岩石の磁氣的諸量の国際単位系 (SI) と CGS 系間の換算

Conversions between SI and CGS units for rock magnetism

上 野 宏 共 (Hiroto Ueno)*

Conversion factors between SI and CGS units for magnetic susceptibility and other magnetic quantities are described. The relationship between the volume magnetic susceptibility χ_{SI} in SI units and the specific magnetic susceptibility χ_{CGS} in CGS units is given by the formula $\chi_{SI} = 4\pi\rho\chi_{CGS}$, where ρ is the density of rocks. A nomogram for their conversion is shown.

まえがき

科学、技術はもとより教育、産業に至るまで国際単位系(The International System of Units; 記号は SI)への切替えが推奨されている。本誌の投稿規定にも「単位はなるべく国際単位系 (SI) により、ローマ字による省略形を用いる」と定められている。一方、市販の測定器やメーター類では単に SI による表示のみの器具が現われて来ている。その一つの例が岩石の帯磁率測定器である。SI 表示による帯磁率の測定値とこれまで蓄積された CGS 系の値との比較が必要な場合には、多くの研究者や調査者により各調査地区ごとに SI と CGS 系の値を両軸を対数目盛にした直交座標にプロットした図を用いて相互の関係が議論されているのが現状である。単純な比例関係で帯磁率の SI と CGS 系間の相互の換算ができる事を示し、現在の混乱を無くする事、並びに他の磁氣的諸量が SI でどの様に表示されつつあるかを概観する事が本解説の目的である。SI 接頭語をはじめ SI 一般については他の解説書を参照して頂きたい。

帯磁率の換算係数

一般に用いられている岩石の帯磁率 (magnetic susceptibility) とは地球磁場程度の弱い磁場中での磁化と磁場との比で定義され、電磁気学での初期磁化率に相当する。単位体積当りの体積帯磁率 (volume susceptibility) には χ [kæpə] の記号が、単位質量当りの質量帯磁率 (mass susceptibility または specific sus-

ceptibility) には χ [kai] の記号が使われる。体積帯磁率はディメンジョンの無い無名数であるが、CGS 系の質量帯磁率には emu/g の単位を付ける。

「CGS 系の体積帯磁率 χ_{CGS} 」から「SI の体積帯磁率 χ_{SI} 」への換算は次の通りである (Collinson, 1983)。

$$\chi_{SI} = 4\pi\chi_{CGS} \dots\dots\dots(1)$$

「CGS 系の質量帯磁率 χ_{CGS} 」から「SI の体積帯磁率 χ_{SI} 」への換算では換算係数の中に岩石の密度 ρ の項が入り次のように示される事になる。

$$\chi_{SI} = 4\pi\rho\chi_{CGS} \dots\dots\dots(2)$$

(1) 式および(2) 式とも SI での帯磁率と CGS 系の帯磁率とは比例関係にある事を示している。比例定数も単純な数である。直交座標で等分軸に SI と CGS 系の帯磁率を採れば原点を通る直線となり、両軸に対数目盛を用いれば 45° の正の傾きを持つ直線となる。過言ではあるが、花崗岩質岩石の密度を仮に 2.7 とし CGS 系の質量帯磁率 χ_{CGS} (emu/g) に換算係数 33.9 (= $4\pi\rho$) を掛ければ SI の体積帯磁率 χ_{SI} が求まり、逆の換算の場合には換算係数 0.0295 (= $1/4\pi\rho$) を掛ければ良い。しかし Ueno and Nedachi (1970) のように体積帯磁率 χ_{CGS} が求められる装置での測定値に対しては (1) 式により定数 4π の乗除だけで換算が可能となる。

調査地区ごとに χ_{SI} と χ_{CGS} の両者をプロットした図が作成されており、その論文や報告書の数は知る限りでも 10 編を越す。記載されている岩石名から岩石の密度を推定して (2) 式の計算を行ない比較すると、それらの報告のうちでも計算値と比較的合っているもの

* 東北大学理学部岩石鉱物鉱床学教室
〒980 仙台市荒巻字青葉

(昭和 62 年 11 月 6 日受付
昭和 62 年 11 月 9 日受理)

第1図 帯磁率換算用計算図表（使用法は第2図）。

第2図 帯磁率換算用計算図表使用法。

岩石の密度を ρ としたとき、SIの体積帯磁率 χ_{SI} とCGS系の質量帯磁率 χ_{CGS} 間の相互の換算。使用例 (a) 既知の $\rho 2.8$, $\chi_{CGS} 2000 \times 10^{-6} \text{ emu/g}$ から χ_{SI} 尺上の 70×10^{-3} を読む, (b) 既知の $\rho 2.6$, $\chi_{SI} 1.5 \times 10^{-3}$ から χ_{CGS} 尺の $46 \times 10^{-6} \text{ emu/g}$ を読む。

は佐藤・石原(1983), 通産省・資源エネルギー庁(1987), 飯泉・高木(1987), その他である。中には1桁ないし2桁も異なっているものもあり, 測定技術上の問題ばかりでなく10の冪乗数を取り違えたとか考えられない報告も見受けられる。上述の比較的合っているとしたものでも共通して次の傾向がある。両単位系ごとの2種の測定器による値の相対的な取扱いしかできないが, (1) χ_{CGS} で大きい値から 100×10^{-6} ないし $50 \times 10^{-6} \text{ emu/g}$ までは, ほぼ一致する1例を除けば, χ_{SI} の方が数%小さく時には20~30%小さい, (2) χ_{CGS} で 20×10^{-6} ないし $10 \times 10^{-6} \text{ emu/g}$ 以下では概して χ_{SI} の方が数十%小さい。従って岩石の帯磁率の値を磁鉄鉱系とチタン鉄鉱系(Ishihara, 1977)の区分に用いる場合にはそれほど大きくは効かないがこの事は留意すべきで, 後述の誘導磁気を計算したり Q 値を求めたりする場合(Khramov, 1987; Ueno, 1982)にはさらに注意しなければならない。試料を粉末にする際の強磁性鉱物の混入とか, 機器の使用条件あるいは低レベルでの精度などが考えられるが, 論文や報告書の文章だけでは判断できない。いずれにしろ帯磁

率の値の小さい範囲で, Ueno and Nedachi (1970) によって行われたようなハロゲン化物などの標準試料を用いての検討が必要であろう。

換算用計算図表

帯磁率の換算は前述のように単純な計算で可能であるが, 迅速に概算値を得る目的および10の冪乗を伴うために桁を間違える可能性がある事などから, χ_{SI} と χ_{CGS} の相互の換算用計算図表を作成した(第1図)。10の冪乗としては凡用されている $\chi_{SI} \times 10^{-3}$ と $\chi_{CGS} \times 10^{-6}$ を用いた。この計算図表使用のための説明を第2図に示した。これ以外に個々の目的に応じた計算図表を作成しておけば便利であり, 桁も早く正しく読み取れるであろう。計算図表の作成には本間・内田(1977)が便利である。第1図そのものでも ρ 尺の原点1.0を通る直線を使って $\chi_{CGS} \times 10^{-6}$ 尺を $\chi_{CGS} \times 10^{-6}$ と読み替えれば $\chi_{SI} \times 10^{-3} \iff \chi_{CGS} \times 10^{-6}$ の換算に使える。また, $\chi_{SI} \times 10^{-3}$ 尺を5.2 mm 上方に平行移動して0.1を基線に合わせてその $\chi_{SI} \times 10^{-3}$ 尺を $\chi_{CGS} \times 10^{-4}$ に読み替えれば $\chi_{CGS} \times 10^{-4} \iff \chi_{CGS} \times 10^{-6}$ の換算に使える。

その他の磁氣的諸量

SI では磁界の強さ H と磁束密度 B が異なる単位で表わされる(Payne, 1981)。従ってCGS系で区別がいまいであったこの二つの量を区別する必要がある。磁化 M と磁気分極 J についても同様である。このため, 研究者によっていく分使い方が異なり多少の混乱はあるが, 国際地球電磁気学・超高層物理学協会の勧告(Anonymous, 1974)も考慮して以下の様な換算が妥当と判断する。

帯磁率に関連して良く用いられるのは, 空中磁気探査の解析の基本となる誘導磁気 κH である。 κH の計算には地球磁場 H として 1 A/m (SI) $= 4\pi \times 10^{-3} \text{ Oe}$ (CGS) の換算を用いる(Khramov, 1987)。残留磁気の強度 M には 1 A/m (SI) $= 10^{-3} \text{ emu/cm}^3$ (CGS) の換算を使う(例えばUeno and Tonouchi, 1987)。そうすれば $Q = M/\kappa H$ で表わされる Q 値(Königsberger ratio)はSIでもCGS系でも同じ値となる。交流消磁の磁場としては 1 mT (SI) $= 0.1 \text{ Oe}$ (CGS) の換算が多く用いられている(例えばDunlop, 1983)。この換算は論理的ではないが, CGS系の磁場を磁束密度(Oe)としてではなく磁界の強さ(Gauss)として捕えればそれなりの解釈はつく。弱い磁場の単位として γ が広く使われていたが 1 nT (SI) $= 1\gamma$ (CGS)としてそのまま使える。

帯磁率測定には手製の装置以外には使用経験がないため、市販器具について感違いしている部分があるかも知れないし、さらにそれらを使う上での具体的な問題点や対処方法にはほとんど触れられなかった。東北大学理学部物理学教室の高木伸助教授には本稿の内容について物理学の立場から検討して頂いた。深く感謝する次第である。

引用文献

- Anonymous (1974), Adoption of SI units in geomagnetism (Trans. 2nd General Scientific Assembly, IAGA, Kyoto, 1973). *IAGA Bull.*, **35**, 148-151.
- Collinson, D.W. (1983), Methods in rock magnetism and paleomagnetism. pp.503. Chapman and Hall, London.
- Dunlop, D.J. (1983), Paleomagnetism of Archean rocks from northwestern Ontario: Wabigoon gabbro, Wabigoon Subprovince. *Can. J. Earth Sci.*, **20**, 1805-1817.
- 本間 仁・内田茂男 (1977), 計算図表・図式計算法, pp.252. コロナ社, 東京.
- 飯泉 滋・高木哲一 (1987), 携帯用帯磁率計カップバーメーター KT-5 型とバイソン帯磁率計による帯磁率の相関関係, 島根大学地質学研究報告, **6**, 209-210.
- Ishihara, S. (1977), The magnetite-series and ilmenite-series granitic rocks. *Mining Geol.*, **27**, 293-305.
- Khramov, A.N. (1987), Paleomagnetology. pp.308 Springer, Heidelberg.
- 佐藤興平・石原舜三 (1983), 甲府花崗岩体の帯磁率と化学組成, 地調月報, **34**, 413-427.
- 通産省・資源エネルギー庁 (1987), 昭和 61 年度阿武隈東部地域希少金属鉍物質資源の賦存状況調査報告書, pp.119.
- Payne, M.A. (1981), SI and Gaussian CGS units, conversions and equations for use in geomagnetism. *Phys. Earth Planet. Interiors*, **26**, 10-16.
- Ueno, H. (1982), Hydrothermal alteration and magnetic polarity of the Torigoe dacite lava around the Kosaka Kuroko deposits in the Hokuroku district, Japan. *Sci. Rep. Tohoku Univ., ser. III*, **15**, 273-280.
- Ueno, H. and Nedachi, M. (1970), Apparatus for determining magnetic susceptibility of rocks and ores in a weak magnetic field. *Sci. Rep. Tohoku Univ., ser. III*, **11**, 1-13.
- Ueno, H. and Tonouchi, S. (1987), Paleomagnetic evidence for the timing of formation of the Chichibu pyrometamorphic deposits, Japan. *Econ. Geol.*, **82**, 1723-1731.