岩手県釜石鉱山新山鉱床の磁気学的研究 (II)

Studies on the magnetic properties of the Shinyama ore body
of Kamaishi iron and copper ore deposits, Iwate Prefecture (II)

上 野 宏 共 (Hiroto Ueno)

6. 帯 磁 率

6.1 測定器具および方法

第 11 図の装置を組み弾動検流計法で行った。粉末にした試料を急速に 2 次 コイル内にそう入したときの磁束変化を 2 次コイルに生ずる電気量の変化に変えて弾動検流計で読みとる方法である。コイルは地球磁場の方向と垂直に置くので測定磁場の強さは 1 次コイルに流す電流で自由に変えられる。

弾動検流計の振れ θ は次の式で示される。

$$\theta = C \cdot s \cdot \kappa \cdot h$$

κ ; 帯磁率

h ; 1 次コイル内の磁場
(測定磁場)

s ; 試料の断面積

C ; 測定回路の定数

この式から帯磁率 κ が計算できる。但し、用いる試料は粉末であるから、測定結果は帯磁率 κ を試料の装填比重で除した比帯磁率 X として示す。

6.2 測定結果および考察

測定結果および関連した計算値を第 3 表に示す。

測定磁場は地球磁場の全磁力にあたる 0.45 Oe 位にして測定すべきであるが測定装置の感度が低いため 5.5 Oe の磁場で測定した。比較上、磁鉄鉱含有の試料のみ 1.0 Oe の磁場で測定値を示したが、類似した値を示している。

地球磁場の中に置かれた岩石や鉱石の磁化の強さ I は次のように示される。

$$\begin{aligned} I &= I_r + I_i & I_r ; \text{残留磁気の強さ} \\ &= I_r + \kappa H & I_i ; \text{誘導磁気の強さ} \\ & & \kappa ; \text{帯磁率} \\ & & H ; \text{地球磁場の全磁力} \end{aligned}$$

即ち、残留磁気と地球磁場による誘導磁気の両者が関与している。

第 11 図 帯磁率測定装置

G ; 弾動検流計 S ; 試料
A ; 電流計 $\vec{H}$; 地球磁場
 L_1 ; 1 次コイル L_2 ; 2 次コイル
 R_1 ; スライド抵抗器 R_2 ; 外部臨界抵抗
K ; 測定磁場の極性スイッチ

第3表 帯磁率および誘導磁気

測定磁場 h (Oe)	試料 番号	試料採集位置					主要構成鉱物			比帯磁率 χ $\times 10^{-3}$	誘導磁気 χH $\times 10^{-3}$	$Q = I_r/I_i$		
5.5	2201	銅 鉱 床	No.2	S	300	500M	5段	Di	Cp	Po	Cal	0.682	0.307	1.0
	2213		"	"	"	500M	2段	Di	Cp	Po	0.461	0.207	1.7	
	2403		"	"	"	450M	1段	Di	Po	Cp	1.48	0.669	0.32	
	0802		No.4	N	60	450M	L	Cp	po	Cal	1.88	0.884	0.47	
	2907	鉄 鉱 床	Fe	N	60	450M	L	Mt	Gt		106	47.5	0.13	
	2913		"	"	"	"	"	Mt	Gt		95.6	43.0	0.14	
2315	Fe-Cu		S	300	450M	3段	Gt	Mt		11.5	5.15	0.14		
1.0	2907	鉄 鉱 床	Fe	N	60	450M	L	Mt	Gt		108	48.8	0.13	
	2913		"	"	"	"	"	Mt	Gt		90.4	40.7	0.15	
	2315		Fe-Cu	S	300	450M	3段	Gt	Mt		11.0	4.97	0.14	

強磁性鉱物の種類や含有量によつて比帯磁率の値が異なるのは当然であるが、第3表に示したように鉄鉱床と銅鉱床とは大きな差がある。 χH の値で比較すると

$$\chi H \text{ 鉄鉱床} : \chi H \text{ 銅鉱床} = 10^2 : 1$$

である。即ち、地球磁場による誘導磁気では鉄鉱床は銅鉱床の約 100 倍である。

次に、残留磁気と誘導磁気の比 Q をとれば第3表に示したようである。銅鉱床では差はあるが、ほぼ same order で、鉄鉱床では残留磁気より誘導磁気の方が大きく作用している。

7. 磁化機構の考察

残留磁気の方向および帯磁率の値を基にして磁化機構を考えてみる。

7.1 残留磁気の方向の総括

これまで述べた残留磁気のうち測定個数が多く、鉱体全体の値として処理できるのは鉄鉱床、第2銅鉱床・S 300 附近、第4銅鉱床の3鉱体である。

鉄鉱床は No. 2911 を除いた 17 個で、第4銅鉱床は赤鉄鉱* を含まない第5銅鉱床の2個を加えて、測定可能なもの 17 個でそれぞれの鉱体を代表させる。第2銅鉱床は鉄鉱床と境界はつきりしない 450M 坑の試料を除き、測定個数が多くほぼ一定距離で鉄鉱床に近接する「S 300 垂直方向と S 300 附近」の測定可能な 23 個で第2銅鉱床を代表させる。

これらをシュミットネットに投影して集中域を求めたのが第12図～第14図である。

7.2 鉄鉱床

強磁性体の磁化機構は複雑であるが一般的に次のように言える。磁束線は透磁率を異にする物質の境界面に屈折する。磁束線が境界面の法線となす角を θ_1 , θ_2 とすれば

$$\frac{\tan \theta_1}{\tan \theta_2} = \frac{\mu_1}{\mu_2}$$

となる。鉄鉱床の透磁率 μ_1 は鉄鉱床の外部の透磁率 μ_2 より大きいから** 磁束線が鉄鉱床内に入るときは内部では境界面とは小さな角度をなして進む (Kuzhelov, 1957)。

* 赤鉄鉱の寄生強磁性鉱物としての検討をなさなかつたので除外した。

** 単位系は C.G.S. 電磁単位系に統一した。 $\mu = 1 + 4\pi\kappa$ から明らかである。

第 12 図

第 13 図

第 14 図

第 12 図 鉄鉱床の残留磁気の方向の集中域

18~13~6~0%

極大域 ; Incl. 90°D

第 13 図 第 2 銅鉱床・S 300 の残留磁気の方向の集中域

42~33~25~17~8~4~0%

極大域 ; Decl. 12°E, Incl. 48°D

第 14 図 第 4 銅鉱床の残留磁気の方向の集中域

31~25~19~13~6~0%

極大域 ; Decl. 333° E, Incl. 53°D

楕円体の磁化は詳しく計算されている (竹山, 1944)。楕円体の方程式を

$$\frac{x^2}{a^2} + \frac{y^2}{b^2} + \frac{z^2}{c^2} = 1$$

とする。楕円体内の透磁率を μ_1 、楕円体外の透磁率を μ_2 、外部から加える均等磁場を H_0 とすれば、楕円体内に於ける磁場 H_i の三成分は

$$H_{ix} = \frac{H_{0x}}{1 + \frac{\mu_1 - \mu_2}{\mu_2} A}, \quad H_{iy} = \frac{H_{0y}}{1 + \frac{\mu_1 - \mu_2}{\mu_2} B}, \quad H_{iz} = \frac{H_{0z}}{1 + \frac{\mu_1 - \mu_2}{\mu_2} C}$$

である。こゝでは $\mu_2 = 1$ としてよいから

$$\frac{H_{ix}}{H_{iz}} = \frac{1 + (\mu_1 - 1)C}{1 + (\mu_1 - 1)A} \cdot \frac{H_{0x}}{H_{0z}} = \frac{1 + 4\pi\kappa C}{1 + 4\pi\kappa A} \cdot \frac{H_{0x}}{H_{0z}}$$

A, B, C は楕円積分で示される式であつて $c > a$ ときは、 $A > C$ である。

銅鉱床の項で触れるが $\frac{H_{0x}}{H_{0z}} < 1$ であるから

$$\frac{H_{ix}}{H_{iz}} < 1$$

となる。楕円体の長軸方向の磁場が優越する。

反磁場の観点から考えて、各方向の反磁場係数を ν_a, ν_b, ν_c とすると

$$\nu_a = 4\pi A, \quad \nu_b = 4\pi B, \quad \nu_c = 4\pi C$$

である。長軸方向の反磁場係数は小さくなる。

もつとも極端な場合をとつて回転楕円体 $a=b \ll c$ として

$$\nu_a = \nu_b = 2\pi \quad \nu_c = 0$$

となることから分る。

即ち、均等磁場の中に置かれた磁性楕円体は、その長軸方向に磁化されやすい。

鉄鉱生成とその磁化に関して考察する。最初、地球の磁場内で磁鉄鉱の小さい核が生成される。この核は super paramagnetism (Bean, 1955) の現象を示すから粒子の磁気モーメントの熱振動エネルギーが主な役割を演じ抗磁力は小さい。従つて地球の磁場の方向に磁化される。次の段階では粒子の成長が進み体積が大きくなると緩和時間 (Néel, 1949) が急に大となり高い抗磁力を示す安定した磁化が固着される。ここまでの段階では単磁区構造である。さらに結晶成長が進むと磁壁が現われて、いくつかの磁区に分れる。現象面では高温から冷却された物質がその時の磁場の方向を容易磁化軸として自発磁化の向きが安定するような単軸磁気異方性を生ずる磁界中冷却効果 (Néel, 1954; Chikazumi and Oomura, 1955) が観察されている。又、磁場中でパーマロイなどの合金を蒸着するとき、その磁場方向に容易磁化軸を生じて著しい単軸磁気異方性が現われる磁場中蒸着効果 (Blois, 1955; Williams and Sherwood, 1957) も観察されている。ここでもこれらと同様な効果が現われ、磁化の際の磁場依存性が現われると推定される。

このときには既に磁鉄鉱は磁性体としての動きをなしているから楕円体の磁化機構で述べたように鉱体の伸びの方向の磁場が優越し、磁化はこの方向にそつてくる。その上、磁鉄鉱だけとりあげても各結晶の晶出には range がある。後から生ずる磁鉄鉱は先に晶出した磁鉄鉱に基づき、鉱体の伸びの方向に優越する磁場。によつて影響を受ける。磁気エネルギーが最小になるように磁区が配列するから磁化の総和は個々の結晶の成長が進むにつれて減少する。

一方、磁鉄鉱自体の異方性定数は

$$K_1 = -1.35 \times 10^{-4} \text{ erg/cc}$$

である。 $K_1 < 0$ の場合には $[111]$, $[\bar{1}\bar{1}\bar{1}]$, $[1\bar{1}\bar{1}]$, $[\bar{1}11]$ の4方向が磁気エネルギー極小となり磁化容易方向である。鉄鉱生成の際の各結晶の磁化方向のばらつき、はあるであろう。これ以外に夾雑物としての珪酸塩鉱物の影響や磁鉄鉱の形・大きさ・分布の不均質さの影響など種々の factor の兼ね合いで磁化の方向および強さが決まるであろうが、全体としては鉱体の伸びの方向に磁化されると推定される。

このようにして結晶成長中に固着した磁区をその後変化させるには大きい磁気エネルギーを必要とする。

鉄鉱床の残留磁気の方向の集中域は Incl. $90^\circ D$ で NS に振れている (第12図)。鉄鉱床の上部は現在、崩落しているが生成当時の上下方向の伸びはかなりあつたと考えられる。

以上考察した磁化機構から鉄鉱床は生成の際、鉱体の伸びの方向に帯磁し、集中域の NS の振れは鉄鉱床の NS 方向の伸びによるものと説明することができる。

7.3 銅 鉱 床

銅鉱床の残留磁気に関与している鉱物は主に磁硫鉄鉱である。磁硫鉄鉱の磁化容易方向はc軸に垂直な面である。磁硫鉄鉱は一般には多結晶体として透輝石中に黄銅鉱と共生する。鉄鉱床の磁鉄鉱が残留磁気を獲得するのと同様に、super paramagnetism→固着した単一磁区構造→多磁区構造をたどるであろう。銅鉱床の場合は6.2で触れたように誘導磁気による影響が少なく鉱体の形にかかわらずに外部磁場の方向に磁化する。但し、銅鉱床の生成時には鉄鉱床が存在しているので地球磁場と鉄鉱床自体による磁束線を合成した外部磁場を考える必要がある。

[鉄鉱床による磁気異常]

第 15 図 磁気偏差ベクトル (釜石鉱業所資料)

U; 上向きベクトル D; 下向きベクトル 本図の位置は第1図に示してある

第 15 図 (釜石鉱業所資料) は磁気探鉱によるデータから 450M 坑の磁気の異常成分を示したものである。誘導磁気の値から分るように、ここでの論議では鉄鉱床に起因する偏差として扱って差しつかえない。採掘の進んだ現在の鉄鉱床内外における異常成分であるから厳密には銅鉱床生成当時よりその値はいく分小さくなっているであろうが近似する。鉄鉱床の内部では磁気偏差ベクトルは下向きであるが第2銅鉱床・S 300 付近では上向きで E に振れている。

図は省略したが 500M 坑の S 300 付近では異常成分はいく分大きいと同じ傾向を示している。

試料採集の際、すべての採集個所で簡単にコンパスの異常を調べた結果、第2銅鉱床・S 300 付近では 550M 坑、500M の5段・4段・3段・2段・1段・中段、450M の

4段・3段・2段・1段でも類似した偏差を示している。

〔第4銅鉾床〕

第4銅鉾床は鉄鉾床より水平距離約 200m であるから鉄鉾床による磁気異常の影響は、鉄鉾床に近接する第2銅鉾床のそれと比較すれば、ここで扱う問題では無視して差しつかえない程度である。このことは坑内磁力探鉾のデーターや坑内各個所でのコンパスの異常から裏付けられる。

第4銅鉾床は鉾床生成の際、地球磁場と類似した方向に磁化したと推定される。

北上山地のジュラ紀・白亜紀の岩石磁気のデーター (Nagata and others, 1961) や北上山地の構造発達史 (小貫, 1963) から当時の地球磁場の方向を推論する手段はあるが、地塊化運動 (Moriai, 1964), 鉾床生成後の変動等 (小貫, 1964) から釜石鉾山附近の値をしてそのまま用いることは厳密性を欠く。古地磁気の対象として鉾床生成に関連ある侵入火成岩類が使えらるなら、この測定値で鉾床生成当時の地球磁場を代表させることができる。

〔第2銅鉾床〕

第2銅鉾床・S 300 の試料の残留磁気の方角の集中域を第4銅鉾床のそれと比較する (第13図, 第14図)。

第2銅鉾床・S 300 Decl. 12°E Incl. 48°D

第4銅鉾床 Decl. 333°E Incl. 53°D

第2銅鉾床・S 300 附近では第4銅鉾床より Decl. では東 (E) に 29°, Incl. では下 (D) に 5° 偏っている。

水平的な取り扱いをしてみる。推定される当時の地球磁場 G , 鉄鉾床による偏位 V , 第2銅鉾床・S 300 の残留磁気の方角 R を示すと第16図のようである。鉾床生成当時の明確な地球磁場の方角および強度が分らないので定量的な扱いはできないが、 G と V を合成すれば R に近いものができる。

第16図 第2銅鉾床の磁場
 R ; 第2銅鉾床・S300 附近の残留
磁気の方角
 V ; 鉄鉾床による偏位
 G ; 地球磁場

垂直的には大きな偏りはないが、第2銅鉾床の方が上向きである。鉄鉾床による磁気偏位が第2銅鉾床の内部で上向きである事実 (第15図) から次のように言える。鉄鉾床の存在による磁気異常によつて上向きのベクトルが加算された。

要約すると、第2銅鉾床は鉄鉾床自体による磁束線と地球磁場を合成した磁場に類似した方向に鉾床生成の際磁化した。

新山鉾床の生成に関しては鉾床学的に次のように言われている (鶴島, 1960)。白亜紀末の造山運動と一連の動きである花崗閃緑岩の貫入に継ぎスカルン化作用、磁鉄鉾の晶出が行われた。この後、硫化鉾物の晶出が行なわれた。

これまで考察してきたように磁化機構の観点からも同様に鉄鉾床生成後銅鉾床生成と

言う鉱化作用の前後関係を説明することができる。

8. ま と め

- (1) 鉱石の保持する化学残留磁気の方向と強度の測定, その他の磁氣的測定を行ない, 岩石磁気の鉱床学への応用を試みた。
- (2) 釜石鉱山新山鉱床から採集した定方位試料の残留磁気を倍周波磁力計で測定した。残留磁気の方向は鉄鉱床, 第2銅鉱床(鉄鉱床に近接), 第4銅鉱床(鉄鉱床から水平距離約200m)の各鉱体ごとに明らかな違いがある。
- (3) 鉄鉱床は Inclination 90° Down を示す。これは透磁率, 誘導磁気, 楕円体の磁化機構などから鉄鉱床が鉄鉱床生成時に鉱体の伸びの方向に磁化したためである。
- (4) 帯磁率などの値と統計的に扱える残留磁気のデーターから強磁性の物質よりなる鉱体の伸びの方向を予測することも可能である。
- (5) 第2銅鉱床は Declination 12° E, Inclination 48° Down を示す。これは鉄鉱床に起因する磁気異常によつて第2銅鉱床が銅鉱床生成の際当時の地球磁場の方向から偏つて磁化したためであろう。
- (6) 第4銅鉱床は Declination 333° E, Inclination 53° Down を示す。第4銅鉱床は鉄鉱床の影響をあまり受けず当時の地球磁場に類似した方向に銅鉱床生成の際に磁化したと推定される。
- (7) 鉱床学的にすでに言われている鉄鉱床生成後銅鉱床が生成したと言う釜石鉱山新山鉱床の鉱化作用の前後関係を全く違つた見地から説明しよう。
- (8) 熱磁気測定から鉄鉱床の磁性に直接関与する酸化鉱物は磁鉄鉱のみであることが判明した。
- (9) 磁硫鉄鉱の $d(102)$ の値から磁硫鉄鉱の化学組成を推定した結果, 釜石鉱山新山鉱床の磁硫鉄鉱はフェリ磁性を示す成分範囲のものである。

謝辞 この研究を行うにあたり終始懇切にご指導頂いた竹内常彦教授, 山岡一雄助教授に深く謝意を表する。種々の有益なるご示唆を頂いた東北大学理学部地球物理学教室高木章雄助教授には心から感謝の意を表する。同教室の室井勲氏, 青山巖氏, 金属材料研究所の山内宏氏には実験操作のみならず種々の点でご指導頂き, 試料採集にあつては日鉄鉱業の釜石鉱業所大多和精一所長, 現・八菱鉱業所和田成人副所長, 田中良雄氏はじめ釜石鉱業所地質係の皆様方にはご便宜を頂いた。また, 釜石鉱業所からは貴重な坑内磁力探鉱の資料を使用させて頂いた。こゝにあらためて感謝する。

引 用 文 献

- 秋元俊一 (1959), 岩石の磁気, 日本物理学会誌, **14**, 447~457.
 Arnold, R.G. (1956), The pyrrhotite-pyrite relationship, Carnegie Inst. Wash. Year Book, **55**, 177~178.
 Bean, C.P. (1955), Hysteresis loops of mixtures of ferromagnetic micropowders, Jour. Appl. Phys., **26**, 1381~1383.
 Blois, M.S. (1955), Preparation of thin magnetic films and their properties,

- Jour. Appl. Phys., **26**, 975~980.
- Chikazumi, S. and T. Oomura (1955), On the origin of magnetic anisotropy induced by magnetic annealing, Jour. Phys. Soc. Japan, **10**, 842~849.
- 近角聰信 (1961), 強磁性体の物理, 裳華房
- Haigh, G. (1958), The process of magnetization by chemical change, Phil. Mag., **3**, 267~286.
- Haraldsen, H. (1937), Eine thermomagnetische Untersuchung der Umwandlungen im Troilit-Pyrrhotin-Gebiet des Eisen-Schwefel-Systems, Zeit. anorg. u. allg. Chem., **231**, 78~96.
- Kobayashi, K. (1959), Chemical remanent magnetization of ferromagnetic minerals and its application to rock magnetism, Jour. Geomag. Geoelect., **10**, 99~117.
- Kobayashi, K. (1961), An experimental demonstration of the production chemical remanent magnetization with Cu-Co alloy, Jour. Geomag. Geoelect., **12**, 148~164.
- Kuzhelov, G. K. (1957), Some instances of thermomagnetization of ferromagnetic bodies, Izv. Akad. Nauk SSSR, ser. geofiz., **7**, 944~949.
- Moriai, T. (1964), The geology and geological structure of Kamaishi and its environs, Iwate Prefecture, Doctor thesis, Tohoku Univ.
- 永宮健夫・他 (1961), 物質の磁性, 共立出版
- Nagata, T. (1961), Rock magnetism, Maruzen.
- Nagata, T., S. Akimoto, Y. Shimizu, K. Kobayashi, Y. Syono and H. Kuno (1961), Palaeomagnetic study on Cretaceous and Jurassic rocks in Kitakami district (abstract), Jour. Geomag. Geoelect., **12**, 168.
- Nicholls, G. D. (1955), The mineralogy of rock magnetism, Advanc. phys., **4**, 113~189.
- Néel, L. (1949), Théorie du trainage magnétique des ferromagnétiques en grains fins avec applications aux terres cuites, Ann. de Géophys., **5**, 99~136.
- Néel, L. (1954), Anisotropie magnétique superficielle et surstructures d'orientation, Jour. Phys. et Rad., **15**, 225~239.
- 小貫義男 (1963), 構造発達史から見た北上山地の特長, 地質学会 70 年総会討論会資料
- 小貫義男 (1964), 白亜紀の運動の特殊性, 花崗岩類侵入の時間的 range (談話)
- 大町北一郎 (1958), 釜石鉱山, 未利用鉄資源, **5**, 225~232.
- Stacey, F. D. (1963), The physical theory of rock magnetism, Advanc. Phys., **12**, 45~133.
- 竹内常彦, 南部松夫, 和田成人 (1952), 釜石鉱山産磁鉄鉱の不完全性について, 岩鉱, **37**, 75~82.
- 竹山説三 (1944), 電磁気学現象理論, 丸善

- 鶴島鎮彦 (1960), 釜石鉱山の鉱化作用について, 日本鉱業協会編・探査講演集, **7**, 13~19.
- Tsutsue, A. (1961), Contact metasomatic iron and copper ore deposits of the Kamaishi mining district, northeastern Japan, Jour. Fac. Sci. Univ. Tokyo, sect. 2, **13**, 133~179.
- Williams, H. J. and R. C. Sherwood (1957), Magnetic domain patterns on thin films, Jour. Appl. phys., **28**, 548~555.
- 山岡一雄 (1960), キースラガー鉱床に見られる緑泥石岩中の磁鉄鉱, 赤鉄鉱及びマグネシオフェライトについて, 岩鉱, **44**, 162~170.
- Yamaoka, K. (1962), Studies on the bedded cupriferous iron sulfide deposits occurring in the Sambagawa metamorphic zone, Sci. Rep. Tohoku Univ., ser. 3, **53**, 1~68.