

鹿児島県児ヶ水湾の底質について

齋藤友三郎*

Bottom Sediments of Chugamizu Bay, Kagoshima Prefecture

by

Tomosaburo Saito

Abstract

In order to know the character and extent of marine iron placers, the writer collected about a hundred of samples from the bottom of Chugamizu bay, and measured the specific magnetic susceptibilities and the grain size distributions of the samples.

The remarkable concentration of iron placer occurs in the nearshore of Takeyama, the northeastern part of the bay. It is not easy to explain how iron placer assembled there, but it might be derived from the Holocene detritus of Kaimon volcano, and mainly transported from the dissected valley at Takeyama.

From the result of grain size analysis, it is found that the bottom sediments of this area are characterized by well-sorted coarse sands ranging from -1 to 2 of the phi-median diameter.

1. 緒言

昭和35年11月の鹿児島湾口海底砂鉄調査においては、プロトン磁力計による広範囲の磁気測定を行なうとともに、磁気異常あるいは砂鉄床の実体を明らかにするために、組織的な試料採取を行なった。

試料の室内実験は磁性および粒度について行なったが、底質および陸上岩石の磁性試験結果は、すでに調査報告の中に発表されている¹⁾。

ここでは、未発表の粒度試験結果を加えた内容について述べるが、おもな底質採取地である児ヶ水湾、指宿沖、大根占沖（第1図参照）の中、後の2区域はほとんど磁性試験だけに終わったため、その結果の大部分は省略することにした。

なお試料採取、着磁率測定その他で多大の協力と援助を賜った東邦金属㈱および八幡製鉄㈱に対しては、深甚なる謝意を表する。

2. 採取地

児ヶ水湾は、九州薩摩半島の最南端、長崎鼻の北西方に隣接する、面積約6 km²の小湾であり（第1図参照）、鹿児島県指宿郡山川町岡児ヶ水一竹山の地先海面にあつている。

沿岸の地形は²⁾、南西部の長崎鼻一赤水鼻近傍および東部の竹山一蔭ノ口付近では標高100~200mの高地をなしているが、その他の大部分は標高20~50mの広い台地

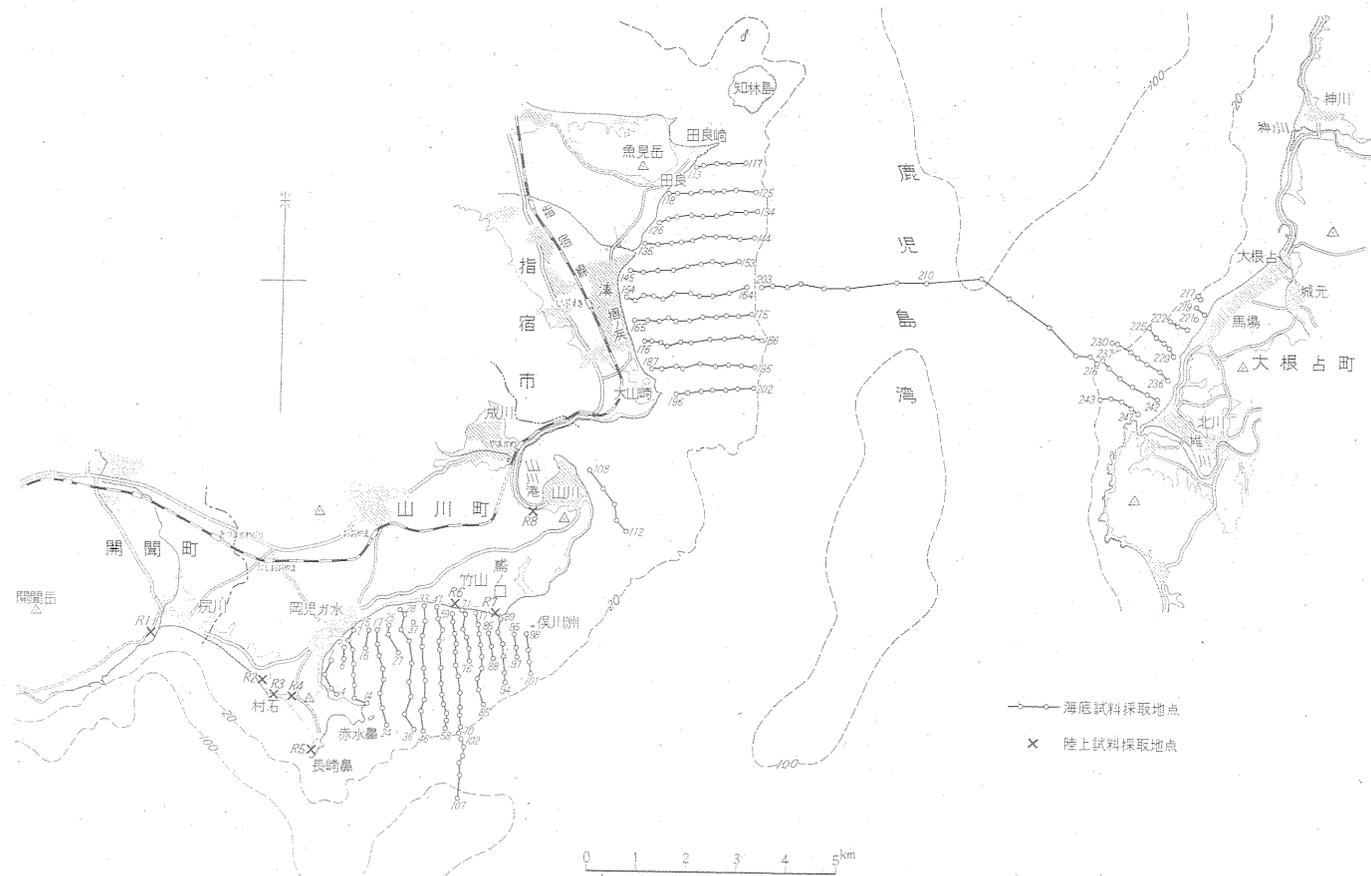
となつている。なお高地付近の海岸は、一般に断崖をなしているが、台地は海岸付近で、高さ20~30mの崖をなしている。

つぎに海底の地形は³⁾⁴⁾、第2図に示すように、湾内の水深は15~20m以内で浅く、平坦な地形をなしている。しかしながら湾外では、水深30m付近から次第に海底の傾斜を増し、水深100m付近になつて再び緩傾斜にもどる傾向を示している。海底地形に現われたこれらの特徴は、児ヶ水湾は一種の陸棚上にあることを示している。

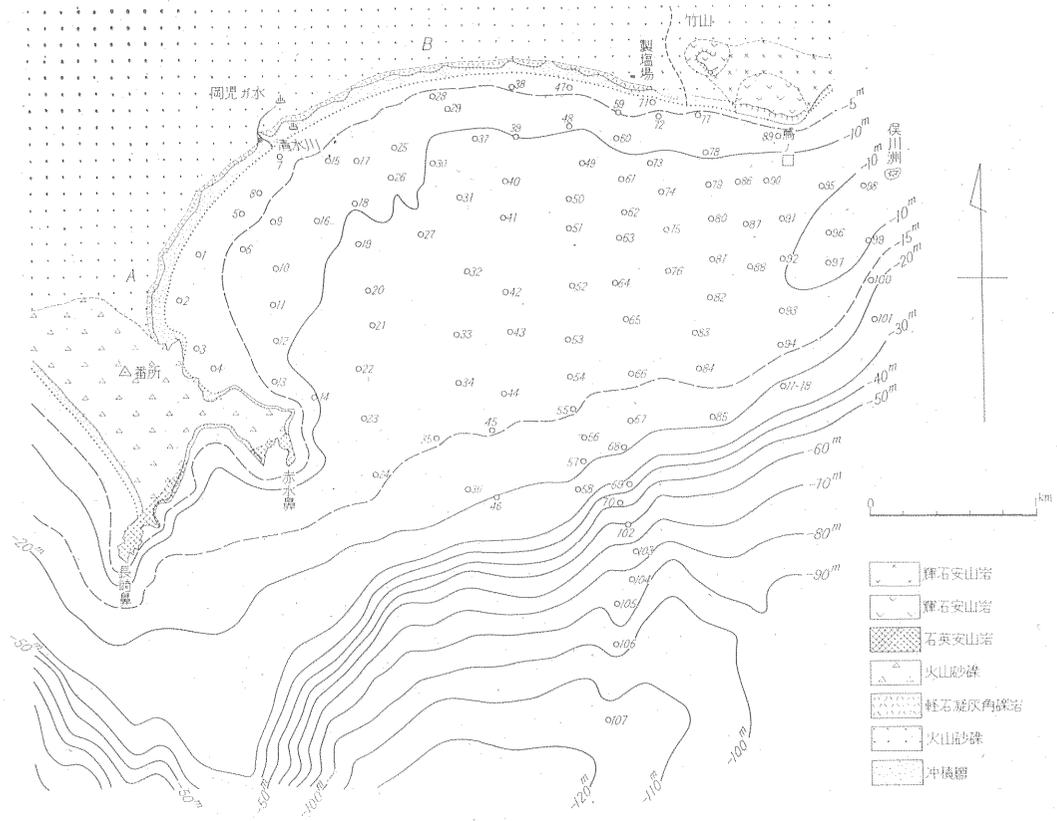
地質については⁵⁾⁶⁾、沿岸陸域を構成する岩石は、大部分が第四紀以後の火山噴出物、すなわち更新世の阿多火山の噴出による輝石安山岩・石英安山岩・軽石凝灰角礫岩（俗称シラス）および現世の開聞岳の噴火による火山砂礫（俗称コラ）などである。その分布は⁵⁾第2図に示すように、輝石安山岩は竹山一蔭ノ口一俣川洲付近、石英安山岩は長崎鼻一赤水鼻付近に分布している。その他の区域、すなわち台地の大部分は軽石凝灰角礫岩によつて構成されているものと考えられるが、火山砂礫が広くその表面を覆つているために、この岩石の露出は海岸崖の斜面のみにみられる。なお沖積層は台地の前面に細長く分布し、小規模の砂浜を形成している。

沿岸の地下資源としては、温泉および砂鉄をあげることができる。前者は岡児ヶ水海岸および竹山製塩場付近にみられ、後者は海岸砂鉄として、沿岸の砂浜一帯にその分布が知られている。砂鉄の品位は西に向かつて低下するといわれているが、竹山海岸の富鉄部は、近年温平

* 物理探査部



第1圖 鹿兒島湾口海底砂鉄調査試料採取地点分布図



第2図 児ヶ水湾底質採取地点分布図

鉱山として稼行されたことがある⁷⁾。

3. 底質採取

海底砂鉄の調査を目的としたために、採取はほとんど水深20m以浅の陸棚上で行なわれた。計画では一応500m×250m(0.125km²)に1点を予定したが、後にのべる着磁率の測定結果によって適当に補点したため、実際の採取個数は108個(陸棚上)、採取密度は平均0.069km²に1点となった。

採取器は離合舎製熊田式採泥器を使用した。搔取式の最も簡単な器械であるが、水深が浅かつたこと、粒度の粗い底質が多かつたことなどのため、比較的に高能率をあげることができた。

なお採取地点の測量は、六分儀によつて2角を測定し、三桿分度器を用い3万分の1海図⁸⁾に展開する方法を採用した。第2図に示す測点は、採取器の投下および引上時の船の位置を測定し、その中間点をとおしたものである。

4. 室内実験

着磁率、比帯磁率および粒度について試験した。着磁

率および比帯磁率は、採取した底質の全部(247個)について測定したが、粒度の試験は、児ヶ水湾底質の約半数(70個)および指宿一大根占線の底質(27個)について行なつた。

着磁率の測定は、現地の東邦金属(株)山支店において行なわれたものであるが、その方法は、採取試料の一部をパンによつて乾燥した後、小型永久磁石を用いて砂鉄を選別し、砂鉄の原砂に対するWt%を求めるものである。着磁率の測定には種々の問題点はあるが、現地において速やかに砂鉄の濃集状況をおさえ、つぎの採取計画を立てるうえに、非常に有益であつた。

実験室の場合は、まず約250ccの底質をとり、赤外線ランプを用い40℃±の温度で乾燥した後、四分法によつて約40ccをとり、これを比帯磁率の測定に使用した。残りの試料は、4±土の清水によつて脱塩処理^{注1)}(口過器・真空ポンプなどが必要)を行なつた後、再び乾燥して粒

注1) 底質に含まれる程度の塩分は、直流磁場による比帯磁率の測定にはほとんど影響しないが、着磁率および粒度の試験の場合は、塩分によつて試料が湿気をおびるために、測定誤差を大きくする可能性が考えられる。

度の試験に使用した。

比帯磁率の測定は、原砂を用い弾動法によつて行なつた。試料の使用量は約30cc、外部磁場は約5 Oe. にして測定した。

つぎに粒度の試験は、最も初歩的な方法であるが、JIS 標準篩によつて行なつた。砂質の粒度分析は、一般に篩およびエメリー管の併用、すなわち粒度の粗い部分 ($\phi < 0$) は篩、細かい部分 ($0 < \phi < 4$) はエメリー管によつて行なわれているが⁹⁾、児ヶ水湾の底質には、比較的粒度の粗い砂質の多い傾向がみられたこと、また比重の極端に違う砂鉄や貝殻がかなり含まれていることなどを考え、篩のみによる方法を採用した。この方法は細粒～極細粒の砂にはやや不適当であり、泥は實際上不可能であるが、今回の試料はこれら細粒成分の含有量が非常に少なく、さほどの障害とはならなかつた。なお泥については、脱塩処理の際に、その大部分を分別・回収することができた。

篩の選択は ϕ 値によつて行なつたが、 ϕ と粒径、 d との関係は、よく知られているように、つぎの式で表わされる。

$$d = 2^{-\phi} \text{ または } \phi = -\log d / \log 2$$

また篩は一応 $\phi = 0.5$ 間隔のものを使用した。大部分の底質は、砂質区間の12個の篩 ($\phi = -1 \sim 4$, $d = 2.0 \sim 0.0625\text{mm}$) によつて試験できたが、比較的礫を多く含む一部の底質については、 $\phi = -4$ ($d = 16.0\text{mm}$) までの篩を必要とした。篩分けを終えた試料は、貝殻も $d = 0.5\text{mm}$ 以上のものは取除いた後に秤量し、それぞれの Wt% を計算し、第3図に例示するようなヒストグラムを作成した。その後の処理は、誤差曲線と同様の取扱によつて、粒度分布曲線の中央値、平均値、分散および偏倚を計算した⁹⁾。

中央値, $Md_{\phi} = \phi_{50}$

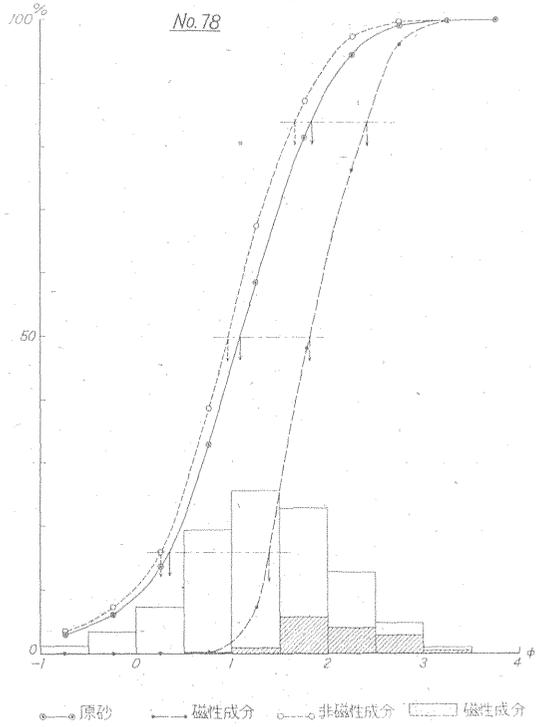
平均値, $M_{\phi} = \frac{\phi_{16} + \phi_{84}}{2}$

淘汰度, $\sigma_{\phi} = \frac{\phi_{84} - \phi_{16}}{2}$

歪度, $\alpha_{\phi} = \frac{M_{\phi} - \phi_{50}}{\sigma_{\phi}}$

ここに ϕ_{16} , ϕ_{50} , ϕ_{84} は、粒度分布を左 (ϕ 値の小さい方) から積算した曲線において、Wt% がそれぞれ16%, 50%, 84%となる点の ϕ 値である。

なお補足としては、底質中の礫、砂および泥の含有量 (Wt%), 原砂に対する貝殻の量比 (Wt%), あるいは従来しばしば行なわれてきた3段階の砂質分類 (粗粒砂・中粒砂・細粒砂), 粒度分布曲線のモード分析⁹⁾ なども試験的に行なつてみた。



第3図 粒度分布曲線の一例

5. 試験結果

室内実験の結果は、第1～3表および第4～13図に示した。第6図の他は、すべて第1表中の値を平面におとし、等値曲線を描いたものである。この表現方法は、測定値が不規則あるいは不連続に変わることも予想される底質については、必ずしも充分なものとは考えないが、数多い資料の一般的な傾向を知るために、この方法を採用した。なお前項でのべた中央値その他の計算は、粒度分布が正規分布あるいはこれに類似の分布を示すものには適用できるが、淘汰が非常に悪いもの、複数のモードを示すものなどについては、かなり問題がある。第1～2表には、機械的に計算した値をのせているが、一部には疑問の余地あるものも含まれている。複モードの比較的に明らかな試料は、第8～9図にこれを記入した。

5.1 着磁率 (C_{ip})

C_{ip} は理想的な試料を用い、適正な測定条件のもとで実験すれば、砂鉄品位あるいは磁鉄鉱含有量 ($C_{m\ell}$) と同一の結果がえられるはずである。しかしながら実際の試料 (原砂) には、片刃その他の中間磁性鉱物が含まれているために、測定条件をかなり厳密に規制しても、真の $C_{m\ell}$ に一致した結果をえることは、非常に難しい。

C_{ip} の測定は、現地において速やかに砂鉄の濃集状況を知るために行なつたものであり、これと類似の結果は、つぎにのべる比帯磁率の測定からもえられている。した

鹿児島県児ヶ水湾の底質について (斎藤友三郎)

第1表 児ヶ水湾底質の磁性および粒度試験結果

No.	$\chi \cdot 10^4$	C_{ip} (%)	$M_{d\phi}$	M_{ϕ}	σ_{ϕ}	α_{ϕ}	G (%)	S (%)	M (%)	Sh (%)	D (m)
1	9	1.8	1.07	1.84?	1.29?	0.60?	0.5	96.4	3.1	0.0	1
2	14	3.8	3.02	2.87	0.74	-0.20	1.7	87.9	10.4	0.1	3
3	12	2.0	3.19	3.09	0.63	-0.16	0.0	84.8	15.2	0.0	4
4	10	2.0									4
5	21	2.0	0.39	-0.06	1.23	-0.35	17.0	81.5	1.5	0.7	4
6	18	2.0									6
7	10	1.0	2.60	2.49	0.68	-0.16	0.4	97.9	1.7	0.0	3
8	20	3.0									4
9	13	2.0	0.25	-0.01?	1.68?	-0.16?	22.6	77.3	0.1	0.0	6
10	15	2.0									7
11	16	1.0	0.47	-0.61?	1.80?	-0.58?	24.3	75.7	0.0	2.3	7
12	20	3.0									7
13	22	3.0	0.61	0.70	1.23	0.07	6.9	92.6	0.5	3.0	7
14	17	3.0	0.58	0.65	1.01	0.07	3.3	96.0	0.7	2.9	10
15	19	2.0	-0.23	-0.47	1.05	-0.23	18.7	81.2	0.1	0.0	6
16	29	3.0	-0.03	-0.05	0.96	0.01	12.8	87.1	0.1	0.0	8
17	11	0.9	0.05	0.03	0.75	-0.03	5.5	94.4	0.1	0.1	8
18	24	3.0									9
19	15	1.5	-0.46	-0.74	1.32	-0.21	29.3	70.7	0.0	1.0	11
20	20	1.4	-0.25	-0.45	1.15	-0.17	19.7	80.3	0.0	0.8	12
21	9	0.5									13
22	12	0.4	-0.88	-1.08	1.20	-0.16	38.9	61.1	0.0	2.4	13
23	9	0.4	-0.61	-0.84	1.01	-0.23	27.2	72.8	0.0	13.1	13
24	12	1.2	0.22	0.14	0.54	-0.15	3.8	96.2	0.0	3.8	14
25	19	2.0	0.75	0.50	1.25	-0.20	8.8	91.2	0.0	0.5	8
26	11	5.0	1.06	0.80	0.92	-0.28	4.4	95.6	0.0	0.6	9
27	9	0.5	-0.25	-0.05	1.08	0.19	13.6	86.4	0.0	0.7	12
28	19	8.0	2.64	2.61	0.49	-0.06	0.0	98.6	1.4	0.0	6
29	32	5.0									8
30	19	3.0	-0.56	-1.01	1.67	-0.27	36.0	64.0	0.0	4.1	11
31	13	2.0									13
32	16	5.0									12
33	16	2.0	0.53	0.44	0.76	-0.12	6.6	93.4	0.0	4.1	13
34	13	2.0									14
35	17	2.0	0.46	0.29	0.81	-0.21	9.0	91.0	0.0	3.9	15
36	36	3.0	0.47	0.27	0.86	-0.23	7.7	92.3	0.0	0.8	18
37	33	3.0	0.58	0.55	1.32	-0.02	9.1	90.9	0.0	0.4	11
38	31	9.0	1.79	1.11	1.76	-0.39	10.4	88.4	1.2	0.1	4
39	57	9.0	0.59	0.13	1.64	-0.14	17.2	82.8	0.0	0.8	10
40	32	7.0	0.43	0.39	0.95	-0.04	8.0	92.0	0.0	3.7	11
41	16	3.0									12
42	17	2.0	0.56	0.54	0.68	-0.03	4.8	95.2	0.0	1.9	13
43	13	2.0									13
44	11	0.9	0.66	0.56	0.68	0.15	5.4	94.6	0.0	2.4	14
45	12	0.7									15
46	16	0.8	0.61	0.47	0.85	-0.17	4.2	95.8	0.0	1.9	20
47	15	2.0	1.73	1.66	0.66	-0.11	0.1	99.9	0.0	0.0	3
48	60	10.0	0.87	0.88	0.88	0.01	1.1	98.9	0.0	0.3	10
49	41	7.0	1.10	1.06	0.99	-0.04	1.8	98.2	0.0	1.1	11
50	49	7.0									11
51	26	2.0	0.54	0.54	0.74	0.00	4.2	95.8	0.0	3.3	12
52	22	3.0	0.81	0.80	0.52	-0.02	0.6	99.4	0.0	1.2	13
53	17	2.0	0.74	0.67	0.66	-0.11	4.9	95.1	0.0	2.4	14
54	14	2.0									14
55	18	3.0	0.95	0.93	0.62	-0.03	2.1	97.9	0.0	0.6	15
56	10	tr.									17
57	14	1.0	0.50	0.29	1.00	-0.21	9.5	90.5	0.0	1.9	18
58	10	1.0									23
59	15	2.0	1.28	1.11	1.02	-0.17	5.2	94.6	0.2	0.0	5
60	49	7.0	1.12	1.13	1.13	0.01	3.8	96.2	0.0	0.6	9

(第1表のつづき)

No.	$\chi \cdot 10^4$	C_{ip} (%)	$M_{d\phi}$	M_{ϕ}	σ_{ϕ}	α_{ϕ}	G (%)	S (%)	M (%)	Sh (%)	D (m)
61	61	9.0	1.07	1.08	1.03	0.01	2.0	98.0	0.0	1.4	11
62	31	5.0	0.85	0.85	0.84	0.00	2.8	97.2	0.0	1.8	12
63	29	4.0	0.86	0.81	0.72	-0.07	2.0	98.0	0.0	1.9	12
64	20	5.0	0.82	0.73	0.73	-0.12	3.1	96.8	0.1	2.1	13
65	14	2.0	0.83	0.77	0.66	-0.09	2.4	97.6	0.0	1.3	14
66	15	1.0	-0.12	-0.35	1.31	-0.18	20.2	79.8	0.0	1.3	15
67	18	1.5									17
68	16	3.0	-0.48	-0.46	1.34	0.02	26.8	73.2	0.0	2.5	20
69*	16	0.8									35
70*	17		-0.36	-0.46	1.30	-0.08	24.4	75.6	0.0	1.8	50
71	12	1.0									3
72	36	8.0	1.11	0.98	0.90	-0.14	2.8	97.2	0.0	0.4	6
73	24	3.0	0.47	0.54	0.97	0.07	5.0	95.0	0.0	0.2	11
74	26	5.0									11
75	47	7.0	0.77	0.74	0.74	-0.04	3.5	96.5	0.0	1.9	12
76	12	1.0									12
77	23	3.0	1.40	1.42	0.60	0.03	0.4	99.6	0.0	0.0	5
78	61	15.0	1.08	1.09	0.75	0.01	1.6	98.4	0.0	0.4	9
79	38	8.0									11
80	62	7.0	0.95	0.98	0.69	0.04	1.5	98.5	0.0	1.2	11
81	28	3.0									11
82	10	0.6	0.62	0.53	0.70	-0.13	3.5	96.5	0.0	3.0	11
83	18	1.5									12
84	19	2.0	1.02	0.98	0.63	-0.07	3.2	96.8	0.0	1.8	14
85	20	3.0	0.94	0.74	0.80	-0.25	4.6	95.3	0.1	2.0	17
86	16	4.0									11
87	16	2.0									11
88	18	3.0									11
89	24	3.0									7
90	26	2.0	0.81	0.83	0.67	0.03	0.9	99.1	0.0	1.1	11
91	15	2.0									11
92	15	2.0	0.92	0.82	0.66	-0.18	2.8	97.2	0.0	2.5	10
93	14	2.0	1.32	1.32	0.49	0.00	0.9	99.0	0.1	1.1	12
94	14	2.0									14
95	12	2.0									10
96	10	2.0									9
97	17	4.0									9
98	8	1.0	0.91	0.88	0.46	-0.07	0.6	99.4	0.0	1.3	9
99	14	2.5	1.37	1.37	0.46	0.00	0.2	99.7	0.1	1.1	10
100	10	0.7									17
101	15	1.0	0.26	0.20	1.51	-0.04	17.0	82.7	0.3	1.8	26
102*	8	tr.									61
103*	9	tr.	-1.51	-0.97?	1.56?	0.35?	57.4	37.9	4.7	9.6	73
104*	9	tr.									82
105*	10	1.0	-2.07	-1.39?	2.12?	0.32?	65.6	28.8	5.6	6.7	85
106*	9	tr.	-1.86	-1.65?	1.23?	0.17?	71.1	25.8	3.1	2.6	97
107*	10	tr.	-2.02	-1.84?	1.39?	0.17?	73.7	23.6	2.7	1.4	113
11-18	17	13.0	1.30	1.19?	0.73?	-0.15?	3.1	96.9	0.0	3.1	22

χ :比帯磁率, C_{ip} :着磁率, $M_{d\phi}$:中央値, M_{ϕ} :平均値, σ_{ϕ} :淘汰度, α_{ϕ} :歪度, G:礫質, S:砂質, M:泥質, Sh:貝殻, D:水深,

* : D>30m からの試料

第2表 指宿一大根占線底質の磁性および粒度試験結果

No.	$\chi \cdot 10^4$	C_{ip} (%)	$M_{d\phi}$	M_{ϕ}	σ_{ϕ}	α_{ϕ}	G (%)	S (%)	M (%)	Sh (%)	D (m)
154	24	3.3	0.75	0.84	0.66	0.14	1.7	92.9	0.4	0.4	4
155	13	2.7	0.92	0.65	0.81	-0.33	5.2	94.6	0.2	1.5	5
156	9	2.0	1.17	1.09	0.66	-0.12	2.5	97.4	0.1	0.9	5
157	12	1.3	0.93	0.56	1.14	-0.32	7.1	92.8	0.1	1.3	8
158	12	1.0									9
159	13	1.6	-0.42	-0.63	1.16	-0.18	25.4	74.3	0.3	1.4	9
160	11	1.6	-0.03	-0.14	0.87	-0.13	12.2	87.7	0.1	1.1	10
161	11	1.0									10
162	13	0.6	1.02	0.94	0.82	-0.10	1.7	98.2	0.1	0.7	12
163	14	tr.	0.25	0.28	1.23	0.02	10.9	89.0	0.1	1.5	12
164	16	2.5	0.97	0.75	1.06	-0.21	5.3	94.6	0.1	4.0	11
203*	9	tr.									31
204*	10	tr.	1.97	1.80	1.15	-0.15	1.2	96.9	1.9	3.4	39
205*	10	tr.	1.67	1.37	1.83	-0.16	10.5	82.2	7.3	3.7	49
206*	9	1.6	2.31	1.66	1.78	-0.37	8.5	81.4	10.1	2.6	56
207*	9	1.2	1.51	1.42	1.59	0.06	9.3	85.6	5.1	1.5	71
208*	11	1.3	1.61	1.49	1.51	-0.08	8.9	84.9	6.2	0.8	84
209*	10	0.3	0.20	0.56	2.69	0.13	28.7	59.8	12.0	1.9	95
210*	11	0.3	-0.37	0.08	1.56	0.29	29.9	63.4	6.7	2.0	99
211*	12	tr.	-0.35	-0.12	1.84	0.13	28.8	64.6	5.6	2.0	101
212*	11		-0.48	-0.49	1.51	-0.01	32.9	65.6	1.5	2.8	
213*	10		-0.19	-0.12	1.82	0.04	27.6	68.9	3.5	1.8	96
214*	10		1.01	1.02	1.67	0.01	8.8	86.8	4.4	1.0	83
215*	5		1.03	1.34	1.46	0.21	4.4	89.0	6.6	4.0	73
216*	4										64
237	5		0.94	0.91	0.45	-0.07	0.2	99.7	0.1	0.3	33
238	4		0.81	0.77	0.43	-0.09	0.0	100.0	0.0	0.4	9
239	10		0.62	0.65	0.52	0.06	0.3	99.7	0.0	0.5	6
240	8		0.68	0.73	0.65	0.06	0.3	99.7	0.0	0.3	7
241	5		1.42	1.43	0.61	0.02	0.2	99.1	0.7	0.2	6
242	6		0.43	0.44	0.60	0.02	0.0	100.0	0.0	0.0	5

* D>30mからの試料

第3表 ϕ 分類による底質の分布

ϕ	t	n	ϕ	t	n
~-1	G	0	~-1	G	0
-1~0	v.c.S.	10	-1~0.6	c.S.	31
0~1	c.S.	36	0.6~2.3	m.S.	30
1~2	m.S.	15	2.3~4	f.S.	4
2~3	f.S.	2			
3~4	v.f.S.	2	4~	M	0
4~	M	0			

65

t:底質名, n:個数, G:礫, v.c.S.:極粗粒砂, c.S.:粗粒砂, m.S.:中粒砂, f.S.:細粒砂, v.f.S.:極細粒砂。

がつて C_{ip} の試験結果は、測定値は一応表示するが、等値曲線図その他は省略することにした。

5.2 比帯磁率 (χ)

児ヶ水湾底質の χ は、第1表に示すように、 $0.8 \sim 6.1 \times 10^{-3}$ の範囲に変化しているが、海底砂鉄分布地帯のものとしては、特に大きいというほどの値ではない。

つぎに χ の平面的な分布状況は、 $\chi = 1 \times 10^{-3}$ などの等値曲線を描いた第4図が、これをよく表わしている。

すなわち χ の高値帯としては、まず竹山一B地の前面海域に分布する著しい示徴をあげることができる。このほか、沿岸では No. 5-8-16-18, 36付近、陸棚前縁では No. 36, 85付近にもいくぶん示徴はみられるが、前者のそれは全く比較できない小規模のものである。

竹山一B地前面の示徴は、いまかりに $\chi > 3 \times 10^{-3}$ (注2) を異常とすれば、その分布範囲は幅約 0.8 km, 延長約 1.8 km, 面積約 1.0 km² に及んでいる。

5.3 中央値 ($M_{d\phi}$)

一般に底質の分類は $M_{d\phi}$ の値によつて行なわれ、砂質については5または3段階に分けられている。第5図の等値曲線は $\phi = 1$ ごとに描いているため、5段階の分類による砂質の分布状態を示すことにもなる。すなわち児ヶ水湾においては、汀線付近および俣川洲からのびる海州の南東斜面には、比較的粒度の細かい中粒~極細粒の砂が分布し、その他の大部分の区域には粗粒~極粗

注2) 後にのべる回帰直線からは $C_{ip} > 4.7\%$ 、計算曲線からは $C_{m1} > 9.2\%$ の値がえられる。

粒の砂が分布している。礫質に分類される底質は、湾内にはみられないが、湾外の陸棚斜面には一般的に分布する傾向がみられる。

$M_{d\phi}$ による底質の分類は一応すべての底質を類別できる利点はあるが、淘汰の悪い試料や複モードの試料などの場合は、あまり重要な意味をもたなくなる。この欠点を補う1つのところみとして、全量の50%以上を占める主成分の分布を求めた結果が第6図である。この図では、結果を単純なものにするために、砂質を3段階に区分している。一部に空白の区域も生ずるが、かなり整理された形の結果がえられている。すなわち汀線付近で粒度が細くなる傾向は、前と同様であるが、湾内平地は大きく2分され、東部は粒度が細かく、西部は粗くなる傾向が現われている。

なお底質の種類別の統計は、第3表に示すように、5段階の分類では粗粒砂が圧倒的に多く、全体の過半数を占め、また3段階の分類では粗粒砂および中粒砂がそれぞれ全体の半数近くを占めている。細粒～極細粒の砂は非常に少なく、礫質および泥質に属する底質は、陸棚上

(湾内)にはみられない。

5.4 平均値 ($M_{d\phi}$)

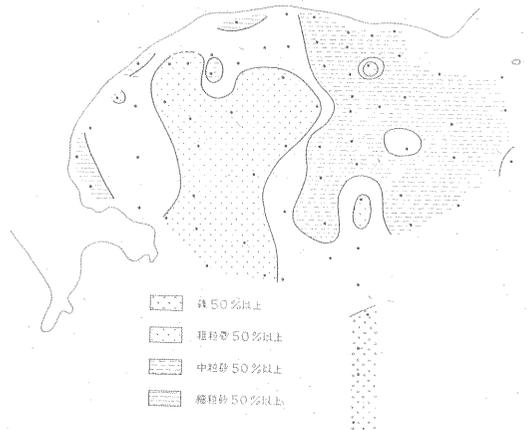
$M_{d\phi}$ の等値曲線は、第7図に示すように、前にのべた $M_{d\phi}$ とほぼ同様の結果がえられている。これは児ケ水湾の底質が、一般的には歪の小さい(左右対称に近い)粒度分布を示すことを表わしている。なお湾内西部の底質が $M_{d\phi} < M_{d\phi}$ 、陸棚斜面のものが $M_{d\phi} > M_{d\phi}$ となる傾向は、後にのべる歪度がそれぞれ負および正の値をとることを示している。

5.5 淘汰度 (σ_{ϕ})

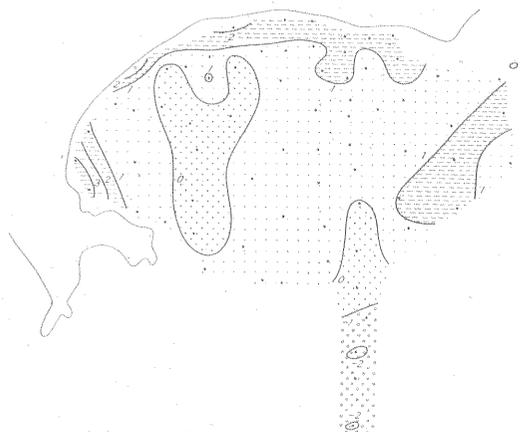
児ケ水湾の底質は汀線付近および外湾(赤水鼻一鷹ノ口線より外側の陸棚)のものが比較的に淘汰がよく ($\sigma_{\phi} < 0.75$)、内湾および陸棚斜面(水深35~113m)のものは一般に悪くなる傾向を示している。この結果は、付近の海況によつても一応予想できることであるが、複モード、礫などの影響も少なくないように思われる。すなわち第8図において、淘汰の特に悪い ($\sigma_{\phi} > 1.25$) 底質は、大部分が複モード(◎印)あるいはこれに近い(⊙印)試料である。また σ_{ϕ} の等値曲線は、後にのべる礫含有量



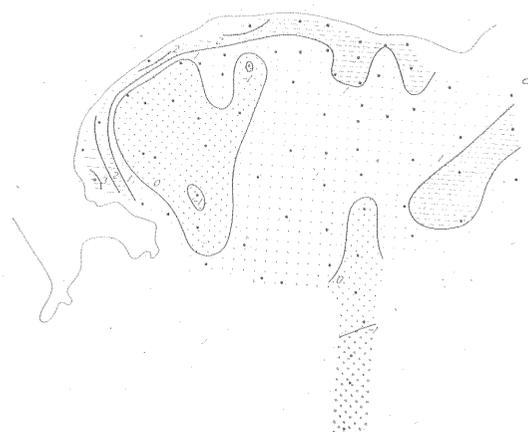
第4図 比帯磁率 (χ) 等値曲線図



第6図 主成分の分布



第5図 中央値 ($M_{d\phi}$) 等値曲線図



第7図 平均値 (M_{ϕ}) 等値曲線図

のそれとよく似た傾向を示し、礫の影響も少なくないことを表わしている。

5.6 歪度 (α_ϕ)

α_ϕ の (絶体) 値は, 1, 2 の例外を除いて一般に小さく, その分布は第9図に示すように, かなり複雑である。しかしながら, 概して陸棚上 (湾内) の底質は $\alpha_\phi < 0$, 陸棚斜面のそれは $\alpha_\phi > 0$ となる傾向, また陸棚上でも汀線および陸棚前縁付近のものは, 負の値が大きくなる傾向を示している。なお複モードの影響については, α_ϕ もまた σ_ϕ と同様であり, この中には極端に (絶体) 値の大きい2例 (No. 1, 11) も含まれている。

5.7 礫の含有量 (G)

児ケ水湾 (陸棚上) の底質には, 礫質に分類されるものはみられないが, G の最高は約39%, $G > 10\%$ のものが全体の約1/4を占め, 重要な副成分となっている。 G の大きい底質の分布区域は, 第10図から明らかなように, 汀線付近を除く湾内西部および竹山南方の陸棚前縁の一部 (No. 66~68) などである。なお陸棚斜面においては, 水深が増加するとともに G が大きくなり, 途中からは礫

質に変っている。

5.8 砂の含有量 (S)

S の等値曲線は, 第11図に示すように, G の結果を裏返した形をなしている。これは, 児ケ水湾の底質はほとんど砂および礫によって構成されていることを示している。 S は最低値が約61%, $S > 10\%$ のものは全体の約近くを占め, 明らかに児ケ水湾底質の主成分となっていることを示している。

5.9 泥の含有量 (M)

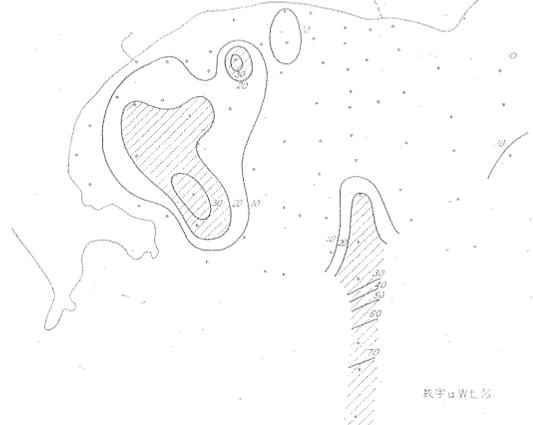
例外的に $M > 10\%$ となる底質もあるが, 大部分は $M < 1\%$ である。しかしながらその分布は, 第12図に示すように, 非常に特徴的である。すなわち M の値は, 湾奥 (A地前面) の試料では約15%に達するが, 汀線に沿い岡児ケ水あるいはB地前面に向かって減少している。泥は陸棚斜面の底質にもかなり含まれているが, ここでははじめ10%士までは急激に増大するが, その後は沖に向かって次第に減少する傾向を示している。

5.10 貝殻の含有量 (Sh)

Sh の最高値は約13%を示している。第13図の Sh 等値



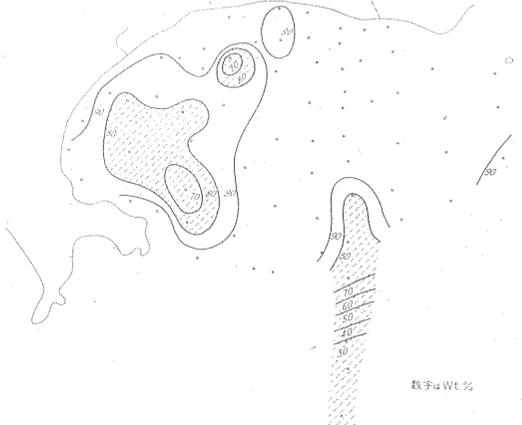
第8図 淘汰度 (σ_ϕ) 等値曲線図



第10図 礫の含有量 (G) 等値曲線図



第9図 歪度 (α_ϕ) 等値曲線図



第11図 砂の含有量 (S) 等値曲線図

曲線からは、砂浜の前面海域および陸棚の前縁付近は一般に Sh が少ないこと、またその分布はかなり普遍的であり、全体の約%は $Sh > 1\%$ であることなどを知ることができる。

6. 考 察

底質の試験には種々の方法があるが、今回は磁性および粒度について行なった。その結果は前項でのべたように、かなり複雑であり、また不十分な点も多いが、つぎに 2, 3 の考察をこころみる。

6.1 着磁率および比帯磁率

両者の測定はともに砂鉄の濃集あるいは含有量を知るために行なったものであるが、理想的な試料と測定条件のもとでは、お互いに大差なく、好結果がえられるものとする。しかし実際に取扱う試料には、片刃その他各種の中間磁性鉱物が含まれているために、両者の結果にはかなりの食違いを生じてくる。根本的な相違としては、着磁率の測定は経験的に適当な値の磁場の条件あるいは磁性の境界をもうけ、これによつて試料を分別するものであり、中間磁性鉱物のあるものは砂鉄側に入り、またあるものは砂として残る。したがつて条件のとり方いかんによつては、 C_{ip} の測定値はかなり大幅に変動するものと考えられる。これに対して比帯磁率の場合は、単体の磁鉄鉱はもちろん中間磁性鉱物中のそれも注3) すべて測定されることになる。砂鉄の回収あるいは磁選に関連した資料を求める場合は、着磁率を測定する方がはるかに实际的であり、純粋に磁性または磁鉄鉱含有量を問題にする場合は、比帯磁率を測定する方がより正確な結果がえられるものとする。

つぎに着磁率の測定つまり磁力選別の原理と簡単なモデル計算例についてのべる。磁選法については、すでに八嶋による詳しい研究があるが¹⁰⁾¹¹⁾、砂鉄の場合は粒子が細かく、磁性も強いために、その取扱いは比較的簡単になる。

まず磁性粒子にはたらく磁力 (F_M) は、よく知られているように、粒径 (d) が磁石から粒子までの距離 (x) に較べて十分に小さい場合は、つぎの式で表わされる。

$$F_M = vJ \frac{\partial H}{\partial x} \dots\dots\dots(1)$$

ここに v : 粒子の体積, J : 磁性鉱物の磁化の強さ, H : 磁場の強さ, $\partial H/\partial x$: 磁場の勾配。

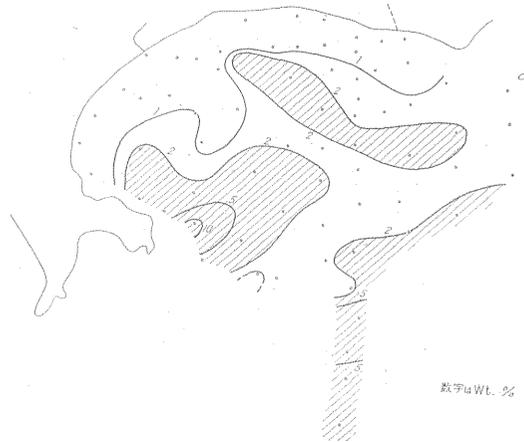
またこれにさからう重力 (F_G) は、つぎの式で示される。

$$F_G = mg = v\rho g \dots\dots\dots(2)$$

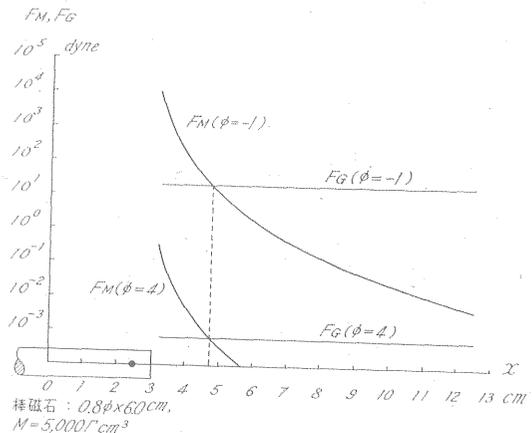
ここに m : 粒子の質量, g : 重力の加速度, ρ : 磁性鉱物の密度。



第12図 泥の含有量 (M) 等値曲線図

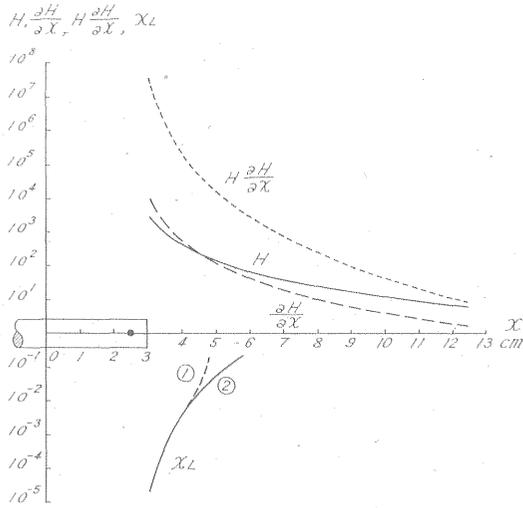


第13図 貝殻の含有量 (Sh) 等値曲線図



第14図 磁性粒子にはたらく磁力および重力

注3) ここでいう中間磁性鉱物は、単体の鉱物ではなく、片刃、包力、離溶などの形で磁鉄鉱が混り、見掛上中間の磁性を示す粒子のことである。



①の計算式: $\chi_L = g / (H \frac{\partial H}{\partial x} - \rho N g)$

②の計算式: $\chi_L = g / H \frac{\partial H}{\partial x}$

第15図 磁場の条件および限界の比帯磁率

したがって磁性粒子にはたらく力、 $F = F_M - F_G$ となり、 $F_M > F_G$ の場合に、粒子は磁石に吸着されることになる。

計算のモデルとしては、砂鉄を棒磁石 (直径0.6cm, 長さ6.0cm, 磁気能率、 $M = 5,000 \text{ G cm}^3$ として) によって選別する場合を考えたが、計算式は(1)および(2)式を変形して、つぎのように求められる。

$$F_M = \frac{v\kappa}{1 + \kappa N} H \frac{\partial H}{\partial x} \text{ または } \frac{m\chi}{1 + \chi\rho N} H \frac{\partial H}{\partial x} \quad \dots(3)$$

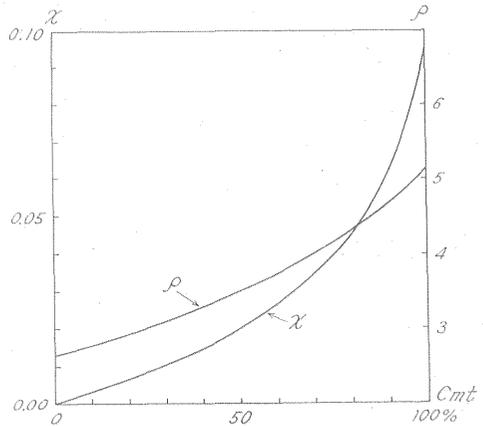
さらに粒子の形を球と仮定すれば、つぎようになる

$$F_M = \frac{4\pi r^3 \kappa}{3 + 4\pi \kappa} H \frac{\partial H}{\partial x} \text{ または } \frac{4\pi r^3 \chi \rho}{3 + 4\pi \chi \rho} H \frac{\partial H}{\partial x} \quad \dots(4)$$

$$F_G = \frac{4}{3} \pi r^3 \rho g \quad \dots(5)$$

ここに N : 反磁場係数、 κ : 磁性鉱物の帯磁率、 χ : 磁性鉱物の比帯磁率、 r : 粒子の半径。なお数値計算は $\kappa = 0.5$ 、 $\rho = 5.0$ 、 $g = 980 \text{ cm/sec}^2$ とし、 $r = 1$ および 0.003125 cm (砂質の上限および下限) の場合について行なった。

計算の結果は第14図に示すように、 F_M は磁極から遠ざかるにしたがって急激に減少し、ある距離以上では $F_M < F_G$ となる。 r が小さくなった場合は、 F_M, F_G ともに著しい減少を示すが、 $F_M = F_G$ となる距離 (計算例では $\chi_L \approx 4.8 \text{ cm}$) あるいは磁場の条件は変わらない。これは r が比較的小さい砂鉄の場合、それが磁石に吸着されるかどうかは、砂鉄の粒度に無関係であることを示している。すなわち(2)および(3)式において、右辺が等しいとき



第16図 比帯磁率(χ)と磁鉄鉱含有量(Cmt)との関係

は、

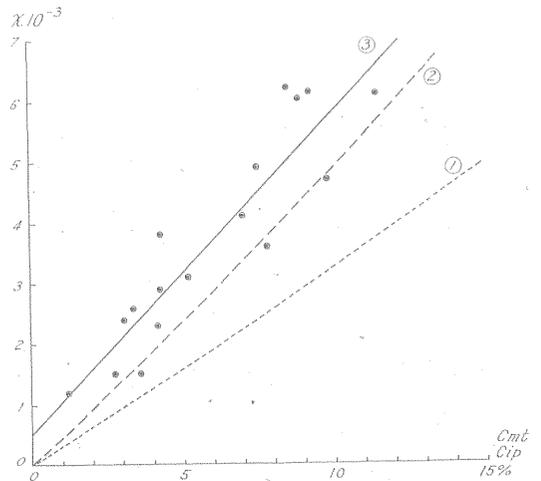
$$H \frac{\partial H}{\partial x} = \frac{g(1 + \chi\rho N)}{x} \quad \dots(6)$$

となり、この式の右辺には r は含まれない。なお吸着のはじまる限界 (最低) の比帯磁率 (χ_L) は、磁場の条件によって決まり、これは(6)式を整理して、

$$\chi_L = \frac{g}{H \frac{\partial H}{\partial x} - \rho N g} \quad \dots(7)$$

で表わされる。第15図は、前記の棒磁石によって磁選する場合の、 $\chi_L - x$ 関係および磁場の条件を示したものである。いま砂鉄は単体分離が完全なものと考え、 $\chi = 0.1$ (磁鉄鉱程度) とすれば、着磁率の測定に必要な磁場の最低条件は、図からおおよそ $H \geq 180 \text{ Oe}$ 、 $H \frac{\partial H}{\partial x} \geq 28,000 \text{ Oe}^2/\text{cm}$ (①曲線による) がえられ、これは砂鉄の磁選に一般に用いられているものに較べて、かなり低い値となっている。

つぎに比帯磁率の場合は、測定上の個人誤差、再現性



第17図 比帯磁率(χ)と着磁率(Cip)の相関

などについてはさほどの問題はないが、磁鉄鉱含有量との関係は、着磁率のそれのように単純ではない。比帯磁率と磁性鉱物含有量 ($C_{m,t}$) との関係は、永田¹²⁾に準じ、つぎの式で示される。

$$\chi = \frac{\frac{C_{m,t}}{100} \chi_{m,t}}{1 + N(\rho_{m,t} - \frac{C_{m,t}}{100} \rho) \chi_{m,t}} \dots\dots\dots(8)$$

ここに $\chi_{m,t}$: 磁性鉱物の比帯磁率, $\rho_{m,t}$: その比重。いま試料を磁鉄鉱と石英の混合物と仮定し、磁鉄鉱の帯磁率を0.5, 比重を5.17, 石英の帯磁率を0^{注4)}, 比重を2.65, 反磁場係数は $4\pi/3$ として計算すれば、第16図に示すような結果がえられる。図の曲線は、 $C_{m,t} = 20 \sim 30\%$ まではほぼ直線に近い変化を示すが、その後は $C_{m,t}$ の増加とともに次第に急角度の上昇を示している。

なお着磁率の場合は、理想的には磁鉄鉱含有量に一致するため、両者の関係は45° 傾斜の直線をなす。したがって比帯磁率と着磁率の関係は、理想的には比帯磁率と磁鉄鉱含有量の関係 (第16図の結果) に帰一されるはずである。

第17図は、竹山前面の底質17個について、 χ と $C_{i,p}$ の相関をしらべた結果である。いま両者の関係を直線 ($\chi = aC_{i,p} + b$) とみなして、回帰直線 (図中の③) を求めれば、

$$\chi \cdot 10^3 = 0.53C_{i,p} + 0.52$$

となる。この結果は、筆者がさきに東京湾あるいは噴火湾¹³⁾の底質についてえられたものに較べ、測定値の分散、 a および b の値とも著しく大きい傾向を示している。これは $C_{i,p}$ の測定値が、底質の $C_{m,t}$ に正確に一致していないことが、おもな原因になっているものと考えられる。

第17図中の①および②曲線は、それぞれ $\chi_{m,t} = 0.1$ および ∞ とした場合の計算結果であるが、回帰直線③の勾配 (a) が計算曲線①よりはむしろ②のそれに近い値を示すことは、理論的には明らかに矛盾した結果である。 $C_{i,p}$ 測定における H あるいは $H \frac{\partial H}{\partial x}$ の値を大きくすれば、 b はもちろん a の値も減少し、①曲線に近い回帰直線がえられるものと考えられるが、この場合は片刃その他の中間磁性鉱物が含まれてくるために、磁着成分の純度は低下し、 $C_{i,p}$ 測定の本来の意味が失われて行くものと考えられる。

つぎに分散の大きい原因については、まず原砂の粒度が比較的粗く、単体分離の不充分であることがあげられる。この種の試料の場合、磁石からの距離 (x) のわず

注4) 石英は反磁性を示し、 $\chi = -0.5 \times 10^{-6}$ であるが、今回の試験のような場合には、0とおいても差支えない。

かな変動が、 $C_{i,p}$ の測定値に大きな影響をあたえることは、第15図の計算結果によつて明らかである。原砂を粉砕し、単体分離をよくすることによつて、 $C_{i,p}$ の値をより正確に求める方法も考えられるが、これにはもちろん限度があり^{注5)}、また測定操作を一層難しくする欠点が見われてくる。すなわち粒度が細くなつた場合は、第14図に示したように、砂鉄の吸着力 ($F = F_M - F_G$) は急激に減少するため、わずかな湿気による付着、乾燥に伴う固結、測定時の重量などの影響が、次第に増大してくることが考えられる。

6.2 海底砂鉄鉱床

児ヶ水湾において、砂鉄の濃集が特に著しい個所は、竹山前面の水深5~12m付近であり、地形的には汀線からのびる斜面が、湾内中央部の平坦面に移る付近にあつている。堀本⁴⁾は海底地形について、海流の影響を加味した解析を行なつた結果、この区域は、湾外を走る沿岸流に伴う環流の作用によつて、漂性砂鉄が堆積するのに適した環境となつていることを指摘している。

海底における砂鉄鉱床の生成には、堆積の環境とともに砂鉄の供給が重要なものと考えられるが、後者についてはさらに供給の根源および径路が問題である。いまのところ資料が少なく、推定の域をでないが、原岩として最も有力視されるものは、この地方に広く分布している火山砂礫である。これは現世における開聞岳の噴火に伴つて堆積したものであり、固結の程度は低く、 $C_{i,p} = 1 \sim 5$ の砂鉄を含むといわれている⁶⁾。長崎県北西方台地のもの (第1図のR-4) についてしらべた結果は¹⁴⁾、 $\chi = 0.8 \sim 4.1 \times 10^{-3}$ を示し、第14図の計算曲線①によつて磁鉄鉱含有量に換算すれば、 $C_{m,t} = 2.6 \sim 12.5\%$ となる。この値は沿岸の他の岩石、すなわち軽石凝灰角礫の $C_{m,t}$ よりはるかに大きく、石英安山岩および輝石安山岩の $C_{m,t}$ とは同程度またはそれ以上である。また火山砂礫の熱磁気特性が、付近の海岸砂鉄および打上砂鉄のそれに類似していることも¹⁴⁾、砂鉄の根源をこの堆積物に求める有力な手がかりとなつている。

つぎに供給の径路については、常識的に付近一帯の海域から供給されたものとみなすこともできるが、沿岸陸域、特に竹山方面からの供給が大きな役割を果たしたのではないかと推定される。その理由としては、竹山の解析谷は、火山砂礫が分布するかなりの広さの後背地をひかえ、開口部の海岸には、児ヶ水湾において最も優勢な砂鉄鉱床 (温平鉱山) を形成していたこと、また海底における χ の高値帯の分布は、竹山海岸から湾の中央部 (南

注5) 比較的粒径の大きい、粒状の磁鉄鉱については効果はあるが、包力物としてあるいは石基の中に含まれる微粒の磁鉄鉱は、簡単には分離しないものと考えられる。

西方)に向かう原砂が、沿汀流によつて淘汰され、比重の大きい砂鉄は比較的海岸に近く、しかも海流の方向すなわち汀線に平行する方向に拡散された形を示していることなどがあげられる。

6.3 粒度分析

児ヶ水湾においては、海岸から沖に向かい水深の増加とともに、底質の粒度が細くなるという、常識的な結果はえられなかつた。これは、湾形の海岸線、階段状の海底地形、さらにはかなり複雑と思われる底質の供給などを考えれば、むしろ当然ともみなされる。

結果は5.3~5.10に述べたように、かなり複雑であるが、ここでは湾内をつぎの区域に分けて考えることにする。

- (a) 汀線か100~400mの沿岸区域。
- (b) (a)を除く湾内西半分の区域。
- (c) (a)を除く湾内東半分の区域。

(a)区域は、汀線から湾内平坦部に移る斜面にあたり、比較的淘汰の良好な中粒~極細粒砂が分布しているが、この種の傾向は児ヶ水湾に限らず、粒度分布の規則的な長汀などにおいても、しばしばみられる現象である。

第12図における M の変化は、値そのものは非常に小さいが、湾奥に向かつて底流(沿汀流)の弱まる状況をよく表わしているものとして注目される。泥は湾外陸棚斜面の底質にも含まれるが、この場合は水深の増加に伴う弱底流によるものと考えられる。なおこれに類似的傾向は、指宿一大根占線の底質において、より明瞭な形で現われている(第2表参照)。

(b)区域は、一応湾内平坦部にはいるが、至る所に1m土の小起伏があり、また岩礁も多く知られている⁹⁾⁴⁾。この区域に分布する底質は、 ϕ 分類では極粗粒~粗粒砂となるが、 $G \approx 10 \sim 30\%$ を示している。この礫については、磨耗度の小さい角礫であることおよび水中における礫の一般的な移動方式などから考え、現地残留の型に属するものと思われる。

(c)区域は、湾内の最も平坦な低地にあたり、粗粒~中粒砂が分布している。一部を除いて G は少なく、底質の淘汰は良好である。この区域の砂質の供給については、周辺海域(陸棚)からの移動とともに、沿岸陸域、特に解析谷を通じて竹山方面からの移動も、重要なものと考えられる。

この他局部的なものとしては、(c)区域内、竹山南方の陸棚外縁(No.66~68)に、粗粒底質の分布がみられる。その原因については、まだ疑問の余地も多いが、つぎのような推定も一応は可能なものとする。すなわち海底試錐の結果¹⁵⁾によれば、児ヶ水湾において、表層堆積物が比較的厚く(2m以上)分布しているのは、主として(c)区域である。この試錐および測深の結果をもとに、

表層を取除きたいわゆる陸棚の古地形を求めれば、湾のほぼ中央部を南北に走る谷地形が現われる。前記の個所は、この海底解析谷の開口部にあたることから、表層堆積物が谷を埋める過程において、礫が周辺から転動・集積したと考えるものである。なお陸棚斜面の底質についても、その中に含まれている礫は、一応陸棚から転動したものと考えている。陸棚下の中深海底において G が大きくなる傾向は、指宿一大根占線の底質にもよく現われている。

つぎに海況に深く関係すると思われる、底質の淘汰度および歪度についてのべる。

児ヶ水湾の底質は、汀線付近および外湾のものが比較的によく淘汰されているが、これについては一応、前者は磯波に伴う沿汀流、後者は沿岸流またはこれに伴う海流の影響とみることができる。しかしながら σ_ϕ を定めるものが海流だけでないことは、 σ_ϕ と G の相関などによく現われている。礫を含む底質は、一般に σ_ϕ が大きい傾向を示しているが、これは砂と礫では、水中における運動方式が全く異なることを考えれば、一応理解できることである。

α_ϕ については、一般に値が小さく、陸棚上では負、陸棚斜面では正の値をとる傾向を示している。この原因については、児ヶ水湾は外海に面した小湾であつて、海流の影響をうけやすいこと、泥質などの細粒成分の大部分は、水深の浅い陸棚上には堆積できずに、湾外(陸棚斜面)へ運び去られたことによるものとする。

極端に σ_ϕ または $|\alpha_\phi|$ が大きいものは、複モードの底質に多い傾向を示すが、この種の試料の場合は、前にも述べたように、これらの値を計算すること自体が問題である。なお複モードが現われる原因については、この現象を示す底質は、その大部分が内湾または陸棚斜面に分布することから、海流および波浪の影響が弱く、淘汰が悪いことに関係しているものと考えられる。

7. 結 論

鹿兒島県児ヶ水湾の底質について、磁性ならびに粒度の試験を行なつた結果、おおよそつぎのような結論がえられた。

1) 児ヶ水湾の底質は、極粗粒~中粒の砂質が大部分をしめ、細粒~極細粒の砂質は少なく、礫質および泥質に分類されるものはみられない。

2) 砂質に含まれる副成分としては、礫が多く(約39%まで)、泥は少ない(約15%まで)。砂鉄および貝殻もかなり含まれているが、その量はそれぞれ約19%(計算)および13%までである。

3) 底質の分布はやや規則性に乏しい。その原因としては、まず湾型の海岸線および段丘状の海底地形をなし

ているために、海況の複雑であることが考えられる。底質の供給あるいは堆積過程も単純なものとは考えられない。

4) 底質の淘汰は比較的に良好であり、至も一般に小さい傾向を示している。例外的に大きい σ_{ϕ} および α_{ϕ} は、礫の含有または複モードに関係しているように思われる。

5) 海底における砂鉄の濃集は、竹山前面の碎波帯付近で著しい傾向がみられた。この砂鉄については、一応開聞岳の噴火に伴う火山砂礫が原岩となり、竹山の解析谷を通じて陸域から運ばれたものが主体となっているものと推定した。

なお砂鉄品位の測定に広く用いられている、着磁率については、簡易な手段によつて試験されているが、その測定内容はかなり複雑なものであることを指摘した。

(昭和35年10月~11月調査)

文 献

- 1) 長谷川博他 8名：鹿児島湾口海底砂鉄調査報告，未利用鉄資源，第8輯，p. 446~451, 1961
- 2) 国土地理院：5万分の1地形図，「開聞岳」，「佐多岬」
- 3) 水路部：海図 No. 1201，山川港及付近，3万分の1
- 4) 堀本健次他 1名：海底砂鉄地帯の海底地形について，未利用鉄資源，第8輯，p. 507~514, 1961

- 5) 大和栄次郎：5万分の1地質図幅，開聞岳・佐多岬，地質調査所，未発表
- 6) 波多江信広他 5名：鉾山診断報告書（新海鉾山），鹿児島県商工課，1960
- 7) 鹿児島県：鹿児島県の地下資源，1960
- 8) Kagami, H. : Modal analysis of marine sediments in the southern part of Tokyo Bay, Jour. Geol. Geog., Vol. 32, Nos. 3~4, p. 523~532, 1961
- 9) Inman, D.L. : Measures for describing the size distribution of sediments, Jour. Sed. Pet., Vol. 22, No. 3, p. 328~338, 1952
- 10) 八嶋三郎：磁選法の研究（第2報），日本鉱業会誌，Vol. 72, No. 816, p. 11~16, 1956
- 11) 八嶋三郎：磁選法の研究（第3報），日本鉱業会誌，Vol. 72, No. 820, p. 23~28, 1956
- 12) Nagata, T. : Rock-magnetism, Maruzen Co., Ltd, 1953
- 13) 斎藤友三郎：噴火湾西部採泥調査報告，未利用鉄資源，第9輯，p. 299~304, 1962
- 14) 陶山淳治他 2名：鹿児島県開聞温泉地区砂鉄鉾床電気および磁気探鉾調査報告，地質調査所月報，Vol. 9, No. 2, p. 43~50, 1958
- 15) 樋上寛他 2名：海底砂鉄調査報告（鹿児島県竹山海域・志布志湾），昭和36年2月，非公表