

# 15. 火山岩の磁化曲線

地震研究所 永田 武

(昭和17年12月17日發表——昭和18年12月20日受理)

## I. 緒 言

1. 地殻に關係する地球磁氣學的諸問題の研究に對する重要な基本的資料として岩石の磁氣的諸性質は從來多くの研究者によつて種々の見地から吟味されて來た<sup>1)</sup>。然し岩石の磁氣的諸性質が直接關與する地球物理學的問題が約 0.6 Oe 以下の地球磁場内の諸現象に限られるが故に、主として高々數エルステツド以下の弱磁場内に於ける磁氣的諸性質例へば帶磁率<sup>2)</sup> やその溫度による變化<sup>3)</sup> 等が研究の對照となつて來た。又弱磁場内で岩石を高溫から磁場冷却した後に比較的大きい殘留磁氣を生ずるといふ所謂熱殘留磁氣現象<sup>4)</sup> も亦、主として地球磁場程度の弱磁場内での諸性質が實驗的に吟味されて來た。

然るに之等の諸研究の結果から、少くとも火成岩の磁性はその中に含まれる磁鐵礦その他の強磁性礦物に由來する事が明らかになつた。最も端的な證據として、火成岩の弱磁場に於ける帶磁率は 500°C 附近にて急激に減少し、580~600°C 以上では殆んど零になつてしまふ<sup>5)</sup>。此の磁氣變態の溫度は磁鐵礦のそれと殆んど一致するものである。従つて磁氣的性質のみに着眼して火成岩を見れば、非強磁性の長石、石英、輝石其の他の諸礦物結晶の間に磁鐵礦粒が散在して、恰も密度の極めて少い粉末磁氣材料の如きものであると見做しても大體に於いて差支へない。事實從來報告<sup>6)</sup> されてゐる高々數百エルステツド程度の磁場に於ける磁化曲線の測定結果によれば、この程度の磁場の強さでは未だ磁氣飽和に達する形勢すら十分には認め得ないけれども、磁氣履

- 1) 古い文献は H. REICH *Handb. Geophys.* Bd VI. pp 50 以下  
J. G. KÖNIGSBERGER, *Terr. Mag.* 43 (1938), 119. 等を参照。
- 2) 加藤愛雄 東北大, 理科報告, 27 (1936), 93.  
永田 武 震研彙報 18 (1940), 102, 其の他。
- 3) 永田 武 震研彙報 19 (1941), 579.
- 4) J. G. KÖNIGSBERGER, 上掲。  
永田 武 震研彙報 19 (1941), 49; 20 (1942), 192; 21 (1943), 1 等。
- 5) 永田 武 震研彙報 19 (1941), 579; 21 (1943), 37.  
R. CHEVALLIER et J. PÛRE. *Ann. Physique* 18 (1932), 383. 等。
- 6) 永田 武 震研彙報 18 (1940), 112; 21 (1943), 32.  
TSU-CHANG-WANG. *ZS. Geophys.* 16 (1940), 160.

歴現象は明らかに之を認める事が出来る。

斯くの如く、少くとも火成岩が強磁性的性質を有するといふ事實は今日疑ふ餘地はないが、その磁性の殆んど總てを負擔すべき火成岩内の強磁性礦物の性狀は、その成分に於いても又内部、外部の歪力の分布に於いても決して單一ではない。岩石學的觀察からもこの事は勿論豫期せられてゐる事であるが、單に磁氣的性質からのみ考察するとしても、例へばある種の玄武岩では磁氣變態の殆んど總てが  $200^{\circ}\text{C}\sim 300^{\circ}\text{C}$  の低溫度で行はれ、更に他の玄武岩では  $200\sim 300^{\circ}\text{C}$  と  $500\sim 600^{\circ}\text{C}$  との二段に磁氣變態が行はれるといふ事實がある<sup>7)</sup>。之等の現象は岩石内の強磁性礦物の組成が純磁鐵礦とはかなり異つてゐる事を示すものと考へられる。

以上の如く、岩石の磁氣的組成は極めて複雑であると考へられるので、單に一岩石試料の磁氣的諸性質を地球物理學的に必要な範圍で記述するといふ限度を超えて、廣く火山岩乃至は火成岩の磁氣的性質を系統的に分析する爲には、一つの磁氣材料として、岩石を、更に端的には岩石内の強磁性礦物そのものを、基本的に吟味するより他に方法はない様である。一見迂遠であるかに見えるこの様な取扱ひ方が、現在少くとも現象論的には行詰りの感がある地球磁場局部的異常及びその變化、更に地球の永久磁場そのものの究明に結局基本的な役割を占めるものと考へられる。

この様な意圖の下に、先づ火山岩の磁化曲線を、筆者の之迄取扱つて來た代表的試料について測定を行ふ事を始めたのである。

## 2. 測定装置

前述の如く、從來報告されてゐる測定結果によれば、<sup>8)</sup>  $300\sim 400$  Oe 程度の外部磁場の強さ程度では未だ磁氣飽和に達する傾向すら十分には見えない。屢論じた如く、岩石試料としての見かけの消磁係数は十分小にする事は出来るが、磁性に關する強磁性礦物それ自體の消磁係数は  $3\sim 4$  の程度であつて<sup>9)</sup>、之は岩石全體を測定の對照に採る限り如何ともし難い性質のものである。今假に岩石内の強磁性礦物を純磁鐵礦單結晶であると假定し、その飽和磁氣の強さ  $I_s = 590$  gauss, 飽和値に達する有效磁場の強さ  $H_e = 600$  Oe<sup>10)</sup>、平均の消磁係数  $\lambda = 4$  と採れば、之に對應する外部磁場の強さ  $H$  は

$$H \approx H_e + \lambda I_s = 2800 \text{ Oe}$$

に達する。従つて岩石の磁化曲線の測定には少くとも  $3000$  Oe 以上の磁場を必要と

7) 永田 武 震研彙報 21 (1943), 41; 118.

8) 前掲 6) の文献.

9) 永田 武 震研彙報 21 (1943), 28.

J. G. KÖNIGSBERGER, Beitr. Angew. Geophys., 4 (1932), 385. 等.

10) 茅 誠司 強磁性結晶體論 (科學文獻社).

する。岩石の磁性の測定に於ける最大の困難の一つは、その磁化の強さが比較的小さい事であつて、その初期帯磁率は  $10^{-3}$  程度、飽和磁氣の強さは後述の如く概して 10 gauss 以下である。勿論小なる磁化を測定する事は、常磁性乃至は反磁性物質の測定に於いて種々の方策が考案せられて居り、決して困難ではないが、岩石の場合には強磁性の性質を有するが故に、即ち例へば履歴現象が必ず附隨するが故に、その測定に特殊の考慮を必要とする譯である。

この測定に於いては第 1 圖に模式的に示す如き彈動法を採用した。即ち Weiss 型電磁石の極間に、二つの略相等しい探索線輪  $L_1, L_2$  を逆に連結し、測定試料  $S$  は線輪  $L_1$  中より  $L_2$  中へ十分短時間内に移行する。この際に於ける線輪  $L_1, L_2$  系に於ける磁束變化を彈動電流計に依つて測定する方式である。試料  $S$  が  $L_1$  及び  $L_2$  内での位置及びその移行する途中に通過する空間のすべてを通じて磁場が一樣である事が先づ要求される。この目的の爲には Weiss 型電磁石は適當ではなく、特に設計せられた電磁石例へば、兩磁極の相對する平面がその間隙に比して十分大きく、従つて磁極間の磁場が高い精度で一樣なるものの如きが望ましい。我々の場合には斯くの如き特別の磁場を未だ作り得ないので前記の Weiss 型のものを使用した。但し第 1 圖に示す如く補助線輪  $L_0$  を用ひて磁場の齊一性を向上せしめ、前記所要空間内に於ける磁場の強さ最大と最小との差は約 3% である。磁場の強さは第 1 圖に示す探索線輪  $L_3$  を用ひる、磁場を變化せしめる都度彈動法によつて測定する。

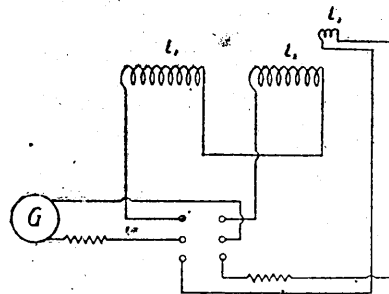
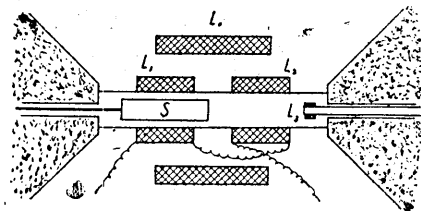
測定岩石試料は平均直徑約 0.5 mm の粒子にし、内徑 5.2 mm、長さ 14.9 mm の硝子製回筒内に充分密に封入し、その質量を測定した後、シエラツク=スで固定する。試料の長さは線輪  $L_1, L_2$  のその 2 倍足らずであり、又  $L_1$  及び  $L_2$  の間隔は 10 mm であつて比較的接近してゐる。今

$$N_1 = N_2 = N \quad L_1 \text{ 及 } L_2 \text{ 線輪の總捲數,}$$

$$A_1 = A_2 = A \quad L_1 \text{ 及 } L_2 \text{ 線輪の平均斷面積,}$$

$$a \quad \text{試料 } S \text{ の斷面積}$$

$$J \quad \text{試料の磁化の強さ}$$



第 1 圖 磁氣履歴曲線測定装置

$S$ , 試料

$L_0$ , 磁場補償線輪

$L_3$ , 探索線輪

とすれば、試料  $S$  が  $L_1$  内にある際に於ける、線輪  $L_1 \sim L_2$  系を過る磁束  $\phi$  は

$$\phi = N_1(A_1 H + 4\pi\lambda_1 J) - N_2(A_2 H + k_2 J) = JN(4\pi\lambda_1\alpha - k_2),$$

又試料が  $L_2$  内に在る場合には

$$\phi' = -JN(4\pi\lambda_2\alpha - k_1).$$

従つて  $S$  が  $L_1$  より  $L_2$  へ移行する場合の磁束變化は

$$\Delta\phi = \phi' - \phi = -JN\{4\pi\alpha(\lambda_1 + \lambda_2) - (k_1 + k_2)\}$$

で與へられる。茲に  $\lambda_1, \lambda_2$  は試料の長さの不足に由來する磁束の漏洩に關する量であつて、一般に  $\lambda < 1$  である。又  $k_1, k_2$  は  $S$  が  $L_1$  内にある場合、及び  $L_2$  内にある場合、それぞれ  $L_2, L_1$  へ影響する磁束を  $kJN$  の形で表はす時の常數項  $k$  である。

上式から明らかなる如く、 $\lambda, k$  等の値が充分正確に與へられない場合は、この方式によつて絶對測定を行ふ事が出來ない。<sup>11)</sup> 故に、實際の場合には標準試料 5 種の  $J=J(H)$  を他の装置で  $H=0 \sim 600$  Oe の範圍で測定し、之によつて、彈動電流計の振れ  $\alpha$  と  $J$  との比例係數  $K$  を、同じく  $0 \sim 600$  Oe の磁場範圍で決定した。即ち

$$J = K\alpha,$$

$$K = \frac{-C}{N\{4\pi\alpha(\lambda_1 + \lambda_2) - (k_1 + k_2)\}}$$

茲に  $C = \Delta\phi/\alpha$  である。<sup>12)</sup>  $K$  が測定装置の常數である爲には、 $\lambda, k$  等が常に一定である必要がある。従つて  $L_1$  及  $L_2$  内に於ける試料  $S$  の位置は常に嚴密に同一地點を占める様試料のガイドに停止装置が附してある。

猶ほ  $K$  の不變度や磁場  $H$  の均一度を考慮すると、結局この装置による測定値には約 1% 程度の誤差は免れ得ない。

### 3. 測定結果

外部磁場の強さは、電源の關係もあつて、最高約 4000 Oe であつた。試料は測定前に交番磁場法によつて十分消磁する。猶ほ、測定に際して、先づ磁場を變化せしめて後、探索線輪によつて磁場の強さを測定し、次に試料  $S$  を  $L_1$  から  $L_2$  へ移行の場合、逆に  $L_2$  から  $L_1$  へ移行の場合をそれぞれ測定し、この操作二回合計四測定値の平均を一測定値として採用した。

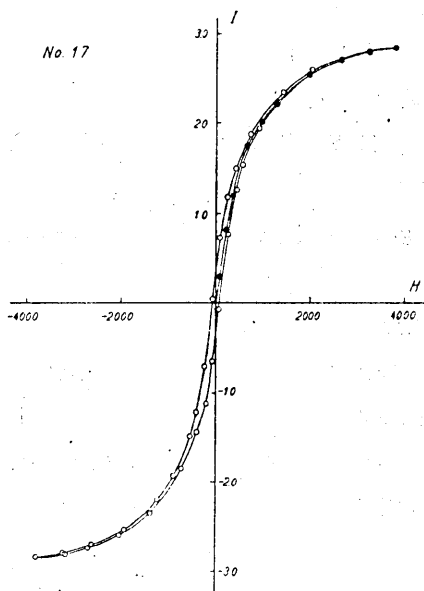
測定試料は合計 13 個で、玄武岩又は安山岩である。この中 No. 17 より No. 25 に至る 9 試料は富士山の熔岩又は火山彈であつて、その化學成分、岩石學的組成<sup>13)</sup> 共

- 11) この装置では  $\lambda_1 = \lambda_2 = 1, k_1 = k_2 = 0$  として  $J$  を求めるが實際の値とは約 5% 違ひがある。
- 12) 實際に使用した装置では  $N_1 = N_2 = 4000, L_1$  及  $L_2$  の長さ 8.0 mm  
 $K = 0.149$  gauss./mm
- 13) 津屋弘遠 震研彙報 13 (1935), 645; 15 (1927), 302; 16 (1938), 638.  
 (永田 武 震研彙報 21 (1943), 7~8 を見よ.)

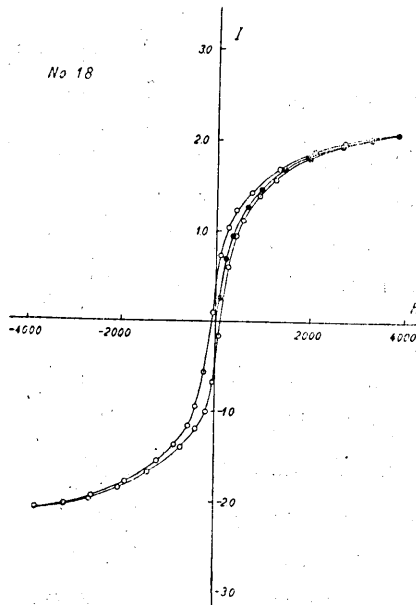
に既に詳しく研究されてある事は勿論、その磁氣的性質に於いても弱磁場 ( $< 1 \text{ Oe}$ ) に於ける帯磁率,<sup>14)</sup> 磁氣變態點,<sup>15)</sup> 熱残留磁氣の諸性質<sup>16)</sup> 等が詳しく測定されて居り、筆者の研究室に於ける火山岩の磁性測定に際して常に代表試料として吟味してゐるものである。又 No. 38, No. 70, 及 No. 71 は三原火山の熔岩及火山彈<sup>17)</sup> であつて、何れも熱残留磁氣係数  $Q_t$  が著しく大きいので特に測定試料の中に加へたのである。之等諸試料の化學成分や岩石的組成等が既に前論文に於いて述べたので此處には再説しない。

扱て測定結果は第2圖～第13圖に示す如くである。茲に圖の縦軸は磁化の比強度を表はす。圖から明らかなる如く、磁場  $4000 \text{ Oe}$  では未だ完全にはではないが、殆んど磁氣飽和に達せんとする傾向を示し、又 No. 70 及 71 の兩試料は磁氣履歴現象が特に著しい。

之等の結果から得た飽和磁氣  $I_s$ 、残留磁氣  $I_r$ 、抗磁力  $H_c$  等を第1表に示す。この内飽和磁氣  $I_s$  は高磁場に於ける異なる三つの磁場  $H$  に對應する磁化強度  $I(H)$  から

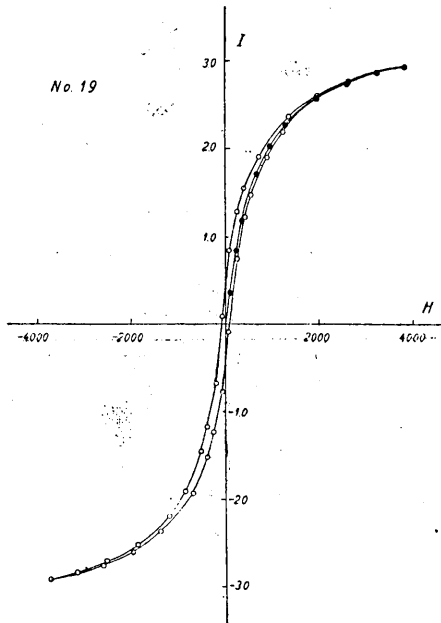


第 2 圖

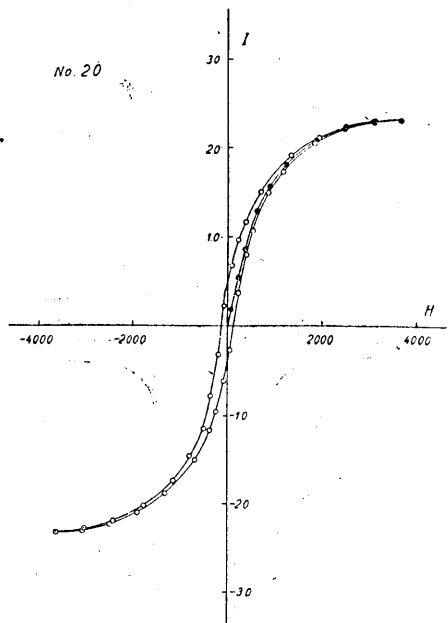


第 3 圖

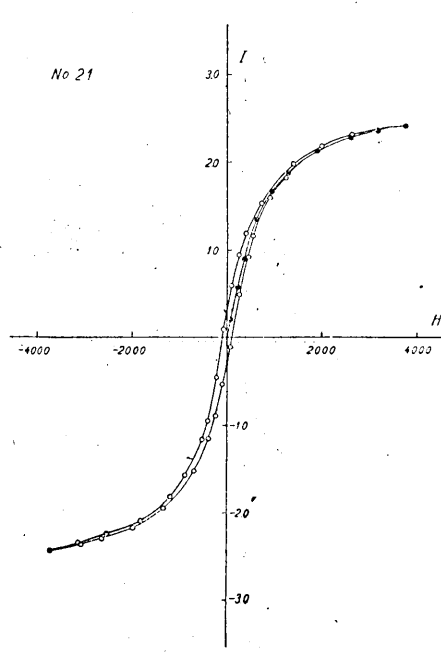
- 14) 永田 武 震研彙報 21 (1943), 19~26.  
 15) 永田 武 震研彙報 19 (1941), 579.  
 16) 永田 武 震研彙報 21 (1943), 82~126.  
 17) 永田 武 震研彙報 21 (1943), 93.



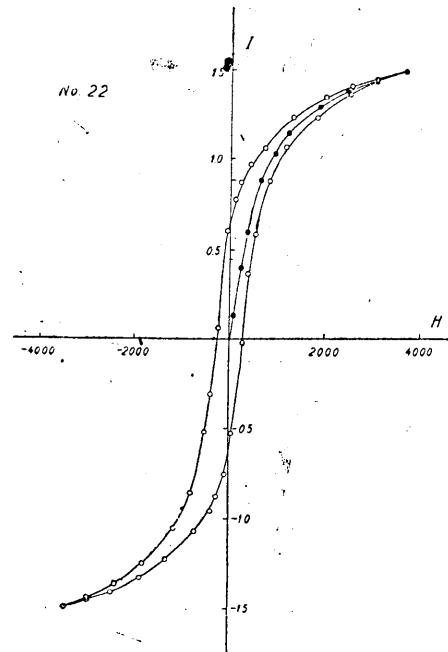
第 4 圖



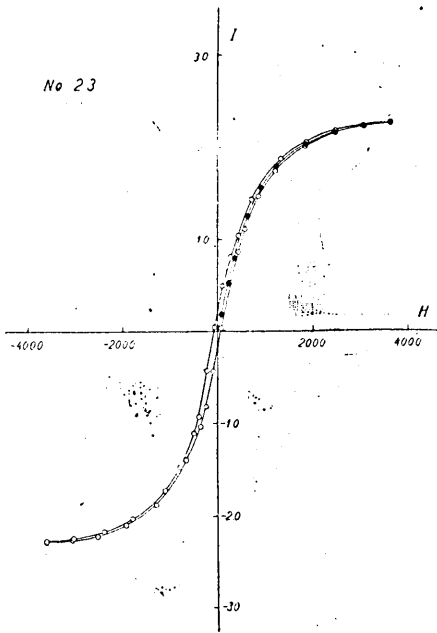
第 5 圖



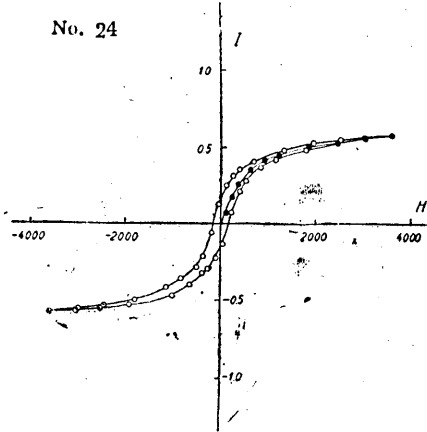
第 6 圖



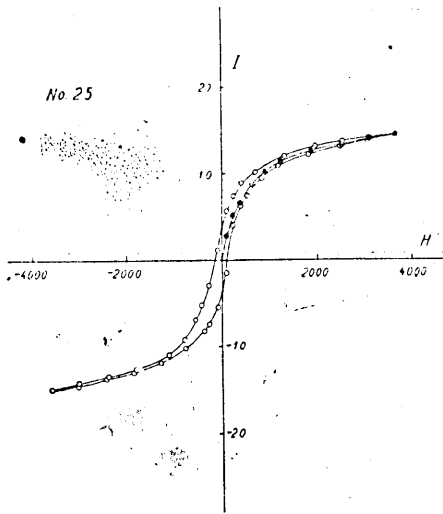
第 7 圖



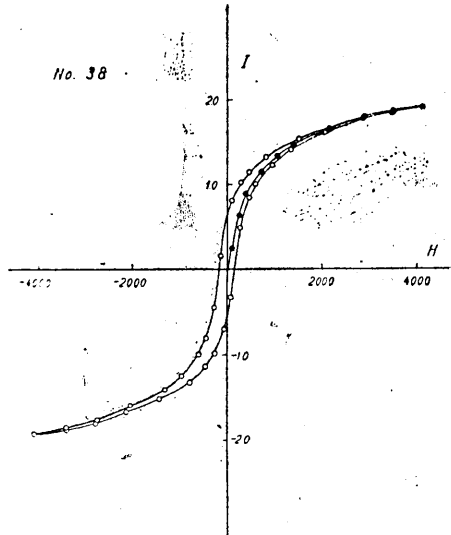
第 8 圖



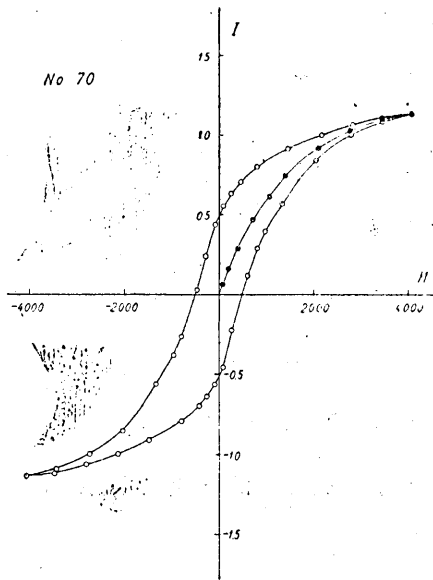
第 9 圖



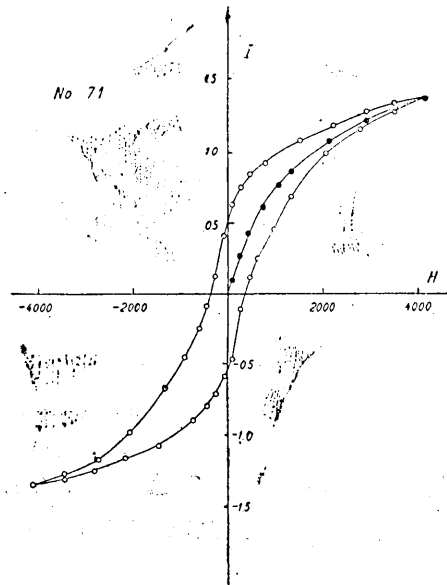
第 10 圖



第 11 圖



第 12 圖



第 13 圖

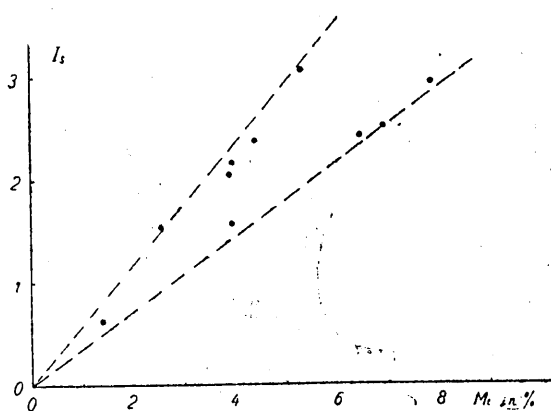
第 I 表 火山岩の磁気常數

試料番號	$I_s$	$H_c$ ( $\pm 5 Oe$ )	$I_r$	$J_{ec}$	$J_{ic}/I_s$	Mt
No. 17	2.97	60 Oe	0.34	$12.1 \times 10^{-3}$	$4.1 \times 10^{-3}$	7.87%
18	2.16	85	0.36	10.9 "	5.1 "	3.94
19	3.05	70	0.38	9.7 "	3.2 "	5.33
20	2.41	115	0.41	10.5 "	4.4 "	6.48
21	2.50	80	0.28	13.0 "	5.2 "	6.95
22	1.58	220	0.62	41.7 "	26.3 "	3.94
23	2.38	60	0.20	5.2 "	2.2 "	4.40
24	0.62	165	0.17	7.9 "	12.7 "	1.39
25	1.54	115	0.35	14.8 "	9.6 "	2.55
38	2.03	130	0.49	27.6 "	13.6 "	3.91
70	1.23	465	0.49	34.8 "	28.3 "	—
71	1.49	345	0.52	28.4 "	19.1 "	—

$$I_s = I(H) + \frac{C^2}{H^2}, \quad C = \text{實驗常數}$$

によつて定めた値である。この結果から明らかなる如く、安山岩乃至玄武岩の飽和磁気の比強度は大體 1~3 gauss 程度であつて第 I 表及び第 14 圖に示す如く、その岩石の含む  $Fe_3O_4$  のノルムにほぼ比例する。即ち  $Fe_3O_4$  のノルム 1% に就き飽和磁気





第 14 圖 火山岩の飽和磁氣の比強度と磁鐵鑽ノルム

比強度は 0.4~0.6 gauss 程度である。今岩石の含有する強磁性礦物の飽和磁氣強度<sup>18)</sup>を  $j_s$ , 密度を  $\rho_0$ , 含有率 (重量比) を  $q$  とすれば

$$j_s = \frac{\rho_0}{q} I_s.$$

上記の数値を入れて  $j_s$  を求めると  $j_s = 200 \sim 300$  gauss の程度となるが、この値は明らかに磁鐵鑽單結晶のそれより遙かに小さい。岩石學的檢鏡、及び他の磁氣的諸吟味の結果から當然の事ではあるが、岩石中の  $Fe_2O_3$  はそのすべてが  $Fe_3O_4$  を形成する譯ではなく、その中のある部分が然も相當に複雑な成分の強磁性礦物を形成するのである事が推定される。<sup>19)</sup>

例へば、第 12, 13 圖に明らかに見られる如く、之等諸試料の磁氣履歴曲線は、所謂瓢箪型の傾向を示し、履歴損失の大きさに比し抗磁力が小さい。この現象は二元合金に於いて知られてゐる如き、次の事實<sup>20)</sup>に對應すると考へられる。即ち二成分系の諸状態の中強磁性を表はす二つの異つた相のある場合、(I) その一つの状態は磁氣的に軟く飽和磁氣大きく且つ抗磁力小であり、(II) 他の相は逆に磁氣的に硬く、飽和磁氣小にして且つ抗磁力大なる時、この二つの状態の共存する場合の磁化曲線は第 15 圖に模式的に示す如くなる。

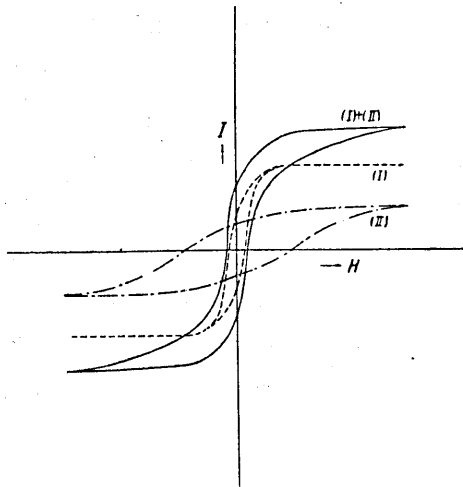
従つて今問題とする火山岩中の強磁性礦物に於いても、少くとも二つの強磁性状態の共存を推定し得る譯である。斯くの如く、岩石内の強磁性礦物に關して、その性質

18) 純磁鐵鑽の測定結果と對比する爲に比強度でなく特に單位體積あたりの強度を採る。

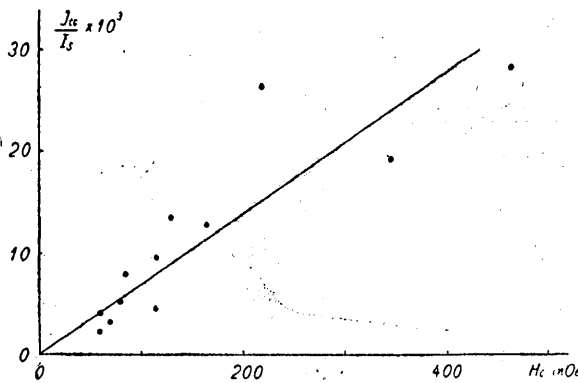
19) 鹽基性火成岩中に源を有すると思はれる海岸砂鐵についての分折の結果は、若干の  $SiO_2$ ,  $V_2O_5$  を含む他大部分は  $Fe_2O_3$ ,  $FeO$  及  $TiO_2$  であつて、それ等の比は種々の値をさる。

20) R. BECKER u. W. DÖRING, *Ferromagnetismus*, Berlin (1938), pp. 395.

を一義的に明らかにするには猶ほ多くの實驗的検討を必要とする。



第 15 圖 磁氣的に硬い試料と軟い試料の磁化曲線の重疊 (Becker 及 Döring による)



第 16 圖 火山岩於ける熱残留磁氣係数と飽和磁氣との比 ( $J_r/I_s$ ) と抗磁力の關係

次に之等試料の磁氣的硬さと熱残留磁氣の強さとの關係を吟味する。第 I 表に、磁場 1 Oe に於ける飽和熱残留磁氣  $J_{r0}$  及び之の飽和磁氣に對する比  $J_{r0}/I_s$  が表示してある。今  $J_{r0}/I_s$  の大きさと抗磁力  $H_c$  とを對比すれば第 16 圖に示す如く、ほぼ比例關係が成立する。

この結果は、熱残留磁氣の性質上豫期される關係であつて、從來の熱残留磁氣に關する種々の實驗結果と良く調和する。即ち、Königsberger<sup>21)</sup> 及び筆者<sup>22)</sup> 等の實驗結果によれば、岩石を磁場冷却する過程に於いて、岩石中の個々の強磁性礦物がその磁氣變態溫度以下になつた時、磁場の爲に若干の磁區が磁場方向に最も近い磁化容易軸の方向に逆轉する。この逆轉の確率を支配する要素は主として磁區内の磁氣的相互作用と機械的歪等の力學的エネルギーとであると

考へられる。然し磁氣變態溫度の近傍では磁區の逆轉によるエネルギー變化は極めて少く、又機械的歪の大きさも溫度の上昇と共に減少する筈であるから、どの試料に於いても比較的容易に磁區の逆轉が行はれる。巨視的な表現をすれば、多結晶強磁性體の抗磁力は溫度と共に減少し、磁氣變態點で零になる<sup>23)</sup>といふ良く知られた事實に従

21) J. G. KÖNIGSBERGER, 前掲.

22) 永田 武 前掲.

23) R. BECKER u. W. DÖRING, 前掲, 395~398.

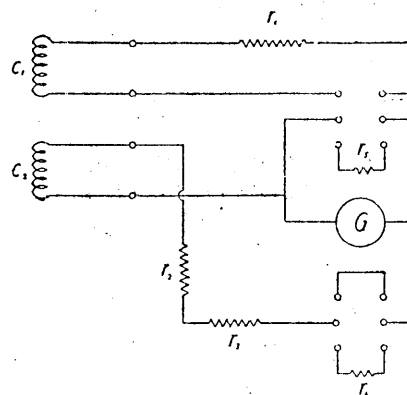
つて磁気變態點附近では少いエネルギーで磁區の逆轉が行はれる。茲に岩石内の強磁性礦物に就いても、抗磁力と温度との關係は、Königsberger<sup>24)</sup>の實驗結果が示す如く全く同様である。問題は温度の降下に從つて磁區の磁氣的ポテンチアルエネルギーが増大するのに對抗して、磁區をそのままの方向に止めて置く様な機械的歪エネルギーが増大するかどうかといふ點に熱残留磁氣の大きさを定める要素があると考へられる。從つて若し磁氣變態點附近では、磁區の逆轉が何れも殆んど同等に起るとすれば、室温迄冷却し終る過程の之等磁區の安定度、換言すれば熱残留磁氣の強さは、結局冷却過程の途中及び最後の温度に於ける抗磁力の大きさによつて代表される筈である。此の意味で第 16 圖に示す結果は、從來の熱残留磁氣に関する諸實驗事實と良く調和する。勿論前述の如く岩石内の強磁性礦物は、一種、一状態とは限らず、多種多状態の重疊である場合が多いので、上に述べた結論も實際の場合には相當に複雑な様相で表はれると考へられるが、第 16 圖に示す如く近似的にはほどこの考へが成立する様である。

毎回述べる如く、純固態物理學的機構論は、結局岩石内の強磁性礦物を抽出し、それに就いて實驗的吟味を行つた上で導かれるべきと考へられ、此の報告に於ける議論も依然若干の假定の上に成立する。

#### 4. 結語及附記

緒言に述べた如き理由によつて、地球磁場及び地殻の磁性の研究の一環としてこの實驗を行つたのであるが、少くとも定性的には岩石の磁化曲線の特性を明らかにする事が出来た。

この報告に述べた測定法による實驗を始める前に、同じく Weiss 型電磁石の磁場を用ひて、逆轉法による初期磁化曲線の測定を行つた。ち長さ即 30 mm, 長徑 7 mm, 總捲數 2,000 の圓筒形線輪を用ひ、その一つには磁芯として測定試料を封入し第 17 圖に示す如きブリツヂ回路を用ひる方式である。二つの線輪は互ひに平行に且つ互ひに固定され磁場内で 180° だけ廻轉し得る。



第 17 圖 逆轉による磁化曲線測定裝置

24) J. G. KÖNIGSBERGER, *Phys ZS.*, 33 (1932), 468.

然し、この測定法に於いては、二つの線輪が磁場方向に對して充分正確に同等に平行でないと逆轉による衝撃性起電力の同時性が失はれ、ある場合にはこの原因による修正を 30% も行ふ必要が起り、従つて測定誤差も 10% 近くなる場合があつた。勿論この方法によつて飽和磁氣の強さを 10% 以内程度の誤差で測定出來たのであるが、本報告に述べた方法の方が、測定精度に於て遙かに勝れてゐると思はれるので、逆轉法による測定結果は省略する。

この實驗は文部省科學研究費によつて遂行せられたものであり、且つ實驗裝置の製作及び測定に當つて石原裕君の助力に負ふ處が多い。記して感謝の意を表する。

---

### 15. *The Magnetic Hysteresis Curve of Volcanic Rocks.*

By Takesi NAGATA,

Earthquake Research Institute.

With the aid of ballistic method, the magnetic hysteresis curve of various volcanic rocks in the field of from 0 to 4000 *Oe.* was determined, the results being shown in Figs. 2—13. Although the intensity of saturation magnetization of various rocks is nearly proportional to the amount of  $\text{Fe}_3\text{O}_4$  contained in them, their coercive force ranges from 60 to 465 *Oe.*

It was further noticed that, as shown in Fig. 16, the ratio of intensity of saturated thermo-remanent magnetization in the unit magnetic field to that of saturation magnetization is nearly proportional to the coercive force; in other words, a magnetically hard rock acquires large thermo-remanent magnetization.

---