鉱物をマグネタイトとする根拠

(1) セクション下部の試料に対する熱磁気分析において (例えば, 図 7.4), 冷却で約 580°C に屈曲が認められた. これは元々含まれるマグネタイトのキュリー点 (T_c) と判断さ

図7 代表的な熱磁気分析（空气中）の結果。(1) -1 cm, (2) -32 cm, (3) -201 cm, (4) -343 cm. 灰色と黒色の太曲線はそれぞれ加熱曲線と冷却曲線を示す。(1)には加熱と冷却の2階微分も示す。

れる。加熱でも同じ温度に T_c が見られるが、これは元々含まれるマグネタイトと加熱中に生成した不安定なマグネタイト（後述）の両方の T_c が重複したもののだろう。また、composite IRM の熱消磁でも S 成分は約 600 °C までに大部分アンブロックされた（図 9）。

(2) -201 cm と -290 cm の低温測定では Verwey 転移がクリアに認められた（図 8.3, 8.4）。ZFC と ZFW において 110 K ~ 120 K の間で IRM が急変している。また、約 100 K より高温で ZFC と ZFW の両曲線に著しい違いが生じている。他方、-32 cm は転移がクリアではないが（図 8.2）、微分のクローズアップを見ると 110 K ~ 120 K 付近で IRM が変化している。ZFC と ZFW の両曲線も 100 K 付近よりも高温で差がある。こうした観察はマグネタイトが含まれていることを示す。

(3) いくつかの層を除き、S-ratio はセクション全体を通じて 0.96 以上と大きい（図 5）。これはセクション全体を通じてマグネタイトが主要な磁性鉱物であることを示唆する。なお、 $B_{IRM-0.3T}$ を使って求めた S-ratio と IRM 段階獲得データから決定した S-ratio（表 1: 方法は Kruiver and Passier, 2001 による）には ≤ 0.04 の違いしか見られなかった。これは IRM 着磁と残留磁化測定の信頼性を保障する結果である。-201 cm の S-ratio (=0.943) が他の層準に比べて小さくなったのは、保磁力成分 3 の貢献度が比較的大きく ($S_{IRM成分3}/S_{IRM成分1} = 0.16$)、その DP が 0.40 と比較的

図8 MPMS を用いた低温測定の結果。300 K, 3 T で獲得させた IRM を無磁場で 6 K まで往復させ、IRM の変化を調べた。(1) -1 cm, (2) -32 cm, (3) -201 cm, (4) -290 cm. -130 cm の結果は -32 cm の結果と酷似していたため示していない。黒色と灰色の太曲線はそれぞれ冷却曲線 (ZFC) と加熱曲線 (ZFW) を示し、黒色と灰色の細曲線はそれぞれ冷却と加熱の微分 ($dIRM/dT$) を示す。-32 cm には 50 K ~ 150 K の範囲について冷却の微分のクローズアップも示す。

大きく、その $H_{1/2}$ が約 300 mT で S-ratio に影響を与えやすいところにあるという 3 つの理由による。

Ha-5 の主要な磁性鉱物をチタノマグネタイトとする根拠

(1) 熱磁気分析で冷却の 520 °C 付近に明らかな変曲が認められた（図 7.1）。これは 2 階微分（図中 d^2Js/dT^2 ）で明瞭であり、523 °C である。これに相当する変曲点は加熱の 2 階微分でも 511 °C に確認できる。冷却でも認められることから、高温で不安定な物質の分解とは考えにくく、何らかの磁性鉱物の T_c であると判断される。可能性が高いのは $x = 0.1$ 程度のチタノマグネタイトである。

(2) 低温測定では 110 K ~ 120 K 付近の Verwey 転移が確認されなかった（図 8.1）。本試料では約 70 K よりも高温で ZFC と ZFW の曲線が異なっている。微分を見ると、noisy ではあるが 50 K ~ 100 K の間にわずかな変曲が確認できる。チタノマグネタイトは Verwey 転移が低温にシフトすることが知られている（Moskowitz et al., 1998）。

低温酸化の根拠

(1) 熱磁気分析において、分析したすべての試料が非可逆的な加熱—冷却曲線を示した（図 7）。下部の試料（-221 cm, -290 cm, -343 cm）は約 150 °C ~ 400 °C の加熱域で明瞭な変曲を示した（図 7.4）。変曲は冷却では確認されなかった。これはマグヘマイトあるいはチタノマグヘマイトが加熱で分解したことを示している可能性が高い。また composite IRM の段階熱消磁でも、分析した多くの試料の S 成分に 400 °C 以上で変曲が確認された（例えば、図 9.1, 9.3）。

(2) -201 cm と -290 cm の低温測定では Verwey 転移

図9 3成分 composite IRM の段階熱消磁. 代表的な4試料の結果を示す. (1) -1 cm, (2) -32 cm, (3) -201 cm, (4) -290 cm. シンボルは(1)の凡例を参照. Sは低保磁力 (soft) 成分, Mは中間保磁力 (medium) 成分, Hは高保磁力 (hard) 成分.

がやや広い温度範囲で起こった (図 8.3, 8.4). また-32 cm では転移が不明瞭であった (図 8.2). 純粋なマグネタイト (SPを除く) では 110 K ~ 120 K の狭い温度範囲でドラマティックな転移が起こるが, 低温酸化が進むと転移が抑制され, 転移の温度範囲も低温側に広がるという実験結果が報告されているため (Özdemir et al., 1993), マグネタイトの低温酸化がこれらの原因であろう. -1 cm でも転移はクリアではないため (図 8.1), チタノマグネタイトの低温酸化が進行している可能性が高い.

(チタノ) ヘマタイトが含まれるとする根拠

(1) セクション下半部の試料に対する composite IRM の段階熱消磁において, S 成分は > 600 °C でもわずかに残り, 700 °C までに完全に消滅した (図 9.3, 9.4). M と H の両成分は 670 °C 以下ではほとんど変化せず, 670 °C ~ 700 °C の範囲で急激に減衰した. この観測はヘマタイトまたは Ti に乏しいチタノヘマタイトを示す.

(2) 磁気ヒステリシス測定において, フェリ磁性が小さくヒステリシスが常磁性の影響を強く受けているような試料では (-32 cm, -90 cm, -130 cm, -201 cm が相当), 括れ腰型 (wasp-waisted: Roberts et al., 1995; Tauxe et al., 1996) に近いヒステリシスループを描いたものがあつた (図 10.2). これは保磁力の異なる粒子集団 (低温酸化マグネタイト + α) が含まれていることを示唆する. ループは 0.3 T (-0.3 T) でも閉じない場合があるため, この + α はヘマタイト (またはチタノヘマタイト) と考えられる. HFS も緩やかに曲線を描いており, 高保磁力鉱物の影響が無視できない.

(3) 熱磁気分析では全試料でヘマタイトの T_c (約 680 °C)

が確認された (図 7). ただし, 元々含まれるマグネタイトや加熱中に生成したマグネタイトが分解して出現したヘマタイトである可能性もある. 加熱中にマグネタイトが形成され, それがヘマタイトに酸化分解したことは, すべての試料において J_s が 450 °C 付近で明瞭なコブをつくり, それが 560 °C ~ 600 °C で完全に消失し, 冷却ではまったく確認されなかったことから推定される.

2. 初磁化率の層序変化の原因

確認された初磁化率変化の原因をセクション SW-3 の岩石磁気データから探してみる. 本論のはじめに述べたように, 堆積物や岩石の初磁化率は含まれる磁性鉱物の種類 (組成), 含有量 (濃度), 粒子サイズで決まる. 上記の磁性鉱物の検討で, 筆者らは低温酸化を受けたマグネタイト (Ha-5 ではチタノマグネタイト) が主要な磁性鉱物であると結論し, (チタノ) ヘマタイトも含まれていることを明らかにした. マグネタイトは (チタノ) ヘマタイトに比べると初磁化率が桁違いに高いため (Dearing, 1994; Hunt et al., 1995), 本セクションの初磁化率変化は基本的にマグネタイトの初磁化率変化に支配されていると言える.

マグネタイトを含む堆積物では, 多くの場合その濃度が初磁化率を決める重大な要素である (例えば, Kent, 1982). 佐浜泥部層でも濃度変化が初磁化率変化の原因であると予想されるが, ここで室内実験データを使って検討してみる. 初磁化率と同じく濃度の代表的パラメータである SIRM および ARM と層序変化パターンを比較すると (図 5), 初磁化率 (k と χ), SIRM, ARM の三者はセクション上半部で相対的に低く, 下半部で比較的大きく, 全体的な傾向が似ている. 特に初磁化率と SIRM の類似性が高い. χ と SIRM の相関係

図10 代表的な磁気ヒステリシス測定結果。(1) -1 cm, (2) -32 cm, (3) -290 cm. HFS補正前後のヒステリシスループを示す。 H_{cr} はDC消磁曲線を描くことにより決定。

数を調べると $r^2 = 0.94$ となり、両者には強い相関がある (Ha-5 の -1 cm と火山灰粒子が混在している 5 cm のデータを除いたとき)。この検討結果は、認められた初磁化率変化を決めているのはマグネタイトの濃度変化であることを強く示唆する。初磁化率と ARM には SIRM の場合ほど強い相関は見られないが、これは ARM に強い粒子サイズ依存性 (Maher, 1988) があるためと考えられる。ARM はセクション最下部から上位に向かって増減を経ながら徐々に高くなる傾向を示し、約 -220 cm で最大を示した。同様の变化傾向は ARM/χ や $ARM/SIRM$ といった粒子サイズパラメータ (Banerjee et al., 1981; King et al., 1982; Robinson, 1986) にも認められる。ARM は単磁区 (SD) 領域で比較的高い値を示すため (Maher, 1988; Bloemendal et al., 1993), -220 cm 付近のマグネタイトは比較的小粒である可能性が高い。-90 cm 以上でも $ARM/SIRM$ はやや高く、細粒化が示唆される。こうした粒子サイズパラメータと濃度パラメータ (χ や SIRM) の層序変化は同期していない。なお、磁気ヒステリシスを測定した 8 試料のうち、Ha-5 (-1 cm) を除く 7 試料は H_{cr}/H_c が 1.951 ~ 6.255, M_{rs}/M_s が 0.052 ~ 0.296 の範囲に入り、Day plot (Day et al., 1977; Dunlop, 2002) においてほとんどすべて擬単磁区 (PSD) 領域に

入る。-1 cm の試料は H_{cr}/H_c が 7.671 ~ 17.34, M_{rs}/M_s が 0.016 ~ 0.090 の範囲で、ほぼ多磁区 (MD) 領域である (ヘマタイトが含まれているためか Day plot 上でやや右上にプロットされる)。

マグネタイトの初磁化率には粒子サイズ依存性もあり、SP 領域で比較的高いことが知られている (Maher, 1988; Heider et al., 1996; Dunlop and Argyle, 1997)。 χ_{FD} を見ると (図 5), セクション全体を通して約 3 % 以内と低く、系統的な変化も確認できない。初磁化率が比較的高いセクション下半部や Ha-5 で χ_{FD} は決して高いわけではない。したがって、認められた初磁化率変化は SP マグネタイトによるものではない。

以上の議論より、認められた初磁化率変化はマグネタイトの濃度変化に起因すると筆者らは結論する。セクション SW-3 では下半部でマグネタイト量が比較的多く、上半部では少ない。上半部では HFS/χ が 50 % 前後かそれ以上に達するため (図 5, 10.2), 初磁化率はマグネタイトに加えマグネタイトを希釈する常磁性物質 (大部分が粘土鉱物と思われる) の寄与も無視できない。Ha-5 には粗粒なチタノマグネタイトが高い濃度で含まれていると考えられる。

3. 初磁化率による対比

本研究で筆者らは、陸上に露出する無層理堆積物の対比において初磁化率の有効な手段になり得ることを実証した。地点 SW においては約 5 m 間隔の 4 セクションが非常によく似た初磁化率変化を示し、地点 TK1 と TK2 の間 (約 150 m) でも初磁化率の変化に高い類似が確認された (図 3)。数 m から 100 m 程度の範囲では、初磁化率の変化パターンを比較することで陸上の無層理堆積物を対比できる場合があることが示された。しかし同時に、初磁化率にほとんど層序変化が見られない場合や (例えば、地点 SW の上半部)、細かい部分で変化パターンがやや異なる場合 (例えば、セクション SW-4 の下半部) があることも明らかになり、露頭測定で初磁化率調査が近隣の詳細な対比において常に有効であるとは言えないようである。本調査地域の佐浜泥部層では、数 100 m を超えるようなスケールになると初磁化率の変化パターンを peak-to-peak の高い精度で対比するのは困難であった。それでも、多くの地点において Ha-4 の下位で初磁化率が上に向かって漸減するといった大まかな傾向は確認され、広域にわたる細かい対比は難しくても大まかな比較は十分可能である。

佐浜泥部層は内湾性の堆積物なので、海水準変動に加えて後背地の環境変化 (例えば、出水時の碎屑物の急激な運搬・流入) という局所的な影響を強く受けやすかったと考えられる。そのため、一般に同じ堆積盆の中でも流入する河川に近い場所と湾の中央部では堆積相が異なるように、堆積物中の磁性物質の濃度も (岩相が似ていても) 場所により異なり、それが初磁化率の側方への比較的急な変化として表れたと考えられる。地点 TK1 と TK2 の上半部で検出された初磁化率の広いピークが地点 KH や OH で認められないといったことは、こうしたことを反映していると思われる。言い換えれば、たとえ内湾や浅海であっても、後背地の環境変化が比較的少ない地域や生物生産量の変化が小さい地域の堆積物では、佐浜泥部層よりも広範な初磁化率対比が可能かもしれない。堆積学的、古生物学的、あるいは環境磁気学的に堆積環境の概略が推定できるような地域で初磁化率による広域対比の可能性が考えられる場合は、初磁化率による対比を積極的に試みてみるべきだろう。また、簡便に、早く、露頭で測定できるという特性から、陸上の無層理堆積物で対比上の問題に遭遇した場合は初磁化率を測定してみることを筆者らは強く勧めたい。

結 論

内湾性堆積物である佐浜泥部層 (更新統) の初磁化率を 5 地点で測定し、陸上に露出する無層理堆積物における初磁化率の対比手段としての有効性を調べた。また、初磁化率変化の原因を探るために、試料を採取して各種磁気測定を行った。主要な結論を以下に記す。

(1) 15 m 程度の範囲内では、初磁化率の変化パターンを用いて層序対比が可能である (地点 SW の事例)。また、150 m 程度の距離でも初磁化率変化を peak-to-peak で対比することができる (地点 TK1 と TK2 の事例)。4 km 四方の地域内では、全ての調査セクションの初磁化率変化を細かく

対比することはできないが、上位に向かって初磁化率が漸減するという傾向 (調査セクション下半部) は共通に認められ、大まかな比較は十分可能である。

(2) 火山灰層はシルト層や砂層よりも高い初磁化率を示す (Ha-5 と Ha-4 の両火山灰層の事例)。これらの火山灰層が示す初磁化率のピークは 5 地点すべてにおいて確認される。

(3) 佐浜泥部層の主要な磁性鉱物は低温酸化を受けたマグネタイトであり (Ha-5 は $x = 0.1$ 程度のチタノマグネタイト)、この含有量変化が初磁化率変化の原因である。

謝 辞

本研究を進めるにあたり、愛知教育大学の入月俊明氏 (現所属、島根大学総合理工学部) には野外調査でご協力を賜り、多くの場面で議論していただいた。同志社大学理工学研究所の林田 明氏には堆積物試料の採取と保管に関してアドバイスを頂いた。また、愛知教育大学における同氏の集中講義 (2001 年度) は筆者らの環境磁気学への関心を著しく高めた。熱磁気分析と磁気ヒステリシス測定では京都大学大学院人間・環境学研究科の石川尚人氏に、低温磁気測定では産業技術総合研究所の山崎俊嗣氏と山本裕二氏に大変お世話になった。また山本氏には磁氣的相互作用に関して有用なコメントを頂いた。愛知教育大学名誉教授の松田 猛氏には多目的磁場装置の使用に関してご指導いただいた。筆者らが小型初磁化率計を手にするきっかけになったのは、東北大学大学院理学研究科の吉田武義氏と火成岩の調査中に同氏に紹介していただいたことである。お二名の匿名査読者と林田氏、および編集を担当された大阪府立大学総合科学部の伊藤康人氏から頂いた建設的なご意見により、本論は著しく改善された。以上の方々に深く感謝します。本研究には平成 13 年度中日新聞社東海学術奨励会研究助成金、平成 14 年度深田研究助成金、および平成 14 年度文科省科学研究費補助金 (14740291) の一部を使用した。

文 献

- Banerjee, S. K., King, J. and Marvin, J., 1981, A rapid method for magnetic granulometry with applications to environmental studies. *Geophys. Res. Lett.*, **8**, 333-336.
- Bloemendal, J., King, J. W., Hall, F. R. and Doh, S. -J., 1992, Rock magnetism of Late Neogene and Pleistocene deep-sea sediments: Relationship to sediment source, diagenetic processes and sediment lithology. *Jour. Geophys. Res.*, **97**, 4361-4375.
- Bloemendal, J., King, J. W., Hunt, A., deMenocal, P. B. and Hayashida, A., 1993, Origin of the sedimentary magnetic record at Ocean Drilling Program sites on the Owen Ridge, western Arabian Sea. *Jour. Geophys. Res.*, **98**, 4199-4219.
- Cisowski, S., 1981, Interacting vs. non-interacting single domain behavior in natural and synthetic samples. *Phys. Earth Planet. Inter.*, **26**, 56-62.
- Day, R., Fuller, M. and Schmidt, V. A., 1977, Hysteresis properties of titanomagnetites: grain-size and compositional dependence. *Phys. Earth Planet. Inter.*, **13**, 260-267.
- Dearing, J., 1994, *Environmental magnetic susceptibility using the Bartington MS2 system*. Chi Publishing, Kenilworth, 54p.
- Dunlop, D. J., 2002, Theory and application of the Day plot (M_{an}/M_s versus H_{an}/H_c). 1. Theoretical curves and tests using titanomagnetite data. *Jour. Geophys. Res.*, **107**, 2001JB000486.
- Dunlop, D. J. and Argyle, K. S., 1997, Thermoremanence, anhysteretic

- remanence and susceptibility of submicron magnetites: Nonlinear field dependence and variation with grain size. *Jour. Geophys. Res.*, **102**, 20199-20210.
- Dunlop, D. J. and Özdemir, Ö., 1997, *Rock magnetism: fundamentals and frontiers*. Cambridge University Press, Cambridge, 573p.
- Evans, M. E. and Heller, F., 2003, *Environmental magnetism: principles and applications of enviromagnetics*. Academic Press, San Diego, 299p.
- Heider, F., Zitzelsberger, A. and Fabian, K., 1996, Magnetic susceptibility and remanent coercive force in grown magnetite crystals from 0.1 μ m to 6 mm. *Phys. Earth Planet. Inter.*, **93**, 239-256.
- Heslop, D., Dekkers, M. J., Kruijver, P. P. and van Oorschot, I. H. M., 2002, Analysis of isothermal remanent magnetization acquisition curves using the expectation-maximization algorithm. *Geophys. Jour. Int.*, **148**, 58-64.
- Hunt, C. P., Moskowitz, B. M. and Banerjee, S. K., 1995, Magnetic properties of rocks and minerals. In Ahrens, T. J., ed., *Rock physics and phase relations: a handbook of physical constants*, vol. 3, AGU, Washington, DC, 189-204.
- 入月俊明, 2002, 浜名湖東岸域から産する貝形虫化石の群集解析に基づく中期更新世の海況変動. 古生物学会 2002 年例会予稿集, 104.
- Ishikawa, N. and Frost, G. M., 2002, Magnetic properties of sediments from Ocean Drilling Program sites 1109, 1115, and 1118 (Leg 180), Woodlark Basin (Papua New Guinea). *Earth Planets Space*, **54**, 883-897.
- Kent, D. V., 1982, Apparent correlation of palaeomagnetic intensity and climatic records in deep-sea sediments. *Nature*, **299**, 538-539.
- King, J., Banerjee, S. K., Marvin, J. and Özdemir, Ö., 1982, A comparison of different magnetic methods for determining the relative grain size of magnetite in natural materials: some results from lake sediments. *Earth Planet. Sci. Lett.*, **59**, 404-419.
- Kruijver, P. P. and Passier, H. F., 2001, Coercivity analysis of magnetic phases in sapropel S1 related to variations in redox conditions, including an investigation of the S ratio. *Geochem. Geophys. Geosyst.*, **2**, 2001GC000181.
- Kruijver, P. P., Dekkers, M. J. and Heslop, D., 2001, Quantification of magnetic coercivity components by the analysis of acquisition curves of isothermal remanent magnetisation. *Earth Planet. Sci. Lett.*, **189**, 269-276.
- Kukla, G., Heller, F., Ming, L. X., Chun, X. T., Sheng, L. T. and Sheng, A. Z., 1988, Pleistocene climates in China dated by magnetic susceptibility. *Geology*, **16**, 811-814.
- Lowrie, W., 1990, Identification of ferromagnetic minerals in a rock by coercivity and unblocking temperature properties. *Geophys. Res. Lett.*, **17**, 159-162.
- Maher, B. A., 1988, Magnetic properties of some synthetic sub-micron magnetites. *Geophys. Jour.*, **94**, 83-96.
- Maher, B. A. and Thompson, R., 1999 eds., *Quaternary climates, environments and magnetism*. Cambridge University Press, Cambridge, 390p.
- Moskowitz, B. M., Jackson, M. and Kissel, C., 1998, Low-temperature magnetic behavior of titanomagnetites. *Earth Planet. Sci. Lett.*, **157**, 141-149.
- 日本地質学会, 2001 訳編, 国際層序ガイド. 共立出版, 東京, 238p.
- Özdemir, Ö., Dunlop, D. J. and Moskowitz, B. M., 1993, The effect of oxidation on the Verwey transition in magnetite. *Geophys. Res. Lett.*, **20**, 1671-1674.
- Opdyke, N. D. and Channell, J. E. T., 1996, *Magnetic stratigraphy*. Academic Press, San Diego, 346p.
- Radhakrishnamurty, C., Likhite, S. D., Amin, B. S. and Somayajulu, B. L., 1968, Magnetic susceptibility stratigraphy in ocean sediment cores. *Earth Planet. Sci. Lett.*, **4**, 464-468.
- Roberts, A. P., Cui, Y. and Verosub, K. L., 1995, Wasp-waisted hysteresis loops: Mineral magnetic characteristics and discrimination of components in mixed magnetic systems. *Jour. Geophys. Res.*, **100**, 17909-17924.
- Robertson, D. J. and France, D. E., 1994, Discrimination of remanence-carrying minerals in mixtures, using isothermal remanent magnetization acquisition curves. *Phys. Earth Planet. Inter.*, **82**, 223-234.
- Robinson, S. G., 1986, The late Pleistocene palaeoclimatic record of North Atlantic deep-sea sediments revealed by mineral-magnetic measurements. *Phys. Earth Planet. Inter.*, **42**, 22-47.
- Robinson, S. G., 1990, Applications for whole-core magnetic susceptibility measurements of deep-sea sediments: Leg 115 results. In Duncan, R. A., Backman, J., Peterson, L. C., et al., eds., *Proc. ODP, Sci. Results*, **115**, College Station, Texas, 737-771.
- Robinson, S. G., Maslin, M. A. and McCave, N., 1995, Magnetic susceptibility variations in Upper Pleistocene deep-sea sediments of the NE Atlantic: Implications for ice rafting and paleocirculation at the last glacial maximum. *Paleoceanography*, **10**, 221-250.
- Salvador, A., 1994 ed., *International stratigraphic guide: A guide to stratigraphic classification, terminology, and procedure*. IUGS and GSA, Boulder, 214p.
- 杉山雄一, 1991, 渥美半島-浜名湖東岸地域の中部更新統一海進-海退堆積サイクルとその広域対比. 地調月報, **42**, 75-109.
- Tauxe, L., 1998, *Paleomagnetic principles and practice*. Kluwer Academic Publishers, Dordrecht, 299p.
- Tauxe, L., Mullender, T. A. T. and Pick, T., 1996, Potbellies, wasp-waists, and superparamagnetism in magnetic hysteresis. *Jour. Geophys. Res.*, **101**, 571-583.
- Thompson, R., 1973, Palaeolimnology and palaeomagnetism. *Nature*, **242**, 182-184.
- Thompson, R., Battarbee, R. W., O'Sullivan, P. E. and Oldfield, F., 1975, Magnetic susceptibility of lake sediments. *Limnol. Oceanogr.*, **20**, 687-698.
- 鳥居雅之・福岡浩司, 1998, 黄土層の初磁化率: レヴィュー. 第四紀研究, **37**, 33-45.

(要 旨)

星 博幸・亀井春美, 2003, 陸上に露出する無層理堆積物の初磁化率 (帯磁率) による対比: 静岡県, 更新統佐浜泥部層の例. 地質雑, **109**, 697-709 (Hoshi, H. and Kamei, H., 2003, Correlation of onshore unstratified sediments by initial magnetic susceptibility: An example from the Pleistocene Sahama Mud Member, Shizuoka Prefecture, central Japan. *Jour. Geol. Soc. Japan*, **109**, 697-709)

陸上に露出する無層理堆積物の対比における初磁化率の有効性を調べるため, 佐浜泥部層の初磁化率を5地点の露頭で測定した. 測定には Kappameter KT-9 を用いた. この初磁化率計の表示値は Bartington MS2 で決定された体積初磁化率とリニアな関係にある. 岩相的に均質で無層理の堆積物だが, ほとんどのセクションで初磁化率に無視できない層序変化が確認された. 簡単に早く測定できる初磁化率は, 陸上の無層理堆積物の対比に有効な場合があることが明らかになった. 初磁化率の層序変化の原因を探るために, 採取した試料に対し室内で岩石磁気学的な測定も行った. 堆積物には数種類の磁性鉱物が含まれ, 初磁化率を支配するものは低温酸化を受けたマグネタイトである. 初磁化率変化は基本的にマグネタイト濃度の変化を示す.