

5. 水成岩の自然残留磁氣 (第2報)

地震研究所 永 田 武
地球物理學教室 原 田 美 道
地球物理學教室 平 尾 邦 雄

(昭和18年6月15日, 7月6日發表—昭和20年12月20日受理)

1. 緒言及測定装置

前論文¹⁾に報告した實驗に引續き, 成田層の保持する自然残留磁氣の測定を行つたのであるが, 今回の測定は單に自然残留磁氣の方位決定のみに止らず, その比強度をも出来るだけ正確に決定し得る様特に測定上注意した. 測定装置は前報告に述べたものと全く同一であるが, 廻轉整流器, 増幅器, 廻轉速度安定装置等の諸部分に若干の改良を行つた. 然しこれ等の改良は測定法の主方針を改變するものではなく, 主として装置の安定性と測定の迅速性とを高める事を目的とする全く技術的な事柄であるので, 本文ではその詳細は省略する.

測定試料は千葉縣印幡沼畔白井に於いて採集した成田層細砂であるが, この試料は自然状態に於いてはかなり良く凝つて居り形を崩さずに採集する事が出来る. 前報告に於いて取扱つた部分は成田層の上を蔽ふ關東ローム層との境界面から下方へ130cm厚の部分であつたが, 其の後引續き130cmから470cm迄約3.4mの厚さの部分に就いて同様の測定を行つた. 多くの場合に就いては水平堆積層を2cm毎の薄層に分ち, その各々の薄層から1.5cm立方の試料を截り出したのであるが, 最後の方の一部に就いては厚さ10cmに就き3個の試料を等間隔に截り出し, その代り約6cmの水平間隔を置いて二列の試料を採集し, 極めて局部的な偏差の有無を検する方針を採つた. 試料を截り出す際には立方體の各面が上下, 及び磁氣座標による東西南北を向く様に取り, 一試料宛厚紙製立方型箱に嵌め込んで密封し, その上に方位及び水平を記入した²⁾. 猶ほ採集時に於ける方位及び水平の決定誤差は 2° 以内であり, 多くの場合は 1° 位におさまつてゐると思はれる.

測定試料の自然残留磁氣の方位及び強さの測定の標準としては, 試料と全く同型に

1) 永田武・明石和彦・力石常次 震研彙報 21 (1943) 276.

2) 試料が十分乾燥してしまふと, 實驗装置上で試料を廻轉する際崩壊して砂粒のルーズな聚合に化してしまふ事がある. 之を避ける爲には, 測定直前迄湿度100%に保つたデシケーター中に試料を密封しておく事が必要であつた.

製作した石英安山岩質凝灰岩³⁾を用ひ、一試料の測定毎に標準試料をも測り、測定結果の較正が出来る様にした。測定系の變動は主として増幅器の利得の變化によるもののみであつて、一度増幅器を始動して継続的に使用すれば一日中殆んど變化は見られなかつた。猶ほ前報告に述べた如く、測定の前標準としては無定位磁力計によつて測定したやゝ大なる銅鐵針の磁氣能率を基準とし、順次小なる磁針との比較測定を増幅器の利得を増加せしめつゝ行ひ、最後に凝灰岩とほゞ同程度の磁氣能率を有する微小標準磁針を得る。この微小磁針と凝灰岩標準試料との比較測定を行つて、後者を常用の標準とした。微小磁針は磁化方向決定の標準としては屢々用ひたのであるが、その保持する残留磁氣は地球磁場内に銅鐵線を長時間放置する事によつて得たものであつて、恐らく極めて不安定な値と思はれるので磁化強度の標準には用ひられない。従つて無定位磁力計による原標準磁針の測定から最後の凝灰岩標準試料の測定に至る迄を約半日の短時間で行ひ、長日数を要する多數の岩石試料の測定には安定な凝灰岩残留磁氣を標準としたのである。

測定及び採集の兩誤差を加算すると、成田層試料の自然残留磁氣測定に於いて、結局方位に於いて 3° 以内、強さに於いて 2% 以内の誤差が附隨する事が豫期される。

2. 測定結果

測定の最後の結果は第1表に示す如くである。茲に自然残留磁氣の強さは、1 gr あたりの磁化の強さ、即ち比強度 J を以て表はし、方向に關しては、磁化方向が水平面と爲す角を伏角 I とし、磁化方向を含む鉛直面が地球磁氣子午面から偏る角を偏角 D とす。但し後者に於いては東偏を正とし、西偏を負とす。

前論文に既に記載した部分をも含めて、全測定結果の D , I , 及び J を圖示したものが第1圖である⁴⁾。茲に同圖の横軸は關東ローム層と成田層との境界面から試料の中心に至る深さを表はすものとする。

先づ偏角 D の深さに對する變化を吟味する。上層 80cm の間に於ける極めて規則的な週期的變動は、それ以下の地層から採集した試料には見られないけれども、その部分に於いてもやはりほゞ週期的な變化が明らかに見られる。 D と深さ Z との間の關係の大勢を明らかにする爲に、厚さ 20cm 毎について D の移動平均 \bar{D} をとり、 \bar{D} と Z との關係を第2圖に圖示した。第2圖に於いて、先づ明らかに觀られる事は

3) 前報告 288 頁に記載せるもの。

4) 序報に於いて既に報告した部分に就いては J の値が缺けてゐる。測定の際強度には注意せず、場合によつては増幅器の利得を加減したりしたので、磁化強度の正確な値が出てゐないからである。

第 I 表 成田層の自然残留磁気の強方位及び強度

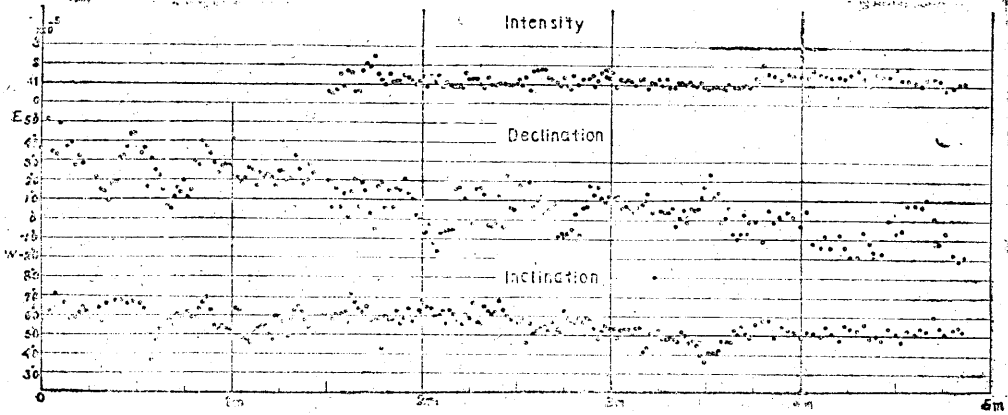
計料番號	深 Z サ	偏角 D (東偏正)	伏角 I	比強度 J	計料番號	深 Z サ	偏角 D (東偏正)	伏角 I	比強度 J
No. 73	151cm	20°	60°	0.58×10^{-5}	No.113	231cm	16°	56°	1.02×10^{-5}
74	153	6	58	0.49	114	233	13	65	0.91
75	155	16	61	0.73	115	235	- 3	63	1.37
76	157	6	61	1.46	116	237	- 3	62	0.98
77	159	13	62	0.94	117	239	- 2	62	0.95
78	161	1	56	1.66	118	241	12	68	1.05
79	163	14	71	1.64	119	243	- 4	63	1.06
80	165	21	67	0.64	120	245	23	60	1.07
81	167	6	64	0.64	121	247	6	58	0.95
82	169	19	62	1.69	122	249	5	58	1.13
83	171	15	65	2.04	123	251	18	57	1.19
84	163	3	57	1.91	124	253	10	58	0.98
85	175	- 5	58	2.52	125	255	20	46	1.38
86	177	17	58	1.50	126	257	7	56	0.63
87	179	19	43	1.19	127	259	10	51	1.70
88	181	6	60	1.05	128	261	12	52	1.77
89	183	15	59	1.47	129	263	3	54	1.76
90	185	6	59	1.14	130	265	5	55	1.75
91	187	16	63	1.19	131	267	8	52	1.41
92	189	15	56	1.19	132	269	- 9	57	1.32
93	191	21	58	1.45	133	271	- 8	53	1.13
94	193	13	64	1.32	134	273	- 9	52	1.06
95	195	11	57	1.24	135	275	- 6	63	1.39
96	197	2	59	1.04	136	277	- 7	59	0.95
97	199	1	63	1.20	137	279	- 5	58	0.70
98	201	- 8	67	1.45	138	281	3	57	1.45
99	203	- 7	65	0.91	139	283	- 8	59	1.08
100	205	- 2	64	1.50	140	285	6	57	1.28
101	207	-12	60	1.22	141	287	7	59	1.36
102	209	-16	61	1.51	142	289	18	58	1.50
103	211	- 7	63	0.96	143	291	13	54	0.89
104	213	- 6	56	1.16	144	293	17	47	1.23
105	215	- 5	63	0.92	145	295	11	52	1.62
106	217	- 5	61	0.89	146	297	9	55	1.46
107	219	4	58	0.85	147	299	12	54	1.38
108	221	16	55	0.80	148	301	11	53	1.55
109	223	17	61	1.64	149	303	12	49	0.86
110	225	11	59	1.28	150	305	6	54	1.33
111	227	- 2	67	1.32	151	307	7	53	1.28
112	229	16	56	1.26	152	309	6	53	1.30

(次頁へ続く)

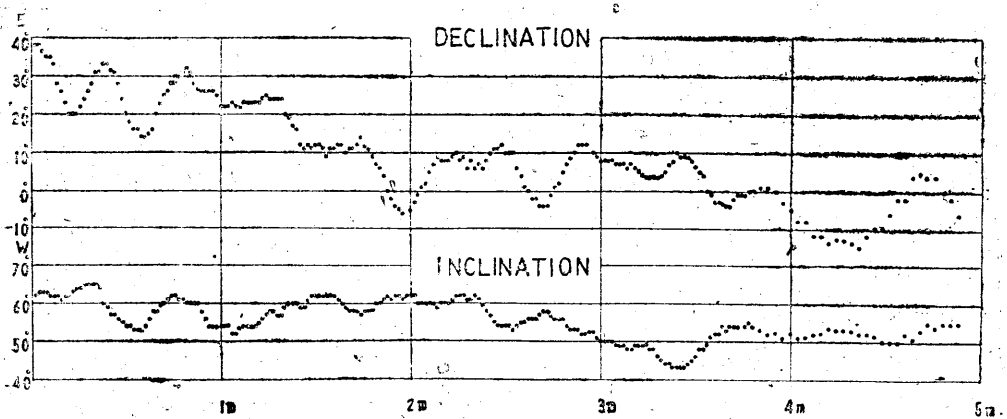
第 I 表 (続き)

試料番號	深サ Z	偏角 D (東偏正)	伏角 I	比強度 J	試料番號	深サ Z	偏角 D (東偏正)	伏角 I	比強度 J
No.153	311cm	4°	51°	1.22×10^{-5}	No.186	380cm	-11	58°	$2.1^1 \times 10^{-5}$
154	313	6	53	1.06	187	383	5	58	1.57
155	315	8	53	1.31	188	386	-1	49	1.45
156	317	10	42	1.43	189	390	2	55	1.32
157	319	14	44	0.70	190	393	4	53	1.57
158	321	4	51	1.13	191	396	2	52	1.45
159	323	(-55)	(80)	1.10	192	400	-4	49	1.52
160	325	5	53	1.32	193	403	5°	52	1.44
161	327	4	48	1.01	194	406	-12	51	1.75
162	329	4	48	1.39	195	410	-14	50	1.62
163	331	6	49	0.98	196	413	-8	55	1.51
164	333	-3	48	0.93	197	416	-14	51	1.43
165	335	1	47	1.15	198	420	-7	48	1.47
166	337	5	52	1.15	199	423	-14	56	1.36
167	339	-1	50	1.02	200	426	-19	54	1.60
168	341	6	46	1.17	201	430	-19	53	1.78
169	343	5	47	1.00	202	433	-6	56	1.38
170	345	6	45	0.97	203	436	-12	49	0.97
171	347	12	40	1.17	204	440	-16	50	1.59
172	349	17	36	0.98	205	443	-17	48	1.47
173	351	24	41	0.80	206	446	0	54	1.50
174	353	11	41	0.87	207	450	-7	51	1.90
175	355	14	41	0.93	208	453	-5	47	1.31
176	357	-1	42	0.87	209	456	8	53	1.34
177	359	1	47	0.86	210	460	8	51	1.16
178	361	6	47	0.79	211	463	7	54	1.07
179	363	-7	47	1.13	212	466	11	53	1.43
180	365	-10	54	0.99	213	470	1	61	1.42
181	367	-7	51	0.94	214	473	-12	55	1.35
182	369	3	55	0.97	215	476	4	51	0.77
183	371	-7	51	1.02	216	480	-8	54	0.93
184	373	-1	49	0.91	217	483	-11	55	1.12
185	376	0	56	1.39	218	486	-9	53	1.12

Dは成田層の上部に於いては $+30 \sim 40^\circ$ の値を持つが深さと共に漸次減少し、Z=4m附近でDは0又は寧ろ負の値を持つ事である。(即ちZ=4m附近の試料の自然残留磁氣の方位は現在の磁氣子午面とほぼ一致してゐるが、Zが減少すると共に漸次東偏し、關東ローム層との境界附近では東偏 $30 \sim 40^\circ$ に及んでゐる。)この一般的な緩やかな變化に重疊して、複振幅 $10 \sim 15^\circ$ 程度の擬週期的變動も存在する。週期分析の最



第 1 圖 成田層の自然残留磁気方位の深さに對する變化



第 2 圖 成田層の自然残留磁気方位の深さに對する變化

(移動平均によつて平滑にした曲線)

も簡単な方法の一つとして \bar{D} 曲線の山から山、谷から谷の距離の頻度を求めると、次表の如く、週期 40~50cm の範圍のものが著しく卓越してゐる。

週 期	29cm-以上	30~39	40~49	50~59	60~69	70 cm 以上	
頻 度	D	0	3	11	4	1	0
	I	1	2	8	4	2	1

次に同様の移動平均を I の値に對して行つた結果は第2圖下部に示す如くである。全體の傾向としては、層の上部に於いて伏角 I の値が大きく、下部に於いては小さくなり、その差は約 10° 位である。 D の場合に同じく、上述の全體的傾向に疑週期的な變動が重疊し、その週期は上表に明らかなる如く、やはり 40~50 cm の範圍のもの

が卓越してゐる。I の平均變化の割合はその全體的な一方向きの變化の割合も D の場合に比して小さく、角度に於いて約 $\frac{1}{3}$ であるが、疑週期的な變化の振幅に於いてもやはり I の變化は D のそれに比して小さく、 $\frac{1}{2}$ 乃至 $\frac{1}{3}$ の程度である。

各試料の自然残留磁氣の比強度は、第1表及び第1圖に示す如く、概ね $5 \times 10^{-6} \sim 2 \times 10^{-5}$ の程度であつて、豫想以上に大きい事が注目される。實測結果によれば、相隣る層の残留磁氣の強さが、互ひに無關係に彷徨偏倚してゐる部分がある様に見える。即ち 1.5cm 立方程度の試料に於いては、その自然残留磁氣の強度を支配する諸條件が必しも均等でない事を表はしてゐる⁵⁾。従つて、自然残留磁氣の方位の表はす可き物理學的意味の考究に際して、先づ自然残留磁氣強度に就いて諸種の吟味を行ひ我々の測定した自然残留磁氣諸要素の信頼度を決定する必要があると思ふ。

3. 試料の熱残留磁氣——水成岩自然残留磁氣の強さに關する一吟味

次節に述べる如く成田層細砂の中には少量の磁鐵鑛粒が散在してゐる。而して序報に於いて論じた如く、水成岩の自然残留磁氣は火成岩の場合と同じくその大部分は磁鐵鑛の残留磁氣に起因すると考へられる。磁鐵鑛自身の残留磁氣は、それが火成岩内にあつて地球磁場内で冷却された際、(若しくは變成岩中にあつて熱的變成を受け同様の経過を辿つた場合) に生じた熱残留磁氣であると見做す事が現在考へ得る唯一の解釋である。

個々の磁鐵鑛粒がそれぞれ残留磁氣を保持してゐる場合、若し相隣れる二つの磁鐵鑛粒の間隔が、磁鐵鑛の残留磁氣に因る磁場が有効に働く距離に比して十分大であるならば⁶⁾、磁鐵鑛粒相互間の消磁作用を無視する事が出来る。従つて岩石試料としての見かけの磁氣能率は個々の磁鐵鑛粒の磁氣能率のベクトル和と見做して差支へない。磁鐵鑛粒の磁氣能率を $\vec{\mu}_i$ とする時、そのベクトル和と算術和の比 即ち

$$\alpha = \frac{|\sum_i \vec{\mu}_i|}{\sum_i \mu_i}$$

- 5) 但し、第1圖に於いて明らかなる如く、強度の相違は桁数が異なる程大なるものではなく、ほぼ $J \sim 10^{-5}$ の値をとる。
6) 1cm^3 中の強磁性鑛物粒数を N 、平均間隔を l とし、又強磁性鑛物1個の平均磁化強度を j とすれば、

$$\frac{1}{l^3} = N, \quad j = \frac{J}{N}$$

茲に J は 1cm^3 の熱残留磁氣の強さ。故に1個の鑛物粒が隣りの鑛物粒に及ぼす平均の磁界強度は $\vec{H} = \frac{j}{l^3} = jN = J$ 然るに $J \leq 10^{-4}$ 。即ち 10γ の程度である。

は岩石試料の磁鐵礦粒群がある特定の方向に向けられてゐる割合を示す⁷⁾。こゝに α の大きさが偶然に起り得る程小であれば、自然残留磁気の方向の測定値は物理的意義を失つてしまふ事は言を俟たない。 α を求めるに當つて、 $\sum \mu_i$ を直接求める事は極めて困難であるが、試料を加熱して磁氣變態點温度以上にし、再び弱磁場内で磁場冷却を行へば、試料内の磁鐵礦粒はすべて所與磁場の方向の熱残留磁気を得る⁸⁾。この熱處理によつて磁鐵礦粒の性質が變化せず、且つ磁場冷却の際與へた磁場の強さが磁鐵礦粒が火成岩又は變成岩中に於いて冷却した際の地球磁場に等しく、且つ自然状態に於ける熱残留磁気保有後現在迄消磁が行はなされてゐないならば、實驗室に於いて得た熱残留磁気 J は $\sum \mu_i$ に等しい筈である。

然るに火山岩による實驗結果⁹⁾によれば、新しい噴出岩に就いては、現在の地球磁場と等しい磁場内で冷却すれば、その自然残留磁気と數%の誤差範圍で一致する熱残留磁気を得る。水成岩の場合に於いても、上記の前提三條件の内の第一の事項は少くとも近似的に成立すると考へられる¹⁰⁾。第二と第三の條件は分離して判定する事は出來ないけれども、洪積世噴出の火山岩に就いての測定結果¹¹⁾によれば、自然残留磁気の強さは現在地球磁場内に於ける熱残留磁気の強さに對して 0.68 ± 0.05 である。成田層は洪積世の沈積層であり、且つ火山岩に比して遙かに多くの機械的及化學的作用を受けて來た筈であるから、消磁の割合は火山岩の場合に比して更に大きいと考へられる。従つて一般には

$$\sum \mu_i < J.$$

更に洪積世の火山岩の場合、自然残留磁気の現地球磁場内での熱残留磁気に對する比が、殆んどすべての場合 0.8 以下であるから、現地球全磁力 (關東地方に於ける) の約 8 割、即ち $0.40 O_e$ の磁場に於ける熱残留磁気の強さ $J_{0.4}$ は、上述の理由により成田層の $\sum \mu_i$ の上限を與へると考へられる。

$$\sum \mu_i \leq J_{0.4}$$

従つて

$$\alpha \geq \frac{|\sum \mu_i|}{J_{0.4}} = \frac{J_n}{J_{0.4}} = k$$

茲に J_n は自然残留磁気の強さである。斯くして α の値の下限を求める爲に、成田

7) 永田武・明石和彦・力石常次 前掲

8) 永田武・震研彙報 21 (1943), 82.

9) 永田武・前掲 148

10) 水成岩中の強磁性礦物はその結晶後の經過時間が、新しい火山岩に比して非常に大であり、且つ酸化其他の理由で變化してゐるの考へられるので、この假定は桁數が一致するといふ程度かも知れない。

11) 永田武, 前掲

層の試料の 13 個に就いて 0.4 O. は於ける飽和熱残留磁気¹²⁾の測定を行つた。

先づ自然残留磁気の測定を終つた後試料をデシケーター中に入れて十分乾燥せしめる¹³⁾。乾燥してバラバラになつた細粒は、内則 15 mm 立方の熔融水晶製容器へ十分密に封入し、容器の口は石綿薄板で蓋する。この試料を無誘導電氣爐内にて加熱し、磁場冷却するのであるが、爐内に於ける試料の一稜は磁力線に直角を爲し、一面は水平である。斯くして熱残留磁気を得た試料は、そのまま湿度 100% に保つたデシケーター中に一日間以上放置して十分水分を吸収せしめ、然る後水成岩の自然残留磁気の場合と全く同じ方法を以て、磁化方向及び強さを測定する。熱残留磁気の磁化方向は測定装置の誤差の範囲で常に所與磁場の方向と完全に一致してゐるので問題は無い。之に對し、 $J_{0.4}$ の値は第 II 表に示す如くであつて、同一試料の J_n との比 k も

第 II 表 成田層試料の熱残留磁気と自然残留磁気

試料番號	熱 殘 留 磁 氣 $J_{0.4}$	自 然 殘 留 磁 氣 J_n	$k = \frac{J_n}{J_{0.4}}$
No. 73	5.02×10^{-5} e. m. u.	0.58×10^{-5} e. m. u.	11%
74	4.56 "	0.49 "	11
75	6.59 "	0.73 "	11
76	9.49 "	1.46 "	15
77	5.05 "	0.94 "	19
78	14.50 "	1.66 "	11
79	9.17 "	1.64 "	18
80	6.29 "	0.64 "	10
81	6.25 "	0.64 "	10
82	11.38 "	1.69 "	15
83	13.05 "	2.04 "	16
84	8.17 "	1.91 "	23
85	14.01 "	2.52 "	18

同表に示す如く試料によつて 0.10 から 0.23 迄の間の種々の値をとる。但しこの相異は必ずしも磁鐵礦粒の配列の度合のみによるものではなく、長年月間の消磁作用の大小も多分に原因してゐると考へられる。

結局この試験の結果、 α は最小限 10%、平均に於いて 14% より大きく、恐らく 20% 程度に達するであらう事が結論せられる。この値は先に長さ 2m の水管中に磁化磁鐵礦粒を沈降堆積せしめた模型實驗に於ける結果¹⁴⁾ $J_n/J=1/3$ とほゞ同程度の値である。

12) 永田武 前掲 92

13) 砂粒中の水分を完全に除去しないと熱處理の際、磁鐵礦の酸化が著しくなる。

14) 永田武・明石和彦・力武常次 前掲 281

4. 試料中の磁鐵鑛の分量

試料中に於ける磁鐵鑛の分量, 分布状態, 及び磁鐵鑛粒の大きさ等の大勢を見る爲に, 次の如き簡単な考察を行つた.

立方形試料の一平面から, 20/12 mm 平方の正方形を 20 だけ任意に採り, その各々の平面に於ける全磁鐵鑛粒の断面積を測定した. 一平面に於ける磁鐵鑛粒断面積の全平面に対する面積比を, 測定した 20 平面に就いて平均した値を以て, 磁鐵鑛の含有率としたものである. 實際の測定に當つては, 倍率 60 倍の顯微鏡を用ひ, 20/12 mm 平方は縦横 1/12 mm 宛, 計 400 の正方網目の物指を用ひ, 1/12mm 平方を一單位として, 磁鐵鑛の断面積を 1/10 單位迄測定した. 但し, 面積比の判定であるから, 誤差は直線比の判定の場合に比してかなり大きいと考へられる. 斯くして, 試料 No. 73 より No. 87 迄 15 個について, 磁鐵鑛含有率を測定した結果は第 III 表に示す如くである.

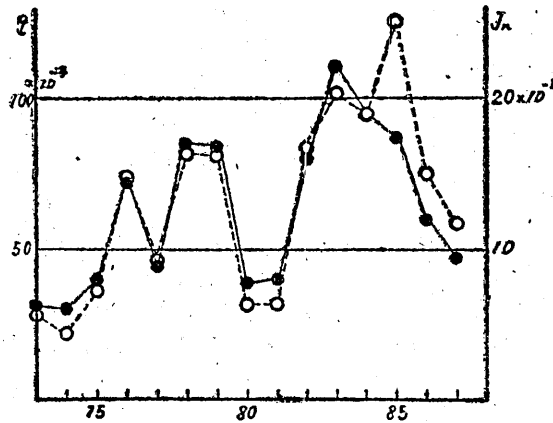
第 III 表 成田層試料の磁鐵鑛含有率と自然残留磁気

試料番號	磁鐵鑛含有率 q	自然残留磁気 J_n	J/q	單位面積中の 磁鐵鑛粒數 n
No. 73	0.0032	0.58×10^{-5}	1.8×10^{-3}	149
74	0.0031	0.49 "	1.6 "	112
75	0.0040	0.73 "	1.8 "	254
76	0.0072	1.46 "	2.0 "	363
77	0.0044	0.94 "	2.1 "	312
78	0.0084	1.66 "	2.0 "	345
79	0.0082	1.64 "	2.0 "	347
80	0.0038	0.64 "	1.7 "	124
81	0.0039	0.64 "	1.6 "	150
82	0.0080	1.69 "	2.1 "	331
83	0.0111	2.04 "	1.8 "	601
84	0.0095	1.91 "	2.0 "	580
85	0.0087	2.52 "	2.9 "	477
86	0.0060	1.50 "	2.5 "	281
87	0.0048	1.19 "	2.5 "	274

この結果を, 同じく第 III 表に示す自然残留磁気比強度 J_n と對比すれば, 第3圖に示す如く, 殆んど比例關係が成立する. 即ち成田層の自然残留磁気の強さは, その中に含まれる磁鐵鑛¹⁵⁾の分量はほぼ比例する事が結論される.

此處に一つ問題となる點は, J_n と q との間の比例關係の精度に比して, 前節に述

15) 此に於ける磁鐵鑛とは, 言ふ迄もなく純 Fe_3O_4 といふ意味ではなく, TiO_2 , Fe_2O_3 其の他を含んだ岩石の顯微鏡検査に於ける所謂磁鐵鑛の意味である.



第3圖 試料の自然残留磁気強度と磁鉄含有量との比較
 黒丸；磁鉄含有量 (q) 白丸；自然残留磁気強度 (J_n)
 横軸は試料番號 (深さの順に等間隔) を表はす。

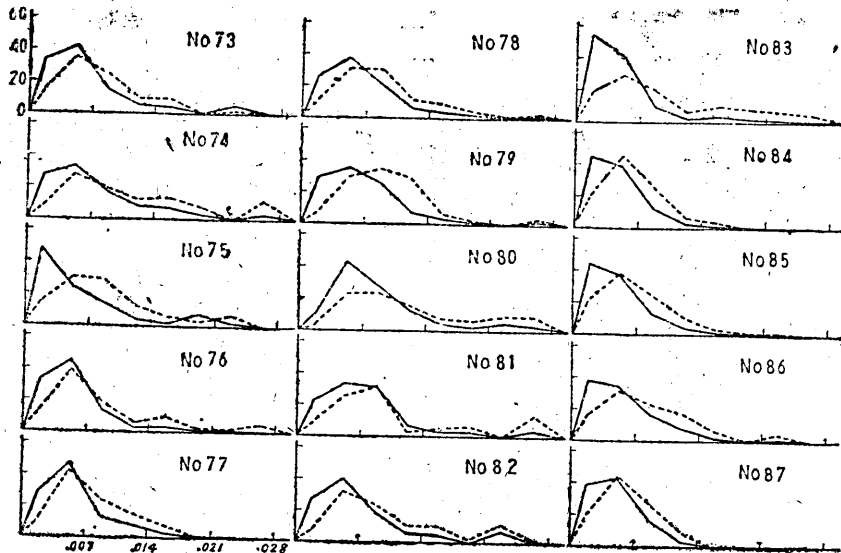
べた k の値の一定度に於ける偏倚が著しく大きく、 k の最大と最小との比がほぼ 2:1 に達する事實である。然る時は前節の實驗に於ける三前提條件の何れかに相當量の違ひを含む事を意味する。この點に就いては、現在確實な實證的論議が得られてゐないのであるが、前節の M の値に關する實驗結果は恐らく a の大きさの桁数を與へる程度に止るものと思はれる。

次に各試料に於ける強磁性鐵物粒の數及び大きさを吟味する。第III表の n は 1cm 平方に於ける磁鉄鐵粒の數である。第4圖に示すのは、各試料に於ける種々の大きさの磁鉄鐵粒の頻度分布圖であつて、横軸は斷面積を表はし¹⁶⁾、圖の實線は粒數に就いての頻度分布、點線は體積に就いての頻度分布である。之等の圖のすべてを通じて明らかなる事實は、殆んどすべての磁鉄鐵粒は斷面積に於いて 0.01mm 以内、換言すれば平均直徑 0.1mm 程度以下のものが壓倒的に數多い事である。

扱て、次の問題として試料單位體積中の磁鉄鐵粒の數 N' を求めたい。顯微鏡觀察によれば、磁鉄鐵粒以外の砂粒も、その大きさは平均直徑 0.05~0.2mm 程度であつて、0.5mm を超える事は殆んどない。然るに單位面積に於ける磁鉄鐵粒數 n は斷面積が單位面積にして厚みが砂粒平均直徑なる體積中の磁鉄鐵粒數であると大略見做す事が出来る。従つて砂粒平均直徑を d とすれば

$$N' = \frac{n}{d}$$

16) この測定に於いては、正式の volumetry の方式の如く薄片を用ひず、ほゞ一層に並んだ鐵物粒の斷面積を見てゐるから、測定斷面積はそのまゝ鐵物粒の中央に於ける平均斷面積と見て差支へない。



第4圖 成田層試料中に含まれる磁鐵鑛粒の大きさ

(横軸は粒の斷面積を mm^2 を單位として表はす)

實線 ; 粒數に就いての頻度分布 破線 ; 體積に就いての頻分布

d を大きく見積る程, N' の推定値が小さくなる事は上式により明らかである. 今 d に對して極端に大きな値をとつて $d=0.2\text{mm}$ として見ると, 第 III 表に於いて最も小さい n は $n=112$ であるが, 之に對應する N' は $N'=2240$. 即ち測定試料の内最も磁鐵鑛粒の少ない試料に於いて, 然もすべての條件を最小限にとつても, 單位體積中の N' は 2×10^3 個以上在るといふ結果になる. 故に測定試料即ち $(1.5\text{cm})^3 = 3.38 \text{cm}^3$ の體積中の磁鐵鑛粒數を N とすれば, 上の結果より

$$N > 7 \times 10^3$$

である.

5. 試料の自然残留磁氣方向の信頼度

§ 3 及 § 4 に述べた實驗的吟味の結果から, 少くとも次の二つの事實を結論する事が出来る.

(i) 一試料内に於いて, その磁性の殆んどすべてを負擔すべき強磁性鑛物粒の數は, 過少に見つもつても 7000 個以上存在する.

$$N > 7000$$

(ii) 一試料の自然残留磁氣の強度は, その試料内の強磁性鑛物の残留磁氣の方向が全部平行になる場合の強度の少くとも 10% 以上である.

$$\alpha > 0.1$$

扱て、強磁性鉱物粒の磁化を一つの磁石で代表せしめる時、 N 個の小磁石 j_n が偶然の分布を爲す時、それ等の合成磁気能率が $\alpha \sum_n |j_n|$ 以上になる期望値を求める事は、全くそのまゝの形式で三次元空間に於ける“迷ひ歩き”の問題に他ならない。簡単の爲に、個々の小磁石の磁気能率は全部等しいと假定する。即ち

$$j_1 = j_2 = \dots = j_n = j$$

$$\text{今} \quad \frac{Nj^2}{3} \equiv \sigma^2, \quad \alpha Nj \equiv r_0$$

とおけば、 N が十分大なる場合

$$\left| \sum_n \vec{j}_n \right| \geq \alpha \sum_n |j_n|$$

なる確率 P は

$$P = \frac{4}{\sqrt{\pi}} \int_{\frac{r_0}{\sqrt{2}\sigma}}^{\infty} t^2 e^{-t^2} dt$$

$$= \sqrt{\frac{6N}{\pi}} \alpha e^{-\frac{3}{4}Na^2} + \frac{2}{\sqrt{\pi}} \int_{\frac{r_0}{\alpha\sqrt{\frac{3}{2}N}}}^{\infty} e^{-t^2} dt$$

で與へられる。前述の結果に従ひ $N=7000$, $\alpha=0.1$ とすれば

$$P \cong 3.5 \times 10^{-15}$$

即ち實際の試料に於いて、その自然残留磁気が磁化鉱物粒の偶然の配列の結果生ずる事の期望値は 10^{-15} 程度以下で、殆んど絶無と言つて良い。實際問題としては、我々の測定せる試料の自然残留磁氣の方位に關して、ある物理的意味を期待する事は十分信用出来る。この結果は更に N の少い場合に就いても十分期待出来るのであつて、例へば $N=1000$ の様な試料があつたとしてもなほ $P=1.4 \times 10^{-3}$ であつて偶然とは見做し難いのである。

6. 成田層の自然残留磁氣の方向

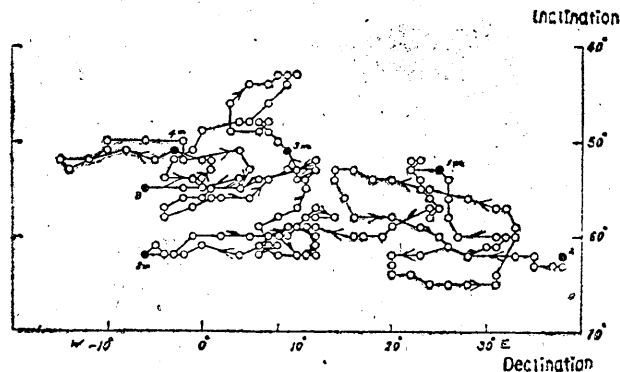
以上の諸吟味の結果から、水成岩の磁氣的分極は水成岩の生成途中、若しくは生成後に加へられた外部磁界の影響と考へるのが唯一の解釋法である。茲に生成後の外部磁界の影響とは、例へば雷放電等に因る瞬間的強磁界の發生に因つて、水成岩が磁化され若干の残留磁氣を結果するが如きを指すのであるが、第1圖に示す如き秩序だつた磁化方向の分布が斯様な現象から全然期待出来ない事は、火山岩の自然残留磁氣に

於ける場合¹⁷⁾と全く事情を一にする。人工的磁界も全く同じ理由によつて我々の問題からは除外され、又水成岩層が長い時間地球磁場の中に在つた結果、若干の残留磁気を得たとする見解も火成岩の自然残留磁気に関する多くの吟味の結果¹⁸⁾から今の場合拒否されねばならぬ。成田層の自然残留磁気の強さには、その試料を 10e. の磁界に入れた際の誘導磁化の強さを以てしても未だ及ばないからである。

即ち McNich 等も直観的に豫想し、又我々も前論文に置いてやゝ注意深く豫想した如く、磁化された微粒子が海底又は河底に堆積する際、地球磁場による廻轉能率が作用し、統計的な結果に於いては沈積の際存在した地球磁場の方向に磁気分極したとする見解が最も可能性が多い。水中及び水底に於いて粒子の方向を擾亂する力は粒子に働く磁気能率に比して必しも小さくないと考へられる。従つて前論文に於いて行つた若干の模型實驗とその説明には、かゝる擾亂を考慮した場合の偏倚の大きさに對する評價を附加へねばならないであらう¹⁹⁾。

以上の見地からすると、第1圖に示す D 及び I の値に於いて、之等の値はその試料が沈積した際の、その地點に於ける地球磁力の方向をほゞ示してゐると見做して差支へない。第1圖の移動平均値から得た第2圖の平滑曲線は、従つて地球磁場の方向の永年變化の大勢を表はすと見られる。 \bar{D} 及び \bar{I} 曲線に就いて特に著しい傾向は既に §2 に於いて指摘した諸點であるが、試料の \bar{D} 及び \bar{I} の變化具合をそのまま地球磁場の D 及び I の變化の様と見做して大過ない様である。

この意味に於いて、 \bar{D} 及び \bar{I} の變化をベクトル圖に表はしたものが第5圖であ



第5圖 成田層の自然残留磁気方位の變化を示す

17) 永田武 震研彙報 21 (1943), 50

18) 同上

19) この點に關しては、二三の模型實驗を行つた上、數理的解析を行ふ豫定である。

るが、大勢に於いて \bar{D} の変化の方が I のそれよりの大きい事は既述の如くである。更にこの圖に於いて、注意される事實は \bar{D} が 0 近くなると、即ち偏角が現在の地球磁氣偏角に近い部分では、 \bar{I} も亦現在の伏角の値に近い事である。又 $\bar{D} \sim \bar{I}$ 曲線の廻轉方向は必しも一方向きではなく、時針方向と反對時針方向とが混在してゐる。之等の事實が、現在極めて數少い地球磁氣永年變化に關する資料の一とならん事を願ふものである。

7. 結 語

成田層の殘留磁氣に就いては、その性質をかなりの程度迄明らかにする事が出来たが、その深さに對する分布を論ずるに當つて、深さ Z 、換言すれば成田層の堆積速度に就いては未だ量的な論據は殆んど吟味されてゐない。従つて第1圖及第2圖に於ける深さ Z を時間 t に變換する事が出来ないので、§6 の吟味も地球磁氣の永年變化といふ意味では、未だ全く推論の域を出ないかも知れない²⁰⁾。この點將來の努力に俟ちたいと思ふ。

この實驗の遂行に當つて、松澤武雄、坪井忠二兩教授より御注意、御激勵をいたゞいた。又津屋弘達、大塚彌之助兩教授には地質學的事項についていろいろ御教をいたゞいた。磁氣測定に當つては、越川巖、鈴木重信兩君の助力を得、又試料の顯微鏡検査には秋山俊子氏の助力を得た。此處に厚く感謝の意を表する。

尙ほ、この研究は一部は服部報公會の研究援助費、一部は文部省科學研究費によつて行はれたものである。記して謝意を表する。

20) 第1圖に於いて、上半と下半では堆積速度が若しく異なる様な印象を受けるので、例へば密度の測定等によつて、堆積速度の變化を吟味する様、中村左衛門太郎教授より御注意を受けた。この點も是非吟味を要する點であらうと思ふ。



第 6 圖 (a) 試料の採集場所 (千葉縣印幡沼畔, 京成白井驛前切割)
N, 成田層; C, 成田層中にある粘土の薄層; L, 關東ローム層



(b) 試料のブロックを切り出したとふろ。
手にする箱中に詰めこんで切り取る。



(c) 試料ブロックの方位を測る。

5. *Natural Remanent Magnetization of Sedimentary Rock, Part II.*

By

Takesi NAGATA,

Earthquake Research Institute;

Yosimiti HARADA and Kunio HIRAO,

Geophysical Institute.

The intensity and direction of natural remanent magnetization of Narita bed (a horizontal layer of Quaternary deposit widely distributed in the Kwanto District) were examined. In practice, the horizontal layer of Narita bed 470 cm in thickness from its upper boundary was divided into many horizontal layers 2 cm thick, from every one of which a specimen of 1.5 cm cube was cut off. The intensity and direction of natural remanent magnetization of all samples were measured by means of the apparatus described in the preceding paper. The results of measurement are shown in Fig. 1, where the direction of magnetization is expressed by both of the inclination I and the declination D , the latter being referred to the present geomagnetic meridian. As will be seen in Fig. 1, the direction of remanent magnetization changes quasi-periodically with the depth; this result will be more clearly seen in Fig. 2, where the smoothed curves of D and I are given.

Next, the physical meaning of the remanent magnetization of sedimentary rocks was examined from various points of view. Among a few probable processes of causation of the remanent magnetization, only a possible one is the followings:—

Many particles of magnetite contained in the igneous rocks, which had obtained the thermo-remanent magnetization during their cooling after their ejection or intrusion, were made free owing to weathering or other causes, depositing with the other non-magnetic minerals on the bottom of the sea or rivers. In the process of their deposition, those magnetized particles should be more or less affected by the geomagnetic field.

Receiving the above-mentioned assumption, we examined the reliability of the established relation between the direction of the remanent magnetization and that of the geomagnetic field.

(i) The ratio (α) of the intensity of natural remanent magnetization (J_n) to that of thermo-remanent magnetization obtained during cooling in vacuum and in 0.45 Oe magnetic field ($J_{0.4}$) was measured, the result being,

$$\alpha = J_n / J_{0.4} = 0.10 \sim 0.23,$$

while the average value of α , is

$$\bar{\alpha} = 0.14$$

(ii) The volume-percentage and number of magnetites contained in the specimens were measured, the result showing that the intensity of natural remanent magnetization J_n is nearly proportional with the volume percentage, as shown in Fig. 3; and that the number of magnetite particles contained in the 1.5 cm cube specimen is larger than 7000.

(iii) The probability P of that the superposed intensity of N particles of

magnetized element (j_i) becomes larger than $a \times \sum_{i=1}^N |j_i|$ as the result of their random distribution was calculated. Putting $N > 7,000$ and $a > 0.10$, we get $P < 3.5 \times 10^{-45}$.

This result will show that the natural remanent magnetization of Narita bed is not the resultant behaviour of random accumulation of magnetized particles but that of their regular arrangement, though there should be some disturbances.

Seeing that the effect of mutual magnetic interaction between these magnetized particles can be practically neglected, we can say that a possible external force to arrange them is the geomagnetic field alone, this conclusion leading the fairly reliable presumption that the change in D and I with the depth, given in Figs. 1 and 2, approximately shows the change in declination and inclination of geomagnetic field with time during the period of deposition of Narita bed.