

負の帯磁率を示す堆積物が持つ地質学的意義

中井睦美

Geology and rockmagnetism of deposits showing minus magnetic susceptibility.

Mutsumi Nakai

1. はじめに

すべての物質は基本的には磁性を持つことが可能である。磁石になる物質（強磁性鉱物など）以外でも、磁性は備わっている。強い外部磁場、例えば、市販のマグネットでは作れないような1 T程度の高磁場がかかった時、ほとんどの物質中のスピンは外部磁場の影響を受け、磁性を持つ。しかし、常温で、地球磁場のような小さい外部磁場下で、磁性を発揮する鉱物は限られている。

一方、外部磁場が無くなると磁性が無くなってしまふ鉱物の中には、高磁場をかけている時、外部磁場と同じ方向に磁化する鉱物と、外部磁場とは逆向きに磁化するという鉱物がある。前者の磁性を常磁性といい、後者を反磁性という。ただし、常磁性鉱物も反磁性鉱物も、外部磁場が無いところでは磁性をもたないので、一般には磁性鉱物とは認識されていない。しかし、近年の精度の良い磁気測定機器の開発は、これら常磁性・反磁性の鉱物にも光をあてはじめている (Sjöberg and Kapička, 1988など)。

本研究では、これら常磁性・反磁性の鉱物に焦点をあて、特に海洋底堆積物中の反磁性鉱物に由来するマイナスの帯磁率を持つ地層の意義について、議論する。

2. 磁性体の分類

前述のように、物質は大別して、強磁性体・常磁性体・反磁性体に分かれる (図1)。外部磁場をかければ、強磁性体・常磁性体は外部磁場と同じ方向に磁化する。しかし、反磁性体は外部磁場とは反対方向に磁化する。小さい外部磁場がかかった場合の磁化する割合が、初期帯磁率である。従って、強磁性体・常磁性体の初期帯磁率は、プラスの値を示すが、反磁性体の示す初期帯磁率は、マイナスである。そこで、本研究で述べる、マイナスの帯磁率を持つ堆積物というのは、

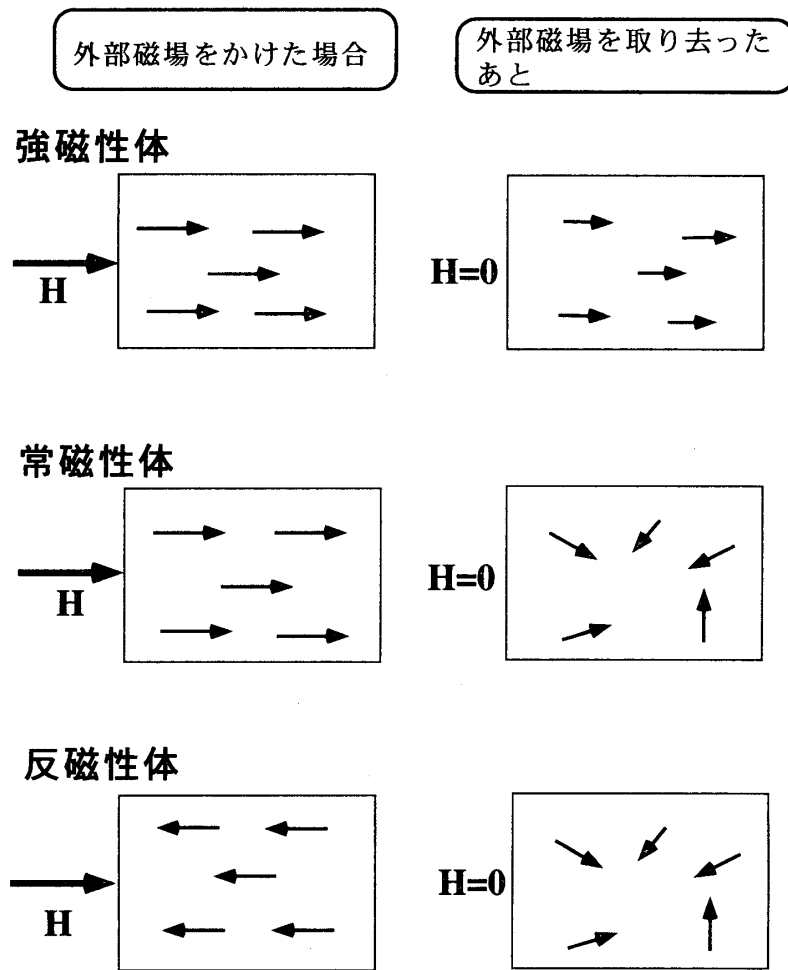


図1 磁性体の分類 Hは外部磁場

この反磁性体由来する堆積物ということになる。

強磁性体は外部磁場がなくなった後も、磁化が残る。この残った磁化を等温残留磁化という (IRM: Isothermal Remanent Magnetization)。一般に磁石といわれているものは、この強磁性体をさす。磁石の材料としては、鉄やコバルトといった金属が身近であるが、地表の岩石中には純粋な金属はほとんどふくまれておらず、酸化物となっているので、岩石中の強磁性体も酸化物であり、金属のようなフェロ磁性は示さず、フェリ磁性という強磁性を示す。フェリ磁性はフェロ磁性に比較して、磁化の程度は小さい。一方、常磁性体・反磁性体は、外部磁場がなくなると、スピンの向きがバラバラになり、磁化を失う。つまり、常磁性体・反磁性体は、磁石としては扱われていない。

3. 帯磁率にかかわる岩石磁気

岩石中の鉱物の磁性

岩石は一般に弱い磁化を持っており、自然残留磁化 (NRM: Natural Remanent Magnetization) と呼ばれている。NRM を担っているのは、岩石中の強磁性鉱物である。ここでいう強磁性鉱物と

表1 鉱物の帯磁率

(Tarling and Hrouda, 1993を簡略化)

鉱物	成分	帯磁率 ($\times 10^{-6}$ SI)	飽和磁化 (10^3 A/m)
強磁性鉱物 (常温で)			
磁鉄鉱 (magnetite)	α 相 Fe_3O_4	~ 1000000	480
マグヘマイト (maghemite)	γ 相 Fe_2O_3	~ 860000	380
チタン磁鉄鉱 (titanomagnetite $x = 0.6$ の場合)	$(\text{FeTi})_3\text{O}_4$		125
赤鉄鉱 (hematite)	α 相 Fe_2O_3	2000 \sim 50000	2.5 \sim
ゲーサイト (goethite)	γ 相 FeOOH	1300 \sim 5000	2 \sim
等軸硫化鉄鉱 (greigite)	Fe_3S_4		125
磁硫鉄鉱 (pyrrhotite)	FeS	50000 \sim 300000	80
常磁性鉱物 (常温で)			
チタン鉄鉱 (ilmenite)	FeTiO_3		
黒雲母 (biotite)	略	900 \sim 1400	
角閃石類 (amphibole)	略	500 \sim 8920	
輝石類 (pyroxene)	略	500 \sim 5000	
ガーネット (garnet)	略	3000	
堇青石 (cordierite)	略	600	
シデライト (siderite)	略	3800 \sim 4200	
陽起石 (actinolite)	略	3560 \sim 8920	
反磁性鉱物 (常温で)			
石英 (quartz)	SiO_2	-13 \sim -16	
方解石 (calcite)	CaCO_3	-13 \sim -14	
ドロマイト (dolomite)	MgCO_3	-38	

は、常温でフェリ磁性や反強磁性（寄生強磁性）を示す鉱物の総称である。岩石中で強磁性をもつ鉱物はマグネタイト（magnetite：磁鉄鉱， Fe_3O_4 ），チタノマグネタイト（titanomagnetite：チタン磁鉄鉱， $(\text{FeTi})_3\text{O}_4$ ），ピロータイト（pyrrhotite：磁硫鉄鉱， Fe_{1-x}S ）などのフェリ磁性鉱物である。一般に岩石中の強磁性鉱物といわれている鉱物は、これらフェリ磁性鉱物である。ヘマタイト（hematite：赤鉄鉱， Fe_2O_3 ）は反強磁性あるいは寄生強磁性という磁性を示すが、岩石の中では強磁性鉱物として働く。そして、外部磁場がどのような大きさであっても、磁場が取り除かれた時に残っている常温の磁化を等温残留磁化（IRM：Isothermal Remanent Magnetization）という。

表1におもな磁性鉱物のリストを挙げる。つまり表1の上部に列挙した磁鉄鉱などの強磁性鉱物が入っていない限り、岩石にはNRMを持つ能力はない。

常磁性の鉱物の代表は、輝石や角閃石などで、Feを含む鉱物であり、反磁性の鉱物の代表は石英（quartz），方解石（calcite）といった鉱物である（表1）。イルメナイト（ilmenite：チタン鉄鉱， FeTiO_3 ）は火成岩・変成岩中に多く見られる不透明鉱物であるが、低温（ -233°C 以下）ではフェリ磁性を持ち、常温では常磁性の性質を持つ。

岩石とは、上記の3種類の磁性鉱物が混じり合う混合物であるので、それら磁性鉱物の含有比

表2 岩石の磁気特性

岩石タイプ	NRM (自然残留磁化)	磁性鉱物の特徴
火山岩 (玄武岩)	TRM, PTRM	Ti 量が多いのであれば高温酸化した場合には Tc が 580℃, そうでなければ Tc は 400-300℃ 代であることが多い。
火山岩 (流紋岩)	TRM, PTRM	Ti の少ないマグネタイトである。溶岩の粘性が高く、最終堆積時に温度が下がっていることに注意。
深成岩類	TRM, PTRM	強磁性鉱物の粒度が大きく、VRM がつきやすい。
火砕流堆積物	TRM, PTRM, DRM	堆積温度を確認する必要がある。マグネタイト・チタノマグネタイトが多く Tc は高いことが多い。
降下火山灰	PTRM, DRM	マグネタイト・チタノマグネタイトが多い。Tc の温度の幅は大きい。
ローム	CRM, DRM	二次的にヘマタイト・ゲーサイト形成されていることがある。
堆積岩 (シルト)	DRM, PDRM	磁性鉱物にはあらゆる種類が考えられる。
石灰岩・チャート	DRM, PDRM	残留磁化は極めて小さい。
海洋底 湖底堆積物	DRM, PDRM	マグネタイト・グレイジャイト・ゲーサイトが多い。
レス	CRM, DRM, PDRM	ヘマタイト・ゲーサイトなどが多い。二次的な帯磁を疑うこと。
接触変成岩 (高温)	TRM, PTRM, CRM	ピロータイト・ヘマタイトが多い。マグネタイト・チタノマグネタイトもある。
動力変成岩	PTRM, CRM, ?	ピロータイト・ヘマタイトが多い。マグネタイト・チタノマグネタイトもある。NRM の種類がよく判定できない未解決の部分がある。
変成岩 (高温)	TRM, PTRM	ピロータイト・マグネタイト (Tc は高温 580℃ 近い) が多い。ヘマタイトは二次磁化を持つ可能性がある。
変成岩 (高压)	TRM, PTRM, ?	マグネタイト・チタノマグネタイト・ピロータイトが多い。ヘマタイトは二次磁化を持つ可能性がある。NRM について判断できない未解決の部分がある。
変質した岩石	CRM	低温酸化ならマグヘマイト・ゲーサイト熱水変質が進めばピロータイト・ヘマタイトが形成されている。

Tc: キュリー点 TRM: 熱残留磁化 PTRM: 部分残留磁化 DRM: 堆積残留磁化 PDRM: 後堆積残留磁化
CRM: 化学残留磁化

で、全体の岩石磁気特性は決定する (表 2)。

ヒステリシス曲線

前述のような基本的な鉱物の磁気特性を調べるには、約 ± 1 T 以上の高磁場 (H) をかけて色々な磁氣的性質を観察するとよい。この時えられる曲線をヒステリシス曲線という (図 2)。本研究に用いたヒステリシス曲線の測定には、東洋大学の振動型磁力計を用い、± 1 T の磁場をかけて測定した。

高磁場にするとマグネタイトなどの磁化 (M) は飽和するが、飽和した時の磁化を飽和磁化 (Ms) といい、そのあと外部磁場をゼロに戻した時残った残留磁化 Mr は、飽和等温残留磁化

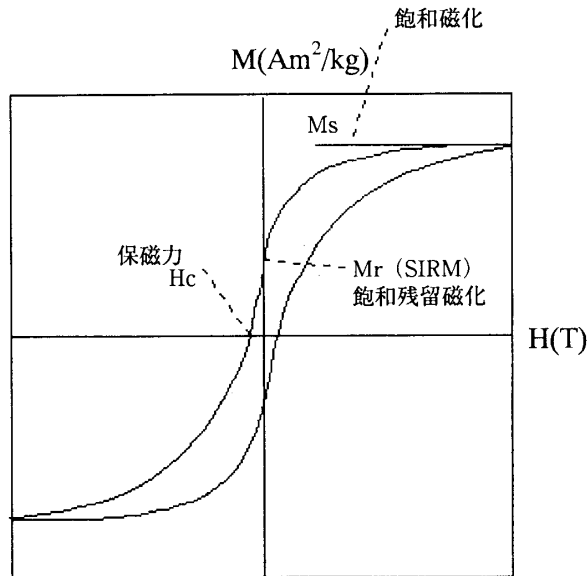


図2 ヒステリシス曲線と磁気特性

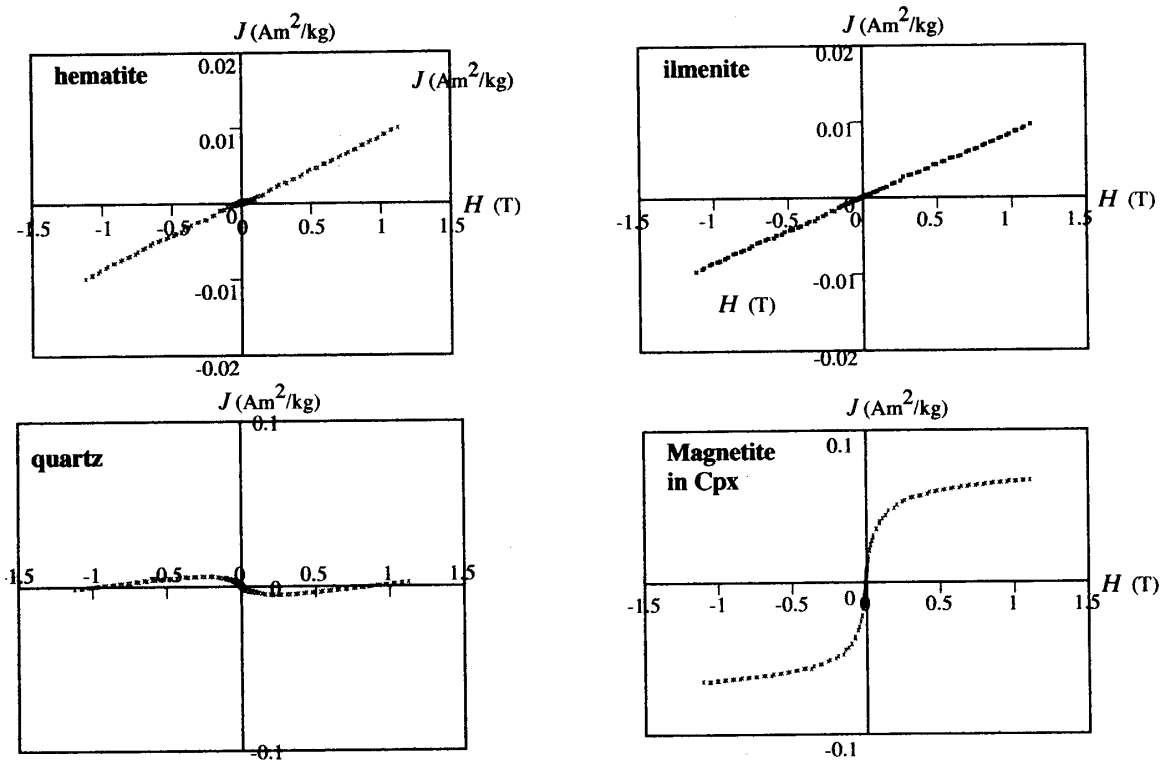


図3 鉱物のヒステリシス曲線

(SIRM: Saturation Isothermal Remanent Magnetization) という。さらに反対方向に同じ大きさの高磁場をかけると、図2のように磁化のヒステリシス曲線 (hysteresis loop) が描けるのであるが、この時磁化がゼロになるまで反対側にかけた磁場の大きさを保磁力 (H_c : coercivity) という。これらの磁気特性はヒステリシス特性と総称される。また、1Tもの高磁場をかけなくても、1mT以下のわずかな外部磁場がかかっている間、鉱物がどのような大きさの磁化を持つかも測定可能であ

る。この小さな外部磁場下でえられる磁化の値を、初期帯磁率 (k または χ : initial susceptibility) という。よく岩石の物理探査に用いる帯磁率はこの初期帯磁率のことを意味する。しかし、ヒステリシス曲線を見るとわかるように、帯磁率は曲線のあらゆる位置で接線の傾きで現すことができる。この帯磁率は微分帯磁率という。特に高磁場の 1 T 付近では、ヒステリシス曲線は直線に近くなり、微分帯磁率も一定の値をとる。その場合の高磁場の微分帯磁率 χ_{HF} もまた重要なヒステリシス特性の一つである。以上簡単に言えば、帯磁率は「磁化しやすさ」を、残留磁化は「磁化の残りやすさ」を、保磁力は「磁化の消えにくさ」を現していると考えるとよい。

ヒステリシス特性は、鉱物の磁性ばかりでなく粒度によっても変化する。しかも目に見えない数ミクロン以下の粒度の粒子が影響する。ヒステリシス特性と磁性鉱物の粒度の変化との関係は、堆積物に応用されて、環境変化の解析に使用されている。しかし、鉱物によってヒステリシス曲線は微妙に異なり、かつ、岩石中には複数の鉱物が混在するため、それらを調査するための、岩石を対象とする多くのヒステリシス曲線解析の研究がある (Dunlop, 1971; Sjöberg and Kapička, 1988; France and Oldfield, 2000; Carter-Stiglitz *et al.*, 2001)。

3つの磁性体の分類に従えば、強磁性鉱物は初期帯磁率が大きく、すぐ磁化が飽和する図 2 のような典型的なヒステリシス曲線を描く。つまり初期帯磁率 (χ)、保磁力 (H_c)、残留磁化 (M_r) が大きく、 χ_{HF} が小さくゼロに近い特徴がある。常磁性体は直線的に右上がりのほぼ直線状のヒステリシス曲線を描く。そのため、 χ は正で大きい、 H_c 、 M_r はゼロであり、 χ_{HF} は正の値で大きい。反磁性体は、常磁性体とはまったく逆に、直線的に左下がりのほぼ直線状のヒステリシス曲線を描く。そのため、 χ は負となり、 H_c 、 M_r はゼロであり、 χ_{HF} は負の値で大きい。しかし、自然界の鉱物は、鉱物そのものが不均質であったり、別な鉱物を含んでいたりする。

図 3 に、4つの自然界の鉱物のヒステリシス曲線を示す。このうち hematite (赤鉄鉱) は結晶型で強磁性が強くなったり常磁性に近くなったりするが、図 3 は常磁性が卓越している例である。また ilmenite (チタン鉄鉱) も常温ではきれいな典型的常磁性体の曲線を描く。quartz (石英) は、反磁性体であるが、図 3 の場合は常磁性体物質を含んでいるようで、原点付近では、反磁性体の性質が大きい、高磁場化では常磁性体の性質を表している。こういったケースは、鉱物というより鉱物の集合体である岩石に多く見られ、この場合、 χ は負の値、 χ_{HF} は正で大きい値を示す。図 3 の Cpx (単斜輝石) は本来常磁性体なのであるが、有色造岩鉱物によくあることであるが、この Cpx も magnetite を含んでいる。結果として、ヒステリシス曲線は強磁性体に近い値を示す。ただし、この場合、magnetite の粒度が大きいためか、 H_c が極めて小さい。

以上のようなヒステリシス曲線を測定するには、振動型磁力計 (VSM: Vibrating Sample Magnetometer)、マイクロマグ (Micro-Mag) といった高価な測定機が必要で、かつ、1 試料の測定にもある程度時間がかかることから、大量のデータ処理には向かない。そこで一般的には、ヒステリシス特性ではなく、初期帯磁率を用いて岩石の磁性を推定することが多い。岩石はこれらの鉱物が入り交じっているため、実際の岩石の帯磁率は、含有鉱物の量比により、極めて幅広い

値を示す。ただし、表1の帯磁率の値で分かるように、たとえば磁鉄鉱が一粒でも入れば、岩石は強い帯磁率を示すようになる。つまり、わずかな量のフェリ磁性鉱物の有無が、岩石全体の帯磁率を大きく左右するのである。

岩石の帯磁率をになう鉱物

岩石磁気学は、岩石に含まれている磁性鉱物の特定すること無しには、進めることはできない。磁気特性を用いて地質現象を解析しようというのであるから、磁性を担っている鉱物の磁気特性がわかっていなければならない。この強磁性鉱物の特定が思った以上に複雑である。というのも、強磁性鉱物の大きさは、反射顕微鏡では見えない粒度であることが多く、また、結晶形が変化すると磁気特性も変化してしまうため、化学組成だけでは磁気特性を決められないからである。しかも、測定する物性量は、岩石全体の平均化したものとして出てくるという難点がある。実際問題として、一つの岩石に2種類以上の強磁性鉱物が含まれることは普通である。つまり2種類以上の磁気特性が重なり合っただけで見えてしまい、それらは区別しにくい。しかも、顕微鏡やEPMA(X線マイクロアナライザー)などの観察や分析は必要ではあるが、岩石学的・鉱物学的解析法だけでは、岩石ごとの総体としての磁気特性はわからない。最終的には物性的解析法を用いないと、岩石の磁気特性は判定できないということになる。岩石に2つ以上の強磁性鉱物が含まれていて、それぞれの磁気成分の重なった形のヒステリシス曲線のデータから、2つの成分を推定するという研究努力は、現在も続いている (Roberts *et al.*, 1995)。表3に岩石中の強磁性鉱物の判定法をまとめた。Js-T 曲線というのは、熱磁化曲線のことで、数百度まで高温にしたときの飽和磁化 (Ms または Js. と表現するヒステリシス曲線では、Ms と呼び慣わされているが、熱磁化曲線では Js という場合が多い) の変化を表した曲線である。磁性鉱物の熱変化を分析する方法である。表3のように、ヒステリシス曲線、あるいは帯磁率だけで、強磁性鉱物を決めることは不可能である。したがって、研究上帯磁率をになう強磁性鉱物を判定したい場合は、熱磁化曲線、各種顕微鏡観察、化学分析などを併用しなければならない。

Feの含まれる不透明鉱物はすべて残留磁化を持つと考えられがちであるが、強磁性鉱物でも常温では残留磁化を持たないという例もある。火山岩によく含まれている強磁性鉱物の一つで、NRMの保持者であることの多いチタノマグネタイトは、鉄・チタンの酸化物の固溶体である。正確には FeO (wustite)-TiO₂ (rutile)-Fe₂O₃ (hematite, maghemite) の三成分の固溶体であり、チタノマグネタイト系列上の成分を持つ。チタノマグネタイト系列上の鉱物が、常温または熱水程度の低温で酸化すると、鉱物は低温酸化され、鉱物の帯磁率も変化する。前述のように、ilmeniteも、また、常磁性鉱物である。

含まれている鉱物が、強磁性鉱物や常磁性鉱物の場合、帯磁率だけでは鉱物種は判定できない、しかし、唯一、帯磁率が負を示した時は、反磁性鉱物が極めて卓越する、つまり強磁性鉱物はほとんど含まれないと判断することができる。

表3 強磁性鉱物の判定法

鉱物名	判定の決め手			
	Tc (°C) キュリー点	Js-T 曲線・冷却曲線	反射光学顕微鏡観察	ヒステリシス曲線
マグネタイト	580	曲線は一相で、磁化はTc近くで急減する。Heatingとcooling曲線はほぼ一致する。	等軸晶形であり、光学的にも等方である。ピンクがたった薄いクリーム色である。	典型的なフェリ磁性体の曲線。初期帯磁率, Hc, Msは大きく0.1T程度ですぐ飽和し、高磁場での帯磁率 χ_{HF} は0に近い。
チタノマグネタイト (x=0, 6)	125	曲線はマグネタイトとほぼ同様だが、チタン量比が増えると、Tcは580°C以下へと減少するので、Tcでチタン量比の推定ができる。	等軸晶形であり、光学的にも等方である。マグネタイトと区別は難しい。Tiが増加すると、赤みが増加する。	マグネタイトとほぼ同様の曲線。ヒステリシスで区別はつかない。
マグヘマイト	590-675	低温酸化の程度によってheating曲線が変わる。温度が上がる途中で高温酸化するため、heating曲線が二相になることがある。その場合cooling曲線の磁化は大きくなり、不可逆曲線となる。二回目のJs-T曲線は可逆曲線である。冷却曲線でVerwey温度を解析するのが有効。	マグネタイト、チタノマグネタイトが虫食い状に変化していることが多いので、判定が難しいが、もとのマグネタイトより反射度が弱く多少灰色に見える。光学的異方性が見られる。	マグネタイトとほぼ同様だが、初期帯磁率, Hc, Msはマグネタイトより小さく、マグネタイトの様に磁化はすぐ飽和しない、高磁場でもゆるく磁化が増加し、 χ_{HF} はプラスである。
ヘマタイト	675	曲線は一相だがheatingとcooling曲線は不可逆で、高温でマグネタイトに変化するためcoolingの磁化は大きくなる。	多色性が顕著である。反射能は低く灰白色に見える。内部反射があるので、薄片で透過光をわずかに通す。	Hcが大きいのが特徴。1T以上の高磁場でも飽和せず、 χ_{HF} が大きい。
ピロータイト	320	結晶型も二種類ありheatingが一相の曲線と二相の曲線がある。化学的相変化が起こりイオウが脱けるためTc以下の280°C近辺で、heating曲線のピークが出現する。cooling曲線は一相である。	多色性が顕著である。硫黄化合物の不透明鉱物に共通であるが、黄色が強い。	
グレイジャイト	330	海底堆積物中に多いが、高温にするとピロータイトと同様に相変化を起こすのでJs-T曲線では判定できない。冷却してVerwey温度を調べ、低温で曲線が一相であることで判定する。	等軸であり光学的には等方である。ただし、光学的顕微鏡で観察しにくいほど細粒である。	
ゲーサイト	120	Tc温度は低く、heatingに比べてcoolingが大きくなる。曲線は一相である。		

鉱物の帯磁率は強磁性鉱物の粒度によって変化する

強磁性鉱物の帯磁率は、強磁性鉱物の粒度が小さければ、大きくなる。岩石磁気を用いた研究をする時には、このことを常に意識していなければならない。つまり、強磁性鉱物の含有比は変わらなくても、細粒化するだけで、帯磁率は増加する。帯磁率が増加したからといって鉱物組成が変わるわけではなく、単に細粒になっただけということも起こりうるので注意が必要である。

一般的に径が数 $10\mu\sim 100\mu$ 程度の粒子は、多磁区 (MD: multidomain) 粒子であり、VRM がつきやすく、不安定で変化しやすい。逆に、径が数 μ 以下のサイズの粒子は磁化が安定して変化しにくく VRM も着きにくい。この粒子を単磁区 (SD: single-domain) 粒子という。この臨界サイズは鉱物の化学組成、結晶形、粒子形によって変化する。また、両者の中間サイズの粒子であるが、磁氣的ふるまいは SD に近い粒子を擬単磁区 (PSD: pseudo-single-domain) 粒子という。PSD でも充分 SD と同様な安定で信頼できる NRM を獲得している。

また粒子が小さいほどよいかというとそうでもなく、小さすぎる場合は超常磁性 (SP: superparamagnetism) 粒子という強磁性体ではない粒子に変化してしまう。

粒子サイズの決定方法には、多くの研究がある。強磁性鉱物粒子が MD か SD かどうかは NRM が信頼できるかどうかに関わるため、古地磁気データを扱う時には、粒子サイズについて検討がされる。特に、岩石中の強磁性鉱物のサイズの判定にもっともよく用いられているのはヒシテリシス特性であり、その方法論には多くの研究がある (Dunlop, 1995; Özdemir and Dunlop, 1998; Newell and Merrill, 1999, 2000など)。それだけ粒子サイズの問題は重要とされている。一般に、試料中の強磁性鉱物が SD や PSD ならば H_c は大きくなる。しかし磁性鉱物の含有量などの影響も考えると単純に H_c だけで判定することはできない。

Day Plot (Day *et al.*, 1977) と呼ばれるやり方は、ヒシテリシス特性を利用し、横軸に H_{cr}/H_c 、縦軸に M_r/M_s を設定したグラフである。 H_c は保磁力、 M_r は飽和残留磁化 (SIRM)、 M_s は飽和磁化を現す。 H_{cr} は残留保磁力と呼ばれるもので、ヒシテリシス曲線を描く途中 SIRM をえた段階で、その SIRM がゼロに成るのに必要な反対方向の外部磁場の大きさをいう。近年、Day Plot の詳細な研究から、PSD は SD と MD の混合である可能性が指摘されている (Dunlop, 2002a, b)。

一方、King *et al.* (1982) の方法では、帯磁率 χ を横軸に、ARM の帯磁率 χ_{ARM} を縦軸に設定したグラフをつくって解析する。 χ は普通の初期帯磁率のことで、小さい大きさの直流の外部磁場をかけた時の、単位あたりの磁化モーメントの増加量のことである。ARM とは、地球磁場のような弱い直流の低磁場下で、交番磁場 (交流の磁場) をかけて獲得した磁化のことである。具体的には、交流消磁用の装置内部の磁気シールドで覆われた近似無磁場になる部位で、地球磁場程度の弱い直流の一定のバイアス磁場 ($50\sim 100\mu T$) をかけた状態で、交流消磁と同様の交番磁場をかければ ARM を付着することができる。この ARM の残留磁化をバイアス磁場で割ったものが χ_{ARM} である。

上記の各解析法は、基本的には、マグネタイトとチタノマグネタイトを対象に開発されたもの

であるが、ヘマタイトやピロタイトについての粒度の研究もおこなわれている (Dunlop and Argyle, 1997 ; Clark, 1984)。

4. 帯磁率の測定

帯磁率とは、外部磁場をかけた時の磁化のしやすさを表した値である。かけた外部磁場の大きさに対して、現れる磁化の量の割合を表したものが帯磁率である。つまり、岩石用の帯磁率計とは、少量の磁場をかけて、その磁場に反応する岩石の磁化（残留磁化ではない）の量を測る装置である。本研究に用いた帯磁率計は Bartington の帯磁率計 SM 型である。

残留磁化と異なり、帯磁率には方位はない。ただし、プラスの量やマイナスの量がある（表 1）。鉱物でいうと、マグネタイトは残留磁化も強いが帯磁率も桁違いに強い。角閃石・輝石などは残留磁化はゼロであるが、プラスの帯磁率を持つ。これらは常磁性鉱物である。また、石英、方解石などは、残留磁化はもちろん持たないが、マイナスの帯磁率を持つ反磁性鉱物である。岩石は混合物なので、これらの鉱物の量比と各鉱物の持つ帯磁率の強さで、全体の帯磁率が決まる。お互いの帯磁率が打ち消しあって、結果として帯磁率がゼロに近くなることもあり、マイナスの帯磁率になることもある。最近の精度の良い帯磁率計では、マイナスの帯磁率も測定可能である。残留磁化が感知できないほど弱い岩石は、確かに帯磁率も弱くはなるが、ゼロになるわけではない。両者をきちんと区別しないととんでもない間違いを起こすことになる。

帯磁率の単位は、質量あたりの場合と、体積あたりの場合で異なる。精度の高い古環境解析など、堆積物の質に関して細かい議論をするならば、圧密による効果をなくすため、乾燥質量あたりの帯磁率を用いるのが正しいが、乾燥質量を割り出すのは手間も機器も必要なことから、一般には体積あたりの帯磁率が用いられる。質量あたりの帯磁率の場合、単位は m^3/kg であるが、体積あたりの帯磁率の単位はディメンションレス（単位無し）なので、 0.0×10^9 SI という風に表す。

本研究の場合、海洋底コアの堆積物を扱っており、深度が増すに従って、堆積物の圧密が増し、あきらかに帯磁率が上昇する傾向が見られたので、古環境変遷を求めるための帯磁率は、乾燥質量あたりの帯磁率になおしてある。乾燥質量は、同層準から採取した試料の乾燥質量をもちいた密度から計算している。この密度は、乾燥試料を 100°C で 24 時間乾燥して質量を測定し、体積はヘリウムガスを用いて測定している。これらの計算により、帯磁率は、体積あたり、湿潤質量あたり、乾燥質量あたりの 3 種類に再計算が可能であり、この 3 つで比較をおこなった。

5. 試料

本研究に用いた海洋底コアのデータは、ODP Leg171B 航海の時のデータである (ODPLeg171B shipboard scientists, 1996)。

ODPLeg171B の航海は、西大西洋、バミューダ海域、Blake Plateau の東縁、Blake Nose (30N,

77W) の、大陸斜面上のほぼ東西方向のトランセクトにそった5地点 (Site1049~1053) で掘削調査をおこなっている。掘削地点の水深は1000m~2700mである。掘削した堆積物の時代は、白亜紀後期から始新世後期にあたる。この航海の目的は基本的には、K-T境界を発見することであった。

この地域では、すでに DSDP の掘削データ (DSDP390) などから、K-T境界を含む連続した堆積物が存在することが予想されており、また白亜紀末に隕石あるいは彗星が落下したといわれるユカタン半島に近いことから、隕石落下時のテクタイトの発見が予想されていた。さらに始新世後期の堆積物中にも同様な隕石落下によって形成されたテクタイトの存在が予想されていた。掘削した5地点のうち3地点で白亜系に到達した。そのうちもっとも東側の Site1049では、3つの掘削孔すべてで、K-T境界にあたる層準に、テクタイトからなる厚さ5~10cmの明確な層状の堆積物が発見された (ODPLeg171B shipboard scientists, 1996)。このことは、K-T境界における天体の衝突という大規模なイベントに関して、海域の調査でも明確な証拠をえたという点で重要である。またこの航海では、当初の予想どおり、始新世後期の堆積物からもテクタイトが発見された。

さらに掘削試料には、白亜紀スーパープレームによる海底の低酸素状態が推定される“black shale”, 白亜紀中期 (Aptian-Albian) や始新世前期の超温室効果による地球温暖期の堆積物、おもにナノ化石軟泥からなる厚い始新世の堆積物などが含まれている。したがって、低緯度地帯における白亜紀から古第三紀にかけての高精度の古環境解析、とくに同時代の海の表層および深海における気候変動の影響を解析するうえで貴重なデータを提供するものと思われる。

前述のように、質量あたりに換算した帯磁率の変化曲線は、環境変化の曲線とすることができる。堆積物が増えるということ、さらに、それらの条件が広域に対比できるということは、分布地域全体の古環境変遷の証拠となる。近年は、帯磁率だけでなく他の岩石物性パラメーターを複数併用した環境磁気学という新しい研究分野ができています。

6. 測定結果

ODPLeg171Bの深海底堆積物の5カ所から採取したコアの帯磁率変化を再計算したものを図4に示す。kは体積あたりの帯磁率で単位はSI unitである。K_{wm}は湿潤質量あたりの帯磁率で、K_{dm}は乾燥質量あたりの帯磁率である。見て明らかなように、乾燥質量あたりの帯磁率は湿潤質量あたりの帯磁率より、変化が大きくなる。各地点 (Site1049-1053) ではそれぞれ3本ずつのコアを採取しているが、各地点1本のコアのみ提示している。これらの帯磁率の変化で、特徴的なことは、どのコアでも明らかにマイナスの帯磁率の層準が確認されるということである。それは、下部にあたる Oligocene の層準と、上部の Middle Eocene にあたる層準である。

これらの堆積物のヒステリシス曲線を、図5に示す。図5の Titanomagnetite のヒステリシス曲線は、比較するために提示してある。試料1052E50-3は、プラスの帯磁率を示す層準のヒステ

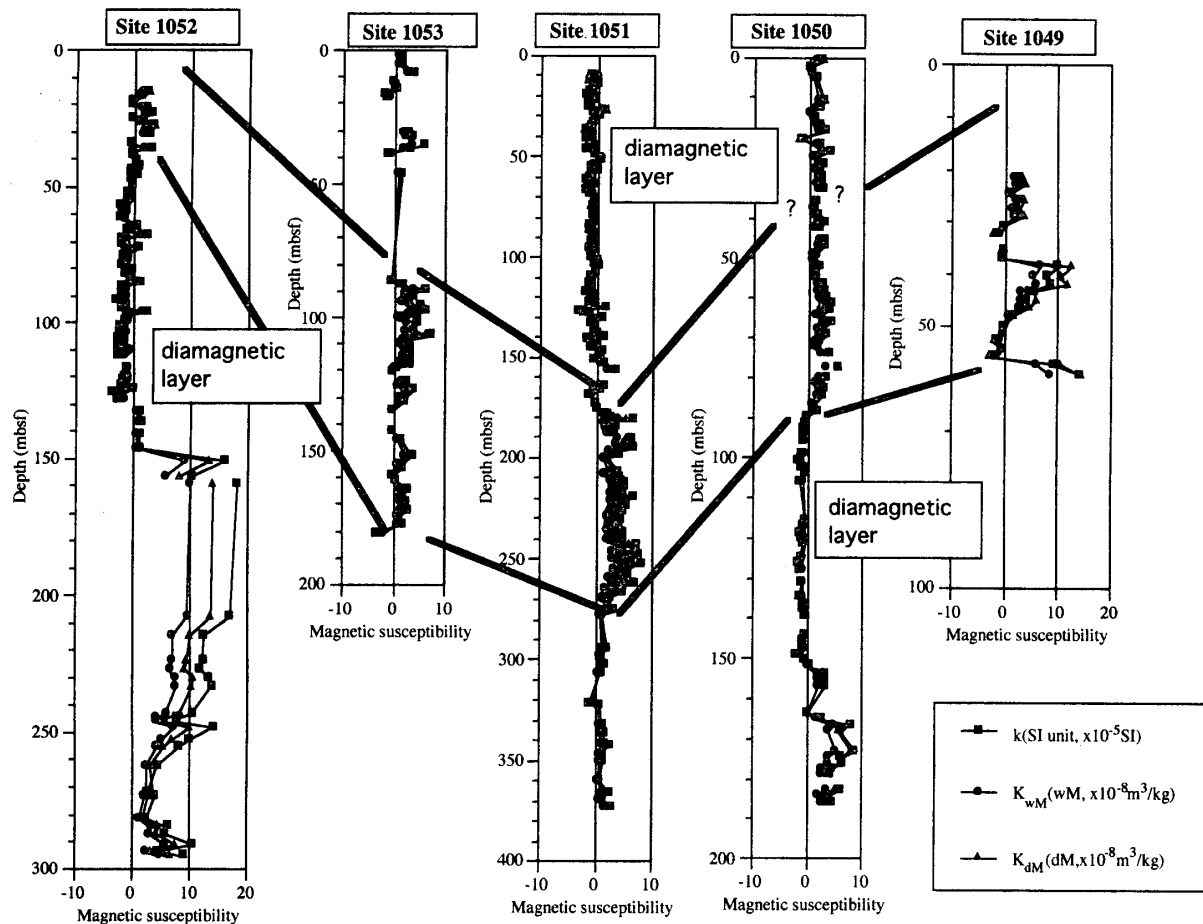


図4 ODP Leg 171B の海洋底コアの堆積物にみられる負の帯磁率の層準

K: 体積あたりの帯磁率, K_{wM} : 湿潤質量あたりの帯磁率, K_{dM} : 乾燥質量あたりの帯磁率

リシス曲線で、典型的な常磁性鉱物 (paramagnetism) の曲線である。一方、1051A9-2は上部のマイナスの帯磁率の層準から得た試料で、そのヒステリシス曲線は、わずかにフェリ磁性鉱物が入っているらしく、保磁力の高いようすを見せているが、大半が反磁性鉱物であるため、全体が右下がりの直線状の曲線になっている。この試料の場合は、初期帯磁率はプラスになるが、 χ_{HF} はマイナスの値となる。また、1052A8-1も同様にマイナスの帯磁率を示す層準から得た試料であるが、このヒステリシス曲線は、典型的な反磁性鉱物 (diamagnetism) を表す。すなわち、初期帯磁率も χ_{HF} もマイナスの値である。

7. 考察

それでは、このようなマイナスの帯磁率の層準というのは、頻繁にあることなのだろうか。現在、多くの海洋底コアの岩石物性データが公表されているが、マイナスの帯磁率を示す堆積物は、珍しい。

それには2つの理由があると考えられる。一つは、従来の帯磁率計の精度では、マイナスの帯磁率は感知しなかった、もう一つは、ゼロ座標軸を移動し、限りなく小さい帯磁率として、あえ

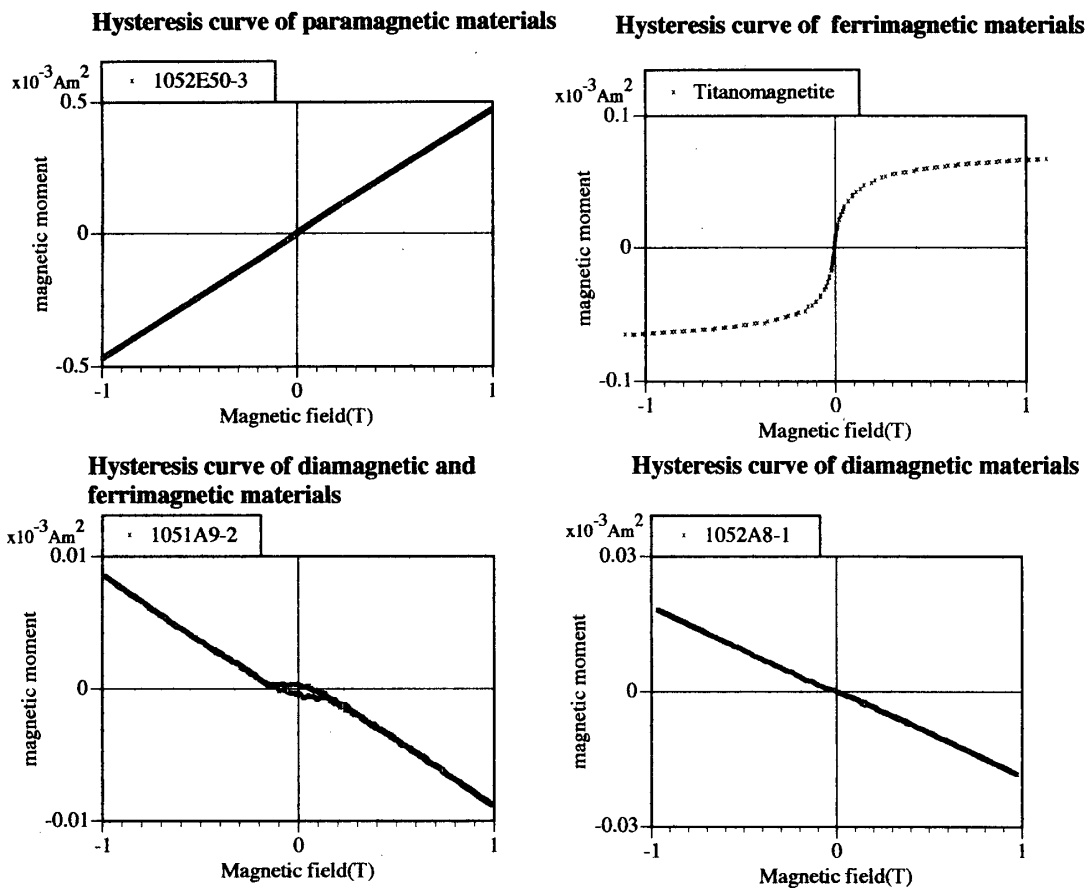


図5 ODP Leg171Bの海洋底コアの堆積物のヒステリシス曲線

でマイナスの帯磁率を考えなかったことが上げられる。

そこで、こういったマイナスの帯磁率の層準が意味することを岩石磁気学的に考察した。

砕屑物の帯磁率は原岩によって変化する

なぜ堆積物の帯磁率の変化が環境変動の指標になるのだろうか？ 堆積物（砕屑物）の帯磁率は、原岩と砕屑粒子の粒度によって決まる。帯磁率の高い岩石が供給源なら、堆積物の帯磁率も高くなり、逆に帯磁率が小さい砕屑物（例えばレスのような風成の砂）は、供給源の岩石や砂漠の砂などの帯磁率が、負または小さいという特徴がある。もし、堆積盆が一定で場同じ岩石が供給源であれば、帯磁率の変化は粒子の粒度変化と考えるのが妥当である。しかし、陸の上昇・削剥作用による供給源の変化、川や風の流れの変化による供給源の地理的变化は、砕屑物に急激な帯磁率の変化をもたらす。これらの大きな変化は、とりもなおさず、大きな環境変動を意味する。しかがって図4に代表されるような大きな平均帯磁率の変動は、環境変動につながることが多い。

マイナスの帯磁率は何を意味するのか？

では、マイナスの帯磁率を示す地層が堆積した時代、陸上にはマイナスの帯磁率を示す岩石が

広く分布していたのだろうか？

物質の中にはマイナスの帯磁率を持つものがあり、それもごくごく身近に存在する。たとえば、ガラス・プラスティックといった物質である。自然界でマイナスの帯磁率を持つ鉱物は、石英・長石類・方解石といった鉱物で Fe や Ti などの入っていない無色鉱物である。これらの鉱物が多くはいつている岩石は、マイナスの帯磁率を示すことがある。たとえば、石英岩脈、コーツアイト、チャート、石灰岩といった岩石の中には、明らかにマイナスの帯磁率を示す岩石がある。もちろん、プラスの帯磁率を示すチャートや石灰岩もある、というか、プラスの帯磁率を示す方が多いといっても良いだろう。むしろ、火成岩でマイナスの帯磁率を示す岩石は、岩脈を除き存在しない。ガラスが主体である黒曜石も、微細なマグネタイトを含むのが多く、強いプラスの帯磁率を持つ。

岩石は混合物である。マイナスの帯磁率を持つ鉱物だけから岩石が構成されていることは珍しい。反磁性鉱物の持つマイナスの帯磁率の大きさ（絶対値）は、輝石・角閃石といった常磁性鉱物の帯磁率の大きさより小さく、もちろん、強磁性鉱物の帯磁率の大きさとは比較にならないほど小さい。従って、石灰岩やチャートが、方解石や石英といった反磁性鉱物から主に構成されていても、ひと粒でも強磁性鉱物が混在していれば、あるいは、ある程度の割合の常磁性鉱物が混在していれば、岩石全体の初期帯磁率はプラスになる。

このように、岩石にはプラスの初期帯磁率を示すものが多いので、いくら石灰岩地帯であるといっても、広域から流れてくる碎屑物の帯磁率はマイナスにはならない。従って、それら碎屑物から構成される堆積物、たとえば沿岸海洋堆積物や、湖沼堆積物などの帯磁率は、マイナスにはならない。

それでは初期帯磁率がマイナスになるという一部の堆積岩は、いったいどのような環境で堆積したのだろうか？端的に言ってしまうと、そのような堆積岩はマグネタイト・輝石・角閃石といった源岩の碎屑物として当たり前に入ってくる鉱物が、全く入ってこない環境で生成した岩石である。岩石中の Fe や Ti が含まれる鉱物はマイナスの帯磁率は持たないので、初期帯磁率がマイナスである岩石の堆積環境は、これらの元素を含む鉱物が選択的に溶けて、イオンとして溶脱してしまったか、それとも、まったく陸源堆積物の届かない所で堆積してできた岩石かである。ただし、マイナスの帯磁率を示す岩石が石灰岩の場合は、CCD より浅い海ということになる。選択的に溶けたにしろ陸源堆積物が届かなかったにしろ、沿海ではない海の堆積物だったであろうことは推測できる。

図4の ODP Leg 171 Shipboard scientists (1998) より作成したフロリダ沖海洋底コアのマイナスの帯磁率卓越層の対比柱状図である。帯磁率は質量あたりの帯磁率に換算しなおしている。この図を見ると、明らかにマイナスの帯磁率が卓越したゾーンが、離れたサイトで確認され、対比が可能である。これらマイナスの層準の堆積物を確認すると、珪藻軟泥やナノ化石軟泥が主体である。すなわち、これら古第三系の堆積物はやがてチャートや石灰岩になるわけで、その場合は、

マイナスの帯磁率を持つ岩石になるのだろう。

高い初期帯磁率は火山灰などの鍵層であることが多く、注目されがちであるが、マイナスの帯磁率は、弱い帯磁率として一括されて扱われるか、帯磁率ゼロとして扱われることが多かった。しかし、現在は高感度の帯磁率計も開発され、マイナスの帯磁率は充分検出可能になってきている。従来の海洋底堆積物の報告を丁寧にチェックすれば、マイナスの帯磁率を示す堆積物は、色々な場所で確認できると思われる。これらの堆積物は、古環境指標の一つとしての今後の研究手段になりうるだろう。

初期帯磁率と高磁場の帯磁率を使い分ける

再三述べてきたように、岩石は多様な磁性をもつ鉱物の集合体である。一般にフィールドなどで使われる帯磁率計が測定するのは、ごく小さい外部磁場をかけて測定する初期帯磁率である。この初期帯磁率にもっとも強い影響を与える鉱物は、マグネタイト・ヘマタイトのような強磁性鉱物である。マグネタイト-チタノマグネタイト系列のフェリ磁性鉱物、ヘマタイトなどのアンチフェリ磁性鉱物の初期帯磁率は著しく大きいので、わずかな量でもフェリ磁性・アンチフェリ磁性鉱物が入っていれば、他の角閃石・輝石といった常磁性鉱物や、石英・長石といった反磁性鉱物の磁気特性を見えなくしてしまう。しかし、1T-3 Tに達するような高磁場下では、フェリ磁性鉱物の磁化は飽和してその帯磁率はゼロに近づくので、他のフェリ磁性以外の鉱物の磁気特性が現れるのをじゃましなくなる。一方、常磁性鉱物や反磁性鉱物の磁化は、高磁場下でも飽和しないので、それらの帯磁率はフェリ磁性鉱物の帯磁率がゼロとなるの高磁場の方が見えやすい。ただし、岩石中のフェリ磁性鉱物が多量の時は、高磁場下では岩石全体の磁化が大きくなるため、わずかな常磁性鉱物や反磁性鉱物の磁化の変化は誤差範囲となって見えなくなる。ヘマタイトが含まれている岩石は多少難しい。というのも、高磁場になってもヘマタイトのヒステレシス曲線は飽和しない。しかし、ヘマタイトは熱磁化分析を用いても、反射顕微鏡の鏡下観察でも鑑定できるので、ヘマタイトが主たる磁性鉱物である時はあらかじめ予想して対処するとよい。

常磁性鉱物反磁性鉱物の高磁場下の帯磁率

Sjöberg and Kapička (1988) は、フェリ磁性鉱物、常磁性鉱物、反磁性鉱物が2種混合した場合のヒステリシスについて解析しているので参考になる。図5で明らかなように、一般的な帯磁率である低磁場下の帯磁率 χ (初期帯磁率) は、強磁性鉱物 (フェリ磁性鉱物+アンチフェリ磁性鉱物) の磁気特性を表し、高磁場下の帯磁率 χ_{HF} は、常磁性鉱物と反磁性鉱物の磁気特性を表す。この両者を分離できることは、かなり便利である。というのも、対比を行うとき、 χ では対比できなくても、 χ_{HF} を用いて対比できる場合があるからである。また、帯磁率の異方性を求めるとき、 χ の異方性は強磁性鉱物の異方性を、 χ_{HF} の異方性は常磁性鉱物の異方性として求めることが出来る。反磁性鉱物の χ_{HF} はマイナスの帯磁率となり、マイナスの値は異方性楕円体に直

接換算することができないので、常磁性鉱物と同様な単純な計算式で求めるわけにはいかない。マイナスの帯磁率は絶対値に直して計算するなど、マイナスの帯磁率の異方性をどうやって求めるかは今後の課題である。

まとめ

負の帯磁率を示す堆積物は、陸源碎屑物をほとんど含まない堆積物と考えられる。それらの堆積物は、対比にも堆積環境の変遷の解析にも有効である。

謝辞

本研究をすすめるにあたり、東洋大学の上野直子教授には、測定機器を使用させていただいた。深く感謝を申し上げる。

文 献

- Carter-Stiglitz, B., Moskowitz, B. And Jackson, M. (2001) Unmixing magnetic assemblages and the magnetic behavior of bimodal mixtures. *J. Geophys. Res.*, **106**, 26397–26411.
- Clark, D. A. (1984) Hysteresis properties of sized dispersed monoclinic pyrrhotite grains. *Geophys. Res. Lett.*, **11**, 173–176.
- Day, R., Fuller, M. and Schmidt, V. A. (1977) Hysteresis properties of titanomagnetites: Grain-size and compositional dependence. *Phys. Earth Planet. Int.*, **13**, 260–267.
- Dunlop, D. J. (1971) Magnetic properties of fine-particle hematite. *Annales de Géophysique*, **27**, 269–293.
- Dunlop, D. J. (1995) Magnetism in rocks. *J. Geophys. Res.*, **100**, 2161–2174.
- Dunlop, D. J. (2002a) Theory and application of the Day plot (*Mrs/Ms versus Hcr/Hc*) 1. Theoretical curves and tests using titanomagnetite data. *J. Geophys. Res.*, **107**, EPM 4, 1–22.
- Dunlop, D. J. (2002b) Theory and application of the Day plot (*Mrs/Ms versus Hcr/Hc*) 2. Application to data for rocks, sediments, and soils. *J. Geophys. Res.*, **107**, EPM 5, 1–15.
- Dunlop, D. J. and Argyle, K. S. (1997) Thermoremanence, anhysteretic remanence and susceptibility of submicron magnetites: Nonlinear field dependence and variation with grain size. *J. Geophys. Res.*, **102**, B9, 20199–20210.
- France, D. E. and Oldfield, F. (2000) Identifying goethite and hematite from rock magnetic measurements of soils and sediments. *J. Geophys. Res.*, **105**, 2781–2795.
- King, J., Banejee, 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.
- Newell, A. J. and Merrill, R. T. (1999) Size-domain critical sizes for coercivity and remanence. *J. Geophys. Res.*, **104**, 617–628.
- Newell, A. J. and Merrill, R. T. (2000) Size dependence of hysteresis properties of small pseudo-single-domain grains. *J. Geophys. Res.*, **105**, 19393–19403.
- ODP leg171B shipboard scientists (1996) *Proceedings of ODP leg171B scientific cruise*. Texas Univ. Özdemir, Ö. and Dunlop, D. J. (1998) Single-domain-like behavior in a 3-mm natural single crystal of magnetite. *J. Geophys. Res.*, **103**, 2549–2562.
- 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. *J. Geophys. Res.*,

100, 17909–17924.

Sjöberg, B. A. and Kapička, A. (1988) Hysteresis properties of samples with low ferromagnetic content in diamagnetic matrix. 264–269.

Tarling, D. H. and Hrouda, F. (1993) *The magnetic anisotropy of rocks*. Chapman and Hall, London, 217p.