

現世水盆中のマンガン濃集体の

型とその鉱石化過程②

N. M. ストラーフ 著
盛谷 智之 訳

3 碎屑源と火山源の両方の物質を供給される海盆の底質中におけるマンガン濃集体

前述の北氷洋とその縁辺海における例は 海洋盆地の堆積作用が完全に陸地から搬入される物質だけによって進行するという もっとも単純な形を示すものである。しかし 現在それとは異なるタイプの水盆も存在する。それは大西洋・インド洋・太平洋で この場合には碎屑源物質だけでなく 火山源物質も供給され しかもその2つの供給源の役割はそれぞれの大洋によって異なっている。

第7表に大洋の面積とその集水域の面積を比較して示した。その数値からわかるように 大洋の海域が増大するにつれてその集水域面積は減少し そしてB:L比〔大洋の面積(B)と集水域面積(L)の比〕は著しく低下し大西洋においてはまったく小さくなる。これは北氷洋から太平洋へ向う順に 溶液も懸濁物も含めた碎屑源物質の海底単位面積あたりの流入量が 次第に減少することを意味する。

同時に 火山物質の供給量は 前と同じ順序でこの場合は次第に増加していく。ここで K. サッペル(1927)の非常に興味深い計算を引用すれば その説明には十分であろう。それによると 大西洋—インド洋地域における活火山 (1,500年代以降) の総数は97で その噴出物の体積は 溶岩が 30km³ 火山碎屑物が 16~17km³ である。太平洋の枠部には 339 の活火山が数え上げられ それは 10km³ の溶岩 314km³ の火山碎屑物を噴出している。太平洋の内域においては K. サッペルによると 10km³ の溶岩と少量の火山灰物質を噴出した14の活火山が数えられている。つまり 北氷洋から太平洋へ向う順序に 大洋への供給作用における碎屑源物質の演ずる役割が次第に減少し それにつれて火山源物

質の供給の重要さが増大するのである。

もう一つの規則性も重要で特徴的である。北氷洋盆における堆積速度が場所によって 1.25~1.60 から 4.80 cm/1,000年であるのに対し 大西洋のそれは 0.85~1.0 cm/1,000年 そして太平洋では 0.1~0.05cm/1,000年と算定される (バラノフ・フリステアノーパ 1965)。いかえると 太平洋は その縁辺海はいうにおよばず他の大洋と比べてすらもその堆積速度がきわめて遅いという特徴がある。

大洋のこれらの全特性は その堆積物中における Fe と Mn の濃集に反映しないはずはない。両元素の分布はこの場合まったく特異で二つとないような特徴を備えている。それは太平洋においてもっとも明瞭に現われているので まず最初にそれについてふれることにしよう。

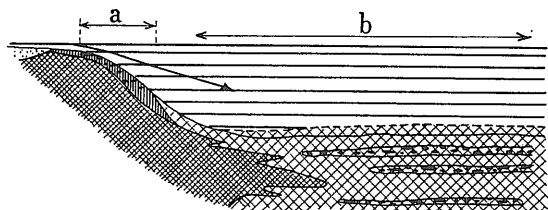
第8表には太平洋のさまざまなタイプの堆積物の上部層中における 鉄とマンガンの平均含有量をあげた。

この表を詳細に検討すると いくつかのまったく興味深い事実が明らかになる。カラ海・バレンツ海・白海の陸棚の褐色堆積物中の Fe と Mn の平均含有量が それと 同類の太平洋の陸棚および 大陸斜面の堆積物中におけるよりも いくらか多かかったりまた少なかったりする。このことは 沿岸帯の局地的条件によって規定されるにちがいない。それに対応してマンガン係数 (Mn/Fe比)の値も変化する。太平洋の沖合型〔遠洋性〕堆積物中の鉄の平均含有量は 一般に北氷洋の沖合型堆積物の場合と同様な つまり 5.65±(0.2~0.3%)の水準にある。マンガンの平均含有量は太平洋の沖合型堆積物の場合が 北氷洋のそれに相当する軟泥におけるよりも少なくとも2~2.5倍は大きい。すなわち 0.26%に対して0.50~0.67%となっている。このことから 太平洋の沖合型堆積物におけるマンガン係数の平均値も同様に北氷洋の場合の2~2.5倍で 0.50に対して 0.100~0.120 となっている (0.50の値は鉄について誤差を修正したあとのものである 前述の関連事項参照)。このように 太平洋の沖合型堆積物は北氷洋のそれに比べて明白にマンガンを富化している。

北氷洋の縁辺海や その海洋域自体においても 周知のように 底質上部の薄い褐色皮膜層は鉄とマンガンで

第7表 大洋とその供給集水域の面積の相関関係(km²)

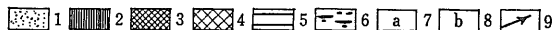
| 大 洋 | 大洋の面積(B) | 集 水 域(L) | B : L |
|---------|-------------|------------|-------|
| 北 氷 洋 | 13,000,000 | 12,003,000 | 0.92 |
| 大 西 洋 | 93,363,000 | 28,002,000 | 0.30 |
| イ ン ド 洋 | 84,917,000 | 7,463,000 | 0.09 |
| 太 平 洋 | 179,679,000 | 6,925,000 | 0.04 |



第10図

太平洋の断面における鉄-マンガン結核の模式分布図

1. 砂とシルト
2. 砕屑源軟泥の褐色酸化帯
3. 同選元帯
4. Mnに富化した(0.67%まで)沖合型大洋成堆積物
5. 底上層水
6. Fe-Mn結核
7. 選元帯からのFeとMnの上部への引きつけによって形成された結核の領域
8. 沖合型結核の領域
9. 残留熱水溶液の太平洋沖合帯への運び出し



第8表 太平洋の堆積物中におけるFeとMnの含有量
(非炭酸塩-非珪質物質での%)

| | Fe | Mn | Mn : Fe |
|-----------------------|------|-------|---------|
| 砕屑源(陸地周縁型)堆積物 | | | |
| 砂 | 5.8 | 0.103 | 0.018 |
| 粗粒シルト | 4.86 | 0.091 | 0.019 |
| 細粒シルト | 5.5 | 0.225 | 0.041 |
| シルト-粘土質軟泥 | 5.0 | 0.33 | 0.066 |
| 粘土質軟泥 | 5.2 | 0.53 | 0.102 |
| 砕屑源-弱珪質珪藻質堆積物 | | | |
| 粗粒シルト | 5.3 | 0.066 | 0.012 |
| 細粒シルト | 4.9 | 0.29 | 0.043 |
| シルト-粘土質軟泥 | 4.4 | 0.43 | 0.100 |
| 粘土質軟泥 | 4.5 | 0.50 | 0.110 |
| 珪藻軟泥 | 3.47 | 0.40 | 0.115 |
| 放散虫軟泥 | 4.66 | 0.54 | 0.116 |
| 炭酸塩(有孔虫)質堆積物 | | | |
| 砂 | 5.63 | 0.27 | 0.048 |
| 粗粒シルト | 5.22 | 0.29 | 0.055 |
| 細粒シルト | 5.21 | 0.53 | 0.102 |
| シルト-粘土質軟泥 | 5.05 | 0.68 | 0.134 |
| 粘土質軟泥 | 5.7 | 0.67 | 0.117 |
| 炭酸塩(サンゴ-殻 藓苔虫類)質堆積物 | | | |
| 砂-細礫質 | 6.68 | 0.20 | 0.030 |
| 南東部太平洋の鉄-マンガン・炭酸塩質沈積物 | | | |
| 赤色粘土 | 18.5 | 5.89 | 0.317 |
| シルト-粘土質 | 5.29 | 0.52 | 0.100 |
| 粘土質 | 5.64 | 0.55 | 0.097 |
| 完全な赤色粘土 | 5.65 | 0.67 | 0.118 |
| 火山性砂-シルト堆積物 | 6.94 | 0.29 | 0.042 |

(N.S. スカルニャコーバ 1964 による)

富化している。そして下部の灰色還元性軟泥中では両元素の含有量は通常のクラーク数の水準となる。太平洋の陸棚と大陸斜面においても状況は同様であるがそれが大洋底になるとまったく変化する(第10図)。

褐色および赤色軟泥の上部層準はここでは著しくその厚さを増して数mにも達し長い採泥管でさえそれを貫くことができないほどである。還元性軟泥帯は底質断面の下方に低下していきその際最初硫化物が消失し次いで鉄とマンガンの1酸化物形が著しく減少するのである。太平洋の沖合域に向うにつれ還元性軟泥帯は次第に尖滅する。そして底質層全体が赤色で非還元性となる。これはまた当然である。なぜなら赤色軟泥中のCorg含有量はせいぜい0.2~0.3%どまりでありしかも有機物質そのものが4~6kmの厚さの水塊を貫いて海底に到達するため非常に安定した形をとるようになるからである。太平洋の沖合型堆積物中のFeとMnの含有量はもはやその縁辺海帯におけるような層への偏よりは示さない。両元素は太平洋の沖合型堆積物層の全体にわたって高まっておりその含有量の変動は軟泥コアのさまざまな層準において限られた。

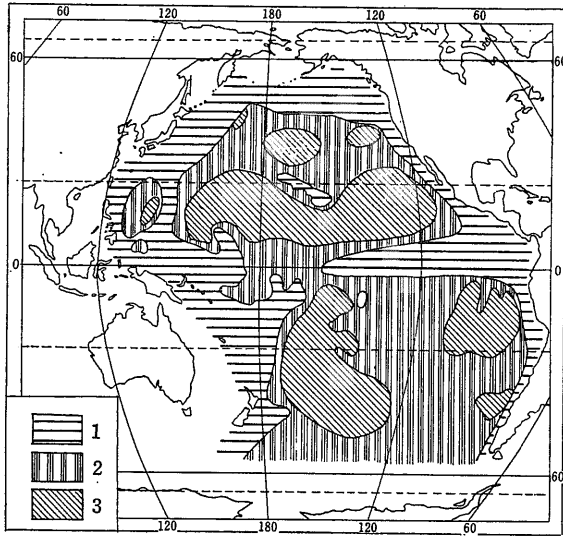
そして不規則な形で示されるにすぎない。数10の定量分析値から算定した沖合型軟泥中のFeとMnの平均含有量は前述のいわゆる上部褐色層における平均値との近似を示す。このように太平洋の沖合型堆積物がその堆積層全体にわたって本質的にマンガンに富むという根本的に重要な事実をここにみるのである。

太平洋の沖合型堆積物のまったく重要な特徴にその中に鉄-マンガン結核が存在するということがある。

この種の結核の発見は周知のように“チャレンジャー”探険(1873~1876)によってなされそしてマレーとレナード(1891)がその後に出版された報告書のなかでこのような結核が広範囲に分布することと個々の地点の海底においてそれが豊富にあることを強調したのである。しかしながらその発達状態に関する実際的な知識が得られたのは今世紀40年代末期になって深海測点の数が増加しそしてとくに海底における水中写真が応用されるようになってからのことである。N. S. サカロ

バとP. F. アンドルセンコ(1964)は鉄-マンガン結核に関してこれまで文献として知られたものそして“ピチャー”号の調査によって得られたものなどの全資料を総括して太平洋の結核の分布図上に3つの地点を区別して示した(第11図)。

第1の区域は結核の量が少ないことで特徴づけられ大洋縁辺区のおもに砕屑源・砕屑-珪藻源および炭酸塩質の各堆積物が分布するような場所を占めている。散



第11図 太平洋底における鉄マンガン結核の分布 (N.S. スカルニャコーバと P.F. アンドルセンコ 1964 による)
1. 少量 2. 豊富 3. 鉄石帯

点的に見い出される結核は小さく(直径が1~3cm)しばしば底質中に分散したさまざまな起源の粗粒物質の表面にある鉄やマンガンの単なる薄い皮膜だけが存在する。太平洋の赤道帯の東部の炭酸塩質底質中にもまた非常に多くの結核が存在している。第2のグループを構成するのは著しい量の結核を含む地帯でありそれは赤色粘土 放散虫軟泥 そしてあちこちのグロビゲリナ軟泥などの発達場所を占めている。この地帯における結核の分布特性を描写するために太平洋の北東部海凹区域において“ピチャー号”の測点で46のうち27の場合に

第9表 太平洋の鉄—マンガン結核の化学組成

| 元 素 | 試料数 | 含 有 量 (%) | | | 元 素 | 試料数 | 含 有 量 (%) | | |
|-----|-----|-----------|-------|-------|-----|-----|-----------|--------|--------|
| | | 最 大 | 最 小 | 平 均 | | | 最 大 | 最 小 | 平 均 |
| B | 54 | 0.06 | 0.007 | 0.029 | Co | 122 | 1.52 | 0.06 | 0.31 |
| Na | 79 | 4.7 | 0.46 | 2.06 | Ni | 124 | 1.54 | 0.036 | 0.67 |
| Mg | 92 | 2.4 | 0.42 | 1.76 | Cu | 122 | 1.90 | 0.01 | 0.43 |
| Al | 124 | 7.93 | 0.48 | 3.27 | Zn | 81 | 0.15 | 0.019 | 0.071 |
| Si | 124 | 20.26 | 0.52 | 8.27 | Ga | 54 | 0.003 | 0.0002 | 0.001 |
| P | 46 | 0.38 | 0.031 | 0.17 | Sr | 86 | 0.17 | 0.02 | 0.086 |
| K | 107 | 2.41 | 0.20 | 0.74 | I | 54 | 0.045 | 0.003 | 0.016 |
| Ca | 124 | 12.6 | 0.63 | 1.98 | Zn | 54 | 0.12 | 0.009 | 0.063 |
| Sc | 54 | 0.003 | 0.001 | — | Mo | 86 | 0.071 | 0.006 | 0.04 |
| Ti | 123 | 2.52 | 0.06 | 0.66 | Ag | 5 | 0.0006 | — | 0.0003 |
| V | 54 | 0.11 | 0.021 | 0.054 | Ba | 97 | 0.98 | 0.05 | 0.32 |
| Cr | 54 | 0.007 | 0.001 | — | La | 54 | 0.024 | 0.0009 | 0.0161 |
| Mn | 124 | 42.3 | 1.7 | 21.06 | Ib | 54 | 0.0066 | 0.0013 | 0.0031 |
| Fe | 124 | 21.7 | 0.83 | 11.97 | Pb | 90 | 0.25 | 0.011 | 0.10 |

[N.S. スカルニャコーバ P.F. アンドルセンコ (1964) による]

結核が発見されているということを指摘しておこう。第3の含結核地帯は真の鉄石帯と呼ぶことができよう。N. S. スカルニャコーバによる分布図には北半球と南半球に3つずつで合わせて6つのこのような場所が示される。鉄石地帯では大洋底の表面の20~50%までが結核によっておおわれている。ある海底隆起部では結核が底面の80~90%を占めて分布しそのような場所は鉄—マンガン鉄石がいわばほとんど切れ目なく分布するような区域である。この区域における鉄石の母層は通常深海性赤色粘土と放散虫軟泥である。

鉄—マンガン質結核は原則として海底の最表部に賦存し軟泥層あるいはその僅小な皮膜層によってすらも被覆されることはない。大体のところその濃集は軟泥の上部層20~30cmの範囲を特徴づけるものである。それと同時に結核が軟泥コアのより深い層準にも見い出される事例がある。たとえば太平洋の北東部において“ピチャー号”29航路で径1~6cmの結核が大洋底表面から3mの深さまで分散状に含まれているのが発見された。太平洋中央部においては“ピチャー号”34航路で海底表面から7.5mの深さまで分散状の結核が発見された。3つの測点の大口径採泥管で埋没されたマンガン結核の集積物が発見された。それらは5112測点の60~100cm 5114測点の130~150cm 5139測点の105~115cmという軟泥表面からの各深さに存在した。したがってここで結論できるのは鉄—マンガン結核が沖合型の大洋成軟泥層中に10~30~40cmの原さの層をなして配列しそれが“無鉄石”あるいは著しく結核に乏しい堆積物の間層によって仕切られているのだということである。この事実は原理的に大きな意味をもつ。実際のところは現在海洋学的に採取された管泥の沖合型軟泥の最上層準だけからでは結核質間層の存在を確定できるどんな根拠もない。だがそのような層準が大洋成堆積層のより深部においても実在しまた堆積層の全層厚さをも特徴づけるということは十分確からしいのである。われわれはこのようにして沖合型大洋成軟泥層がその量に関しては先カンブリア紀のジャスピライト)層状赤鉄鉱チャート)を連想させるほどだがそれとはちがった性格と多分起源をもつ

巨大な鉄とマンガンの集積物だ

第10表 各タイプの水盆の軟泥中における Fe・Mn および微量元素の平均含有量

| 堆積物と岩石 | Fe | Mn | Ti | V | Cr | Co | Ni | Cu | Zn | Pb | Mo | Ba | Zr | Ga | Sr | La | Sc | Y |
|---|-----------|-----------|-------|--------------------|------|-----|-----|-----|-----|-----|------|-------|-----|----|-----|-----|----|-----|
| | % | | | 10 ⁻⁴ % | | | | | | | | | | | | | | |
| 浅海成軟泥 (ベデポリによる) | 4.83 | 0.085 | 0.46 | 130 | 100 | 13 | 53 | 48 | 95 | 20 | 1 | 750 | 160 | 19 | 250 | 92 | 13 | 27 |
| オホーツク海の軟泥 (E.A. オストロノフ I.L. ネ ステローバによる) | 3.28 | 0.168 | 0.27 | 168 | 57.8 | 6 | 34 | 35 | — | — | 1.76 | — | — | — | — | — | — | — |
| 北氷洋盆の軟泥 (N.A. ベローフ・N.H. ラビ ーナによる) | 5.12 | 0.26 | 0.70? | 195? | 175? | 45 | 75 | 50 | 243 | 18 | 10 | 700 | 210 | 20 | 100 | 10 | — | 17 |
| 大西洋の軟泥 (ベデポリによる) | 5.74 | 0.40 | 0.51 | 140 | 86 | 38 | 140 | 130 | 130 | 45 | 9 | 700 | 130 | 21 | 120 | 98 | 13 | 29 |
| 太平洋の軟泥 | * 5.65 | * 0.67 | 0.46 | 130 | 78 | 110 | 300 | 400 | 200 | 110 | 46 | 4,000 | 160 | 19 | 200 | 150 | 25 | 150 |

* 新しい資料により訂正

という理解に達するのである。

太平洋の結核の化学組成は特徴的である(第9表)。その鉄含有量は原則としてマンガンのそれに劣る 124 の分析値の平均でみると 鉄は 11.97% すなわち約 2.5 クラーク数で マンガンは 21.56% あるいは 215 クラーク数 そしてマンガン係数は 1.76 とそれぞれなっている(スカルニヤコーバ 1964)。しかし この比は場所によってかなり変化する。結核発達区域の縁辺に沿っては貧マンガン質であり鉄がそれをしのぎしたがってマンガン係数は < 1 である。より沖合部においてはマンガンは平均値より大きく鉄はそれより小さくなりそのマンガン係数は 1.97 まで高まる。鉱石集積域自体においてはマンガンが鉄をしのぎその含有量は最大に達し平均マンガン係数は 3 倍以上にも高まる。マンガン結核はその上多くの微量元素に富んでいる。その最大値と平均値を例示するとコバルトが 1.52% (平均 0.31%) ニッケルは 1.64% (平均 0.67%) 銅は 1.90% (平均 0.43) ジルコニウムは 0.12% (平均 0.063) モリブデンは 0.071% (平均 0.04) バリウムは 0.98% (平均 0.32) などである。

ここで太平洋の含結核沖合型軟泥がそのような微量元素に著しく富んでおりそれらはその元素の凝結物として濃縮するほどであることを補足しておこう。これらの元素の含有量は第10表から読みとれる(表の最下行)。太平洋の鉄—マンガン結核の成因についてはそれに関する多くの資料をまだ解説していないがなお主要な点は確定することがむずかしいといえよう。

沖合型結核が続成作用による初生堆積物中の Mn と Fe およびそれに伴う元素の再配列によって生じたことは疑う余地がない。これは結核の形態と組織が証明している。同様に確かな点は結核形成作用の過程その

ものがまったくゆっくりとした何万年も続くようなものであることそしてそれを規制するのはバレンツ海・カラ海・バルチック海などの海成軟泥におけるように有機物質ではなく集成的再結晶作用による無機的なコロイド——化学的過程だということなどである。なぜなら沖合型堆積物中の有機物はきわめて僅少でありしかもそれらは非常に安定で不活性だからである。この場合マンガン結核の発生には軟泥中にある軽石・火山灰・溶岩の小塊片などの強い汚染の交代を伴う。すなわちその初生形態が元素によって置換されたとえば太平洋の軟泥中のモンモリロナイト・加水雲母・沸石・重晶石などのような多くの特徴的な鉱物を生ずるのである。

マンガンとそれに伴う微量元素の供給源に関しては“チャレンジャー号”探険による大洋における鉄—マンガン結核の発見の時以来その成因を海底火山活動に結びつける考え方が存続し誰からも反駁されることがなかった。マレーはこの結びつきを火山灰物質の海底風化というふうに解釈しギュンベルは熱水と火山噴気で説明した。この2つの異なった形の火山源説は前世紀の間にもさらに前進されその後の進展ではギュンベル説がもっぱらとりあげられその最新の形はウェデポールによって与えられた。これと同じ観点を筆者もかつて支持したが(1962~63の研究において)その時はオホーツク海に関する研究がまだ終っておらず N. A. ベローフと N. N. ラビーナ(1961)の論文で公表された北氷洋の沖合型軟泥の地球化学の資料は知られてなかった。しかしこれらの資料そのものを考慮に入れると問題をかなり異なったふうになさざるを得なくなってくる。

まず第1に浅海成軟泥と北氷洋の沖合型堆積物のそれぞれにおける Fe と Mn の含有量を比較してみよう

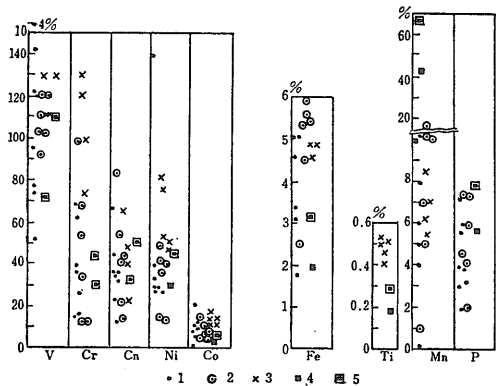
(第10表参照)。これから容易にわかるのは多くの元素つまり17のうちの11は両タイプの軟泥中において事実上は同量づつ存在するのに対し 残りの6つの元素については大洋成軟泥の方が次に示すように明瞭に増加していることである。すなわち 浅海成軟泥から大洋成軟泥への含有量の増加はそれぞれ Fe が4.83%から5.12%へ Mn が0.085%から0.26%へ Co が13から45×10⁻⁴%へ Ni が53から75×10⁻⁴%へ Zn が95から245×10⁻⁴%へ Mo が1から10×10⁻⁴%へ のように示される。ここで北氷洋は陸地からの碎屑源搬入作用によってのみ供給され 新鮮な火山物質は得ていないことが注目される。したがって その沖合型軟泥中で列挙した元素の濃度が増大することは 火山噴出地からたとえれば熱水としての副次的な物質の持込みによる結果おこるのではなく 堆積過程の機構そのものに起因するのである。これまでいく度も示したように 多くの微量元素がたいへん 陸地から懸濁物として流入するもっとも微細なつまり亜コロイドとコロイドの粒径部分の しかも遅かれ早かれ凝集する碎屑源懸濁物と Fe および Mn の水酸化物とによって吸着されるような部分に偏在するということである。大洋盆中の物質の分散過程において これらのもっとも微細な粒子は 当然沖合域に追い出されていき そしてそこに沈澱して軟泥を Fe・Mn・Co・Ni・Cu・Mo で富化するのである。このような沖合型軟泥を微量元素で富化する機構は以前に黒海の例で示した。その作用をいまは北氷洋の場合で知ったのであり しかもここでは黒海におけるよりも明瞭にさえあらわれている。

大西洋においては 沖合型軟泥中に強く濃集する元素の数は すでに6つではなく Fe・Mn・Co・Ni・Cu・Zn・Pb・Mo の8つとなり しかもほとんどそれらの全部が北氷洋の場合よりも より高い濃度水準にある。それらの高まりを示すと Fe は5.12から5.74%へ Mn は0.26から0.40%へ Ni は75から140×10⁻⁴%へ Cu は50から130×10⁻⁴%へ Pb は18から45×10⁻⁴%へ のように示される。太平洋の沖合型軟泥中では列挙した全元素の含有量がさらに成長を続け しかもときにはまったくかなりの程度におよぶ(たとえば Mn は0.40から0.67%に高まり Co は38から110×10⁻⁴% Ni は140から300×10⁻⁴%になど)。それに加えてこの場合は 新たに Ba・La・Sc・Y の4元素が強く濃集する。ウェデポールは最初1960年に このような相関関係に注目して 大西洋やとくに太平洋には実際に海底型・陸上型のいずれの活火山も特徴的であることから それが海底火山の熱水作用に起因すると考えた。ウェデポールの考

え方には真の起源を示すものがあることを認めながらも 筆者はなおやはり火山作用だけによって微量元素含有量の増加を説明するのは 変則的だと思う。純粋に碎屑供給作用による水盆の場合でも 多量の微量元素が開いた海に移動させられ そしてその沖合型軟泥を富化する現象があることから 大西洋と太平洋においても 熱水作用のほかにこのような堆積過程の機構そのものが働くことは疑いない。大洋の規模が大きくなると陸地から持ち込まれるすなわち碎屑源の微量元素が 沖合域へ移動することも確かに多くなるであろう。なぜなら 一般にあらゆる成分の分化の可能性が強まるからである。この考えが正しいことは 黒海・オホーツク海・北氷洋の堆積物における元素(とくにFe・Mn・Ni・Cu・Co・Mo)の配列を比較検討することで証明される。このようにして 太平洋の沖合型堆積物が Fe・Mn および微量元素に富むことは 2つの異質の過程がともに働く結果にほかならない。すなわち 碎屑源物質のもっとも細かい亜コロイドとコロイドの粒径部分が沖合部へ活発に搬出されることと 火山の熱水による一連の元素の大洋への副次的な放出という過程である。したがって 鉄-マンガン結核の物質供給源も 碎屑源と火山源の2重の形をとる。結核形成作用におけるそのおのこの重要性を数量的に評価することはいまのところ不可能である。

大洋盆における元素の分布の一般的規則性と してもっとも小型の大洋-北氷洋-においてすらもすでに Mn とそれに伴う元素の含有量が相当高まっているということを考慮に入れるならば 碎屑源成分が大洋成鉱石の形成において 十分重要な役割を演ずるものであることを認めねばならない。もっと詳しく認識するためには さらに問題の1つの重要な側面に注目する必要がある。沖合型鉄-マンガン結核の組成におよぼす熱水の影響として 熱水性物質の大洋への年間供給量の巨大さを指し示す傾向がある。

だがそれに同意するわけにはいかない。その量はそのように大きなものではまったくなく しかも軟泥と結核の組成におよぼす熱水のはっきりした影響は 大洋成軟泥の堆積速度がきわめて小さい つまり 1~0.5mm/1,000年(先述の関連項参照)といった場合のみにあらわれることが可能なのである。いいかえると 熱水を稀釈する働きをする 碎屑源物質と火山灰質物質の大洋沖合域への年間搬入量が僅少であって そのためそれ自体は非常に限られた量でしかない熱水成分が その碎屑物質の間に消え失せることがなく 明瞭に現われるのである。碎屑源物質の搬入が著しく増加し堆積速度が早く



第12図 火山性物質の供給がない現世あるいは古期の浅海の粘土質堆積物中 またオホーツク海の堆積物中の若干の元素の含有量
 1. 陸成層 2. 海成層(1と2は N.M. ストラホフほか 1959による) 3. 粘土質頁岩(ベデボリによる) 4. オホーツク海の粘土質(珪質)軟泥 5. 同じく非珪質 非炭酸塩物質

なるやいなや もはや熱水性成分の持込みの影響はまったく現われなくなってしまふ。この点で非常に明瞭な例はオホーツク海で その東縁の千島列島孤にはこの海域に熱水溶液を供給するに十分なだけの 多くの陸上型および海底型の活火山があるのに オホーツク海の軟泥中には Mn・Co・Ni・Cu・Mo などのいくらかでもかかるほどの富化は第2表の例でみられるようには起こっていないのである。この状況はそれと同じ元素の含有量を比較した図表(第12図)のうえにさらに明瞭にあらわれる。全体として太平洋とその他の大洋の沖合域において進行するマンガン鉱石化過程こそが本当に特殊な過程であって それは古い堆積性マンガン濃集体が生じた古い時代の海の沿岸帯に特有であったものとはするどく異なっている。その特殊性をあげると

- 第1に 碎屑性と火山灰質物質の年間沈積量がきわめて僅少であって そのため限られた量の溶解物質 (Mn や他の元素) でさえも沖合型軟泥の組成のうえに反映するのが可能であること
- 第2に それらの元素の凝結を可能にする続成再配列作用が驚くほど長期間持続すること
- 第3に 鉄に比較してマンガンの地球化学的移動性が大きく そのため Mn は明瞭に鉄をしのいで 結核中で過剰に濃集しそして高いマンガン係数をもつ鉱石を形成すること

などである。

4 現世マンガン濃集体のもつマンガン鉱石化過程全般の理解に対する意義について

現世マンガン濃集体の相一成因型の特性描写を終えここで当然 それらがマンガン鉱石化過程の一般理論に対して寄与する点は一体何であるかということをはっきりと示さなければならない。

| Mn濃集体の成因型 | 相 条 件 | | | | | | | |
|-----------|-----------------|------|------------------|-----------------|--------|-----------------|------------------|------|
| | 湖 | | 浅 海 帯 | | 火山周縁海域 | | 沖合型大洋域 | |
| | 現 世 | 古い時代 | 現 世 | 古い時代 | 現 世 | 古い時代 | 現 世 | 古い時代 |
| 沈積作用型 | | | | ▲Va | ? | | | |
| 沈積—続成作用型 | ⊕ ^I | ⊕ | | ⊕ ^{IV} | ? | ⊕ ^{VI} | ⊕ ^{VII} | ⊕ |
| 続成作用型 | ⊕ ^{II} | ? | ⊕ ^{III} | △ ^{Vb} | | | | |

⊕ 1 + 2 ▲ 3 △ 4

第13図 後リフェー代(古生代から現世まで)の水系におけるマンガン濃集体の相一成因型

- 1. 鉄—マンガン濃集体(Mn : Fe が0.06から3まで)
- 2. 単独のマンガン鉱石(Mn : Fe が3 から60まで)
- 3. 含水針鉄鉱—チャモサイト—菱鉄鉱鉱石中における Mn 濃集体(Mn : Fe が0.001から0.030まで)
- 4. 結核状菱鉄鉱鉱石中の Mn 濃集体 (Mn : Fe が0.014~0.030)

まず何よりも それがマンガン鉱石化過程全般の相一成因型に関するわれわれの概念を本質的に拡大させることである。第13図にこれらの型を分類する試みを示した。この分類の根底にはそれぞれを2つの座標として反映させた 2つの原理が横たわっている。

第1の原理は相的なものであり 湖成・浅海成・火山周縁型海成・沖合型大洋成の各相条件が区分される。

第2の原理は成因的なものであり これは鉱石形成過程つまり沈積作用と続成作用あるいは互いの組合せによって示される。その場合 沈積作用においては堆積物のマンガンによる若干の比較的小規模な富化が起こり 続成作用では元素の再配列によって補足的にしばしば大規模な富化が生ずる。鉱石発生過程の型は それと同時に その形成が進行する続成作用の段階をもあらわしている。

ごらんのよう に マンガン濃集体には7つの型があり それぞれの特徴は次のようである。第Iは湖成沈積—続成型で それはバルチック楯状地の現世の湖沼において発達している。古い堆積層の間ではこの型の鉱石はまったく乏しく その同類物は チェコスロバキア・西シベリア低地南部の漸新統中・アメリカ合衆国のマウンテン—オアーズなどに分布している。第IIは湖成純粋続成型で これは北ドイツの大湖(ブレンスク湖)と イズベスタカアルプスなどの湖に発達しており 古い堆積層中には知られていない(?) 第IIIは現世の北方の海つまりカラ海・パレンツ海・バルチック海におけるような浅海成続成型である。古い堆積層中における同類物は知られていない。第IVは低品位ながらその量は莫大な 浅海成あるいは湾成の含水針鉄鉱—チャモサイト—菱鉄鉱型脈状鉱石からなるマンガン濃集体である。第Vの型は単独の浅海成沈積—続成型マンガン鉱石で 分類上はそれに鉄—マンガン瘤も属す。そして最後にはこれと同様な過程が 太平洋の軟泥と結核において鮮明

にあらわれるのである。このような沈積成過程は Fe と Mn が鉱石形成作用の進行中に分化するのではなく 鉱石成分の続成再配列作用において集積・混合するのだという ただ1通りの解釈を可能にするのである。このため 現世水盆中の Mn と Fe の濃集体について知られていることのすべてが これまでにすでに伝統的となっている堆積分化論的観点を十分に論破し そして鉱石濃集の自然過程により適応した新しい定義をさがし求めることをよぎなくさせるのである。

(訳者は地質部)

文 献

Семенович Н. И. (1958) : Лимнологические условия Накопления железистых осадков В озерах. Тр. лабор. озеровед, т. 6. [セメノピッチ : 湖における鉄質沈澱物の集積の陸水学的条件]
 Скорнякова Н. С, Андрушенко П. В. (1964) : Железо-марганцевые конкреции Тихого океана. Литология и полезн. ископ, No. 5. [スカルニヤコーバ・アンドルセンコ・太平洋の鉄-マンガン結核]
 Страхов Н. М. (1947) : Железорудные Фации и их аналоги в истории Земли. Тр. Ин-Та Геол.

Наук АН СССР, Вып. 73 [ストラ-ホフ : 鉄鉱石相とその地球の歴史における同類物]
 Страхов Н. М. (1954) : Образование осадков в современных водоемах. Изд АН СССР. [ストラ-ホフ : 現世水盆における沈澱物の形成]
 Dietz R. S. (1955) : Manganese deposits on the northeast Pacific Sea floor. Calif. j. Mines & Geol., vol. 51, no. 3. [ディーツ : 北東太平洋の海底におけるマンガン堆積物]
 Goldberg E.D., and Arrhenius G.O.S. (1962) : Chemistry of Pelagic sediments. Geochim. et cosmochim. acta, vol.13. [ゴールドベルグ・アルレニウス : 深海堆積物の化学]
 Goldberg E. D. and Koide M., (1962) : Geochronological studies of the deep sea sediments Geochim. et cosmochim. acta, vol. 13. [ゴールドベルグ・コイデ : 深海堆積物の地質編年学的研究]
 Mero J.L. (1962) : Ocean floor manganese nodules. Econ Geol., vol. 57. [メロー : 大洋底のマンガンノジュール]
 Murray J. and Renard A. F. (1891) : Deep sea deposits. H. M. S. 《Challenger》 Sci. Results. [マレーおよびレナード : 深海堆積物]
 Wedepohl K. (1960) : Spurenanalytische Untersuchungen an Tiefseetonen aus dem Atlantik. Geochim. et cosmochim. acta, vol. 18, no. 3. [ウェデポール : 大西洋の深海性粘土の微量成分分析的研究]

地 学 と 切 手



霧 島 屋 久 国 立 公 園

堀 内 恵 彦

本州最南部の宮崎・鹿児島両県にわたる本公園は 全体的に 南国ムードにあふれる地域で その中心地区は 昭和9年3月に公園指定を受けた 霧島山地域で最高峰韓国岳をはじめ 天孫降臨の伝説や天の逆鱗で有名な高千穂峯 新燃岳などを主峯とする 23の高峯が比較的大きな火口をもって せまい範囲に集まっている様子は ちょうど月世界を眺めたような感じです。高千穂峯の西お鉢と呼ばれる火口は いまもなお噴煙がみられ この東に御池・小池と呼ばれる火口湖があり 周囲はキャンプ地です。霧島山の西山腹 標高800m付近には 硫黄谷 林田 明礬 丸尾をはじめとする 十指を屈する霧島温泉群があります。霧島山の西端にある栗野岳の中腹の栗野岳温泉付近は 故郷に引退した西郷隆盛がその景観を愛し よく狩に訪ずれたといわれています。最近群発地震で有名になったエビノ高原は 韓国岳の西に広がる 標高およそ1200mの高原で キャンプの適地です。また 近くの白紫池は スケート場として有名です。

錦江湾は鹿児島湾の別称で 湾のほぼ中央にある桜島は 美しいホマーテ式の火山で たびたび爆発をくりかえし 世界的に有名で もとは島でしたが 大正3年の大爆発の際流出した溶岩が東へ流れ 大隅半島とつながったもので 島の南岸 古里温泉は作家林芙美子の出身地です。指宿・開聞岳地区は薩摩半島の先端で 指宿は10km余にわたる海岸に湧出する温泉で有名で 海岸の砂中に身体を埋める名物「砂蒸」しがあります。開聞岳は半島南端にそびえる標高924mの美しい山で 薩摩富士の別名があります。その東 長崎鼻と呼ばれる延長2kmにわたる大砂州からの川辺十島をはじめとする 薩南諸島の眺めは壮大です。これと相対する大隅半島の先端 佐多岬は 太平洋の荒波が打ちよせる雄大な眺めで 亜熱帯植物が繁り 有名な佐多岬灯台があります。

九州本土からはなれること60kmの屋久島は ほとんど出入りのない円形の島形で しかもその大部分は 標高1000m以上の高地で 九州最高の宮之浦(1935m) 岳があり わが国最大の降雨量の地です。この高地は 大部分が 樹令3000年といわれるヤクスギでおおわれ これを保護する意味で公園に編入されました。

公園面積552.31km² 切手の発行は 昭15年8月に霧島公園4種 昭37年4月に錦江湾公園が1種発行され 今回は 去る11月20日に7円(霧島山西側の眺め)と15円(屋久島の景観)が発行されました。

(筆者は元所員 現日本科学技術情報センター)