

## 岩石帯磁率についての2-3の問題 —測定における問題点と表示方法—

金谷 弘\*

KANAYA, H. (1987) Some problems of magnetic susceptibility measurement on rocks. *Bull. Geol. Surv. Japan*, vol. 38(4), p. 203-216.

**Abstract :** The magnetic susceptibility of rocks depends mainly on their contents of magnetic minerals, that is, magnetite, titanomagnetite, ilmenite and pyrrhotite. These minerals are geologically important, but have not been determined quantitatively in ordinary field survey.

Recently, magnetic susceptibility can be determined easily in field survey at outcrops and in situ survey of drilling core using the instruments designed for geological and geophysical applications. The results are used for estimating the contents of iron-sand and magnetic minerals in the rock and for compilation of geophysical data. However, it is found unsuitable and misunderstanding applications of these data.

Although magnetic susceptibility is primarily proportional to the contents and species of magnetic minerals in rocks, many factors owing to the shape, grain size and mode of aggregation of the magnetic minerals change the magnetic susceptibility more than several times.

This paper reports some problems of magnetic susceptibility measurement on rocks.

### 1. はじめに

近年の岩石帯磁率測定は、従来の大がかりな装置に代り目的に応じた小型軽量の測定器が開発され、室内測定は云うに及ばず坑内や露頭でも簡単に行われるようになった。またボーリングコアの連続測定など各分野で幅広く利用され多くの情報を提供するようになった。これは岩石の研究を行う時、帯磁率が岩石の隠れた特徴を簡単に捉みだし、解釈を行うための有用な指数となるからである。

しかし岩石帯磁率に関する報告書に初歩的な間違いや不正確なものがいくつかみられ、CGS単位系とSI単位系間にも多少の混乱がある。これらに試料作成や測定時にみられる2-3の問題点を加え報告する。

### 2. 帯磁率<sup>1)</sup>について

物質に外部磁場(H)を加えた場合、その物質の磁化されやすさを表わす値として帯磁率( $\kappa$ )が定義されている。帯磁率は各々の物質によってきまる値である。

完全に消磁された強磁性体に徐々に外部磁場を加えて行った場合、磁場と磁化の強さJの関係は1つの履歴曲線を描くことが知られている。外部磁場が弱く0に近いときの値を初期帯磁率、強磁場を加え磁化がそれ以上増加しなくなったときの値を飽和帯磁率と呼んでいる。

帯磁率は磁場に対する磁化がループを描くことから厳密には微分形、 $\kappa = \partial J / \partial H$ で定義されるが、地球磁場程度[0.6 Oe]<sup>2)</sup>の弱い磁場範囲では直線とみなせる。当報告で扱う帯磁率は全て常温における初期帯磁率である。帯磁率に関係する定義のいくつかを記載する。

MKS単位系において、空間における磁場の強さをH[A/m]、その場における磁束密度をB[Wb/m<sup>2</sup>]とすると、BとHは比例関係にあり、比例定数を $\mu$ [Wb/A-m]とすると

$$B = \mu H \dots \dots \dots (1)$$

で表される。この磁束密度は自由空間における磁束密度 $\mu_0 H$ ( $\mu_0$ は自由空間における透磁率)と、そこに置かれた物質の磁化の強さJ[Wb/m<sup>2</sup>]との和になるので

\* 物理探査部

1) 帯磁率と磁化率は同義語として使用されている

2)  $4\pi \times 10^{-9}$ [Oe] = 1[A/m]

第1表 異なる単位系における帯磁率の関係

	MKSA (SI) 単位系				CGS 電磁単位系	
	体積帯磁率	質量帯磁率	体積比帯磁率	質量比帯磁率	体積帯磁率	質量帯磁率
単位記号 (次元)	H/m	H-m <sup>2</sup> /kg	無次元	m <sup>3</sup> /kg	無次元	cm <sup>3</sup> /g
表示	—	—	MKS/m <sup>3</sup>	MKS/kg	emu/cm <sup>3</sup> *3)	emu/g*4)
単位記号 (次元)			(上に同じ)	(上に同じ)		
表示			(SI/m <sup>3</sup> )*1)	(SI/kg)*2)		
換算係数	(4π) <sup>2</sup> ρ × 10 <sup>-13</sup>	(4π) <sup>2</sup> × 10 <sup>-16</sup>	4πρ × 10 <sup>-6</sup>	4π × 10 <sup>-9</sup>	ρ × 10 <sup>-6</sup>	10 <sup>-6</sup>

ρ は岩石密度 1) (SI/m<sup>3</sup>)=κ<sub>SI</sub>(NETTLETON, 1976) 2) (SI/kg)=χ<sub>SI</sub> 3) (emu/cm<sup>3</sup>)=κ<sub>CGS</sub> OR κ 4) (emu/g)=χ<sub>CGS</sub> OR χ などとして混乱を避けた方がよい

第2表 帯磁率計3機種の主要諸元

機種	BISON 3101	SCINTREX SM 5	KAPPAMETER KT 3
測定範囲	1-100,000 × 10 <sup>-6</sup> (CGS)	100-99,000 × 10 <sup>-6</sup> (CGS)	0.02-500 × 10 <sup>-3</sup> (SI) (1.6-40,000 × 10 <sup>-6</sup> CGS)
励起周波数	—	1 kHz	10 kHz 80 A/m
励起磁場強度	1 oersted	< 1 oersted	(1 oersted)
表示方法	ダイヤル(4桁)	数値表示	ダイヤル
精度	± 5%	± 5%	—
分解能	1 × 10 <sup>-6</sup> (CGS unit)	100 × 10 <sup>-6</sup> (CGS unit)	0.02 × 10 <sup>-3</sup> (SI unit) 1.6 × 10 <sup>-6</sup> (CGS unit)
重量	4.5 kg	0.6 kg	1.2 kg
寸法	320 × 165 × 265 mm	180 × 70 × 45 mm	255 × 80 × 70 mm

$$B = \mu_0 H + J^3) \dots \dots \dots (2)$$

また置かれた物質の磁化の強さ J は磁場の強さ H に比例するので、この物質の比例定数を κ<sub>m</sub> とすると J = κ<sub>m</sub>H で(2)式より

$$B = \mu_0 H (1 + \kappa_m / \mu_0) \dots \dots \dots (3)$$

ここでは κ<sub>m</sub> を帯磁率、μ<sub>r</sub> = (1 + κ<sub>m</sub>/μ<sub>0</sub>) を比透磁率、κ<sub>m</sub>/μ<sub>0</sub><sup>4)</sup> を比帯磁率と呼ぶことにする。

現在使われている電磁単位系は、CGS emu と MKSA(SI) である。目的によってはモル当りの単位が使われることもある。この前2者の単位に対し、単位体積当りの値を体積帯磁率 (volume susceptibility), 単位質量当りの値を質量帯磁率 (mass susceptibility) と呼ぶ。

CGSemu の体積帯磁率は無次元で、質量帯磁率は密度で割るため cm<sup>3</sup>/g の次元をもっており、それぞれ (emu/cm<sup>3</sup>) および (emu/g) で表示されている。

MKSA 単位系で体積帯磁率は H/m または Wb/A-m, 質量帯磁率は H-m<sup>2</sup>/kg または A-m/kg の次元(単位記号)をもつ。またこれら帯磁率を自由空間の透磁率、μ<sub>0</sub> = 4π × 10<sup>-7</sup> (H/m) で割ったものをそれぞれ体積比帯磁率 (relative volume susceptibility), 質量比帯磁率 (relative mass susceptibility) と呼んでいる(中川・田崎, 1968)。

体積帯磁率と質量帯磁率の関係は、後者にその物質の密度(ρ)を乗じたものであり、CGS emu の体積帯磁率から、ここでいう体積比帯磁率(SI 単位での体積帯磁率)への換算は 4π 倍に等しい。また CGS emu の質量帯磁率から質量比帯磁率への換算は 4π × 10<sup>3</sup> 倍になる。これらの関係(第1表)を示す。

### 3. 帯磁率計について

現在、地質調査所では可搬型の帯磁率計が3種類使用

3) SI 単位では J = μ<sub>0</sub>M (M は磁化の強さ)で(2)式は B = μ<sub>0</sub>(H + M) で表されている。  
4) κ<sub>m</sub>/μ<sub>0</sub> は無次元になるのでここでいう比帯磁率は SI では帯磁率 (magnetic susceptibility) として扱っている (NETTLETON, 1976; PAYNE, 1981)



第1図 左より BISON 3101 型, KAPPAMETER KT 3 型および SCINTREX SM 5 型帯磁率計

されている。使用時期の古い方から, BISON 社; Model 3101 型(米国), GEOFYZIKA BRNO 社; KAPPAMETER KT 3 型(チェコスロバキヤ), SCINTREX 社・SM-5 型(米国)の3機種である。いずれも弱い磁場(<1 Oe)により帯磁率を測る装置であるが, これらのうち BISON 社のものは内部コイルと外部コイルを有し, 他の2種に比較して粉末試料の室内測定にも都合がよい。しかし野外測定では外部コイル, 本体とも形状が他と比べやや大きく, 取扱いつらい時もある。これらの概要を示す(第2表, 第1図)。

表示は BISON 社, SCINTREX 社ともに CGS 単位(CGS emu)であり, GEOFYZIKA BRNO 社のものは SI 単位である。

#### 4. 磁性鉱物と帯磁率

帯磁率の値は岩石に含まれる強磁性鉱物の量によってきまる。また鉱物の種類や粒径にも大きく依存している。鉱物形状や鉱物の異方性についても同様である。

帯磁率の対象となる岩石中の主な強磁性鉱物<sup>5)</sup>は, 磁鉄鉱, チタン磁鉄鉱, チタン鉄鉱, 磁硫鉄鉱などがよく知られている。

岩石中の磁鉄鉱量と帯磁率の関係は, G. GRENET (1930), L. L. NETTLETON (1940), K. PUZICHA (1941), S.

WERNER (1945), H. M. MOONEY and R. BLEIFUSS (1953), J. R. BALSELEY and A. F. BUDDINGTON (1958) などにより求められている。

これまでの結果を要約すると体積帯磁率( $\kappa$ )と磁鉄鉱容量( $C_V$ )の関係を表せば

$$\kappa = AC_V^B \dots\dots\dots (4)$$

(A, B は定数)

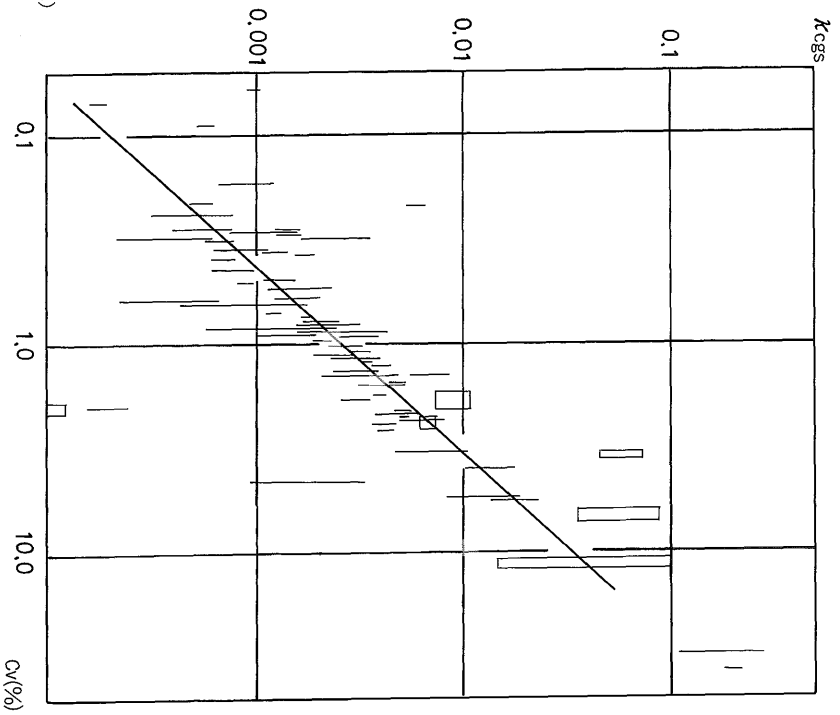
で A の変化範囲は 0.12-0.38 (平均 0.30), B は 1.00-1.39 の値をとる。また NAGATA (1940) は火山岩のノルム磁鉄鉱量と帯磁率の関係を求めている。これらのいくつかを示す(第2図 a, b, c)。

また Taconite 中の磁鉄鉱量と帯磁率 (C. E. JAHREN, 1963), チタン磁鉄鉱砂鉄鉱量と帯磁率 (D. C. LAWTON and M. P. HOCHSTEIN, 1980) の関係を求めたものもある。これらの定数 A は 0.116 および 0.112 である。

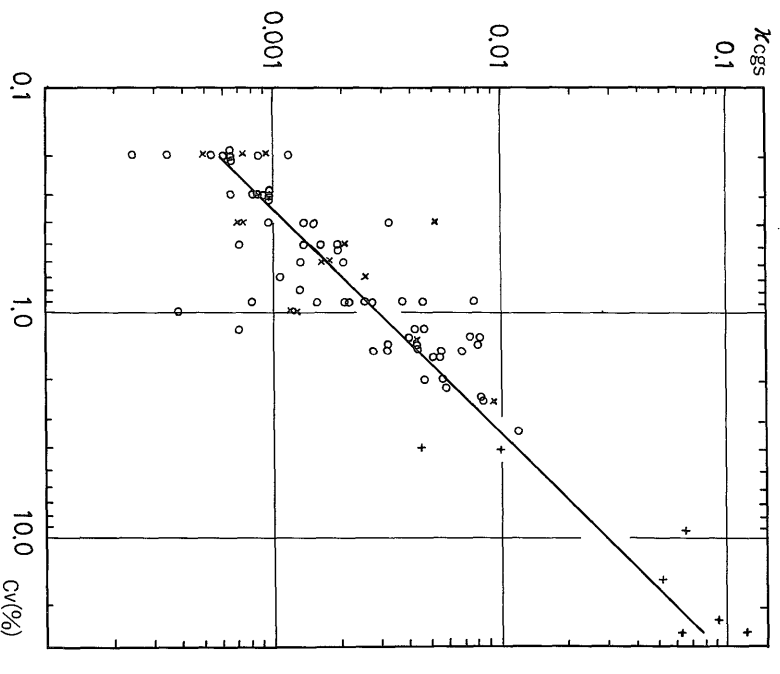
求められた実験式の相関は必ずしもよくなく, かなりのバラツキを持っている。このバラツキの要因となるものに強磁性鉱物の種類, 鉱物粒径および鉱物形状などがある。これらについて行われた実験結果の一例 (R. L. HARSTRA, 1982) をみると, 鉱物粒径が小さくなる程帯磁率は減少する。また鉱物粒径が 100  $\mu\text{m}$  より増加するとわずかではあるが帯磁率が減少するものもあり, その程度は鉱物の種類によって異なる(第3図)。

岩石中で最大の帯磁率を示す鉄酸化鉱物は磁鉄鉱(フェリ磁性)であり, 次いでチタン磁鉄鉱である。磁鉄鉱とウルボスピネル間にできる一連の固溶体, チタン磁鉄

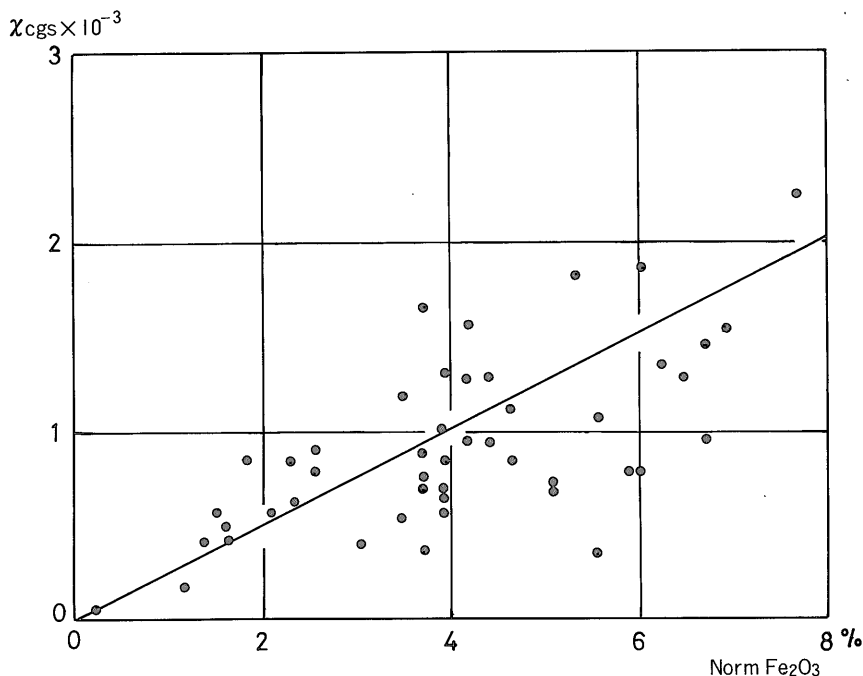
5) 磁性鉱物については, 多くの既成書があるのでそれを参照された  
い



第 2 图 (a)



第 2 图 (b)



第2図 (c)

第2図 磁鉄鉱容量と帯磁率の関係

a: MOONEY, H. M. and BLEIFUSS, R. (1953) b: BALSELEY, J. R. and BUDDINGTON, A. F. (1958) およびノルム磁鉄鉱量と帯磁率の関係 c: NAGATA, T. (1961)より図面を簡略化

鉱,  $X\text{Fe}_2\text{TiO}_4 \cdot (1-X)\text{Fe}_3\text{O}_4$  はチタンと鉄の割合がある値 ( $X=0.75$ ) までは常温で帯磁率を示す(フェリ磁性)が, それ以上になると磁性を示さなくなる(常磁性). ウルボスピネルは常温では勿論磁性を示さない.

イルメナイトと赤鉄鉱の固溶体であるイルメノヘマタイト,  $Y\text{FeTiO}_3(1-Y)\text{Fe}_2\text{O}_3$  もその割合がある範囲 ( $Y=0.45-0.95$ ) のとき, 常温で帯磁率を示す(フェリ磁性). イルメナイトは常温で磁性を示さない(常磁性). またチタノマグヘマイト(マグヘマイト)についても考慮の必要がある.

鉄の硫化鉱物として帯磁率の対象となるものに磁硫鉄鉱がある. これは鉄に対する硫黄の量が一定範囲 ( $\text{FeS}_{1.1}-\text{FeS}_{1.1a}$ ) のものが常温で帯磁率の対象(フェリ磁性)となる.

これらの結果から考えると, 火山岩と花崗岩で全く同一の帯磁率を示す岩石がある場合, 両者の磁性鉱物の種類, 粒径, 形状などから, その中味は大きく異なること

が予想される.

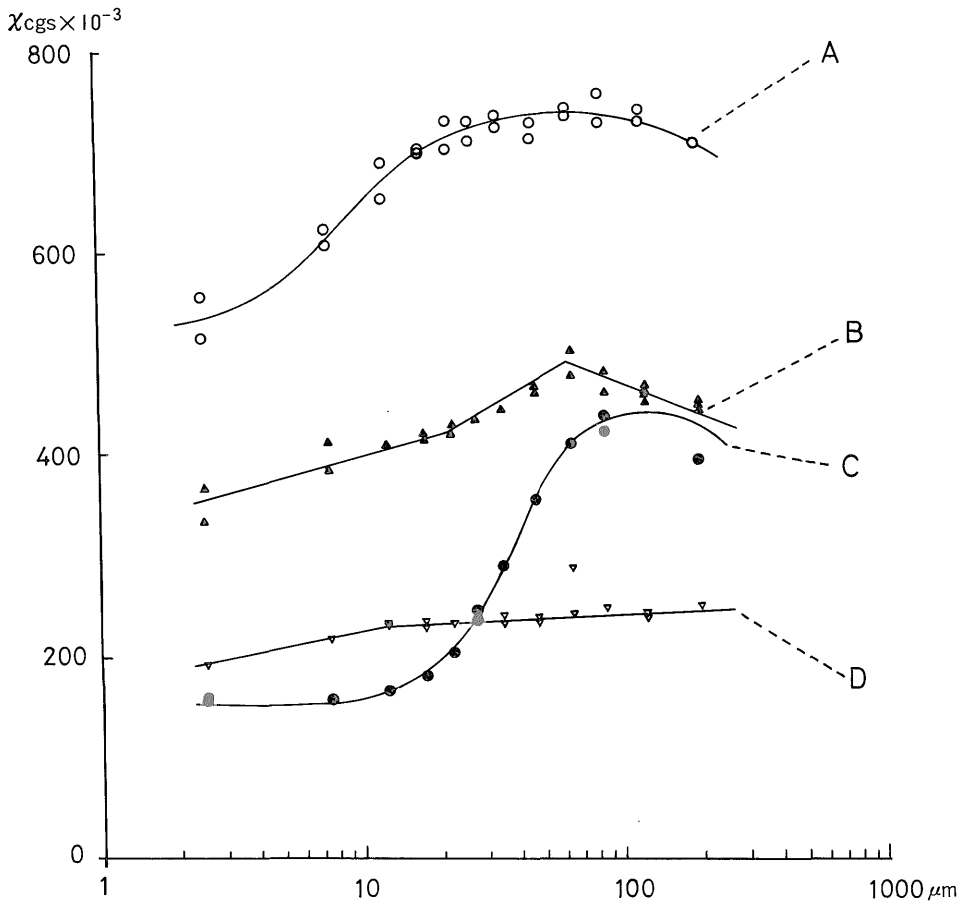
花崗岩質岩のみを考えた場合でも, マグマの組成, 侵入場所, 固結条件などから磁性鉱物の粒度分布, 形状, ラメラの種類とその幅など磁区構造をきめる要因がいくつもあり, また流理構造を有する場合にも問題がある. このことは同一鉱物, 同一含有量であっても当然異なる帯磁率を示すことが考えられる. これは磁鉄鉱量と帯磁率の関係を求めた図にも, 同一含有量で帯磁率が数倍以上異なるものがみられることから裏付けられる.

5. 帯磁率測定に関する2-3の実験

2種類の岩石について行った実験について述べる.

モンゾニ岩(岩手県岩手郡玉山村, 姫神岩体)および安山岩(神奈川県足柄下郡真鶴町箱根火山)<sup>6)</sup>をそれぞれ

6) JA-1 として標準分析用試料に使用されているものと同一ブロック



第3図 鉱物粒度と帯磁率の関係  
 A:磁鉄鉱 B:チタン磁鉄鉱 C:チタン磁鉄鉱 D:チタノマグヘマイト HARTSTRA, R. L. (1982)より

1.5 kg 用意し、これを順次粉砕細粒化し9段階の粉末試料を作成した。粉砕時における試料中の鉄鉱物の酸化を避けるため、メノウ粉砕機により時間をかけ、緩やかな粉砕を行った。作成された試料はフルイを用いて粒度分析を行い、粒度分布(第4図 a, b)を求めた。この試料の化学組成(第3表)を示す。

この粉体を BISON 3101 型帯磁率計で測定し、これを比較した。またこの値が粉砕過程による酸化の影響でないことを確認するため、FeO(酸化第2鉄)の定量分析

を行った(第4表)。分析を行うとき、粒度分布の粗い試料と細かい試料では明らかに試料の分解時間が異なるので、同一試料について5段階の分解時間を設定しそのピーク値を求めた。定量方法は容量法(地質調査所分析法1978)によった。試料の分解時間は砂皿上の温度が300°Cのとき、粗いもので17分<sup>7)</sup>、細かいもので10分であった。これで見ると粉砕過程時における Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>/FeO の変化は起こっていない。

いずれも粒度低下とともに帯磁率も減少しているが、低下の割合はモンゾニ岩と安山岩で明らかに異なっている。モンゾニ岩では、粉砕過程の最初の試料と最後の試料での値が約16%の減少、安山岩では約23%減少して

7) 粗粒の試料の FeO 含有量のやや少ないのは試料の分解が完全に行えないためである。

いる。これらの結果は既述の実験結果の一部を裏付けるものである。

なお地球化学的標準試料として地質調査所より配布されている JA-1 (Split No. 2-7, 8-7, 9-7 の3個の平均) は FeO 含有量 4.04%,  $\chi=310 \times 10^{-6}(\text{emu/g})$  であった。

次に前記3種類の帯磁率計について相互の関係を求めるための実験を行った。各々の帯磁率計のセンサー部分に対し十分大きな岩石ブロックを用いて測定を行った。

使用した岩石は5種類で、1)角閃石黒雲母花崗岩(広島県安芸郡倉橋町倉橋石材産)、2)普通輝石かんらん石玄武岩(長崎県小川内町妙観寺峠、慈海石材工業採石場産。通称、JB-1)、3)黒雲母花崗岩(韓国慶尚南道陝川郡佳会面屯内里産)、4)普通輝石かんらん石玄武岩(長崎県北松浦郡吉井町乙石尾免産)、5)アノソサイト(カナダケベック州セントジョン湖畔アルマ北方産)である。1)および4)の岩石は地質調査所標本館展示標本、3)および5)の岩石は地質調査所建物構成石材<sup>8)</sup>である。3)、4)の岩石は測定する部分により帯磁率に数倍の変化がみられ、5)の岩石は2-3 cmの移動により2-4倍の変化があり全体として30倍程度の帯磁率の違いが認められる。

BISON 3101型の外部コイルの大きさを考慮し、一部の点では他の2機種との比較を行わなかった。これらの結果(第5表)を示す。

第3表 実験に用いた岩石試料、モンゾニ岩(KG-327)および安山岩(JA-1)の化学組成

	モンゾニ岩 (KG-327)	安山岩 (JA-1)
SiO <sub>2</sub>	48.20	63.90
TiO <sub>2</sub>	0.63	0.89
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	12.43	15.00
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	2.73	2.40
FeO	7.87	4.40
MnO	0.19	0.17
MgO	11.20	1.64
CaO	11.27	5.78
Na <sub>2</sub> O	1.97	4.02
K <sub>2</sub> O	1.94	0.80
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.66	0.17
LOI	0.95	0.64
Sum	100.55	100.29
T.Fe as Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	11.11	7.28

(蛍光X線分析法による)

単位(%)

この値は野外露頭等における実際の測定よりも各種条件がやや良好な場合の結果であり、野外での測定は当然これよりも悪いものになると思われる。しかし室内で行ったこれら3機種間の機差を求める実験はかなり良好な結果が得られており、前記の結果は実験に用いた岩石ブロックの局部的な不均質の影響が入っているものと考えられる。

BISON 3101型帯磁率計は、使用開始時期が早かったこともあって野外、室内を問わず広範囲に利用されている。また内部コイルにより、室内でかなりの数の岩石試料が粉末で測定されている。このため岩石帯磁率を考える上での基礎データとなっている場合が多い。これらの理由から、当帯磁率計の内部コイルを用いて粉末試料の測定を行った時の測定値の再現性と経時変化について述べる。

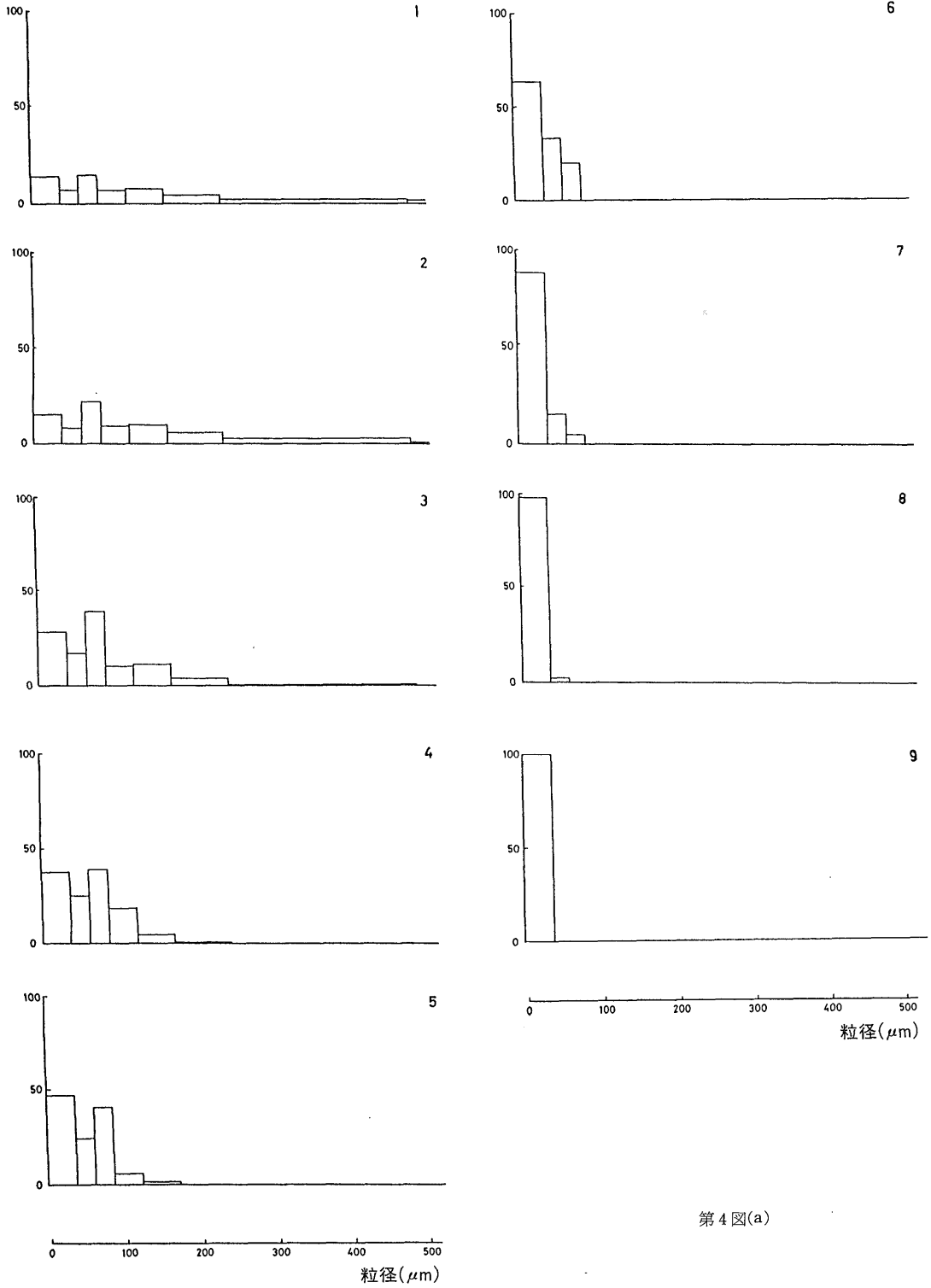
BISON 3101型帯磁率計の測定目盛は $2 \times 10^{-6}$ (CGSemu)まで目盛られている。この $10^{-6}$ 桁は読取りダイヤルの補助目盛りであり、一桁上の $10^{-5}$ 目盛から数値で読取る形となっている。粉末試料の測定を行った場合、その再現性がどの程度であるかを岩石粉末試料を使って当機購入当初よりチェックしてあるので、当機の精度を考える上で一つの目安としてここに示す。使用した岩石粉末試料はJG-1、JB-1、JA-1、JB-2(いずれも地質調査所地球化学的標準試料)を原岩より帯磁率測定用に作成したのもので、化学分析用のものとは粒度が全く異なる。

粒度を違えたのは長期の使用により試料中に含まれる磁性鉱物の酸化・吸湿を避けるためである。これを当機使用当初より帯磁率測定の前後に入れ当機の検定に用いた。当帯磁率計は使用温度の違いにより $1 \times 10^{-5}$ 近く変動するので、室温が $10-26^{\circ}$ の範囲のみで測定し、これを外れる温度では測定していない。この結果(第6表)を示す。

これらの結果からみると相対的な変動率は帯磁率の値の小さい(JG-1)程大きい。また岩石粉末試料を測定用コンテナに詰める際、コンテナの底部で部分的に粉末試料が密になり、上部に行くにしたがい疎になる現象もこのバラツキに關与している。最終的には、必要な注意を払えば帯磁率 $\chi=100 \times 10^{-6}$ (CGSemu)以上で相対誤差3%程度の再現性が得られることを示している。

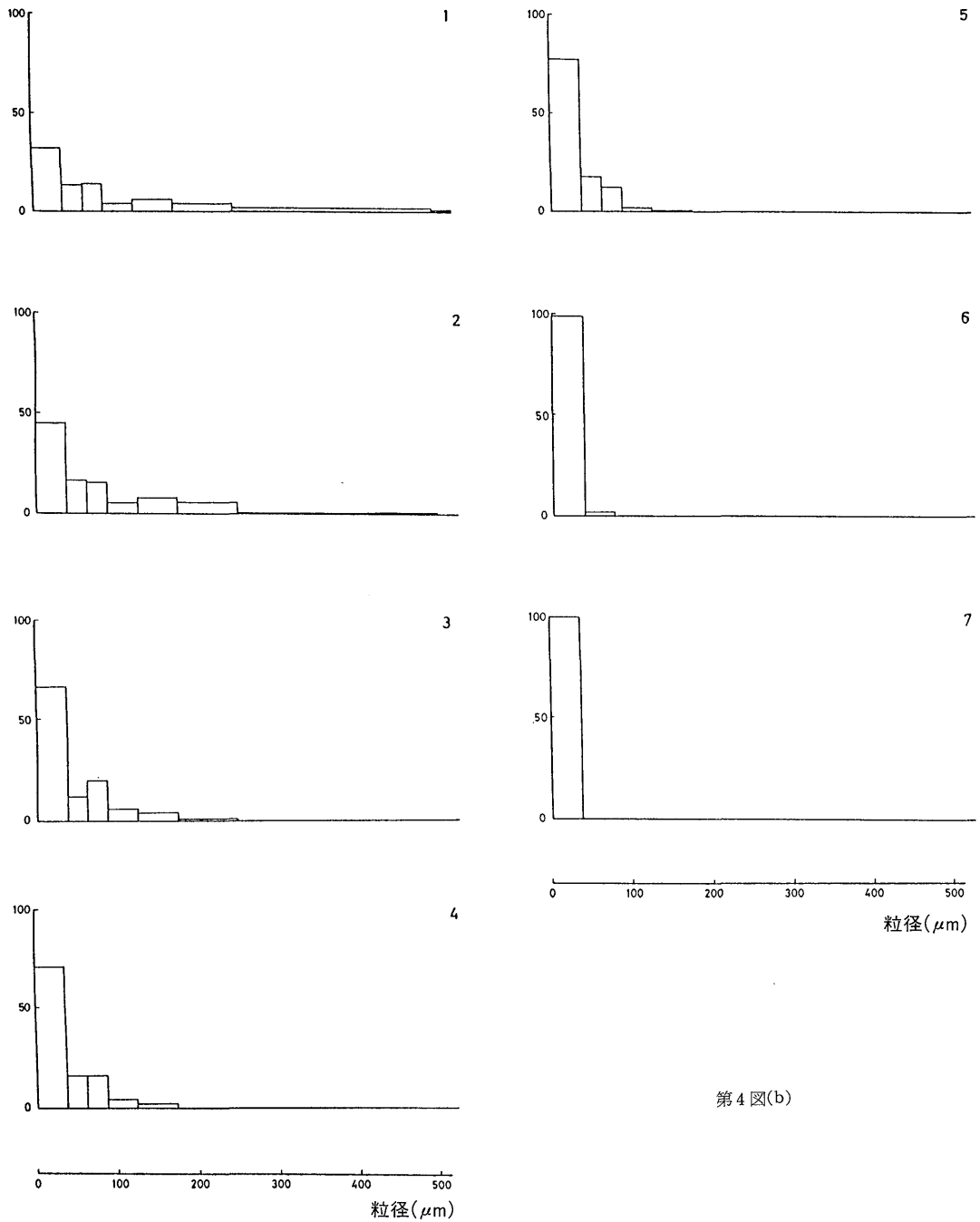
初期帯磁率と飽和帯磁率を粉末岩石試料について測定した結果があるので、参考までに記載(第7表)する。初期帯磁率測定はBISON 3101型帯磁率計、飽和帯磁率は試料振動型磁力計VSM-3型(東英工業)を使用した。

8) この2種の石材は、短時間の熱による表面処理を行っているが表面2-3mm以外は元の岩石の性質を示しているものと考えられる



第4図(a)





第4図(b)

第4図 各粉砕段階におけるモンゾニ岩(KG-327)(a)および安山岩(JA-1)(b)の粒度分布 (bの8, 9段階は省略)

第4表 モンゾニ岩および安山岩の各粉碎段階におけるFeO含有量と質量帯磁率

モンゾニ岩 (KG-327)

粉碎段階	1	2	3	4	5	6	7	8	9
FeO (%)	7.78	7.76	7.82	7.83	7.78	7.90	7.94	7.93	7.81
$\chi (\times 10^{-6} \text{ emu/g})$	1,015	1,002	987	991	983	947	916	883	856

安山岩 (JA-1)

粉碎段階	1	2	3	4	5	6	7	8	9
FeO (%)	4.37	4.35	4.38	4.41	4.40	4.38	4.40	4.40	4.34
$\chi (\times 10^{-6} \text{ emu/g})$	503	506	514	504	503	474	432	409	386

第5表 帯磁率計3機種のクロスチェック結果

	BISON 3101 $\kappa_{\text{cgs}} (\times 10^{-6})$	SCINTREX SM 5 $\kappa_{\text{cgs}} (\times 10^{-3})$	KAPPA METER KT3* $\kappa_{\text{SI}} (\times 10^{-3})$
(1) 角閃石黒雲母 花崗岩	29	0	0.66 — (0.36)
(2) 普通輝石かんらん 石玄武岩	430	0.4	4.9 (5.0) (5.4)
(5) アノソサイト	645	0.5	6.5 (6.3) (8.2)
(3) 黒雲母花崗岩	816	0.8	11.2 (10.0) (10.2)
(4) 普通輝石かんらん 石玄武岩	2,140	2.3	27.0 (28.9) (26.9)
(5) アノソサイト	—	4.0	49.0 (50.2)
(5) 同 上	—	9.0	100 (113)

岩石については本文参照 ( ) 内は  $\kappa_{\text{cgs}}$  から  $\kappa_{\text{SI}}$  への換算値  
\* KAPPAMETER KT 3は励起周波数が 10 kHz と高く厳密には他の2機種と同じ値を示さないこともある

6. 帯磁率測定でこれまでに生じた問題点

これまでの問題点のいくつかについて述べる。

1) 岩石の粉末帯磁率測定を行う場合、岩石塊の粉碎

第6表 BISON 3101型帯磁率計における標準試料の再現性

試料	JG-1	JB-1	JA-1	JB-2
$\chi (\times 10^{-6} \text{ emu/g})$	12	122	541	1043
標準偏差 ( $\sigma$ )	5	4	11	26
相対標準偏差 (%)	42	3.3	2.0	2.5
n	118	123	99	95

n: 測定回数

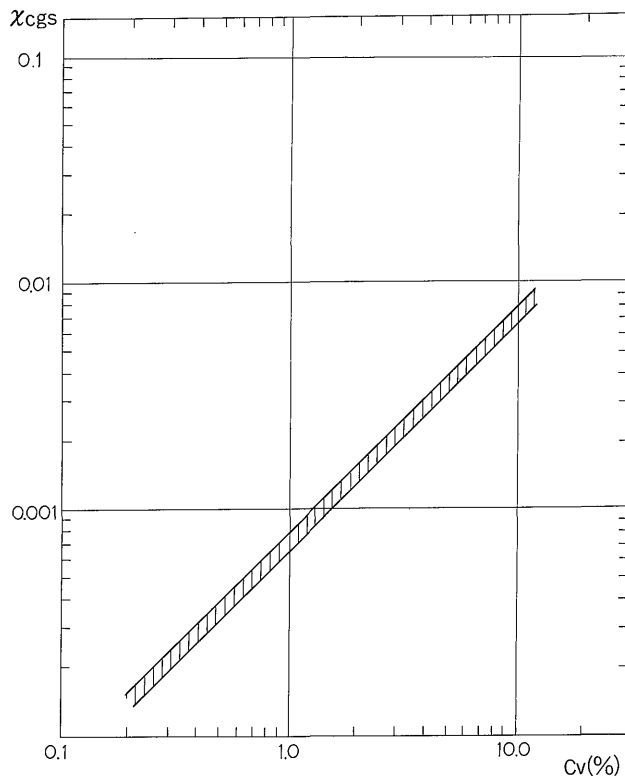
第7表 岩石試料の初期帯磁率と飽和帯磁率

試料	1 Oe	10 k Oe
1) 花崗岩	$19 \times 10^{-6}$	$3.6 \times 10^{-6}$
2) モンゾニ岩	$940 \times 10^{-6}$	$183 \times 10^{-6}$
3) 玄武岩	$930 \times 10^{-6}$	$158 \times 10^{-6}$
4) 安山岩	$1,080 \times 10^{-6}$	$198 \times 10^{-6}$

- 1) 茨城県笠間市高田石材岩倉丁場
- 2) 第4表のモンゾニ岩と同一露頭
- 3) 静岡県賀茂郡南伊豆町大根
- 4) 静岡県田方郡土肥町黒根

を行うが、その際微量の金属片の混入が認められることがある。これは粉碎初期、粗砕時に金属粉碎機(例えばジョークラッシャー)を一部使用するためと考えられる。高能率の粉碎機ほど金属片混入度合いが高いので粉碎行程の十分な管理が必要である。また粗砕時の花崗岩試料を分取する場合、細粒の部分を多く分取すると粗粒の部分の3-4倍の帯磁率を示すことがある。これは磁性鉱物が細粒部分に片寄る現象がおこるためと考えられる。

2) ある花崗岩体の粉末帯磁率測定を行った時、筆者の測定値の大半が  $\chi = 10 - 30 \times 10^{-6} (\text{emu/g})$  であるのに対し、同一岩体で大半が  $\chi = 50 - 80 \times 10^{-6} (\text{emu/g})$  の帯磁率を示す報告が見られたことがある。BISON 3101型についてこれまで4台のクロスチェックを行ったことがあるが、いずれも3-4%以下の差しかなかった。この違



第5図 磁鉄鉱容量と質量帯磁率の関係  
(ハッチ部分 第2図bより作成 試料密度変化を2.60-3.10 g/cm<sup>3</sup>と仮定)

い為何であるかは不明であるが試料処理に問題があるのかも知れない。

3) 花崗岩塊より2-3枚の研磨薄片を作成し、反射顕微鏡でFe-Ti酸化鉱物の同定を行い、EPMAを用いて元素分析を行った6個の花崗岩試料の帯磁率測定を行ったことがある。6試料中の主たる磁性鉱物は4試料がチタン鉄鉱、2試料が磁鉄鉱であった。薄片を作成した同一岩石ブロック約2kgを十分に注意して粉碎し、帯磁率測定を行った。チタン鉄鉱を含む4試料の粉末帯磁率は、 $\chi=198 \times 10^{-6}$ ,  $231 \times 10^{-6}$ ,  $18 \times 10^{-6}$ ,  $13 \times 10^{-6}$  (emu/g)、磁鉄鉱を含む2試料は、 $\chi=13 \times 10^{-6}$ ,  $116 \times 10^{-6}$  (emu/g)であった。この結果はチタン鉄鉱と判定された4試料のうち2試料の帯磁率が高く、磁鉄鉱と判定された2試料のうち1試料の帯磁率が低い。磁性鉱物の同定は反射顕微鏡、X線マイクロプローブによっているので間違いはないと考えられる。しかしこれらの事実から磁性鉱物の定量的な判定は母集団(原岩)を代表できる標本抽出(薄片の大きさ)が行われているかどうかの問題とも考えられ、また磁性鉱物が磁鉄鉱(ウルボスピネ

ル-マグネタイト系列の端成分)、チタン鉄鉱(イルメナイト-赤鉄鉱系列の端成分)という分類だけでは不十分でそれぞれ、ウルボスピネル成分および赤鉄鉱成分を合せて考える必要があり、各種方法を利用して確認すべきであろう。

4) 体積帯磁率( $\kappa$ )と磁鉄鉱容量( $C_V$ )の関係は既にのべた通りであるが、質量帯磁率( $\chi$ )と磁鉄鉱容量を直接対比している報告書がみられる。体積帯磁率と磁鉄鉱容量の関係式(4式)の両辺を試料密度( $\rho$ )で割ると

$$\chi = AC_V^3 / \rho \dots\dots\dots (5)$$

となり質量帯磁率の式になる。右辺の  $C_V^3 / \rho$  の分子、分母はいずれも独立変数であるので、これらの関係を表すには3次元でない并表示できない。もしこれを  $\chi$  と  $C_V$  の軸で表すと、試料密度の最大値と最小値の幅を持つことになりその関係は面(第5図)で表示される。花崗岩質岩を扱う場合、その密度変化が2.60-3.10 (g/cm<sup>3</sup>)であるとする同一帯磁率に対し最大で17%程度の幅をもっている可能性がある。

5) また CGS 電磁単位から SI 電磁単位への換算(体

積帯磁率  $\kappa_{\text{CGS}}$ -体積帯磁率  $\kappa_{\text{SI}}$  は  $4\pi$  のみ(第1表)であるが,  $\chi$  (CGSemu 質量帯磁率) と  $\kappa_{\text{SI}}$  (SI 単位での体積帯磁率) とを対比させ, かつ桁を1桁間違えた報告書 (ISHIHARA, 1979) も見られる。これらはいずれも帯磁率を扱う時の初歩的な問題である。

6) 帯磁率に寄与するものとして, 帯磁率が低くなると岩石中の黒雲母や角閃石それに輝石(いずれも常磁性)などの鉱物がある。ちなみに年代測定用に選別された黒雲母は,  $\chi=70-90 \times 10^{-6}$  (emu/g) 程度の値が測定されているので, 帯磁率が  $<50 \times 10^{-6}$  (emu/g) のような場合は岩石帯磁率と磁鉄鉱量の関係を表す式にこの種の項を加える必要がある。

7) 通常, 体積帯磁率 ( $\kappa$ ) と質量帯磁率 ( $\chi$ ) の関係は試料密度 ( $\rho$ ) を媒体として,  $\kappa=\chi\rho$  である。しかし BISON 3101 型帯磁率計の内部コイルでこれらの関係を求めた場合,  $\chi$  がおおよそ  $<80 \times 10^{-6}$  (emu/g) になると,  $\kappa$  と  $\chi$  の関係が  $\kappa<\chi\rho$  となる現象がみられる。これにはいくつかの事柄が関与していると考えられるが, 事実の記載のみにとどめる。

## 7. 結論とまとめ

1) 電磁気学での帯磁率は単位体積当りの量, 物性物理学での帯磁率は単位質量当りの量を使う場合が多い。岩石帯磁率の表示はこれまで両方が使用されている。また電磁単位が CGS および MKSA (SI) に分かれ, MKSA (SI) 単位では帯磁率を自由空間の透磁率で割って比帯磁率で表示する。このため表示方法が多少煩わしく, 表示の不明確な報告書がみられる。また CGS 電磁単位の体積帯磁率から MKSA (SI) の体積比帯磁率への換算は単に  $4\pi$  を掛けるのみである。

2) 測定された岩石帯磁率の値は, その中に含まれる強磁性鉱物の量によってきまる。しかし鉱物の種類や鉱物の大きさ, ラメラなどいくつかの要素がある。帯磁率を磁鉄鉱量に換算する目安として, これまでのいくつかの実験式から,  $\kappa=0.30 C_V^B$  ( $B=1.00-1.39$ ) が適当であると考えられる。 $\kappa$  は体積帯磁率 (emu/cm<sup>3</sup>),  $C_V$  は磁鉄鉱容量である。しかし帯磁率の低いところでは常磁性を示す鉱物も考慮する必要がある。

3) 岩石帯磁率の値をより正確に対比させるためには, 磁鉄鉱のウルボスピネル成分, チタン鉄鉱の赤鉄鉱成分それにマグヘマイト, チタノマグヘマイトも考慮する必要があると考えられる。このため帯磁率値から, 直ちに岩石に含まれる強磁性鉱物の推定を行うことは難しい。

4) 帯磁率と強磁性鉱物の関係をより正確に理解するためには鏡下観察, キュリー点測定など, かなりの量の

岩石試料について系統的な実験を行う必要がある。

5) 質量帯磁率  $\chi$  と鉱物容量  $C_V$  を直接対比させることは試料密度 ( $\rho$ ) の項が欠け, 火成岩の場合平均試料密度に対し  $\pm 15\%$  程度の幅を持ち不正確となるので試料密度差が狭い場合以外は行うべきではない。

6) 粉末試料による帯磁率は, 使用する岩石試料の量がある程度確保できれば岩石のもつ不均質性や, 異方性による値を平均化できる面を持っている。流理構造の発達した岩石の帯磁率測定を行った場合, 時折経験される方向による違いは必ずしも小さいものではない。これらは目的により使い分けられるものであろう。

## 文 献

- BALSLEY, J. R. and BUDDINGTON, A. F. (1958) Iron-titanium oxide minerals, rock, and areomagnetic anomalies of the Adirondack area. *New York, Econ. Geol.* vol. 53, p. 777-805.
- 地質調査所技術部化学課 (1978) 地球化学的試料の化学分析法 2. 地質調査所分析法, no. 51, p. 404.
- GRENET, G. (1930) Sur les propriétés magnétiques des roches. *Ann. Geophys.* vol. 13, p. 263-348.
- HARTSTRA, R. L. (1982) Grain-size dependence of initial susceptibility and saturation magnetization related parameters of four natural magnetites in the PSD-MD range. *Geophys. J. R. astr. Soc.* vol. 71, p. 477-495.
- ISHIHARA, S. (1979) Kappameter KT-3 and its application for some volcanic rocks in Japan. *Bull. Geol. Surv. Japan*, vol. 30, p. 513-519.
- JAHREN, C. E. (1963) Magnetic susceptibility of bedded iron-formation. *Geophys.* vol. 28, p. 756-766.
- LAWTON, D. C. and HOCHSTEIN, M. P. (1980) Physical properties of titanomagnetites sand. *Geophys.* vol. 45, no. 3, p. 394-402
- MOONEY, H. M. and BLEIFUSS, R. (1953) Magnetic susceptibility measurements in Minnesota Part II. Analysis of field results. *Geophys.* vol. 18, p. 383-393.
- 中川康昭・田崎 明 (1968) 実験物理学講座. 共立

- 出版, 「磁気」, vol. 17, p. 261-263.
- NAGATA, T. (1961) Rock magnetism. Maruzen Co, Tokyo, 350 p.
- NETTLETON, L.L. (1940) Geophysical Prospecting for Oil. McGraw-Hill, New York, p. 201.
- (1976) Gravity and Magnetism in Oil Prospecting. McGraw-Hill, New York, p. 312-313.
- PAYNE, M. A. (1981) SI and Gaussian CGS units, conversions and equations for use in geomagnetism. *Phys. Earth Planet. Int.* vol. 26, p. 10-16.
- PUZICHA, K. (1941) Der magnetismus der gesteine als funktion ihrer magnetithaltes. Beitr. Angew. *Geophys.* vol. 9, p. 158-186.
- WERNER, S. (1945) Determination of the magnetic susceptibility of ore and rocks from Swedish iron ore deposits. *Swed. Geol. Surv.* vol. 39, no. 1, 79 p.
- (受付: 1986年10月22日; 受理: 1987年1月22日)