

熱磁化 (Js-T) 曲線カタログ

森尻 理恵¹⁾

1. はじめに

岩石の磁化の研究では、その磁化を担っている磁性鉱物の種類を同定します。磁性鉱物の同定には反射顕微鏡を使う方法もありますが、磁性鉱物の磁気的な反応を加熱・冷却実験により調べる方法がよく利用されています。その理由は、磁性鉱物の含有量がほかの鉱物に比べて少なく、粒子サイズが小さいものに磁性が強いものが多いためです。磁気的な反応のうち、例えばキュリー点(キュリー温度ともいう)などは磁性体に固有の値を持っています。しかしながら、実際に実験をしてみると、自然の鉱物が持つ磁気的な反応にはバリエーションがあり、そんなに単純なものではないことが分かります。例えば、密度、熱伝導率、電気抵抗など、ほぼ全ての物性は試料の大きさが変わっても変わりません。その一方で磁性体試料の性質は、岩石や堆積物の試料中の磁性鉱物の種類と含有量、さらに鉱物の大きさの影響を強く受けます。これが磁性分析の有利な点でもあり、同時に難しい点でもあります。

地球科学でも、新しい技術が生まれて、アプローチの仕方が変わっていき、今まで盛んにおこなわれていた手法があまり顧みられなくなることもあります。岩石試料の熱磁気分析も、日本では研究例が少なくなっていると思います。しかしながら、バリエーションが大きく、ある種の「経験値」に頼っていた部分も大きい地球科学の分野において、過去の例を集めておくのはあながち無駄なことでもないだろうと思いました。そこで、ここではいくつかの実験例をご紹介します。これは何だ?と思ったときに参照していただければ幸いです。なお、解釈等はその論文をそのまま引用しています。文献一覧もありますので、原論文に当たっててください。

2. 基礎的なこと

熱磁気分析は、試料に強い磁場をかけると同時に、試料を加熱して磁化の変化を測定するものです。試料には磁場によって誘導された磁化(残留磁化ではない)が発生しており、それが加熱されるにしたがって変化していきます。

この変化を横軸に温度(T)、縦軸に飽和磁化強度(Js)を取ったグラフにします。そのグラフのパターンから、磁性鉱物を同定していきます。ここでは触れませんが、熱磁気分析だけでなく、磁気ヒステリシス曲線も同じ試料に対して測定されることも多く、合わせて磁性鉱物の同定に用いられています。

測定には磁気天秤(magnetic balance)や振動型磁力計(vibrating sample magnetometer)が用いられます。装置により異なりますが、だいたい100 mg程度以下の粉末状試料あるいは岩石片を1つの試料としてセットして、目的に応じて、空气中/真空中/不活性ガス中(例えばAr)のいずれかで行います。温度変化は5~15℃/分の範囲で行われることが多いです。一定の強い磁場中(機種によるが0.5 Tあるいは1.0 Tが多い)で加熱と冷却を行い、試料の飽和磁化強度(JsまたはMsと表記される)を測定します。岩石の磁化を担う典型的な磁性鉱物であるマグネタイトの存在が予想される場合、室温から700℃くらいまで加熱してまた室温に戻します。

測定結果としては、例えば蛇紋岩試料の場合には第1図のような磁化温度曲線(以下、Js-T曲線)が得られます。ここから、磁気的変化(キュリー点Tc、磁気的相変態点)、加熱による鉱物の化学変化(結晶構造の変化、酸化・還元反応(強磁性鉱物の生成・消失))などに着目し、含有磁性鉱物の推定を行っていきます。参考までに第2図に同じ試料の磁気ヒステリシス曲線を示します。

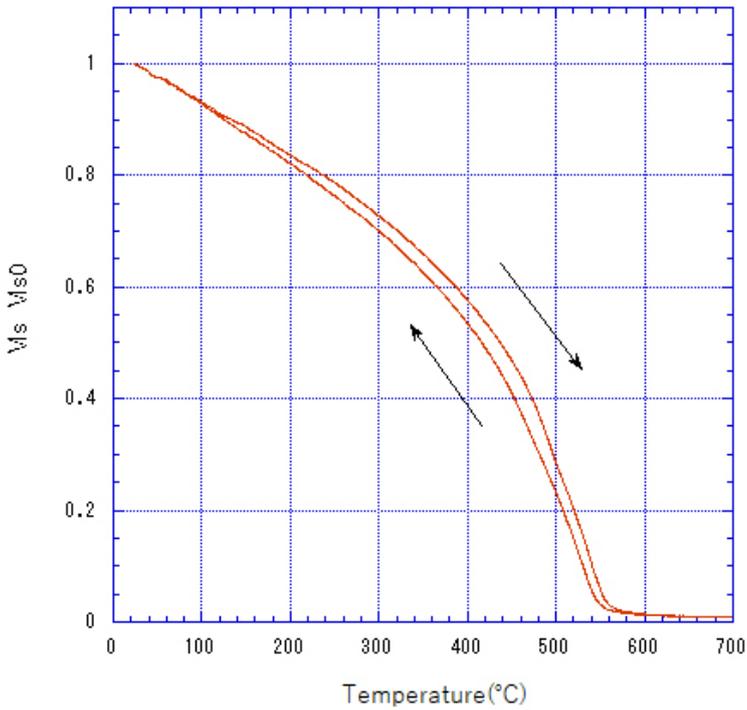
振動試料型磁力計は、磁場中に置いた試料を一定周波数、一定振幅で振動させ、試料の周辺に置いた検出コイルに誘起する起電力を測定します。起電力と磁化との関係式を基礎にして、試料の磁化を決定します。一方、磁気天秤とは磁性体の磁化の大きさを天秤の釣り合いによって測定する装置です。基本的には電磁石と電気炉を組み合わせた系に「天秤」もしくは「振り子」の機構を付け加えたもので、磁性体に働く力を計測することによって磁化を測定します。どちらの装置を使っても、同じように試料を加熱したり冷却したりして、温度変化に対する磁化強度を測定できます。

強磁性鉱物の多くは、ある温度になると強磁性を失い、

1) 産総研 地質調査総合センター地質情報基盤センター

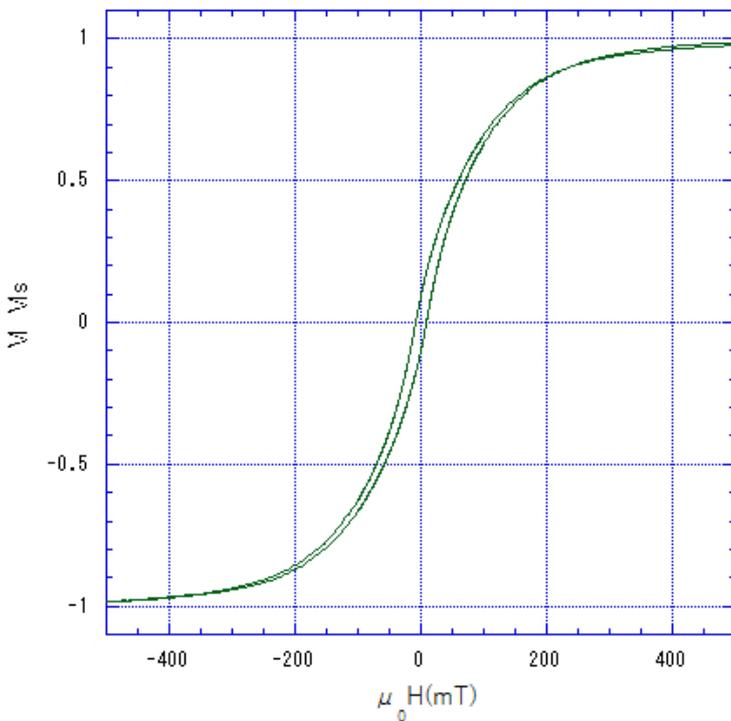
キーワード: 熱磁化曲線, 低温酸化, 高温酸化, 磁性鉱物

HAYACHINE 25



第1図 振動型磁力計を用いて真空中で加熱→冷却したJs-T曲線の例。試料は早池峰山の蛇紋岩。縦軸は室温における飽和磁化強度で標準化した飽和磁化強度。横軸は温度。森尻・中川 (2019)。

HAYACHINE 25



第2図 第1図と同じ試料の磁気ヒステリシス曲線。横軸はかけた磁場強度 (H)，縦軸は磁化強度 (M) を飽和磁化強度 (Ms) で標準化したもの。森尻・中川 (2019)。

常磁性体に相変態します。この温度をキュリー点(T_c)と呼びます。キュリー点は鉱物ごとに違いますから、鉱物の種類を決めるのには非常に有力な方法です。第1表に典型的な磁性鉱物のキュリー点と室温における飽和磁化強度を示します。

3. 解釈の基本

3.1 キュリー点

まず、Js-T曲線が得られたら、キュリー点を読み取ります。キュリー点の求め方はいろいろとやり方があります

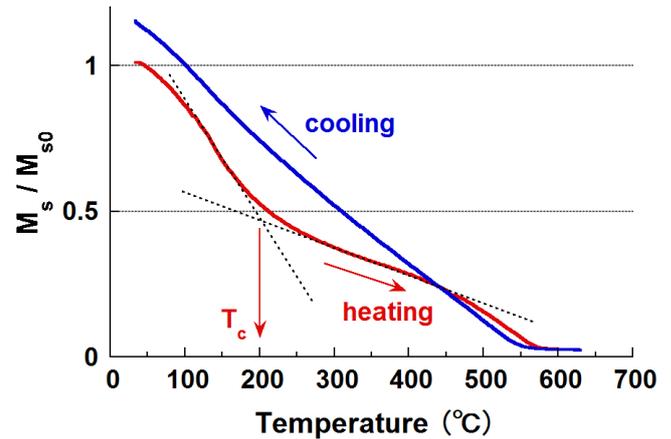
第1表 主な磁性鉱物のキュリー点と室温の飽和磁化強度.
鳥居 (2010) より.

鉱物名	組成	キュリー点 (°C)	室温飽和磁化強度 (Am ² /kg)
Hematite 赤鉄鉱	α -Fe ₂ O ₃	675	0.4
Maghemite 磁赤鉄鉱	γ -Fe ₂ O ₃	~600	70-80
Magnetite 磁鉄鉱	Fe ₃ O ₄	575-585	90-92
Pyrrhotite 磁硫鉄鉱	Fe ₇ S ₈	320	20
Greigite グレイサイト	Fe ₃ S ₄	380	59
Goethite 針鉄鉱	α -FeOOH	~117	<1

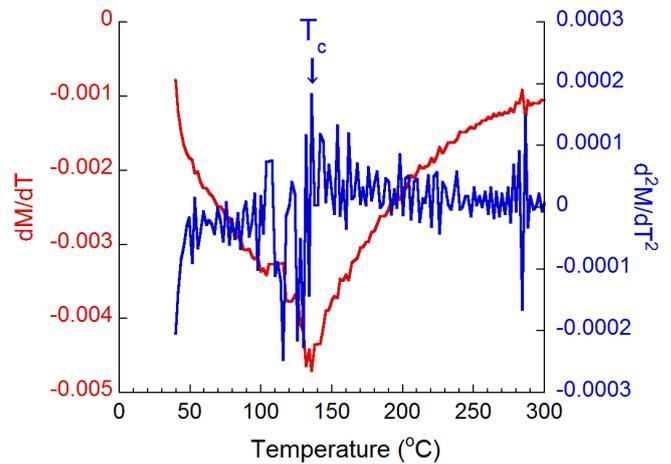
が、自然の岩石試料ではぴったりと一致しないことも多いです。

広く行われているのは Intersecting tangents method (Grommé *et al.*, 1969 ; Prévot *et al.*, 1983) と呼ばれているもの (第3図) です。これは Js-T 曲線で、急激に磁化が落ちるところについて、二本の接線の交わる場所を読み取るもので、“Graphical method” とも呼ばれています。また、データがアナログ式ではなくデジタルで取得されるようになっていたので Differential method (Tauxe, 1998) という Js-T 曲線の最大曲率の点 = 二次微分の最大値の点を求めるやり方もあります (第4図)。ただし2回の微分によって測定データに含まれるノイズが大きく増幅されるため、数点の移動平均を取るなどしてデータを平滑化してから解析します。

キュリー点と同等に Js-T 曲線の解釈で重要なポイントは可逆性です。Js-T 曲線は加熱と冷却で1サイクルです。このパターンを見ることによって、磁性鉱物を推定することができます。例えばマグネタイトであれば可逆的な曲線を描きます。ですから、キュリー点が 580 °C 付近で、真空中で加熱冷却を行ったときに可逆的な曲線が得られたら (例えば第1図) ほぼ、この試料の磁化を担っている鉱物はマグネタイトだと考えられます。また、真空中の実験で可逆的な Js-T 曲線が得られたけれども、キュリー点が 580 °C より低い時は、チタノマグネタイト (ウルボスピネルの割合が高いほどキュリー点が下がる) と考えてよいでしょう。チタノマグネタイト (Fe_{3-x}Ti_xO₄) は、マグネタイト (Fe₃O₄) とウルボスピネル (Fe₂TiO₄) の固溶体で、固溶体比 x とキュリー点の間には第5図のような関係が知られています。



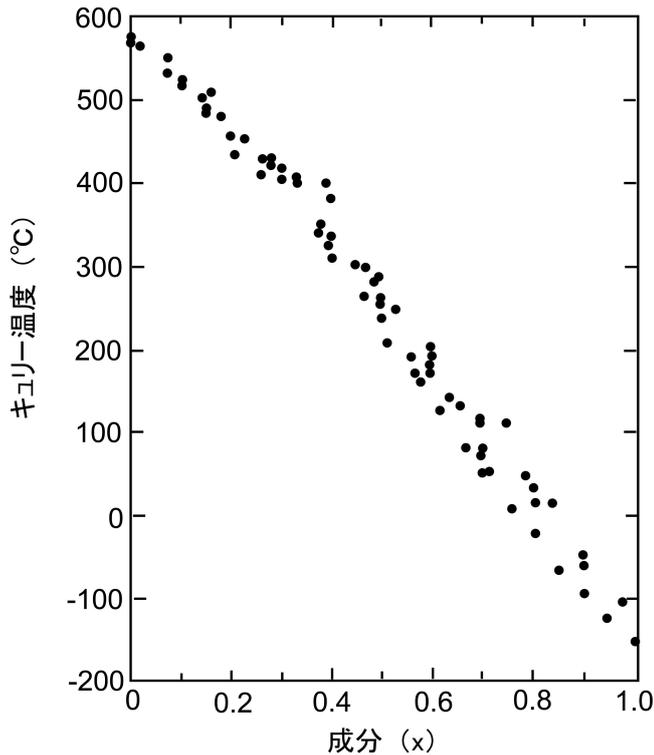
第3図 Intersecting tangents method による Tc 決定の例. 山本 (2010) より. 縦軸は室温における飽和磁化強度で標準化した飽和磁化強度. 横軸は温度.



第4図 Differential method による Tc 決定の例. 山本 (2010) より. 右の縦軸は飽和磁化強度の二次微分, 左の縦軸は飽和磁化強度の一次微分. 横軸は温度. 第3図と同じ測定データを用いており, 移動平均などは取っていない.

3.2 非可逆性

磁磁性鉱物の結晶構造を示す言い方に α 相 (ヘマタイト), β 相 (マグネタイト), γ 相 (マグヘマイト) があります。岩石磁気学の教科書 (例えば小嶋・小嶋, 1972) によると真空中の Js-T 曲線が可逆的であれば β 相を示します。空气中で加熱した場合は β 相 (Fe₃O₄) → α 相 (α Fe₂O₃) の反応が起きます。ただしヘマタイト (α Fe₂O₃) の飽和磁化強度はマグネタイト (Fe₃O₄) に比べて無視できるほど小さいので、室温に戻った時の飽和磁化強度は開始時のものより小さくなっています。また、チタノマグネタイトの場合、1つの岩石試料の中でも β 相の部分や粒子によって Ti の含有量が異なれば、キュリー点や飽和磁化強度 Js も異なります。



第5図 チタノマグネタイト ($\text{Fe}_{3-x}\text{Ti}_x\text{O}_4$) の組成とキュリー点 (図中ではキュリー温度と表記) の関係 (河野 (1982) を改変). 山本 (2010) より.

陸上の火山岩などでは、形成時初期に高温状態(約 400 ~ 500 °C 以上)で酸化を受け(高温酸化)、 $x \leq 0.6$ のチタノマグネタイトが含まれることが多くなります。一方、海底玄武岩は形成時に急冷され高温酸化を受けないため、固溶体組成 $x = 0.6$ のチタノマグネタイトが含まれることが多くなります。室温における $x = 0.6$ のチタノマグネタイトの自発磁化はマグネタイトの約 1/4 です (山本, 2010)。

高温酸化はウルボスピネルと酸素が反応してイルメナイトとマグネタイトができる反応 ($6\text{Fe}_2\text{TiO}_4 + \text{O}_2 \rightarrow 6\text{FeTiO}_3 + 2\text{Fe}_3\text{O}_4$) です。この反応は結晶ができた直後の高温 (1000 °C ~ 500 °C) で起きます。高温酸化を受けると、Ti の少ないマグネタイトと、Ti の多いイルメナイトラメラに分かれます。常温のイルメナイトは磁性を持たないので、 β 相の Ti 量が少なくなります。その結果、高温酸化を既に受けているもの(イルメナイトのラメラを持つマグネタイト)は、受けていないものに比べてキュリー点も高く飽和磁化強度 (J_s) の値も大きくなるのです。

低温酸化は、酸化が 400 °C 程度より低温で進行して、 $\text{Fe}_{2+} \rightarrow \text{Fe}_{3+}$ という変化が起きる反応です。 γ 相 (マグヘマイト: $\gamma \text{Fe}_2\text{O}_3$ またはチタノマグヘマイト) が存在するということは、2 次的に酸化されている証拠になります。

ただし、Ti が少ない場合は、ほぼ可逆的な Js-T 曲線が得られます。典型的な例は、海底玄武岩です。

真空中で加熱して、非可逆的な Js-T 曲線が得られた場合は、まず γ 相 (マグヘマイトまたはチタノマグヘマイト) は真空中であっても高温で分解されるので、可逆的になりません。(b) マグヘマイトを空气中で加熱すると、分解され、酸化されてヘマタイトになるので、これもまた可逆的になりません。(c) マグヘマイトとマグネタイトの混合体を真空中で加熱すると、マグヘマイトがキュリー点に達する前に分解されて γ 相のキュリー点は現れません。冷却時の飽和磁化強度はマグネタイトが増えるのでやや増加します。

さらに、実際の地質試料中では、 β 相 (マグネタイトおよびチタノマグネタイト) と γ 相 (マグヘマイトおよびチタノマグヘマイト) は、共存していることが多いです。真空中で加熱すると、加熱時のキュリー点よりも冷却時のキュリー点のほうが低く、途中まで加熱時より冷却時のほうが磁化が小さいという、特徴的な非可逆的な Js-T 曲線が得られます。小嶋・小嶋 (1972) によると、このような特徴は、 TiO_2 が 10 ~ 15 wt% 含まれる安山岩に典型的に見られるとしています。

4. Js-T カタログ

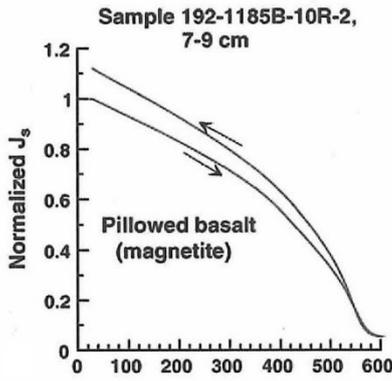
それでは、Js-T 曲線の例を見ていきましょう。

4.1 玄武岩

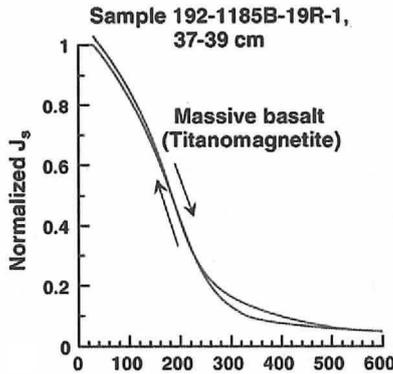
玄武岩に代表される火山岩の磁性を担っている磁性鉱物は、マグネタイトあるいはチタノマグネタイトが主なものです。マグネタイトあるいはチタンの少ないチタノマグネタイトの Js-T 曲線は、真空中の Js-T 曲線が可逆的で、キュリー点が 580 °C 付近を示します。また、チタンの多いチタノマグネタイトは可逆的な Js-T 曲線で、キュリー点が 580 °C より低くなります。第 6 図と第 7 図は南西太平洋のオントンジャワ海台から得られた玄武岩の例です。

第 8 図は小嶋・小嶋 (1972) にある模式図を示しますが、(a) は累帯構造がある場合で、最も高いキュリー点のみ決まります。(b) は石基と斑晶で組成が違う場合で、キュリー点も 2 つ現れます。

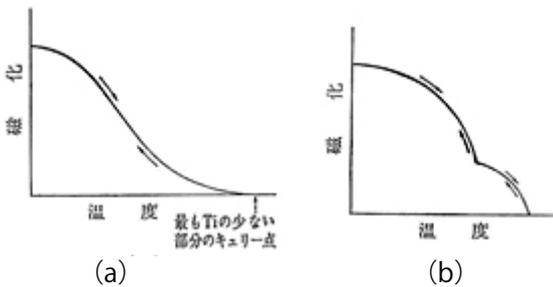
第 9 図は Yamazaki and Yamamoto (2014) の海山の玄武岩 (IODP Exp.330 の掘削試料) の例です。この論文では加熱と冷却の曲線の差にも注目しています。(a) は Ti が少ないチタノマグネタイト、(b) は Ti の量にバリエーションのあるチタノマグネタイト、(c) は化学量的にマグネタイト



第6図 南西太平洋のオントンジャワ海台で得られた枕状溶岩 (ODP Leg192 Site 1185B) の Js-T 曲線。真空中で加熱。縦軸は室温における飽和磁化強度で標準化した飽和磁化強度。横軸は温度 (°C)。キュリー点は 480 ~ 580 °C で、ほぼ可逆的な曲線になっている。よって Ti の少ないチタノマグネタイトと解釈された。Zhao *et al.* (2006) より。



第7図 南西太平洋のオントンジャワ海台で得られた緻密な玄武岩 (ODP Leg192 Site 1185B) の Js-T 曲線。真空中で加熱。縦軸は室温における飽和磁化強度で標準化した飽和磁化強度。横軸は温度 (°C)。キュリー点は 260 ~ 280 °C で、ほぼ可逆的な曲線になっている。よって Ti の多いチタノマグネタイトと解釈された。Zhao *et al.* (2006) より。



第8図 チタノマグネタイトの真空中 Js-T 曲線の模式図。縦軸は飽和磁化強度。横軸は温度。(a) 累帯構造のあるチタノマグネタイト、(b) 斑晶と石基で組成が違う場合。小嶋・小嶋 (1972) より。

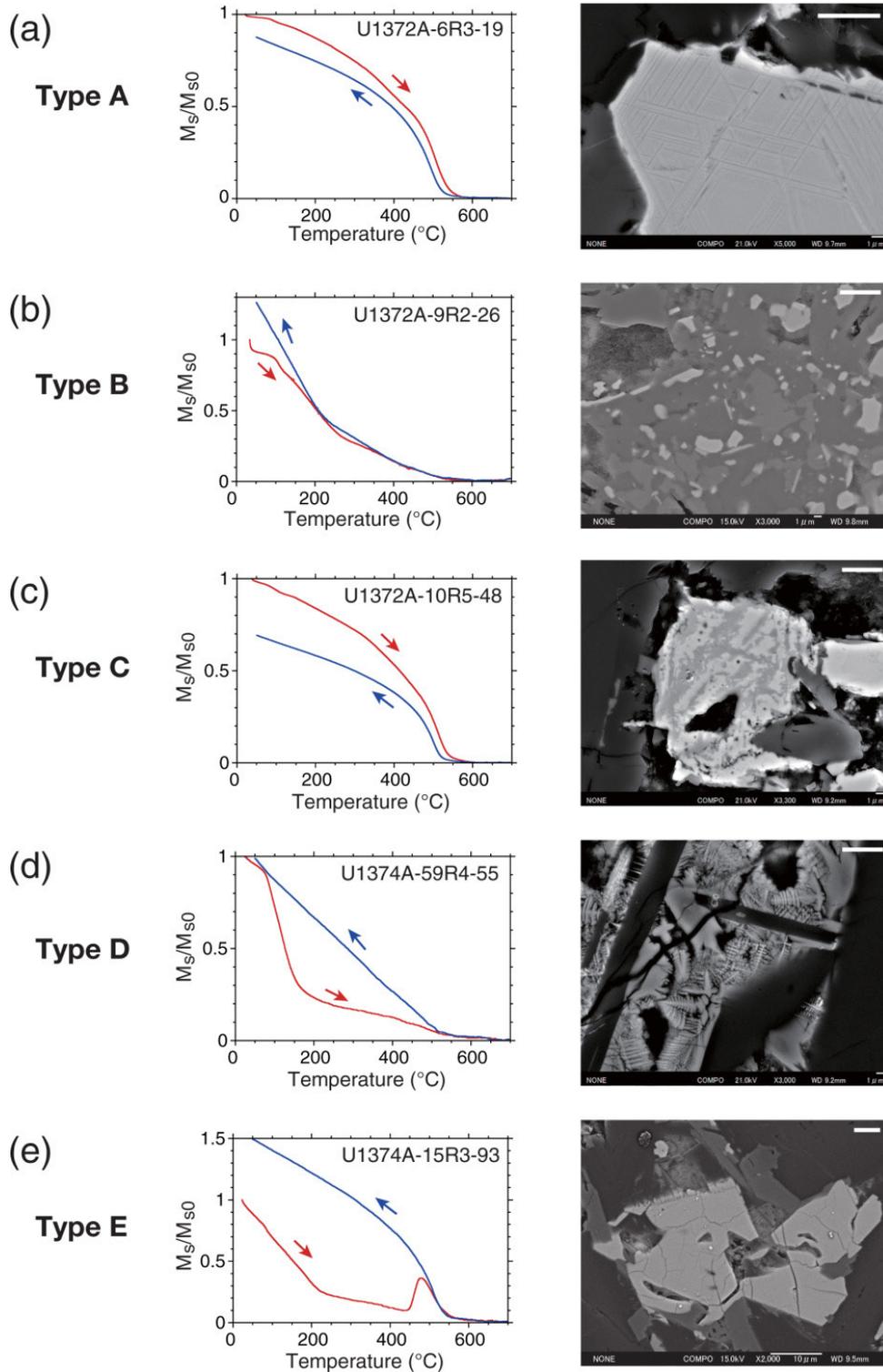
ト、(d) はチタノマグネタイト、(e) はチタノマグネタイトが低温酸化を受けてチタノマグヘマイトになった例、となっています。

第10図は Furuta *et al.* (1980) の海底玄武岩の例です。海底玄武岩は低温酸化を受けて、海嶺から離れると急激に磁化強度が小さくなるという観測結果を説明しています (河野, 1982)。

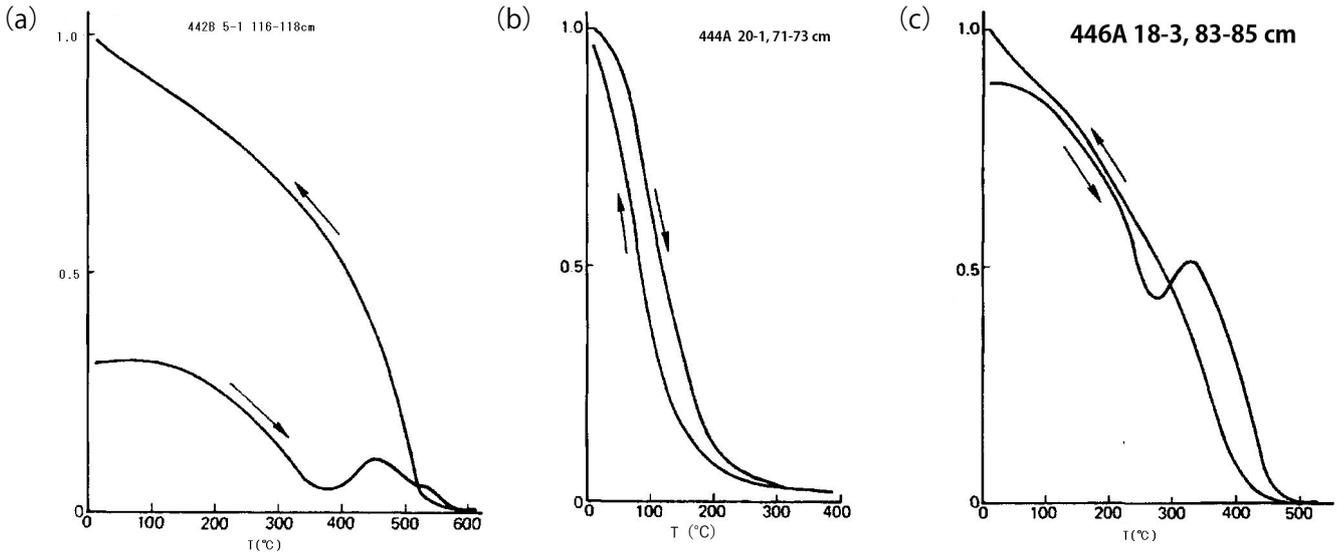
第10図 (a) に示されているように低温酸化を受けてチタノマグヘマイトになっている試料は真空中の加熱と冷却で非可逆的な曲線を描きます。加熱によってチタノマグヘマイトが還元されるので冷却時の飽和磁化強度 (Js) が加熱時に比べてずっと大きくなるという特徴があります。この非可逆性は海底玄武岩を陸上の玄武岩と区別する重要な指標となっています (河野, 1982)。(b) と (c) を見ると、同じサイトで得られた玄武岩でありながら、酸化されていなかったり、イルメナイトに富む高温酸化を受けていたり、組成や条件の違いで Js-T 曲線が大きく違ってきます。

4. 2 蛇紋岩, 流紋岩質溶結凝灰岩, 花崗閃緑岩

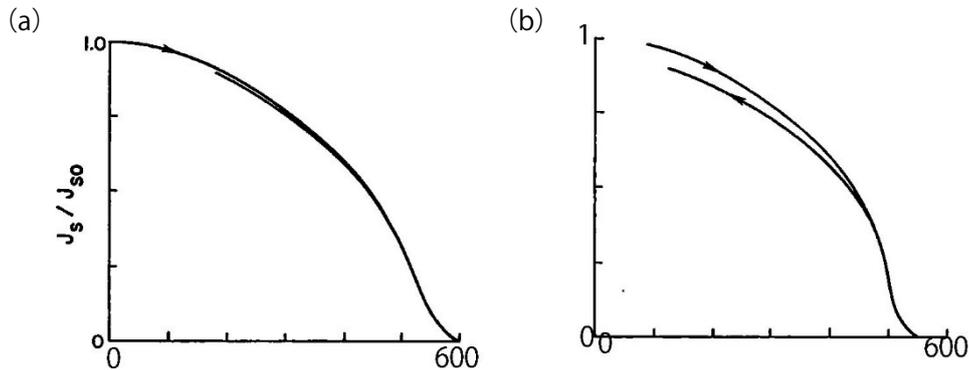
斑レイ岩が加水、加圧されて蛇紋岩になるとき、マグネタイトが生成されます。そのため、可逆性のある Js-T 曲線を得られることが多いです。第11図の (a) は典型的な例です。さらに、(b) に示されるように、冷却時の Js が少し小さくなるのは、磁性を帯びたクロム鉄鉱 (chrome ferrites, $Fe_{3-x}Cr_xO_x$) が混じっているせいだと解釈されています。第12図に γ 相の鉱物と β 相の鉱物の混在が考えられる Js-T 曲線を示します。このとき真空中で加熱をしているのですが、450 °C 付近で著しく真空度が低下しました。その状態はすぐに解消されましたが初めは何が起きたのかよくわかりませんでした。これは、蛇紋岩にしばしば含まれているブルース石 ($Mg(OH)_2$) が 450 °C 付近で脱水反応を起こしたのだろうと考えています。また第12図の実験では、同じ岩石片に2サイクルの加熱と冷却を行っています。2サイクル目は1サイクル目の冷却曲線と同じ線を可逆的にたどっています。1サイクル目で γ 相が熱で分解され、 β 相が残ったものと考えられます。 β 相の一部だけが低温酸化を受けて γ 相になっていることは、自然の岩石ではごく普通にみられる現象だからです。 γ 相は β 相のキュリー温度まで還元されずに存在することができるので、1回目の加熱曲線は γ 相のものだと考えられます。さらに、 γ 相のキュリー温度は β 相のものよりも高くなっています。2回目の加熱曲線で γ 相はすでに β 相に還元されてしまったので、可逆的な曲線になったと考えられます。この試料で β 相のキュリー温度はマグネタイトの



第9図 南太平洋 Louisville 海山列の Canopus 海山で得られた玄武岩 (Type A,B,C) と Rigil 海山で得られた玄武岩 (Type D,E) の J_s - T 曲線 (左側) と SEM (scanning electron microscope) 画像 (右側)。Yamazaki and Yamamoto (2014) より。 J_s - T 曲線は真空中で測定。縦軸は室温における飽和磁化強度で標準化した飽和磁化強度。横軸は温度 (°C)。右側 SEM 画像中の横棒は 5 μm を示す。主たる磁性鉱物は、(a) Ti が少ないチタノマグネタイト。キュリー点は1つで 500 °C より高い。加熱と冷却の曲線の差は 30 % 以内。高温酸化を受けた。(チタノマグネタイト \rightarrow イルメナイトの離溶ラメラ + Ti の少ないマグネタイト) (b) Ti の量にバリエーションのあるチタノマグネタイト。2つ以上のキュリー点を低温から真中あたりを持つ。加熱と冷却の曲線の差は 30 % 以内。ラメラはない。(高温酸化を受けていない) (c) 化学量的にマグネタイト。キュリー点は1つで 500 °C より高い。加熱と冷却の曲線の差は 30 % より大きい。高温酸化を受けた。一部低温酸化も受けた。(d) チタノマグネタイト。2つのキュリー点を低温と高温に持つ。加熱と冷却の曲線の差は 30 % より大きい。樹状構造が見られる。溶岩の急速冷却。低温酸化は受けていない。(e) チタノマグネタイトが低温酸化を受けてチタノマグヘマイトになった。キュリー点は低温 (チタノマグヘマイト)。特徴的な磁化の増加が 400 ~ 500 °C に見られる (チタノマグヘマイトが真空中の加熱で分解した)。加熱と冷却の曲線の差はかなり大きい。ほとんどのチタノマグネタイトに収縮割れ目が見られる。かなり低温酸化を受けた。熱残留磁化 (TRM) が化学残留磁化 (CRM) に置き換わっている。



第10図 海底玄武岩 (DSBP Leg58 Hole442B) の Js-T 曲線. Furuta *et al.* (1980) より. 縦軸は室温における飽和磁化強度で標準化した飽和磁化強度. 横軸は温度 (°C). (a) 斜長石-単斜輝石サブオフィティック (subophitic) ドレライト (Hole442B sample5-1) の Js-T 曲線. 熱的に非可逆的. 低温酸化を受けている. キュリー点は加熱時 577°C. 真空中で加熱. (b) 斜長石-かんらん石-単斜輝石オフィティック (ophitic) ドレライト (Hole444A sample20-1) の Js-T 曲線. 熱的にほぼ可逆的. 酸化していない. キュリー点は加熱時 577°C. 真空中で加熱. (c) 斜長石-単斜輝石充填状組織玄武岩の Js-T 曲線. イルメナイトに富む (Hole446A sample18-3). 熱的に非可逆的. キュリー点は加熱時 577°C. 真空中で加熱.



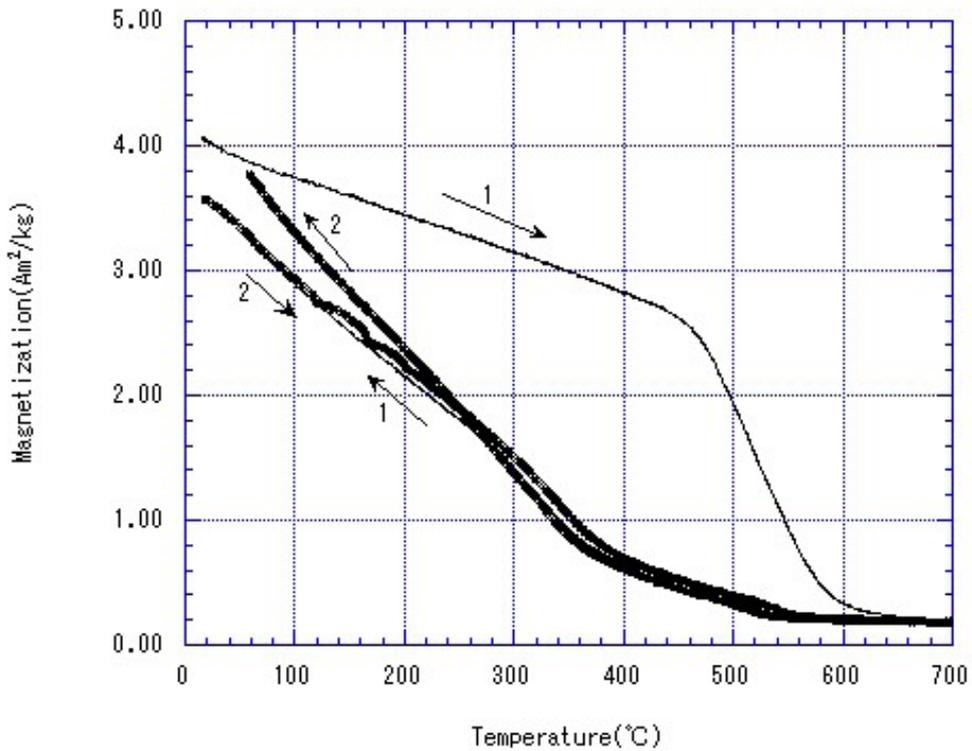
第11図 蛇紋岩 (Malenco serpentinite) の Js-T 曲線. Shive *et al.* (1988) より. 縦軸は室温における飽和磁化強度で標準化した飽和磁化強度. 横軸は温度 (°C). (a) キュリー点は1つで 570°C. 磁性鉱物はマグネタイトと解釈される. 真空中で加熱. (b) キュリー点は1つで 525°C. ほぼ可逆的だが冷却時の Js が少し小さい. 磁性鉱物は磁性を帯びたクロム鉄鉱 (Chrome ferrite) とマグネタイトと解釈される. 真空中で加熱.

理論値よりも低いので, 少量の Ti が含まれていた可能性があります. また, この γ 相の磁性を持った鉱物は, (チタノ) マグヘマイトと考えるのが一般的です. しかし, 蛇紋岩には磁性鉱物ではないクロム鉄鉱が含まれていることが多く, クロム鉄鉱をコーティングするようにフェリットクロミットという磁性を持った鉱物が存在することも知られています. この鉱物も γ 相なので, 両者が混在している可能性も否定できません.

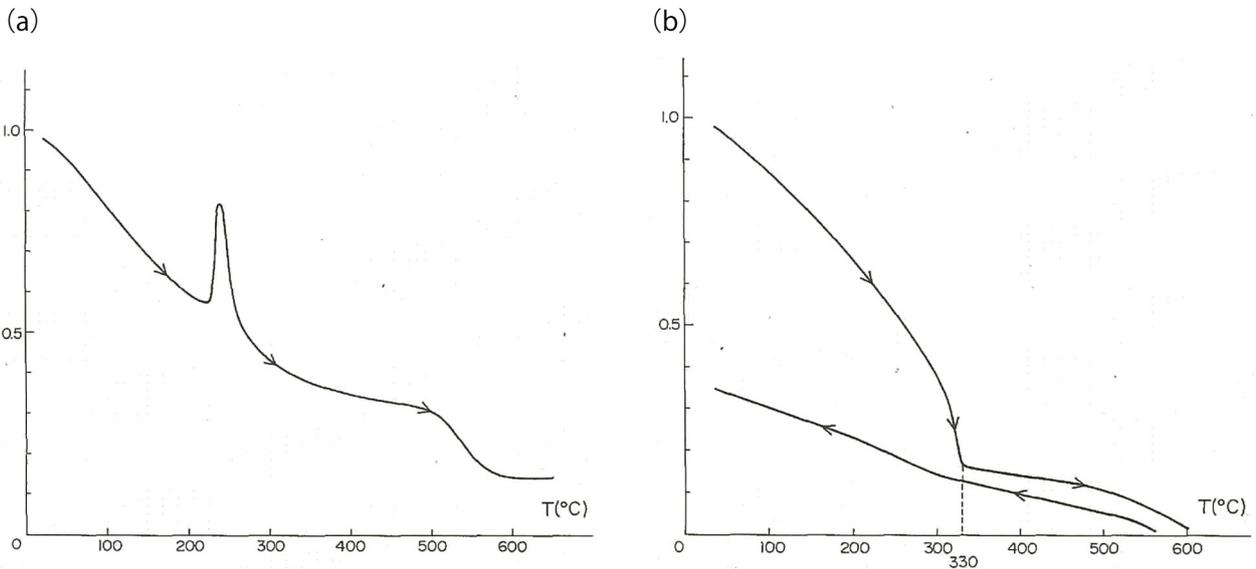
第13図はピロータイトを含む岩石の例です. (a) は

250°C 付近に特徴的なカーブが表れています. 渡辺・服部 (1980) によると, 第14図のピロータイトの磁気的相関図 (Nagata, 1961) より, $\text{FeS}_{1.10}$ のピロータイトのパターンに相当すると判断されています. (b) はキュリー点より $\text{FeS}_{1.12}$ のピロータイトのパターンに相当すると判断されています. ピロータイトは FeS と $\text{FeS}_{1.14} = \text{Fe}_7\text{S}_8$ ($x = 0.14$) の固溶体と考えられ, $0.11 > x > 0.09$ では限られた温度範囲で, $0.14 > x > 0.11$ では常温でフェリ磁性を示します (小嶋・小嶋, 1972).

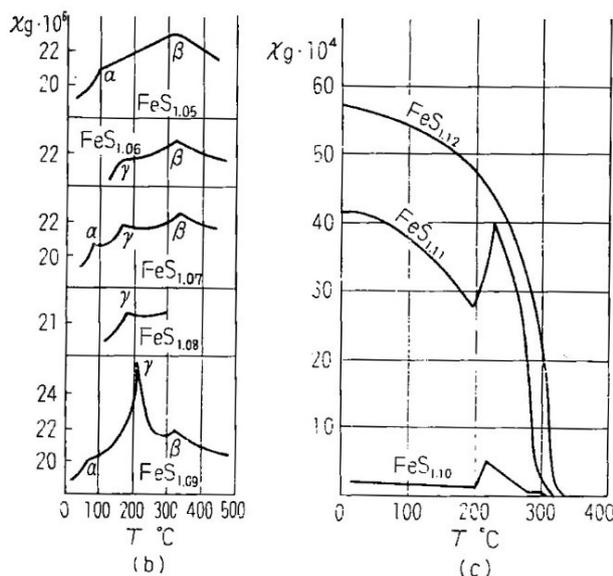
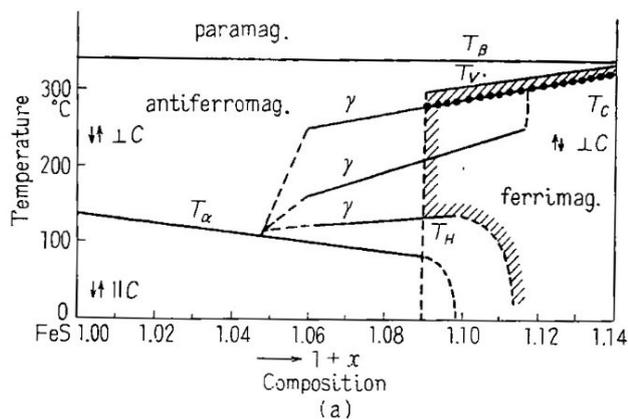
Ir54



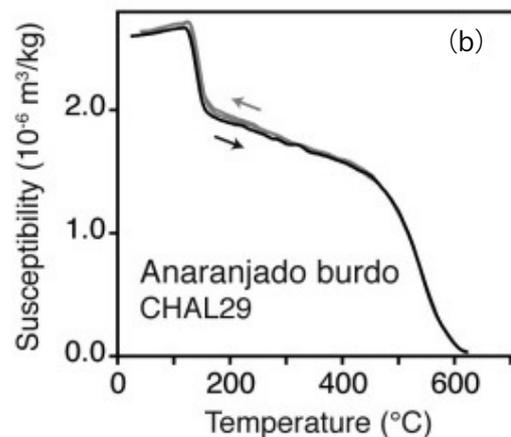
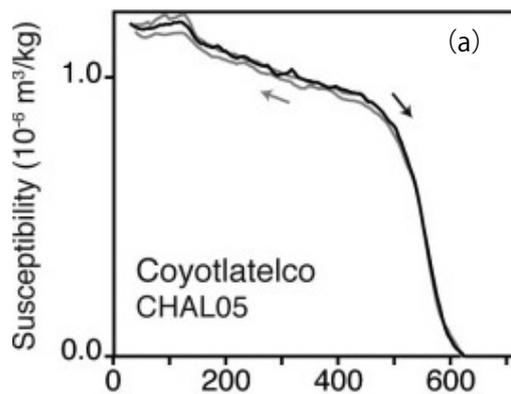
第 12 図 蛇紋岩 (北海道岩内岳) の Js-T 曲線。 森尻・中川 (2009) より。 縦軸は飽和磁化強度 (Am^2/kg)。 横軸は温度 ($^{\circ}\text{C}$)。 キュリー点は 1 サイクル目で 585°C 。 2 サイクル目で 550°C 。 β 相 (マグネタイトあるいは Ti の少ないチタノマグネタイト) と γ 相の混在と解釈される。 真空中で加熱。



第 13 図 ピロータイトの Js-T 曲線。 渡辺・服部 (1980) より。 縦軸は室温における飽和磁化強度で標準化した飽和磁化強度。 横軸は温度 ($^{\circ}\text{C}$)。 (a) 流紋岩質溶結凝灰岩 (尾鈴山酸性岩類, MZ-24C) の Js-T 曲線。 250°C 付近のカーブのパターンからピロータイトと解釈される。 さらに第 14 図に示されるパターンから $\text{FeS}_{1.10}$ と解釈される。 加熱時は真空中か空気中かの記載なし。 (b) 花崗閃緑岩 (尾鈴山西方, MZ-22) の Js-T 曲線。 キュリー点が 330°C であることから磁性鉱物はピロータイトと解釈される。 第 14 図のパターンより $\text{FeS}_{1.12}$ と解釈される。 加熱時は真空中か空気中かの記載なし。



第 14 図 ピロークタイトの磁氣的相関図. Nagata (1961) より.



第 15 図 メキシコの Chalcatzingo で得られた土器の破片サンプルの熱磁化曲線. Herve *et al.* (2019) より. 土器は 650 ~ 900 年前のもの. 熱磁化曲線は粉末試料を用いて Agico MFK1 で測定した. 縦軸は磁化率. 横軸は温度 (°C). 磁化率測定は 450 °C または 620 °C に加熱したのち冷却. 全ての熱磁化曲線は可逆的. (a) Ti の少ないチタノマグネタイトと解釈される. キュリー点は 550 °C. (b) 150 °C でキュリー点が見られるのは Ti に富むチタノマグネタイトかイプシロン酸化鉄 (ϵ -Fe₂O₃) (Lopez-Sanchez *et al.*, 2017) と解釈される.

4. 3 土器片

第 15 図は土器片の熱磁気分析例をあげます. このグラフの縦軸は飽和磁化強度 J_s ではなく磁化率になっています. 土器や遺跡のレンガ片などは, 作られた年代がわかっていることが多いので, そこから古地球磁場強度を測定する実験が行われています. ここで出てくるイプシロン型酸化鉄 (ϵ -Fe₂O₃) という物質は, 鉄 (Fe) と酸素 (O) のみからなる最も単純な磁性体で, 人工合成して磁性材料として注目されているようです. いずれにせよ, 高温で加熱されていますので, 安定した磁化が得られるケースが多いようです.

5. おわりに

今回は, 高温の J_s -T 曲線を見てきました. 磁性鉱物が生成されるとき条件やその後を受けてきた酸化等によ

て, 磁氣的な反応が敏感に変わってきます. この性質をうまく利用することで岩石の変遷を推定する強力なツールとなりうるはずですが, ただし, 地球科学はある程度経験が必要な分野でもあります. 先人の経験を効果的にデータベース化できれば, その先の研究に役立つことと思います. 今回, この記事を書くにあたり, 「日本地球掘削科学コンソーシアム (J-DESC) コアスクール 古地磁気コース」の教科書を公開するサイト (<http://peach.center.ous.ac.jp/gpr/index.php/menu-knowledge>, 閲覧日:2020 年 3 月 16 日) にお世話になりました. これは, 執筆者およびコミュニティ (地磁気・古地磁気・岩石磁気研究会) によって公開されています. 関係者の皆様, 特に管理人の岡山理科大の畠山唯達氏に感謝いたします.

ついでながら, 磁性鉱物は高温ではキュリー点で相変態を起こしますが, 低温でも別の相変態を起こす場合があり

ます。磁性体の同定には低温での実験も有効です。室温以下の低温での測定の大きな利点は、加熱しないので、試料の酸化や熱による変質が起こらないことです。そのため、とくに堆積物などの変質しやすい試料に含まれる磁性体の同定に用いられているようです。こちらには MPMS (magnetic property measurement system) という装置が用いられます。

以下は鳥居 (2010) からの引用ですが、例えばマグネタイトは、120 K でフェルベール相変態という顕著な変化を起こして、磁性が大きく変わります。ただし、チタノマグネタイトや、低温酸化をおこなっているマグネタイトにはフェルベール相変態は現れないようです。また、ピロータイトは 34 K ではっきりした変化を示します。ヘマタイトは相変態を 260 K 前後 (モーリン点と呼ばれている) で示しますが、見え方は粒径に依存するので、見えないときの方が多いようです。また、グレイガイトは低温でなにも特徴的な変化を示さないのが、特徴といえ特徴です。

低温での磁気測定が地球科学分野に広まったのは高温での磁気特性よりも後ですが、ほかにも様々な磁気特性の測定法が取り入れられています。太古の地球磁場の問題や環境変動の問題などにも、磁性鉱物は大きく寄与していくものと思います。

文 献

- Furuta, T., Kobayashi, K. and Momose, K. (1980) 41. Magnetic Properties of Igneous Rocks of the Philippine Sea, Deep Sea Drilling Project Leg 58. doi:10.2973/dsdp.proc.58.129.1980
- Grommé, C. S., Wright, T. L. and Peck, D. L. (1969) Magnetic properties and oxidation of iron - titanium oxide minerals in Alae and Makaopuhi Lava Lakes, Hawaii. *Journal of Geophysical Research*, **74**, 5277-5293.
- Herve, G., Perrin, M., Alva-Valdivia, L., Madingou Tchibinda, B., Rodriguez-Trejo, A., Hernandez-Cardona, A., Cordova Tello, M. and Meza Rodriguez, C. (2019) Critical analysis of the Holocene palaeointensity database in Central America: impact on geomagnetic modelling. *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, **289**, 1-10.
- 河野 長 (1982) 岩石磁気学入門. 東京大学出版, 東京, 146p.
- Lopez-Sanchez, J., McIntosh, G., Osete, M.L., del Campo, A., Villalain, J. J., Perez, L., Kovacheva, M. and Rodriguez de la Fuente, O. (2017) Epsilon iron oxide: origin of the high coercivity stable low Curie temperature magnetic phase found in heated archeological materials. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, **18**, 2646-2656.
- 森尻理恵・中川 充 (2009) 磁性からみた蛇紋岩化度: 北海道岩内岳超苦鉄質岩体を例として. 地質調査研究報告, **60**, 381-394.
- 森尻理恵・中川 充 (2019) 早池峰超苦鉄質岩体の磁気的性質. 産総研地質調査総合センター研究資料集. no.690, 産総研地質調査総合センター, 38p.
- Nagata, T. (1961) Rock Magnetism. 丸善, 東京, 350p.
- 小嶋 稔・小嶋美都子 (1972) 岩石磁気学. 共立出版, 東京, 226p.
- Prévot, M., Mankinen, E. A., Grommé, S. and Lecaille, A. (1983) High paleointensities of the geomagnetic field from thermomagnetic studies on Rift Valley pillow basalts from the Mid - Atlantic Ridge. *Journal of Geophysical Research-Solid Earth*, **88**, 2316-2326.
- Shive, P. N., Frost, B. R. and Peretti, A. (1988) The Magnetic Properties of Metaperidotitic rocks as a function of metamorphic grade: implications for crustal magnetic anomalies. *Journal of Geophysical Research*, **93**, 12187-12195.
- Tauxe, L. (1998) Palaeomagnetic principles and practice. Modern Approaches in Geophysics 17. Kluwer Academic Publishers, New York, 299p.
- 鳥居雅之 (2010) 磁性鉱物の同定. J-DESC コアスクール・古地磁気コースの講習資料 (<http://peach.center.ous.ac.jp:443/cswiki/index.php>, 閲覧日: 2020 年 3 月 16 日).
- 渡辺史郎・服部 仁 (1980) 南東九州の岩石の磁性・密度及び磁気・重力異常について. 地質調査所月報, **31**, 105-136.
- 山本裕二 (2010) 磁気天秤. J-DESC コアスクール・古地磁気コース 2010 の講習資料として 改訂第二版 (2010 年 8 月) (<http://peach.center.ous.ac.jp/cswiki/index.php?磁気天秤#h51746e0>, 閲覧日: 2020 年 3 月 16 日)
- Yamazaki, T. and Yamamoto, Y. (2014) Paleointensity of the geomagnetic field in the Late Cretaceous and earliest Paleogene obtained from drill cores of the Louisville seamount trail. *Geochemistry, Geophysics,*

Geosystems, 15, 2454–2466.

Zhao, X., Riisager, P., Antretter, M., Carlut, J., Lippert, P., Liu, Q., Galbrun, B., Hall, S., Delius, H. and Kanamatsu, T. (2006) Unraveling the magnetic carriers of igneous cores from the Atlantic, Pacific, and the southern Indian oceans with rock magnetic

characterization. *Physics of the Earth and Planetary Interiors*. 156, 294–328.

MORIJIRI Rie (2020) Js-T curves catalog.

(受付：2020年3月24日)