

磁気履歴特性の異方性についての岩石磁気学的研究

Rock-magnetic Study on the Anisotropy of Magnetic Hysteresis Properties

総合研究大学院大学 数物科学研究科 極域科学専攻

中井 睦美

Mutsumi NAKAI

Department of Polar Science School of Mathematical and Physical Science

The Graduate University for Advanced Studies

1996

磁気履歴特性の異方性についての岩石磁気学的研究

総合研究大学院大学 数物科学研究科 極域科学専攻

中井 睦美

目 次

Abstract

要旨

第1章 はじめに

1.1 研究の背景	1
1.2 研究の目的	2
1.3 研究の内容	3

第2章 研究史

2.1 磁性粒子サイズについての従来の岩石磁気学的研究	5
2.2 磁気異方性についての従来の研究	10
2.3 変成岩類の古地磁気	15
2.4 先カンブリア時代の古地磁気の問題点	19

第3章 実験

3.1 実験の目的	20
3.2 測定	
3.2.1 振動型磁力計(VSM)による磁気履歴特性の異方性(AMH)の測定	
(1) 磁気履歴特性の異方性(AMH)の定義	21
(2) 磁気履歴特性の異方性(AMH)測定の特徴	21
(3) 測定に用いた振動型磁力計(VSM)と測定方法	23
3.2.2 磁気履歴特性の異方性(AMH)以外の測定	27
3.3 実験作業手順	30
3.4 実験結果の解析方法 (磁気履歴特性の異方性(AMH)測定データの解析)	
3.4.1 二次元解析法	35

3.4.2 三次元解析法	39
3.5 実験結果	
3.5.1 多磁区(MD)粒子人工配列試料	43
3.5.2 単磁区(SD)粒子人工配列試料	50
3.5.3 オーディオテープを利用した人工試料	55
3.5.4 粒子配列方向と粒子の長軸方向の異なる人工配列試料	65
3.5.5 二方向の粒子配列のある人工配列試料	68
3.5.6 二種類の強磁性粒子が混在している人工配列試料	71
3.5.7 その他の鉱物の人工配列試料	75
 第4章 考察	
4.1 各磁気履歴特性の異方性パラメーター	81
4.2 単磁区(SD)粒子解析法としての磁気履歴特性の異方性(AMH)	87
4.3 保磁力(H_c)の異方性の重要性	90
4.4 磁気履歴特性の異方性(AMH)による磁性粒子配列解析	92
 第5章 結論	99
 謝辞	100
 文献	101
 付録	
1. Nakai,M., Funaki,M. and Wasilewski,P. (1993) The Magnetic Anisotropy of gneissic rocks from the Skarvsnes area, East Antarctica. <i>Proc. NIPR Symp. Antarct. Geosci.</i> , 6 , 37-46.	
2. Nakai, M. (1994) Anisotropy of magnetic hysteresis properties of audio-tape samples : its application for the magnetic anisotropy of gneissic rocks. <i>Proc. NIPR Symp. Antarct. Geosci.</i> , 7 , 143-155.	
3. 磁気履歴特性の異方性(AMH)解析に使用したマクロ及び計算式	
4. 人工配列試料の磁気履歴特性の異方性(AMH)の三次元解析結果	

Rock-magnetic Study on the Anisotropy of Magnetic Hysteresis Properties

Mutsumi NAKAI

**Department of Polar Science, School of Mathematical and
Physical Science,
The Graduate University for Advanced Studies**

Abstract

It is very difficult to study paleomagnetism of metamorphic rocks because of the ferromagnetic mineral alignments showing magnetic anisotropy. The alignments of magnetic minerals have been considered to influence the natural remanent magnetizations (NRMs) of some metamorphic rocks. The author has thought that the magnetic anisotropy is the most essential source of the NRM error. The Anisotropy of Magnetic Hysteresis properties (AMH) are useful for identification of the alignment of magnetic minerals in metamorphic rocks. The purpose of this study is to elucidate the relationship between NRMs and magnetic anisotropy with a special emphasis of the anisotropy of coercivity in order to develop the rock-magnetic method for metamorphic rocks.

The AMH of some artificial materials and natural rocks was measured using a vibrating sample magnetometer (VSM). The hysteresis loops of these samples were measured every 5° or 15° in the X-Y, Y-Z, Z-X planes under the external cycling field between -1T and +1T. From these hysteresis loops, the anisotropies of four magnetic properties were obtained; I_R (saturation isothermal remanent magnetization), H_C (coercivity), χ_L (differential susceptibility at low field), χ_P (differential susceptibility at high field).

In general, magnetic minerals of both multidomain (MD) and single domain (SD) are contained in natural rocks. The magnetic minerals in metamorphic rocks are aligned in many cases. In order to understand the magnetic characteristics of aligned magnetic minerals, the author experiment with industrial audio-tapes, artificial samples and natural rocks. Ellipsoidal grains of SD of γ -hematite are aligned in the industrial

audio-tape. The artificial samples were made of SD or MD grains of various minerals such as α - and γ -hematite, magnetite, titanomagnetite and pyrrhotite.

The audio-tape samples were used as a typical aligned SD sample. On the hysteresis properties of the audio-tape samples, H_C and I_R are more anisotropic than χ_L . Easy axes of anisotropy (K_{max}) of H_C and I_R are parallel to the longitudinal side of the tape that is in the direction of SD alignment. K_{max} of χ_L is perpendicular to that of H_C and I_R in the tape plane. The artificial samples made of single domain γ -hematite grains show the same result as the audio-tape samples. In addition, the natural rock samples of the gneisses from East Antarctica, show K_{max} of H_C and I_R in parallel with the mineral lineation. Their K_{max} of χ_L are perpendicular to that of H_C and I_R . Based on the similarity of the magnetic properties between the audio-tape samples and the gneisses, SD alignment in the gneisses clearly show the antiphase of anisotropy in χ_L vs. H_C and I_R . On the contrary, artificially aligned MD grain samples show the perpendicular K_{max} of H_C to that of χ_L and I_R . Thus, a set of AMH which shows antiphase relationship is an index to discriminate whether SD or MD alignments occur in rocks. Moreover, the NRM directions of metamorphic rocks with SD alignments are considered to be influenced by anisotropies of I_R and H_C , and, therefore, are not useful for paleomagnetism.

The anisotropy of H_C is the most influential in NRM. After alternating field (AF) and thermal demagnetization, the NRM direction of the metamorphic rocks turned toward mineral lineation that was parallel to the direction of the K_{max} of H_C . After the high-field AF demagnetizations, the audio-tape experiments showed that the most stable remanent magnetization was the magnetic component in the direction of the K_{max} of H_C . This result proves that the K_{max} of H_C coincides with the direction of the most stable NRM, because the K_{max} of H_C corresponds to the lineation of the SD grains. This fact suggests that the most stable NRM component remains in the direction of the K_{max} of H_C rather than that of the ancient geomagnetic field. It must be noted that anisotropy of H_C should take into account the NRMs from metamorphic rocks. As far as the author's literature survey, the present study is the first report of the anisotropy of H_C in rocks.

In conclusion, the rocks without SD alignments and large anisotropy of H_C are usable for paleomagnetism. The relationship between the mineral species and anisotropy of magnetic properties should be studied in more detail.

要 旨

古い地質時代の岩石の古地磁気学的研究を行う際の最大の問題は、岩石の持つ自然残留磁化（NRM: natural remanent magnetization）から、いかにして正確な古地磁気再現できるかという点にある。東南極大陸を代表とする大陸の基盤を構成する古い地質時代の岩石には変成岩類が多いが、変成岩のような粒子配列の顕著な岩石の古地磁気研究をおこなう場合には、この粒子配列がNRM獲得時やその後のNRMに及ぼす影響はないのか、という問題がある。したがって、東南極大陸からの信頼できる古地磁気データを増やしていくためには、変成岩類の古地磁気調査法を確立することが必要となる。本研究の目的は、変成岩類のような粒子配列のある岩石の古地磁気学研究手法についての、岩石磁気学的な手法を開発することであり、そのために、"岩石中の粒子配列の岩石磁気学的解析"についての基礎的研究をおこなった。

岩石中の粒子配列解析方法を開発するため、振動型磁力計（VSM: Vibrating Sample Magnetometer）を用いて"磁気履歴特性（ヒステリシス曲線から得た磁気特性）の異方性"についての基礎的実験をおこなった。従来よく使われている磁気特性の異方性は、帯磁率異方性（AMS）や残留磁化異方性（AMR）である。それに対して、磁気履歴特性の異方性は、複数の磁気特性の異方性について、同物理条件下で測定した結果を比較できるという利点がある。この磁気履歴特性の異方性についての基礎的研究をおこなうために、粒子サイズや粒子形状の異なる数種類の磁性鉱物を組み合わせて、人工配列試料を約40個作製した。磁気特性の異方性容易軸は、岩石中の磁性粒子が単磁区（SD）粒子か多磁区（MD）粒子かによって変化する。そのため、人工配列試料は、SD、MD双方の粒子から作成したものが必要である。SD粒子の試料としてはオーディオテープを使用し、MD粒子の場合は、大きさの異なるさまざまな鉱物種の磁性粒子を組み合わせた試料を作製した。さらに、二方向の粒子配列を持つ試料や粒子サイズや粒子形状の異なる

二種類の磁性粒子を配列させた試料を作製した。これらの人工配列試料について、VSM を使って得られたヒステリシス曲線から、磁気履歴特性をよみとり、磁気履歴特性の異方性について解析した。加えて、複数得られる磁気履歴特性の中でも、最も NRM への影響が大きいと推定されるにも関わらず、岩石におけるその異方性については未だ研究報告のない、"保磁力の異方性" についての検討をおこなった。

以上の人工配列試料の実験に基づき、以下に述べる磁気履歴特性の異方性解析方法を考案した。また、従来よく使われている AMS や AMR と区別するために、この方法を磁気履歴特性の異方性 (**AMH: anisotropy of magnetic hysteresis properties**) 解析法と名付けた。AMH とは、従来一種類の磁気特性の異方性のみで粒子配列解析手段としていた AMS や AMR に対して、ヒステリシス曲線から読みとれるいくつかの磁気履歴特性 (本論文では、飽和残留磁化: I_R , 保磁力: H_C , 低磁場下の微分帯磁率: χ_L , 高磁場下の微分帯磁率: χ_P の 4 種類を採用している) を組み合わせた複数の磁気異方性の総称である。AMH 解析法とは、どの磁気履歴特性の anisotropy degree (異方性容易軸の強度 / 異方性難易軸の強度) が大きいかという特徴と、AMH の各磁気履歴特性の異方性の強度変化の増減の相関関係から、岩石中の粒子配列解析をおこなうという方法である。anisotropy degree の大きさを比較する場合には、前述の 4 種類の磁気履歴特性を用いる。AMH の各磁気履歴特性の異方性の強度変化の増減の相関関係を表すためには、 I_R , H_C , χ_L の 3 種類を用いる。

人工配列試料についての基礎的実験、および、岩石試料についての実験の結果、以下のような結論が得られた。

岩石中に SD 粒子の配列があった場合には、" $I_R // H_C \perp \chi_L$ " という磁気履歴特性の強度の増減の相関が観察でき、 I_R , H_C の異方性容易軸は粒子配列の方向と一致し、 χ_L の異方性容易軸は、粒子の配列方向と直交する。また、SD 粒子の配列が顕著である時は、 H_C の anisotropy degree は大きくなる。 H_C の anisotropy degree が

大きい場合、消磁後の NRM (ChNRM) は、 H_c の異方性容易軸の方向の NRM の残留磁化成分が他の方向より残りやすいため、信頼できる古地磁気方位を示さない。この現象は、SD 粒子配列試料であるオーディオテープでも、SD 粒子が配列している相関関係を表す岩石試料からも見いだされる。したがって、粒子配列のある岩石中の SD 粒子の配列があるかどうかは、SD タイプの AMH 相関関係 (" $I_R // H_c \perp \chi_L$ ") が見られるかどうかで判定できる。すなわち、SD 粒子の配列があって、 H_c が大きい時には、この岩石は古地磁気用試料としてふさわしくない。

MD 粒子の配列があるときは、" $I_R // \chi_L \perp H_c$ " という磁気履歴特性の強度の増減の相関が観察でき、 I_R 、 χ_L の異方性容易軸は粒子配列の方向と一致し、 H_c の異方性容易軸は、粒子の配列方向と直交する。この相関関係を MD タイプの AMH 相関関係と呼ぶ。MD 粒子から作製した人工試料の場合は、MD 粒子が配列していても H_c の anisotropy degree は小さくなる。また、SD 粒子と MD 粒子の混合試料の場合は " $I_R // H_c // \chi_L$ " という磁気特性の強度の増減の相関関係がみられる。MD 粒子の配列のある岩石、または、SD 粒子と MD 粒子の配列のある岩石の場合は、 H_c の anisotropy degree が小さければ、古地磁気用試料として採用できる。

上述の AMH 解析法の有効性を確かめるために、南極スカルプスネス地域の古生代の片麻岩について、NRM と AMH の比較をした。その結果、AMH 相関関係が MD タイプのもの、あるいは、AMH 相関関係が SD タイプでも H_c の異方性が小さい岩石ならば、粒子配列が NRM に影響は与えないことが判明した。したがって、野外で採取された多数の試料の中から代表的なものを選び、あらかじめ AMH 解析法で検討することによって、より効率的に、また、確実な古地磁気調査をすることができる。以上のように、AMH 解析法は、信頼できる古地磁気研究をおこなうために有効な方法である。

第1章 はじめに

1.1 研究の背景

先カンブリア時代から古生代におよぶ、古い地質時代の岩石から得られた古地磁気データは、"地球中心核の形成時期"、" Gondwana 超大陸形成以前のプレート運動の解明" などに貢献すると考えられ、近年重要視されてきている。先カンブリア時代の古地磁気及び古地球磁場強度は、地球双極子磁場がいつごろ形成されたかを示す重要な証拠になり、それはとりもなおさず、地球中心核の形成時期をも示すことになる。Hale (1987) は、古地球磁場強度の時代変遷から、地球中心核の形成時期を約 27 億年前としたが、その後、Prévot and Perrin (1992) が異なる見解を発表し、地球双極子磁場の形成時期については、まだ議論は決着していない。また、Gondwana 超大陸形成以前の各地塊の相対的位置関係や、当時のプレートテクトニクスなどについて重要なデータを供給すると思われる、先カンブリア時代～前期古生代の古地磁気から求めた見かけの地磁気極曲線 (APWP: apparent polar-wander path) を作成するためには、各大陸の正確に形成年代が得られている岩石から、信頼できる古地磁気データを多数得ることが必要である。しかし、後述するような技術上の問題もあり、これら古い時代の信頼できる古地磁気データの蓄積はまだ少なく、現在はまだ詳細な議論のできる段階にない。

古い地質時代の岩石の古地磁気学的研究を行う際の最大の問題は、岩石の持つ自然残留磁化 (NRM: natural remanent magnetization) から、いかにして正確な古地磁気再現できるかという点にある。古い岩石は、長い地質時代の間、NRM にも様々な二次的な影響を受けている。その影響をどれだけ厳密にとりのぞけるかが、第一の問題である。第二の問題は、現在まで残されている NRM がいつの時代に、どのような条件下で形成された、どのような種類の残留磁化かということである。また、各大陸の基盤を構成する古い地質時代の岩石には変成岩類が多い。変成岩のような粒子配列の顕著な岩石の古地磁気研究をおこなう場合には、この

粒子配列が NRM 獲得時やその後に NRM に影響をおよぼしたのではないのか、という第三の問題がある。以上の検討をおこなった上で、古地磁気として信頼できる NRM を選び出し、補正を加えて、はじめて利用可能なデータとなる。前二者については、古地磁気の磁化としての安定性を検討する様々な方法が考案され、また、再帯磁の問題もよく研究課題としてとりあげられている。しかし、第三の問題 "粒子配列の影響" についての明確な検討方法は、まだ確立されていない。

1.2 研究の目的

APWP の作成や、地球中心核の形成の問題に古地磁気学から取り組むためには、汎地球的な規模で、各大陸地塊から古地磁気データを得る必要があり、できるだけ広範な各大陸からのデータに共通性がなければ、汎地球規模で共通な動きを示す双極子磁場の歴史の問題には解答が出せない。現在、先カンブリア時代～前期古生代の信頼性のある古地磁気データが多く得られている先カンブリア界・下部古生界は、ヨーロッパ、北米、アフリカ、オーストラリアの一部に限られている (Van der Voo, 1993)。多くの異なる大陸地塊からの古地磁気情報を得るためには、ゴンドワナ大陸の一部である東南極大陸の岩石からも、多数の古い地質時代の古地磁気データを得る必要がある。しかし、現在の報告数は、非変成の地域からのデータを含めても東南極大陸の先カンブリア時代から前期古生代にかけての APWP を作成できるほど充分とはいいがたく、古地球磁場強度のデータは極めて少ない。

東南極大陸には、氷床に覆われていない沿岸地域に、先カンブリア時代～前期古生代の様々な岩石が分布しており、その多くが広域変成岩類である。今後、東南極大陸からの信頼できる古地磁気データを増やしていくためには、変成岩類の古地磁気研究手法を確立することが必要である。

本研究の目的は、粒子配列のある岩石の古地磁気研究手法についての、岩石磁

気学的な手法を開発することであり,そのために "粒子配列の NRM への影響" についての基礎的研究をおこなった.

1.3 研究の内容

著者は,上記の目的のために次の手順で研究を進めた. まず, 岩石中の粒子配列解析方法を開発するため, 様々な磁性粒子を配列させた人工試料を作成し, 振動型磁力計を用いて, "磁気履歴特性の異方性" (**AMH: anisotropy of magnetic hysteresis properties**) についての基礎的実験をおこなった. また, 磁気履歴特性の中でも最も NRM への影響が大きいと推定されるにも関わらず, 岩石におけるその異方性については未だ研究報告のない, "保磁力の異方性" についての基礎的実験をおこなった. さらに変成岩および非変成の岩石についてのいくつかの応用を試み, 粒子配列のある岩石の NRM の信頼度検査法について検討をおこない, AMH 解析法を取り入れた広域変成岩類の古地磁気研究手法についての検討をおこなった.

本論では, 第2章で, 粒子配列のある岩石についての従来の岩石磁気学的研究と, 現在の到達点について紹介し, 第3章では, 本論文の根幹となる AMH 解析法について, 岩石磁気学における理論的根拠, 人工試料の基礎的実験結果について述べ, 第4章では, 3~4章の結果を基にした AMH 解析法について考察する. なお, 表1に本論中で使用する略語を表記する.

表1 本論中で使用する略語・記号

ヒステリシス特性		物理量
χ_L	: $H = 0T$ 付近の低磁場における微分帯磁率	H : 外部磁場
χ_P	: $H = 1T$ 付近の高磁場における微分帯磁率	M : 磁気モーメント
χ_i	: 初期帯磁率	J : 強さ・磁化強度
I_R	: 飽和残留磁化(SIRM)	
I_S	: 飽和磁化	
H_C	: 保磁力	
H_{RC}	: 残留保磁力	
残留磁化		
NRM (natural remanent magnetization): 自然残留磁化		
ChNRM (characteristic natural remanent magnetization): 消磁後の NRM		
ARM (anhysteresis remanent magnetization): 非履歴性残留磁化		
CRM (chemical remanent magnetization): 化学残留磁化		
DRM (depositional remanent magnetization): 堆積残留磁化		
IRM (isothermal remanent magnetization): 等温残留磁化		
SIRM (saturation isothermal remanent magnetization): 飽和等温残留磁化		
TRM (thermal remanent magnetization): 熱残留磁化		
pTRM (partial thermal remanent magnetization): 部分熱残留磁化		
TCRM (thermal chemical remanent magnetization): 高温の化学残留磁化		
VRM (viscus remanent magnetization): 粘性残留磁化		
ほかの岩石磁気用語		
AMS (anisotropy of magnetic susceptibility): 帯磁率の異方性		
AMR (anisotropy of magnetic remanence): 残留磁化の異方性		
AMH (anisotropy of magnetic hysteresis properties): 磁気履歴特性の異方性		
MD (multidomain): 多磁区構造 (粒子)		
SD (single domain): 単磁区構造 (粒子)		
PSD (pseud-single domain): 擬単磁区 (粒子)		
SP (super paramagnetism): 超常磁性 (粒子)		
古地磁気用語		
VGP (virtual geomagnetic pole): 仮想的古地磁気極		
APWP (apparent polar wander path): 見かけの地磁気極曲線		
α_{95} : 古地磁気データの信頼円		
磁気異方性パラメーター		
K_{max} : 磁気容易軸	;	K_{int} : 磁気中間軸 ; K_{min} : 磁気困難軸
L (magnetic lineation)		F (magnetic foliation)
P (anisotropy degree)		E (anisotropy ellipsoid)
P_j (anisotropy degree)		T (figure of anisotropy)

第2章 研究史

2.1 磁性粒子サイズについての従来の岩石磁気学的研究

古地磁気研究をおこなう場合、NRM が信頼できる安定性を持っているかどうか、また、物性的には安定であっても、どんな磁化過程によって磁化し、何を反映しているかは、常につきまとう問題である。岩石が、信頼できる NRM を保持できるかどうかは、その岩石中にどのような種類の磁性鉱物が、どういう状態 (サイズ・変質の程度など) で含まれているかによって決まる。岩石の中に含まれる鉱物で、NRM に関与するのは、強磁性鉱物と呼ばれる、常温で強い安定した残留磁化を持つ鉄を含む酸化物、硫化物、あるいは水酸化物である (表 2)。

しかし、強磁性鉱物の種類のみで、NRM の安定性が決定されるわけではない。例えばマグネタイト (magnetite) がある程度岩石中に存在するからといって、安定した NRM が得られるわけではない。NRM が安定しているかどうかは、含まれる強磁性鉱物の物性、特に粒子サイズに関係する。同じマグネタイトであっても、粒子サイズが小さくなり単磁区構造をとるようになれば保磁力 (H_c : coercivity) が増大する。磁気モーメントがそろった方向を向いている領域を磁区というが、一つの粒子内に磁区が 1 つしかない粒子を単磁区 (SD: single domain) 粒子といい、一つの粒子内が、磁壁によりいくつかの磁区に分割されている粒子を多磁区 (MD: multidomain) 粒子という。SD 粒子は安定な残留磁化をもち、 H_c がおおきい。MD 粒子は H_c が小さく、磁気的には不安定である。SD になるか MD になるかの粒子サイズの境界は、強磁性鉱物の種類および粒子の形状によっても異なり、一概にはいえないが、Butler and Banerjee (1975) によれば、マグネタイト粒子が完全に当方的な立方晶系をとっていれば、理論的には SD のマグネタイトは存在しないが、マグネタイトの長軸/短軸比が 1.25 ならば、SD になるか MD になるかの境界の粒子サイズは $0.1 \mu\text{m}$ 、長軸/短軸比が 2.5 ならば、SD と MD の境界の粒子サイズは $0.4 \mu\text{m}$ とされている。図 1-(a),(b) は、Tarling and Hrouda (1993) が Thompson

表2 主要磁性鉱物の特性 (Tarling and Hrouda, 1993)を一部修正

鉱物	化学式	キュリー点 ネール点 (°C)	飽和磁化 (A m ² /kg)	質量帯磁率 (×10 ⁻⁸ SI/kg)	P_j	T	磁化容易軸	密度 (kg/m ³)
Magnetite	α -Fe ₃ O ₄	575	90-93	578	1.18	-0.30	<111>*	5200
Maghemite	γ -Fe ₂ O ₃	(350)	80-85	500	†	†	<111>	4800
Hematite	α -Fe ₂ O ₃	680	0.2-0.5	25	>100	1.0	Basal	5300
Goethite	γ -FeOOH	120-130	0.001-1	0.5-1.5	†	†		4300
Pyrrhotite	FeS _{1.14}	320	1-2	0.1-20	3-400	0.8	Basal	4600
Chromite	FeCr ₂ O ₄	-84	0.003-0.007	†	†	†		5090

P_j と T は、磁気異方性率 (anisotropy degree) と、異方性形状パラメーター (Jelinek, 1981).

*The 'easy' direction in magnetite is <100> at temperatures <130K.

† Undefined or variable parameter.

(a) Minerals and the magnetic properties of rocks

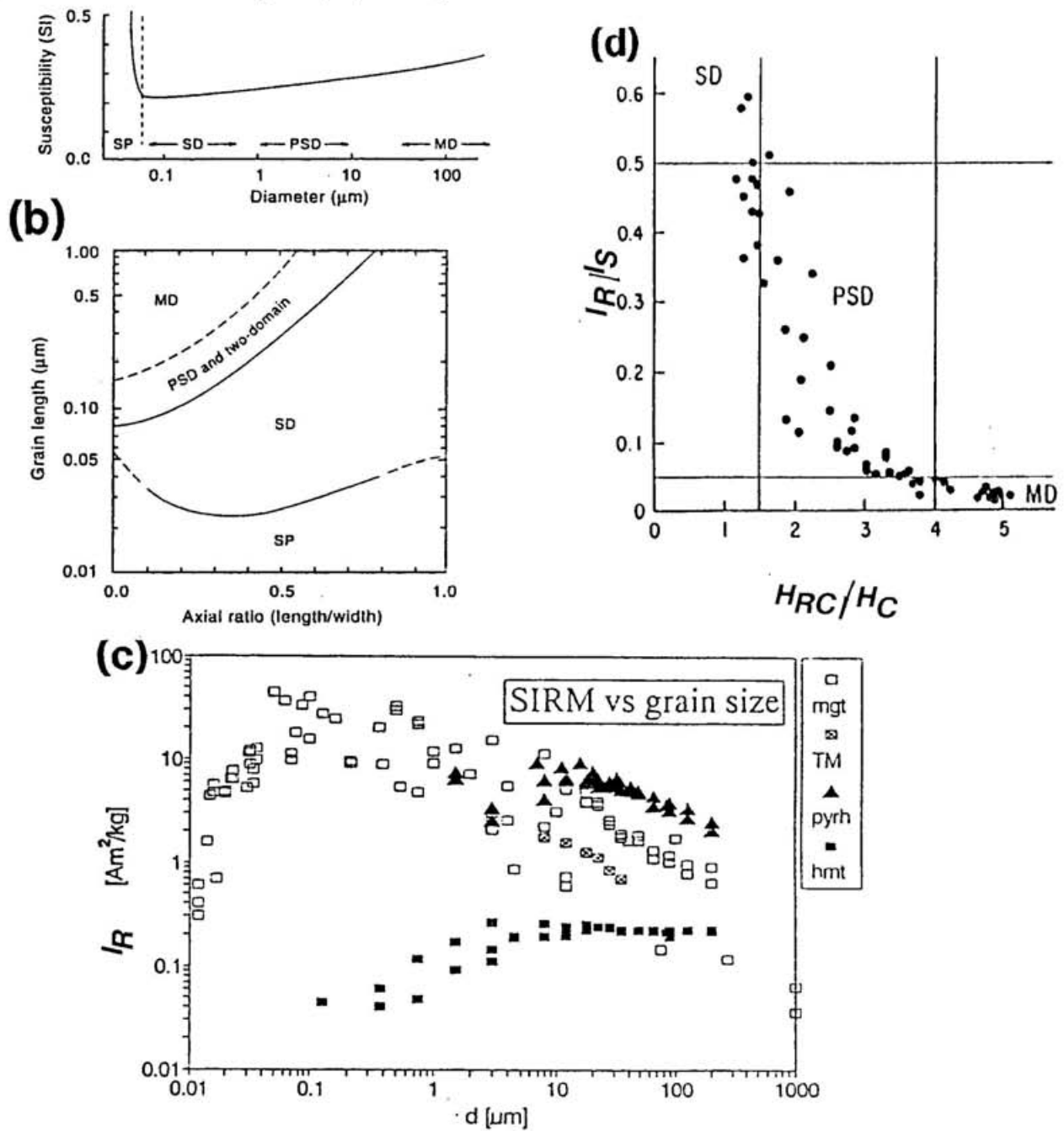


図1 強磁性体の粒子サイズと磁気特性についての従来の研究.

(a) マグネタイトの平均的粒子サイズと磁化率 (Thompson and Oldfield, 1986).

(b) マグネタイトの磁区構造と粒子サイズ (Thompson and Oldfield, 1986).

(c) 強磁性鉱物の飽和残留磁化(SIRM)と粒子サイズ (Jackson, 1991).

mgt : マグネタイト, TM : チタノマグネタイト, pyr : ピロータイト, hmt : ヘマタイト

(d) 磁区構造とヒステリシス特性 (Day ダイアグラム : Day *et al.*, 1977).

H_{RC} : 残留保磁力, H_C : 保磁力, I_R : 飽和残留磁化, I_S : 飽和磁化

and Oldfield (1986) からまとめたマグネタイトの粒子の形と大きさと SD, MD 境界の関係を表した図である。PSD とは擬単磁区構造 (pseudo-single domain) のことで、2 磁区構造を持つ粒子に多いといわれている。PSD は、MD であるにもかかわらず、物性的には SD としてふるまうとされている (Stacey, 1962; Dunlop *et al.*, 1974; Levi and Merrill, 1978; Xu and Dunlop, 1993, 1994)。さらに、SD より微小粒子になった場合、常温で磁化が熱平衡になった状態になる。この粒子を超常磁性 (SP: super-paramagnetism) 粒子という。

SD 粒子は、強磁性鉱物の中では最も安定した残留磁化の担い手になり、 H_c も大きい。SD 粒子は、SP 粒子になるまでは粒子サイズが小さくなるほど強磁性鉱物の飽和等温残留磁化 (SIRM: saturation isothermal remanent magnetization) の値は大きくなり、帯磁率も大きくなる (Jackson, 1991; Dunlop and Xu, 1994; Dunlop, 1995; Sherbakov *et al.*, 1993: 図 1-(c))。すなわち、岩石の中にどれだけ細粒の SD サイズの強磁性粒子が入っているかによって、岩石の NRM の安定性が決定するといえる。しかし、この SD 粒子は極めて小さい上に、前述のように、粒子の形状によってその臨界サイズが変化し、また、強磁性鉱物の結晶に強い圧力等がかかって、結晶内に歪みが生じた場合には、MD サイズの粒子でも、SD 粒子化することがある。したがって、図 1 に示したような物性的手段によって解析し、SD 粒子が含まれていると判断できる岩石中の強磁性鉱物を透過型電子顕微鏡などによって観察し、SD 粒子を見ることは可能であるが (Ricci and Kirschvink, 1992; Banfield *et al.*, 1994; Sun and Jackson, 1994)、粒子を視覚的にとらえて SD かどうかを判断することは、実際には困難である。そこで、岩石中の SD 粒子の状態を調査するには、図 1-(d) の Day *et al.* (1977) や Dunlop and Argyle (1991), Dunlop (1995) の解析法などを使用した物性的手段をとらざるを得ない。

Day *et al.* (1977) は、ヒステリシス特性の組み合わせを利用して、SD, MD の区別を判断する方法を考案した (図 1-(d))。Day-ダイアグラムと呼ばれるこのグラフは、横軸に H_{RC}/H_C をとり、縦軸に I_R/I_S を設定する。4 種類のヒステリシス特性の比をとることによって、SD, PSD, MD の領域を決定できるという方法である。粒子内の微構造に起因して同岩石の H_{RC}/H_C , I_R/I_S のグラフ上のプロット位置

が移動することもあり得るし、岩石中の SD 粒子の量比によっても、このグラフ上の位置は変化する。すなわち、 H_{RC}/H_C 、 I_R/I_S の値がグラフのどの位置にプロットされるかによって、マグネタイトならば、SD や MD 粒子の量比が推定できる (Parry, 1982; Maher, 1988; Wasilewski and Warner, 1988; Warner and Wasilewski, 1990)。交流消磁によって MD 粒子の持つ磁化は消磁されるが、SD 粒子の持つ磁化は消磁されにくい。この性質を利用して交流消磁曲線の特徴から粒子サイズを推定する方法もある(e.g. Heider *et al.*, 1992)。

2.2 磁気異方性についての従来の研究

磁気異方性の研究は, Ising (1942), Khan (1962), Porath *et al.* (1966) 等の研究に始まり, Stacey (1960), Uyeda *et al.* (1963), Bhathal and Stacey (1969) の帯磁率の異方性 (anisotropy of magnetic susceptibility : AMS) についての研究へと進展した. 磁気異方性は, 岩石中の粒子配列の解析に有効であることから, 堆積岩の古流向の解析 (Fuller, 1963; Rees, 1964, 1966; Ree and Woodall, 1975 ; Taira and Lienert, 1979 ; Ellwood, 1979, 1984; Ellwood and Ledbetter, 1977; Kodama and Sun, 1990; Heller and Schultz-Krutisch, 1988), 深成岩体のマグマの流理構造の復元 (Bouillin *et al.*, 1993; Henry, 1988), 火山岩類の流理構造解析 (Ellwood, 1978; Hargraves *et al.*, 1991), 貫入岩の貫入方向の解析 (Halvorsen, 1974; Tanczyk *et al.*, 1987; Ellwood, 1984) などに応用された. しかし, 最も多いのが構造地質への応用で, 断層や構造運動にともなう粒子の再配列, あるいは, 珪酸塩鉱物よりも応力に対して敏感に反応するマグネタイトの異方性を利用して, 地質構造解析等に応用されている (Ozima and Kinoshita, 1964; Owens, 1974; Owens and Rutter, 1978; Birch, 1979; Ellwood, 1984; Xu and Merrill, 1992; Hrouda and Potfaj, 1993; Rochette *et al.*, 1992). 変成岩類の磁気異方性についても構造解析的見地からの報告は多く, 例えば, Irving and Park (1973), Borradaile and Alford (1987), Borradaile and Puumala (1989), Rochette (1987a) では, AMS を使って, 変成岩の変形度を計算するという試みがおこなわれている. また, Goldstein and Brown (1988) は, マイロナイトの変形度を AMS の変化から論じている.

ところが, それらの磁気異方性のデータの中に, 古流向や応力方向, 変成岩などの粒子配列方向と, AMS の大きい方向, すなわち, 帯磁率の異方性の容易軸方向が, 全く異なるデータのあることが判明した. しかも, Rochette *et al.* (1992) によれば, 約 25% もの値が, 粒子の配列方向にまったく直交するというデータもあることが指摘された. 近年, 磁気異方性, 特に一番多く地質学に応用されている帯磁率の異方性 (AMS) について, ほかの磁気異方性と比較検討する研究や, 磁気異方性についての基礎的研究がすすめられ, TRM と AMS との関係 (Cogne, 1987),

人工的に形成した AMS の実験 (Kapicka, 1987) などの報告がされた。

上述の AMS の容易軸が粒子の長軸方向と直交するという疑問に対して回答したのは、AMS と粒子サイズに関する研究である。Stephenson *et al.* (1986), Potter and Stephenson (1988, 1990), Stephenson (1993) は、粒子が SD 粒子の時は、AMS の異方性容易軸は、粒子の配列や形状異方性と直交する方向を向くということを指摘し、基礎的実験と物性的理論計算をおこなった (図 2)。

さらに、Jackson (1991), Rochete *et al.* (1992), Hyodo and Dunlop (1993) などが、多方面から理論的裏づけをおこなった。したがって、現在は、AMS を地質学に応用するときには、粒子サイズを考慮することは必須になってきている (Lienert, 1991)。一方、異方性による古地磁気の NRM のエラーについても検討されており、たとえば Potis *et al.* (1993) は、古地磁気のデータを検討する時に、AMS の検証をおこなっている。

磁気異方性には、様々な種類があり、それに応じて様々な測定方法が考案されてきた。最もよく使われているのは、室温 (約 20°C) 状態で 1mT 以下の低い外部磁場によって得られる初期帯磁率の異方性を測定する方法である。初期帯磁率の異方性は、岩石中の強磁性粒子 (マグネタイト、ヘマタイト、ピロータイトなど) の配列に支配されている (Tarling and Hrouda, 1993)。通常、AMS と呼ばれ、古流向解析や構造地質解析に用いられる異方性は、この初期帯磁率の異方性のことを意味する。

一方、強磁性鉱物の含有量が少ない (0.1vol.%以下) 岩石の粒子配列解析には、10mT 以上の高い磁場をかけた帯磁率の異方性が用いられる (Jackson *et al.*, 1993)。高磁場下の帯磁率は岩石中の常磁性鉱物 (イルメナイト、アクチノライト、角閃石、緑泥石、黒雲母など) によって左右される。前述のように、強磁性鉱物は、粒子サイズが小さくなると、初期帯磁率の異方性容易軸の方向が粒子の長軸方向と一致しなくなる (Stephenson *et al.*, 1986; Potter and Stephenson, 1988; Tarling and Hrouda, 1993)。しかし、高磁場下では、強磁性鉱物は飽和磁化に達しているので帯磁率に関与しなくなり、常磁性鉱物の帯磁率のみが見えてくる。したがって、岩石中の粒子配列の解析には、高磁場の帯磁率異方性の方が、初期帯磁率の異方

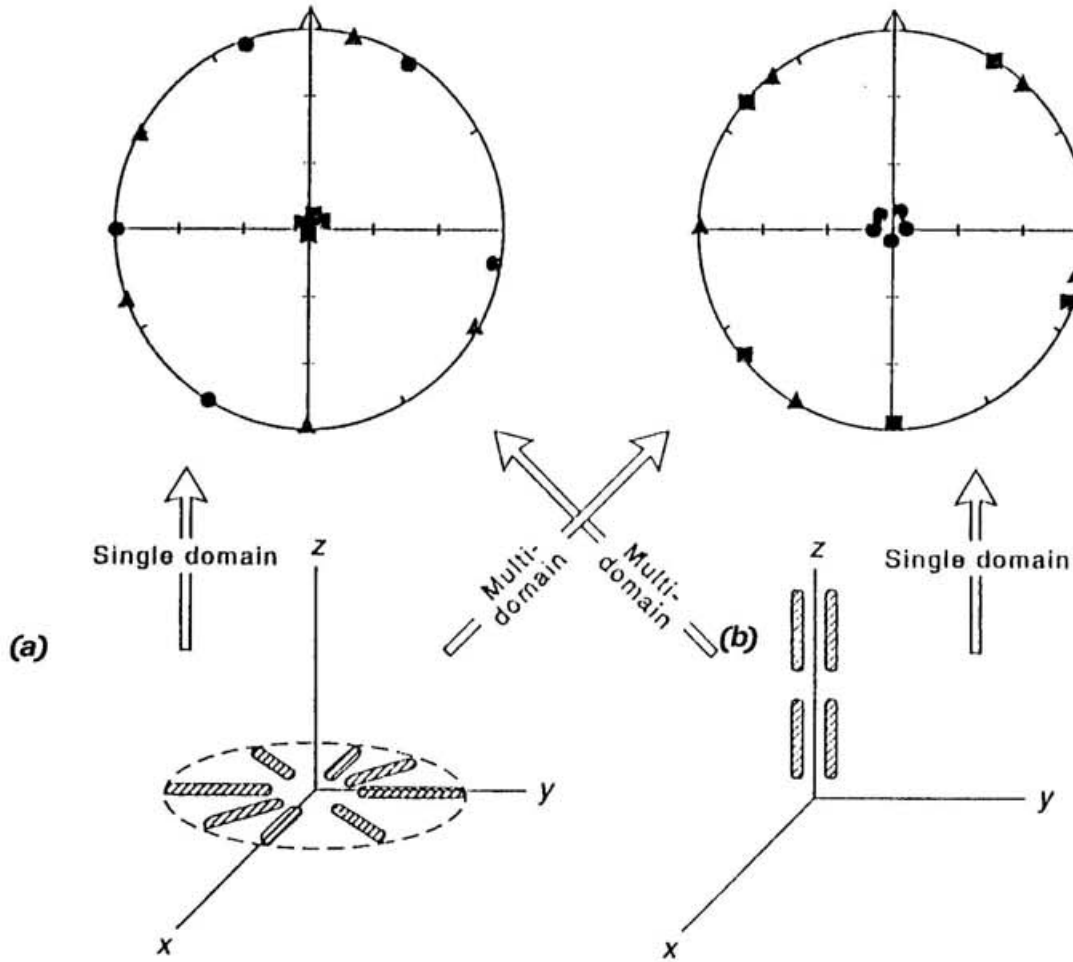


図2 AMSと粒子サイズの関係についての従来の研究.
Stephenson *et al.* (1986), Potter and Stephenson (1988)によるSDとMDによる帯磁率の異方性の違い.

Stephensonによる2つのモデルによるAMSの磁化容易軸現れ方.

■は、磁化容易軸(K_{max})の方向, ▲は K_{int} , ●は K_{min} を示す.

(a)は、一つのfoliation面内でランダムに粒子が分布している場合. MD粒子の時は右上図のように、AMSは円盤状(oblate)になる. SD粒子の場合は、AMSは紡錘状(prolate)になり磁化容易軸は、foliation面に直交する(左上図).

(b)は、一つの粒子が一方方向のlineationを持つ場合. MD粒子の時は左上図のように、AMSは紡錘状(prolate)になり、lineationの方向と磁化容易軸は一致する. SD粒子の場合は、AMSは円盤状(oblate)になり、磁化容易軸は粒子のlineationの方向に直交する面内で分散する.

性より有効であるという説もある (Tarling and Hrouda, 1993). このように、同じ帯磁率の異方性でも、低磁場下の帯磁率と高磁場下の帯磁率では、岩石中の異なる粒子の配列を反映する.

残留磁化の異方性には、熱残留磁化 (TRM: thermal remanent magnetization), 等温残留磁化 (IRM: isothermal remanent magnetization), 非履歴性残留磁化 (ARM: anhysteretic remanent magnetization) の異方性があり総称して AMR (anisotropy of magnetic remanence) と呼ばれている. AMR の測定には、NRM 測定と同じスピナー磁力計や超伝導磁力計を用いる. AMR の磁化容易軸の方向は常に粒子の形状異方性の長軸方向と一致する (Stephenson *et al.*, 1986). 一方前述のように、SD 粒子を多く含む岩石の場合は、AMS の磁化容易軸は含まれる SD 粒子の形状異方性の長軸と直交する (Stephenson *et al.*, 1986). 岩石中にどのようなサイズの強磁性粒子がはいっているかは、岩石磁気学的解析をしなければわからないので、粒子サイズに左右されない AMR の方が AMS より異方性を測定するのには有効である. AMR として最も重要なのは、TRM の AMR と思われる. しかし、TRM の AMR を測定する時は、試料をキュリー一点まで熱したあと弱磁場中で冷却し NRM を測定することを、最低三回繰り返すため (Stephenson *et al.*, 1986), 実験中に磁性鉱物が化学変化をおこすおそれがあり、その結果、磁性鉱物の種類が変わり異方性が変化するおそれがある. その点、ARM の AMR には加熱による磁性鉱物の変化の心配はない. ARM は、SD 粒子の持つ残留磁化のみ安定して残り、多磁区粒子 (MD: multidomain) の持つ残留磁化は不安定なので残しにくいという特性をもっている残留磁化である. したがって、ARM の AMR は、岩石中の SD 粒子の配列の解析に役に立つ (Tarling and Hrouda, 1993). また、ARM は最も TRM に近い残留磁化とされているので、加熱できない試料の測定、または、加熱した場合化学変化をおこす可能性の大きい試料について、TRM の代わりに測定として有効な岩石磁気学の手法である. 磁気異方性と岩石の NRM の関係の調査をする時には、AMR の調査をすることがかせない. しかし、上述のどの AMR の測定法も AMS の測定法に比べてはるかに手間と時間がかかるという難点がある. 前述の二種類の AMR に対して、IRM の AMR は、強磁性鉱物の含有量が少ない岩石の磁気異方性測定

に使われる。IRM は、高い磁場 (5-60mT) をかけて大きな残留磁化強度を得るため、NRM が測定できないような磁化の弱い試料でも異方性は測定できるという利点がある。

その他の磁気異方性の測定方法として無定位磁計 (astatic magnetometer) (As, 1967; Van der Voo and Klootwijk, 1972) や、超伝導磁力計 (cryogenic magnetometer) を用いた測定 (Scriba and Heller, 1978; Schmidt *et al.*, 1988) も試みられている。また、電子磁気共鳴 (ESR: electric spin resonance) を利用した研究もある。これは、磁化容易軸に近いほど小さい外部磁場で共鳴 (マイクロ波の吸収) がおこるといふ ESR の性質を利用して異方性を測定するものである。この測定方法では、磁気的性質の著しく異なる粒子の岩石中での配列を、粒子の種類ごとに分けて解析することが可能である。本間 (1985) は、後期更新統の常総粘土層 (砂まじり粘土層) の電子スピン共鳴装置による異方性測定を試み、この堆積物にそれぞれ異なる方向の容易軸を持つ 2 種類の常磁性体があることを報告した。ただし、この測定も直径 10mm 以下の小さい試料しか測定できなかつたり、1 試料の測定に時間がかかるという難点がある。

2.3 変成岩類の古地磁気

変成岩類の古地磁気についての初歩的な報告としては、その信頼度について述べた Irving and Park (1973), 変成岩類の古地磁気調査を試みた Brown and Van der Voo (1983), Richiter *et al.* (1993) 等がある。しかし、変成岩としての特質を利用したの研究は、AMS を使った地質構造解析に限られている (Hrouda *et al.*, 1988; Rochette, 1988; Borradaile, 1981, 1988, 1991; Borradaile and Tarling, 1984; Borradaile *et al.*, 1987, 1990; Gautum, 1990)。中でも Hrouda *et al.* (1988) は、AMS の手段を利用して、変成帯の地質構造解析をおこなっており、強磁性鉱物だけでなく、高い磁場をかけた時の帯磁率の異方性 (表 3) を利用して、新しい異方性パラメーターを考案し (表 4)、黒雲母、緑泥石といった常磁性体鉱物の異方性の AMS についても解析をおこなっている (図 3)。また、Borradaile *et al.* (1990) は、変成岩中の鉱物の磁気異方性から変形過程の分析をする試みをしている。Fe-Ti 酸化物に代表される強磁性鉱物は、応力によって、粒子内の結晶構造が変形したり歪んだりすれば、その磁気的性質に顕著に現れる。応力への反応は、ほかの珪酸塩鉱物よりも敏感である (Tarling and Hrouda, 1993)。この点を利用した変形過程の復元は、今後の岩石磁気学の課題である。

その他、岩石磁気の手法を応用した研究例としては、Elsdon (1975) による、変成岩中の Fe-Ti 酸化物の生成時の条件についての考察、Wasilewski and Warner (1988) による、磁性粒子の微構造からマグネタイト生成時の変成作用における酸化状態を解析する試み等があげられる。また、磁性鉱物のキュリー一点は、圧力条件によっても変化するので (Schult, 1970)、この点は変成岩の古地磁気を取り扱う時には、注意しなければならない。このように岩石磁気学を岩石学鉱物学に応用し、強磁性鉱物の生成条件を推察し、変成作用や変質時の環境を復元することは、岩石磁気学の今後の課題の一つである。

しかし、上記にあげたような変成岩類の特質を考慮した岩石磁気的応用例はまだ少なく、多くの変成岩類の古地磁気研究では、まず NRM が求められ、その NRM が岩石磁気として安定でいくつかのデータが集中するのならば、古地磁気データ

表3 主要造岩鉱物のAMS (Rochette *et al.*, 1992より引用)

<i>Mineral</i>	<i>Symmetry</i>	<i>Type</i>	K_m	<i>P</i>	<i>Reference</i>
		<i>Diamagnetic</i>			
Quartz	0	. . .	-14.5	<1.01	1,2,12
Calcite	1c	<i>N(C)</i>	-13.0	1.13	1,2
		<i>Paramagnetic</i>			
Biotite	1c	<i>N(CS)</i>	1-3	1.35	2,3,4
Other					
Phyllosilicates	1c	<i>N(CS)</i>	0.05-1	1.2-1.35	2,4
Pyroxenes	4	<i>N(S)?</i>	0.5-5	1.2-1.4	2
Amphiboles	4	<i>N(S)?</i>	0.5-5	1.08-1.3	2
Riebeckite	1a	?	2.6	1.16	0
Orthoferrosilite	1a	?	5	1.21	13
Staurolite	2b	?	0.8	1.06	0
Garnet	0	. . .	3	1.001	0
Tourmaline	1c	<i>I(S)</i>	0.9	1.12	0
Cordierite	1c	<i>I(S)</i>	0.6	1.15-1.31	0
Siderite	2c	<i>I(C)</i>	3.8-4.2	1.7	5
Other Fe carbonates	2c	<i>I(C)</i>	0.05-0.7	1.08-1.45	5
		<i>Ordered</i>			
Goethite	1c	<i>I(S)</i>	1.3-5	2?	7,8,9
Hematite	3	<i>N(CS)</i>	2-50	2.5-100	2,8,9
Pyrrhotite	3	<i>N(CS)</i>	50-300	>100	8,10
Magnetite MD	4	<i>N(S)</i>	≤ 3000	<5	2,11
Magnetite SD	3	<i>I(S)</i>	≤ 1500	$\infty?$	11
Magnetite SP	4	<i>N(S)?</i>	≤ 5000	. . .	11

K_m is in 10^{-3} SI, except for the diamagnetic minerals (10^{-6}). Symmetry code: 0, isotropic; 1, uniaxial oblate; 2, uniaxial prolate; 3, triaxial prolate; 4. For uniaxial, the symmetry is indicated by the crystallographic axis of revolution; a,b,c. Type code: normal *N* or inverse *I* with mechanism of preferred orientation either controlled by shape *S* or by intracrystalline gliding during ductile deformation *C*. References: 0, unpublished or Rochette [1988b]; Rochette [1987]; 2, Hrouda [1982]; 3, Zapletal [1990]; 4, Borradaile *et al.* [1987]; 5, Rochette [1988a]; 6, Hedley [1971]; 7, Rochette and Fillion [1989]; 8, Dekkers [1988]; 9 Dunlop [1971]; 10, Rochette [1988a]; 11, Maher [1988]; 12, Hrouda [1986]; 13, Wiedenmann *et al.* [1986].

K_m は、帯磁率, P は、磁気異方性率 (anisotropy degree)

表4 磁気異方性の従来考案されているパラメーター

Property / parameter	Equation	Reference
Magnitude of anisotropy		
Corrected anisotropy degree	$P_j = \exp \sqrt{2[(\eta_1 - \eta_m)^2 + (\eta_2 - \eta_m)^2 + (\eta_3 - \eta_m)^2]}$	Jelinek, 1981
	where	
	$\eta_1 = \ln K_1; \eta_2 = \ln K_2; \eta_3 = \ln K_3; \eta_m = \sqrt[3]{\eta_1 \cdot \eta_2 \cdot \eta_3}$	
Anisotropy degree (P_2)	K_1 / K_3	Nagata, 1961
Absolute anisotropy	$(K_1 - K_3) / K_2$	Rees, 1966
Total anisotropy (H)	$(K_1 - K_3) K_{mean}$	Owens, 1974
Lineation		
Lineation (P_1)	K_1 / K_2	Balsley and Buddington, 1960
Magnetic lineation (L)	$(K_1 - K_2) / K_{mean}$	
Lineation	$(K_1 + K_3) / 2K_2$	
Lineation degree	$2K_1 / (K_2 + K_3)$	
Foliation		
Foliation (P_3)	K_2 / K_3	Stacey <i>et al.</i> , 1960
Magnetic foliation (F)	$(K_2 - K_3) / K_{mean}$	Khan, 1962
Foliation	$(K_1 + K_2) / K_3$	Balsley and Buddington, 1960
Degree foliation	$2K_2 / (K_1 + K_3)$	Hrouda <i>et al.</i> , 1971
Prolateness		
Prolateness	$(K_1 - K_2) / (K_2 - K_3)$	Khan, 1962
Prolateness	$(2K_1 - K_2 - K_3) / (K_2 - K_3)$	Urrutia-Fucugauchi, 1980
Oblateness		
Oblateness	$(K_2 - K_3) / (K_1 - K_2)$	Khan, 1962
Oblateness	$(K_1 + K_2 - 2K_3) / (K_1 - K_2)$	Urrutia-Fucugauchi, 1980
Shape		
Shape parameter (T)	$(2\eta_2 - \eta_1 - \eta_3) / (\eta_1 - \eta_3)$	Jelinek, 1981
E -factor	$K_2^2 / K_1 K_3$	Hrouda <i>et al.</i> , 1971
Shape indicator	$(K_1 K_3 - K_2 K_3) / (K_1 K_2 - K_1 K_3)$	Stacey <i>et al.</i> , 1960
Ellipsoid shape	$(K_1 - K_2)(2K_1 - K_2 - K_3) / (K_2 - K_3)(K_1 + K_2 - 2K_3)$	Urrutia-Fucugauchi, 1980
Shape indicator	$(K_1 K_3 - K_2^2) / (K_1 K_2 - K_1 K_3)$	Urrutia-Fucugauchi, 1980
Other parameters		
Emplacement	$K_1^2 / \sqrt{(K_2^2 K_3^2)}$	Ellwood, 1975
Current velocity	$K_1^2 / \sqrt{(K_2^2 K_3^2)}$	Ellwood and Ledbetter, 1977

K_1, K_2, K_3 は, $K_{max}, K_{int}, K_{min}$ を示す. K_{mean} は, $1/3(K_{max} + K_{int} + K_{min})$ を示す.

として使用され、無条件で、APWPに利用されている。

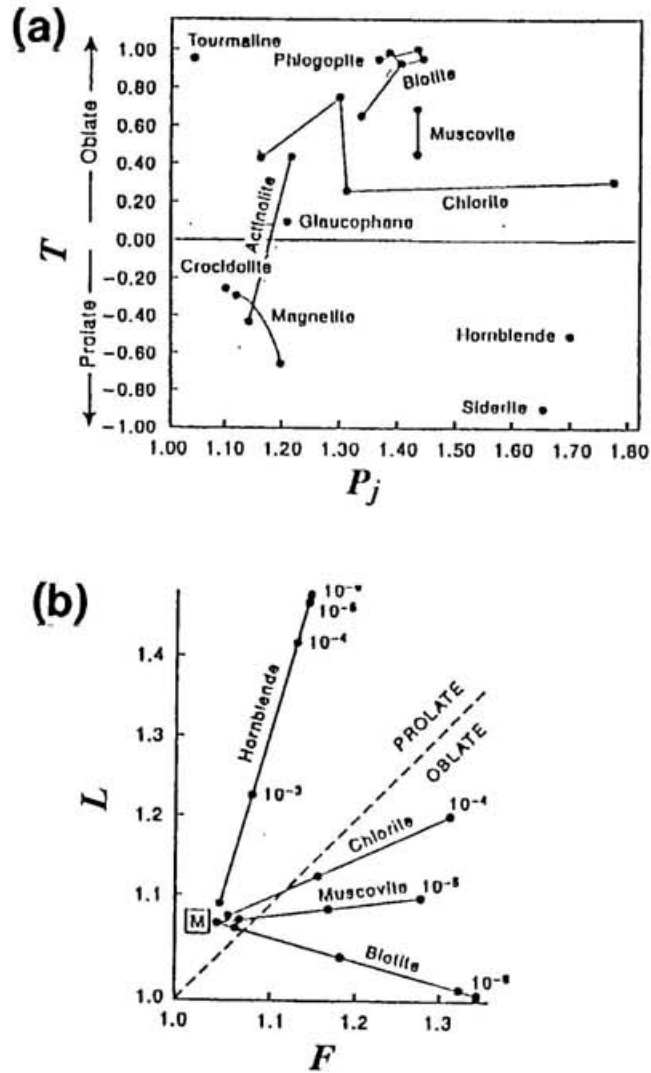


図3 磁気異方性近似楕円体の形についての従来の研究。
 (a) Shape-parameter: T と anisotropy degree: P_j の関係。 $T > 0$ なら円盤状楕円体, $T < 0$ なら紡錘型楕円体。
 (b) L (magnetic lineation) と F (magnetic foliation) の関係。

2.4 先カンブリア時代の古地磁気の問題点

先カンブリア時代～古生代の APWP を各大陸から求めることは、現在の古地磁気学上の重要な課題の一つである。Van der Voo (1990) は、独自の選択基準をもうけて既存の古地磁気データを選択し、先カンブリア時代の APWP の作成を試みた。Van der Voo (1990) が指摘した古い地質時代の岩石の再帯磁の問題については、近年多くの研究がなされてきており、先カンブリア時代の古地磁気データは、確実に信頼性を増してきている (Baily and Halls, 1984; Briden, 1965; Elmore *et al.*, 1993; Özdemir and Dunlop, 1993; Halls, 1979)。しかし、APWP の作成には、古地磁気データを得た岩石試料の正確な形成年代、その年代と NRM 獲得年代の対応、磁極位置を正確に計算するための地質構造の復元などが必要である。

堆積岩からは、理論的には APWP に使用できるデータが得られるはずであるが、堆積岩の持つ堆積残留磁化 (DRM) は、先カンブリア界から良い古地磁気データを供給できるだけの安定性はない。したがって、先カンブリア界の堆積岩の古地磁気データは、大半が化学残留磁化 (CRM) ということになり、その場合の NRM 獲得時の年代の決定は困難になる (Marco *et al.*, 1993)。変成岩・貫入岩類の古地磁気データを APWP に応用する場合は、その試料の NRM 獲得年代と地質構造補正が特に重要である。2.3 節で述べたように、変成岩には粒子配列や年代決定の難しさがあるため、従来、先カンブリア界の APWP を求めるための古地磁気データのほとんどは、貫入岩類から得られてきた。しかし、これらの貫入岩類も変成岩地域に分布することが多く、地質構造補正の困難さ、変成・変質作用の有無、それにとまなう年代決定の難しさにおいては、変成岩類に劣らない難題を抱えている。

以上の問題を検討して古地磁気データの信頼性を高めるとともに、データ量を増加させること、より広範な地域の先カンブリア界から古地磁気データを得て、互いに比較検討することが求められている。そのために、東南極大陸からも、先カンブリア時代～古生代の古地磁気データを多く得ることが必要である。

第3章 実験

3.1 実験の目的

第2章 1.1節で述べたように、古地磁気として有効な安定な NRM を担うのは、岩石中の SD 粒子である。しかし、これらの SD 粒子の配列が岩石中にあった場合、NRM は、その配列の影響を受ける可能性がある。一方、MD 粒子の持つ残留磁化は不安定なので安定な NRM への関与は少ないと思われる。したがって、岩石中の SD 粒子の配列の有無を明らかにする方法を開発し、SD 粒子の配列が NRM へ与える影響を明らかにすることが本実験の目的である。

上記の問題を解明するためには、様々な磁性鉱物や、様々なサイズの磁性粒子から、人工配列試料を作成し、複数の磁気特性の異方性の測定をおこない比較する必要がある。そのため、フェリ磁性体粒子を主に使用して、人工配列試料を作成し、複数の磁気特性の異方性を求めるための磁気履歴特性の異方性についての実験をおこなった。また、従来の報告と比較検討するために、同一人工試料について従来の方法 (AMS, AMR) で測定し、本研究の測定方法と比較した。

なお、磁性粒子の配列がどの磁気特性の異方性に一番影響するか、粒子配列以外の、粒子の形状異方性、結晶磁気異方性などの影響はどうかを明らかにするために、マグネタイトの単結晶や、粒子の長軸方向と配列方向の異なる人工配列試料などの磁気特性の異方性についての実験もおこなった。

3.2 測定

3.2.1 振動型磁力計(VSM)による磁気履歴特性の異方性(AMH)の測定

(1) 磁気履歴特性の異方性 (AMH) の定義

著者は、磁気履歴特性の異方性解析の方法を提案し、従来よく使われている帯磁率異方性 (AMS) や、残留磁化異方性 (AMR) と区別するために、AMH (anisotropy of magnetic hysteresis properties) 解析法と名付けた。AMH とは、従来、一種類の磁気特性の異方性のみで、粒子配列解析手段としていた AMS や AMR に対して、ヒステリシス特性としてヒステリシス曲線から読みとれるいくつかの磁気特性 (著者は、飽和残留磁化: I_p , 保磁力: H_c , 低磁場下の微分帯磁率: χ_L , 高磁場下の微分帯磁率: χ_p を採用している) を組み合わせた複数の磁気異方性の総称で、その異方性の変化の増減の相関関係や、どの磁気特性が最も大きい異方性を示すかという特徴から、粒子配列解析を試みようという方法が AMH 解析法である。

(2) 磁気履歴特性の異方性 (AMH) 測定の特徴

AMH の測定には、国立極地研究所船木實博士が改良した振動型磁力計 (Vibrating Sample Magnetometer: VSM) を用いた。従来の VSM を使用した磁気異方性測定は、主に帯磁率の異方性の測定を目的としたものであり、そのほか、約 1T の高い外部磁場をかければ、飽和磁化 (saturation magnetization) の異方性の測定も可能である。その方法では、一定の外部磁場をかけた状態で試料を外部磁場に平行な一平面内で 360° 回転させ、得られる磁気モーメントの変化を記録する (図 4-(a))。この測定法は、外部磁場の値を希望の値に設定できるという利点はあるものの、同時に一種類の磁気特性しか得られないので、基本的には、ほかの帯磁率異方性の測定と変わらない。

それに対して、本研究でおこなった船木博士によって開発された測定方法は次

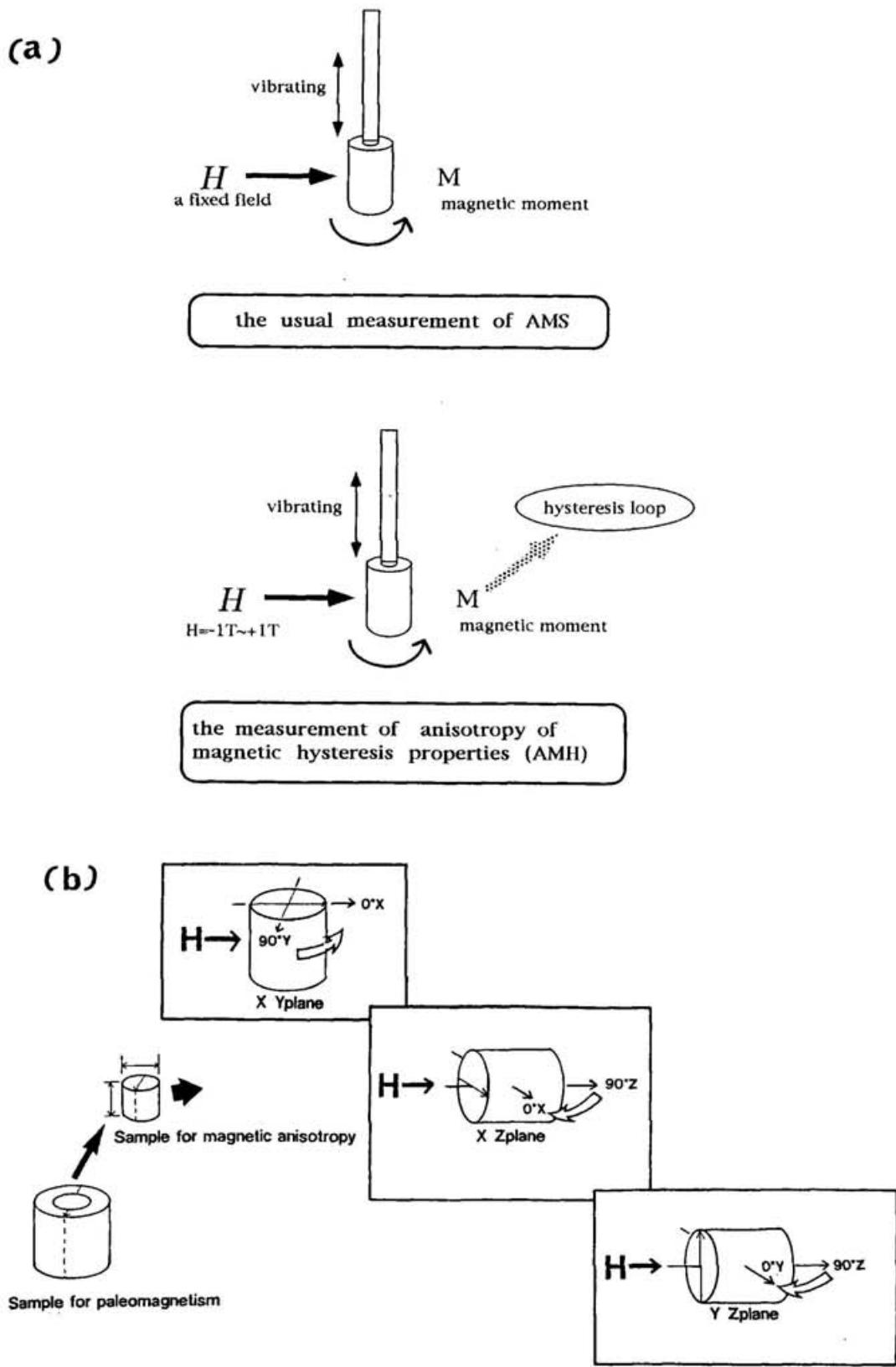


図4 (a) 従来の振動型磁力計(VSM)の測定方法と本研究の振動型磁力計(VSM)測定法の違い。
 (b) 岩石のNRM用コアサンプルからAMH用コアサンプルを採取して整形。

のとおりである。外部磁場の値を±1Tの範囲で連続的に変化させ、一方向の磁気履歴曲線（ヒステリシス曲線: hysteresis loop）を測定する。次に、外部磁場に平行な一平面内で試料を一定角度（例えば 5° とか 15°）で回転させ、再び同じ方法でヒステリシス曲線を測定する。同一平面内で試料が一回転するまでこの操作を繰り返す（図 4-(b)）。この測定方法は、一つのヒステリシス曲線から、何種類かの磁気特性を一度によみとることができるという利点があるので、同じ物理的条件下で、容易に磁気特性の異方性を比較することができる。変成岩などの粒子配列のある岩石の NRM の調査に必要不可欠な、SD・MD 粒子配列解析には、同条件下で帯磁率と残留磁化の双方の異方性（AMS と AMR）が得られる本研究の測定方法はきわめて有効な手段である。

また、上記の測定法を使用すれば、岩石の NRM に最も影響を及ぼす磁気特性である保磁力も、ヒステリシス特性の一つとして同時に解析できる。本研究は岩石磁気分野で、保磁力の異方性とほかの磁気特性の異方性との関連を論じた最初の研究である。

常磁性鉱物の粒子配列解析に有効な高磁場下の帯磁率も、AMH 測定法ではヒステリシス特性の一つとして、同時に解析できる。この船木博士による測定法を使用すれば、フェリ磁性粒子解析に有効な低磁場下の帯磁率と、常磁性粒子解析に有効な高磁場下の帯磁率と二つの磁気特性が同条件下で得られ、一つの岩石中の二種類の磁性粒子の配列を明確に区別して比較することができる。このように、複数の磁気特性の異方性の区別や比較が、すべて同物理条件下でおこなえるということが、本測定法の特徴といえる。

(3) 測定に用いた振動型磁力計（VSM）と測定方法

本研究の AMH 測定に使用した VSM は、国立極地研究所が所有するフォーナー型磁化測定装置（理研電子社製、振動数: 23Hz、振幅: 25mm、最大磁場 1.5T、感度±2×10⁻⁶A/m 以上）を船木實博士が一部改良したものである（図 5）。

VSM 制御用ソフトウェアは、船木博士が開発し、隕石の熱磁気分析に用いた

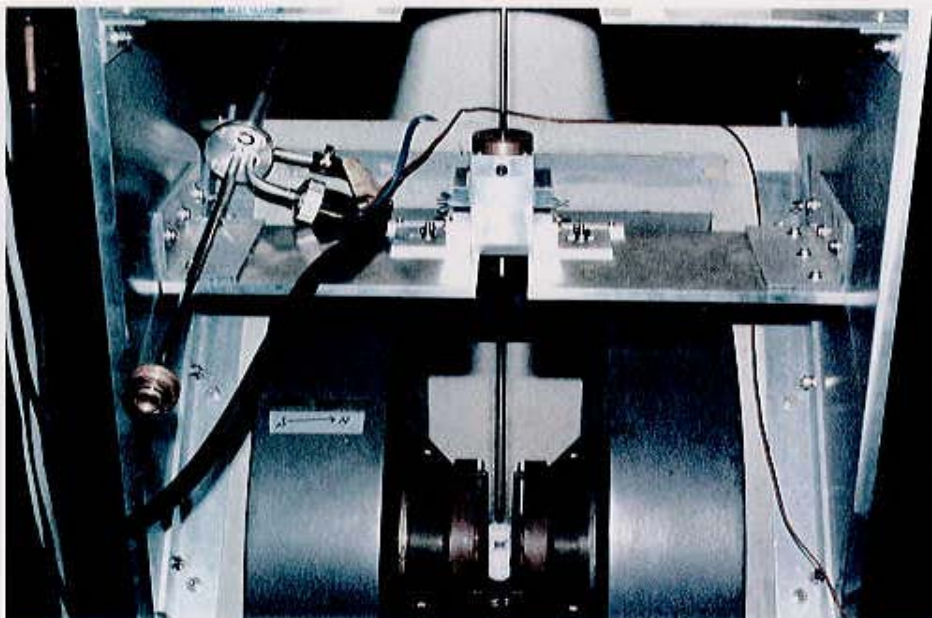


図5 本研究に使用した振動型磁力計(船木 實博士改良)

連続ヒステリシス曲線測定ソフトウェア "VSM.bas" を使用した (Fujiaki, 1993). このソフトウェアは, 熱磁気分析をするための温度条件や, 磁気異方性を測定するための外部磁場の角度などを変化させながら, 連続的に何本ものヒステリシス曲線を描けるように工夫されている.

本研究に用いた VSM は測定可能な試料の最大幅が約 20mm であるため, VSM 測定用人工試料は直径および高さ 15mm の円筒状に作製し, 天然の岩石試料は直径・高さ 10mm のコアを直接岩石ブロックから抜いて整形した. 測定は, XY, YZ, ZX の三面について, 面に平行な外部磁場を変化させて複数のヒステリシス曲線を測定した. 測定環境は, すべて室温, 1 気圧, 空気中である. 外部磁場 H を $\pm 1T$ の幅で変化させて, 一本のヒステリシス曲線を描く (図 6). そののち, 測定面内で一定角度 ($5\sim 45^\circ$) 試料を回転させて, 次のヒステリシス曲線の測定にはいる (図 4-(b)). これを三面についておこなう.

一回の測定では, 図 6 に示したようなヒステリシス曲線が得られる. 初めて AMH の測定を試みた時には, 測定部のテフロン製の反磁性のノイズが大きく適正な異方性曲線が得られなかった. また, 取り扱う岩石試料が小さいため, 必然的に含まれる強磁性鉱物の量が少なくなり, 相当感度の高い測定を行わなければならないことが判明した. そこで, 測定部には, 帯磁率が小さく, 非結晶で, 異方性を持たない石英ガラスを使用することにした. 測定部の試料以外のノイズの原因となる部分を極力減らすため, いっさいの接着剤を使わず, 石英ガラス管の伸長軸と試料に接する面が垂直になるように石英ガラス管の切り出し面を整形した. この切り出し面にコア状の試料を直接とりつけ, 試料の固定には, 通常の場合にはメンディングテープを用い, 帯磁率の小さい試料については, 3M 社製のガラス繊維テープを用いた. これらの改良の結果, 測定部のノイズは小さくなり, 容易軸が一軸となるようなサインカーブに近い磁気特性の異方性カーブが得られるようになった.

第 3 章 3.2.1 節 (2) 項に述べたような AMH 測定の特徴が充分発揮できるように, 一つのヒステリシス曲線からは, 次に述べる磁気特性を読みとった. 第一に,

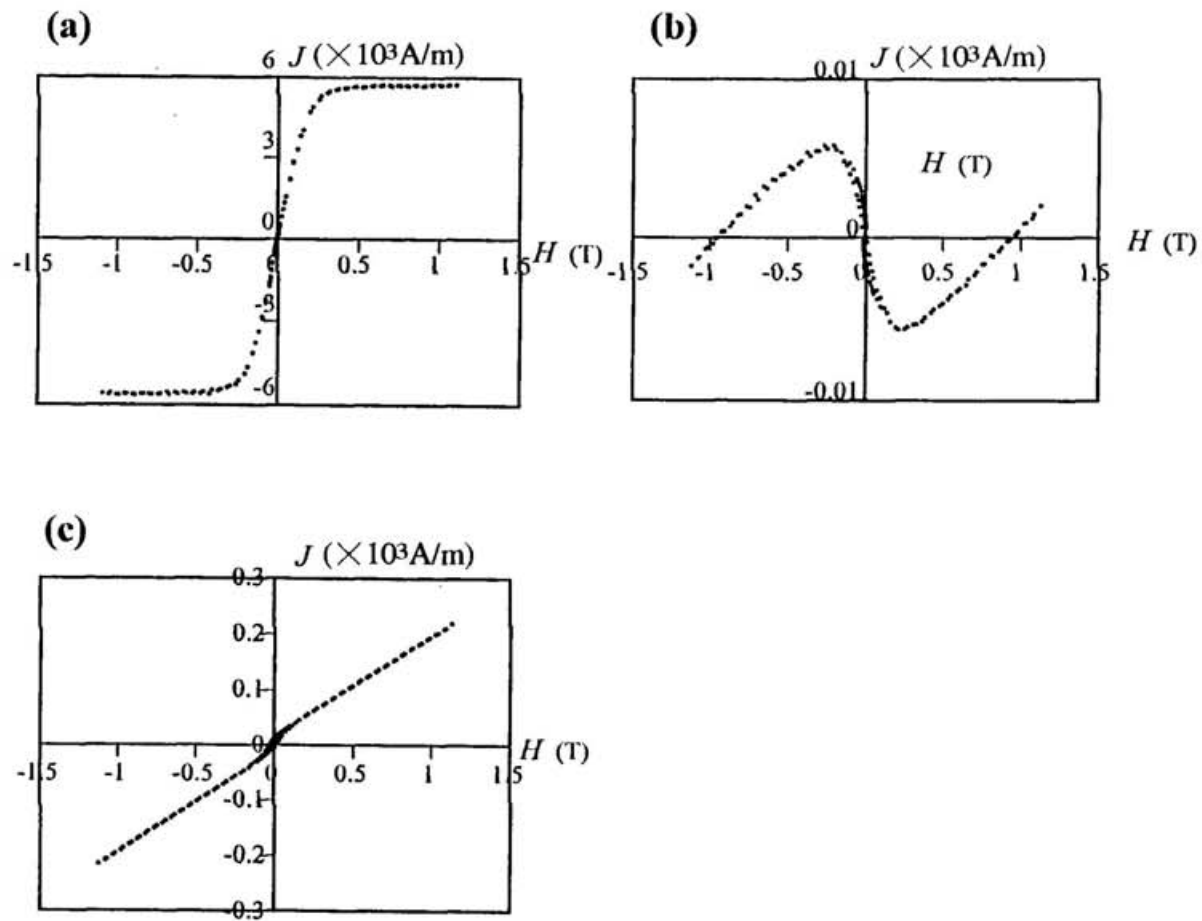


図6 振動型磁力計(VSM)によるヒステリシス曲線. 縦軸は1試料あたりの磁化強度
 (a)マグネタイト粒子, (b)反磁性体の影響の強い試料(テフロンサンプルホルダーで測定).
 (c)常磁性体の多い試料(花崗岩を起源とするマイロナイト).

最も初期帯磁率 (initial susceptibility) に近い値として、外部磁場 $H = 0\text{T}$ 付近の微分帯磁率 (differential susceptibility) を読みとった。AMS と比較するため、本来は初期帯磁率をヒステリシス曲線から解析すべきである。しかし、本研究に使用した機械制御のシステムでは、初期帯磁率測定は不可能なため、上記の低磁場下の微分帯磁率を読みとった。本論文ではこの微分帯磁率を、 χ_L (SI: 単位なし) と表現する。一方、初期帯磁率はこの値と区別するため、 χ_i と表現する。VSM を手動で操作し得られた χ_i と、ヒステリシス曲線から得られた χ_L の値を比較したところ、 χ_L と χ_i の値は相当異なることがわかった。しかし、異方性を議論する場合は、数値はすべて比に直して解析するので、この値の差は問題にならないと判断した。次に高磁場下の帯磁率として、外部磁場 $H = 1\text{T}$ 付近の微分帯磁率を解析した。この値は本論文では、 χ_p (SI: 単位なし) と表わす。

残留磁化としては飽和等温残留磁化 (SIRM) をヒステリシス曲線から解析し、本論文で、 I_R (Am^2/kg) と表現する。保磁力 (coercivity) もヒステリシス曲線から解析し、 H_c (mT) と表現する。なお、異方性の測定はおこなわないが、磁気特性の一つとして飽和磁化 (saturation magnetization)、残留保磁力 (remanent coercivity) も測定し、本文中では、それぞれ I_s (Am^2/kg)、 H_{RC} (mT) と表現する。 I_s は、ほかの磁気特性と同様にヒステリシス曲線から読みとる。 H_{RC} は、一度ヒステリシス曲線を $H = \pm 1\text{T}$ の範囲で測定した後、外部磁場が 0 の時に試料の残留磁化が 0 になるまで、小さいヒステリシス曲線を測定し続け、その時の外部磁場の大きさを測定して求める。以上述べてきたそれぞれの磁気特性の定義を、図 7 に示す。

3.2.2 磁気履歴特性の異方性 (AMH) 以外の測定

NRM, ARM の測定には、超伝導磁力計およびスピナー磁力計 (テラテクニカ製: Chibispin, 感度 10^{-6}A/m 以上) を用いた。磁氣的クリーニングとしては、交流消磁と低温消磁の双方を用いた。交流消磁は、 μ -メタルでシールドした空間中で 3 軸

Hysteresis loop

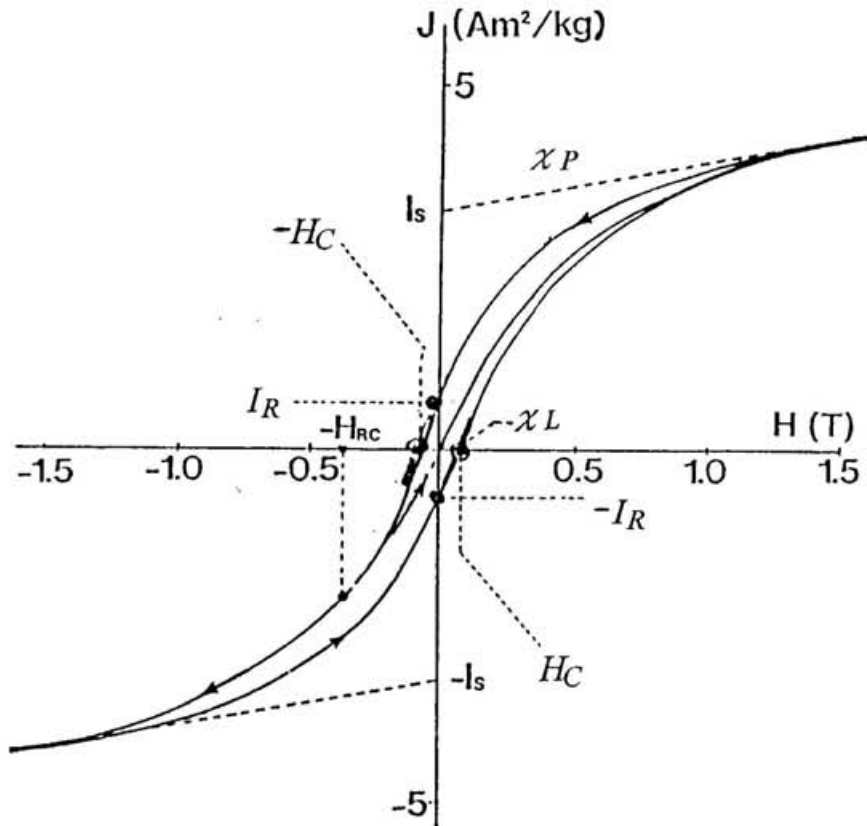


図7 ヒステリシス曲線から読みとる磁気特性.

I_R : 飽和残留磁化, I_S : 飽和磁化, χ_P : 高磁場下の帯磁率, χ_L : 低磁場下の帯磁率
 H_C : 保磁力, H_{RC} : 残留保磁力

方向に試料を回転させておこなった。交流消磁をおこなう交番磁場 (alterlating field) の大きさは、0mT から 80mT まで 5mT づつ段階的に交番磁場をあげる交流消磁テストをおこなって決定した。低温消磁は、低温で磁性体の結晶異方性エネルギーが 0 になる isotropic point まで試料を冷却し、無磁場中で常温に戻すことによって、不安定な柔らかい磁化の部分を消磁する方法である (Yama-ai *et al.*, 1963; Ozima *et al.*, 1964; Ozima, 1966)。低温消磁の冷却には液体窒素 (沸点-196 °C) を使用し、 μ -メタルでシールドした空間中で冷却したあと常温にもどした。

AMH のデータと比較するための AMS の測定には、東京大学海洋研究所の GISCO 社製の Kapper bridge 帯磁率計 (感度 4×10^8 SI, 周波数 50Hz) を使用した。

ARM の付加には、国立極地研究所所有の ARM の付加装置を用いた。外部定磁場には、室内における地球磁場 (3.56×10^{-4} nT) を利用した。かける交番磁場は、10mT~80mT まで 10mT おきに段階的に増加させて ARM 付加テストをおこなった結果、70mT と決定した。ARM の AMR を求めるには、X, Y, Z の 3 方向に ARM をつけ、そのたびに獲得される 3 方向 (X, Y, Z 方向) の磁化の成分を測定し、異方性を求める方法によった (Stephenson *et al.*, 1986)。すなわち、次のような実験方法である。人工配列試料には、室温、地球磁場下で、まず、X 方向 (粒子の配列方向を X とする) に地球磁場と平行な 70mT の交番磁場をかけて ARM を付加する。測定後、70mT で交流消磁をおこなったあと、次に Y, Z 方向にも同様の ARM を付加し、それらの結果から AMR を求めた。

3.3 実験作業手順

粒子配列と AMH の関係についての基礎的実験を行うために、人工的に作成した試料について図 8 の流れ図の手順で実験を行なった。以下にその実験過程について述べる。

はじめに人工試料を作成する。実験用には各種の磁性粒子 (マグネタイト, チタノマグネタイト, γ -ヘマタイト, α -ヘマタイト, ピロータイト, マグネタイトを含む単斜輝石) を用いた。磁性のない $1\text{cm} \times 1\text{cm}$ の厚紙上に、摩擦材としてのエポキシ系樹脂を粒子を配列させたい方向に塗布し、その上に磁性粒子を均等にまき、強力な永久磁石で磁場をかけた状態で粒子の向きを固定し、樹脂が固まるまで放置して人工試料を作成した (図 9)。さらに、1 インチ径の磁性がほとんどない発砲スチロールの円筒を 2 つに割り、作成した厚紙のチップが中央になるようにはさみ、メンディングテープで固定する。

1 インチ径の人工配列試料は、まず、NRM を測定し、次に、近似無磁場空間中で段階交流消磁テストを実施する。このテストは、磁化の安定性を試すテストであり、磁性粒子が SD か MD かという判断材料にもなる (Butler and Banerjee, 1975; Heider *et al.*, 1992)。テストの結果、もっとも保磁力が大きいオーディオテープから作成した人工試料でも、 $60 \sim 70\text{mT}$ でほとんどの磁化が消磁されるので、すべての人工試料は、 70mT で交流消磁してから次の実験にとりかかることにした (図 10)。

交流消磁は、MD 粒子の持つ不安定な磁化を消磁し SD の持つ安定な磁化のみを残すといわれているが、MD・SD を選別する消磁には低温消磁の方が有効だとする説もある (Dunlop and Argyle, 1991)。Ti 含有量の多いチタノマグネタイトなどは isotropic point が液体窒素の沸点より低い場合があり、その時は液体窒素では低温消磁はできない。しかし低温消磁は、Ti 量の少ないチタノマグネタイトやマグネタイトには有効なので、著者は実験過程の消磁には上記の交流消磁と低温消磁の双方を併用することにし、いったん交流消磁した試料について、再度、低温消磁

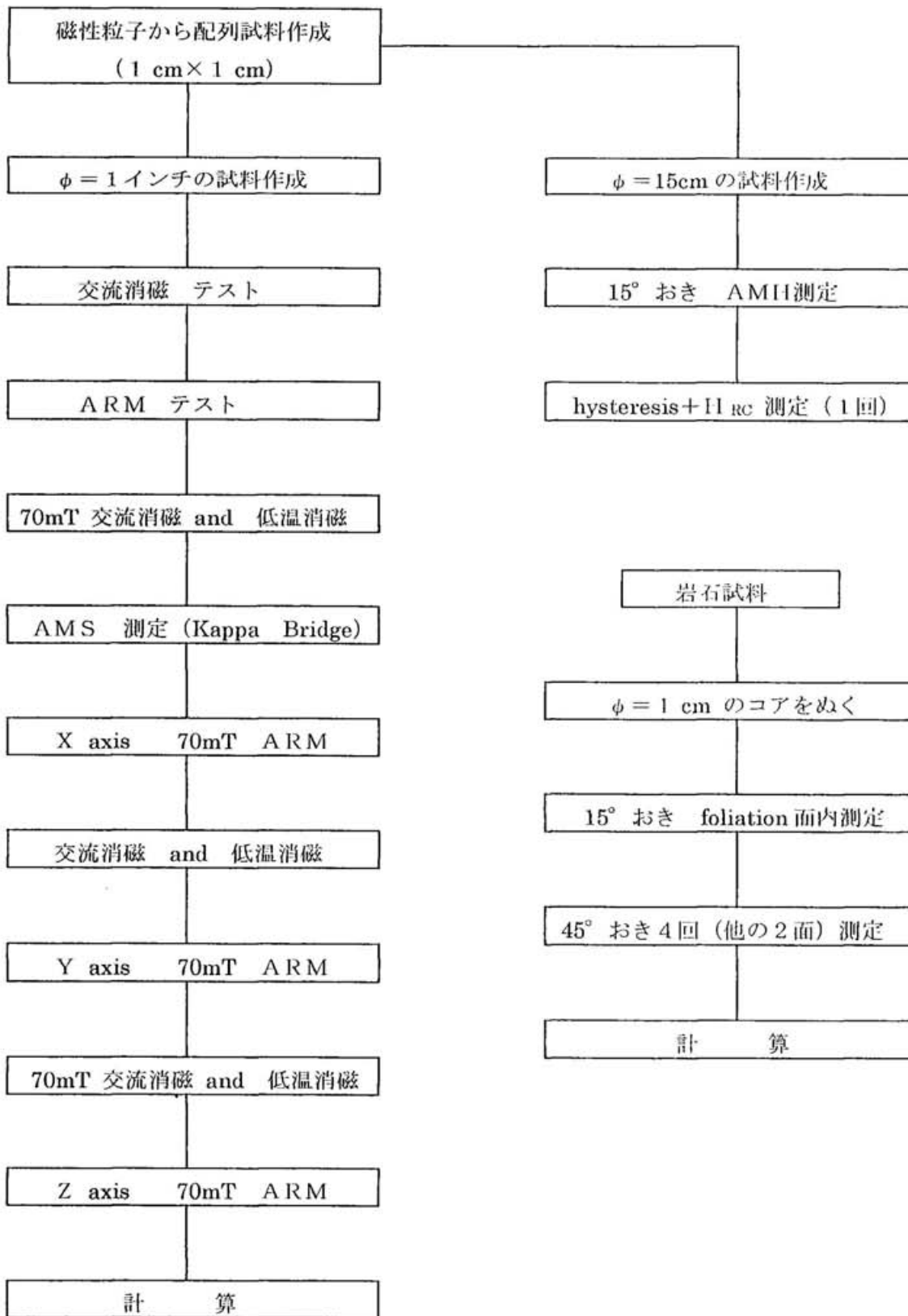
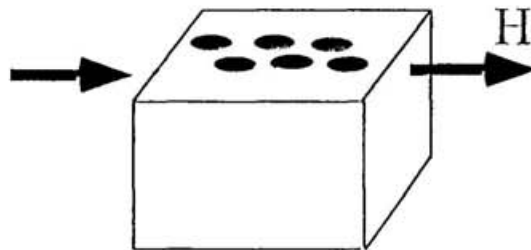


図8 人工試料および岩石試料についての実験過程の流れ図.

磁性粒子の 人工配列試料

外部磁場をかけて強制的に配列させる



二種類の粒子を別々に配列させた例

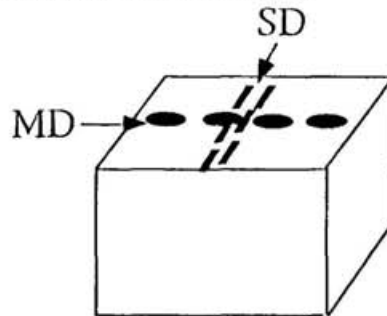


図9 フェリ磁性粒子の人工配列試料の作成方法.

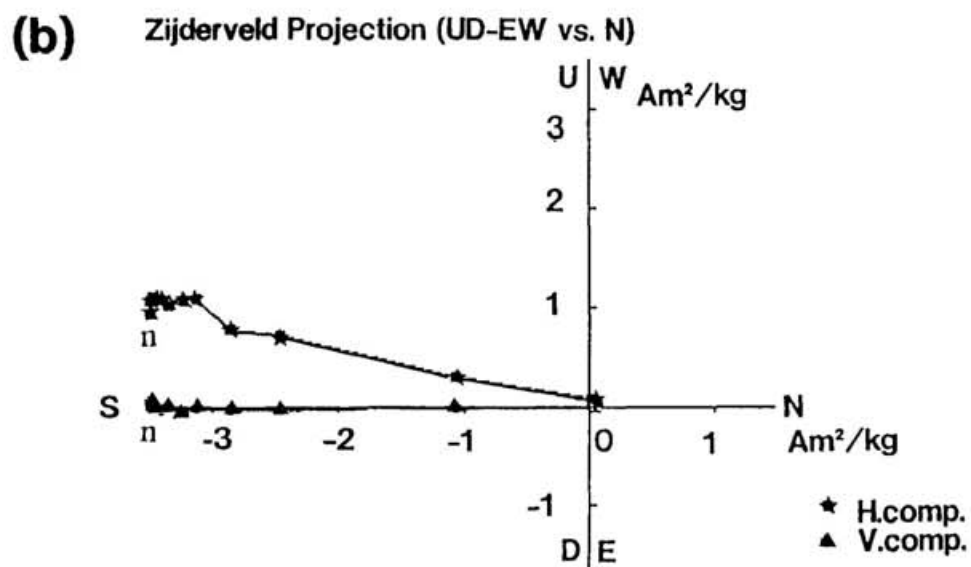
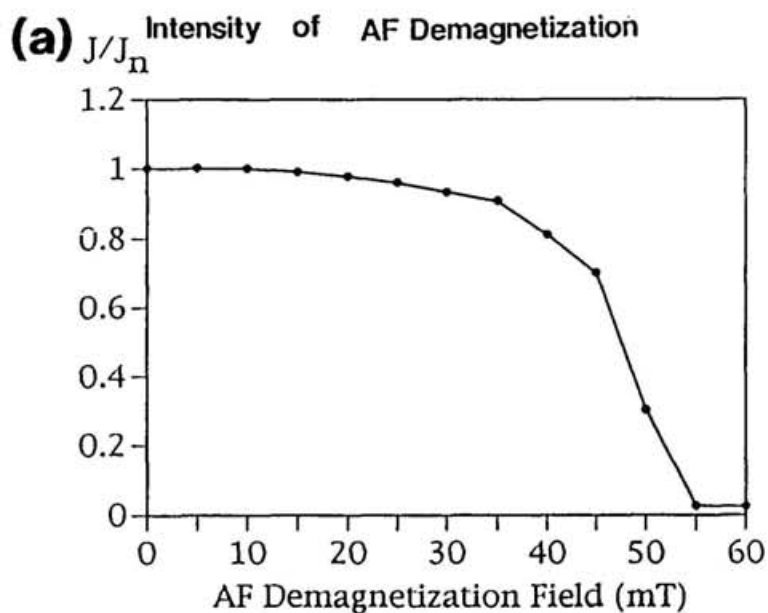


図10 オーディオテープから作成した人工試料の段階交流消磁(0-60MT, 5mTずつ交番磁場を強くする段階消磁)テスト.

(a) 段階消磁曲線.

(b) Zijdeveld図, n : 消磁前のNRM, H.comp.: 水平成分, V.comp.: 垂直成分.
 NSがテープへの方向, UDは, 上下方向

をおこなった。

消磁した試料は、のちに AMH のデータと比較するために、AMS を測定する。AMS 測定後の試料は、再び、70mT の交流消磁と低温消磁を行ってから、ARM の AMR の測定をおこなう。いくつかの人工試料で ARM 付加テストをおこなった結果、70mT で ARM はほぼ飽和していると判断し、AMR に使う ARM の交番磁場の強さは 70mT に決定した (図 11)。すべての測定が終わったあと、試料はふたたび 70mT で交流消磁・低温消磁をおこなう。

人工配列試料は、AMS, AMR の実験終了後に、15mm 径の円筒状試料に作り直し AMH 測定を行う。

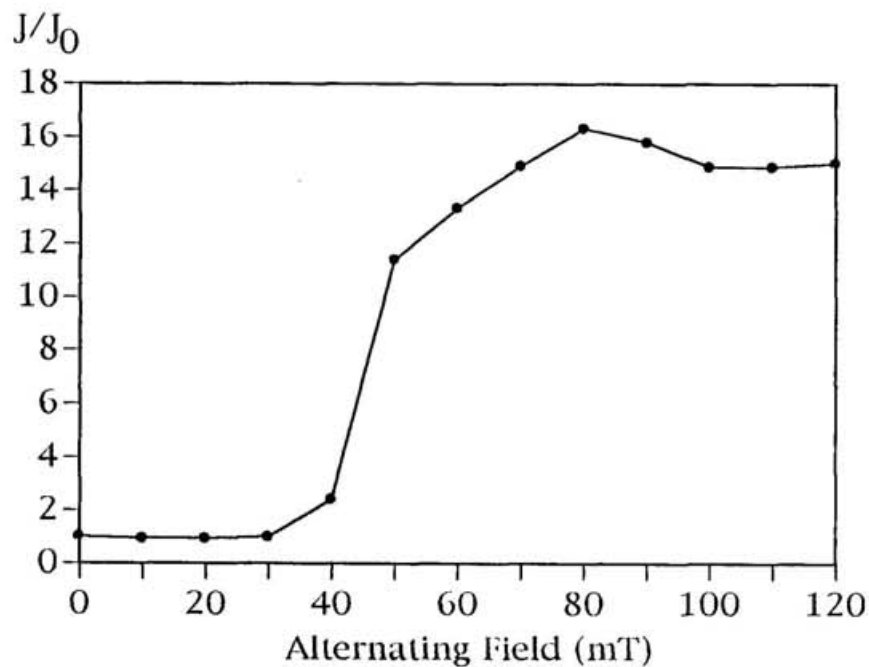


図11 段階ARM帯磁テストにおけるARM付加曲線(オーディオテープの例)
交番磁場と定磁場(3.56×10^{-4} nT)の方向は平行

3.4 実験結果の解析方法（磁気履歴特性の異方性：AMH 測定データの解析）

3.4.1 二次元解析法

従来の異方性測定法では1種類の磁気特性の異方性解析をすれば良いのであるが、AMH 測定の場合は、数種類の磁気特性を同一グラフ上で、同条件で比較できるようにデータを加工しなければ意味がない。そこで、AMH 測定の基礎的データを解析するために、以下の二種類のグラフを考案した。人工試料、および、基礎データを得る岩石試料については、一つの面内で、5～15° おきにヒステリシス曲線を測定し、同一面内における AMH の変化曲線を作成した。ヒステリシス曲線から読みとった4つの磁気特性 (I_R , H_C , χ_P , χ_L) は、それぞれ単位が異なり単純比較はできないので、Angle = 0 の時の値を1とした異方性の変化率として、ヒステリシス曲線を得たときの外部磁場をかける方向 (Angle) との関係を図に表した。図 12 は、そのグラフの説明図である。測定した各種磁気特性の値を A とし、Angle = 0 の時の値を A_0 とすれば、変化率 J は

$$J = A / A_0 \quad (1)$$

の式で表される。異方性変化率 J の最大値を J_{max} 、最小値を J_{min} とした時、 J_{max} / J_{min} は、この面内における Anisotropy ratio となる。この J -Angle グラフの曲線は、トルクメーターを使つての測定によって得られるトルク曲線 (torque curve) と同じような意味を持つ。それぞれの特性のその面内での異方性が強ければ、曲線の振幅は大きくなり、異方性が小さければ、曲線は直線に近くなる。このグラフを本研究では「AMH 変化曲線」と呼ぶ。

「AMH 変化曲線」は、異方性の大きさや、詳細な変化を見るには有効であるが、「AMH 変化曲線」に見られる磁気特性の異方性カーブの振幅はそれぞれ異なるの

始めのデータ

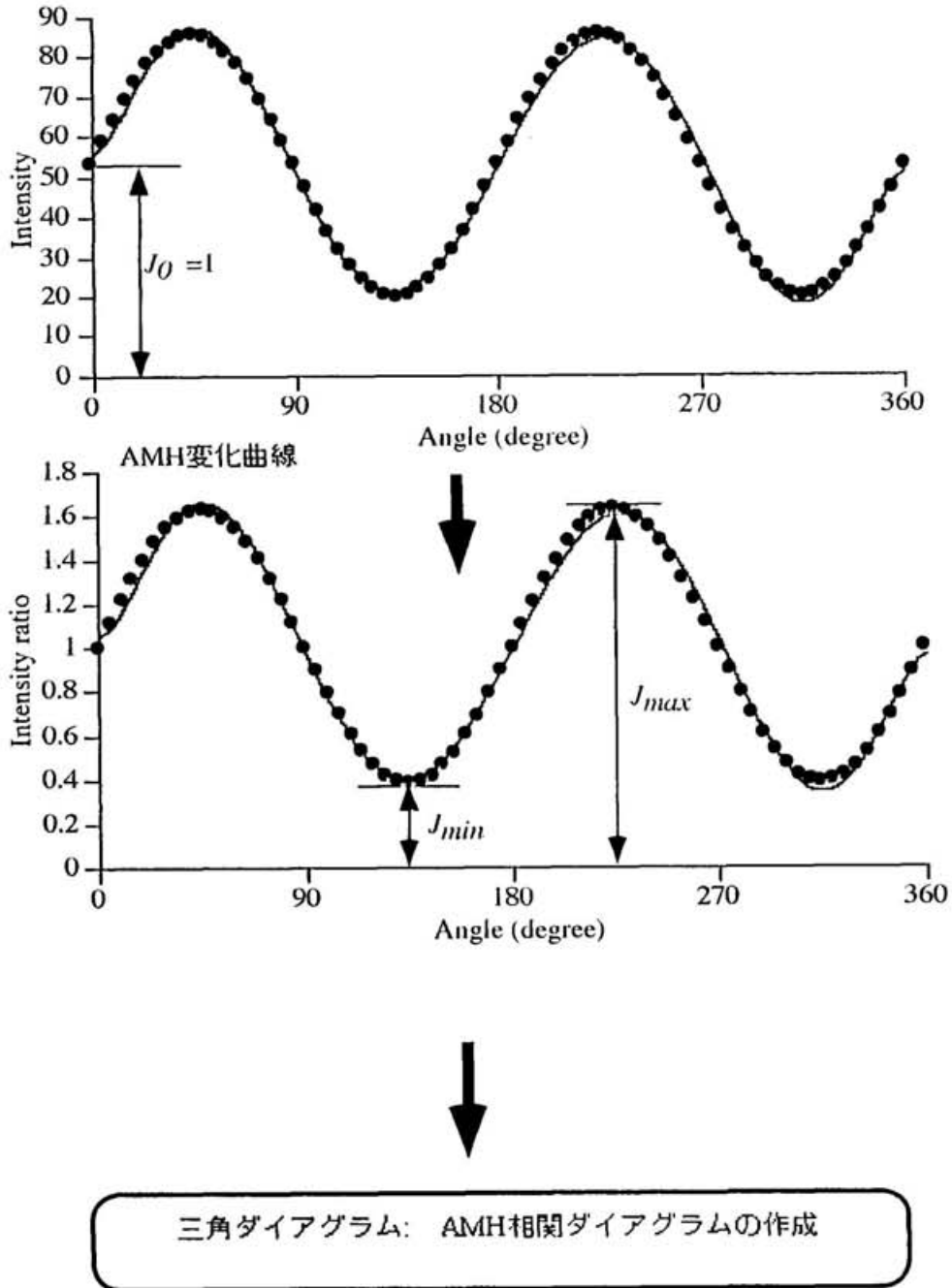


図12 磁気履歴特性の異方性(AMH)変化曲線と磁気履歴特性の異方性(AMH)相関ダイアグラムの計算方法。
 $J_0=1$ とした比に計算し直し、 $J_{min}=0$ 、 $J_{max}=100$ として百分率に直す。

で、二つ以上の磁気特性の異方性の変化の相関を見るには不適當である。磁気特性の互いの異方性の変化の相関の観察を容易にするために、「AMH 変化曲線」の J_{max} の値を 100 とし、 J_{min} の値を 0 とし、すべての値を異方性変化度の百分率 J' に変えて、相関関係の解析をおこなった。

異方性変化度の 100 分率 J' の値は、

$$J' = (J - J_{min}) \times 100 / (J_{max} - J_{min}) \quad (2)$$

の式で定義する。なお、'異方性変化度の百分率' に変換した各磁気特性の値の相関を見るのに、著者は三角ダイアグラムを使用した。

著者が比較した磁化特性は I_R , H_C , χ_L の 3 つである。これらの特性は、それぞれ、「磁化の残り易さ」、「磁化の消えにくさ」、「磁化のしやすさ」を表す。 χ_p は強磁性体に左右されにくいので、他の磁気特性と同列に比較することはさけた。各磁気特性の大きさを '異方性変化度の百分率' に変換すると、各面における異方性の変化の振幅は、どの磁気特性についても異方性の大きさの大小にかかわらず、すべて百となるため、正負の相関の有無が比較しやすくなる。

3 つの磁気特性の「異方性変化度の百分率」を三角ダイアグラムで表現すると、図 13 のようになることが予想される。もし、3 つの磁気特性が完全に同じ異方性の変化曲線を示すのならば、すなわち、異方性容易軸が常に一致し、同じ異方性の性質を示すならば、測定値の「異方性変化度の百分率」の値は、三角ダイアグラムの正三角の中央に集中する (図 13-(a))。もし、どれか 1 つの磁気特性が、他の 2 つに対して、逆相関の関係にあれば、測定値の「異方性変化度の百分率」の点は、逆相関を示す磁気特性を頂点とする三角形の垂直二等分線上に分布する (図 13-(b))。異なる磁気特性の異方性容易軸が、異方性測定面内で直交するときには、この垂直二等分線状分布が現れる。3 つの磁気特性が、 90° 以外の位相のずれをもっていたり、異方性のカーブが歪んでいたりとすると、測定値の '異方性変化度の百分率' の点は、分布の幅が広がったり、二等分線の位置がずれたりする

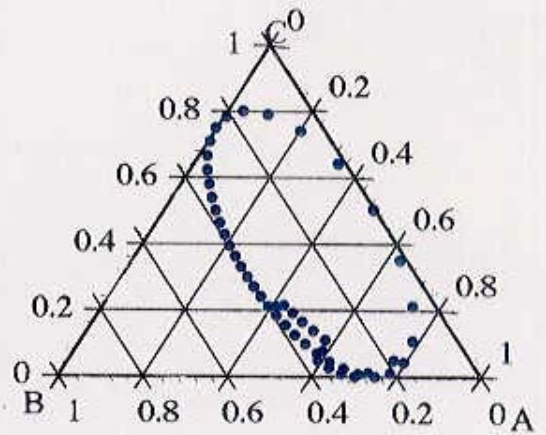
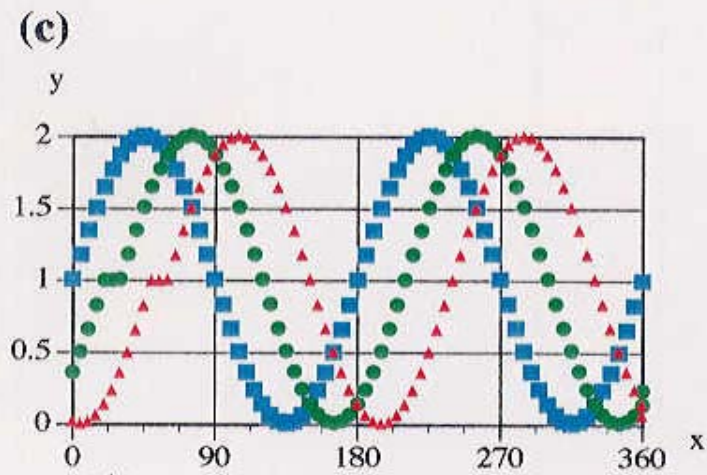
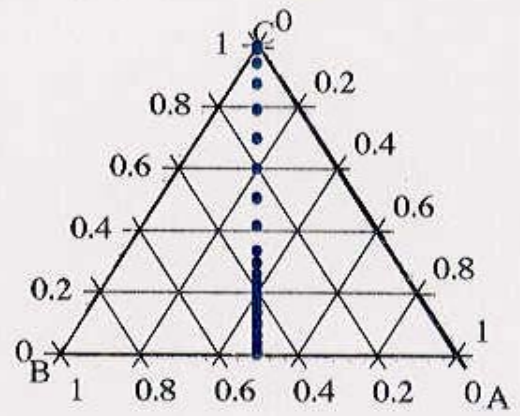
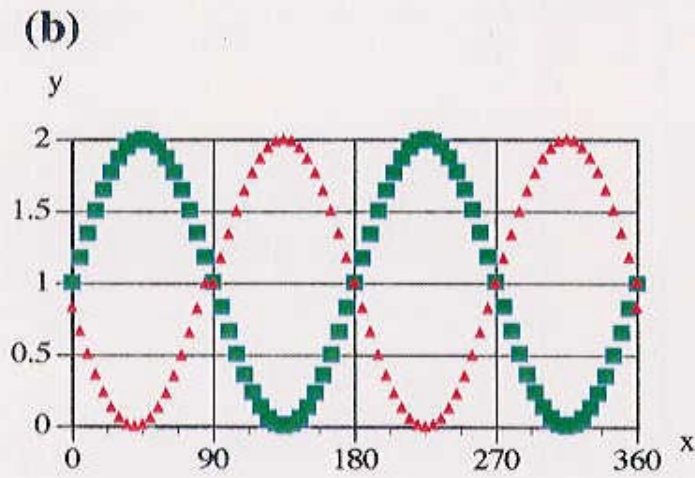
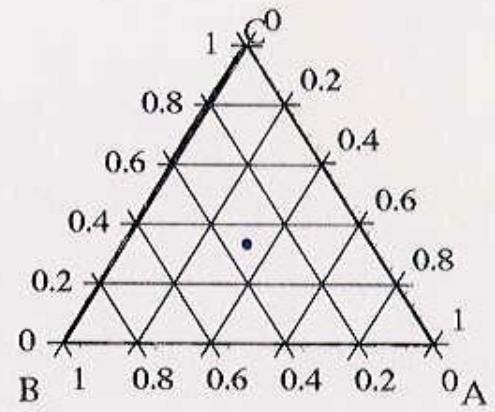
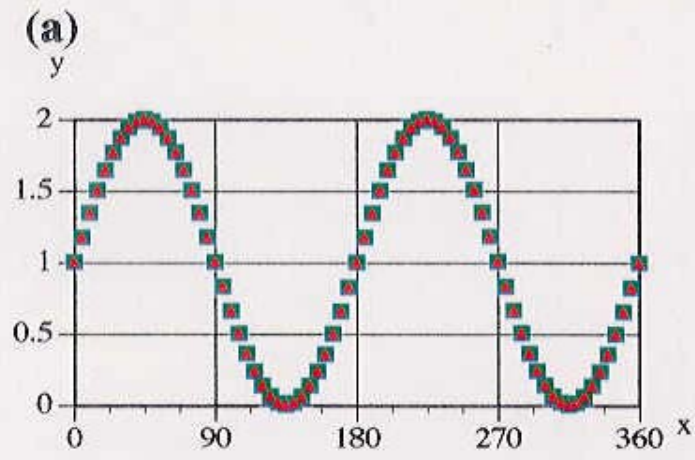
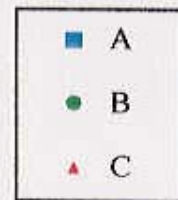


図13 磁気履歴特性の異方性(AMH)相関ダイアグラムによる解析方法。
 (a) a,b,cの3要素が、すべて同じ変化率で変化する場合。
 (b) a,b,cの3要素のうち一つ(この図の場合はc)が逆相関の関係にある場合。
 (c) a,b,cの3要素がそれぞれに位相がずれて変化する場合。



(図 13-(c)). この三角ダイアグラムは、粒子配列のある foliation 面内での各磁気特性の相関を観察するのに適した表現である。本研究では、このグラフを「AMH 相関ダイアグラム」と呼ぶ。

なお、本研究で使用したグラフの計算・作図・カーブフィティングなどには、Delta Point Inc. 製のソフトウェア Delta Graph Pro 3 for Macintosh を使用した。

3.4.2 三次元解析法

磁気異方性を表すには、次のような異方性を近似楕円体と仮定したテンソルで表すのが一般的である (Collinson, 1983; Tarling and Hrouda, 1993).

XY 面における AMH 測定値のうち、X 軸からの角度が時計回りに、 0° 、 45° 、 90° 、 135° の値をそれぞれ J_{x0} 、 J_{x45} 、 J_{x90} 、 J_{x135} とする。この時、 $J_{x0} = k_{xx}$ 、 $J_{x45} = k_{xy} + 1/2(k_{xx} + k_{yy})$ 、 $J_{x90} = k_{yy}$ 、 $J_{x135} = 1/2(k_{xx} + k_{yy}) - k_{xy}$ の関係がある。この関係を YZ, ZX 面にも適応し、計算すると、 k_{ij} ($i, j = x, y, z$) の値が計算でき次のテンソルを求めることができる。

$$\mathbf{T} = \begin{pmatrix} k_{xx} & k_{xy} & k_{xz} \\ k_{yx} & k_{yy} & k_{yz} \\ k_{zx} & k_{zy} & k_{zz} \end{pmatrix} \quad (3)$$

この異方性テンソル \mathbf{T} が、近似楕円体を表すとすると、 \mathbf{T} は対称テンソルとなり、 $\mathbf{T} = 0$ を満足させるような実数の正の固有値 λ (主値) と固有ベクトル \mathbf{x} を持つ。 λ の解は 3 つあり、それぞれの λ に対応する固有ベクトル \mathbf{x} は、それぞれが直交する (図 14-(a)). この直交する 3 軸を主軸という。主値の値が $\lambda_1 > \lambda_2 > \lambda_3 > 0$ の時、主軸の長さは、

$$\frac{1}{\sqrt{\lambda_1}}, \quad \frac{1}{\sqrt{\lambda_2}}, \quad \frac{1}{\sqrt{\lambda_3}}$$

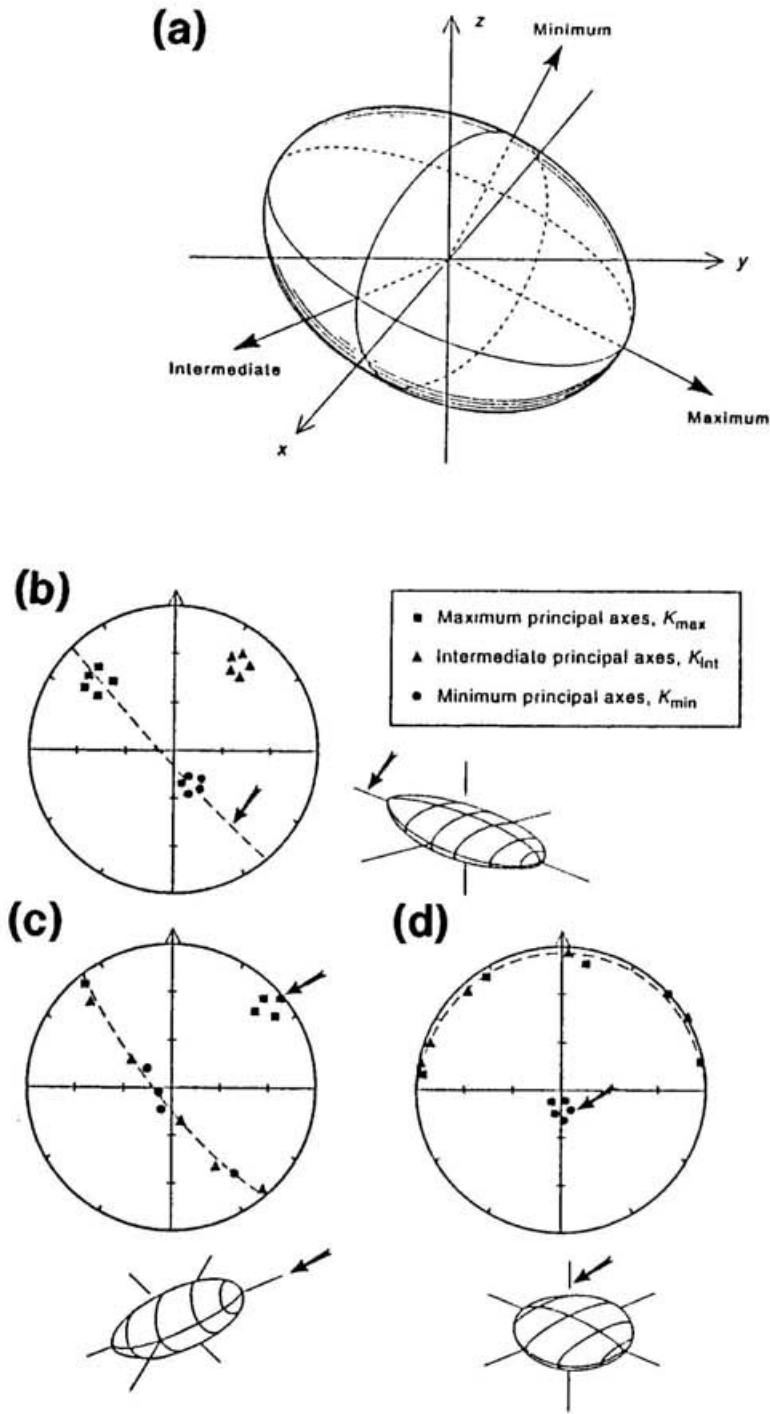


図14 磁気異方性の近似楕円体について(異方性楕円体の定義). (Tarling and Hrouda, 1993)
 (a)磁気異方性楕円体の磁化容易軸を K_{max} , 中間軸を K_{int} , 難易軸を K_{min} と呼ぶ.
 (b)磁気異方性楕円体が扁平な紡錘型の場合の例.
 (c)磁気異方性楕円体が紡錘型の場合の例.
 (d)磁気異方性楕円体が円盤型の場合の例.

となる。この値がすなわち磁気異方性楕円体の3つの主軸の長さになり、それぞれを K_{min} , K_{int} , K_{max} とする。この時、 K_{max} が磁気異方性の容易軸となり、3者の間には $K_{min} < K_{int} < K_{max}$ という関係がある。この計算法では、AMH は、それぞれの磁気特性ごとに計算することになる。

異方性が大きい場合、AMH のそれぞれの磁気特性の平均値をどう計算するかが問題になるが、著者は、Nagata (1961), Janák (1965) の初期帯磁率の平均値を出す方法にならい、次の式を使用する。

$$K_{mean} = \frac{K_{max} + K_{int} + K_{min}}{3} \quad (4)$$

以上の異方性楕円体テンソルを用いた固有値計算が、異方性解析法の基本であり、著者も AMH を求めるために、この解析をおこなった。これらの K_{min} , K_{int} , K_{max} の値を利用してさらに様々な異方性の大きさ、形態を表すパラメーターが考案されており(表4)、まだ定式化されていない。そこで、著者は Collinson (1983) と Tarling and Hrouda (1993) の見解をもとに、次のパラメーターの計算をおこなった。

異方性の大きさを表す量として、以下のパラメーターを用いる。

$$L = K_{max} / K_{int} = \text{magnetic lineation} \quad (\text{Balsley and Buddington, 1960}) \quad (5)$$

$$P = K_{max} / K_{min} = \text{anisotropy degree (anisotropy degree)} \quad (\text{Nagata, 1961}) \quad (6)$$

$$F = K_{int} / K_{min} = \text{magnetic foliation} \quad (\text{Stacey et al., 1960}) \quad (7)$$

$$P_j = \exp \sqrt{\left\{ 2 \left[(\eta_1 - \eta_m)^2 + (\eta_2 - \eta_m)^2 + (\eta_3 - \eta_m)^2 \right] \right\}} = \text{corrected anisotropy degree}$$

$$\left(\eta_1 = \ln K_{max} ; \eta_2 = \ln K_{int} ; \eta_3 = \ln K_{min} ; \eta_m = \sqrt[3]{\eta_1 \cdot \eta_2 \cdot \eta_3} \right) \quad (8)$$

(Jelinek, 1981)

異方性の楕円体の形態を表すために、以下のパラメーターを用いる。

$$E = (K_{int})^2 / K_{max} K_{min} = \text{elipsoid factor} \quad (\text{Hrouda et al., 1971}) \quad (9)$$

$$T = (2\eta_2 - \eta_1 - \eta_3) / (\eta_1 - \eta_3) = \text{shape parameter} \quad (\text{Jelinek, 1981}) \quad (10)$$

(9) 式で現された E は、 $E > 1$ ならば、円盤状の異方性楕円体になり、 $E < 1$ ならば、紡錘状の異方性楕円体になる。(10) 式で表した T は、 $-1 < T < 0$ の時は、紡錘状楕円体になり、 $0 < T < 1$ の時は、円盤状楕円体になる (図 14)。縦軸にこの T をとり、横軸に P_j をとった $T-P_j$ 図は、異方性の形態と割合の変化を表すのによく用いられる。

以上の AMH の計算には、すべて、Math soft 社製のソフトウェア Mathcad for windows を使用した。計算のため作成したマクロは、巻末の付録に付す。

3.5 実験結果

3.5.1 多磁区 (MD) 粒子人工配列試料

筆者は、MD 粒子の人工配列試料を作成するために、マグネタイト、チタノマグネタイト、 γ -ヘマタイトの MD 粒子を 4 種類用意した。最も天然に近い試料を作成するために、函館産の中粒砂サイズの砂鉄を用意し、人工粒子としては、 $0.1 \mu\text{m}$ 径の球状 γ -ヘマタイト (戸田工業株式会社製; 粒子サイズは製作会社公表の報告による)、人工的に合成したコロイド状マグネタイト、 $3 \mu\text{m}$ 径のマグネタイト (添川理化学株式会社製; 粒子サイズは製作会社公表の報告による) の 3 種類を用意した。

函館産の中粒砂サイズの砂鉄は、後背地の火山岩類を起源とすると予想される。図 15 は、同砂鉄の熱磁化曲線である ($H = 1\text{T}$, 真空度 10^3Pa , 測定は振動型磁力計, 3 時間で加熱・冷却)。加熱時の曲線に比べ、冷却時の曲線の方がキュリー一点が下がっているが、これは、マグネタイトが低温酸化して一部 γ 相 (マグヘマイト) となっているものが、分解したためと考えられる。この試料を同条件で再度加熱した時は、加熱曲線も冷却曲線も、一回目の測定の冷却曲線とまったく重なるため、初回の加熱で、加熱による反応は完了したと推測できる。図 15 から求める限り、この砂鉄のキュリー一点は、およそ 490°C であり、Nagata (1961) から推定すると、この砂鉄は Ti/Fe 原子比が約 0.25 のチタノマグネタイトであることがわかる。磁気ヒステリシス特性の値は、 $I_S/I_R = 0.036$, $H_{RC}/H_C = 3.82$ となり、Day-ダイアグラムの MD の領域に属する値を示す。

この砂鉄のヒステリシス曲線は、図 16-(a) である。この曲線は約 0.4T で飽和し、それ以上の高磁場下では磁化の曲線が横這いになるフェリ磁性体 (本研究では、人工物で、明らかにフェリ磁性体と判定されるものは、 α -ヘマタイトなどと区別するためにフェリ磁性体・フェリ磁性鉱物と呼び、天然の岩石中の α -ヘマタイトなどを含む一般的な強磁性を示す磁性鉱物の総称を強磁性体・強磁性鉱物と

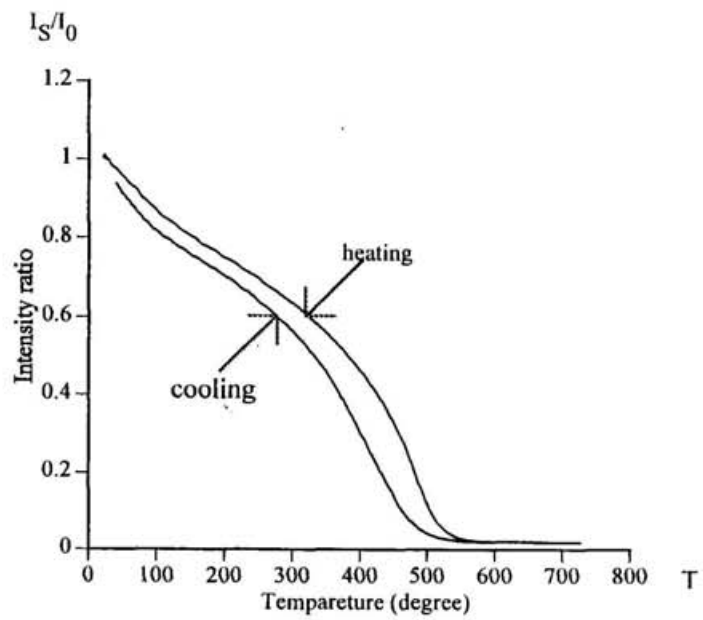


図15 函館産砂鉄(チタノマグネタイト)の熱磁化曲線.

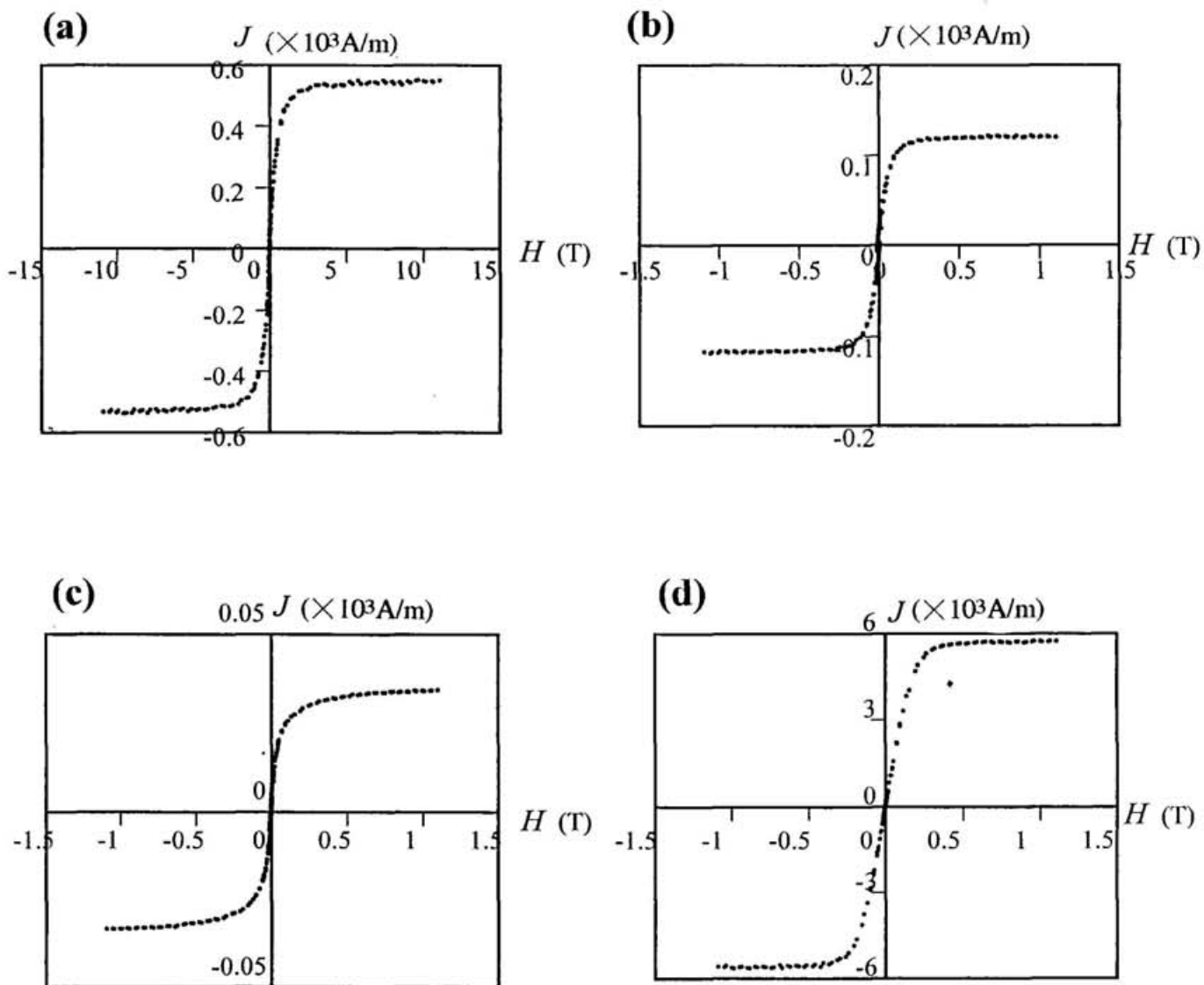


図16 人工配列試料に使用したMDフェリ磁性粒子のヒステリシス曲線。縦軸は1試料あたりの磁化強度
 (a) 函館産砂鉄(チタノマグネタイト) , (b) 0.1 μ m球状 γ -hematite粒子,
 (c) 3 μ m マグネタイト1粒子, (d) MDサイズマグネタイト磁性流体。

呼ぶ) のヒステリシス曲線の様相を呈す。以上の現象から、この砂鉄の粒子は、チタノマグネタイトの MD サイズのフェリ磁性体粒子であることがわかる。ただし、天然の砂鉄であるため、工業的人工物と比較して形は不定形で粒度も不揃いである。

0.1 μm 径の γ -ヘマタイトは、前節であつかった針状の粒子と同質のものであるが、その形状は球状である。磁気ヒステリシス特性は、 $I_S/I_R = 0.088 \sim 0.101$ 、 $H_{RC}/H_C = 2.76 \sim 3.74$ と、Day-ダイアグラム上では PSD \sim MD の領域に属する。ヒステリシス曲線は、図 16-(b) であり、約 0.2T で飽和する曲線を示す。人工的に合成した磁性流体状のマグネタイトは、実験室内で合成した液体状マグネタイトで、磁気履歴特性は、 $I_S/I_R = 0.081$ 、 $H_{RC}/H_C = 3.38$ と、Day-ダイアグラム上では MD の領域に属する。ヒステリシス曲線は、図 16-(c) であり、約 0.3T で飽和する曲線を示す。3 μm 径のマグネタイトは、磁気ヒステリシス特性は、 $I_S/I_R = 0.101 \sim 0.115$ 、 $H_{RC}/H_C = 2.17 \sim 2.461$ と、Day-ダイアグラム上では MD の領域に属する。また、そのヒステリシス曲線は、図 16-(d) であり、約 0.3T で飽和する曲線を示す。以上の 3 つの人工粒子は、それぞれサイズは異なるものの、MD のフェリ磁性体の粒子であるとほぼ判定できる。

図 17 は、4 種類の MD 粒子の AMH 変化曲線である。測定は、3 面について、それぞれ 15° おきにヒステリシス曲線を測定している。図 17-(a) \sim (c) までは、それぞれ、砂鉄状チタノマグネタイト、0.1 μm の球状 γ -ヘマタイト、磁性流体状マグネタイト粒子を X 方向に XY 面上に、図 9 の方法で配列方向と磁場勾配の方向を平行に X 方向に向けて配列させた試料の AMH 変化曲線である。3 種類とも、異方性の大きさは異なるものの、極めて似通った特徴を持つ。第一に、試料がほとんどフェリ磁性鉱物である粒子からなっているので、常磁性体の磁性を反映する χ_p の値がばらついて分散し、 χ_p には意味が無いこと。第二には、 I_R と χ_L がどの面においても、極めて良い相関を示し、異方性容易軸が等しく、特に (b)、(c) では、異方性の変化量の大きさの曲線まで全く重なっていること。第三に H_C の異方性がほとんど見られないこと、また、図 17-(a) の図では H_C の異方性が若

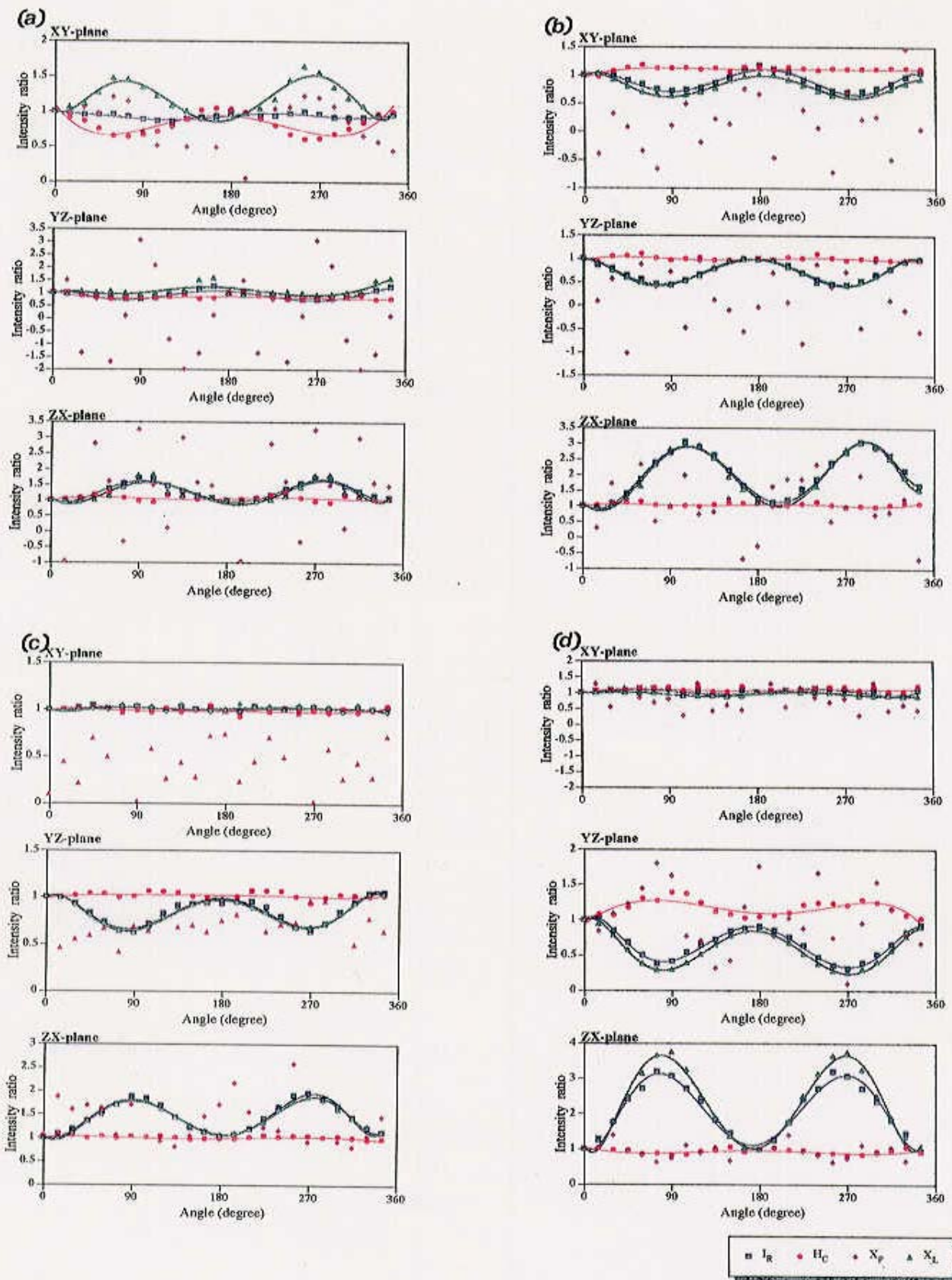


図17 多磁区(MD)フェリ磁性粒子人工配列試料の磁気履歴特性の異方性(AMI)変化曲線。
 (a) 函館産砂鉄(チタノマグネタイト) , (b) 0.1 μm 球状 γ -hematite粒子,
 (c) 3 μm マグネタイト粒子, (d) MDサイズマグネタイト磁性流体。

干見られるが、 H_c は、 I_R 、 α_L とは、逆相関になっていることがあげられる。以上のような共通点から考えて、 γ -ヘマタイト、マグネタイト、チタノマグネタイトと鉱物の化学組成が変化しても、結晶形態が同じであり、粒子の形状に極端な差のないフェリ磁性鉱物ならば、AMHの異方性は同様に現れることがわかる。

図 17-(d) は、 $3 \mu\text{m}$ のマグネタイト粒子から作成した人工試料の AMH 変化曲線であるが、線構造 (lineation) の配列は作らず、XY 面状にランダムに粒子を塗布し、面構造 (foliation) のみを形成した人工試料を測定した結果である。YZ, ZX 面においては、図 17-(a)~(c) と、同様な AMH 曲線を描くが、XY 面においては、異方性はどの磁気特性も小さい。XY 面で磁気特性の異方性が小さいのは、粒子が foliation しか持たないので、 L (magnetic lineation) が、ほとんど 1 に近く、小さいためと推定される。

AMH の相関関係にも、図 17-(a)~(d) すべての MD 試料に共通な関係がある。図 18 は、これら MD 粒子の AMH 実験の AMH 相関ダイアグラムである。図 18-(a)~(c) は、 $3 \mu\text{m}$ のマグネタイト粒子から作成した試料の実験結果で、(a) は、XY 面上で X 方向に磁場勾配をかけて粒子配列と粒子の長軸方向とをそろえた試料、(b) は、XY 面上で Y 方向に磁場勾配をかけて X 方向に粒子を配列し、粒子配列と粒子の長軸方向とを直交させた試料、(c) は、lineation を作らず、XY 面状にランダムに粒子を塗布した試料である。図 18-(d)~(e) は、 $0.1 \mu\text{m}$ 径の球状の γ -ヘマタイト粒子から作成した試料の実験結果で、(d) は (a) と同様に X 方向に粒子の長軸と配列を平行にそろえた試料、(e) は、(b) と同様に Y 方向に粒子の長軸を向け、X 方向に粒子配列させるという配列と長軸方向が直交する試料である。図 18-(f)~(h) は函館産砂鉄状チタノマグネタイト粒子から作製した試料の実験結果で、(f) は X 方向に粒子の長軸と配列を平行にそろえた試料、(g) は Y 方向に粒子の長軸を向け X 方向に粒子を配列させた方向と長軸方向が直交する試料、(h) は XY 面上にランダムに塗布した試料である。これら 8 つの AMH 相関ダイアグラム上の AMH 相関データは、極めて似た分布を示す。すなわち、 H_c を頂点とした三角形の垂直二等分線上に分布するという分布形態は、三角ダイアグラ

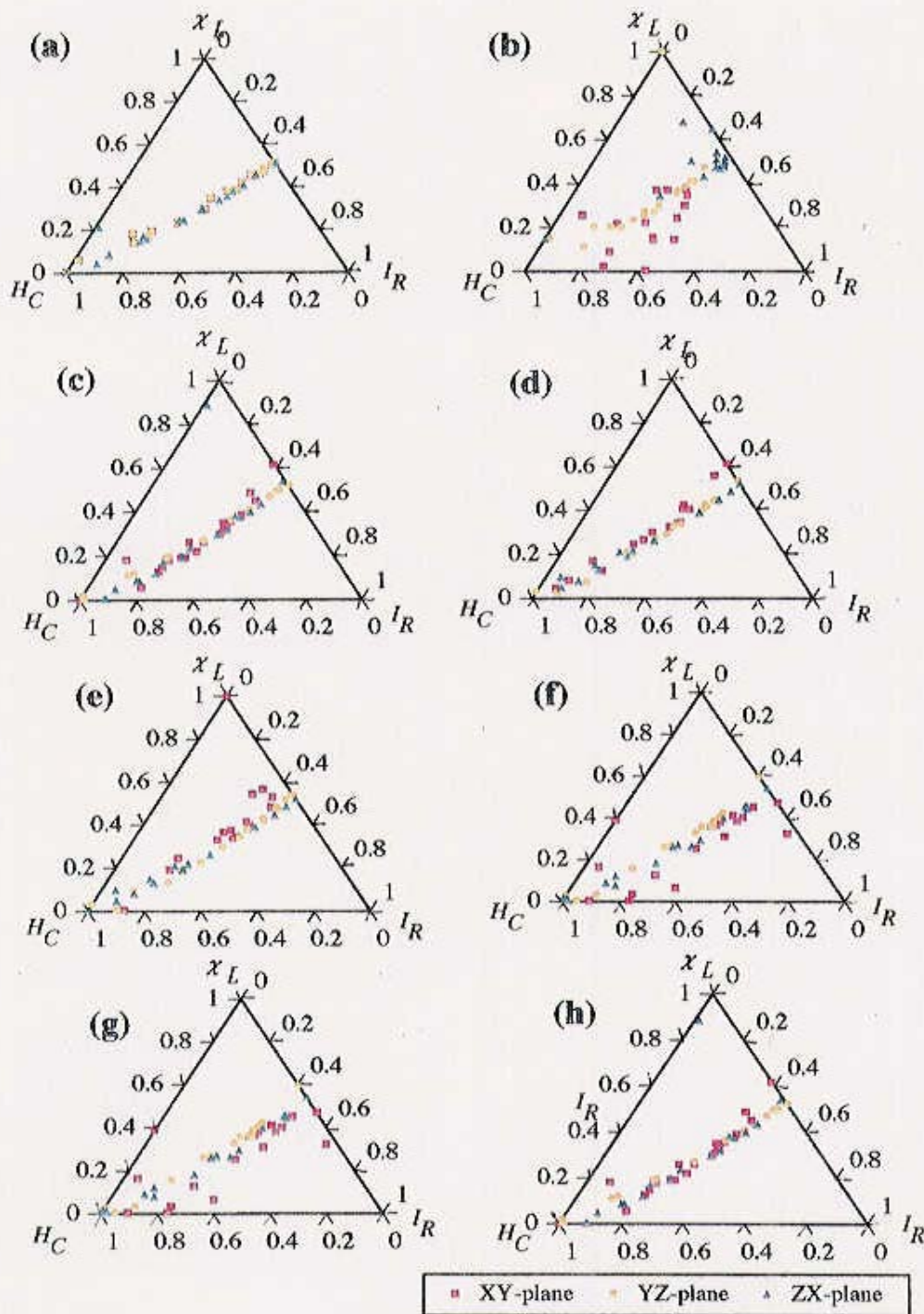


図18 多磁区(MD)フェリ磁性粒子人工配列試料の磁気履歴特性の異方性(AMH)相関ダイアグラム

- (a) $3\mu\text{m}$ のマグネタイト粒子: X方向が粒子配列と粒子の長軸方向.
- (b) $3\mu\text{m}$ のマグネタイト粒子: X方向が粒子配列, Y方向が粒子の長軸方向
- (c) $3\mu\text{m}$ のマグネタイト粒子: XY面状にランダムに粒子を塗布
- (d) 球状の γ -ヘマタイト粒子: X方向が粒子配列と粒子の長軸方向
- (e) 球状の γ -ヘマタイト粒子: X方向が粒子配列, Y方向磁場勾配方向
- (f) 砂鉄状チタノマグネタイト粒子: X方向が粒子配列と粒子の長軸方向
- (g) 砂鉄状チタノマグネタイト粒子: X方向が粒子配列, Y方向磁場勾配方向
- (h) 砂鉄状チタノマグネタイト粒子: XY面上にランダムに砂鉄状マグネタイト粒子を塗布

ムに用いている3つの磁気特性: I_R , H_C , χ_L が $I_R // \chi_L \perp H_C$ という関係にあることを示している. 図17のAMH変化曲線では明確には判らなかつた H_C と他の磁気特性との関連も, 図18で明らかになる. 以上の実験結果から, この $I_R // \chi_L \perp H_C$ という関係は, MDのフェリ磁性粒子が配列している場合に特有の相関関係と判断され, 本研究ではこの関係を「MDタイプAMH相関関係」と呼ぶ. この関係は, 三次元AMH異方性楕円体における各磁気特性の K_{max} の容易軸の方向についても確認される.

3.5.2 単磁区 (SD) 粒子人工配列試料

第2章2.1節で述べたように, 完全に等方的なマグネタイトの場合, 理論的にはSDの領域は存在せず, 粒子が非等方的, すなわち, 楕円体となり長軸と単軸の長さに差がでてくると, SD粒子となれる粒径サイズは広がる(図1-(b)). そのため, SD粒子としては, $0.1 \mu\text{m}$ (サイズは製造会社の報告による) 長径の針状の γ -ヘマタイトを用いた. この粒子は, オーディオテープの材料として使用しているものである. この $0.1 \mu\text{m}$ の針状の γ -ヘマタイトを使用して, 図9の方法でSD粒子の配列している人工試料を作成し, AMHの実験をおこなった.

この $0.1 \mu\text{m}$ の針状の γ -ヘマタイトの人工配列試料について測定したヒステリシス曲線が図19である. 図19の曲線は, 約0.3Tの外部磁場で磁化が飽和し, その後1Tまで磁化は増加せず磁化曲線は横這いになり, フェリ磁性体のヒステリシス曲線の形態を呈す. また, この針状の粒子から得られた人工配列試料の磁気ヒステリシス特性の H_{RC}/H_C と I_R/I_S の値それぞれ0.98および0.45を, Day-ダイアグラム(図1-(d))上で照らし合わせると, この粒子はSDの領域に属する. したがって, この人工配列試料は, フェリ磁性体のSD粒子の配列試料と確認できる. γ -ヘマタイトの粒子は, 針状のため, 形状異方性が大きいと推定される. 同社製の球状の $0.1 \mu\text{m}$ の γ -ヘマタイトも使用して人工配列試料を作成したが,

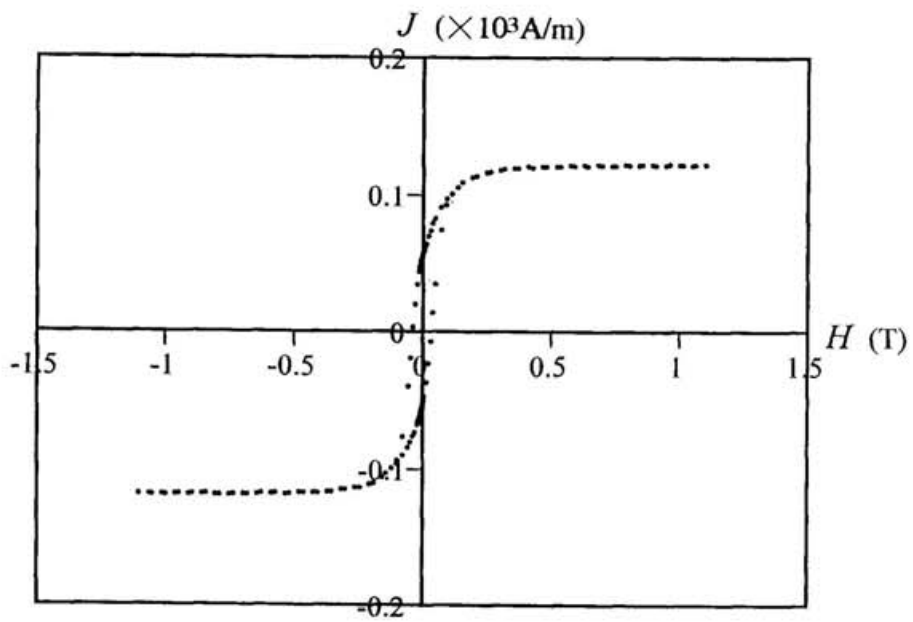


図19 0.1 μm 針状 γ -ヘマタイト粒子 (SD) のヒステリシス曲線. 縦軸は1試料あたりの磁化強度

人工配列試料作成後にヒステリシス特性から計算し Day-ダイアグラム上で照らし合わせると、球状の γ -ヘマタイトから作成した人工配列試料は SD より MD に近い擬単磁区構造 (PSD: pseudo-single domain) の性質を示す領域に入る。したがって、SD 人工配列試料としては、 $0.1 \mu\text{m}$ の針状の γ -ヘマタイトから作成した試料を使用した。

図 20 は、 $0.1 \mu\text{m}$ 針状の γ -ヘマタイトの AMH 測定結果である。図 20-(a) および (b) は、一面上にランダムに $0.1 \mu\text{m}$ 針状 γ -ヘマタイトを塗布して foliation を形成した同試料の AMH 測定結果である。その中で 図 20-(a) は、 I_R , H_C , χ_p , χ_L の 4 つの磁気特性について 15° おきに 3 面についてヒステリシス曲線を測定した結果である。ただし、XY 面が粒子を塗布した foliation 面にあたる。4 つの磁気特性のうち、 I_R , H_C , χ_L は一定の傾向のある曲線上にのるが、 χ_p の値は、無秩序に分散する。AMH 変化曲線は、測定値そのものではなく値の変化を Angle = 0 の時の磁気特性の値を 1 として、ほかの値の変化を比率として表した量の変化を表わす曲線なので、磁気特性の値が充分大きく安定していて異方性が無いときには、AMH 曲線は平らな直線状になるが、磁気特性の値が小さくて異方性のないときには、不安定なノイズが増幅されてしまうため、極端に無秩序に値が分散して、グラフ作成に用いたソフトウェアの最小二乗法のカーブフィッティングでは、曲線が描けなくなる。図 20-(a) は、後者の磁気特性 χ_p の値が小さい場合にあたる。 χ_p は、高磁場の帯磁率で、常磁性体の磁化を反映するパラメーターとなる。この γ -ヘマタイトから作成した人工配列試料はフェリ磁性体で、常磁性体の性質は示さず、したがって、この試料の χ_p には全く意味がない。 χ_p の値が分散する現象は、SD 粒子としての長径 $0.1 \mu\text{m}$ の γ -ヘマタイトから作製した試料だけではなく、他の強いフェリ磁性体粒子から作製した人工試料についても同様に現れる。したがって、本研究では、フェリ磁性体のみから作成した人工試料に関しては、 χ_p の値は、AMH 変化曲線に含めないことにした。 χ_p をのぞいた、 I_R , H_C , χ_L の 3 磁気特性についての AMH を表したのが、図 20-(b), (c) および (d) である。また、AMH の相関に関しては、図 21 に示す。

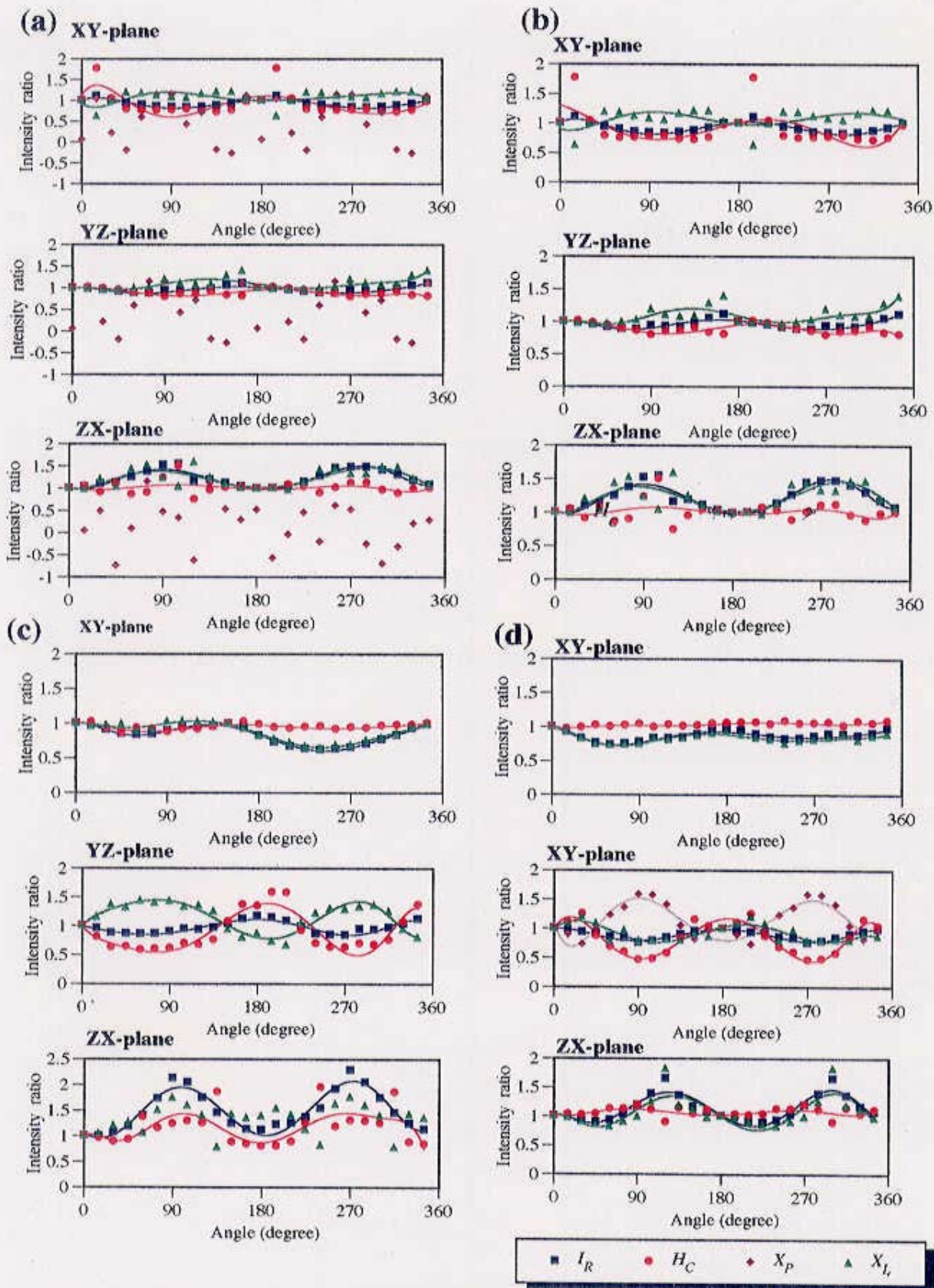


図20 0.1 μm 針状 γ -ヘマタイト粒子 (SD) の人工配列試料の磁気履歴特性の異方性(AMI)変化曲線。

(a)(b)foliationのみ形成した試料, (a)は X_P を表示(b)は非表示

(c)粒子をX方向に配列させた試料

(d)Y方向に粒子の長軸を向けX方向に配列させた試料

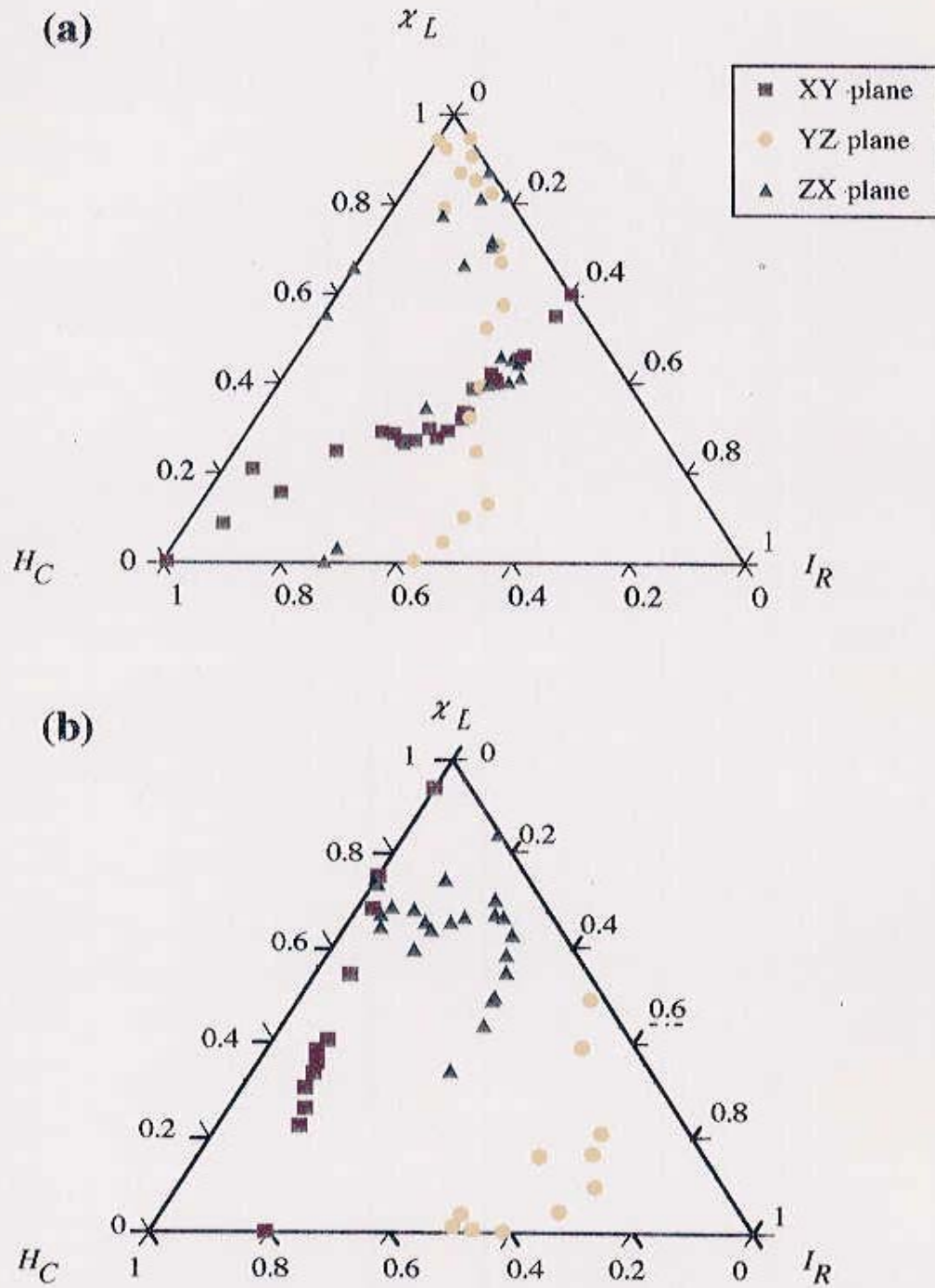


図21 0.1 μm 針状 γ -ヘマタイト粒子 (SD) の人工配列試料の磁気履歴特性の異方性 (AMH) 相関ダイアグラム。
 (a) foliationのみ形成した試料, (b) 粒子をX方向に配列させた試料

図 20-(b) は, (a) の χ_p を取り除いたグラフである. このグラフからだけでは, 磁気特性の相関関係はわかりにくいので, 図 21-(a) に 3 つの磁気特性の相関ダイアグラムを示す. この試料は foliation は形成してあるものの, lineation は形成していないので明確な相関は見えないが, YZ 面では χ_L を頂点とした二等分線上に各測定点が分布するとみられるので, $I_R // H_C \perp \chi_L$ タイプであると考えられる. 同様に, 三次元の AMH 異方性楕円体から見た 3 つの磁気特性の容易軸の方向も $I_R // H_C \perp \chi_L$ という AMH 相関関係を示す. 本研究では, この関係を「 $I_R // H_C \perp \chi_L$ 」または「SD タイプ AMH 相関関係」と表す.

図 20-(c) は, XY 面上で X 方向に, γ -ヘマタイトの長軸方向と配列方向をそろえて, foliation と lineation を形成するように配列させた人工試料の AMH 測定結果である (作成方法は図 9 を参照). XY 面内では, 保磁力 H_C はほとんど異方性を示さない. いっぽう, χ_L と I_R は, 明確な相関を示し, これら 3 つの磁気特性の相関関係は, XY 面内では $I_R // H_C \perp \chi_L$ に近い (図 21-(b)). しかし, YZ 面では XY 面より顕著な異方性を示す. ZX 面内でも 3 つの磁気特性は異方性を示すが, ほとんど同じ傾向の相関の良い曲線を示す. これら, 3 つの磁気特性の三次元解析による相関関係は, SD タイプの AMH 相関, $I_R // H_C \perp \chi_L$ の関係である (図 21-(b)). すなわち, I_R , H_C の異方性容易軸は, 粒子配列の方向と一致するが, χ_L の容易軸は直交する. この結果は, 上記の foliation のみ形成した人工試料の実験結果と一致する.

3.5.3 オーディオテープを利用した人工試料

SD のマグネタイト粒子を配列させようとするすると, 互いに自発磁場が作用しあって粒子の集合体となってしまう. そのため, マグネタイト SD 粒子を SD 粒子のまま配列させるのは困難なので, SD 粒子の人工配列試料作成は技術的に難しい. したがって, すでに SD が配列されていることがあらかじめわかっているオーデ

オーディオテープを用いて、SD 人工配列試料の補足データとした。オーディオテープの試料は、Stephenson *et al.* (1986) でも、SD 試料として使用されている。使用したオーディオテープは、TDK 製の 1980 年製の SD 塗布型の製品で、図 22 の様に針状の γ -ヘマタイトの SD が配列している。オーディオテープの伸長方向が粒子の配列方向であり、また、粒子の長軸の方向でもある。

オーディオテープに使用されている γ -ヘマタイト粒子の磁気特性は、ヒステリシス曲線に現れる (図 23)。ヒステリシス曲線では、オーディオテープの磁化は、およそ 0.2T で磁氣的に飽和したあと増加せず、横軸に水平な変化を見せる。このことから、オーディオテープの素材が極めて質の良いフェリ磁性体で、試料に磁氣的影響を与えるような常磁性体や反磁性体は含まれていないことが確認された。このオーディオテープを約 6mm に切り、伸長方向、すなわち、粒子の配列および長軸方向が X 軸方向になるように、発砲スチロールで固定した人工試料を作成し、AMH の実験をおこなった。XY 面 (粒子配列のある foliation 面)、YZ 面 (Z 方向は、テープの裏面の方向を+とする)、ZX 面の 3 面について、5° おきにヒステリシス曲線を測定し、AMH を求めた。その結果の AMH 変化曲線を図 24 に示す。

図 24 にあるように、オーディオテープ試料の AMH 測定の結果、3つの磁気特性について、最も異方性が顕著に見られたのは粒子配列のある foliation 面内 (XY 面) である。XY、YZ、ZX の 3 面すべてに関しても、 H_C と I_R の異方性は大きい。 H_C 、 I_R は、3 面すべてにおいて、同傾向の異方性変化曲線を描き、 I_R 、 H_C の異方性容易軸が等しいことは明白である。 χ_L は、ZX 面内ではほとんど異方性を見せないが、他の二面内では、大きい異方性を示す。YZ 面内での χ_L の異方性変化曲線は I_R 、 H_C と同傾向であるが、粒子の配列と形状異方性の影響がでると予想される粒子配列のある foliation 面内では、 χ_L の異方性変化曲線は I_R 、 H_C とは逆相関の曲線を描く。ZX 面では χ_L の異方性変化量が小さく、他の二つの磁気特性との相関の比較をこのグラフから読みとるのは難しい。しかし、図 25 の AMH 異方性相関ダイアグラムでは、YZ 面内では、 χ_L と H_C および、 I_R の逆相関は見られないが、他の二面では明確に χ_L は、 H_C 、 I_R と逆相関の関係になっている。

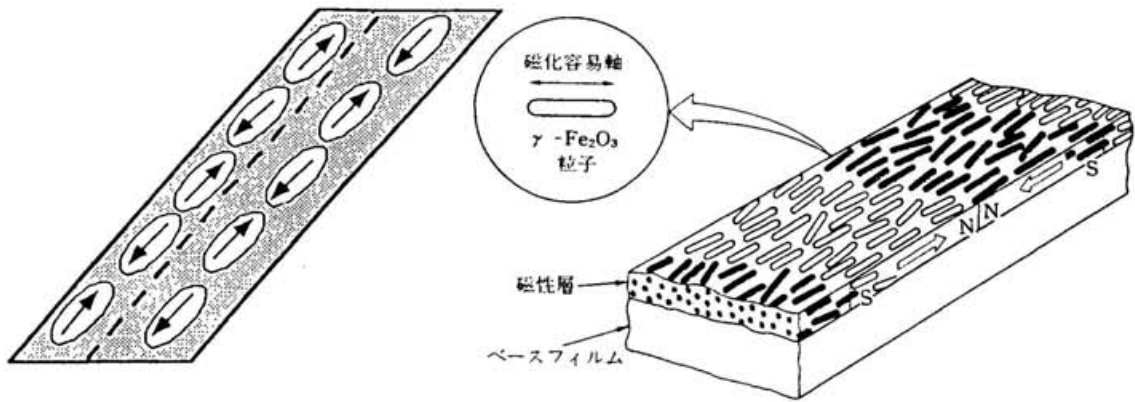


図22 オーディオテープの単磁区(SD)粒子配列: (右図は中村(1993)から引用).

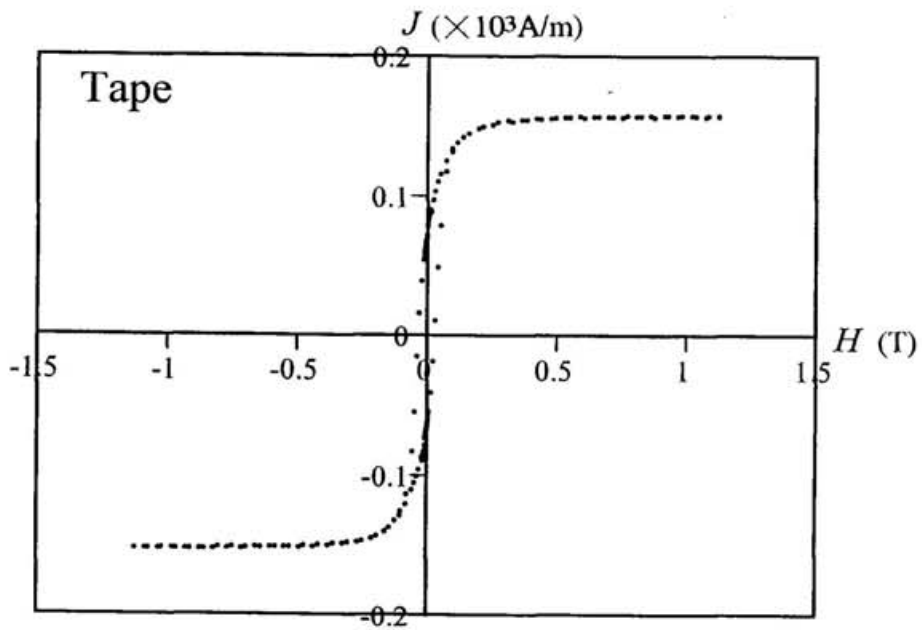


図23 オーディオテープのヒステリシス曲線.

縦軸は1試料あたりの磁化強度

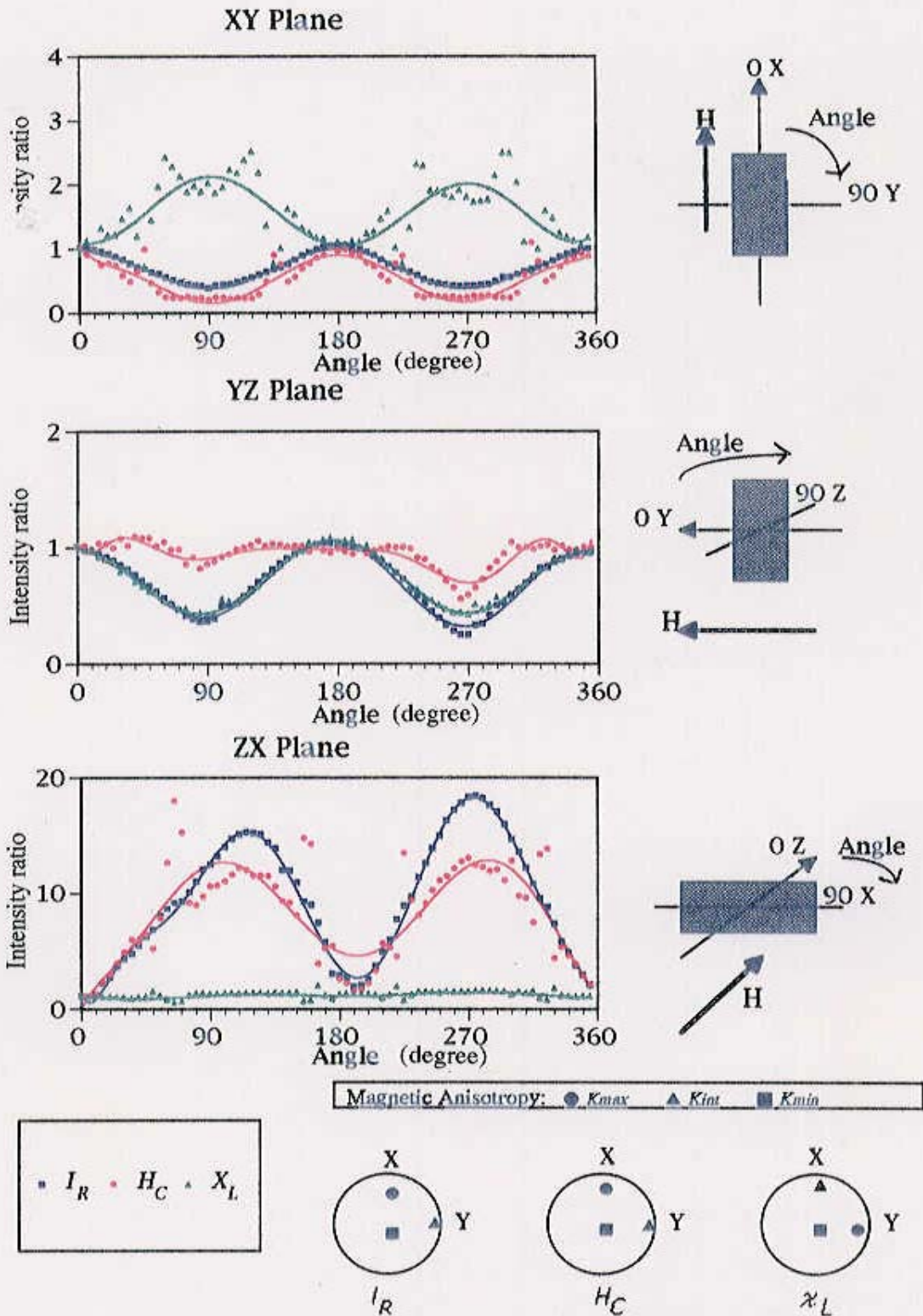


図24 オーディオテープ (SD配列試料) の磁気履歴特性の異方性(AMH)変化曲線。
 下の円は、球面座標で表した磁気異方性楕円体の3軸の方向。

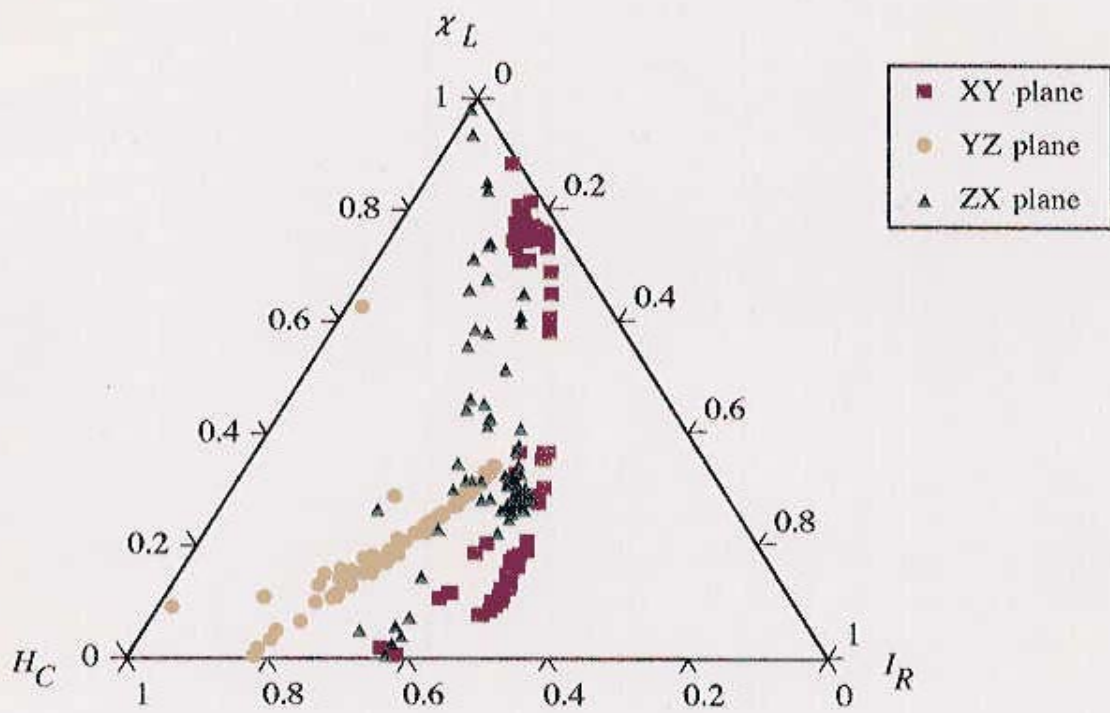


図25 オーディオテープ(SD配列試料)の磁気履歴特性の異方性(AMH)相関ダイアグラム。

これらの三面の AMH 測定結果から三次元の異方性楕円体に計算し直した結果を見ても、 χ_L の磁化容易軸は、 I_R 、 H_C の容易軸とは直交する関係となる (図 24).

以上の結果は、 $0.1 \mu\text{m}$ 針状 γ -ヘマタイト粒子を使った SD 粒子人工配列試料の AMH 相関関係と三次元的には一致するが、二次元的解析の現れ方は、若干異なる。特に、XY 面内 (foliation 面内) における X 方向 (lineation の方向) と I_R 、 H_C の磁化容易軸が一致する点、foliation 面内で $I_R // H_C \perp \chi_L$ の関係が明確な点は、 $0.1 \mu\text{m}$ 針状 γ -ヘマタイト粒子人工配列試料実験より顕著である。これは、オーディオテープの方が、より正確に SD 粒子が配列させられているためと思われる。

次に、 H_C 、 I_R の異方性が、残留磁化に与える影響を調査するために、 H_C 、 I_R の異方性が大きいオーディオテープを使用して、補足実験をおこなった。

第一に、NRM を獲得するとき、NRM が磁気異方性の影響をどれだけ受けるかという問題点がある。この点に関しては、問題になるのは H_C の異方性より、「磁化のしやすさ」のパラメーターとなる I_R の異方性と思われる。オーディオテープの場合は、SD 粒子が配列しているので、 H_C と I_R が、同方向に、それぞれの磁気異方性楕円体テンソルの主値: K_{max} の容易軸をもっている。この問題を解明するための実験として、著者は、オーディオテープ試料に ARM を付加する実験をおこなった。すなわち、TAPE 1~4 という同質のオーディオテープ試料を用意し、それに、図 26 に示す 4 方向に、実験室内で ARM を付加する。ARM 付加実験では、同地球定磁場下で、交流磁場の大きさを $10 \sim 120\text{mT}$ まで、 10mT おきに増加させ飽和するまで、ARM を付加した。もちろん、自然界において、岩石は ARM は獲得しないのであるが、ARM は極めて安定した残留磁化で、もっとも TRM に似た磁化といわれ、TRM が付加できないような、例えばこの実験のオーディオテープのような加熱不能な試料について、TRM のかわりによく実験に用いられる。ARM の実験結果は、図 27 に示す。

H_C 、 I_R の異方性が、残留磁化に与える影響についての第二の問題点として、NRM を消磁するとき試料が等方的に消磁されるかという問題がある。この場合は、

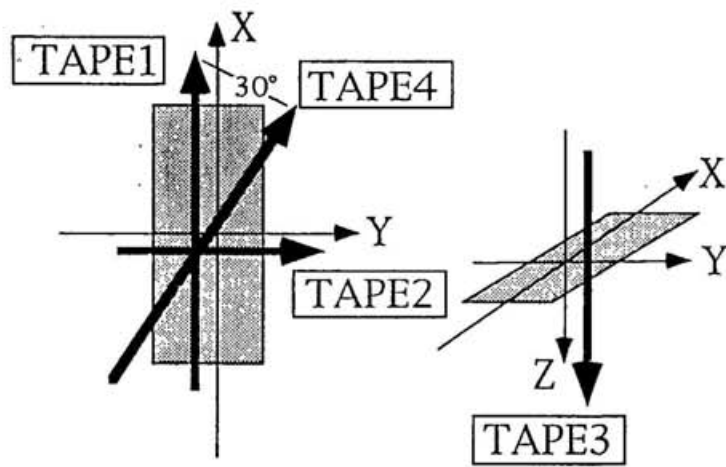


図26 オーディオテープを使った保磁力異方性の影響についての実験方法.

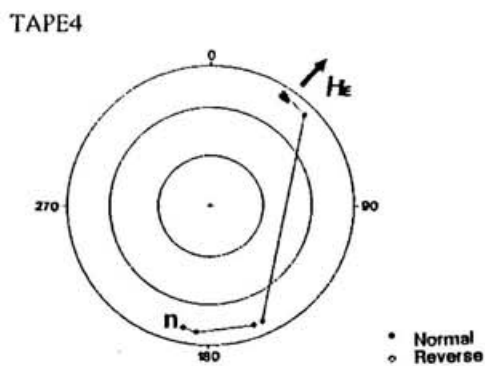
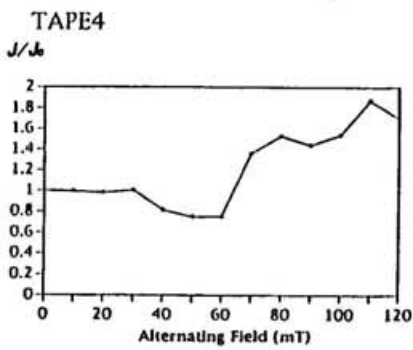
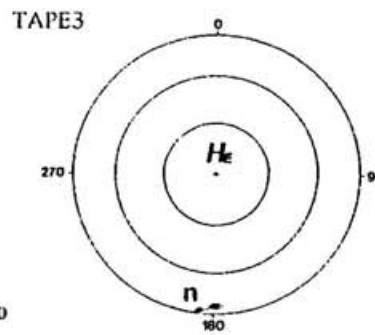
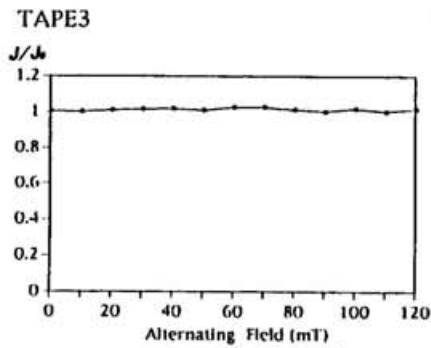
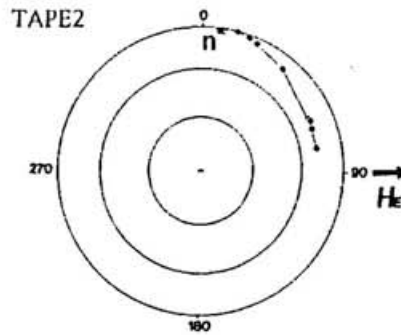
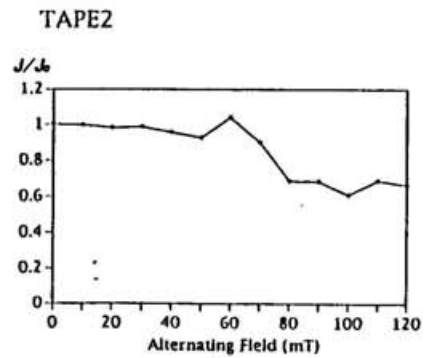
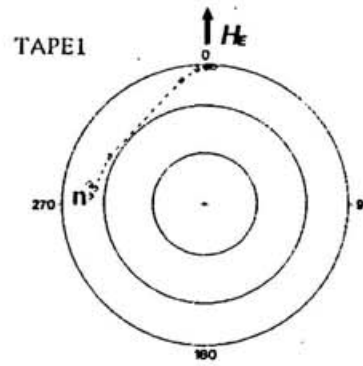
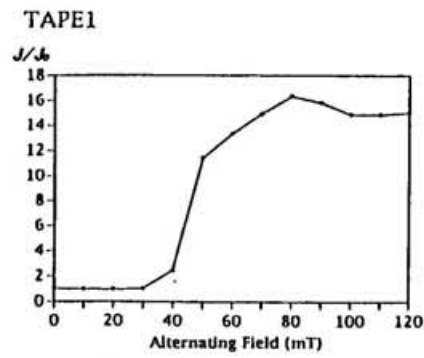


図27 オーディオテープを使った保磁力異方性の影響についての実験: ARMの実験.
 J はARMを付加したあとの残留磁化の強さ. J_0 はARMを付加する前の残留磁化の強さ.
 H_E はARMを付加する時の外部磁場の方向. n はARMを付加する前のNRMの磁化方位.

「磁化の消えにくさ」のパラメーターである H_c の異方性が、一番の問題となる。著者は、ARM 付加実験で、ARM に関して飽和したと推測される TAPE 1~4 の 4 つの試料に関して、5~70mT まで、5mT おきの交流段階消磁の実験をおこなった。その結果は、図 28 に示す。ARM 付加実験の結果 (図 27)、どの方向に付加した ARM も、およそ 80mT の交流磁場で飽和し、ARM を付加した方向、すなわち、外部定磁場 H_E の方向の ARM を獲得することがわかる。ただし、Z 方向だけは別で、Z 方向に ARM は付加できなかった。オーディオテープの I_R は、かなり大きい異方性を持っているが (図 24)、この実験からは、 I_R の異方性は獲得した ARM の方位には、それほど影響しないことが判明した。以上の実験結果は、 I_R の異方性の強い岩石の古地磁気調査をおこなう時には、磁化方位は信頼できても、磁化強度には問題があることを意味している。さらに、この実験は古い時代の岩石の古地磁気強度を研究するときには、粒子配列の影響を考慮しなければならないという問題を提起している。

70mT で ARM を 4 方向に付加した TAPE 1~4 について、交流段階消磁実験をおこなった結果 (図 28)、どちらの方向に付加した ARM も 50~60mT の交流磁場で消磁され、どの試料もおよそ 10~30% 残留磁化が消磁後残ることが判明した。交流消磁によって、TAPE 1 の残留磁化強度は 30% に減少したが、ARM の付加によって 16 倍の強度になっていた (図 27)、実際には、付加した磁化の一部しか消磁されていない。TAPE 2~4 にかけては、10~20% に残留磁化が減少しているが、ARM を付加する時には、残留磁化強度は、TAPE 3 は非増加、TAPE 2 は 70% に減少、TAPE 4 でさえ約 2 倍の増加であるから、ARM 獲得以前の NRM よりはるかに小さい残留磁化成分になるまで消磁されていることになる。要するに、交流消磁によって消磁した成分は、ARM によって獲得した成分とはいえないわけである。さらに、交流消磁後の ChNRM の方位は、4 つのすべての試料が同方向を向いた。この方向は、X 軸方向であり (-X の方向)、 H_c の異方性容易軸の方向である。すなわち、交流消磁によって、最終的に得られた安定な方向は、この場合、 H_c の異方性の大きい方向であり、したがって、 H_c の異方性の大きい岩石の交流消

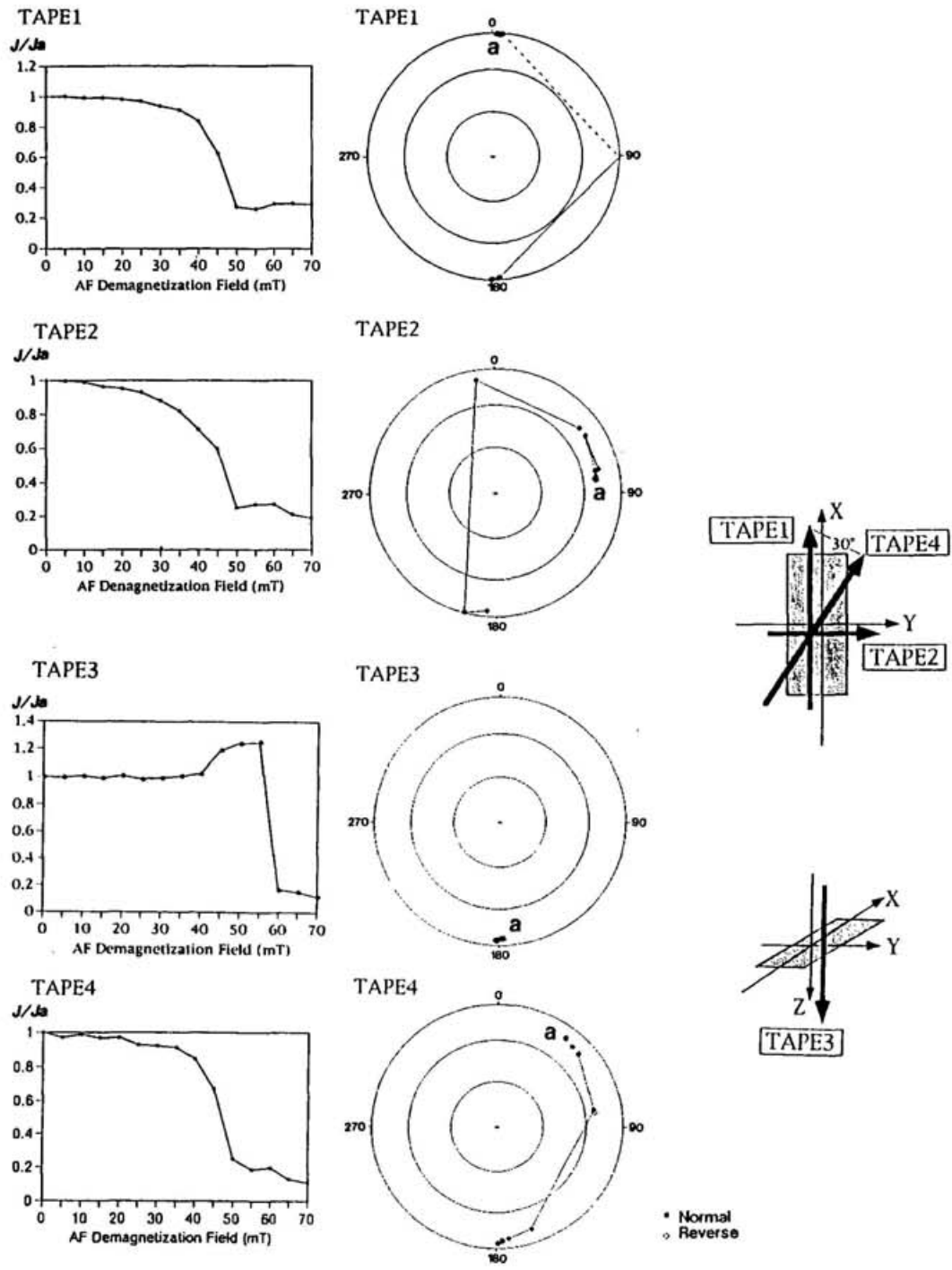


図28 オーディオテープを使った保磁力異方性の影響についての実験方法: ARMをつけた試料の交流消磁実験.

J は交流消磁した後の残留磁化の強さ. J_a は120 mTのARMを付加した後の残留磁化の強さ. a はARMを付加した時のNRMの方向.
右図の矢印はARMを付加した方向.

磁をおこなった場合、最後に残る安定な ChNRM は、安定な古地磁気として使用できる成分を表しているのではなく、 H_c の異方性の大きい粒子配列に影響された方向を表している可能性が高い。この実験は、古地磁気に使用する岩石の選定について、磁気異方性について検討することの必要性を明らかにした。

3.5.4 粒子配列方向と粒子の長軸方向の異なる人工配列試料

粒子の配列による異方性と粒子の形状異方性とではどちらの影響が大きいかを調査するために、粒子の配列方向と形状異方性の方向が同一の試料と、両者の方向が異なる試料を作成して (図 29), AMH 測定を比較する実験をおこなった。MD・SD サイズのマグネタイト、あるいは、 γ -ヘマタイト粒子を用いて、粒子の配列方向と形状異方性の長軸の方向が一致するように作成した試料と、配列方向と長軸の方向が直交するように作成した試料の 2 種類についての測定をおこない (図 9), AMH を比較した。ただし、SD サイズの粒子配列試料には、3.4.1 節 (2) 項の結果から、 $0.1 \mu\text{m}$ 針状 γ -ヘマタイトもオーディオテープの試料でも同様の結果が得られたので、粒子配列方向と粒子の長軸方向の異なる人工配列試料としてはオーディオテープを材料にして、粒子の長軸方向と直交する Y 方向が長くなるように、テープを細く切って試料にした。それらの試料の foliation 面内の AMH 変化曲線を図 29 に示す。

図 29-(a) は、粒子の配列方向と形状異方性の長軸の方向が一致する MD (函館産砂鉄) 人工配列試料の AMH 変化曲線で、 $\text{Angle} = 0^\circ$ と $\text{Angle} = 180^\circ$ が粒子の配列方向で、粒子の形状異方性の方向でもある。結果は、 χ_L , I_R , H_c ともに大きい異方性をもち、 χ_L , I_R は粒子の配列方向に異方性容易軸を持ち、 H_c は粒子の配列方向と直交する方向に異方性容易軸を持つ。この曲線の表す異方性は、粒子の配列方向に明らかに左右されており、異方性曲線は foliation 面内 ($\text{Angle} = 0 \sim 360^\circ$) で、二つの異方性ピークを持つ。

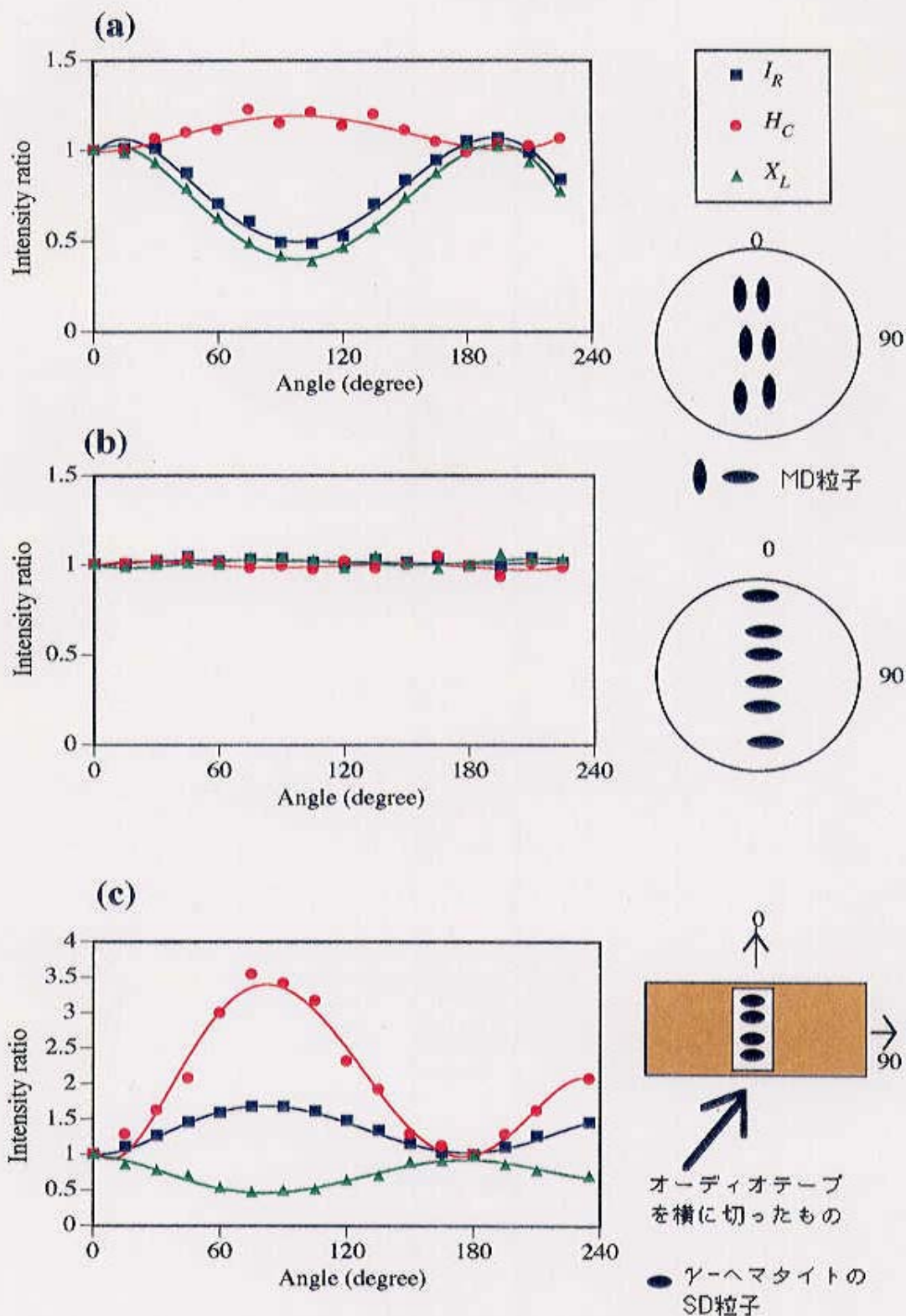


図29 フェリ磁性粒子配列の違いによるfoliation面内における磁気履歴特性の異方性(AMH)の変化。
 (a)粒子配列と粒子の形状異方性が同じ場合(MD).
 (b)粒子配列と粒子の形状異方性が直交する場合(MD).
 (c)粒子配列と粒子の形状異方性が直交する場合(SD:オーディオテープ).

図 29-(b) は、粒子の配列方向と形状異方性の長軸の方向が直交する MD (函館産砂鉄) 人工配列試料の AMH 変化曲線である。Angle = 0° と Angle = 180° が粒子の配列方向で、Angle = 90° と Angle = 270° が粒子の形状異方性の方向である。この試料の場合、foliation 面内では、AMH のどの磁気特性についても異方性はほとんどみられず、形状異方性と配列異方性が互いに打ち消しあって、試料全体としては磁気異方性はなくなったと思われる。

図 29-(c) は、粒子の配列方向と形状異方性の長軸の方向が直交する SD (オーディオテープ) 人工配列試料の AMH 変化曲線である。この試料の場合も、foliation 面内では、Angle = 0° と Angle = 180° が粒子の配列方向で、Angle = 90° と Angle = 270° が粒子の形状異方性の方向である。 I_r 、 H_c の異方性は、粒子の長軸方向である X 方向に顕著にあらわれる。しかし、anisotropy degree は、粒子の長軸方向と配列方向が一致している試料の AMH (図 24) に比較して小さい、粒子の形状異方性と配列異方性が互いに打ち消しあって、試料全体としては磁気異方性は小さくなったと思われる。

岩石の場合、このように複数の粒子配列に起因する磁気異方性どうしが打ち消しあって、どの程度異方性がみられなくなるかは、試料中の強磁性鉱物の形状異方性と配列異方性の大きさの差によって決まると考えられる。しかし、実際の天然の岩石では、配列方向と形状異方性の方向が直交する可能性は、岩石中の強磁性鉱物粒子が二次的応力の作用によって回転している場合をのぞけば、極めて少ないと思われる。配列方向と形状異方性の方向が異なる時も、雁行配列のように強磁性鉱物が並んでいる場合は、二つの異方性は完全には打ち消しあわないと思われる。したがって、岩石中の AMH の異方性がどの磁気特性についても小さい場合は、磁性粒子配列がほとんどない岩石と考えるのが妥当である。

3.5.5 二方向の粒子配列のある人工配列試料

岩石の中にある磁性粒子の配列は、必ずしも一方向ではないことが予想される。そこで、岩石中に二つの異なる方向のフェリ磁性体の粒子配列があると想定した人工試料を作成し、AMHの測定実験をおこなった。

実験に使用した粒子は、オーディオテープ、針状および球状の $0.1 \mu\text{m}$ の γ -ヘマタイト、 $3 \mu\text{m}$ のマグネタイト、砂鉄状チタノマグネタイトである。同質の粒子を使って、XY面上のXおよびY方向と平行に粒子の線構造を作製する（以下、これを「+型粒子配列試料」と呼ぶ）。この場合、常にX、Yそれぞれの粒子の配列方向と、磁場をかけてそろえる形状異方性の方向が一致するようにする。また、オーディオテープの試料に関してのみ、同一面以外での粒子配列のある試料を作成した。例えば、一つはXY面上のX方向の粒子配列で、もう一つは、YZ面上のY方向の粒子配列といった試料を、オーディオテープを使用して作製した。

二方向の粒子配列を持つ試料のAMH測定結果は、大別して二つの傾向に分かれた（図30）。その一つは、XY面上で+方向に配列させた人工配列試料のAMHで、図30-(a)がその一例である。図30-(a)の試料は、針状の $0.1 \mu\text{m}$ の γ -ヘマタイトを使用して作成した人工配列試料である。一つの粒子配列の場合は、どちらかという $I_R \parallel \chi_L \perp H_C$ というMDタイプのAMH相関関係を呈す（図17、図18）。一種類の粒子配列では、XY面では、 I_R と χ_L は、明確なサインカーブ状のAMH異方性を示していたのであるが、+方向に γ -ヘマタイトを配列させた試料では、XY面では3つのどの磁気特性も、ほとんど異方性を示さない。しかし、他の二面では、明らかな異方性を示す。XY面上では、二つの粒子配列により、AMHが打ち消しあって、結果として、anisotropy degreeが小さい異方性になっている。一方、打ち消しあうのはXY面上だけであるから、あとの二面では、foliationとして変化のないAMHが観察できる。この試料のAMH相関ダイアグラムを図31-(a)に示す。同じ粒子の配列を一行だけさせた人工配列試料のAMH相関ダイアグラム（図18-(d)）と比べると、完全なMDタイプの相関関係は示さず、AMH相関データ

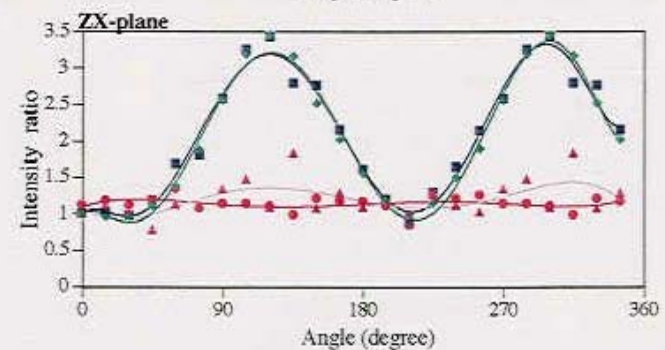
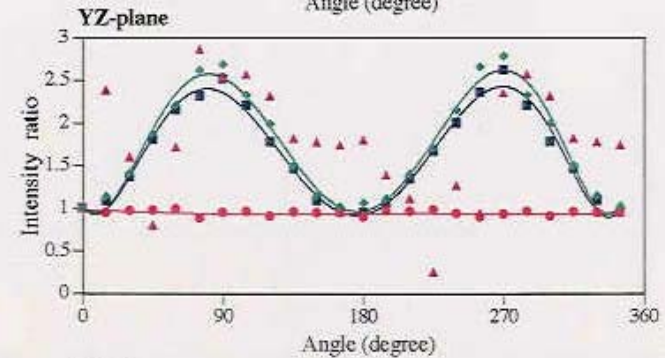
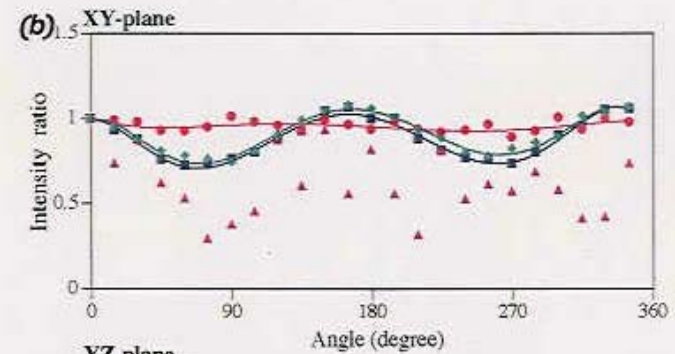
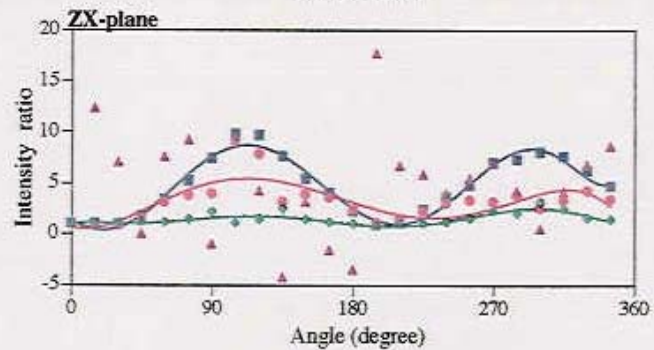
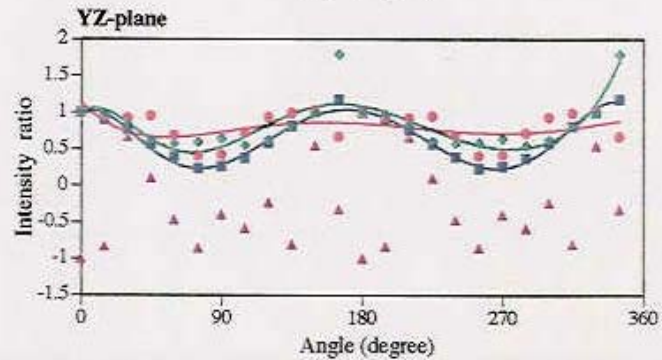
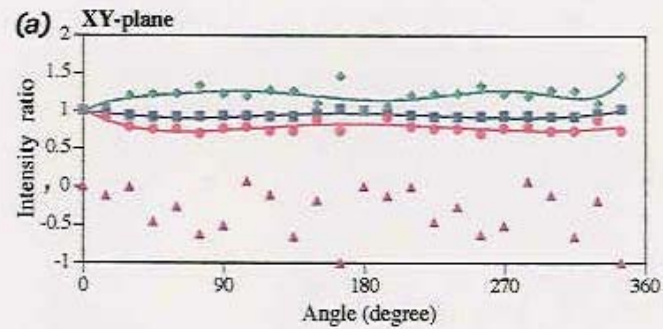


図30 二方向の粒子配列をもつ人工試料の磁気履歴特性の異方性(AMH)変化曲線
 (岩石中に二方向のフェリ磁性粒子配列があることを想定した実験)
 (a)0.1 μ 径針状 γ -ヘマタイト+配列試料
 (b)オーディオテープ, XY面上でY方向に配列, ZX面上でZ方向に配列.

■ I_r ● H_c ▲ X_p ◆ X_L

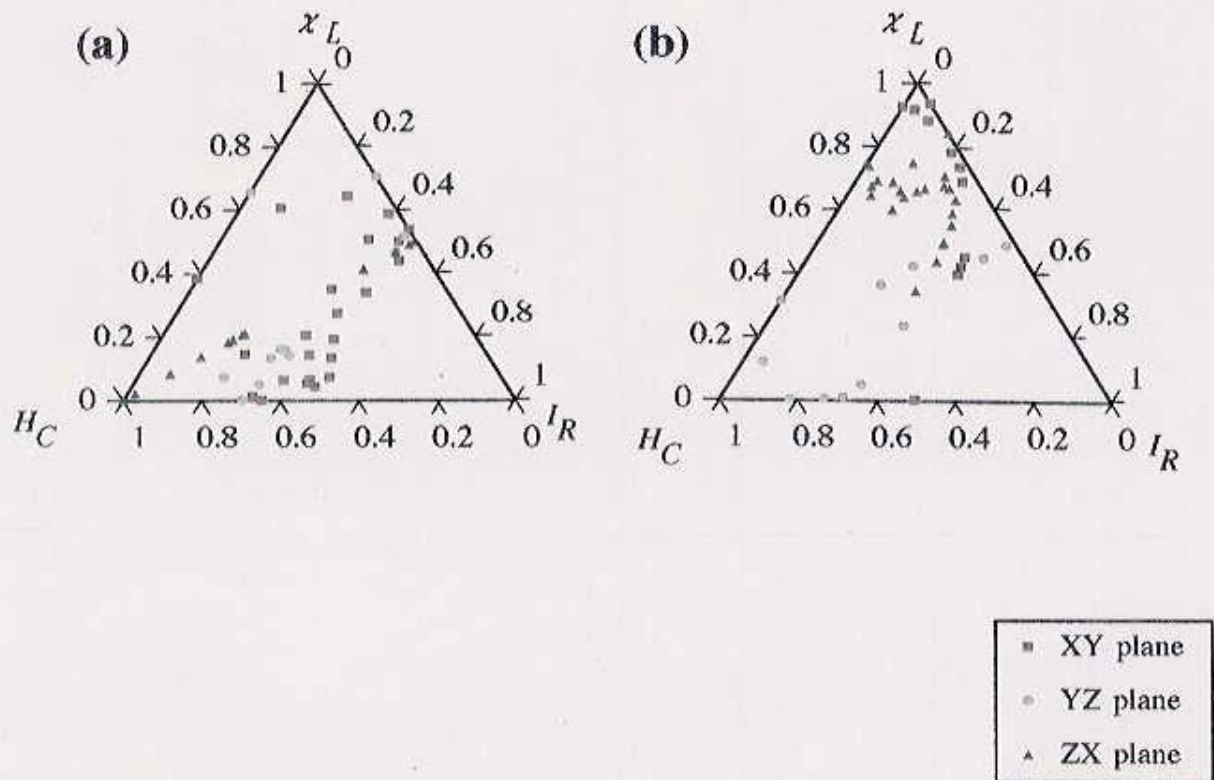


図31 二方向の粒子配列をもつ人工試料の磁気履歴特性の異方性(AMH)相関ダイアグラム
 (a) $0.1\mu\text{m}$ 針状 γ -ヘマタイト十字方向配列試料,
 (b) オーディオテープ, XY面上でY方向に配列, ZX面上でZ方向に配列.

は H_c を頂点とする垂直二等分線上の分布からははずれて分布する。ただし、このはずれて分布する AMH 関連データは、XY 面で測定したデータに限られ、この図からも、magnetic foliation は XY 面上で粒子がどんな配列をして、XY 面上の磁気異方性は打ち消しあっても、粒子の foliation に依存するのがわかる。

もう一つの傾向は、二つの粒子配列が、異なる二面上にある場合で、一つの試料に面構造が二つある試料である。その AMH 測定結果の一例が、図 30-(b) の AMH 変化曲線である。この試料は、オーディオテープを使用して、一方向は、XY 面上での Y 方向に粒子配列もう一つが ZX 面上の Z 方向粒子配列という、二つの foliation, lineation を持たせた人工配列試料である。結果として、YZ 面においては、Z 方向に強い異方性が見られるが、一配列方向のオーディオテープ試料よりは、異方性の大きさははるかに小さい。また、他の二面では、AMH の異方性は小さくなっている。したがって、面構造が二つある試料では、どの面においても、AMH の磁気特性は、打ち消しあって小さくなることが判明した。AMH 関連ダイアグラム上では、それぞれの面において傾向が変わって現れる (図 31-(b))。どれだけ異方性が打ち消しあうかは、二つ配列があった場合には、どちらの配列の方がより顕著かによって決定すると思われる。

3.5.6 二種類の強磁性粒子が混在している人工配列試料

岩石中に異なる二種類の強磁性粒子が存在することを想定して、二種類の強磁性粒子からなる人工配列試料を作成し、その AMH 測定実験をおこなった。岩石が熱水等によって変質を受けている場合など、複数の強磁性粒子を含むことは往々にして推定できる。また、強磁性粒子の形状に球状のものから、より針状のものとの幅がある場合、または、粒子サイズに変化がある場合は、含まれる強磁性粒子が同質のものであっても、MD, SD が混在することになり、物性的には二種類の強磁性粒子が混在することと同じになる。したがって、前述の場合と同じよ

うに、異方性は打ち消しあうことが予想される。

実験に使用した試料は、オーディオテープ、針状および球状の $0.1 \mu\text{m}$ の γ -ヘマタイト、 $3 \mu\text{m}$ のマグネタイト、砂鉄状チタノマグネタイトなどである。異質の粒子を使って X および Y 方向に+印になるように、XY 面上に粒子の線構造を作成する。この場合、常に X, Y それぞれの粒子の配列方向と、磁場勾配をかけてそろえる形状異方性の方向は一致するようにする。

二種類の強磁性粒子からなる人工配列試料では、結果として、両者の AMH は、それぞれの面で打ち消しあい、比較的小さい値を示す。X 方向に球状 $0.1 \mu\text{m}$ の γ -ヘマタイト、Y 方向に針状 $0.1 \mu\text{m}$ γ -ヘマタイトを配列させた人工配列試料を作成した。二つのフェリ磁性体は、大きさも化学組成も同じものであり、形状のみが異なる。試料に使用した両者の量比は、ほぼ 50% ずつである。この人工配列試料の AMH 変化曲線の場合も両者は打ち消しあう (図 32-(a))。

図 32-(b) は、X 方向にオーディオテープを、Y 方向に $3 \mu\text{m}$ マグネタイトを配列した人工試料である。この場合、 $3 \mu\text{m}$ の MD のマグネタイトの質量が、SD よりなるオーディオテープの質量よりはるかに多い。結果として、(b) の AMH 変化曲線では、MD の AMH が SD の AMH を打ち消して、卓越し、MD タイプの大きい AMH を持つ。AMH 相関関係が明らかに MD タイプであることは、図 33-(a) の AMH 相関ダイアグラムにより明らかである。図 33-(a) の AMH 相関データは、完全に H_c を頂点とした三角ダイアグラムの垂直二等分線上に分布し、MD タイプの AMH を示す。

図 33 は、二種類のフェリ磁性粒子の配列を持つ試料の AMH 相関ダイアグラムの例である。図 33-(b) は、X 方向に $0.1 \mu\text{m}$ 球状 γ -ヘマタイト、Y 方向に $0.1 \mu\text{m}$ 球状 γ -ヘマタイトを配列した試料であり、図 33-(c) は、X 方向に磁性流体状マグネタイト、Y 方向に砂鉄状チタノマグネタイトを配列した試料である。ともに、MD の AMH 相関関係が卓越しているものの粒子の配列が二つあることによって、AMH 相関データの分散が見られる。図 33-(d), (e) は、ともにオーディオテープと $3 \mu\text{m}$ のマグネタイトを組み合わせた人工配列試料で、図 33-(d) では、

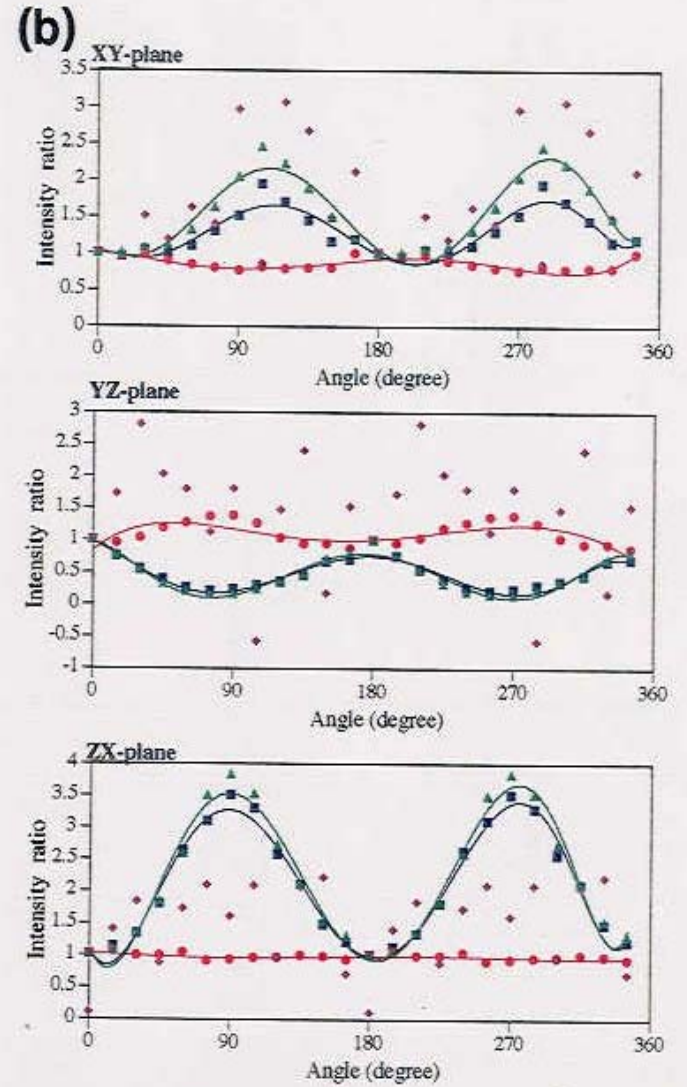
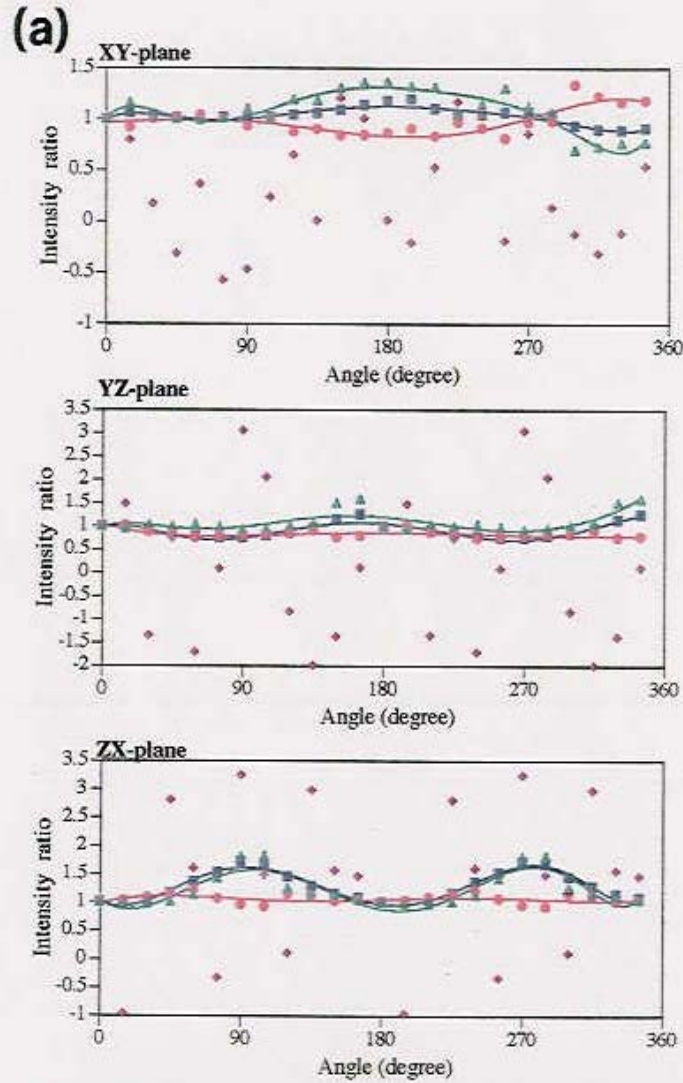


図32 二種類のフェリ磁性粒子から作成した人工配列試料の磁気履歴特性の異方性(AMH)変化曲線(岩石中に異なる二種類のフェリ磁性粒子が配列していることを想定した実験)
 (a)は、X方向に $0.1\mu\text{m}$ 球状 γ -ヘマタイトY方向に $0.1\mu\text{m}$ 針状 γ -ヘマタイトを配列
 (b)は、X方向にオーデオテープ、Y方向に $3\mu\text{m}$ 針状マグネタイトを配列



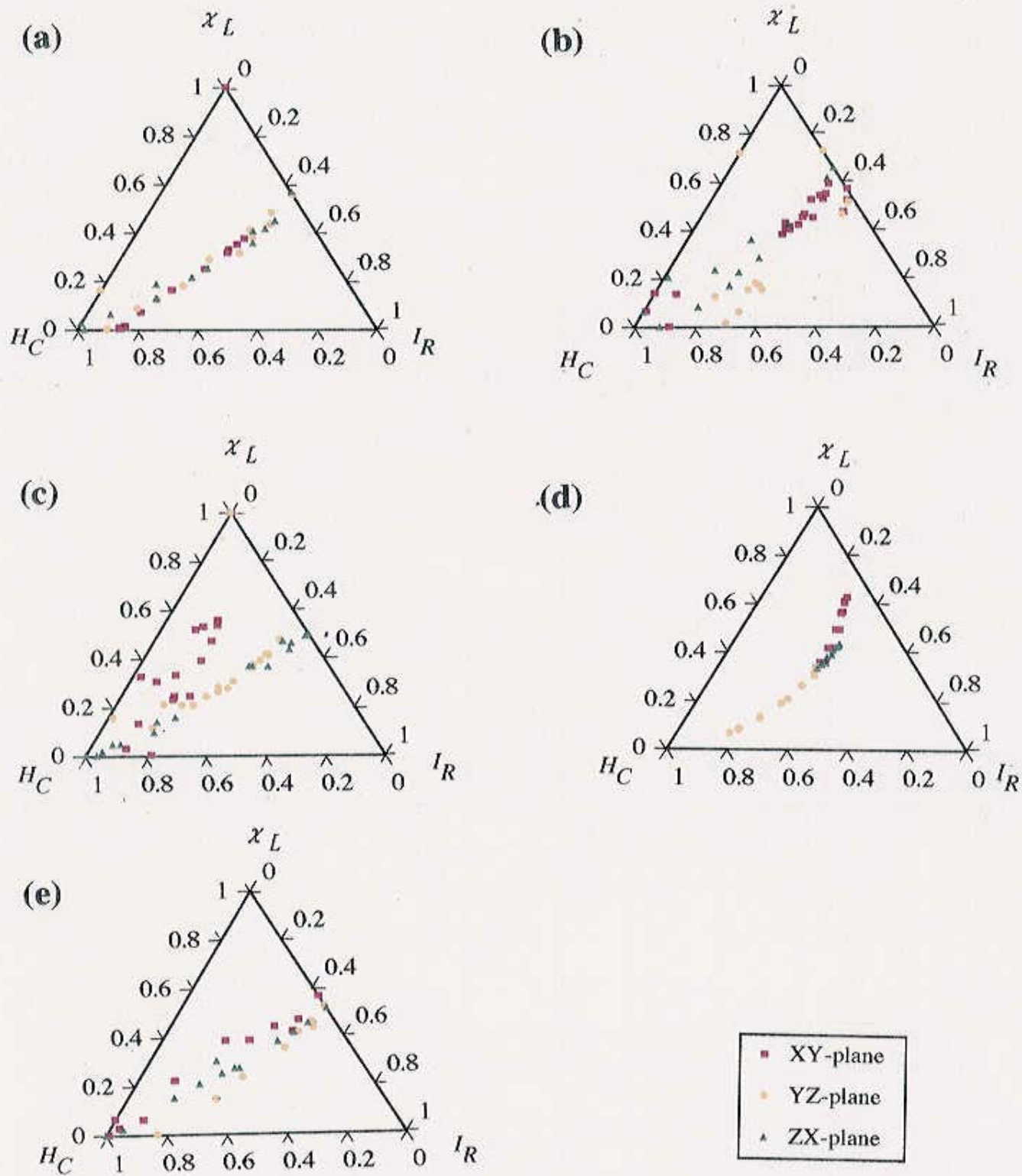


図33 二種類のフェリ磁性粒子から作成した人工配列試料の磁気履歴特性の異方性(AMH)相関ダイヤグラム

- (a)は、X方向にオーディオテープ、Y方向にを砂鉄状マグネタイト配列
- (b)は、X方向に0.1 μ m球状 γ -ヘマタイトY方向に0.1 μ m針状 γ -ヘマタイトを配列
- (c)は、Y方向に磁性流体状マグネタイトY方向に砂鉄状マグネタイトを配列
- (d)(e)は、オーディオテープ、Y方向に3 μ mマグネタイトを配列
- ((d)の方が3 μ mマグネタイトが多い)

オーディオテープの SD タイプの AMH 相関関係が XY 面において顕著であるが、YZ 面では、 $3 \mu\text{m}$ マグネタイトの MD タイプの AMH 相関関係が顕著になる。一方、図 33-(d) より、 $3 \mu\text{m}$ マグネタイトの量比の多い 図 33-(e) の試料では、AMH 相関データは、 H_c を頂点とする垂直二等分線上に分布し、 $3 \mu\text{m}$ マグネタイトがになう MD タイプの相 関関係が、オーディオテープの SD タイプの AMH 相関関係を打ち消して卓越する。

3.5.7 その他の鉱物の人工配列試料

岩石中に含まれるマグネタイト以外の鉄を含む強磁性鉱物、あるいは、常磁性鉱物の、AMH 測定時の挙動は、岩石中のマグネタイトの量が少ない場合には、無視できない。特に、変成岩類、堆積岩類の中には、ピロータイトやヘマタイトが重要な自然残留磁化 (NRM) をになっている場合が多い。また高磁場下の帯磁率の異方性は、変成岩類の粒子配列方向の解析に利用されている (Hrouda *et al.*, 1988)。本論文中的 χ_p はこの高磁場下の帯磁率にあたる。したがって、AMH における χ_p の挙動は、常磁性体の配列を反映し、 χ_i の挙動とは、理論的には異なる。 χ_p の異方性が、どの程度常磁性体の配列を反映しているかを確認する必要がある。そのために、筆者は、ヘマタイト、ピロータイト、イルメナイト、チタノマグネタイト包有物を含む単斜輝石の 4 種類の鉱物について、AMH 解析をおこなった。

以上のうち 3 種類の鉱物の室温でのヒステリシス曲線を図 34 に示す。図 34-(a) のヘマタイトは、主として α -ヘマタイトから構成されていると思われるが、一部、 γ -ヘマタイトあるいはマグネタイトを含む可能性がある。図 34-(a) のヒステリシス曲線は、試料のほとんどが常磁性体として振る舞うことを示しているが、外部磁場 $H = 0$ 付近で 小さいループが観察され、強磁性体を含むことがわかる。単斜輝石は本来常磁性鉱物であるが、この試料は磁石を使用して火山灰層中から拾

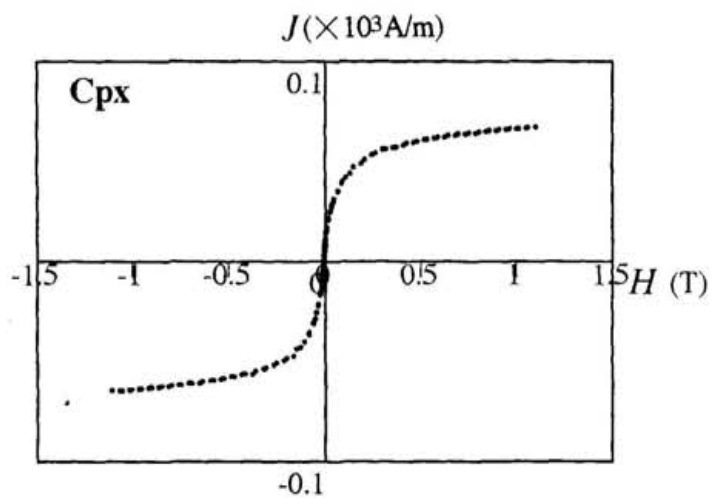
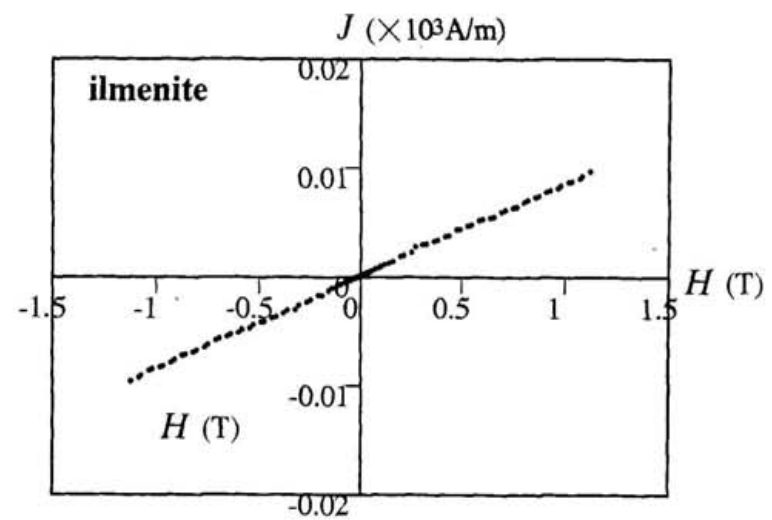
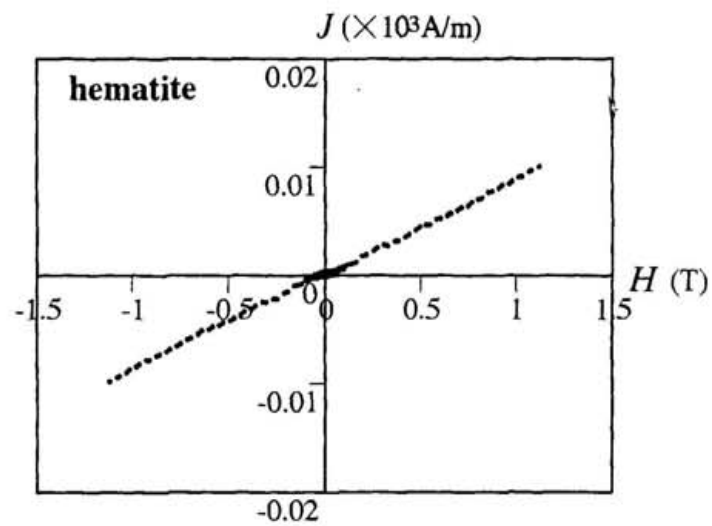


図34 鉱物の人工配列試料のヒステリシス曲線
 縦軸は1試料あたりの磁化強度
 (a) a-ヘマタイト, (b)イルメナイト(c)単斜輝石

い出した鉱物なので、その中に強磁性鉱物を含んでいると考えられる。天然の岩石の中では、このように、強磁性鉱物を含む常磁性体の珪酸塩鉱物が配列することが見られる。そのために、岩石の磁気異方性が生じる場合があると考えて、このような単斜輝石を実験材料に選んだ。この単斜輝石のヒステリシス曲線は、約 0.4~0.5T で磁氣的に飽和し、全体としてはほとんど強磁性体と判断される曲線を描く。

図 35, 36 は、これらの鉱物の XY 面、すなわち、粒子配列のある面の AMH 解析結果である。この 4 種類の鉱物は、変成岩類に含まれることが多く、これらの挙動は、変成岩類の AMH 解析にとって重要である。どの鉱物も Y (Angle = 90°) 方向に磁場勾配をかけて粒子を配列させている。したがって、形状異方性も、配列異方性も Y 方向が大きい。

図 35-(a) のヘマタイトの AMH 変化曲線からは、4 つのどの磁気特性 (I_R , H_C , χ_P , χ_L) の異方性も小さいことがわかる。また、 χ_P と χ_L の曲線が一致し、 I_R と H_C は、それと逆相関の値をとっていることがわかる。AMH 相関ダイアグラムでは、 $I_R // H_C \perp \chi_L$ の関係が見られ、マグネタイトでいう SD 的な挙動をすることがわかる。図 35-(b) は、イルメナイトの AMH 実験結果であり、 I_R が大きい異方性を持つ。 I_R , H_C の AMH の変化曲線グラフを取り除いて、 χ_P , χ_L の AMH の変化曲線のみをみると、 χ_P と χ_L の曲線がほとんど重なり、これらの異方性容易軸が鉱物配列の方向を表していることがわかる。

図 36-(a) のピロータイトの AMH 変化曲線では、4 つの磁気特性 (I_R , H_C , χ_P , χ_L) は、大きな異方性を示す。特に χ_L が大きく、次に I_R が卓越しており、両者の異方性容易軸は、粒子の配列方向と一致する。一方、 H_C も若干の異方性をもつが、その曲線は、 I_R , χ_L と逆相関を示す。この $I_R // \chi_L \perp H_C$ の関係は、AMH 相関ダイアグラム上でも明確である。 $I_R // \chi_L \perp H_C$ の関係からも、 H_C の異方性が小さいという特徴からいっても、ピロータイトの配列試料の AMH 解析結果は、典型的な MD タイプである。ピロータイトは、強磁性鉱物なので、常磁性体を反映する χ_P の anisotropy degree が小さい。

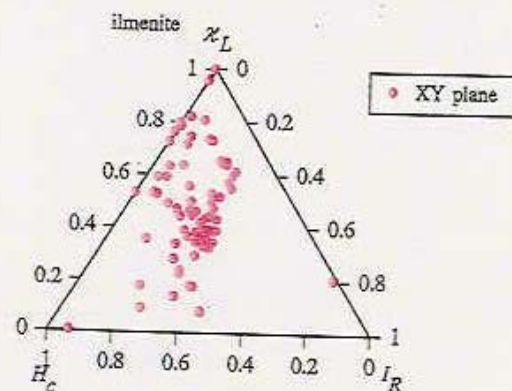
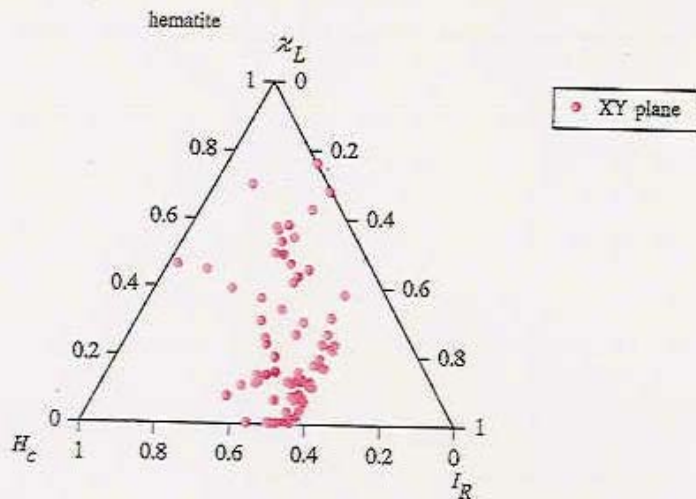
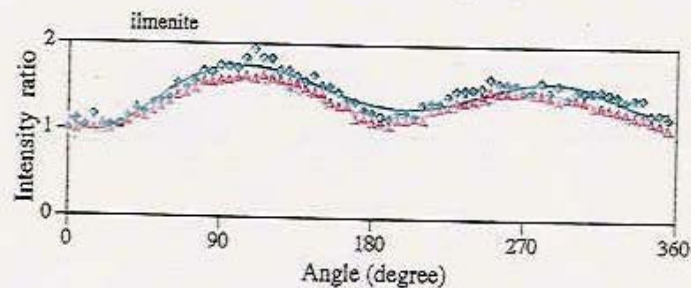
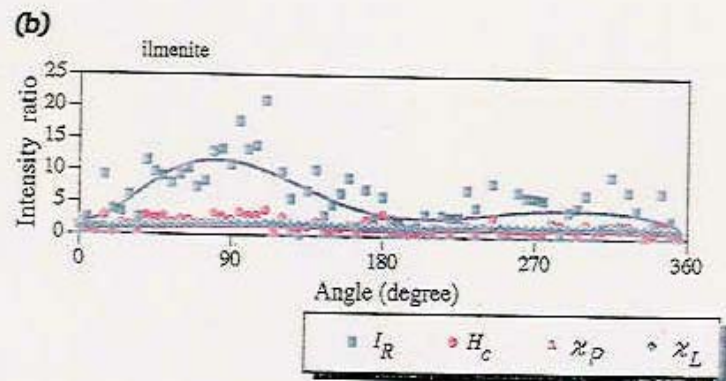
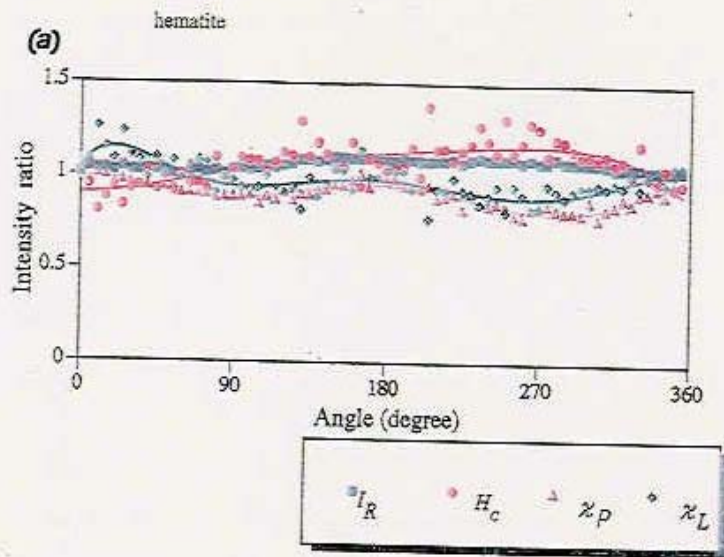


図35 鉱物の人工配列試料の磁気履歴特性の異方性(AMH)変化曲線と磁気履歴特性異方性(AMH)相関ダイアグラム

(a) α -ヘマタイト

(c) イルメナイト, 上図は4つの磁気特性のAMH変化曲線. 下図は I_R, H_c を除いたAMH変化曲線.

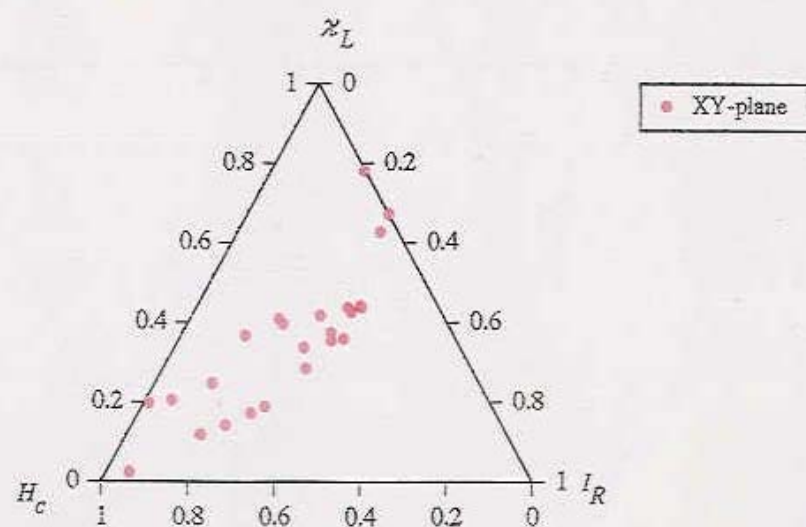
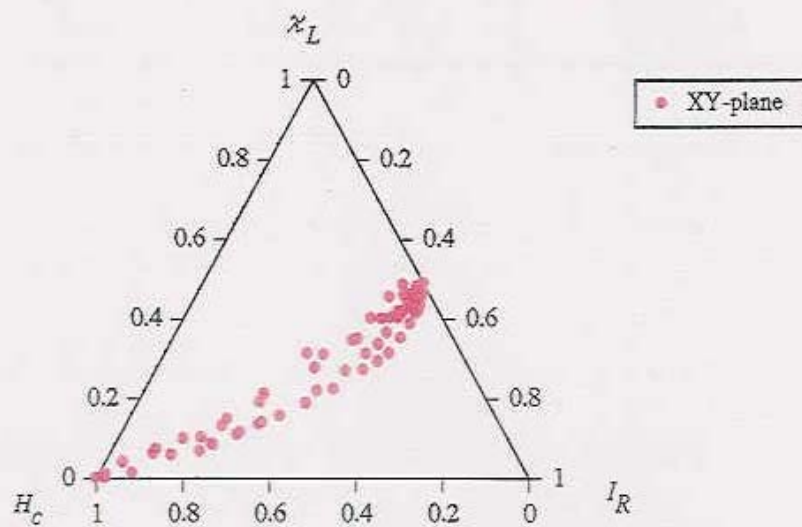
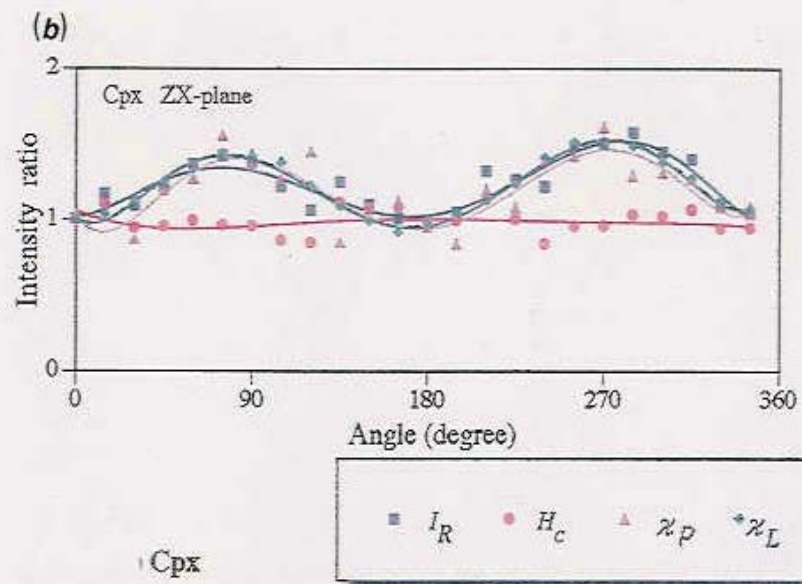
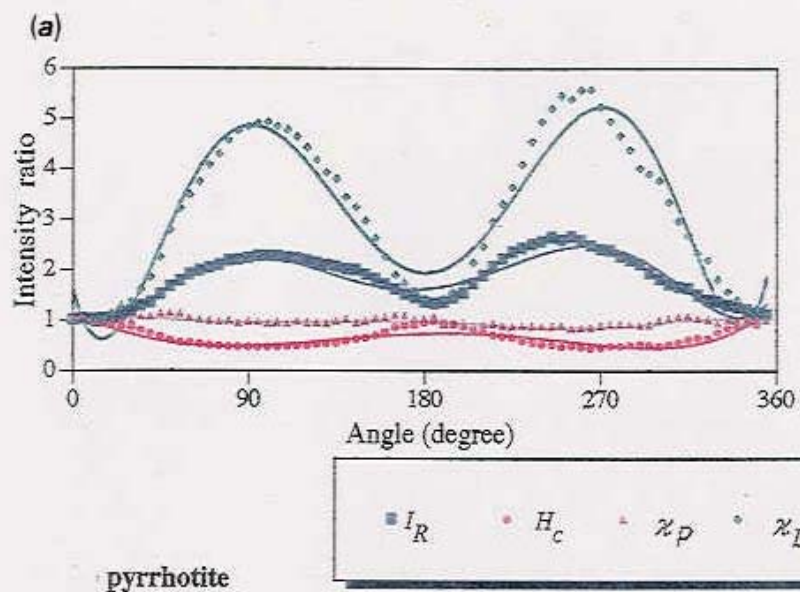


図36 鉱物の人工配列試料のAMH変化曲線
(a)ピロータイト, (b)単斜輝石

図 36-(b) は、単斜輝石の AMH 実験結果である。単斜輝石の試料のみ、粒子サイズが大きいため、磁場勾配をかけずに、単斜輝石を針先を使用してエポキシ系樹脂上に配列させた。図 36-(b) を見ると、 I_R 、 χ_p 、 χ_L は、非常に似た大きな異方性を持ち、 H_c は異方性が小さく、前三者とは、逆相関の変化をすることが、AMH 相関 ダイアグラムからわかる。この実験結果は、MD タイプの AMH の実験結果と非常に似ている。おそらく、単斜輝石に含まれる強磁性鉱物が、単斜輝石とともに、配列した結果と思われる。

第4章 考察

4.1 各磁気履歴特性の異方性パラメーター

第3章に述べた人工配列試料のAMH解析についての基礎的実験結果を総合して、各磁気履歴特性の異方性の関係について考察・検討をおこなった。

図37は、計算した人工配列試料の L と F についての相関を表した $L-F$ グラフである。 I_R, H_C, χ_P, χ_i はAMHから計算したものであるが、 χ_i はKappa bridgeで計算したAMSの値である。図37-(a)は、 I_R, H_C, χ_L の3種類のヒステリシス磁気特性についての $L-F$ グラフである。 χ_L に比べて、 I_R, H_C は L や F が大きい。したがって、同一試料では、磁気異方性は χ_L より、 I_R, H_C の方が顕著となる。図37-(b)は、人工配列試料の3つの帯磁率(χ_P, χ_L, χ_i)の L, F を比較したグラフである。この図によると、三者とも、グラフ上の分布領域は重なっており、 L より F の方が大きい、いわゆる面構造の方が発達したoblateの異方性を示す。

図38-(a), (b)は、同様の磁気特性の $E-P$ グラフである。図37の結果と同様に、図38-(a)でも、 I_R, H_C のほうが、 χ_L より大きい E や P を示す。磁気異方性のパラメーターとしては、 χ_L より、 I_R, H_C の方が有効であることが判る。図38-(b)は、3つの帯磁率、 χ_P, χ_L, χ_i の E, P を比較したグラフである。図38-(b)では、 χ_i の分布は $E > 1$ の領域で、異方性楕円体としてはoblateの形態を示す。それに対して、 χ_P, χ_L は、 $E < 1$ の領域に分布しprolateの形態を示す。したがって、 χ_P, χ_L といったAMHの帯磁率は、AMHの相関関係を見る場合には、従来のSDやMDといった磁性粒子サイズの磁気異方性についてのStephenson *et al.* (1986)などの報告におけるAMSと同様の挙動を示すが、厳密な意味では従来使用されている初帯磁率 χ_i とは異なる異方性を表している可能性が高い。

図39は、AMHヒステリシス特性 I_R, H_C, χ_L と、磁気異方性として従来最も使用されているAMSの磁気特性 χ_i の4つの磁気特性についての P_j-T グラフである。図38とも共通しているが、 χ_i は、 $T > 0$ のoblate領域に主に分布するが、他

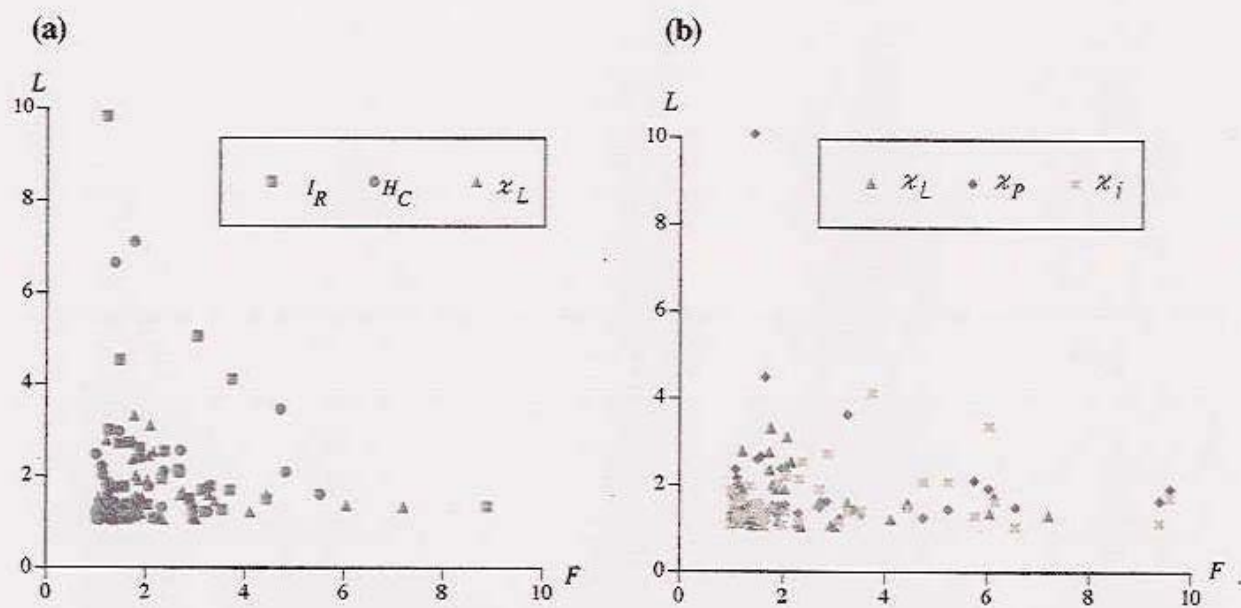


図37 人工配列試料の磁気履歴特性の異方性(AMH)の楕円体形状パラメーター L と F の相関およびAMSとの比較.

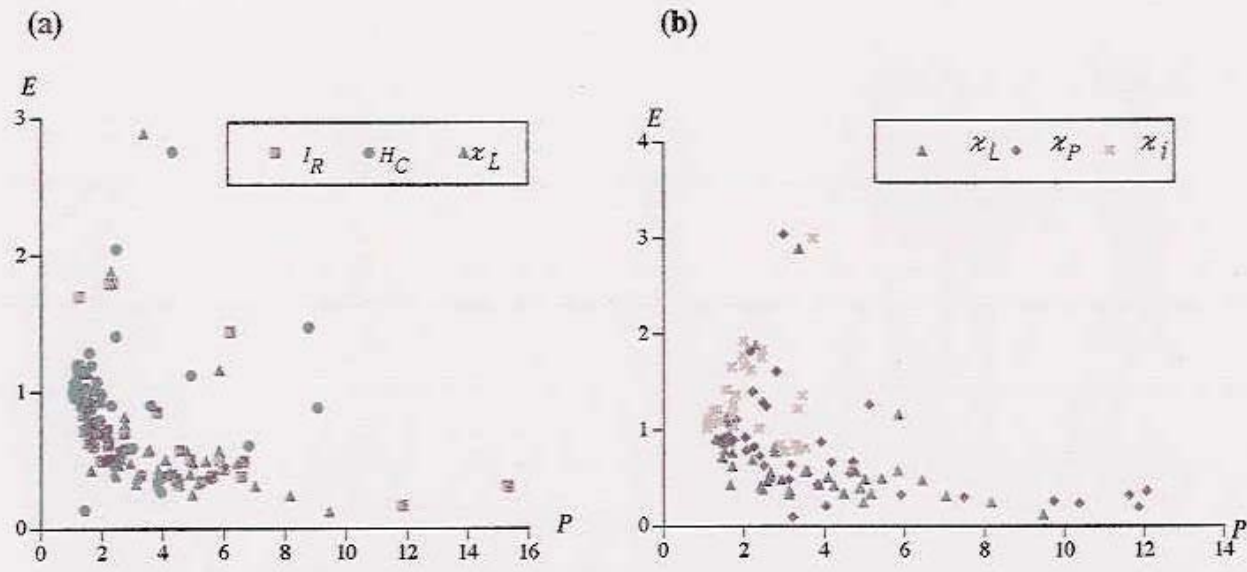


図38 人工配列試料の磁気履歴特性の異方性(AMH)の楕円体形状パラメーター E と P の相関およびAMSとの比較

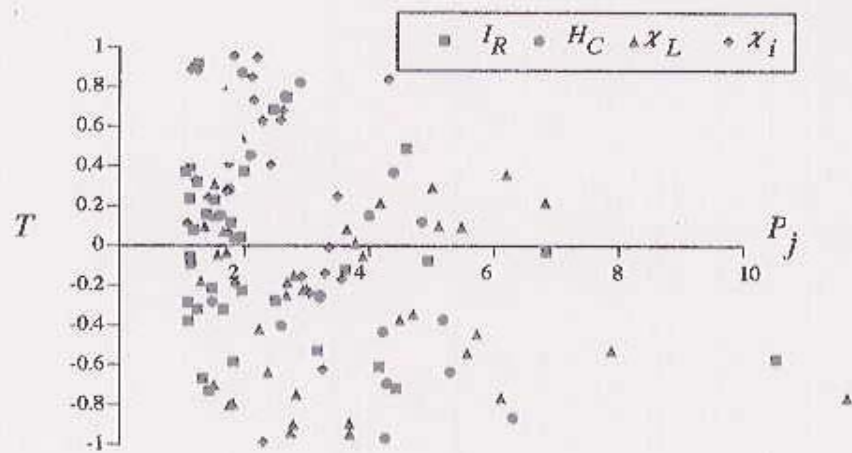


図39 人工配列試料の磁気履歴特性の異方性(AMH)のPj-Tダイアグラム

の3つのAMH磁気特性は、 $T < 0$ のprolate領域にも分布する。

次に、各磁気特性、 I_R 、 H_C 、 χ_L 、 χ_i のどの磁気特性が、最も粒子配列試料の異方性を反映するかを確かめるために、4つの磁気特性についての L (図40-(a))、 F (図40-(b))、 P (図40-(c))、 E (図40-(d))の値についての度数分布表を作成した。図40-(a)(b)で明らかのように、どの磁気特性も、 L 、 F は、1~2の間の値をとる場合が多い。 H_C の L 、 F の値はほかの磁気特性のものに比べて小さい。 H_C の P は、1~2の値をとる場合が多いが、その他の磁気特性の P は2以上の値をもつ場合が多い。人工配列試料だけの例で言えば、 L 、 F 、 P の値が最も小さい磁気特性は H_C である。ただし、作製が困難なため、SD粒子のみからなる人工配列試料は少ない。実験結果から考察すると、MDタイプのAMHは、 H_C の異方性パラメーターの値が小さく、SDタイプのAMHでは大きく現れる傾向がある。したがって、図40の度数分布図から、少なくともMD粒子を多く含む試料に関しては、4つの磁気特性の中では、 H_C の異方性パラメーターの値が最も小さいと結論することができる。また、 H_C はどのパラメーター(L 、 F 、 P 、 E)の度数分布でも、他の3つの磁気特性の度数分布とは異なる分布をする。したがって、AMH磁気特性の中でも、 H_C の挙動は、他の磁気特性の挙動とは異なる。

また、図40を見ると、 L 、 F のパラメーターでは、 I_R 、 χ_L 、 χ_i は、同傾向の度数分布を示す。 P 、 E のパラメーターでは、 I_R と χ_L は、同じ傾向の度数分布を示すが、 χ_i は H_C の度数分布に近い。楕円体 E の値についても、 χ_i と H_C に1に近い値の度数分布が卓越し、 χ_i と H_C の磁気異方性楕円体は球に近い。したがって、磁気異方性の P も小さくなる。

以上のことをまとめると以下のとおりになる。

AMH磁気特性(I_R 、 χ_L)は、比較的似通った異方性パラメーターを示す。 H_C は、他のAMH磁気特性: I_R 、 χ_L とは、異なる磁気異方性パラメーターを持ち、異方性の大きさは最も小さい。 χ_L 、 χ_P 、 χ_i の各種帯磁率は、AMH解析では似通った挙動をすることが多い。しかし、パラメーターから観察すると、 χ_i は χ_L とは異なる挙動をする。磁気異方性楕円体としては、 χ_i は、むしろ H_C に近い。

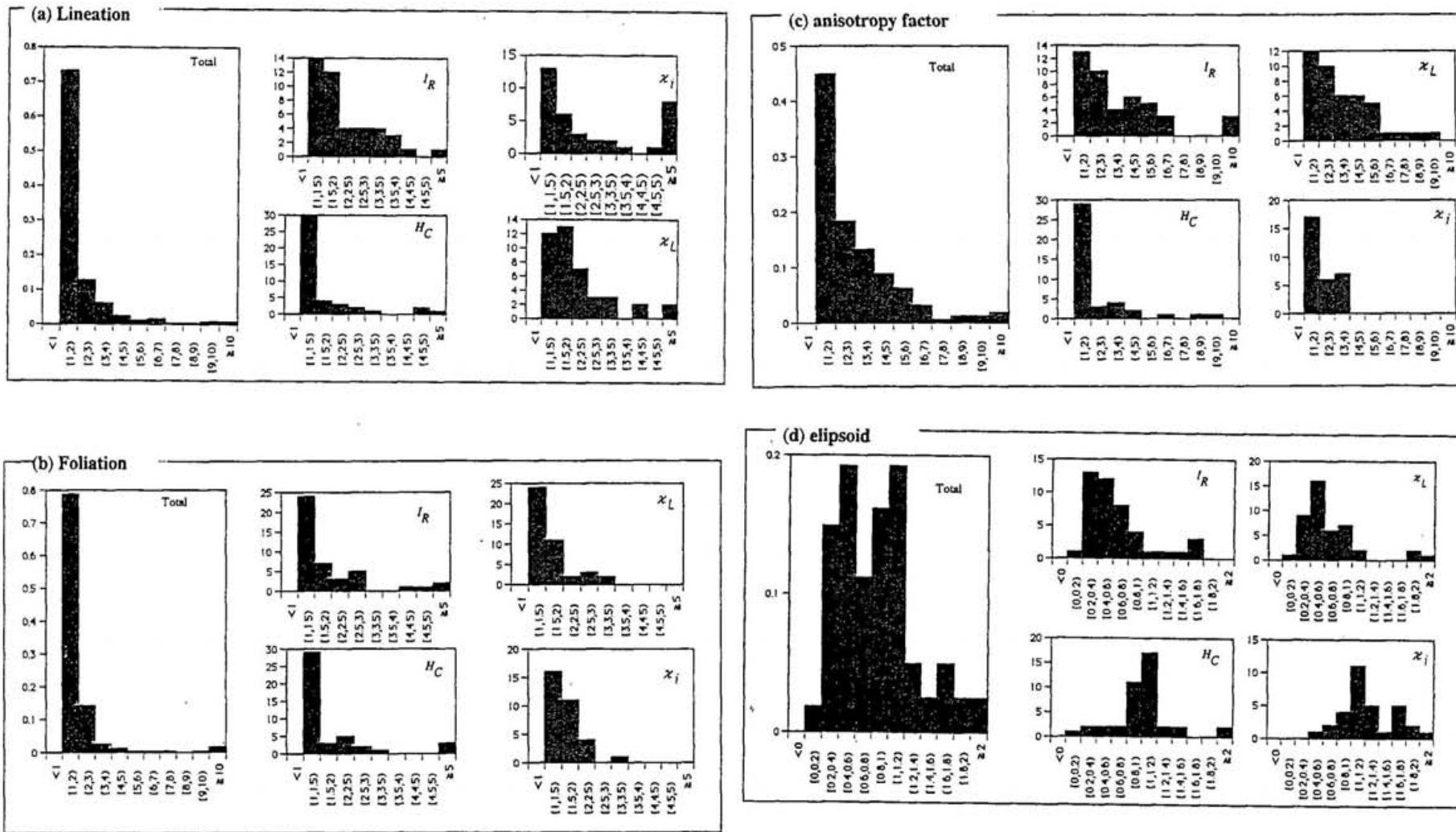


図40 人工配列試料の磁気履歴特性の異方性(AMH)の磁気異方性パラメーターの度数分布
 (a)L (lineation), (b) F (foliation), (c) P (anisotropy degree), (d) E (anisotropy degree)
 横軸は各パラメーターの値, 縦軸は個数, ただし, Totalのグラフのみは, 縦軸は割合

4.2 単磁区 (SD) 粒子解析法としての磁気履歴特性の異方性 (AMH)

第3章の実験結果から、強磁性体のSD粒子の人工配列試料のAMHには、SDタイプのAMH相関関係 ($I_R // H_C \perp \chi_L$) が見られ、かつ、 H_C の異方性のパラメーターが大きいことが判明した。また、強磁性体のMD粒子の人工配列試料の実験結果では、MDタイプのAMH相関関係 ($I_R // \chi_L \perp H_C$) が見られ、SD粒子の場合より H_C の異方性のパラメーターは小さくなる。直交する2方向の磁性粒子の配列がある場合は、一般にAMHは打ち消しあって磁気異方性パラメーターは小さくなる。粒子配列が混在するときは、 $I_R // \chi_L // H_C$ という相関関係が確認できる (図41)。

以上の磁気履歴特性の異方性の相関関係を基にしたAMH解析法は、岩石試料中の単磁区 (SD) 粒子解析法として有効である。Stephenson *et al.* (1986) により、 I_R 、 χ_i の相関関係は明らかになったわけであるが、天然の岩石の中には様々な強磁性鉱物が数種類混在し、複数の粒子配列をもつと考えるのが妥当である。完全なSDのみの配列やMDのみの配列というのは考えにくい。そこで、より複雑な粒子配列の中で、SD粒子配列が卓越している試料が判定できるかどうか、岩石試料を扱う場合重要になってくる。このような場合に有効なのが、本研究のAMH解析法で、AMH二次元解析を行うことによって、foliation面内でのlineationなどの粒子の挙動を解析でき、また、foliationの明確でない試料についてはAMH三次元解析をおこなうことによって磁気異方性の有無を確認できる。SD粒子が配列しているかMD粒子が配列しているか判断に困るような場合には、AMH相関ダイアグラムを使った解析が有効である。

図42は、2種類の粒子の混合試料を含む人工配列試料の三次元解析結果をDay-ダイアグラムにプロットした図である。磁気履歴特性の組み合わせから判定できる粒子サイズとAMH解析結果がよく適応し、混合試料の磁性粒子配列の解析にAMH測定が有効なことがよくわかる。

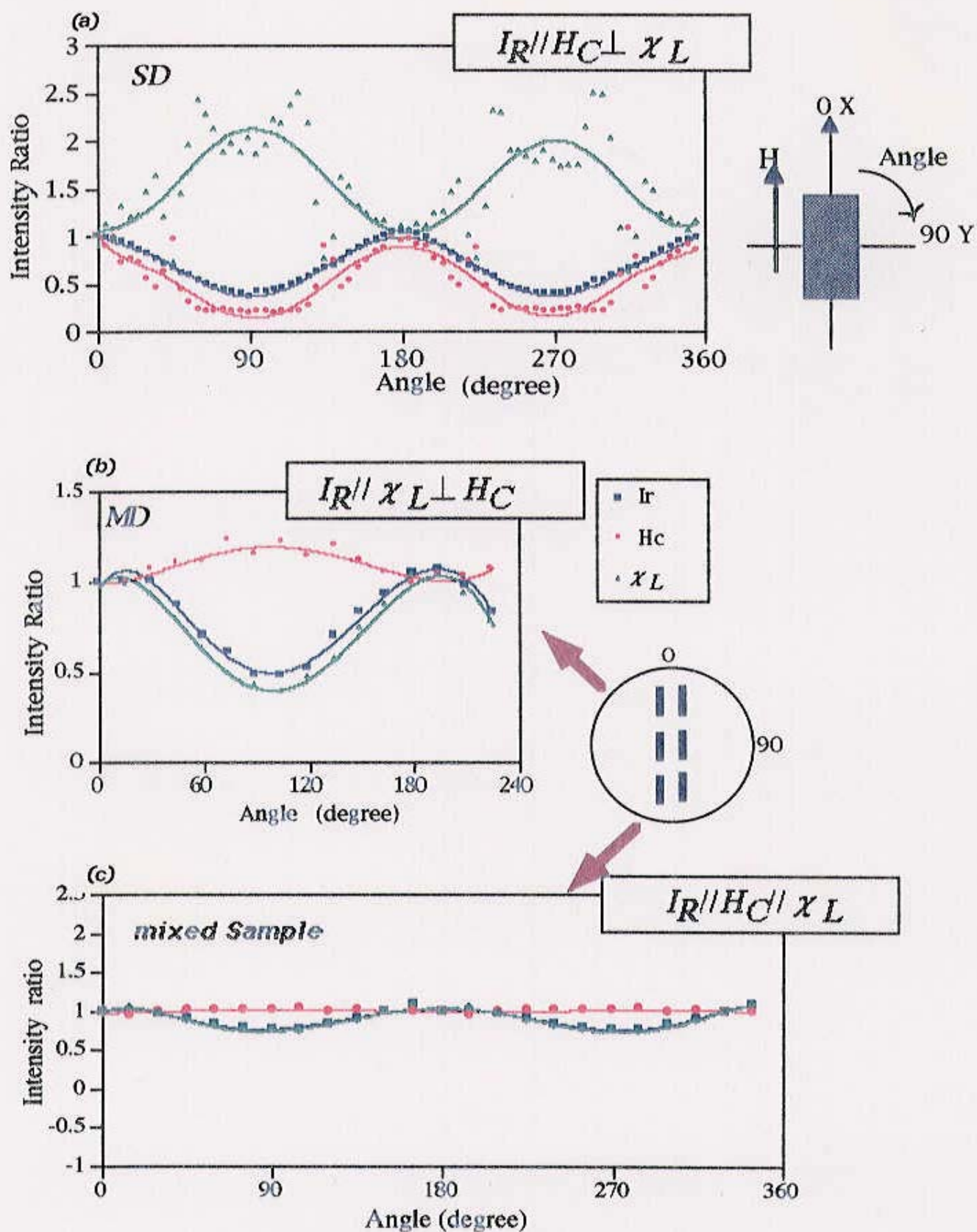
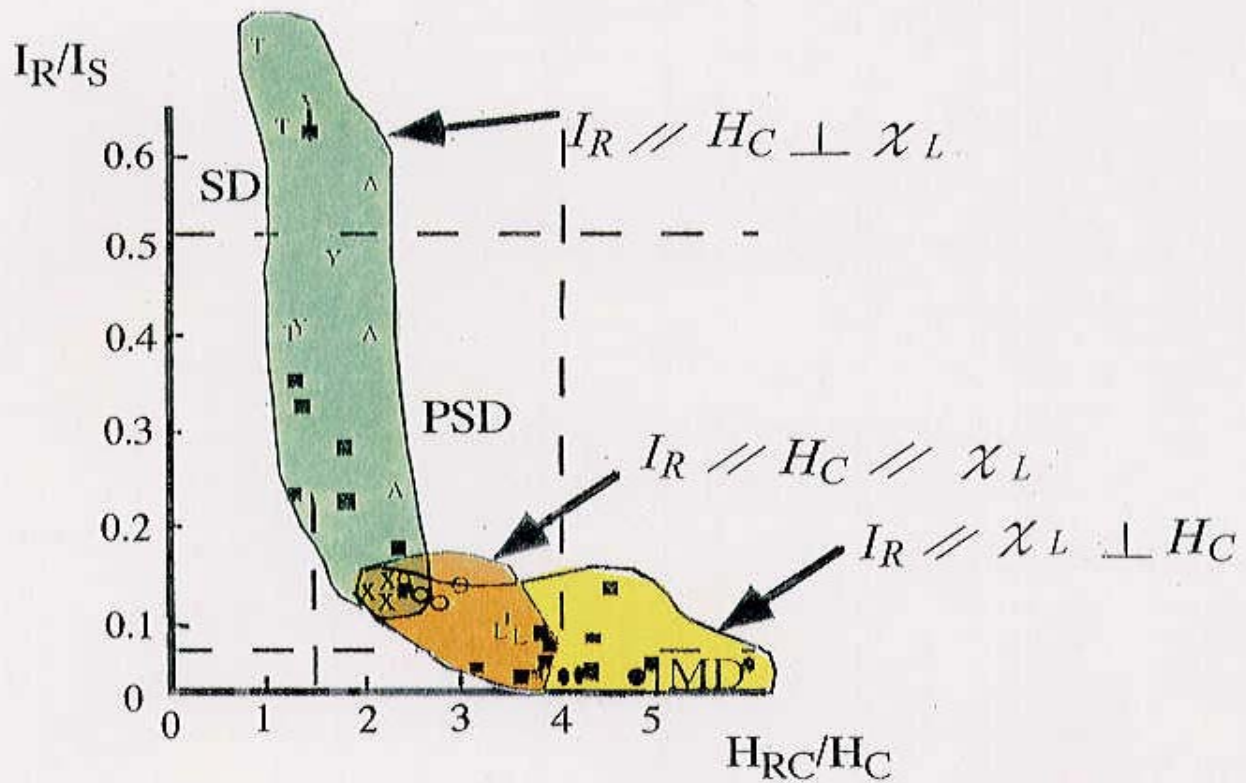


図41 粒子サイズによるAMH変化曲線の違い
 (a)SD粒子 (b)MD粒子 (c)SD,MD粒子混合試料

また、常磁性体が少ない場合は、 I_R と χ_L の異方性は一致し、常磁性体の量比が多ければ χ_L に影響がでることが判明し、試料中の配列の主体が強磁性体か常磁性体かという判定にも AMH 解析は有効である。



- T audio tape (SD)
- γ 0.1micron maghemite(needle grain)
- x 0.1micron maghemite (spherical grain)
- L magnetic fluid
- o 3micron magnetite
- magnetic sand
- A alpha-hematite
- mixed samples

図42 $I_R/I_S-H_{RC}/H_C$ ダイアグラム上でみた人工配列試料の磁気履歴特性の異方性(AMH)相関関係

4.3 保磁力 (H_c) の異方性の重要性

第3章に示したように、SD, MDの粒子配列させた人工試料の一連の実験の中で、磁気履歴特性のうち、 H_c の異方性は他の磁気特性とは異なる変化を見せることが多かった。第一に、SD粒子人工配列試料では、 H_c の異方性は大きく現れる傾向があるが、MD粒子の人工配列試料では、異方性は極めて小さくなる。

第二に、 I_r が粒子サイズにかかわらず常に強磁性粒子の形状異方性、あるいは、配列異方性の方向に容易軸を持っていたのに比較して、 H_c は、粒子がSDの時は形状あるいは配列異方性の方向に異方性容易軸を持ち、粒子がMDの時は形状あるいは配列異方性の方向と直交する方向に異方性容易軸を持つ (χ_L, χ_i とは逆相関の関係)。第2章で述べたように、 H_c の異方性についての研究報告はないが、以上の実験結果を総合すると、 H_c の異方性は、初期帯磁率 (χ_i) の異方性 (AMS) と同様に、SD, MDの粒子サイズと深く関わる磁気異方性として、岩石磁気学的に重要なパラメーターになりうると思われる。

古地磁気調査をおこなうときには、岩石の持つNRMの安定性というのが重要な問題になる。 H_c の高い岩石でなければ、長い地質時代を通じて、安定なNRMを維持することができない。岩石の持つNRMが、古地磁気として利用できる安定した残留磁化かどうかは、多角的に検討する必要がある。交流消磁により段階的にNRMを消磁し、その結果をZijderveld図上 (Zijderveld, 1964) で解析すると、消磁後に安定な磁化が残るかどうか判定できる (Stupavsky and Symons, 1978; Halls, 1979)。このとき安定な磁化 (Characteristic component of NRM : ChNRM) が残るのは H_c が大きい場合であり、MDの持つ変化しやすい磁化は、 H_c が小さい。

しかし、強い磁気異方性を持っている岩石の場合、問題点が生じる。室内実験で交流消磁により、柔らかい部分を消磁すれば、理論的にはMDの持つ不安定な磁化とSDの持つ安定な磁化という様に岩石中の磁化は、二種に大別できる (Butler and Banerjee, 1975; Heider *et al.*, 1992)。しかし、実際の岩石中には、いわゆるPSDのような物性的にはSDとしてふるまうが、粒子としてはMDに分類されるといった粒子も

存在する (Dunlop *et al.*, 1974; Levi and Merrill, 1978) . PSD の挙動については未だ多々の問題をあり, 完全に柔らかい成分を分離して, ChNRM を取り出すことが天然の岩石で可能かどうかは問題である (Xu and Dunlop, 1993, 1994). Dunlop and Argyle (1991) は, 従来から使用されている低温消磁法を発展させて, MD の磁化を消磁することを試み, この方法は交流消磁より有効であることを報告した. このように, 消磁方法によって, 消磁される柔らかい磁化成分の大きさが異なるということ自体, 完全に柔らかい部分の磁化を消磁することの難しさを表している. 特に, 消磁する段階で, 岩石の H_c の異方性が顕著であった場合, はたして岩石が等方的に消磁されているのか, すなわち, 消磁後の ChNRM は, H_c の異方性の影響を受けて, 磁化の残りやすい方向に多くの成分が残っているのではないかという問題は, 常に念頭におかなければならない.

4.4 磁気履歴特性の異方性 (AMH) による岩石中の磁性粒子配列解析

岩石試料についての AMH 実験には、岩石の AMH 用基礎データを得るという実験目的がある。Nakai *et al.* (1993) は、岩石の粒子配列による磁気異方性の NRM に与える影響を研究するため、南極リュツォ・ホルム岩体産の片麻岩類の AMH を測定した (付録 1)。

天然の岩石は、室内実験で作成した人工試料とは、相当異なる性質を持っている。天然の岩石と本研究で作成した人工配列試料が物性的にどう異なるかについて、以下に列挙する。

1. 人工試料に含まれる強磁性鉱物は、粒度も形状も似通っているが、天然の岩石の場合、強磁性鉱物の形や、大きさは、変化に富む。人工配列試料では、粒度を揃えて作成していない砂鉄状のマグネタイトが天然の岩石に近い。
2. 人工試料に使用した強磁性鉱物は、一種類か多くて二種類であるが、岩石の場合、二種類以上の強磁性鉱物種を含む場合もある。
3. 岩石に含まれる鉱物は、強磁性体の量はむしろ少なく、常磁性体の鉱物が多い。一方、本研究で作成した人工配列試料の実験は、常磁性体は少ない。
4. 人工試料では強磁性鉱物は極めて密に配列しており、互いに磁気相互作用をしているが、岩石中では、強磁性鉱物は疎に分布し、互いに磁気相互作用は少ない。

以上の相違点をふまえて、天然の岩石を使用した東南極大陸産片麻岩の研究例を比較する。

Nakai *et al.* (1993) は、東南極大陸スカルプスネス産の片麻岩類の中で、交流消磁、熱消磁に対して安定な ChNRM を持つ試料のみを選んで、その岩石中の鉱物配列が肉眼で観察できるかどうかを調査し、粒子配列がほとんどないものを a タイプ、顕著なものを c タイプ、中間タイプを b タイプと分類した。図 43 は、a、b 二つのタイプの ChNRM の磁化方位を球面座標にプロットしたものである。a、b 二つのタイプの

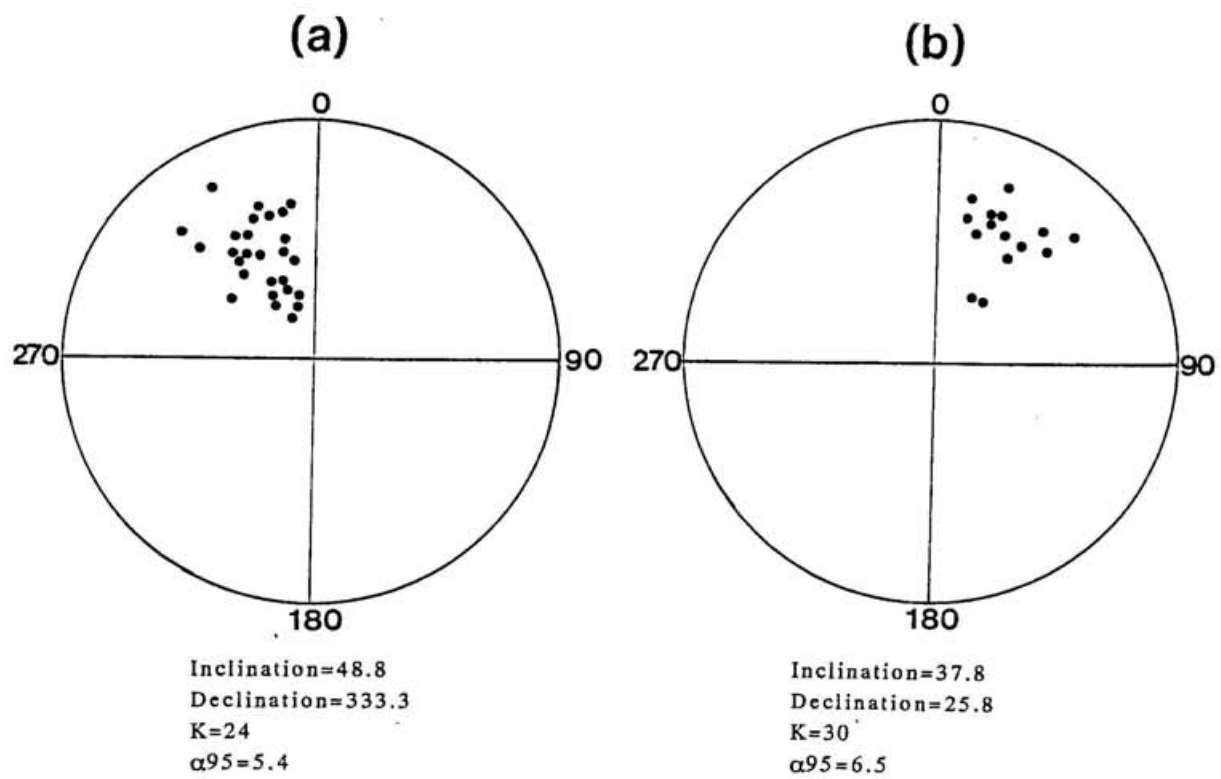


図43 スカルプスネス産片麻岩のNRMの磁化方位

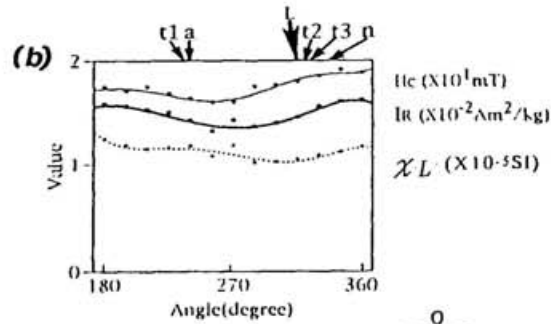
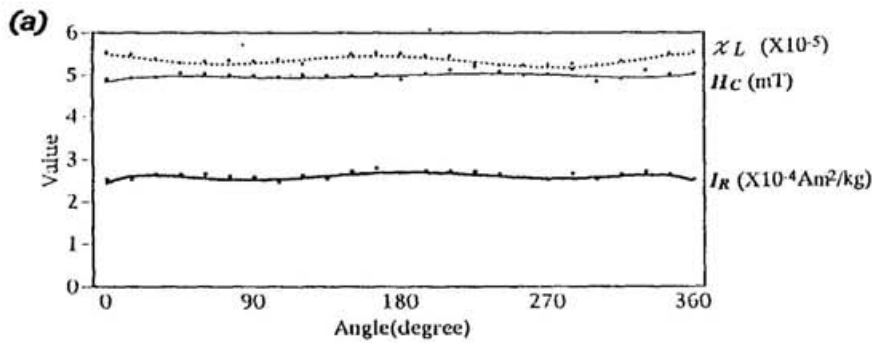
- (a)は、片麻状構造の粒子配列が明確でない片麻岩類
(b)は、片麻状構造の粒子配列が明確な片麻岩類

NRM は一定の方向にまとまる (図 43). 一方, 粒子配列が顕著である c タイプの ChNRM の磁化方位は, 球面座標の全面に広がる. 以上のことから, c タイプといった粒子配列のある岩石の NRM は, 磁気異方性によって大きな影響を受けているのではないかと考えられる.

上述の仮定の上に, これらの岩石の AMH の測定を試みたのが 図 44 である(Nakai *et al.*, 1993). 図 44-(a)が a タイプの岩石の AMH 変化曲線 (ただし, 縦軸は測定した磁気特性の強度をそのまま使用し, 比に直していない) の一例である. 3 つのどの磁気特性についても, 異方性はほとんど見られない. 図 44-(b)が b タイプの岩石の foliation 内での AMH 変化曲線の一例である. 若干の異方性が見られ, a (20mT の交流消磁後), T1 (280°C の熱消磁後), T2 (330°C の熱消磁後) と, 消磁をおこなうに従って, その NRM の磁化方位は, 鉱物の lineation に近づいていく. H_c , I_R の異方性容易軸の方向は, この鉱物の lineation の方向に近い. 図 44-(c) は c タイプの岩石の foliation 内での AMH 変化曲線の一例である. H_c , I_R に同傾向の異方性があり, その容易軸は mineral lineation の方向と一致し, 特に H_c の異方性が強い. この岩石の ChNRM の磁化方位もに表しているが, a, T1, T2 と, 消磁をおこなうに従って, その磁化方位は foliation 面内を回転し, lineation に近づいていくことになる. このことから Nakai *et al.* (1993) は, I_R , H_c の異方性が, NRM の磁化方位に明らかに影響を及ぼしていることを示すとし, その原因は, 片麻状組織の鉱物配列であるとした. また, 3 つの磁気特性の中で, H_c の異方性が顕著であり, この傾向は本研究の実験の人工 SD 粒子配列試料の特徴と一致する. 次に, この AMH 異方性が, SD タイプの異方性かどうかについて次に検討する.

図 45 に AMH 相関ダイアグラムを示した (Nakai *et al.*, 1993). 岩石は, c タイプの片麻岩である. このダイアグラムでは, AMH 相関データは, χ_L を頂点とする垂直二等分線上に分布する. このことは, 3 つの磁化特性の相関が, $H_c \parallel I_R \perp \chi_L$ の関係になっていることを表す. これは, 完全な SD タイプの相関関係といえる. 人工配列試料の AMH では, このようにきれいな SD タイプの AMH 相関データはほとんど現れない. 岩石の中の強磁性鉱物は, 他の鉱物によって厳密に分離されていて, 人工配列試料の

No developed gneissosity



(c) Well developed gneissosity

- n: NRM
- a: after AF demagnetization
- t1: after thermal demagnetization (280°C)
- t2: after thermal demagnetization (330°C)

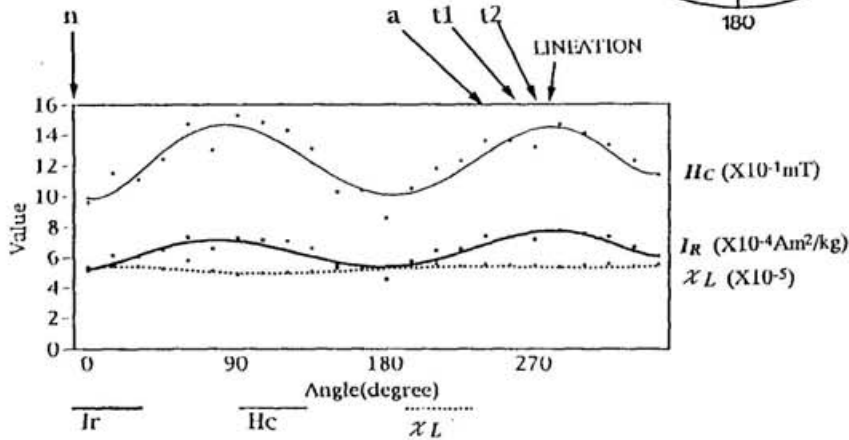
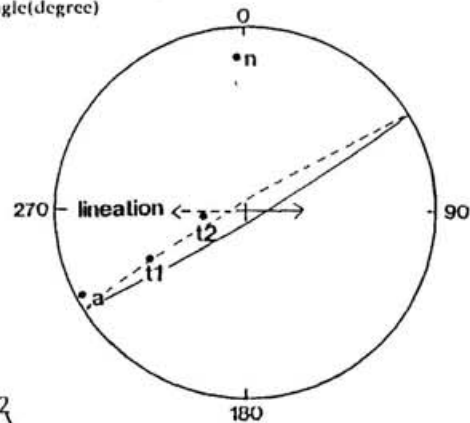


図44 スカルプスネス産片麻岩のNRMの磁化方位と片麻状構造

- ↓はNRMの方向。 ↓Lは粒子配列の観察できる方向を示す。
- nは、消磁前のNRMの方向。 aは交流消磁 (25mT) 後のChNRM。
- t1, t2, t3は、180, 230, 280°Cで熱消磁した後のNRMの方位。
- (a) 粒子配列がほとんど観察できない岩石。
- (b) 粒子配列があり、NRMが比較的良好に集中する片麻岩類
- (c) 粒子配列が顕著な岩石。 NRMの集中は悪い。

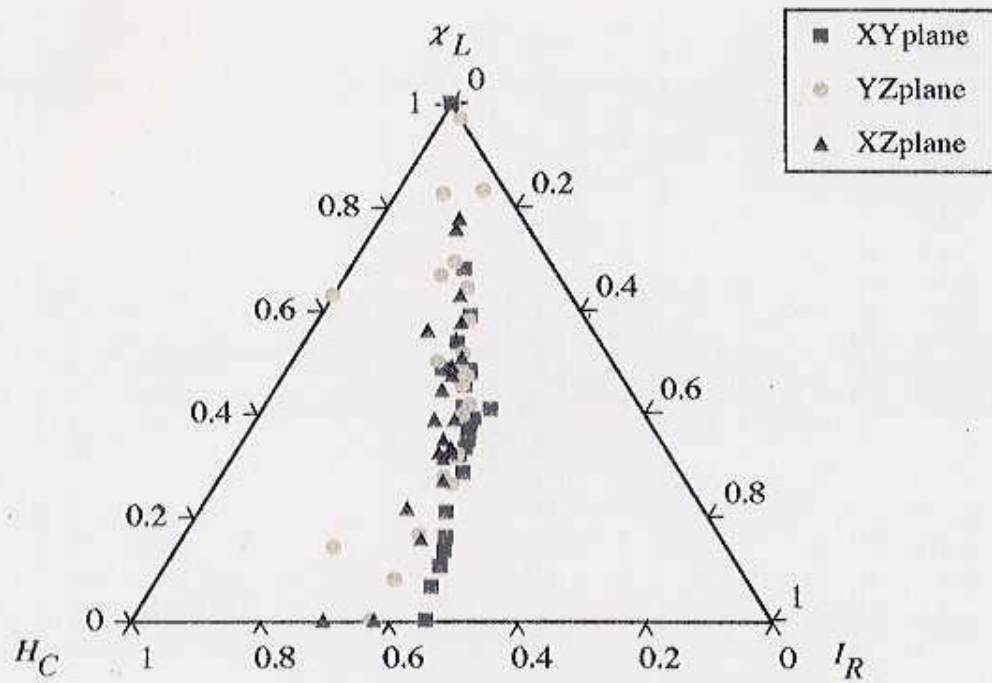


図45 スカルプスネス産片麻岩の磁気履歴特性の異方性(AMH)相関ダイアグラム

場合と異なって隣り合うことが少ないので、粒子相互の磁気的影響がなく、AMH 相関データ値が明確に $H_c \parallel I_R \perp \chi_L$ の関係になったのではないと思われる。したがって、cタイプの岩石は、SDの粒子配列に起因するAMH異方性が顕著であり、特に H_c の異方性が大きいことが、ChNRMの磁化方位に影響を与えていることが判明した。こういったタイプの岩石が信頼できる磁化方位を持っていないことは明らかであり、このAMH解析の結論は、東南極スカルプスネス産のcタイプ片麻岩のChNRMのデータが分散し、古地磁気として使用不能であることの裏づけにもなる。

一方、一定の集中を示すbタイプの岩石試料も、上述のようにNRMの磁化方位は H_c の大きい方向に消磁後変化する。また、foliation面内で約1.2の割合(最大値/最小値)の H_c の異方性を持ち、SDタイプのAMH相関を示す(図45-(b))。このことから、bタイプ岩石試料のNRMもSD粒子配列の影響を受けており、ChNRMは一定の集中をみせるものの、その方位は磁化方位ではなく、片麻岩類の片麻状構造の方向であるといえる。

以上のように、岩石中のSDの粒子配列がChNRMの方位に影響し、cタイプのように鉱物の粒子配列が顕著な場合は、NRMが分散する傾向があることが予想される。1地点で採取し変成岩のNRM方位が分散する傾向も次のように報告されている。Henthorn(1982)は、東南極サナエ基地南方のKirwanveggenとAhlmannryggenの古地磁気調査をおこない、 $988 \pm 60\text{Ma}$ (Rb-Sr全岩アイソクロン)、 $603 \pm 24\text{Ma}$ ($^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ 全岩アイソクロン)の併入岩体(Istind amygdaloidal sills)と、 $821 \pm 58\text{Ma}$ (Rb-Sr全岩アイソクロン)の安山岩溶岩(Straumnsnutane andesitic lava)から、よい古地磁気データを得ているが、Neumayerskarvetの片麻岩類(garnet-biotite plagiogneiss)や、角閃岩(amphibolite)、花崗岩類(biotite granite, granodiorite)では、NRM方位が分散して信頼できる古地磁気データにならないことを報告している。このように、変成岩またからは、よい古地磁気データを得られる例は少ない。

一方、前述のbタイプの岩石の様に変成岩地帯には、ChNRMの方位は集中するが、帯磁した時の地球磁場を反映していない可能性のある岩石もある。Funaki and Saito(1992)は、Thompson and Clark(1982)によるAPWPと東南極大陸のクィーンモードラ

ンド (Queen Maud Land) からクィーンメアリーランド (Queen Mary Land) にかけての地域から得られた古地磁気データを比較して詳細な検討をおこなった。その結果、プリンセスエリザベスランド (Princess Elizabeth Land) のラルスマンヒルズの黒雲母片麻岩 (biotite gneiss) と、昭和基地近辺の片麻岩類 (gneisses) から得られた古地磁気データをのぞけば、東南極大陸の岩石から得られた NRM から求めた前期古生代以降の VGP は、Thompson and Clark (1982) の APWP の 400-550Ma の軌跡上にのり、岩石の年代と APWP の年代も大きく矛盾しないことを報告した。この APWP 上にのらない 2 地点の古地磁気データは、両者とも片麻岩類から得た ChNRM である。こういった APWP と一致しない ChNRM データについては、地質構造の検討と同時に AMH を使った磁性粒子配列の影響の検討が必要と思われる。

以上のように、片麻岩類や角閃岩、変成岩地域の貫入岩類の中には、極めて NRM の集中度の悪い岩石や、信頼できる NRM かどうか検討を要する岩石が存在する。したがって、今後、これらの変成岩地域の古地磁気研究をおこなう場合は、貫入岩や溶岩類とは異なる研究方法を開発する必要がある。AMH 測定法は、これらの変成岩地域の古地磁気研究をおこなう場合に有効な方法であり、岩石中の粒子配列の解析をおこなうことができ、かつ、ChNRM への影響が判定できることが予想される。

第5章 結 論

VSMを使ったヒステリシス特性の異方性：AMHについての基礎的研究をおこなった結果以下の結論に達した。

1. 岩石中にSDの配列があった場合には、" $I_R // H_C \perp \chi_L$ "という磁気特性の減の相関があり、 I_R 、 H_C の異方性容易軸は、粒子配列の方向と一致する。
2. SDの配列がある時は、 H_C の異方性は大きくなる。 H_C の異方性が大きい場合、ChNRMは信頼できる古地磁気方位を示さない。
3. 粒子配列のある岩石中のSDの配列があるかどうかは、SDタイプAMH相関関係 " $I_R // H_C \perp \chi_L$ " で判定できる。
4. MDの配列があるときは、MDタイプAMH相関関係 " $I_R // \chi_L \perp H_C$ " で判定できる。混合試料の時は " $I_R // H_C // \chi_L$ " という相関関係がみられる。
5. 変成岩類の古地磁気調査を行うとき、AMH解析法は、信頼できる自然残留磁化を得るために有効な方法である。

謝

辞

本研究は、総合研究大学院大学数物科学研究科極域科学専攻（国立極地研究所）の渡辺興亜教授、および、国立極地研究所の白石和行教授の指導のもとにおこなわれた。船木 實博士、本吉洋一博士には、本研究を進めるにあたって、細部にわたるご指導をいただいた。気象庁地磁気観測所の小嶋美都子博士には、本研究について全般的な助言ならびに討論をいただいた。国立極地研究所の平沢威男所長には、本研究を始める機会を与えていただいた。

NASA, Goddard Space Flight Center の Peter Wasilewski 博士、貴重な岩石試料をいただき、有益な討論をしていただいた。東北大学の土屋範芳博士には、人工磁性流体の試料をゆずっていただいた。東京大学海洋研究所の平 朝彦教授、金松敏也氏には、帯磁率の異方性測定のために Kappa bridge を使用させていただいた。東北大学の青木周司博士、国立極地研究所の小島秀康博士、山岸久雄博士、野木義史博士、富山大学の酒井英男博士、東洋大学の上野直子教授、総合研究大学院大学の市川 収氏には、実験上ご援助いただき有益なご助言をいただいた。電気通信大学の橋本 満教授には、オーディオテープの物性について、有益なご助言をいただいた。東京大学の浜野洋三教授には、本論文をまとめる上で有益なご助言をいただいた。

国立極地研究所の諸先生方、特に地学部門の諸先生方には、本研究を進めるにあたって常にご指導いただいた。総合研究大学院大学の江連靖幸氏ならびに、国立極地研究所の職員の皆様には、研究進行上の便宜をはかっていただいた。総合研究大学院大学大学院生諸氏、特に武田 肇氏、三枝 茂氏、および、九州大学の橋本久美子氏には、実験上のご助力をいただいた。

以上の方々に、深く感謝の意を表します。

文 献

- As, J. A. (1967) : The measurement of the anisotropy of susceptibility with an astatic magnetometer. *Method in Paleomagnetism*, ed. by Collinson, D. W., Creer, K. M. and Runcorn, S. K., Elsevier, Amsterdam, 362-367.
- Baily, R. C. and Halls, H. C. (1984) : Estimate of confidence in paleomagnetic directions derived from mixed remagnetization circle and direct observational data. *J. Geophys.*, **54**, 174-182.
- Balsley, J. R. and Buddington, A. F. (1960) : Magnetic susceptibility anisotropy and fabric of some Adirondack granites and orthogneisses. *Am. J. Sci.*, **258A**, 6-20.
- Banfield, J. F., Wasilewski, P. J. and Vebren, D.R. (1994) : TEM study of relationship between themicrostructure and magnetic properties of strongly magnetized magnetite and maghemite. *Am. Mineralogist*, **79**, 654-667.
- Bhathal, R. S. and Stacey, F. D. (1969) : Field-induced anisotropy of magnetic susceptibility in rocks. *Pure App. Geophys.*, **76**, 123-129.
- Birch, F. S. (1979) : Magnetic fabric of the exeter pluton, new Hampshire. *J. Geophys. Res.*, **84**, 1129-1137.
- Borradaile, G. J. (1981) : Particulate flow of rock and the formation of cleavage. *Tectonophysics*, **72**, 305-321.
- Borradaile, G. J. (1988) : Magnetic susceptibility , petrofabrics and strain. *Tectonophysics*, **156**, 1-20.
- Borradaile, G. J. (1991) : Correlation of strain with anisotropy of magnetic susceptibility. *Pure App. Geophys.*, **135**, 15-29.
- Borradaile, G. J. and Alford, C. (1987) : Relationship between magnetic susceptibility and strain in laboratory experiments. *Tectonophysics*, **133**, 121-135.
- Borradaile, G. J. and Puumala, M. A. (1989) : Synthetic magnetic fabrics in a plasticene medium. *Geophysics*, **164**, 73-78.
- Borradaile, G. J. and Tarling, D. H. (1984) : Strain partitioning and magnetic fabrics in particulate flow. *Can. J. Earth Sci.*, **21**, 694-697.
- Borradaile, G. J., Keeler, W., Alford, C. and Sarvas, P. (1987) : Anisotropy of magnetic susceptibility of some metamorphic minerals. *Phys. Earth Planet. Int.*, **48**, 161-166.
- Borradaile, G. J., MacKenzie, A. and Jensen, E. (1990) : Silicate versus trace mineral susceptibility in metamorphic rocks. *J. Geophys. Res.*, **95**, 8447-8451.
- Bouillin, J. P., Bouchez, J. L., Lespinasse, P. and Pecher, A. (1993) : Granite emplacement in an extensional setting : an AMS study of the magnetic structures of Monte Capanne (Elba, Italy). *Earth Planet. Sci. Lett.* , **118**, 263-279.
- Briden, J. C. (1965) : Ancient secondary magnetizations in rocks. *J. Geophys. Res.*, **70**, 5205-5221.
- Brown, P. M. and Van der Voo, R. (1983) : A paleomagnetic study of Piedmont metamorphic rocks from N. Delaware. *Geol. Soc. Am. Bull.*, **94**, 814-822.
- Butler, R. F. and Banerjee, S. K. (1975) : Theoretical single domain grain size range in magnetic and

- titanomagnetite. *J. Geophys. Res.*, **80**, 4049-4058.
- Cogne, J. P. (1987) : TRM deviations in anisotropic assemblages of multidomain magnetite. *Geophys. J. R. astr. Soc.*, **91**, 1013-1023.
- Collinson, D. W. (1983) : *Method in rock magnetism and paleomagnetism*. Chapman & Hall, London, 503p.
- 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.
- Dekkers, M. J. (1988) : Magnetic behaviour of natural goethite during thermal demagnetization. *Geophys. Res. Lett.*, **15**, 538-541.
- Dunlop, D. J. (1971) : Magnetic properties of fine-particle hematite. *Annales de Geophysique*, **27**, 269-293.
- Dunlop, D. J. (1995) : Magnetism in rocks. *J. Geophys. Res.*, **100**, 2161-2174.
- Dunlop, D. J. and Argyle, K. S. (1991) : Separating multi-domain and single-domain-like remanences in pseudo-singledomain magnetite (215-540nm) by Low-temperature demagnetization. *J. Geophys. Res.*, **96**, 2007-2017.
- Dunlop, D. J. and Xu, S. (1994) : Theory of partial thermalremanent magnetization in multidomain grains. 1. Reported identical barriers to wall motion (single microcoercivity). *J. Geophys. Res.*, **99**, 9005-9023.
- Dunlop, D. J., Stacy, D. D. and Gillingham, D. E. W. (1974) : The origin thermoremanent magnetization : contribution of pseudo-single-domain magnetic moments. *Earth Planet. Sci. Lett.*, **21**, 288-294.
- Ellwood, B. B. (1975) : Analysis of emplacement mode in basalt from Deep-See Drilling Project holes 319A and 321 using anisotropy of magnetic susceptibility. *J. Geophys. Res.*, **80**, 4805-4808.
- Ellwood, B. B. (1978) : Flow and emplacement direction determined for selected basaltic bodies using magnetic susceptibility anisotropy measurements. *Earth Planet. Sci. Lett.*, **41**, 254-264.
- Ellwood, B. B. (1979) : Sample shape and magnetic grain sizes: Two possible controls on the anisotropy of magnetic susceptibility variability in deep-sea sediments. *Earth Planet. Sci. Lett.*, **43**, 309-314.
- Ellwood, B. B. (1984) : Bioturbation: mineral effects on the magnetic fabric of some natural and experimental sediments. *Earth Planet. Sci. Lett.*, **67**, 357-376.
- Ellwood, B. B. and Ledbetter, M.T. (1977) : Antarctic bottom water fluctuations in the Vema Channel: effects of velocity changes on particle alignment and size. *Earth Planet. Sci. Lett.*, **35**, 189-198.
- Elmore, R. D., London, D., Bagley, D. and Fruit, D. (1993) : Remagnetization by basinal fluids : testing the hypothesis in the viola limestone, southern Oklahoma. *J. Geophys. Res.*, **98**, 6237-6254.
- Elsdon, R. (1975) : Iron-titanium oxide minerals in igneous and metamorphic rocks. *Minerals Sci. Engng.*, **7**, 48-70.
- Fuller, M. D. (1963) : Magnetic anisotropy and paleomagnetism. *J. Geophys. Res.*, **68**, 293-309.
- Funaki, M. (1993) : Temperature dependence of coercivity for chondrites: Allende, Allan Hills-769, and Nuevo Mercurio. *Proc. NIPR Symp. Antarct. Meteorites*, **6**, 391-400.
- Funaki, M. and Saito, K. (1992) : Paleomagnetic and $^{40}\text{Ar} / ^{39}\text{Ar}$ dating studies of the Mawson charnockite and

- some rocks from the Christensen Coast. *Recent Progress in Antarctic Earth Science*, ed. by Yoshida, Y. *et al.*, Tera Pub., Tokyo, 191-201.
- Gautum, P. (1990) : Paleomagnetic study of the Lesser Himalaya in Nepal. The doctoral thesis of Hokkaido University.
- Goldstein, A. G. and Brown, L. L. (1988) : Magnetic susceptibility anisotropy of mylonites from the Brevard Zone, North Carolina. *Phys. Earth Planet. Int.*, **51**, 290-300.
- Hale, C. J. (1987) : Paleomagnetic data suggest link between the Archaean-Proterozoic boundary and inner-core nucleation. *Nature*, **329**, 233-237.
- Halls, H. C. (1979) : Separation of multicomponent NRM: combined use of difference and resultant magnetization vectors. *Earth Planet. Sci. Lett.*, **43**, 303-308.
- Halvorsen, E. (1974) : The magnetic fabric of some dolerite intrusions, Northeast Sprintsbergen implications for their mode of emplacement. *Earth Planet. Sci. Lett.*, **21**, 127-133.
- Hargraves, R. B., Johnson, D. and Chan, C. Y. (1991) : Distribution anisotropy: the cause of ams in igneous rocks? *Geophys. Res. Lett.*, **18**, 2193-2196.
- Heider, F., Dunlop, D. J. and Soffel, H. C. (1992) : Low temperature and alternating field demagnetization of saturation remanence and thermoremanence in Magnetic Grains (0.037 μ m to 5 mm). *J. Geophys. Res.*, **97**, 9371-9281.
- Heller, F. and Schultz-Krutisch, T. (1988) : Comparative measurements of magnetic susceptibility anisotropy in red sandstone. *Phys. Earth Planet. Int.*, **51**, 320-325.
- Henry, B. (1988) : The magnetic fabrics of the Egletons granite (France) : separation and structural implications. *Phys. Earth Planet. Int.*, **51**, 253-263.
- Henthorn, D. I. (1982) : Paleomagnetism. *Geological investigations in Western Dronning Maud Land, Antarctica-a synthesis*. ed. by Wolmarans, L. G. and Kent, L. E., S. Afr. T. Nav. Antarkt., Bylae2, 86-89.
- 本間 (中井) 睦美 (1985) : ESR(電子スピン共鳴)の地質学への応用の一例. 東京家政大学附属女子中等高等学校研究紀要, No.7, 11-27.
- Hrouda, F. (1982) : Magnetic anisotropy of rocks and its application in geology and geophysics. *Geophys. Surveys*, **5**, 37-82.
- Hrouda, F. (1986) : The effect of quartz on the magnetic susceptibility of quartzite. *Stud. Geophys. Geod.*, **30**, 39-45.
- Hrouda, F. and Potfaj, M. (1993) : Deformation of sediments in the post-orogenic Intra-Carpathian Paleogene Basin as indicated by magnetic anisotropy. *Tectonophysics*, **224**, 425-434.
- Hrouda, F., Chlupáková, M. and Rejl, L. (1971) : The mimetic fabric of magnetite in some foliated granodiorites, as indicated by magnetic anisotropy. *Earth Planet. Sci. Lett.*, **11**, 381-384.
- Hrouda, F., Jacko, S. and Hanak, J. (1988) : Parallel magnetic fabrics in metamorphic granitoid and sedimentary rocks of the Branisko and Cierna hora Mountains (E. Slovakia) and their tectonometamorphic control.

- Phys. Earth Planet. Int.*, **56**, 337-48.
- Hyodo, H. and Dunlop, D. J. (1993) : Effect of anisotropy on the magnetic contact test for a Grenville dike. *J. Geophys. Res.*, **98**, 7997-8017.
- Irving, E. and Park, J. K. (1973) : Paleomagnetism of metamorphic rocks : Errors owing to intrinsic anisotropy. *Geophys. J. R. astr. Soc.*, **34**, 489-493.
- Ising, G. (1942) : On the magnetic properties of varved clay. *Ark. Mat. Astr. Phys.*, **29A**, 1-37.
- Jackson, M. (1991) : Anisotropy of magnetic remanence : A brief review of mineralogical sources, physical origins, and geological applications, and comparison with susceptibility anisotropy. *Pure App. Geophys.*, **136**, 1-28.
- Jackson, M., Borradaile, G., Hudleston, P. and Banerjee, S. (1993) : Experimental deformation of synthetic magnetite-bearing calcite sandstones; effects on remanence, bulk magnetic properties, and magnetic anisotropy. *J. Geophys. Res.*, **98**, B1, 383-401.
- Janák, F. (1965) : Determination anisotropy of magnetic susceptibility of rocks. *Stud. Geophys. Geod.*, **9**, 290-301.
- Jeliek, V. (1981) : Characterization of the magnetic fabric of rocks. *Tectonophysics*, **79**, 412-420.
- Kapicka, A. (1987) : Anisotropy of magnetic susceptibility in a weak magnetic field induced by stress. *Phys. Earth Planet. Int.*, **51**, 349-354.
- Khan, M. A. (1962) : The anisotropy of magnetic susceptibility of some igneous and metamorphic rocks. *J. Geophys. Res.*, **67**, 2873-2885.
- Kodama, K. P. and Sun, W. W. (1990) : SEM and magnetic fabric study of a compacting sediment. *Geophys. Res. Lett.*, **17**, 795-798.
- Levi, S. and Merrill, R. T. (1978) : Properties of single domain, pseudo-single domain, and multidomain magnetite. *J. Geophys. Res.*, **83**, 309-318.
- Lienert, B. L. (1991) : Monte Carlo Simulation of Errors in the anisotropy of magnetic susceptibility: A second-Rank Symmetric Tensor. *J. Geophys. Res.*, **96**, 19539-19554.
- Macro, S., Ron, H., Matthews, A., Beyth, M. and Navon, O. (1993) : Chemical Remanent Magnetism Related to the Dead Sea Rift : Evidence From Precambrian Igneous Rocks of Mount Timna; Southern Israel. *J. Geophys. Res.* **98**, 16001-16012.
- Maher, B. A. (1988) : Magnetic properties of some synthetic sub-micron magnetites. *Geophys. J.*, **94**, 83-96.
- Nagata, T. (1961) : *Rock magnetism*. 2nd edition, Maruzen, Tokyo, 350p.
- Nakai, M., Funaki, M. and Wasilewski, P. (1993) : The magnetic anisotropy of gneissic rocks from the Skarvsnes area, East Antarctica. *Proc. NIPR Symp. Antarct. Geosci.*, **6**, 37-46.
- Owens, W. H. (1974) : Mathematical model studies on factors affecting the magnetic anisotropy of deformed rocks. *Tectonophysics*, **24**, 115-131.
- Owens W. H. and Rutter, E. H. (1978) : The development of magnetic susceptibility anisotropy through crystallographic preferred orientation in a calcite rock. *Phys. Earth Planet. Int.*, **16**, 215-222.

- Özdemir, Ö. and Dunlop, D. J. (1993) : Chemical remanent magnetization during γ FeOOH phase transformations. *J. Geophys. Res.*, **98**, 4191-4198.
- Ozima Minoru and Kinoshita, H. (1964) : Magnetic anisotropy of andesites in a fault zone. *J. Geomagn. Geoelectr.*, **16**, 194-200.
- Ozima Mitsuko (1966) : Study on the stability of VRM with low temperature treatment and some magnetic characteristics of granite. *J. Geomagn. Geoelectr.*, **18**, 373-382.
- Ozima Mitsuko, Ozima Minoru and Nagata, T. (1964) : Low temperature as an effective means of "magnetic cleaning" of Natural Remanent Magnetization. *J. Geomagn. Geoelectr.*, **16**, 37-40.
- Parry, L. G. (1982) : Magnetization of immobilized particle dispersions with two distinct particle sizes. *Phys. Earth Planet. Int.*, **28**, 230-241.
- Porath, H., Stacy, F. D. and Cheam, A. S. (1966) : The choice of specimen shape for magnetic anisotropy measurements on rocks. *Earth Planet. Sci. Lett.*, **1**, 92.
- Potis, S. N., Plujim, B. A. and Van der Voo, R. (1993) : Paleomagnetism of the Ordovician Bluffer Pond Formation: Paleogeographic Implications for the Munsungun Terrane of Northern Maine. *J. Geophys. Res.*, **98**, 7987-7996.
- Potter, D. and Stephenson, A. (1988) : Single-domain particles in rocks and magnetic fabric analysis. *Geophys. Res. Lett.*, **15**, 1097-1100.
- Potter, D. and Stephenson, A. (1990) : Field-impressed magnetic anisotropy in rocks. *Geophys. Res. Lett.*, **17**, 2437-2440.
- Prôvot, M. and Perrin, M. (1992) : Intensity of the Earth's magnetic field since Precambrian from Thellier type paleointensity data and inferences on the thermal history of the core. *Geophys. J. Int.*, **108**, 613-620.
- Rees, A. I. (1964) : The use of anisotropy of magnetic susceptibility in the estimation of sedimentary fabric. *Sedimentology*, **4**, 257-271.
- Rees, A. I. (1966) : The effect of depositional slopes on the anisotropy of magnetic susceptibility of laboratory deposited sands. *J. Geol.*, **74**, 856-867.
- Rees, A. I. and Woodall, W. A. (1975) : The magnetic fabric of some laboratory -deposited sediments. *Earth Planet. Sci. Lett.*, **25**, 121-130.
- Ricci, J. C. D. and Kirschvink, J. L. (1992) : Magnetic domain state and coercivity predictions for biogenic Greigite (Fe_3S_4) : A comparison of theory with magnetosome observations. *J. Geophys. Res.*, **97**, 17309-17315.
- Richîter, C., Ratschbacher, L. and Frisch, W. (1993) : Magnetic fabrics, crystallographic preferred orientation, and strain of progressively metamorphosed pelites in the helvetic zone of the central Alps (Quartenschiefer Formation). *J. Geophys. Res.*, **98**, 9557-9570.
- Rochette, P. (1987a) : Metamorphic control of magnetic mineralogy of black shales in the Swiss Alps: toward the use of magnetic 'isogrades'. *Earth Planet. Sci. Lett.*, **84**, 446-456.
- Rochette, P. (1987b) : Magnetic susceptibility of rock matrix related to magnetic fabric studies. *J. Struct. Geol.*,

9, 1015-1020.

- Rochette, P. (1988) : Inverse magnetic fabric in carbonate-bearing rocks. *Earth Planet. Sci. Lett.*, **90**, 229-237.
- Rochette, P. and Fillion, G. (1989) : Field and temperature behavior of remanence in synthetic goethite : Paleomagnetic implications. *Geophys. Res. Lett.*, **16**, 851-854.
- Rochette, P., Jackson, M. and Auborg, C. (1992) : Rock magnetism and the interpretation of anisotropy of magnetic susceptibility. *Rev. Geophys.*, **30**, 209-226.
- Schmidt, V. A., Ellwood, B. B., Nagata, T. and Nolyimier, H. C. (1988) : The measurement anisotropy of susceptibility using a cryogenetic magnetometer and comparison with results obtained from a torsion-fibre magnetometer. *Phys. Earth Planet. Int.*, **51**, 365-378.
- Schult, A. (1970) : Effect pressure on the curie temperature of titanomagnetite $[(1-x) \cdot \text{Fe}_3\text{O}_4-x \cdot \text{TiFe}_2\text{O}_4]$. *Earth Planet. Sci. Lett.*, **10**, 81-86.
- Scriba, H. and Heller, F. (1978) : measurement of anisotropy of magnetic susceptibility using inductive magnetometer. *J. Geophys.*, **44**, 341-352.
- Sherbakov, V. P., McClelland, E. and Shcherbakova, V. V. (1993) : A model of multidomain thermoremanent magnetization incorporating temperature-Variable domain structure. *J. Geophys. Res.*, **98**, 6201-6216.
- Stacey, F. D. (1960) : Magnetic anisotropy of igneous rocks. *J. Geophys. Res.* **65**, 2429-2442.
- Stacey, F. D. (1962) : Theory of magnetic susceptibility of stress rock. *Phil. Mag.*, **7**, 551-556.
- Stacey, F. D., Joplin, G. and Lindsay, J. (1960) : Magnetic anisotropy of fabric of some foliated rocks from S. E. Australia. *Geophysica Pura App.*, **47**, 30-40.
- Stephenson, A. (1993) : Three axis static altering field demagnetization of rocks and the identification of natural remanent magnetization, Gyromagnetic magnetization, and anisotropy. *J. Geophys. Res.*, **98**, 373-381.
- Stephenson, A., Sadikun, S. and Potter, D. K. (1986) : A theoretical and experimental comparison of the anisotropies of magnetic susceptibility and remanence in rocks and minerals. *Geophys. J. R. astr. Soc.*, **84**, 185-200.
- Stupavsky, M. and Symons, D. T. A. (1978) : Separation of magnetic components from at step demagnetization data by least squares computer methods. *J. Geophys. Res.*, **83**, 4925-4931.
- Sun, W. and Jackson, M (1994) : Scanning electron microscopy and rock magnetic studies of magnetic carriers in remagnetized early Paleozoic carbonitres from Missouri. *J. Geophys. Res.*, **99**, 2935-2942.
- Taira, A. and Lienert, B. R. (1979) : The comparative reliability of magnetic photometric and microscopic methods of determining the orientations of sedimentary grains. *J. Sediment. Petrol.*, **49**, 759-772.
- Tanczyk, E. I., Lapointe, P., Morris, W. A. and Schmidt, P. W. (1987) : A paleomagnetic study of the layered mafic intrusion at Sept.-Iles, Québec. *Can. J. Earth Sci.*, **24**, 1431-1438.
- Tarling, D. H. and Hrouda, F. (1993) : *The magnetic Anisotropy of rocks*. Chapman and Hall, London, 217p.
- Thompson, R. and Clarck, R. M. (1982) : A robust least-squares Gondwana apparent polar wander path and the question of paleomagnetic assessment of Gondwanan reconstructions. *Earth Planet. Sci. Lett.*, **57**, 152-157.
- Thompson, R. and Oldfield, F. (1986) : *Environmental Magnetism*. Allen & Unwin, London, 277p.

- Urrutia-Fucugauchi, J. (1981) : Preliminary results on the effect of heating on the magnetic susceptibility anisotropy of rocks. *J. Geomagn. Geoelectr.*, **33**, 411-419.
- Uyeda, S., Fuller, M., Belsh, D., and Girdler, R. W. (1963) : Anisotropy of magnetic susceptibility of rocks and minerals. *J. Geophys. Res.*, **68**, 279-291.
- Van der Voo, R. (1990) : Phanerozoic paleomagnetic poles from Europe and North America and comparisons with continental reconstructos. *Rev. Geophys.*, **28**, 167-206.
- Van der Voo, R. (1993) : *Paleomagnetism of the Atlantic, Thethys and Iapetus Oceans*. Cambridge, 411p.
- Van der Voo, R. and Klootwijk, C. T. (1972) : Paleomagnetic reconnaissance study of the Flamanville granite, with special reference to the anisotropy of its susceptibility. *Geol. Soc. Am. Bull.*, **103**, 1564-1575.
- Warner, R. D. and Wasilewski, P. J. (1990) : Magnetic petrology of eastern North America diabases, 1. Olivine-normative dikes from western South Carolina. *Earth Planet. Sci. Lett.*, **98**, 340-359.
- Wasilewski, P. J. and Warner, R. D. (1988) : Magnetic petrology of deep crust rocks-Iberia Zone, Italy. *Earth Planet. Sci. Lett.*, **87**, 347-361.
- Wiedenmann, A., Regnard, J.R., Fillion, G. and Hafner, S. (1986) : Magnetic properties and magnetic ordering of the Orthopyroxenes. *J. Phys. C. Solid State Phys.*, **19**, 3683-3695.
- Xu, S. and Dunlop, D. J. (1993) : Theory of altering field demagnetization of multidomain grains and implications for the origin of pseudo-single-domain remanence. *J. Geophys. Res.*, **98**, 4183-4190.
- Xu, S. and Dunlop, D. J. (1994) : Theory of Partial Thermalremanent Magnetization in Multidomain Grains. 2. Effect of microcoercivity distribution and comparison with experiment. *J. Geophys. Res.*, **99**, 9025-9033.
- Xu, S. and Merrill, R. T. (1992) : Stress, grain size and magnetic stability of magnetite. *J. Geophys. Res.*, **97**, 4321-4329.
- Yama-ai, M., Ozima Minoru and Nagata, T. (1963) : Self-reversal of remanent magnetization of magnetic at low temperature. *Nature*, **198**, 1188-1189.
- Zapletal, K (1990) : Low -field Suscspibility anisotropy of some biotite crystal. *Phys. Earth Planet. Int.*, **63**, 85-97.
- Zijderveld, J. D. A. (1964) : Natural remanent magnetization of some intrusive rocksfrom the Sør Rondane Mauntains, Queen Maud Land, Antarctica. *J. Geophys. Res.*, **73**, 3773-3785.

付 録

THE MAGNETIC ANISOTROPY OF GNEISSIC ROCKS FROM
THE SKARVSNES AREA, EAST ANTARCTICAMutsumi NAKAI¹, Minoru FUNAKI² and Peter WASILEWSKI³

¹*Department of Polar Science, The Graduate University for
Advanced Studies (National Institute of Polar Research),
9-10, Kaga 1-chome, Itabashi-ku, Tokyo 173*

²*National Institute of Polar Research, 9-10, Kaga 1-chome,
Itabashi-ku, Tokyo 173*

³*NASA Goddard Space Flight Center, Greenbelt Maryland 20771, U.S.A.*

Abstract: The relationship between magnetic anisotropy and natural remanent magnetization (NRM) was investigated in the gneissic rocks collected from Skarvsnes, Lützow-Holm Bay, East Antarctica. About 60% of the samples show clear gneissosity, but 40% of the samples have less clear gneissosity. The samples with gneissic fabric show magnetic anisotropy. The maximum value of H_c and I_R , and the minimum values of χ_{diff} coincide with the lineation within a foliation plane. During thermal demagnetization of the samples having stable NRM's, the NRM declinations are gradually shifted toward the direction of lineation, and they are stabilized in a plane, within the rock, having well developed foliation. The anisotropy tendency is more clearly observed by using the H_c and I_R values than χ_{diff} values. Two kinds of virtual geomagnetic pole (VGP) positions are identified from the Skarvsnes area. The former is consistent (latitude 11.2°S, longitude 16.0°E) with the previous results reported from the Lützow-Holm Bay area, and the latter (latitude 2.5°S, longitude 63.2°E) reflects the magnetic anisotropy resulting from the lineation.

1. Introduction

We report preliminary results for the natural remanent magnetization (NRM) characteristics, and magnetic anisotropy obtained from the hysteresis properties using gneissic rocks from the Skarvsnes area (latitude (Lat.)=69.5°S, longitude (Lon.)=39.6°E) on the east coast of Lützow-Holm Bay, Queen Maud Land, East Antarctica (Fig. 1).

In this area, various kind of gneissic rocks are exposed, such as garnet-biotite gneiss, hornblende gneiss, pyroxene gneiss and metabasite (ISHIKAWA *et al.*, 1977). The Skarvsnes area is situated in the granulite facies terrain of the Lützow-Holm Complex, which is geologically characterized by the progressive metamorphism of medium pressure type (HIROI *et al.*, 1987; SHIRAISHI *et al.*, 1987). The peak metamorphic condition is estimated to be $810 \pm 20^\circ\text{C}$ in temperature and about 7 kb (7×10^8 Pa) in pressure (HIROI *et al.*, 1987).

The Lützow-Holm Complex has been deformed at least twice (HIROI *et al.*,

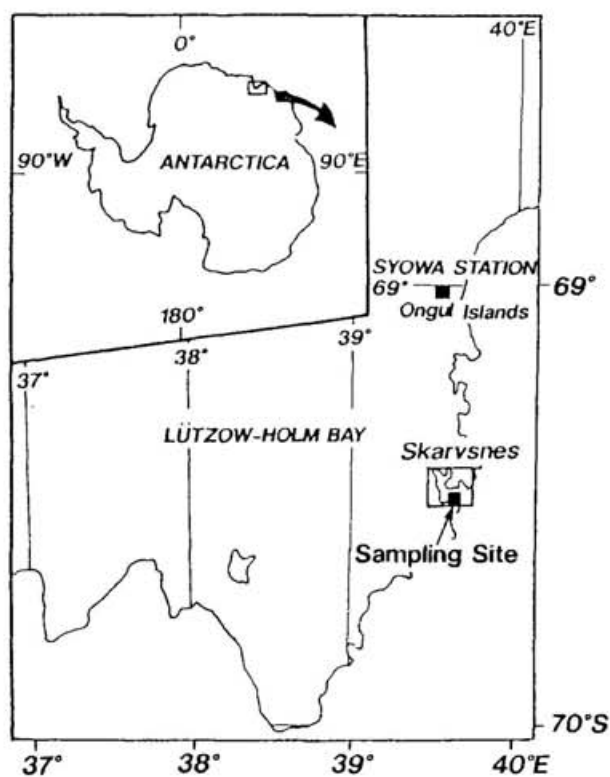


Fig. 1. The location of Skarvsnes, Antarctica.

1987), and the age of the latest regional metamorphism with associated folding was estimated to be about 500 Ma (SHIRAIISHI *et al.*, 1992). The geochronological ages of the gneissic rocks from the Skarvsnes area were obtained as 510 ± 30 Ma (Rb-Sr; NICOLAYSEN *et al.*, 1961), 458 ± 10 Ma (Rb-Sr isochron; MAEGOYA *et al.*, 1968), 1100 Ma (Rb-Sr isochron; MAEGOYA *et al.*, 1968), 1300 Ma (Rb-Sr isochron; SHIBATA *et al.*, 1986) and 1900 Ma (Pb-Pb isochron; SHIRAHATA, 1983). Ages around 500 Ma may indicate the most recent thermal event in the Skarvsnes area.

Generally, gneissic rocks have well developed layered fabric and the NRM direction appears to be influenced by the orientation of the associated magnetic mineral fabric. Anisotropy of magnetic susceptibility (AMS) has generally been used for identification of the magnetic fabric, but STEPHENSON *et al.* (1986) indicate, for example, that the single domain (SD) uniaxial prolate grains of magnetite had a zero susceptibility along the easy axis of magnetization, and an AMS did not agree with the anisotropy of an isothermal remanent magnetization (IRM). However, there does not appear to be such clarity about the relationship between the NRM direction and the magnetic anisotropy for gneissic rocks. Therefore, to elucidate the relationship between the NRM and obvious magnetic anisotropy, we evaluate magnetic susceptibility (differential susceptibility (χ_{diff}): gradient of the magnetic hysteresis loop at the abscissa after the saturation of magnetization), saturation isothermal remanent magnetization (SIRM) and coercive force (H_c) (all of which are obtained from the magnetic hysteresis loops).

2. Description of Samples and Measurements

A total of 136 oriented samples of gneissic rocks such as pyroxene gneiss, biotite gneiss, garnet biotite gneiss and other gneisses, were collected at 10 sites (site A–site J) around Mt. Suribati, southern part of Skarvsnes (Lat.=69°30', Lon.=39°39') as located in Fig. 1. The drilled one inch core samples were cut into one inch long

Table 1. The characteristics of samples from Skarvsnes.

Site	Sample name	Rock	N	Gneissosity
A	921- 939	Garnet-biotite gneiss	14	○
		Garnet gneiss	5	×
B	940- 955	Garnet-hornblende gneiss	5	△
		Garnet-biotite gneiss	6	△
		Garnet gneiss	5	○
C	956- 962	Pyroxene gneiss	4	○
		Hornblende gneiss	3	×
D	963- 976	Pyroxene gneiss	10	△
E	977- 980	Biotite gneiss	4	×
F	981- 984	Metabasite	4	×
G	985- 990	Biotite gneiss	6	○
H	991- 998	Garnet-biotite gneiss	6	○
I	999-1014	Garnet gneiss	6	△
		Garnet-biotite gneiss	10	○
J	1015-1060	Pyroxene gneiss	20	×
		Garnet gneiss	26	○

Gneissosity; ○ : well developed lineation and foliation, △ : poorly and no developed foliation, × : no developed foliation.

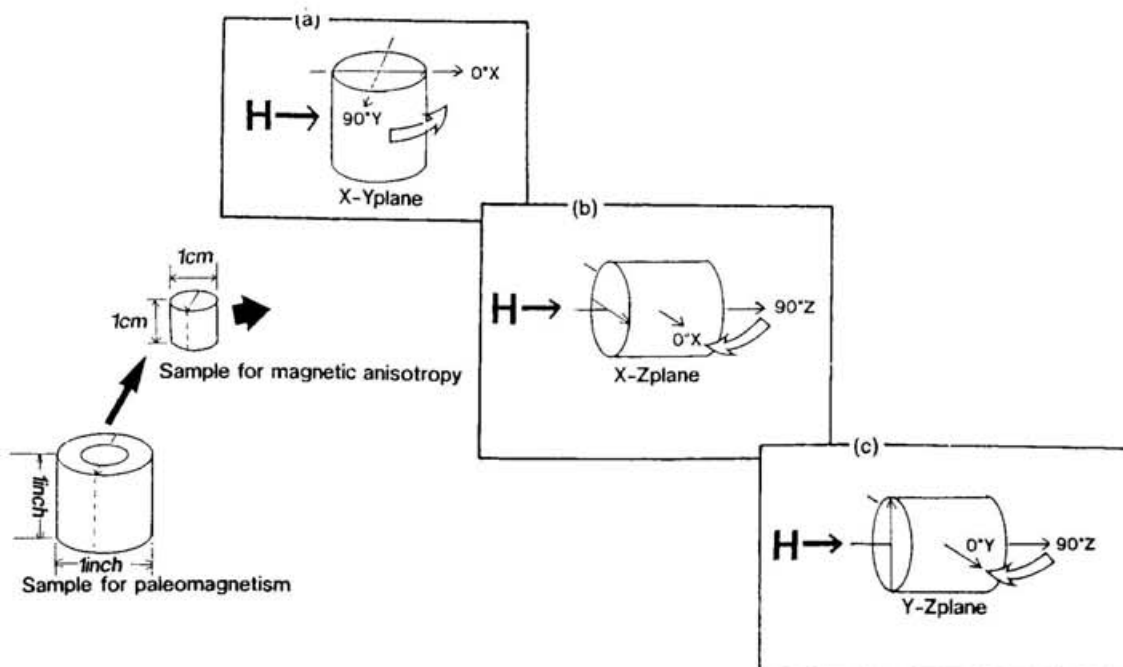


Fig. 2. The method of measuring magnetic anisotropy by a VSM.

cylinders for analysis. Clear gneissosity was recognized in 73 samples, but it was less clear in 58 samples. The character of the gneissosity in rock types from each sampling site, is indicated in Table 1.

The NRM's before and after AF and thermal demagnetizations were measured using a 3-axis cryogenic magnetometer. The magnetic hysteresis loops were measured at room temperature using cylindrical core samples of 1 cm in both diameter and length. The magnetic hysteresis loops were determined by cycling between -0.8 T and $+0.8$ T, from which I_R , H_C and χ_{diff} values were obtained. In order to estimate spatial variations of the magnetic properties, the hysteresis loops were measured at every 15° in the x - y , y - z and z - x planes of the sample (Fig. 2).

3. NRM Characteristics

A survey of the NRM stability to AF and thermal demagnetizations was completed for select samples in order to determine the demagnetization characteristics. The AF demagnetization was carried out, stepwise at every 5 mT up to 50 mT, and the thermal demagnetization in 50°C steps up to 630°C . The typical Zijderveld projection for one sample which carries a stable NRM component is shown in Fig. 3a. During thermal demagnetization, the soft component was removed from the NRM ($2.58 \times 10^{-5} \text{ Am}^2/\text{kg}$) below 230°C . On the basis of these results, the optimum field and temperature for the magnetic cleaning were assumed to be 25 mT and 230°C , respectively.

The samples showing stable NRM's against AF demagnetization and the NRM directions after thermal demagnetization at 280°C are shown in Fig. 4. The direc-

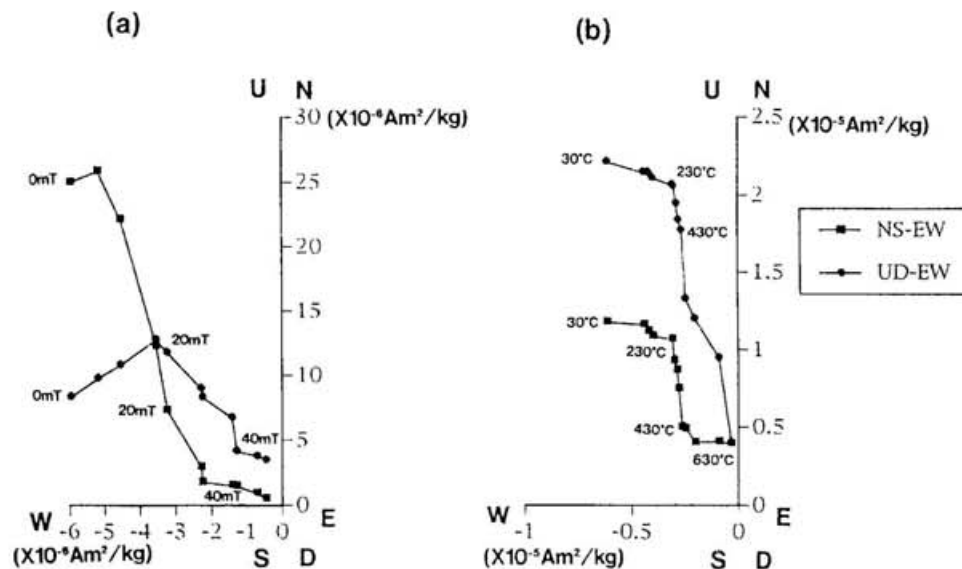


Fig. 3. Zijderveld graphs of AF and thermal demagnetization of NRM of the gneissic rocks from Skarvsnes. E: East, W: West, N: North, S: South, U: Up, D: Down

(a) AF demagnetization (0–50 mT).

(b) Thermal demagnetization (30°C – 630°C).

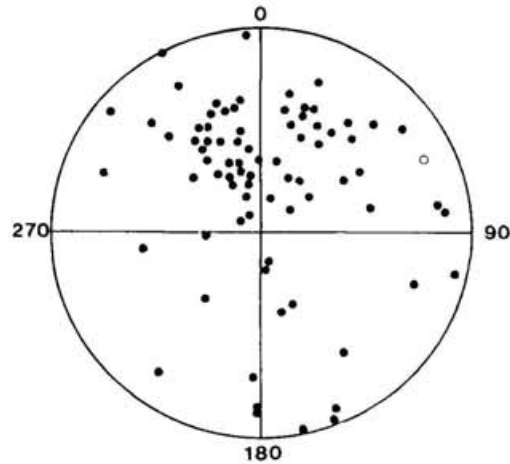


Fig. 4. All NRM directions which have stable NRM against AF demagnetization (after thermal demagnetization: 330°C or 280°C).

tions of the stable NRM's are scattered. The dispersion of the directions of the stable component of the NRM seems to correlate with the gneissosity of the samples.

Samples were divided into two groups based on the extent to which the NRM directions move toward the lineation within the foliation planes, *i.e.*, group (ab) and (c). Group (ab) NRM directions move slightly toward lineation within a foliation plane of the rocks, and group (c) NRM's exhibit drastic excursions. Observationally, the samples without foliation or with poorly-developed foliation were found to belong to group (ab) and those with well-developed foliation to group (c).

Figure 5 shows three examples of group (c). The solid/open circles show downward/upward NRM directions, and solid/dotted arrows denote upward/downward directions of the lineation within the foliation plane. The directions of the original NRM after AF (25 mT) demagnetization and after thermal (180°C, 280°C

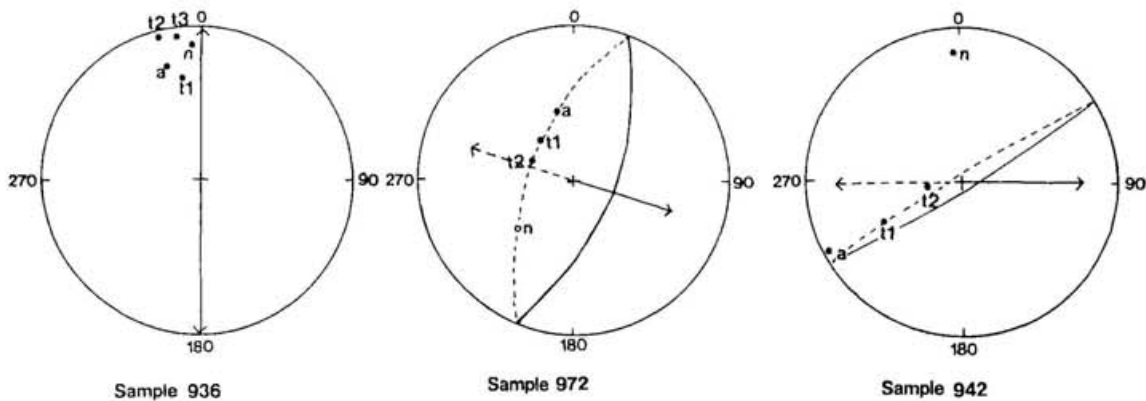


Fig. 5. Change in the direction of NRM during the demagnetizations, and the direction of fabric lineation of minerals within a foliation plane. (The arrow of solid line: upper hemisphere, the arrow of the broken line: the lower hemisphere, n: original NRM, a: after AF demagnetization at 25 mT, t1/t2/t3: after thermal demagnetization at 180°C/230°C/330°C)

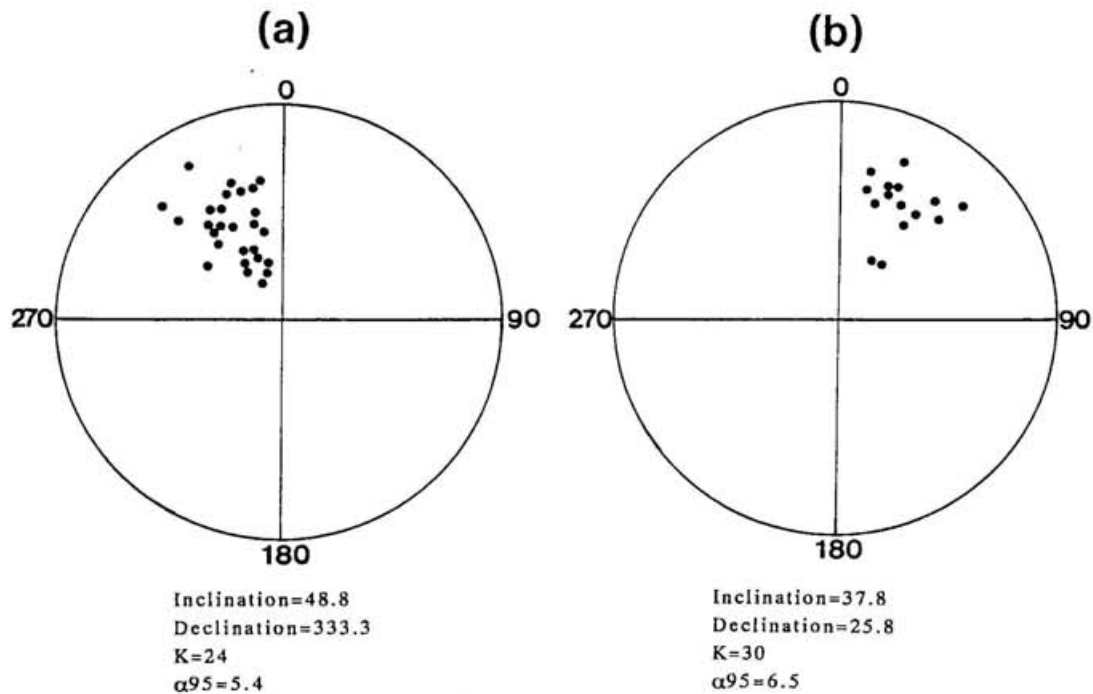


Fig. 6. The paleomagnetic results of the gneissic rocks from Skarvsnes area.

(a) VGP: Lat. = 11.2° S, Lon. = 16.0° E

(b) VGP: Lat. = 2.5° S, Lon. = 63.2° E

and 330°C) demagnetizations are denoted n , a , t_1 , t_2 and t_3 , respectively. The direction of the original NRM for sample 936 is nearly parallel to that of the lineation. In the case of sample 972 and sample 942, the NRM directions during demagnetizations align along a great circle. For these two cases, the NRM direction after thermal demagnetization at 280°C (t_2) finally aligned with the lineation.

After thermal demagnetization at 280°C, the NRM directions of the samples of group (ab), fall into two sub-groups with different mean directions. The mean direction of group (a) is inclination (I)=48.8°, declination (D)=333.3° with the sample number (N)=27, precision $K=24$ and confidence of 95% probability (α_{95})=5.4°. The mean direction of group (b) is; $I=37.8^\circ$, $D=25.8^\circ$, $N=15$, $K=30$ and $\alpha_{95}=6.5^\circ$. From these results, vertical pole positions (VGP) were derived from the mean NRM directions of data sets shown in Fig. 6.

4. Magnetic Anisotropy

In order to elucidate the relation between the NRM direction and the anisotropy of the magnetic properties, we subjected cylindrical core samples to magnetic hysteresianal; from which magnetic properties (I_R , H_C and χ_{diff}) were derived. Figure 7 shows an example of the variation of I_R , H_C and χ_{diff} values in the x - y plane for one sample from each group (sample 926: group (a), sample 921: group (b) and sample 942: group (c)).

In the case of the samples in group (a), H_C and I_R values are regarded as

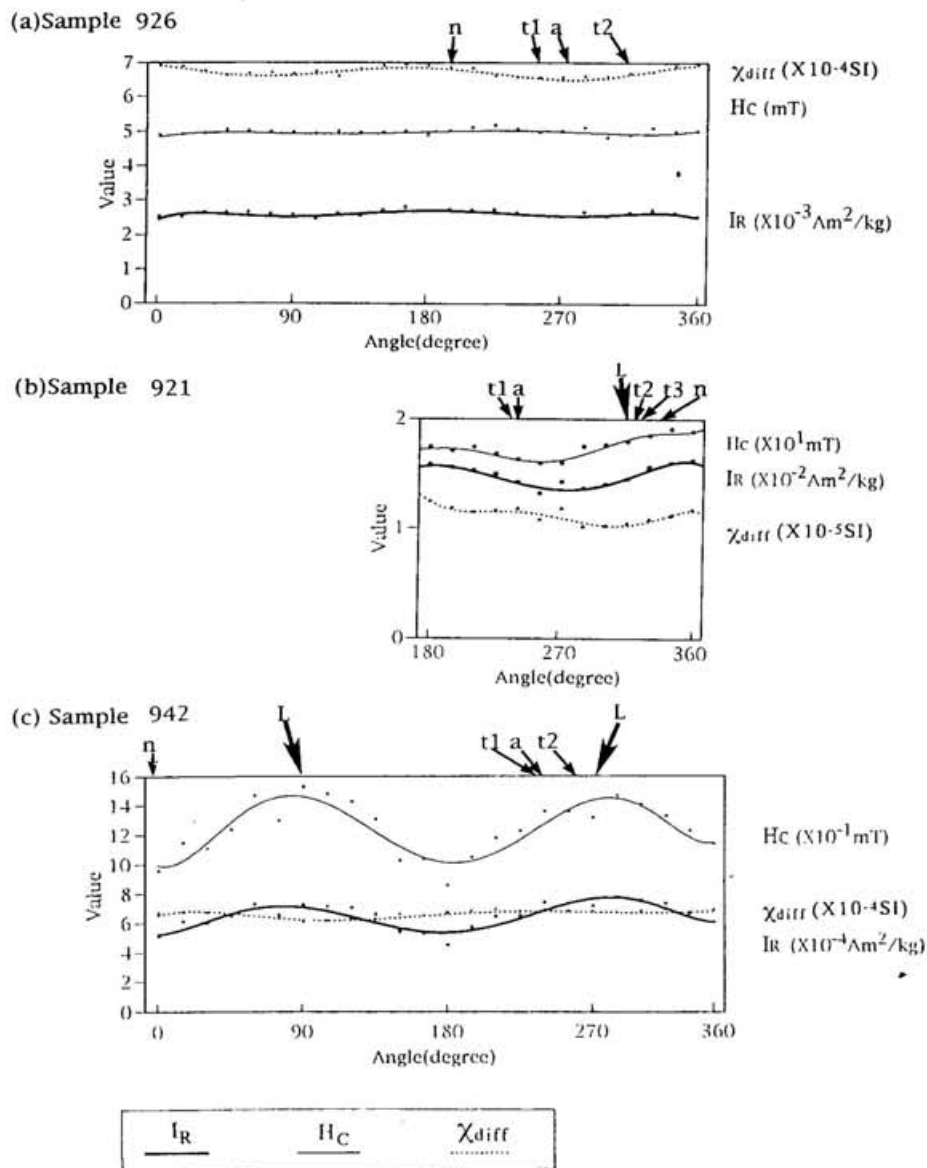


Fig. 7. The magnetic anisotropy of gneissic rocks from Skarvsnes. I_R : saturation isothermal remanent magnetization, H_C : coercive force, χ_{diff} : differential susceptibility at abscissa of the hysteresis loop, $\downarrow L$: the direction of the lineation, \downarrow : the direction of NRM (n: original NRM, a: after AF demagnetization at 25 mT, t1, t2, t3: after thermal demagnetization at 180° C, 280° C, 330° C).

- (a) The sample which belongs to group (a) in Fig. 6, with no developed foliation.
 (b) The sample which belongs to group (b) in Fig. 6, with poorly developed foliation.
 (c) The sample which belongs to group (c) with well developed lineation and foliation.

isotropic within experimental error. On the other hand, a maximum value ($\chi_{diff(max)}$) can be recognized at 0° and 180°, and a minimum one ($\chi_{diff(min)}$) at 90° and

270°. The NRM direction does not shift toward the ($\chi_{\text{diff}(\text{min})}$) or ($\chi_{\text{diff}(\text{max})}$) during the demagnetizations. The sample of group (b) shows small anisotropy in H_C and I_R , indicating maximum values ($H_{C(\text{max})}$, $I_{R(\text{max})}$) at 180° and 360° and minimum values ($H_{C(\text{min})}$, $I_{R(\text{min})}$) at about 270°. The χ_{diff} value of this sample is too small (19%, $((\chi_{\text{diff}(\text{max})} - \chi_{\text{diff}(\text{min})}) / \chi_{\text{diff}(\text{mean})}) \times 100(\%)$) to observe anisotropy. The NRM declinations after thermal demagnetizations (t_2 and t_3) are almost parallel to the direction of the lineation within a foliation plane. The group (c) sample shows large anisotropy in I_R and H_C , indicating maximum values ($H_{C(\text{max})}$, $I_{R(\text{max})}$) at 90° and 280° and minimum values ($H_{C(\text{min})}$, $I_{R(\text{min})}$) at 0° and 190°. On the other hand, the anisotropy in χ_{diff} of this sample is small and anti-phase to that of H_C and I_R . The direction of $H_{C(\text{max})}$ and $I_{R(\text{max})}$ is almost parallel to that of the lineation. The NRM declination shifts toward the direction of the lineation during the progressive demagnetizations up to 280°C (t_2).

5. Discussion

In this study, the samples with stable NRM's against AF demagnetization, are classified into 3 groups (a, b, c) based on demagnetization characteristics and NRM clusters; group (a): the NRM's cluster (the mean direction: $I = 48.8^\circ$, $D = 333.3^\circ$) and the directions do not shift during the demagnetizations; group (b): they make a cluster, (the mean direction: $I = 37.8^\circ$, $D = 35.8^\circ$) but the direction is shifted; group (c) scatters widely. The VGP position calculated from the mean NRM of group (a) is Lat. = 11.2°S and Lon. = 16.0°E with $\alpha_{95} = 5.4^\circ$, and that of group (b) is Lat. = 2.5°S, Lon. = 63.2°E and $\alpha_{95} = 6.5^\circ$. VGP positions (similar to group (a)) have been reported from the various Lützow-Holm Bay areas (NAGATA and YAMA-AI, 1961; KANEOKA *et al.*, 1968; FUNAKI and WASILEWSKI, 1986). The VGP position fits the apparent polar wander path (APWP) of Gondwana at 430–450 or 510–530 Ma (THOMPSON and CLARK, 1982). The ages of the rocks from Skarvsnes were reported to be 510 ± 30 Ma (Rb-Sr; NICOLAYSEN *et al.*, 1961) and 458 ± 10 Ma (Rb-Sr isochron; MAEGOYA *et al.*, 1968), and therefore the VGP position is supported by the geochronological results. This consistency of the VGP and correlative dating may suggest that the NRM direction of the group (a) was not disturbed drastically by minor amounts of magnetic anisotropy resulting from the gneissosity. Actually, extremely small anisotropy is observed (Fig. 7a) for the samples in this group. However, the VGP position obtained from the NRM's for group (b) was inconsistent with the APWP of Gondwana throughout the Paleozoic and Mesozoic. The samples in this group had measurable anisotropy and the data imply that the NRM shifted in the direction of lineation during the demagnetization. The VGP position of group (b) is located eastward from the expected site, as discussed above. The cause of the result may be the development of foliation in the granulites along an E-W strike (ISHIKAWA *et al.*, 1977).

From these viewpoints, the reliable NRM directions cannot be obtained from the samples of group (a) which have not been significantly affected by the foliation. Therefore, we must check influences of foliation and lineation on NRM arrays when

we study paleomagnetism of gneissic rocks.

Another important feature in this study is the obvious and useful use of hysteresis loop analysis with the VSM. Figure 7 shows the χ_{diff} anisotropy curves for sample 942 of group (c) anti-phase to that of H_C and I_R . The $H_{C(max)}$ and $I_{R(max)}$ of this sample are approximately in the directions of lineation within a foliation plane, but the direction of $\chi_{diff(max)}$ deviated 90° from the direction of lineation. POTTER and STEPHENSON (1990) observed similar phenomena in samples with uniaxial anisotropy whether SD or multi-domain (MD) grains. The systematic changes of declination toward the direction of lineation within a foliation plane, during thermal demagnetization, may be explained by the characteristic distributions of MD and SD grains. The NRM consists of hard and soft components; the stable (hard) component should be carried by the SD grains, while the unstable part reflects the MD grains.

STEPHENSON *et al.* (1986) reported that the anisotropy of isothermal remanent magnetization (IRM) acquired at 0.2 T was larger than that of χ_i . We show that the anisotropies of H_C and I_R curves (Fig. 7c) are larger than that of χ_{diff} . The χ_{diff} value which we obtain by a VSM is similar to χ_i value physically. Therefore, the anisotropy degree is more effectively measured by the IRM, I_R and H_C values than χ_i and χ_{diff} values for gneissic rocks.

6. Concluding Remarks

(1) Only samples without gneissosity carry the reliable NRM's. The NRM's of gneissic samples are disturbed by the anisotropy of magnetic properties due to lineation fabric.

(2) The reliable 500 Ma VGP position obtained from granulites in the Skarvnes area comes from samples without significant magnetic anisotropy. The VGP is 11.2°S latitude and 16.0°E longitude, consistent with prior work from Lützow-Holm Bay.

(3) The maximum anisotropy axis of the H_C and I_R values coincide with the direction of lineation in the sample; the maximum value of χ_{diff} is observed perpendicular to the direction of lineation.

(4) The H_C and I_R values are a more effective measure of the magnetic anisotropy than the χ_{diff} value.

Acknowledgments

The authors wish to thank referees (Dr. M. OZIMA of Kakioka Magnetic Observatory and Dr. K. SHIRAIISHI of National Institute of Polar Research) for various useful suggestions.

References

- FUNAKI, M. and WASILEWSKI, P. (1986): Preliminary studies of natural remanent magnetization of the rocks collected from Ongul Islands, East Antarctica. Mem. Natl Inst. Polar Res., Spec.

Issue, **43**, 37-47.

- HIROI, Y., SHIRAISHI, K., MOTOYOSHI, Y. and KATSUSHIMA, T. (1987): Progressive metamorphism of calc-silicate rocks from the Prince Olav and Sôya Coast, East Antarctica. *Proc. NIPR Symp. Antarct. Geosci.*, **1**, 73-97.
- ISHIKAWA, T., YANAI, K., MATSUMOTO, Y., KIZAKI, K., KOJIMA, S., TATSUMI, T., KIKUCHI, T. and YOSHIDA, M. (1977): Geological map of Skarvsnes, Antarctica. *Antarct. Geol. Map Ser.*, Sheet 6 and 7 (with explanatory text 10 p.). Tokyo, Natl Inst. Polar Res.
- KANEOKA, I., OZIMA, M., OZIMA, M., AYUKAWA, M. and NAGATA, T. (1968): K-Ar ages and palaeomagnetic studies on rocks from the east coast of Lützow-Holm Bay, Antarctica. *Nankyoku Shiryô (Antarct. Rec.)*, **31**, 12-20.
- MAEGOYA, T., NOHDA, S. and HAYASE, I. (1968): Rb-Sr dating of the gneissic rocks from the east coast of Lützow-Holm Bay, Antarctica. *Mem. Fac. Sci., Kyoto Univ., Sci. Geol. Mineral.*, **35**, 131-138.
- NAGATA, T. and YAMA-AI, M. (1961): Palaeomagnetic studies on rocks on the coast of Lützow-Holm Bay. *Nankyoku Shiryô (Antarct. Rec.)*, **11**, 225-227.
- NICOLAYSEN, L.O., BURGER, A.J., TATSUMI, T. and AHRENS, L.H., (1961): Age measurements on pegmatites and a basic charnokite lens occurring near the Lützow-Holm Bay, Antarctica. *Geochim. Cosmochim. Acta*, **22**, 94-98.
- POTTER, D.K. and STEPHENSON, A. (1990): Field impressed magnetic anisotropy in rocks. *Geophys. Res. Lett.*, **17**, 2437-2440.
- SHIBATA, K., YANAI, K. and SHIRAISHI, K. (1986): Rb-Sr whole rock ages of metamorphic rocks from eastern Queen Maud Land, East Antarctica. *Mem. Natl Inst. Polar Res., Spec. Issue*, **43**, 133-148.
- SHIRAHATA, H. (1983): Lead isotopic composition in metamorphic rocks from Skarvsnes, East Antarctica. *Antarctic Earth Science*, ed. by R.L. Oliver *et al.* Canberra, Aust. Acad. Sci., 55-58.
- SHIRAISHI, K., HIROI, Y., MOTOYOSHI, Y. and YANAI, K. (1987): Plate tectonic development of Late Proterozoic paired metamorphic complexes in eastern Queen Maud Land, East Antarctica. *Gondwana Six: Structure, Tectonics and Geophysics*, ed. by G.W. MCKENZIE. Washington, D.C., Am. Geophys. Union, 309-318.
- SHIRAISHI, K., HIROI, Y., ELLIS, D.J., FANNING, C.M., MOTOYOSHI, Y. and NAKAI, Y. (1992): Provenance of the Lützow-Holm Complex, East Antarctica—Ion microprobe U-Pb study of zircons (II). *Dai-12-kai Nankyoku Chigaku Shinpojiumu Purogurame-Kôen Yôshi (Program Abstr. 12th Symp. Antarct. Geosci.)*. Tokyo, Natl Inst. Polar Res., 5-6.
- STEPHENSON, A., SADIKUN, S. and POTTER, D.K. (1986): A theoretical and experimental comparison of the anisotropies of magnetic susceptibility and remanence in rocks and minerals. *Geophys. J. R. Astron. Soc.*, **84**, 185-200.
- THOMPSON, R. and CLARK, R.M. (1982): A robust least-squares Gondwana apparent polar wander path and question of paleomagnetic assessment of Gondwana reconstruction. *Earth Planet. Sci. Lett.*, **57**, 152-157.

(Received April 6, 1993; Revised manuscript received July 6, 1993)

ANISOTROPY OF MAGNETIC HYSTERESIS
PROPERTIES OF AUDIO-TAPE
SAMPLES: ITS APPLICATION FOR THE MAGNETIC
ANISOTROPY OF GNEISSIC ROCKS

Mutsumi NAKAI

*Department of Polar Science, The Graduate University for Advanced Studies
(National Institute of Polar Research),
9-10, Kaga 1-chome, Itabashi-ku, Tokyo 173*

Abstract: The magnetic anisotropy of hysteresis properties of audio-tape samples which were made from single domain (SD) of γ -hematite were measured using a vibration sample magnetometer (VSM). Subsequently after alternating field demagnetization (AF demagnetization) of natural remanent magnetization (NRM) up to 60 mT, the anhysteretic remanent magnetization (ARM) was produced by applying an external alternating field up to 120 mT under the geomagnetic field in the laboratory. After these ARM acquisitions, these ARMs were demagnetized by AF field up to 70 mT. On the hysteresis properties of audio-tape, H_C (coercivity) and I_R (saturation isothermal remanent magnetization) were found to be more anisotropic than χ_{diff} (differential susceptibility at low field); these anisotropic maximum axes were parallel to the length of the tape. The anisotropic maximum axis of χ_{diff} was perpendicular to that of I_R and H_C in the tape plane. The most stable remanent magnetization after AF demagnetization remained parallel to the maximum axis of H_C and of I_R . On the basis of the similarity of the magnetic properties between the tape sample and the gneissic rocks from the Skarvsnes area, East Antarctica, it is clear that SD alignment in rocks shows the perpendicular anisotropic maximum axis of χ_{diff} to that of I_R and H_C . Therefore, this anti-phase of the anisotropy may be an important index to determine SD alignment in metamorphic rocks. The present study suggests that the NRM from old rocks not always shows the ancient geomagnetic field.

1. Introduction

The measurement of anisotropy of magnetic hysteresis properties is a useful method for the identification of the alignment of magnetic minerals in rocks. Some gneissic rocks have magnetic mineral alignment, and show magnetic anisotropy. NAKAI *et al.* (1993) have measured the anisotropy of the magnetic hysteresis properties (*i.e.*, H_C (coercivity), I_R (saturation isothermal remanent magnetization) and χ_{diff} (differential susceptibility at low field)) of gneissic rocks from Skarvsnes (Latitude=69.5°S, Longitude=36.6°E), East Antarctica, with a Vibration Sample Magnetometer (VSM). The values of H_C and I_R of these rocks from Skarvsnes were more anisotropic than χ_{diff} . Therefore, NAKAI *et al.* (1993) concluded that H_C and I_R were a more effective measure of the magnetic anisotropy of paleomagnetic rock samples than χ_{diff} . The maximum anisotropy axis of H_C and I_R

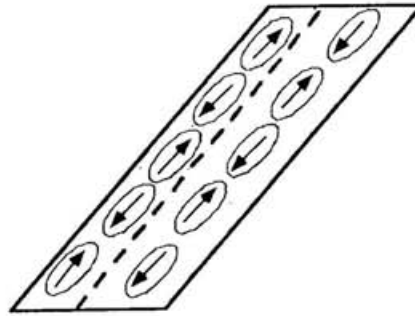


Fig. 1. The SD alignment of an audio-tape sample.

coincided with the direction of lineation in the sample, and the natural remanent magnetization (NRM) direction after thermal demagnetization turned toward the maximum anisotropy axis (NAKAI *et al.*, 1993). However, it is still not clear what grain alignment contributes to the anisotropies of I_R , H_C and χ_{diff} .

In general, both multi domain (MD) and single domain (SD) size grain magnetic minerals are contained in natural rocks; sometimes they are aligned. In order to understand the characteristics of magnetic minerals which show alignment, the author prepared an audio-tape in which ellipsoidal grains of SD of γ -hematite are well known to align, as shown in Fig. 1, and measured the anisotropy of the hysteresis properties using a VSM. If the gneissic rocks have SD alignment, the anisotropy of hysteresis properties of the gneissic rocks should be similar to those of an audio-tape. In this paper, the author compared the magnetic anisotropy of audio-tape samples with that of gneissic rocks from Skarvsnes, and reports what size grains contribute to the magnetic anisotropy.

2. Measurements of the Audio-tape Samples

A piece of an audio-tape was cut to 1 cm length and was set as shown in Fig. 2. The hysteresis loops of the audio-tape sample were measured every 5° with a VSM in the X-Y, Y-Z and Z-X planes (Fig. 3). The anisotropy of three magnetic properties (I_R , H_C and χ_{diff}) was obtained from these hysteresis loops (NAKAI *et al.*, 1993). From these measurements, I realized that the maximum value of H_C of my audio-tape sample is very

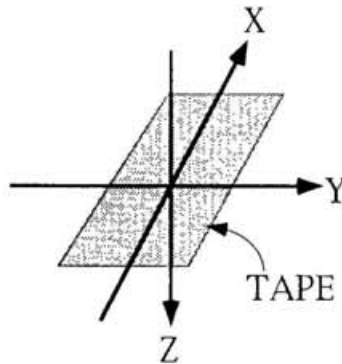


Fig. 2. The setting of the X-Y-Z axes for the audio-tape samples.

large (about 300 mT).

The 60 mT alternating field demagnetizations (AF demagnetization) of NRM were carried out for the audio-tape samples which were set as shown in Fig. 2. The result is shown in Fig. 4. This is in agreement with the above result that the samples have high

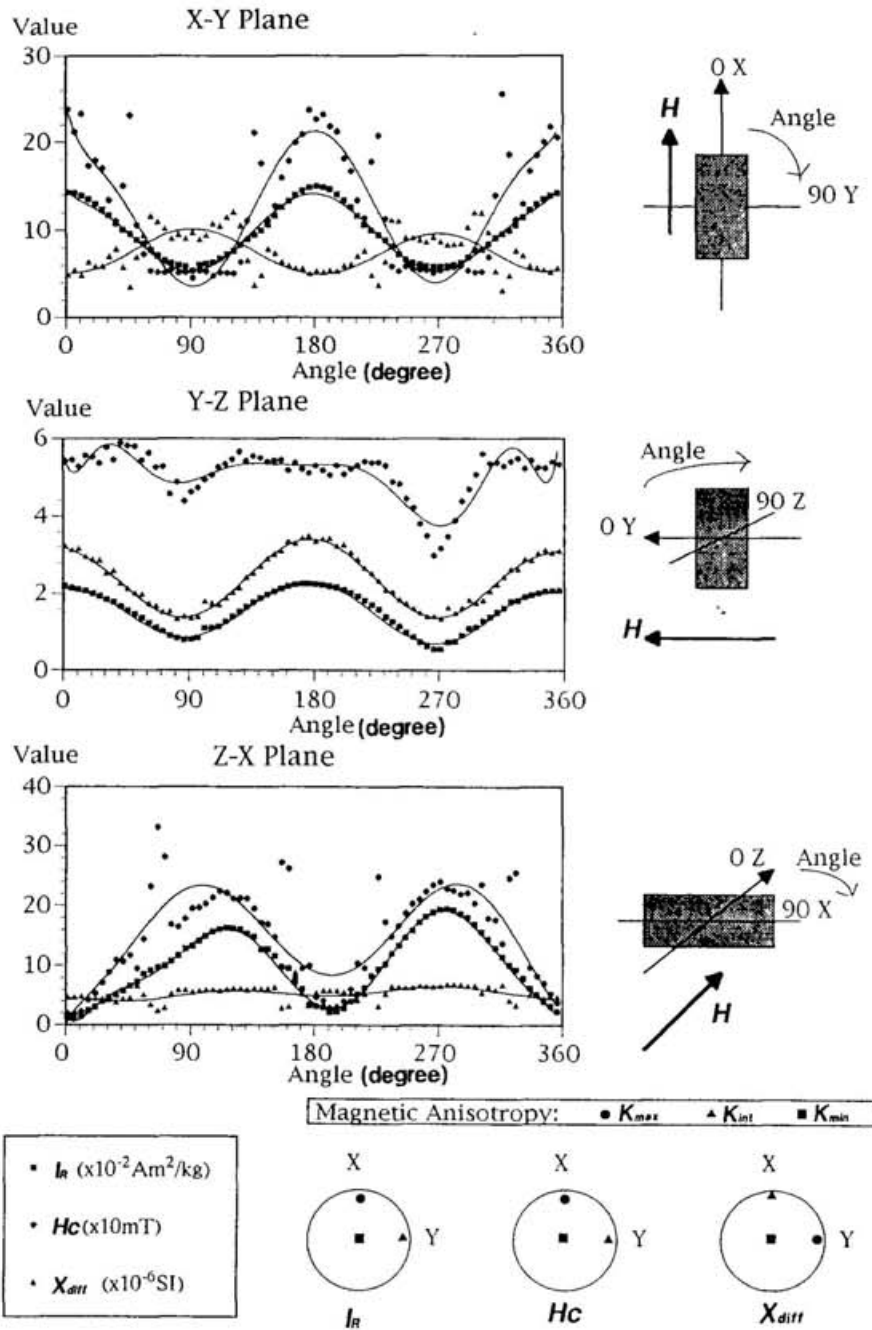


Fig. 3. The magnetic anisotropy of the audio-tape samples. H : The direction of the external field of a VSM, I_R : saturation isothermal remanent magnetization, H_C : coercivity, χ_{diff} : differential susceptibility at low field, K_{max} , K_{int} , K_{min} : The eigenvector axes of the ellipsoid of a magnetic anisotropy tensor.

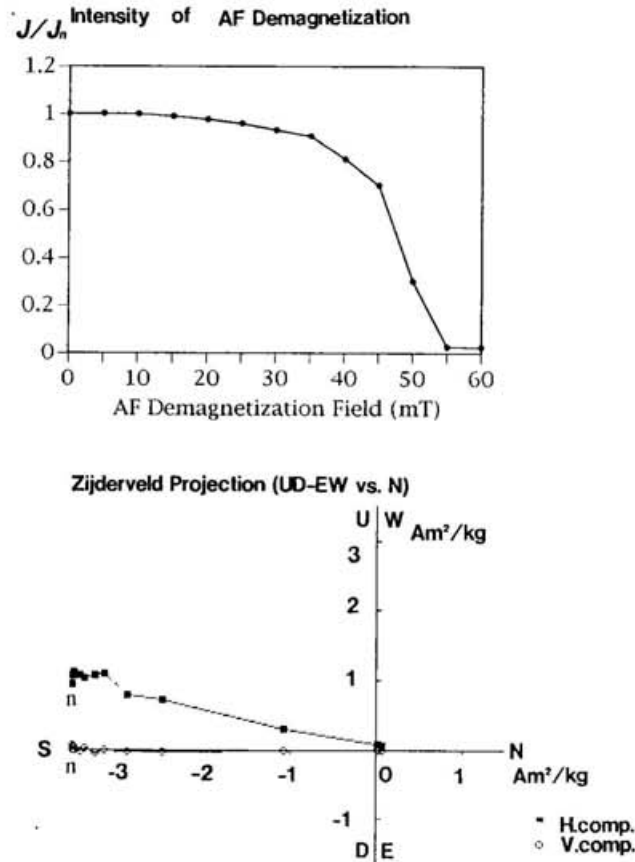


Fig. 4. Change of intensity and the Zijderfeld projection with the stepwise AF demagnetization of the audio-tape sample. J : intensity of remanent magnetization, J_n : intensity of an NRM, E: East (Y), W: West ($-Y$), N: North (X), S: South ($-X$), U: up ($-Z$), D: Down (Z). H. comp.: horizontal component, V. comp.: vertical component, n: a position of an NRM.

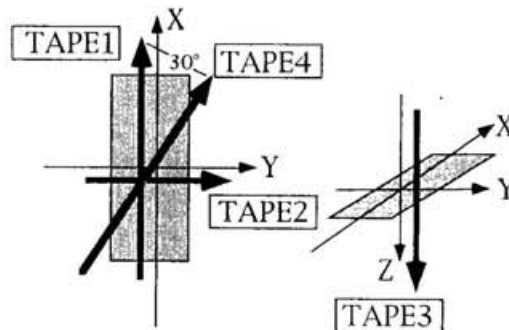


Fig. 5. The ARM directions for the audio-tape samples. An alternating external field was applied to four audio-tape samples (TAPE1-4) under the geomagnetic field in laboratory. The big arrows show the direction of the geomagnetic field (H_E).

H_C ; these results imply that a magnetic carrier of the audio-tape samples is an SD grain (DAY *et al.*, 1977).

An audio-tape cannot be heated; therefore, we cannot magnetize it by heating (thermo-remanent magnetization; TRM). Instead, anhysteretic remanent magnetization (ARM) was created stepwise at 10 mT on four samples into four directions (TAPE1-4, in Fig. 5) under the geomagnetic field H_E (about 3.566×10^4 nT), and alternating fields up to 120 mT (Fig. 6). Subsequently, the AF demagnetizations were carried out stepwise at every 5 mT up to 70 mT (Fig. 7). These results on ARM show that these ARMs are very stable, suggesting that TRM of this sample is also stable and supporting the above implication that a magnetic carrier of the audio-tape sample is made of an SD grain.

3. The Anisotropy of Hysteresis Properties

Figure 3 shows the anisotropy of hysteresis properties (I_R , H_C and χ_{diff}) of the audio-tape sample using a VSM. The anisotropy of I_R and H_C is larger than χ_{diff} in the X-Y and Z-X planes, but the anisotropy of these three properties is almost the same in the Y-Z plane. In the Y-Z plane and in the Z-X plane, three properties are in phase, showing peak anisotropy at the same angle (Y-Z plane: Angle=0°, 180° and 360°, Z-X plane: Angle=120° and 270°), while in the X-Y plane, the anisotropy of χ_{diff} shows the anti-phase to that of I_R and H_C , the peak anisotropy angles being 90° and 270°.

Anisotropy of magnetic susceptibility (AMS) is a frequently used anisotropic property. Here, susceptibility means initial susceptibility. χ_{diff} in experiments is regarded as an initial susceptibility. An AMS is an ellipsoid of magnetic susceptibility defined by the length and orientation of its three principal axes, $K_{max} > K_{int} > K_{min}$. These are the three eigenvectors of the anisotropy tensor. Using these quantities, the parameters; L , F , P and E are defined as follows (ROCHETTE *et al.*, 1992).

$$L \text{ (lineation)} = K_{max} / K_{int} \quad (1)$$

$$F \text{ (foliation)} = K_{int} / K_{min} \quad (2)$$

$$P \text{ (anisotropy factor)} = K_{max} / K_{min} \quad (3)$$

$$E \text{ (ellipsoid)} = F / L = K_{int}^2 / K_{max} K_{min} \quad (4)$$

It is considered that L is a measure of the extent of linear parallel orientation of particles, and F of their planar distribution. The ratio E is termed the eccentricity E of the ellipsoid (COLLINSON, 1983). If $E > 1$ the ellipsoid is oblate; if $E < 1$ the ellipsoid is prolate. These parameters are usually used for AMS, but these are useful for other magnetic anisotropies (*i.e.*, I_R and H_C). Therefore I calculated these parameters (L , F , P

Table 1. The magnetic anisotropy parameters of an audio-tape samples.

	L	F	P	E	Shape of E
I_R	4.06	4.13	16.81	1.02	oblate
H_C	4.63	1.59	7.37	0.34	prolate
χ_{diff}	1.19	1.86	2.21	1.56	oblate

L : lineation of magnetic anisotropy, F : foliation of magnetic anisotropy,

P : anisotropy factor, E : ellipsoid of magnetic anisotropy (F/L).

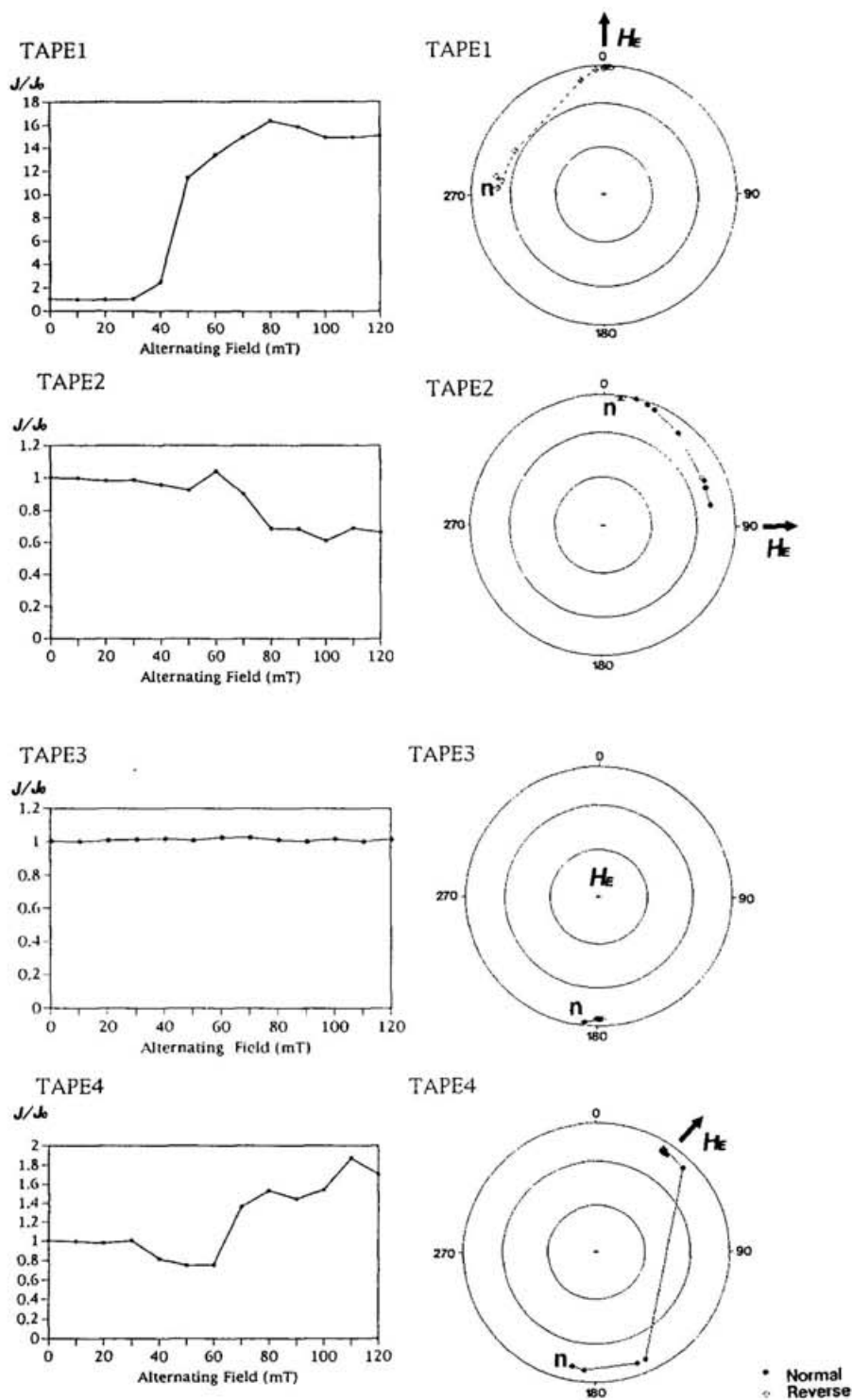


Fig. 6. Experiments on the ARM of audio-tape samples. H_E : the direction of the geomagnetic field, n : a position before ARM experiments. "0" on the polar chart is the direction of the X axis. J : intensity of remanent magnetization. J_0 : intensity of a remanent magnetization before ARM experiments.

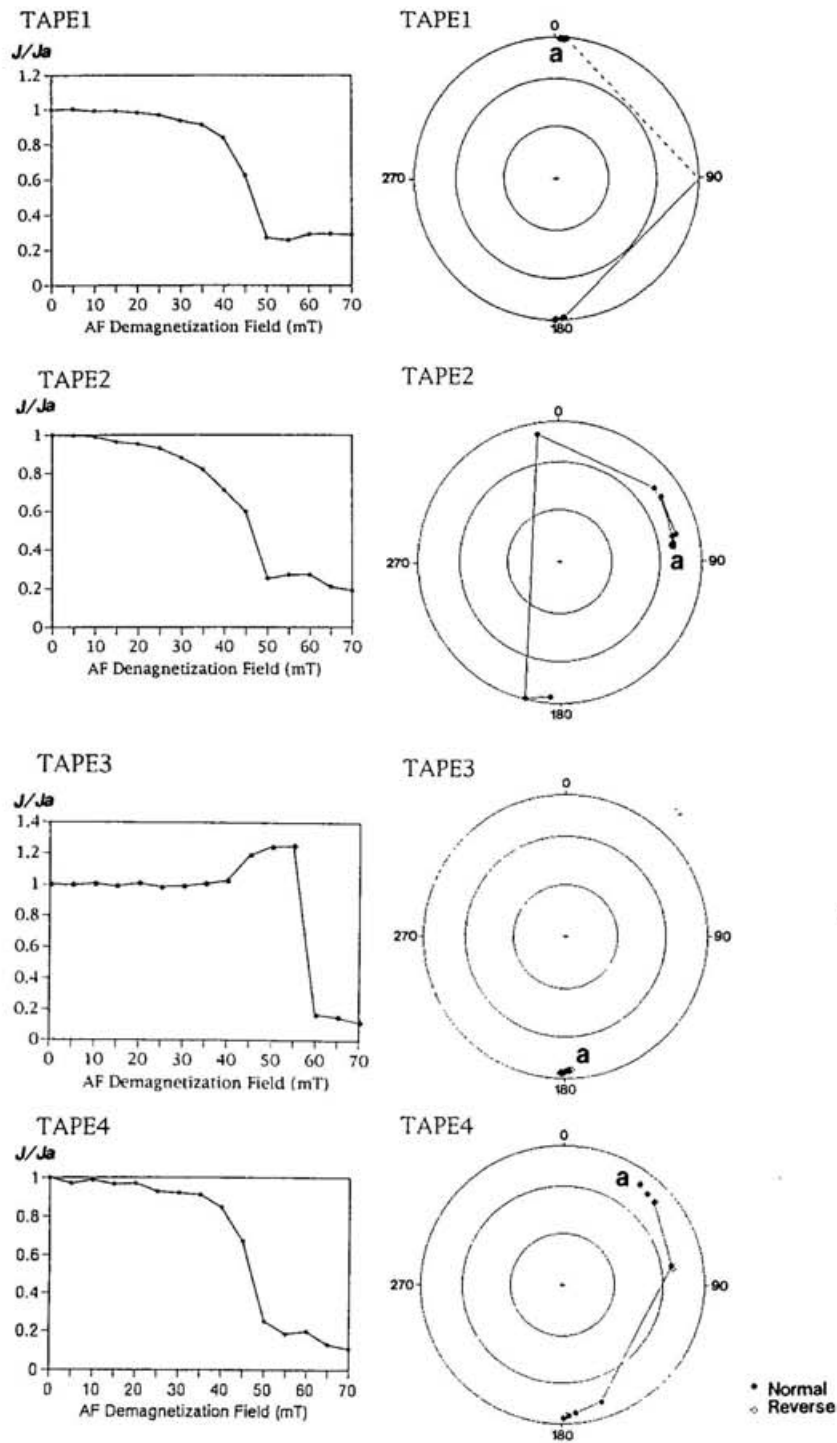


Fig. 7. The AF demagnetizations after ARM experiments. *a*: a position before AF demagnetizations. "0" on the polar chart is the direction of the X axis. J : intensity of remanent magnetization. J_a : intensity of remanent magnetization before AF demagnetizations.

and E) of the audio-tape samples; averages of these parameters are listed in Table 1.

The averages of L , F and P of I_R and H_C are larger than those of χ_{diff} , and the each average of E shows different value (Table 1). On the basis of these results, I conclude that these magnetic anisotropies (χ_{diff} , I_R and H_C) are controlled by different magnetic grains or characteristics. As shown in Fig. 3, the direction of K_{max} of I_R and H_C is parallel to that of X, K_{int} to Y and K_{min} to Z. Taking the configuration of the magnetic grain in the audio-tape (Fig. 1) into account, these results are reasonable. On the other hand, the K_{max} , K_{int} and K_{min} of χ_{diff} are parallel to that of Y, X and Z, respectively, this result does not agree with two other anisotropies (I_R and H_C).

4. ARM Experiments and AF Demagnetizations

Figure 6 shows the change of ARM intensities and directions during the acquisition process. The arrow of H_E is the direction of the external direct field. When the sample has no magnetic anisotropy, the ARM is thought to be obtained in the direction of the external field. In TAPE1, the direction of H_E is in the X axis, which coincides with the direction of K_{max} of H_C and I_R . The ARM intensity of TAPE1 increased considerably with an alternating field increase and saturated at about 80 mT, and the direction of the ARM turned to that of the external field H_E .

In TAPE2, the direction of H_E is the Y axis as shown in Fig. 5. The ARM intensity of TAPE2 decreased at 80 mT of the alternating field, and the direction of the ARM changed to that of H_E from that of the NRM direction at 80 mT. This means that the sample ARMs were parallel to H_E . Consequently, the intensity of TAPE2 decreased at 80 mT, due to the acquisition of an ARM which is perpendicular to the original NRM.

In the case of TAPE3, H_E was applied in the direction of the Z axis which coincided with the direction of K_{min} of H_C and I_R anisotropy. The ARM intensity and the ARM direction of TAPE3 neither changed nor acquired ARM parallel to the Z axis under the alternating field from 10 mT to 120 mT. Considering the configuration of grains (Fig. 1), this result is natural.

In the case of TAPE4, at 80 mT of the alternating field, the ARM intensity increased to about that of the original NRM, and the direction of the ARM changed to that of H_E (about 30° from the X axis). The increase in the ARM of TAPE4 may be due to the X component of the ARM.

The above-mentioned results can be summarized into two important points. The first point is that the saturation point of an ARM for an audio-tape is an alternating field of 80 mT. The next point is that the X axis of an audio-tape is the easiest direction to obtain an ARM.

After the ARM experiments, stepped AF demagnetizations (5–70 mT, stepwise 5 mT) were carried out. The intensity of ARM of TAPE1, 2 and 4 decreased to 50 mT, and that of TAPE3 decreased to 60 mT, showing that these samples have lost an original ARM at each AF field. After the decay of the ARM, the direction of the remanent magnetization of TAPE1~4 turned toward parallel to the X axis (Fig. 7). As shown in Fig. 1, the X axis is the direction of a γ -hematite SD alignment, and as shown in Fig. 3, the directions of H_C and I_R are the X axis. These results indicate that the most stable remanent magnetization after high AF demagnetization lies in the direction of the SD alignment

which coincides with the K_{\max} axis of anisotropy of H_C and I_R .

5. The Magnetic Anisotropy of the Gneissic Rocks from Skarvsnes

NAKAI *et al.* (1993) reported on the paleomagnetism and the magnetic anisotropy of gneissic rocks from the Skarvsnes area, East Antarctica. Skarvsnes which is situated in the granulite facies area of the Lützow Holm Complex (LHC) is well studied by many authors (HIROI *et al.*, 1987, 1991; SHIRAISHI *et al.*, 1987; MOTOYOSHI *et al.*, 1989; ISHIKAWA *et al.*, 1977), and the age of the regional metamorphism was reported to be about 500 Ma (SHIRAISHI *et al.*, 1992, 1994). Therefore, the author considers that the gneissic rocks from Skarvsnes obtained TRMs about 500 Ma.

NAKAI *et al.* (1993) classified paleomagnetic samples of gneissic rocks from Skarvsnes

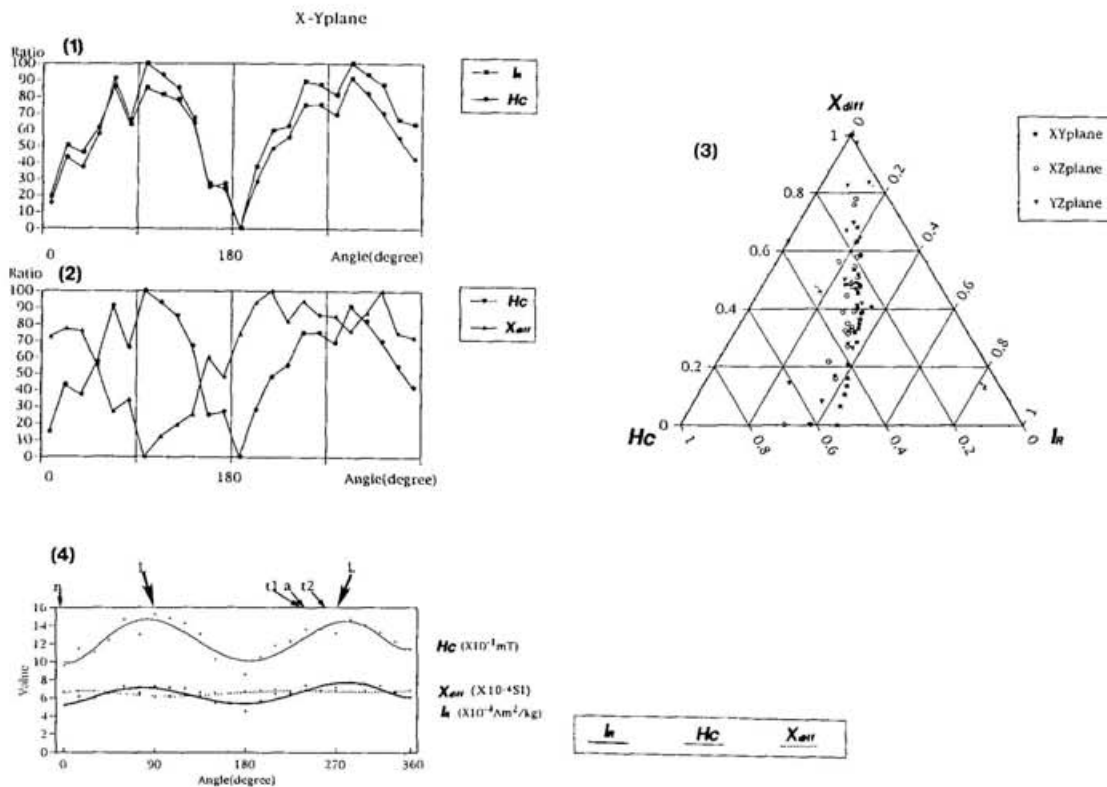


Fig. 8. The magnetic anisotropy of a c type pilot sample of a gneissic rock from Skarvsnes. I_R : saturation isothermal remanent magnetization, H_C : coercivity, X_{diff} : differential susceptibility at low field.

(1) Change of the anisotropy ratio with H_C and I_R (X-Y plane).

(2) Change of the anisotropy ratio with H_C and X_{diff} (X-Y plane).

(3) A triangle diagram (a ternary chart) of the anisotropy ratio of H_C , I_R and X_{diff} .

(4) Change of anisotropic value with H_C , I_R and X_{diff} .

↓ L: direction of lineation in the sample.

↓: direction of NRM (n: original NRM, a: after AF demagnetization at 25 mT, t1, t2: after thermal demagnetization at 180°C, 280°C).

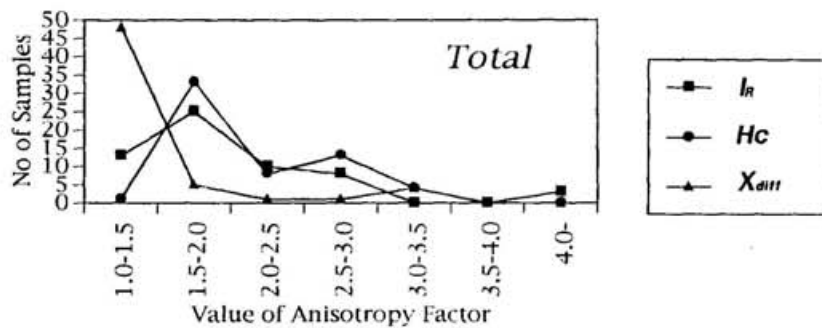


Fig. 9. Value of anisotropy factor of gneissic rocks from Skarvsnes. I_R : saturation isothermal remanent magnetization, H_C : coercivity, χ_{diff} : differential susceptibility at low field.

into three groups (*a*, *b*, *c*) on the basis of paleomagnetic and rock magnetic characteristics. The *a* type is less anisotropic and showed reliable paleomagnetic results. The *b* type has measurable magnetic anisotropy and shows the inconsistent pole position both with that of the apparent polar wander path (APWP) by THOMPSON and CLARK (1982) of Gondwana at 500 Ma, and with that of 500 Ma from other areas in East Antarctica (FUNAKI and WASILEWSKI, 1986; FUNAKI and SAITO, 1992). The *c* type has large magnetic anisotropy (Fig. 8-(3)), and NRM directions of *c* type were scattered. Clear gneissosity was observed in *c* type gneissic rocks, and after AF and thermal demagnetizations, the NRM direction of the *c* type pilot sample turned toward the direction of the mineral lineation consistent with that of K_{max} of H_C and I_R (NAKAI *et al.*, 1993).

In this paper, the author calculated the anisotropy factors (P) of the *c* type samples as shown in Fig. 9, and checked the characteristics of the anisotropies of the pilot sample of *c* type (Fig. 8). Consequently, the K_{max} direction of χ_{diff} is observed to be perpendicular to that of the lineation of rocks (Fig. 8-(4)). These results are very similar to those of the audio-tape experiments in X-Y plane as shown in Fig. 3.

Figure 9 shows the distribution of the P values ($P = K_{max}/K_{min}$) of 59 samples from Skarvsnes. The P values of H_C and I_R are larger than those of χ_{diff} , and the measurements of H_C and I_R are a more effective method of studying magnetic mineral alignment than measurement of χ_{diff} (Fig. 9). These results are similar to those of the audio-tape experiments (Table 1).

6. Discussion

Three anisotropic results of the audio-tape experiments coincide with that of the gneissic rocks from Skarvsnes. The first result is that the H_C and I_R values are more anisotropic than the χ_{diff} value (Figs. 3, 9 and Table 1). STEPHENSON *et al.* (1986) reported that the anisotropy of an isothermal remanent magnetization (IRM: the same property of I_R in this paper) was larger than that of χ_1 (the same property as χ_{diff} in this paper). The results of this study agree with STEPHENSON's conclusion.

The second consistency is that the K_{max} direction of χ_{diff} is clearly perpendicular to that of I_R and H_C (Figs. 3 and 8). POTTER and STEPHENSON (1988, 1990) observed similar

phenomena in samples with uniaxial anisotropy. JACKSON (1991) and ROCHETTE *et al.* (1992) indicated that the AMS was perpendicular to the long axis of an ellipsoid grain of SD. Therefore, if the magnetic grains are SD, the K_{\max} of AMS may be perpendicular to that of the anisotropy of magnetic remanence (AMR). However, if the magnetic grains are MD, the K_{\max} of AMS may be parallel to that of the AMR. In addition, the AMR shows the direction of the long axis of magnetic grains, and the maximum axes of H_C and I_R are thought to coincide with the long axis of grains. Figure 8-(1), (2) shows the variation ratio ($K_{\min}/(K_{\max}-K_{\min}) \times 100$) of anisotropy of the hysteresis properties obtained from the pilot sample from Skarvsnes, and Fig. 8-(3) is a triangle diagram of the variation ratio of three hysteresis properties of this pilot sample. This triangle diagram indicates that the variation of χ_{diff} shows an anti-phase vs. H_C and I_R . Thus the previous theoretical results are consistent with the experimental results of the audio-tape and Skarvsnes samples.

The third consistency is the relationship between the direction of a remanent magnetization and that of K_{\max} of H_C and I_R . After AF and thermal demagnetizations, the NRM direction of the *c* type pilot sample from Skarvsnes turned toward mineral lineation which was consistent with the direction of K_{\max} of H_C and I_R (Fig. 8-(4)). After the high AF demagnetizations, the audio-tape experiments showed that the most stable remanent magnetization was the magnetic component in the direction of K_{\max} of H_C and I_R . This effect proves that the K_{\max} axes of the anisotropy with H_C and I_R have the most stable NRM, because the K_{\max} axes of H_C and I_R agree with the lineation of SD grains. This effect suggests that the most stable NRM component remains in the direction of the K_{\max} axis of H_C and I_R rather than that of the ancient geomagnetic field. Therefore it is a very important effect to study NRMs from the old rocks.

The NRMs of some metamorphic rocks have been reported to be under the influence of the magnetic mineral alignment (IRVING and PARK, 1973; KHAN, 1962; FULLER, 1963). Thus, the magnetic anisotropy using a VSM is a very useful method to determine the alignment of SD grains, and to judge if the reliable NRMs were obtained in metamorphic rocks.

7. Concluding Remarks

- (1) Magnetic anisotropy experiments on audio-tape show similar results to experiments on gneissic rocks from Skarvsnes.
- (2) The H_C and I_R values of the hysteresis properties of the audio-tape and of the gneissic rocks from Skarvsnes are more anisotropic than the χ_{diff} value.
- (3) When the magnetic minerals are SD, the anisotropic K_{\max} axis of χ_{diff} is clearly perpendicular to that of I_R and H_C . Therefore, the anti-phase of the anisotropy in χ_{diff} vs. H_C and I_R may be an important index to determine SD alignment.
- (4) The most stable remanent magnetization remains in the direction of K_{\max} of H_C or I_R . This is a very important effect to study NRMs from old rocks and metamorphic rocks.

Acknowledgments

I would like to acknowledge the continuing guidance and encouragement of Dr. M.

FUNAKI and Prof. K. SHIRAISHI of the National Institute of Polar Research, and wish to thank Prof. M. HASHIMOTO of the University of Electro-Communications for kind suggestions about audio-tape. I am grateful to Dr. P. WASILEWSKI of Goddard Space Flight Center of NASA for sampling. I express my gratitude to referees (Dr. Mitsuko OZIMA of Kakioka Magnetic Observatory, Prof. M. KONO of The University of Tokyo and Dr. H. SAKAI of Toyama University) for useful suggestions. This work was partly supported by the Sasakawa Scientific Research Grant from The Japan Science Society.

References

- COLLISON, D. W. (1983): *Method in Rock Magnetism and Paleomagnetism*. London, Chapman and Hall, 503 p.
- 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.
- FULLER, M.D. (1963): Magnetic anisotropy and paleomagnetism. *J. Geophys. Res.*, **68**, 293-309.
- FUNAKI, M. and SAITO, K. (1992): Paleomagnetic and $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ dating studies of the Mawson charnockite and some rocks from the Christensen Coast. *Recent Progress in Antarctic Earth Science*, ed. by Y. YOSHIDA *et al.* Tokyo, Terra Sci. Publ., 191-201.
- FUNAKI, M. and WASILEWSKI, P. (1986): Preliminary studies of natural remanent magnetizations of the rocks collected from Ongul Islands, East Antarctica. *Mem. Natl. Inst. Polar Res., Spec. Issue*, **43**, 37-43.
- HIROI, Y., SHIRAISHI, K. and MOTOYOSHI, Y. (1991): Late Proterozoic paired metamorphic complexes in East Antarctica, with special reference to the tectonic significance of ultramafic rocks. *Geological Evolution of Antarctica*, ed. by M.R.A. THOMSON *et al.* Cambridge, Cambridge Univ. Press, 83-87.
- HIROI, Y., SHIRAISHI, K., MOTOYOSHI, Y. and KATSUSHIMA, T. (1987): Progressive metamorphism of calc-silicate rocks from the Prince Olav and Sōya Coasts, East Antarctica. *Proc. NIPR Symp. Antarct. Geosci.*, **1**, 73-97.
- IRVING, I. and PARK, J. K. (1973): Paleomagnetism of metamorphic rocks: Errors owing to intrinsic anisotropy. *Geophys. J. R. Astron. Soc.*, **34**, 489-493.
- ISHIKAWA, T., YANAI, K., MATSUMOTO, Y., KIZAKI, K., KOJIMA, S., TATSUMI, T., KIKUCHI, T. and YOSHIDA, M. (1977): Geological map of Skarvsnes, Antarctica. *Antarct. Geol. Map Ser.*, Sheet 6 and 7 (with explanatory text 10 p.). Tokyo, Natl. Inst. Polar Res.
- JACKSON, M. (1991): Anisotropy of magnetic remanence: A brief review of mineralogical sources, physical origins, and geological applications and comparison with susceptibility anisotropy. *Pure Appl. Geophys.*, **136**, 1-28.
- KHAN, M.A. (1962): The anisotropy of magnetic susceptibility of some igneous and metamorphic rocks. *J. Geophys. Res.*, **67**, 2873-2885.
- MOTOYOSHI, Y., MATSUBARA, S. and MATSUEDA, H. (1989): *P-T* evolution of the granulite-facies rocks of the Lützow-Holm Bay region, East Antarctica. *Evolution of Metamorphic Belt*, ed. by J.S. DAILY *et al.* Oxford, Blackwell, 325-329 (Geol. Soc. Spec. Publ. No. 43).
- NAKAI, M., FUNAKI, M. and WASILEWSKI, P. (1993): The magnetic anisotropy of gneissic rocks from Skarvsnes area, East Antarctica. *Proc. NIPR Symp. Antarct. Geosci.*, **6**, 37-46.
- POTTER, D.K. and STEPHENSON, A. (1988): Single domain particles and magnetic fabric analysis. *Geophys. Res. Lett.*, **15**, 1097-1100.
- POTTER, D.K. and STEPHENSON, A. (1990): Field-impressed magnetic anisotropy in rocks. *Geophys. Res. Lett.*, **17**, 2437-2440.
- ROCHETTE, P., JACKSON, M. and AUBOURG, C. (1992): Rock magnetism and the interpretation of anisotropy of magnetic susceptibility. *Rev. Geophys.*, **30**, 209-226.
- SHIRAISHI, K., HIROI, Y., MOTOYOSHI, Y. and YANAI, Y. (1987): Plate tectonic development of Late

- Proterozoic paired metamorphic complexes in Eastern Queen Maud Land, East Antarctica. Gondwana Six, ed. by G.W. MAKENZIE. Washington, D.C., Am. Geophys. Union, 309-318 (Geophys. Mon. No. 40).
- SHIRAISHI, K., HIROI, Y., ELLIS, D.J., FANNING, C.M., MOTOYOSHI, Y. and NAKAI, Y. (1992): The first report of a Cambrian Orogenic Belt in East Antarctica—An ion microprobe study of the Lützow-Holm Complex. Recent Progress in Antarctic Earth Science, ed. by Y. YOSHIDA *et al.* Tokyo, Terra Sci. Publ., 67-73.
- SHIRAISHI, K., ELLIS, D.J., HIROI, Y., FANNING, C. M., MOTOYOHI, Y. and NAKAI, Y. (1994): Cambrian orogenic belt in East Antarctica and Sri Lanka: Implications for Gondwana Assembly. *J. Geol.*, **102**, 47-65.
- STEPHENSON, A., SADIKUN, S. and POTTER, D.K. (1986): A theoretical and experimental comparison of the anisotropies of magnetic susceptibility and remanence in rocks and minerals. *Geophys. J. R. Astron. Soc.*, **84**, 185-200.
- THOMPSON, R. and CLARK, R. M. (1982): A robust least-squares Gondwana apparent polar wander path and the question of paleomagnetic assessment of Gondwana reconstructions. *Earth Planet. Sci. Lett.*, **57**, 152-157.

(Received March 7, 1994; Revised manuscript received July 4, 1994)

付録 3 磁気履歴特性の異方性(AMH)解析に使用したマクロ及び計算式

Magnetic Anisotropy

$$D := \begin{bmatrix} 1.857 & 1.113 & 1.304 \\ 1.55 & 2.21 & 1.794 \\ 1.079 & 2.46 & 1.79 \\ 1.299 & 1.53 & 1.701 \end{bmatrix}$$

Sample name

NO := 6 prt := 3 rg := -4 ap := 0

Property: 1:ls 2:lr 3:Hc 4:XP 5:Xi 6:ARM

$$X0 := 1 \quad X45 := \frac{D_{1,0}}{D_{0,0}} \quad X135 := \frac{D_{3,0}}{D_{0,0}} \quad Y0 := \frac{D_{2,0}}{D_{0,0}} \quad Y45 := \frac{D_{1,1} \cdot D_{2,0}}{D_{0,1} \cdot D_{0,0}} \quad Y135 := \frac{D_{3,1} \cdot D_{2,0}}{D_{0,1} \cdot D_{0,0}}$$

$$Z0 := \frac{D_{0,2}}{D_{2,2}} \quad Z45 := \frac{D_{1,2}}{D_{2,2}} \quad Z135 := \frac{D_{3,2}}{D_{2,2}}$$

$$\begin{aligned} M_{0,0} &:= X0 & M_{1,1} &:= Y0 & M_{2,2} &:= Z0 \\ M_{0,1} &:= .5 \cdot (X45 - X135) & M_{1,2} &:= .5 \cdot (Y45 - Y135) & M_{2,0} &:= .5 \cdot (Z45 - Z135) \\ M_{1,0} &:= M_{0,1} & M_{2,1} &:= M_{1,2} & M_{0,2} &:= M_{2,0} \end{aligned}$$

$$M = \begin{pmatrix} 1 & 0.068 & 0.026 \\ 0.068 & 0.581 & 0.177 \\ 0.026 & 0.177 & 0.728 \end{pmatrix} \quad \text{eigenvals}(M) = \begin{pmatrix} 1.023 \\ 0.827 \\ 0.459 \end{pmatrix} \quad \begin{aligned} a &:= \text{eigenvals}(M) \\ b &:= \text{sort}(a) \end{aligned}$$

$$V0 := \text{eigenvec}(M, b_0) \quad V1 := \text{eigenvec}(M, b_1) \quad V2 := \text{eigenvec}(M, b_2)$$

$$j_0 := \frac{1}{\sqrt{(b_0)}} \quad j_1 := \frac{1}{\sqrt{(b_1)}} \quad j_2 := \frac{1}{\sqrt{(b_2)}} \quad j = \begin{pmatrix} 1.476 \\ 1.099 \\ 0.989 \end{pmatrix} \quad b = \begin{pmatrix} 0.459 \\ 0.827 \\ 1.023 \end{pmatrix}$$

$$\begin{aligned} \text{Max} \quad az_0 &:= \left(\text{atan} \left(\frac{V0_1}{V0_0 + .000001} \right) \right) \cdot \frac{180}{\pi} & pl_0 &:= \left[\text{atan} \left[\frac{V0_2}{\sqrt{(V0_0)^2 + (V0_1)^2 + .000001}} \right] \right] \cdot \frac{180}{\pi} \\ az_0 &= -84.644 & pl_0 &= 32.921 & j_0 &= 1.476 \end{aligned}$$

$$\begin{aligned} \text{Int} \quad az_1 &:= \left(\text{atan} \left(\frac{V1_1}{V1_0 + .000001} \right) \right) \cdot \frac{180}{\pi} & pl_1 &:= \left[\text{atan} \left[\frac{V1_2}{\sqrt{(V1_0)^2 + (V1_1)^2 + .000001}} \right] \right] \cdot \frac{180}{\pi} \\ az_1 &= -57.53 & pl_1 &= 53.968 & j_1 &= 1.099 \end{aligned}$$

$$\begin{aligned} \text{Min} \quad az_2 &:= \left(\text{atan} \left(\frac{V2_1}{V2_0 + .000001} \right) \right) \cdot \frac{180}{\pi} & pl_2 &:= \left[\text{atan} \left[\frac{V2_2}{\sqrt{(V2_0)^2 + (V2_1)^2 + .000001}} \right] \right] \cdot \frac{180}{\pi} \\ az_2 &= 13.956 & pl_2 &= 13.006 & j_2 &= 0.989 \end{aligned}$$

$$\text{Anisotropy degree} \quad L := \frac{j_0}{j_1} \quad F := \frac{j_1}{j_2} \quad P := \frac{j_0}{j_2} \quad E := \frac{j_1}{j_2 \cdot j_0}$$

Intensity $xx := \frac{D_{0,0}}{X0}$ $j3 := j_0 \cdot xx$ $j4 := j_1 \cdot xx$ $j5 := j_2 \cdot xx$ $jjj := \frac{j3 + j5 + j4}{3}$ $jjj = 2.206$

Shape parameter

$$h0 := \ln(j3) \quad h1 := \ln(j4) \quad h2 := \ln(j5) \quad hm := (h0 \cdot h1 \cdot h2)^{\frac{1}{3}} \quad hm = 0.759$$

$$pj := \exp\left[\sqrt{2 \cdot \left[(h0 - hm)^2 + (h1 - hm)^2 + (h2 - hm)^2 \right]}\right] \quad T := \frac{2 \cdot h1 - h0 - h2}{(h0 - h2)}$$

$pj = 1.518$ $T = -0.47$

Result

$$Ax := \begin{bmatrix} NO & prt & rg & ap \\ j3 & j_0 & az_0 & pl_0 \\ j4 & j_1 & az_1 & pl_1 \\ j5 & j_2 & az_2 & pl_2 \end{bmatrix} \quad Ax = \begin{bmatrix} 6 & 3 & -4 & 0 \\ 2.74 & 1.476 & -84.644 & 32.921 \\ 2.042 & 1.099 & -57.53 & 53.968 \\ 1.836 & 0.989 & 13.956 & 13.006 \end{bmatrix}$$

$Rt := (L \ F \ P \ E \ pj \ T)$

$Rt = (1.342 \ 1.112 \ 1.492 \ 0.754 \ 1.518 \ -0.47)$

$APPENDPRT(jinko) := Ax$ $APPENDPRN(jinko) := Rt$

$$D = \begin{bmatrix} 1.857 & 1.113 & 1.304 \\ 1.55 & 2.21 & 1.794 \\ 1.079 & 2.46 & 1.79 \\ 1.299 & 1.53 & 1.701 \end{bmatrix}$$

Sample Name *jinko*

Property: 1:ls 2:lr 3:Hc 4:XP 5:Xi 6:ARM

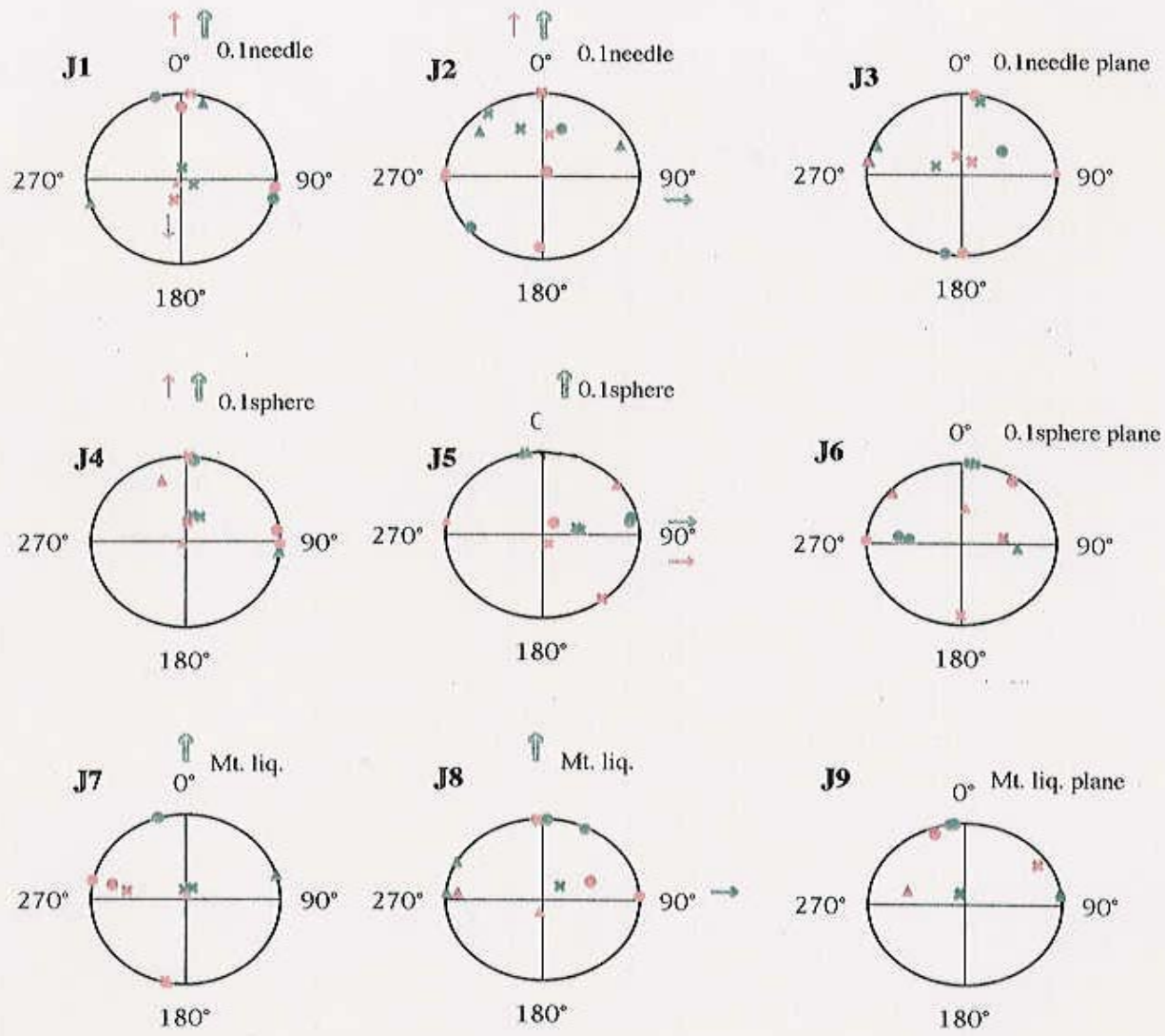
$$Ax := \begin{bmatrix} NO & prt & rg & ap \\ j3 & j_0 & az_0 & pl_0 \\ j4 & j_1 & az_1 & pl_1 \\ j5 & j_2 & az_2 & pl_2 \end{bmatrix} \quad Ax = \begin{bmatrix} 6 & 3 & -4 & 0 \\ 2.74 & 1.476 & -84.644 & 32.921 \\ 2.042 & 1.099 & -57.53 & 53.968 \\ 1.836 & 0.989 & 13.956 & 13.006 \end{bmatrix}$$

$Rt := (L \ F \ P \ E \ pj \ T)$ $Rt = (1.342 \ 1.112 \ 1.492 \ 0.754 \ 1.518 \ -0.47)$

人工配列試料の磁気履歴特性の異方性(AMH)の三次元解析結果

試料No	粒子の種類	配列方向(角度)	粒子の長軸方向(角度)
J1	0.1 μ m針状 γ -ヘマタイト	0	0
J2	0.1 μ m針状 γ -ヘマタイト	0	90
J3	0.1 μ m針状 γ -ヘマタイト	面上に塗布	
J4	0.1 μ m球状 γ -ヘマタイト	0	0
J5	0.1 μ m球状 γ -ヘマタイト	0	90
J6	0.1 μ m球状 γ -ヘマタイト	面上に塗布	
J7	液状MDマグネタイト	0	0
J8	液状MDマグネタイト	0	90
J9	液状MDマグネタイト	面上に塗布	
J10	3 μ mマグネタイト	0	0
J11	3 μ mマグネタイト	0	90
J12	3 μ mマグネタイト	面上に塗布	
J13	砂鉄状マグネタイト	0	0
J14	砂鉄状マグネタイト	0	90
J15	砂鉄状マグネタイト	面上に塗布	
J16	超常磁性磁性流体	0	0
J17	α -ヘマタイト	0	0
J18	ピロータイト	0	0
J19	ピロータイト	0	90
J20	単斜輝石	0	0

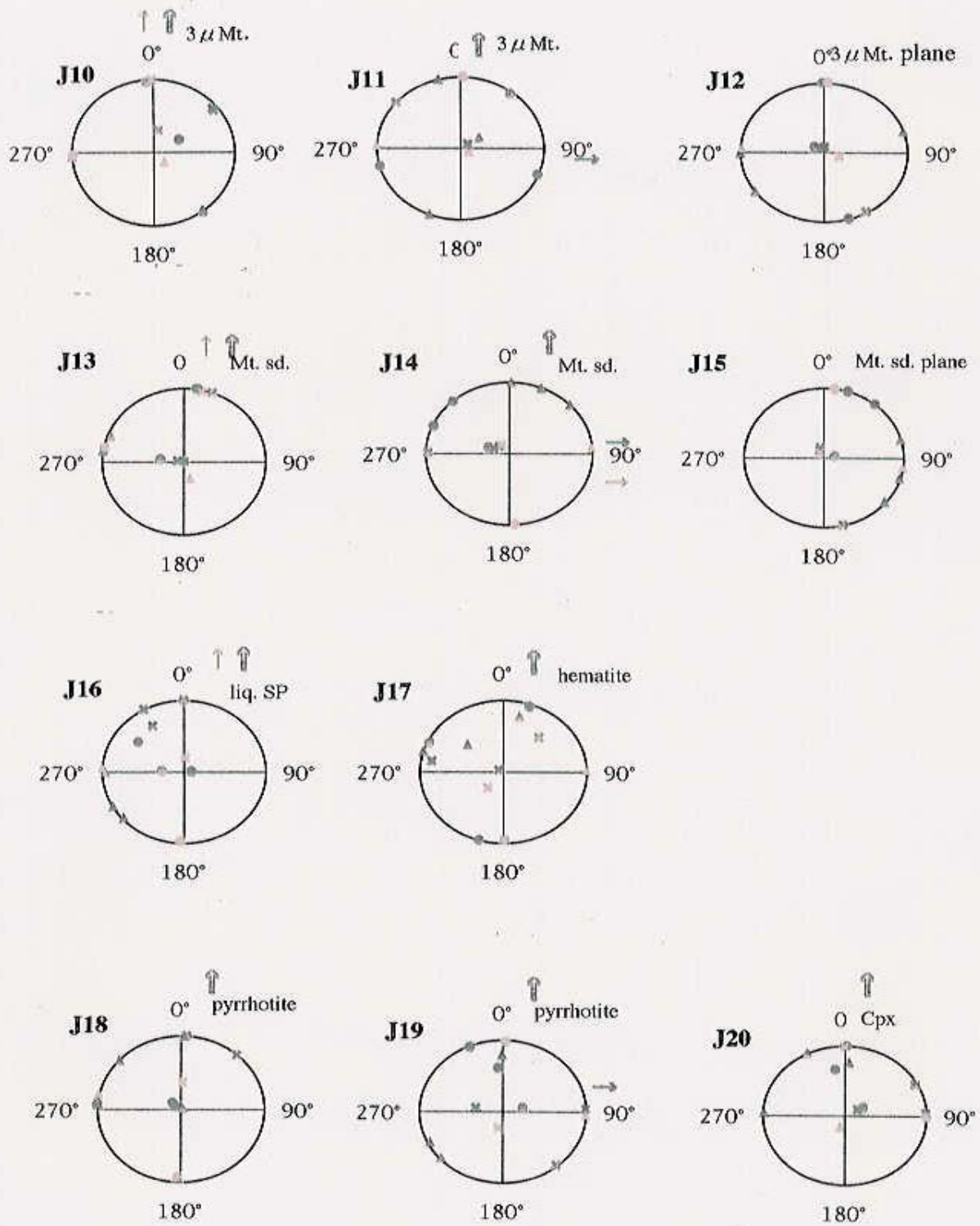
試料No	粒子の種類	配列方向(角度)	粒子の長軸方向(角度)
J21	オーディオテープ	0	0
	オーディオテープ	90	90
J22	オーディオテープ	0	0
	オーディオテープ	90	90
J23	オーディオテープ	0	0
	オーディオテープ	90	90
J24	オーディオテープ	0	0
	オーディオテープ	90	90
J25	オーディオテープ	DOWN	DOWN
	オーディオテープ	DOWN	DOWN
J26	オーディオテープ	90	90
	オーディオテープ	DOWN	DOWN
J27	0.1 μ m針状 γ -ヘマタイト	0	0
	0.1 μ m針状 γ -ヘマタイト	90	90
J28	0.1 μ m球状 γ -ヘマタイト	0	0
	0.1 μ m球状 γ -ヘマタイト	90	90
J29	液状MDマグネタイト	0	0
	液状MDマグネタイト	90	90
J30	砂鉄状マグネタイト	0	0
	砂鉄状マグネタイト	90	90
J31	α -ヘマタイト	0	0
	α -ヘマタイト	90	90
J32	0.1 μ m球状 γ -ヘマタイト	0	0
	0.1 μ m針状 γ -ヘマタイト	90	90
J33	0.1 μ m針状 γ -ヘマタイト	0	0
	オーディオテープ	90	90
J34	砂鉄状マグネタイト	0	一面塗布
	オーディオテープ	270	270
J35	砂鉄状マグネタイト	0	0
	オーディオテープ	0	0
J36	砂鉄状マグネタイト	0	0
	オーディオテープ	90	90
J37	砂鉄状マグネタイト	0	0
	オーディオテープ	DOWN	DOWN
J38	砂鉄状マグネタイト	0	一面塗布
	オーディオテープ	90	90
J39	3 μ mマグネタイト	0	0
	オーディオテープ	0	0
J40	3 μ mマグネタイト	90	90
	オーディオテープ	0	0
J41	3 μ mマグネタイト	90	90
	オーディオテープ	90	90
J42	0.1 μ m球状 γ -ヘマタイト	0	0
	オーディオテープ	90	90
J43	砂鉄状マグネタイト	0	0
	液状MDマグネタイト	90	90
J44	0.1 μ m球状 γ -ヘマタイト	0	0
	3 μ mマグネタイト	90	90



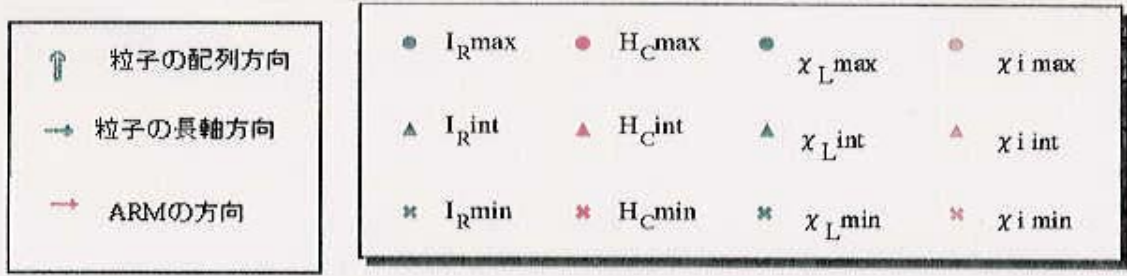
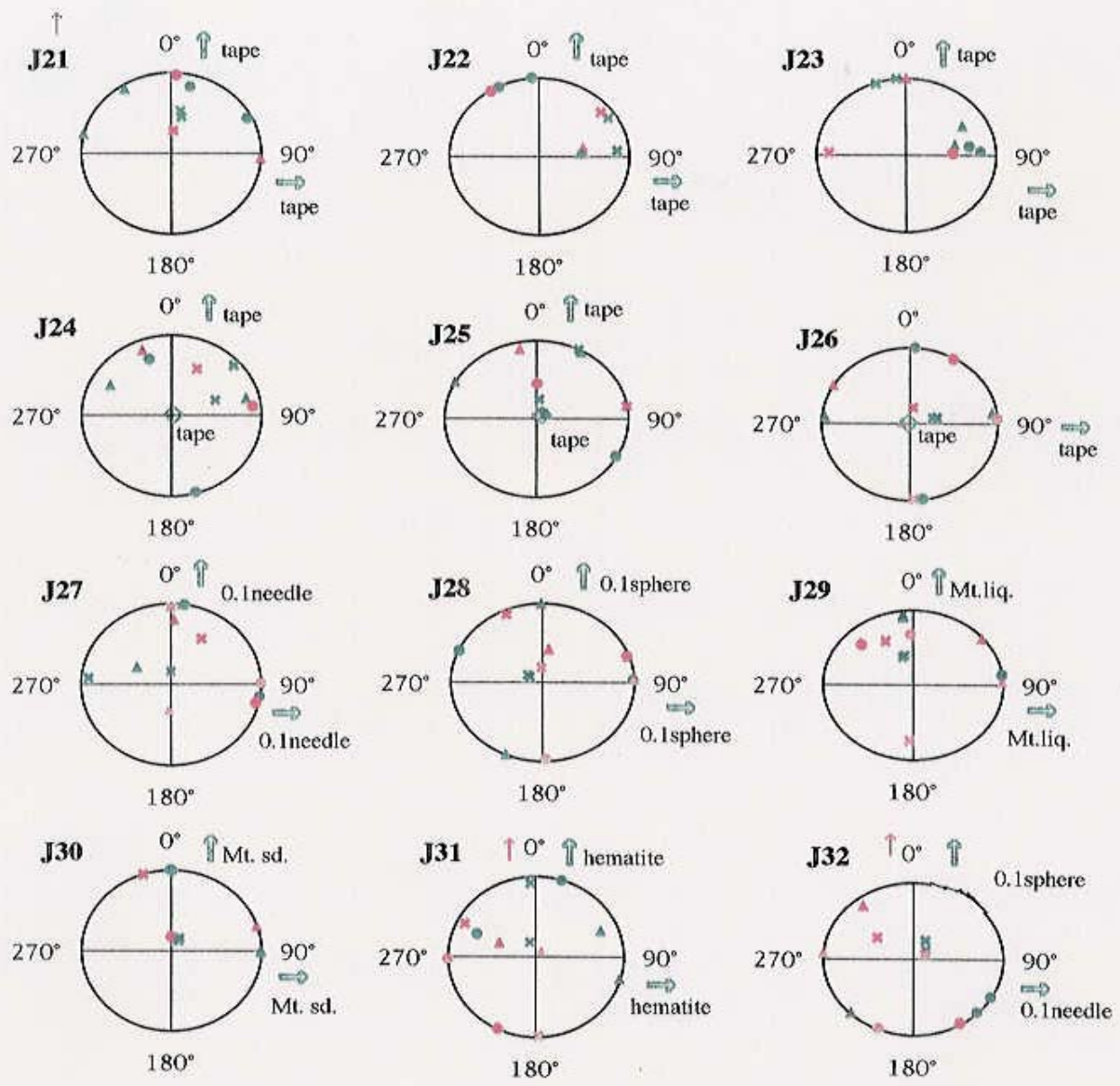
↑ 粒子の配列方向
 → 粒子の長軸方向
 → ARMの方向

● I_R max	● H_C max	● X_L max	● χ_i max
▲ I_R int	▲ H_C int	▲ X_L int	▲ χ_i int
× I_R min	× H_C min	× X_L min	× χ_i min

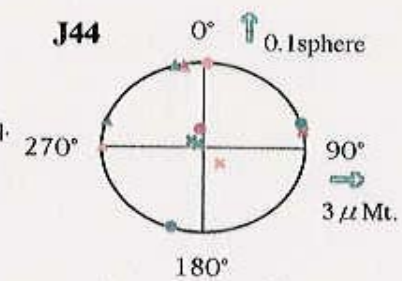
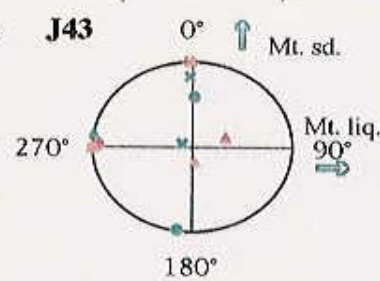
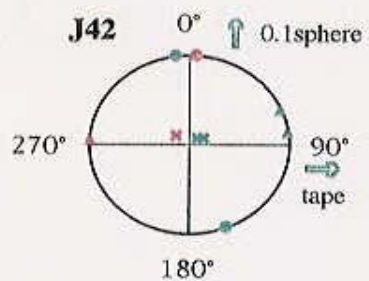
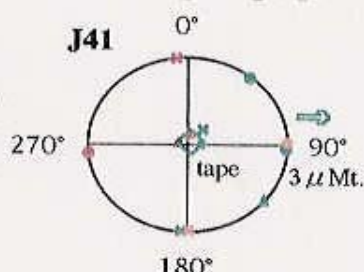
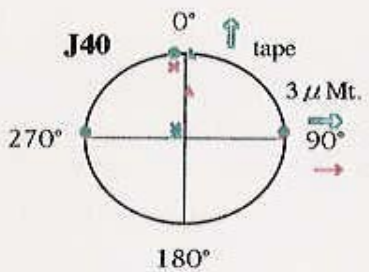
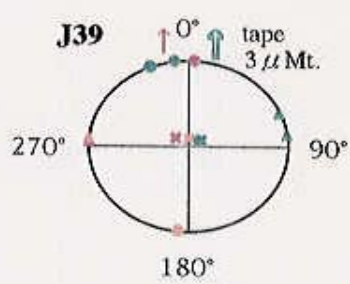
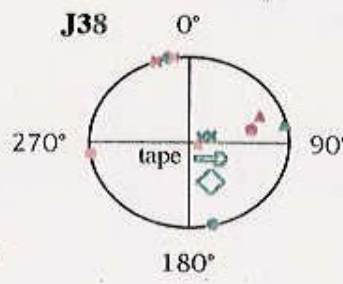
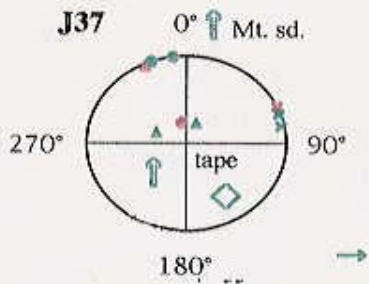
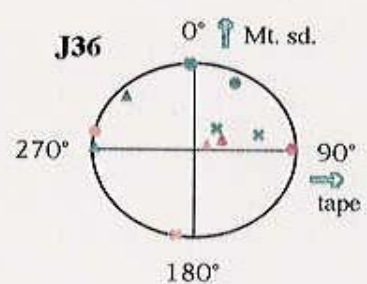
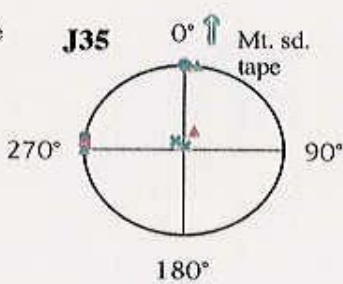
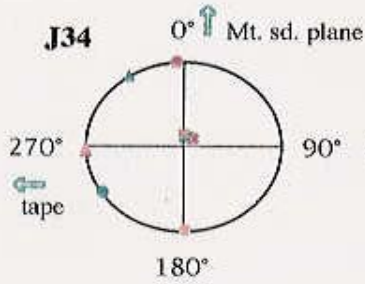
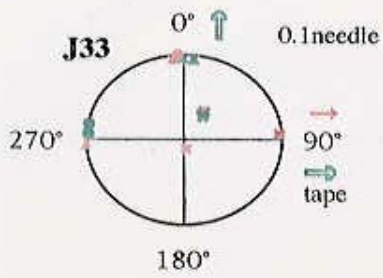
人工配列試料の磁気履歴特性の異方性(AMH)の異方性方位による違い
 (粒子配列が1方向の場合)



人工配列試料の磁気履歴特性の異方性 (AMH) の異方性方位による違い2
 (粒子配列が1方向の場合)



人工配列試料の磁気履歴特性の異方性(AMH)の異方性方位による違い3
(粒子配列が2方向の場合)



人工配列試料の磁気履歴特性の異方性(AMH)の異方性方位による違い4
(粒子配列が2方向の場合)