

資 料

553.31/.32(261)

太平洋における鉄-マンガン団塊の賦存位置とその成因的意義*

N. M. Strakhov*

岸本文男** 訳

太平洋における Fe と Mn の集積体については、古くから研究者の注目を浴びてきた。多くの研究者たちは当該集積体の化学組成と鉱物組成を明らかにし、賦存条件を把握し、太平洋の各水域における可採性を決定し、母岩泥土の組成と当該団塊の組成との関係を追究し、各種タイプの遠洋性堆積物中における当該団塊の相対的な位置を解明するという努力をしてきたし、成果も上げていく。現在未解決のまま残されているのは太平洋での堆積作用の一般図式および火山作用が確実に現れている地域、とくに海底火山作用がはっきり認められる地域と Fe-Mn 集積作用のそれぞれ空間的な関連性についての問題である。他方、これらのそれぞれの結びつきを解析しなければ、当該団塊¹⁾の成因の解明が不可能であることも全く明らかである。本総括論文の主題は、この空白をある程度埋めることにある。

1. 太平洋の水理力学的図式とその堆積作用への反映

太平洋中の堆積物に関する文献を研究すると、論文が豊富であるにもかかわらず、太平洋における堆積過程の一般図式がまだ組み立てられていないことに注目しないわけにはいかない。1970年に発行された、優秀な太平洋堆積物大観図がある。さらに、ソ連科学アカデミー海洋学研究所の手による貴重な現世の海洋における堆積速度図 (Lisitsyn, 1971) があり、古くから堆積物に関する一連の累帯配列、すなわち、環大陸性、気候性、構造地質性 (深部作用)、生物学性の各累帯配列も認められているが、それらすべての資料はまだ堆積過程のまとまった力学的図式にはならず、累帯構造図の基礎になり、手を加えて総合し、解釈しなくてはならないものである。そこで、太平洋中の Fe-Mn 集積体に関する問題を追究し、あえて回り道ながら太平洋における堆積過程の一般的力学図式の解明から検討を始めたわけである。

第1図で明らかのように、太平洋では海流が独得な、複雑な海流系を形作っている。その主体は2帯の大規模な海水の環流からなり、その1つは北緯 10-12° と北緯 40° の間に、もう1つは南緯 10° と 40° の間に分布する。北側の環流では海水の移動が時計回りの矢印の方向に、南側の環流ではそれと逆の方向に進んでいる。それぞれの位置からすると、環流の中心部ないしハリスチック域²⁾ (halistatic region) は地球の南北両乾燥帯にかなりよく対応し、完全には一致しないが海水の循環は非乾燥気候を生じている。上記2大環流のほかにも小環流が存在し、その一つは北緯 40° 以北にあり、さらに幾らか小規模であり鮮明でない環流が太平洋西部の多数の列島弧中の多少規模の大きい水盆に認められる (I. O. Murdman, 1971)。

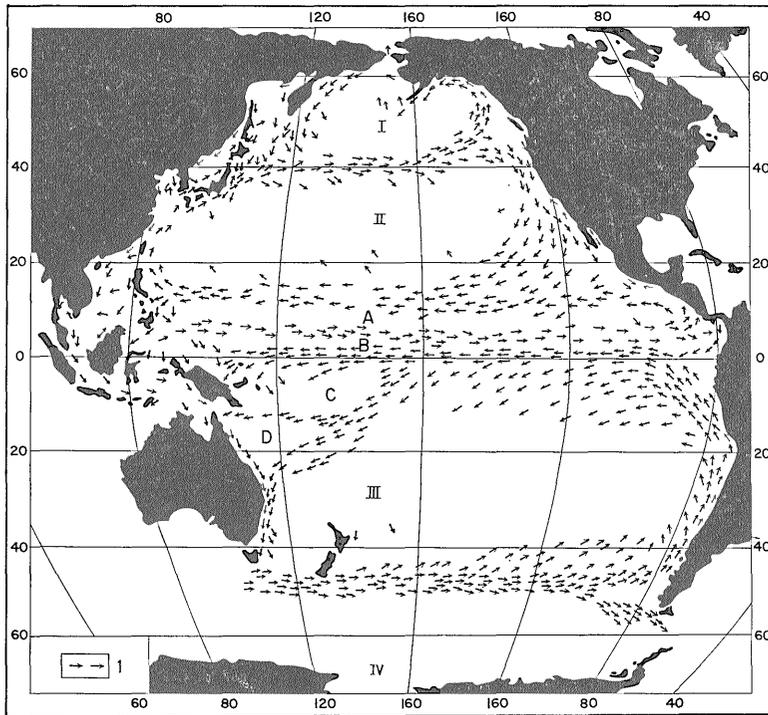
赤道水域では表層水の運動は特に複雑な構成を示す。北貿易海流と赤道反貿易海流は北アメリカ大陸沿岸とアジア地方諸島嶼の水域で方向を転換して環状の運動 (A) を形成し、延長のきわめて大きい、

* Н. М. Страхов (1974): Локализация рудных стяжений Fe и Mn в Тихом океане и её генетический смысл: Литология и Полезные Ископаемые, № 5, стр. 3-17.

** 鉱床部

1) 1 kg/m² 以上の生産力を有する Fe-Mn 団塊集積体を Fe-Mn 団塊鉱という。

2) 新露露地学辞典では、「海洋中の大規模環流の中央部、水の動きが小さいのが特徴」と定義されている。



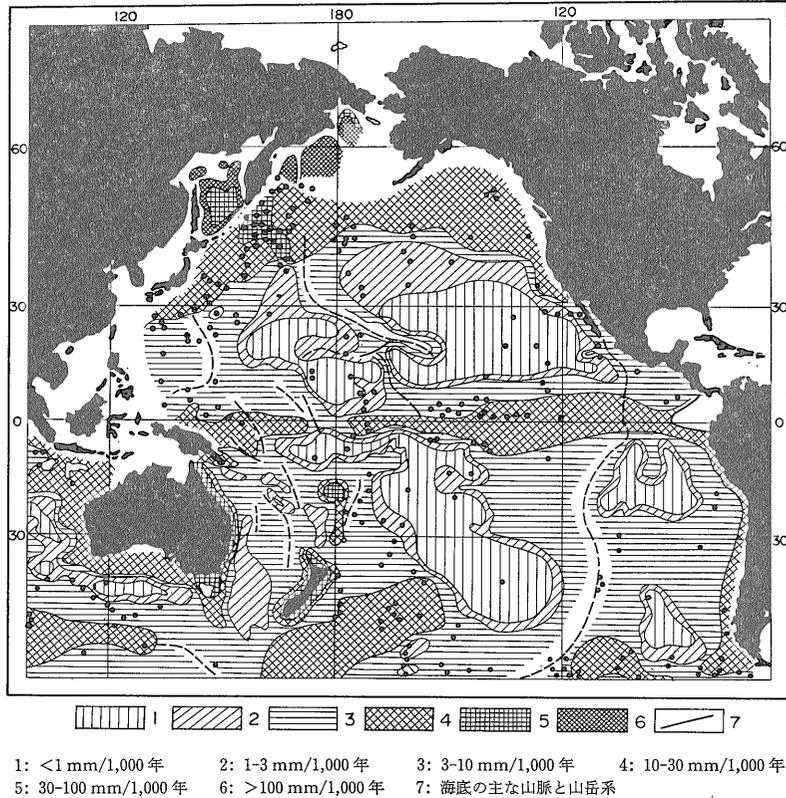
I: 表層の運動方向
 II: 北亜熱帯ハリスタチック域
 III: 南亜熱帯ハリスタチック域
 IV: 亜南極帯ハリスタチック域
 A, B: 貿易海流(北・南)と赤道反貿易海流の間の表層弱運動帯
 C, D: 小ハリスタチック域

第1図 太平洋水盆表層の水平循環図

幅約 3° (北緯 7-10°) の狭い海水の動きの小さい水帯を生じている。赤道反貿易海流の南部分と南貿易海流は第2の、さらに幅狭い環流 (B) を形成し、その内側に静穏帯がわずかに生じている。この表層水の運動系には水塊深層も加わっているが、それは深層の運動が表層の運動様式を乱さないでしかも当該運動図式の一部に加わる形となっている。垂直方向の運動は分岐と収斂およびさしひき運動によって行われる。分岐運動では水塊深層が上方に上昇してピオスに必要な栄養物をもたらし、その局所的な増殖を招いている。この運動は環流 I の軸付近に、赤道帯 (環流 A) に、沿南極大陸水帯にそれぞれ生じている。収斂運動 (下降運動) は巨大なハリスタチック域 II・III の動力学帯 (dynamic zone) に沿って、また狭長な赤道環流 B 中に認められる。風による潮のさしひき運動に起因した海水の上昇は南北両アメリカ大陸の西岸に沿って分布している。これらすべての水域は太平洋北半と南半の巨大な縦循環流の流跡線と一致するか、もしくはそれにきわめて近く、深水塊は当該循環流にその構成体の一つとして含まれている。

現世の地向斜帯に相当する太平洋西部水域沿いには、海水の全般的な運動様式が海底の局所的な隆起地形と沈降地形によっていちじるしく複雑になっている。本論文の目的からすれば、この現世地向斜帯は大きな意味を備えていないので、ここでとり扱うことはしない。ここでは、堆積速度の分布に上記水力学図式がどのように反映しているかについて述べる。太平洋の現世堆積速度図 (第2図) は、ある程度重要な事実を明らかにしている (Lisitsyn, 1971)。

たとえば、北側の大規模なハリスタチック域 II は最小堆積速度帯 (3-1 mm/1,000 年域 + <1 mm/1,000 年域) にかなり正確に一致し、<1 mm/1,000 年域はとくに広く拡がり、ハリスタチック域面積の圧倒的大部分を占めている。ハリスタチック域内の最小堆積速度域はしかし連続帯を作らず、北西方向



第2図 過去70万年間の太平洋における堆積速度
 (A. P. Lisitsyn の図の一部, 1971)

性の分帯によって2部分に分けられ、同分帯の堆積速度は 3-10 mm/1,000年 に達し、分帯の外側よりも速度がいちじるしく大きい。分離している原因は海底地形の影響、すなわち第2図上に破線で示されているハワイ諸島の隆起と天皇海嶺の影響ということに尽きる。当該隆起の諸所で火山活動が発達し、それがある程度の量の爆裂生成物を供給して堆積速度を高めている。そのほか、海嶺域の海底の深さは炭酸塩が堆積する限界深度が浅く、そのため海嶺上には火山源物質にプラスして若干量の CaCO_3 が堆積し、そのことが堆積速度をさらに高めている。すなわち、ハリストアチック域内の現世堆積層がそれだけ厚くなっているのである。

太平洋の南半球部の状況もこれとよく似ている。すなわち、もっとも大きなハリストアチック域Ⅲの海底は3つの最小堆積速度域に分かれていて(セントラル海盆とペルー海盆に相当)、その間に堆積速度の大きい(3-10 mm/1,000年)、広い水域が広がっている。その原因は当該ハリストアチック域内に炭酸塩堆積限界深度の浅い海底が広く発達し、しかも活発な噴気活動を伴った東太平洋海嶺が存在することにある。とくに大きな意味をもっているのは海底に大量の CaCO_3 を堆積させている地形の存在である(限界深度 4,500 m 以浅)。堆積速度 3-10 mm/1,000年 を備えた当該ハリストアチック域部分は正に CaCO_3 含有量 50-90% の高炭酸塩質有孔虫泥発達域そのものなのである。以上のように、太平洋南半球部のハリストアチック域において現世の最小堆積速度域が分割されて発達することは原因の解明にかなりの根拠を与え、地形と火山作用の影響、すなわち北半球部の図をある程度複雑なものとしたと同じような要素を原因と考える根拠となり得るものである。

大型ハリストアチック域ⅡとⅢの中間、すなわち、複雑な水理学条件下にある水帯には堆積速度の大きい赤道帯が分布し、それは環流 A・B とそれから別れた赤道反貿易海流に一致している。そして全体

としてハリストアチック域の縁部に近くなるに従って高堆積速度帯、すなわち厚い堆積層帯が配列するようになっていく。

太平洋の水理力学図式と堆積速度分布図式を内陸海（黒海およびカスピ海）の場合と比較対照してみるのは興味深いことである。

黒海においては、現世堆積物が 8,000 年という絶対年代を示している。同堆積物の層厚は水域の縁部で最大 (>1 m) となり、クリミア沿岸からアナトリア沿岸（トルコのシノプ沿岸）に至る水帯でもそうである。黒海西半部の中心水域では現世堆積層の厚さは最小 (20-15 cm) となり、同東半部の中心水域でも薄い (30-50 cm)。このような関係は堆積層をひっくり返すだけでなく、陸源物質・ CaCO_3 ・C(有機)・Fe・Mn といった当該堆積層を構成する各成分の絶対量についても認められる。この場合、その堆積図式は直接海水表層 (10-175 m) の水理力学的状態を反映している。すなわち、黒海西半部における縁部堆積層の層厚が厚いのはクリミア半島から西、ドナウ河沖に、さらに南のボスフォラス海峡沖にかけての大陸棚下部に沿った、そして東の小アジア沿岸に沿った海水の環状運動によるもので、この環状運動はアナトリア海堆に達し、北東方、クリミア沿岸に転流して一つの環を完成している。この環のハリストアチック域は現世堆積層の層厚とそれを構成する各成分絶対量が最小の部分に相当している。黒海の東半部には第 2 の環流運動があって、時計の針と逆の方向に流れ、カフカス沿岸からクリミア半島沿岸に至り、南に転流してからさらに東方、カフカス沿岸にもどる。この環流の流路では現世堆積物の層厚が最大で、ハリストアチック域では最小となっている。

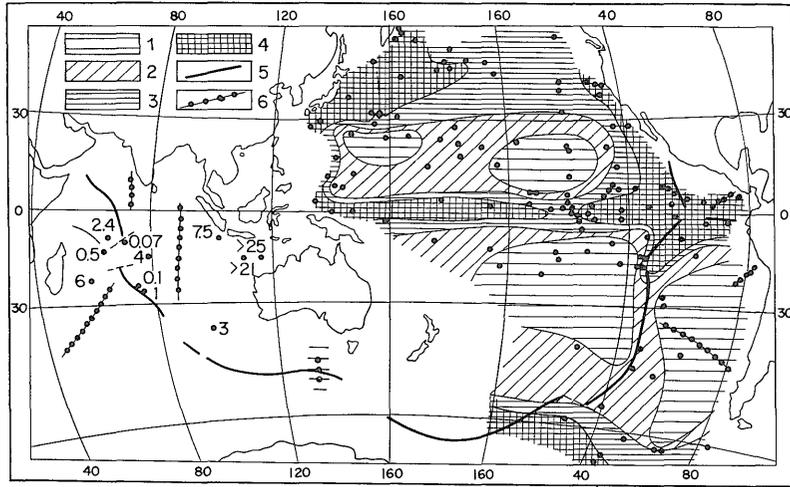
カスピ海にも 2 つの環流があるが、東西（黒海のように）に分布するのではなく、南北に分かれ、北側の環流はカスピ海北部水域の一部と中部水域にまたがり、南側の環流はカスピ海南部水域に位置している。両環流を分けているのはアプシエロン半島からクラスノボーツク高原に延びている海堆隆起部である。L. I. Lebedev ら (1973) の最近の論文が明らかにしているように、堆積物とその主要構成成分の最大集積部分はここでも環流の流跡線と一致し、ハリストアチック域はまた最小堆積厚度部分でもある。延長軸のオリエンテーションを異にする上記 2 水盆での堆積層の厚度分布は成因的には水盆の流体力学的状態に規制され、気候要素には左右されていない。

原則的には太平洋における現世の堆積速度と流体力学的条件の関係図式が黒海およびカスピ海の場合と同じであることは察するに難くない。

現世堆積物の総層厚でなく、A. P. Lisitsyn の図に示されているように、ところによって少量の自生 SiO_2 が加わった主として陸源物質からなる非炭酸塩物質の堆積速度も利用するとすれば、当該類似性はさらに大きくなる。この種の図は K. Böstrom ら (1973) によって組み立てられたが、その図 (第 3 図) 上には陸源碎屑の最小堆積速度を備えたハリストアチック域 II と III が、そして両域を分ける赤道最大堆積速度帯が、さらにそれらを縁どった沿岸陸源物高堆積速度帯がはっきり現れ、東太平洋海膨がハリストアチック域 III を不均等な 2 部分（西部と東部）に分けている。K. Böstrom の図は A. P. Lisitsyn の図よりも粗雑で、それは使用した資料数が少ないためであるが、図の意味するところは同じようなものである。なお炭酸塩物質を除去した結果は海底における碎屑陸源物質の、そして Fe の絶対量分布にみられる流体力学的要素をはっきり浮きぼりにしている。

結局のところ、広大な太平洋でも大きくない黒海やカスピ海の場合と同じように、集水系から集められた堆積物の海底面上での分布はまず第一に水塊表層の流体力学図式に左右され、さらに当該図式は多かれ少なかれ海洋の場合には海底地形の影響と火山活動によって複雑化している。この複雑化現象の現れとして、太平洋における堆積作用のパターンと流体力学的要素の作用が純粋な形で現れている内陸海での当該パターンとの間に差が生じているのである。

そこで、筆者は太平洋における現世堆積物の層厚（すなわち量）分布パターンの根底にある流体力学的特徴を強調しなくてはならないと考える。なぜなら、その特徴は今まではっきりと見分けられたことがないからである。ハリストアチック域 II・III 内にみられる堆積作用の特殊な現象は両ハリストアチック域が乾燥帯に相当するためでなく、モノグラフ「Sediment-formation in the Pacific Ocean」(1970) の著者たちが推定しているように、海岸から供給される物質の少量部分を両ハリストアチック域に運び、同域を



1: <1 (mg/cm²・1,000年) 2: 1-2 (mg/cm²・1,000年) 3: 2-5 (mg/cm²・1,000年)
4: >5 (mg/cm²・1,000年) 5: 火山作用の活発な海嶺 6: 火山作用の不活発な海嶺

第3図 太平洋底堆積層非炭酸塩物質堆積速度
(K. Böstrom, T. Krämer, O. Gartner, 1973 による)

最小堆積速度域にした海洋流体力学作用によって生じたもので、両ハリストック域の広大さがこの特徴をはっきりと備える上で役立っている。

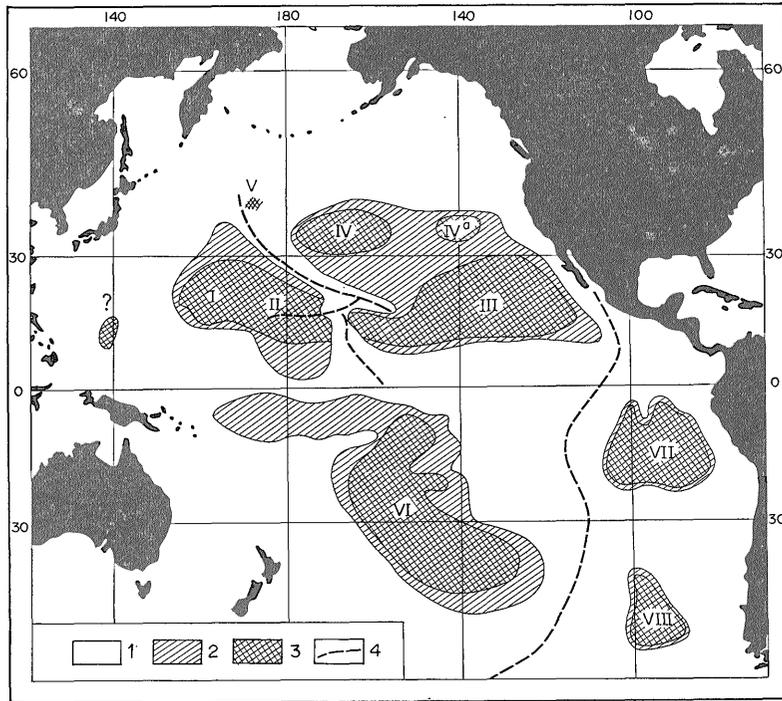
周知のように海水表層下の層は多様な動きをするのが特徴ではあるが、表層流によって組み立てられた海底での堆積物の分布パターンを乱さないのが事実である。これは堆積物総体の分布だけでなく、それを構成する幾つかの成分、たとえば海岸から供給される粘土鉱物の分布にも現れている(Rateev, 1971; Rateev ほか, 1966; Griffin ほか, 1968)。その原因は、明らかに、水塊表層の循環速度(循環能力)が表層下の層の運動に比べてはるかに大きいことに尽きる。

2. 太平洋セジメントジェネシス³⁾の力学的図式における金属濃集作用の位置

ここで堆積速度図(第2図)とFe-Mn 団塊鉱石濃集体分布図(第4図)を比較・検討してみる。

一見してすぐ判るように、Fe-Mn 団塊の鉱石的濃集体はハリストック域ⅡとⅢの範囲にだけ、加えて堆積速度が <1 mm/1,000年 と 1-3 mm/1,000年 の部分にだけ分布している。そして両ハリストック域内で堆積速度 >1-3 mm/1,000年 を有する部分に移るや否や Fe-Mn 団塊鉱石濃集体はみられなくなって不毛な団塊に変わり、その不毛な団塊量は所によっては多く、ところによってはごく少量である。それは両ハリストック域の範囲外でも同様である。同時に団塊の外形も変わってくる。すなわち、高堆積速度域では良形の団塊に代わって発達がよくない団塊が産出し、ときには火山岩岩片上の皮殻やただの粉末のこともある。北緯40°以北にあるハリストック域Ⅰ、それに狭長なハリストック域AとBでは堆積速度が >3 mm/1,000年 で、鉱石団塊はない。ただし例外が2カ所あり、その1つは天皇海嶺の山麓付近(記号Vの水域)、もう1つはマリアナ海溝である。この2カ所は、しかし、実際の堆積速度の決定がなされてなく、例外とするのは全くの予想にすぎない。実際の堆積速度は <3 mm/1,000年 とみるのが妥当であろう。残るすべての大量の物質は、海洋中にそれ以深では炭酸塩沈殿物が生じない炭酸塩堆積限界深度があるのと同じように、それ以上では Fe-Mn 鉱石濃集体が生成しない限界堆積速度をもっている。堆積速度 <3 mm/1,000年、これが鉄とマンガンの鉱石濃集体の探査指標に類するものである。

3) седиментогенез (sedimentogenesis)



堆積速度:
 1: >3 mm/1,000年 2: <3 mm/1,000年
 3: 鉱石 Fe-Mn 団塊集積体 4: 海底山脈と同山岳系
 I-VIII: 鉱石 Fe-Mn 団塊集積域 (N. S. Skornyakova, P. F. Andrushchenko, 1970 による)

第4図 鉱石 Fe-Mn 団塊集積域と堆積速度との関係
 (P. L. Bezrukov, P. P. Petelin, N. S. Skornyakova, 1970 による鉱石団塊集積域)

低堆積速度の Fe-Mn 団塊鉱石生成作用とはなんなのであろうか。

遠洋性沈泥が鉄とマンガンなどの元素および随伴元素 (Co, Ni, Cu, Pb, Mo など) に富んでいるので、低堆積速度の当該鉱石生成作用は前もって堆積物が造鉱元素に富んでいたことに由来する、と解し得るかもしれない。だが、第1表はそうでないことを物語っている。

第1表 団塊の産出量、その組成と母沈泥層中の含有率の関係 (N. S. Skornyakova, 1970)

域	堆積物中の Mn (%)	産出量 (kg/m ²)	団塊の平均組成 (%)				
			Mn	Fe	Ni	Co	Cu
I 域	0.2-0.5 および 0.5-1.0	5.5	19.8	12.8	0.58	0.43	0.31
II 域	0.2-0.5 および 0.5-1.0	?	15.0	18.7	0.38	0.70	0.11
III 域	0.2-0.5 および 0.5-1.0	3.8	23.0	7.5	1.0	0.26	0.94
IV 域	0.2-0.5 および 1.0-3.0	9.4(?)	16.5	11.2	0.38	0.19	0.31
VI 域	0.5-1.0 および 1.0-3.0	10-13.6	17.2	13.1	0.63	0.53	0.37
VII 域	1.0-3.0	9.2	32.3	6.4	0.55	0.085	0.54

ハリストチック域の Fe-Mn 団塊鉱石濃集域は鉄、とくにマンガンによる富化程度がさまざまな堆積物を背景に生成している。たとえば、第4図の IV 域は Mn 品位 0.2-0.5%, 部分的には 0.5-1.0% を背景にして生成し、I 域・II 域・III 域は全体としてみると IV 域と同じような Mn 含有率を背景にして拡がっている。中央太平洋海盆の VI 域西部部分は Mn 0.5-1.0% 濃度の地域に、東部部分は 1.0-3.0%

濃度の地域に賦存する。VII 域は Mn 1.0-3.0% の地域にある。見ての通り、変動差はかなり大きく(次数 1.5), このことからはかって筆者が考えていたように(Strakhov ほか, 1968) 沈泥中に前もって鉄とマンガンが濃集していたことが両元素の鉱石団塊の形成に決定的な、もしくは非常に大きな役割を果たしていると解することはできない。真の原因はもっと深遠な、造鉱元素の物理化学的特性の中にある。

団塊が Fe と Mn およびその随伴元素の酸化物によって構成され、+500 mV 台の高い Eh 値を備えた環境の中で形成されていることは配慮しなくてはならない。だが、このような高い酸化ポテンシャルを有する堆積物中の Fe と Mn (とくに Fe) の酸化物は溶解度が非常に小さいという特徴を備え、それが明らかに独立した濃集体、たとえば 10 kg/m², 25 kg/m², 50 kg/m² といった濃集体を作るにはきわめて長い時間が必要である。

そのほか、生成した濃集体系が長期間にわたって壊されないこと、そして萌芽団塊が成長し続けることが必要である。それは堆積速度がきわめて小さくて、しかも元素の凝集速度もきわめて小さい場合にだけ可能である。そのような条件が実際に備わっている太平洋中の特異な場所は堆積速度 <3 mm/1,000 年、とくに <1 mm/1,000 年のハリストチック域である。

以上のように、太平洋中における鉱石 Fe-Mn 団塊の生成場所ははっきりと限定されている。その場所は当該元素の酸化物の物理化学的性質と集水系から供給される物質の水盆内における流体力学的の分布図式との組合せによって予測でき、当該図式を占有しているのが堆積速度の小さい (<3 mm/1,000 年) ハリストチック域なのである。

このような規則性は Fe-Mn 団塊に関する一連の部分モーメントを理解するのに役立つ。周知のように、当該団塊はグロビゲリナ軟泥中にはまれで、放散虫軟泥中に多く、とくに赤色深海泥中に多産し、そこに鉱石濃集体を作っている。このことは、グロビゲリナ軟泥と一部の放散虫軟泥の堆積速度が遠洋性鉱石生成に適した限界堆積速度よりも大きく、赤色深海泥の場合はそれが小さいため、と解される。この観点からすると、鉱石団塊生成体が東太平洋海嶺上の噴気作用がかなり発達している場に、また火砕堆積物を有する底質帯にも存在しないという意外な事実も理解できる。妨害要素になっているのは、A. P. Lisitsyn (1971) の図によると、3-10 mm/1,000 年 という大きな堆積速度である。いい換えれば、噴気作用が下から働く所では、その噴気生成物は続成作用によって固結し、その際に物質再配列のプレーキとなるのは豊富な CaCO₃ の供給であり、部分的には SiO₂ の供給であるが、幾分かは噴気物質そのものの挙動も関係する。

ほとんどの場合に鉱石団塊濃集域中の団塊は、またその外側の団塊も、堆積層の表面に分布し、ごく一部のものが軟泥層の表面下 10-20 cm の部位に賦存するにすぎない。この繰り返し確認されてきた事実は海洋観測船「メンデレーエフ号」が鉱石団塊濃集域 II と III を迎った第 9 次航海時に観察した結果によって現在さらに補足されている。すなわち、現世堆積物の表面下 0-2 cm, 0-3 cm の部分はそれ以外の部分に比べて Mn とその随伴元素 Co・Ni・Cu・Mo などにはっきりと富んでいることが明らかにされた(I. I. Volkov, 私信)。

かくして、概括次のようにいうことができる。すなわち、最小堆積速度を備えたハリストチック帯の堆積物上部 0-2 ないし 0-3 cm は一般にマンガンに富んでいることを特徴とし、それはマンガンの分散体と鉱石団塊の形をとっている。

マンガンが富化した原因はなんであろうか。富化区域の現世堆積層の厚さ 2-3 cm が時間にして (10-20)×10³ 年に、すなわち鮮新世最末期および完新世に相当することを考えてみたい。この時代には、北半球諸大陸の集水域から水原が融水した後に亜熱帯地方への河川の固体運搬量が減少し、そのことも適当な形で堆積速度に影響している。そして堆積速度は限界堆積速度の境界点を越えて、それより小さくなったと思われる。そのためにハリストチック域 II と III の現世底質堆積層最表層中のマンガン含有量とその随伴元素の含有量が全体的に高くなり、鉱石 Fe-Mn 団塊が出現したのである。

大西洋亜熱帯地方における堆積作用の鈍化が K. K. Turek'yan によって確認されているし、黒海とカスピ海の完新世でも鈍化は確かで、したがって太平洋の亜熱帯気候帯の場合も予想できる。

Fe-Mn 団塊は、周知のように、当該鉱石濃集域の海底起伏ととくに関係が深く、高距 200-300 m, 面

積 1-3 km² の丘状隆起体上では同団塊が大きく、同隆起体間の凹地上では小さい。それに対する解釈 (Skorniyakova, Andrushchenko, 1970) は同隆起体上での堆積速度が隆起体間の凹地の場合よりも小さかったためとされている。なぜかといえば、当該隆起体から微細な物質の一部が底層水の運動によって凹地に洗い落されるからである。この考え方は本論文で展開されている概念と完全に一致するものである。

最近 10-15 年の間にいろいろな海域で海底面下のいろいろな深さの所に埋もれた Fe-Mn 団塊層が発見されてきた。当該埋没層産の団塊は鉱物組成および化学組成からみると、現海底表面に賦存する鉱石団塊と本質的にいかなる差異も認められない。したがって、われわれは当該海底域に堆積物がゆっくりと送り込まれたことに原因する速度のきわめて遅い堆積作用のモーメントに団塊の成因を求めざるを得ないという根拠を持っているのである。まさに埋没鉱石団塊層を有する海洋底質断面は遠海部における堆積過程の変動の「年代記」のようなもので、鉱石団塊層は堆積速度鈍化のモーメントであり、その間に分布する層はセジメントジェネシスの促進期間のモーメントとなるものである。

N. S. Skorniyakova と P. F. Andrushchenko (1970) が分類した鉱石団塊域は団塊産出度の分布が 0.1-3.0 kg/m² ないしそれ以上とかなりおおざっぱなことを特色とするが、各鉱石団塊域内の団塊の組成は多少とも一定したものとなっている。この鉱石団塊域の鉱集の性質には 2 つの原因がある、とされている。すなわち、1 つは海底の丘状地形の影響が強いことであり、もう 1 つは団塊形成層の堆積速度が変動したこと（ところによっては堆積速度が限界速度近くになるまで、あるいはそれを越えるまで増大して団塊生成作用が局部的に全く行われ得なくなるまで弱まり、またところによっては堆積速度が団塊の生成に適したものとなってもっとも産出度の高い鉱石団塊田—「鉱集」—が出現する）である。

もしハリストアチック域 II と III に鉱石 Fe-Mn 団塊生成の限界堆積速度があるとすれば、この両ハリストアチック域外に、堆積速度が大きい地域に個々の団塊が生じていることはどう理解したらよいのか。筆者はそこでも上と全く同じ 2 つの原因が働いているものとする。両者はハリストアチック域外でも限界速度に近い堆積速度の遅い地域を局部的に作り出す。そしてそのような地域にも半端な団塊が生ずる。さらにハリストアチック域から遠ざかれば遠ざかるほど、限界速度に近い堆積速度を有する部分は少なくなり、団塊の存在はまれになり、萌芽的、不完全な性状のものが多くなってくる。

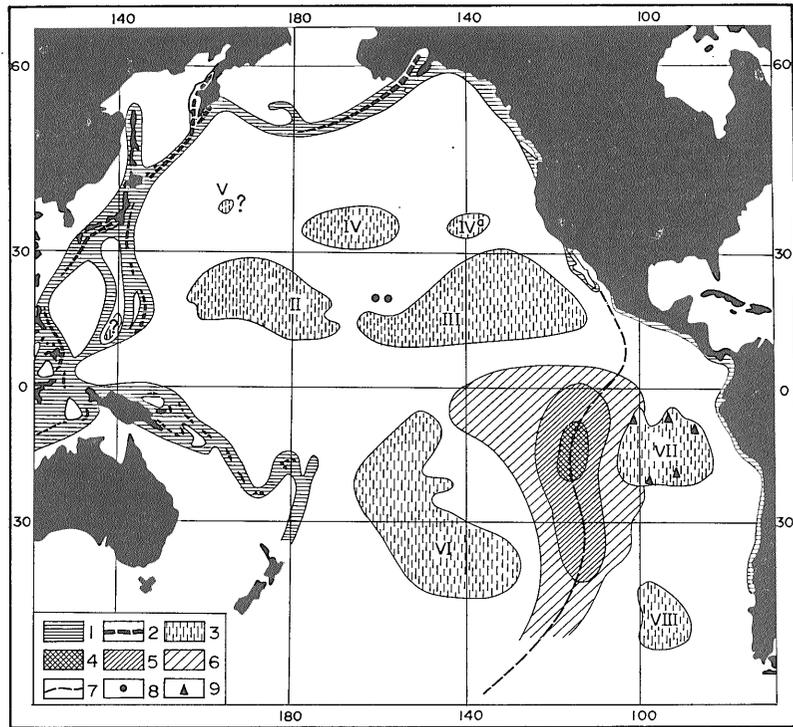
以上のように、遠洋性鉱石団塊生成作用の決定的な要素としての堆積作用の速度に関する概念は無理も内部矛盾もなく、現在よく知られた Fe-Mn 鉱石団塊についての事実を全体として説明できるものとなっている。

3. Fe・Mn 鉱石団塊集積体と火山作用現象との空間的關係

ここで問題の別の側面、すなわち鉱石 Fe-Mn 団塊集積場所と確認済み火山活動域との空間的關係に目を向けよう。

周知のように、太平洋には爆裂型と噴気-熱水型の 2 形態の火山現象がみられる。前者の結果となるのは主として火砕堆積物（火砕堆積フォーメーション）であり、噴気や熱水は抑えられがちだが、後者の場合は火砕物をほとんど完全に欠き、気水溶液の流出がいちじるしい。

火砕物の堆積水域は現在すでにかなりよく知られていて、繰返し図に現されている。第 5 図は Yu. M. Pushcharovskii と G. B. Udintsev (Tectonic map of Pacific segment of the earth, 1970) の図と P. L. Bezrukov と I. O. Murdman (1971) の図を基礎にして火砕物堆積水域を示したものである。図示された水域外にも現世の海底火砕物噴出域があるかどうかは、厳密に言えば、知られていない。太平洋西北部でのその存在を証明する試みはなされている (V. I. Chaimikov, M. A. Repechka) が、海底爆裂火山活動による論拠が薄弱なので、彼らの指摘は採用し得なかった。E. Bonatti が 1965 年にメンドシノ断裂帯水域のハイアロクラスタイト質凝灰層について記載し、同層を熔岩の飛散を伴った海洋玄武岩の海底噴出に結びつけている。しかしそれらの過程が実際に現世のものであったかどうかは判っていない。



- 1: 所によって背斜隆起上の炭酸塩層に移り変る火砕堆積層
 2: 現世火山作用域 3: I-VIII: 鉱石 Fe-Mn 団塊集積域
 噴気-堆積炭酸塩層発達域
 4: 噴気作用強 5: 噴気作用中程度 6: 噴気作用弱 (噴気過程終期)
 7: 東太平洋海嶺 8: ハワイ諸島の火山活動 9: ペルー-鉱石団塊集積域の同団塊確認地点

第5図 鉱石 Fe-Mn 団塊集積域と火山作用発達域との関係

現世の海底噴気-熱水活動範囲を確定する問題はさらに複雑な状態におかれている。そのような範囲を十分に意味のある形で最初に指摘したのは N. S. Skornyakova (1964) で、それは底質表層中の Fe と Mn の分布図にもとづいてのことであった。1966-1969 年にその仮説は K. Boström と M. Patterson (1969) によって証明された。K. Boström らは Risepac の調査資料によって東太平洋海嶺で Fe と Mn に富み、かつ、同海嶺の下に賦存する貫入体からの熱流量の高い地帯と空間的に密接な結びつきをもっている炭酸塩底質堆積層を発見したのである。当該論拠システムでの後者の要素にもとづいて、筆者 (Strakhov, 1974_i) は底質堆積物に混じった赤色粘土がもたらしている堆積起源の、金属元素 (Fe+Mn + 微量元素) と噴気そのものによる部分とを、底質堆積物の非炭酸塩物質を用いた計算法によって区別する十分に信頼できる方法を開発し、太平洋南東水域の底質堆積物中で噴気成分が重要な役割を果たしていることを証明した。

結果として、同水域には Fe-Mn 有孔虫軟泥の幅広い完新世-新第三紀噴気-堆積生成体が存在すること、それを構成する確実に噴気成の成分は非炭酸塩物質の 60-90% を形作ること、ところによってはその實際上全部を占めていることが明らかになった (Strakhov, 1974_i)。計算によると、普通の底質堆積物の場合にはそれが 8-15% である。

空間的にはこの噴気-堆積生成体は一部が東太平洋海嶺上に、一部がそれに隣接した海底に位置し、全体として同海嶺範囲の総面積の約 1/4 を占めている。同生成体の穿孔層厚は 6m であったが、その基盤面までは到達せず、したがって真の厚さはそれより数倍大きいものと思われる。

穿孔された部分では当該生成体は延長も幅も変化に富むのが特徴で、あるいは玄武岩と凝灰層の地域

に移り変わり、あるいは非炭酸塩物質中の金属成分の総含有量が急変する。同時に、その垂直断面は炭酸塩部と珪酸塩 - 金属成分の相関関係および非炭酸塩物質中の金属成分 (Fe, Mn など) の相関関係も比較的安定していることを特色とする。

その中でも金属元素がもっとも高く濃集しているのは海嶺に相当する部分、とくにその軸部の底質層範囲である。海嶺から遠ざかるに従って非炭酸塩物質は概して金属元素に乏しくなっているが、やはりその貧化する含有量を背景にして高い含有量を備えた一連の地点 (たまり) が賦存する。噴気物質の組成は非炭酸塩物質で換算すると多くの特徴を有し、とくに海嶺部分にその特徴がはっきり現れている。その成分中には Mn (最高 8.8%), V (最高 $630 \times 10^{-4}\%$), As (最高 $400 \times 10^{-4}\%$), B (最高 $830 \times 10^{-4}\%$), Hg (最高 $400 \times 10^{-7}\%$), U (最高 $10 \times 10^{-4}\%$) が多い。Co, Ni, Cu, Pb, Zn の含有率も高いが、これらの元素の場合は主として海嶺外方の、海嶺に隣接した海底部に賦存し、含有率は海嶺部分の場合よりもはるかに大きい。

当該噴気 - 堆積生成体の一つの特徴をなしているのは、 Al_2O_3 が噴気物質の構成成分でなく、底質堆積物に混在する赤色粘土によってもたらされたにすぎない、ということである。したがって、Al 含有率分布図 (非炭酸塩物質に対する 100 分率で表した図) を組み立てると、その最小含有率から噴気作用の最大活動場所を決めることができ、さらに増大してゆく Au 量値によって「たまり」から、この場合には東太平洋海嶺から遠ざかるにつれ鉱石塊生成過程が弱化する状況を把握することができることになる。

太平洋南東水域外には、確実にしかも十分に効果的な噴気 - 熱水活動区域はまだ発見されていない。

ではここで、火山活動区域と前述の鉱石団塊の分布との関係に目を向けてみたい。

とくに興味があるのは噴気作用がもっとも強く働いている東太平洋海嶺と団塊との関係である。噴気説の観点からすると、この水域は鉱石団塊濃集体の生成にもっとも適していたはずである。ところが、N. S. Skornyakova らの図 (Skornyakova, Andrushchenko, 1970, 第 93 図) では団塊の採取を試みた 18 測点のうち 13 測点が全然団塊を産せず、5 測点で発見されたにすぎない。このデータは海嶺南半 (南緯 20° 以南) のもので、北半の場合は団塊に関する情報を欠いているが、この北半部の問題の現状は全く別のものである。

これらの事実は、同海嶺において噴気作用が強く働いているにもかかわらず、団塊生成作用はわずかに進んでいるだけで、量的にはいい現しようもないほど少なく、鉱石団塊は存在しないことを示している。当該噴気 - 堆積生成体の穿孔断面 (まだ 6m にすぎないが) でも鉱石団塊は認められない。同海嶺範囲の外側には団塊が「しばしば」産出するが、量的には表現し難い。

例外は噴気 - 炭酸塩堆積層東縁部に沿った小地域、すなわち第 5 図の VII 域が当該堆積層分布域にかすかに「ぶつかっている」場所である。しかし考慮しなくてはならないのは、この「ぶつかっている」鉱石団塊区域がわずか 1 測点の記録 (第 5 図で VII 域北西部に三角形でもって示してある) だけから画かれ、噴気 - 炭酸塩堆積層に覆われた範囲がすでに噴気過程の影響の消えた部分 (Al 3-7%) に変わる所に相当する、ということである。しかし、噴気 - 炭酸塩堆積層の圧倒的大部分は鉱石 Fe-Mn 団塊集積域から明らかに離れて分布している。

太平洋の団塊と火砕堆積層の関係にはかなり特徴がある。N. S. Skornyakova の図 (1970, 第 93 図) では、このすべての火砕堆積層が、鉱石団塊濃集体は無論のこと、全体として団塊欠除の記号で表現されている。

そこで、われわれは逆説的な図解図の前にいることに気づくわけである。

支配的な仮説によると、火山源 - 堆積成の鉱石 Fe-Mn 団塊集積体は爆裂形態と噴気形態の確実な現世火山現象発達帯・発達域を避ける。量的評価に耐える特別な生成体としての団塊は東太平洋海嶺とその隣接地区のあちこちに存在しているが、火砕層帯にはこのような形態の団塊さえ賦存しない。現在では存在しない理由も判っている。すなわち、火砕層や噴気 - 堆積層の形成域における堆積速度は鉱石団塊形成限界速度をはるかに越えていて、そのために同団塊の生成をみないのである。Fe と Mn は分散・非濃集続成作用によって当該層中に残ったわけである。

だが、噴気-堆積層および火砕層の分布域からそれより離れた鉱石 Fe-Mn 団塊濃集域に、多量の Fe-Mn 団塊の生成を保障するため、やはり豊かに溶解した物質が送りこまれるのであろうか。

この問題はわれわれを 1955 年に N. S. Shatskii が提起した遠地火山源鉱石生成系説にもって行くことになる。周知のように、この仮説はかつて多くの専門家によって検討され、批判され、擁護されてきた。そして、現在その立場ははっきりしてきている。

遠地火山源層の概念をうち出し、発展させたソ連科学アカデミー地質研究所の堆積岩石学者たちは、最終的に、N. S. Shatskii の説明にある遠地火山源鉱石生成系 (エマネーションの源から数 100 km、さらに数 1,000 km 離れた所) は存在しない、という結論をひき出した。その隔りは「数 10 km」にすぎない (Sediments-formation ……., vol. II, 1968)。この値は筆者による決定値 15-25 km に近い。このような遠隔程度であれば、問題は解決する。図 (第 5 図) の規模では、噴気溜から数 10 km 離れた場所の Fe と Mn の集積部分は噴気-堆積層や火砕層そのものの境界を事実上はみ出さない。

実際には、図上の鉱石 Fe-Mn 団塊は火山活動区域から数 100 km・数 1,000 km も離れている。したがって、この種の団塊が実際にそのような遠隔の噴気溜から生成する可能性はないのである。

太平洋南東域の噴気-堆積層は非炭酸塩-非珪質堆積物中の Fe と Mn の含有率の急減をはっきり示している地帯によって鉱石 Fe-Mn 団塊集積域 (II+III) と分けへだてられていること (Strakhov, 1974) を上記につけ加えたい。今までなぜか注意が払われなかったこの鉱石 Fe-Mn 団塊集積域の存在は、おそらく、太平洋南東域から北半球水域に噴気成の Fe と Mn が送り込まれたことを意味しないだろう。

結局のところ、太平洋における鉱石としての Fe-Mn 団塊の集積は火山溜からでなく、集水区からの物質の供給によって行われ、海底上の集積場所 (最小堆積速度を備えたハリストチック域 II・III では) は水盆の流体力学的条件と Fe・Mn の酸化物の性質に規制されている。当該集積体は起源からいっても、その生成と分布を規制する要素からいっても、典型的な外因性生成体である。

Fe-Mn 団塊の形成・集積に関する以上のような解釈は、もちろん、個々の海底活火山上に局部的な噴気作用によって Fe と Mn の皮殻やその他の生成物が生じ得た可能性を奪うものではない。だが、このような場合はさらに発見につとめる必要があり、詳しく記録されなくてはならない。とはいえ、そのような例が鉱石 Fe-Mn 団塊の成因の一般図式を変えることはないだろう。

4. 遠洋における Fe・Mn 集積体の 2 種の生成型式

要するに、太平洋遠洋部にはきわめて多様な要素によって空間的にきり離され、規制された 2 種の生成型式の Fe・Mn 集積体ははっきり認められる。

第一は内因性のものである。この型式のものは地殻深部から、おそらく上部マントルから上昇した噴気によって生成している。現世のその例は太平洋南東域の噴気-堆積成炭酸塩層である。Fe と Mn の含有量からすると、これはまだ本当の鉱石でなく、発達不良の鉱体であるが、内因性の示徴ははっきりしている。太平洋内でのその分布を規制している主な要素は構造要素である。この型の Fe・Mn 集積体は東太平洋海嶺中部とそれに接する区域にもっともはっきりした形で賦存し、そこから南太平洋海嶺に、次いでインド洋中央海嶺に、そしてさらに中央大西洋海嶺に移っている。

このような構造地質的な Fe-Mn 集積位置は K. Boström ら (1969) の図で明瞭に読みとれる。同図では、Fe-Mn 集積体が「低アルミナ底質」という名称で画かれ、膨大な距離にわたって延長しながら当該噴気成低アルミナ集積体は海洋流体力学作用を全く受けつけないで、ハリストチック域や環流を横断している。金属成分の組織上の特徴となっているのは到るところでそれが非晶質であること、魚卵状組織を欠くこと、団塊形態の産出度がきわめて低いことである。加えて、金属沈殿過程の発達程度は諸中央海嶺のさまざまな区域における構造の生命の強さおよび同区域におけるそれぞれの熱流量の大きさに規制されている (Boström ほか, 1969; Horowitz, 1968)。内因性型式の場合、集水域からの物質の供給、海底における同物質の量と分布様式との間にいかなる関係も存在しないことはいうまでもない。

第 2 は外因性のものである。これは前に述べた随伴元素を伴って大量に発達する Fe-Mn 団塊である。

この場合、すべてが集水域から供給される物質の量、水盆中での同物質の分別能力、最小堆積速度域を遠洋帯で作り出す流体力学的条件に規制される。これらのことは太平洋の例で十分明瞭であるが、インド洋および大西洋の場合と比較すれば一層はっきりする。

周知のように、 B/L^2 値は上記3大洋の場合大きく異なっていて、大西洋では 0.32、インド洋では 0.09、太平洋では 0.04 である。これらの数値に対応して、実平均堆積速度 (A. P. Lisitsyn の図による, 1971) は大西洋が 30-100 mm/1,000 年、インド洋が 10-30 mm/1,000 年、太平洋が 3-10 mm/1,000 年の範囲、すなわち B/L 値の変化と平行的に変わっている。

したがって、鉱石 Fe-Mn 団塊集積体をもっとも広範に発達することがすなわち太平洋の特性であり、インド洋ではその発達はかなり小規模で、その上噴気作用を伴った中央海嶺の外に賦存している。大西洋に関していえば、その主な Fe·Mn 賦存形態 (分散形態のほか) は微団塊ないしマンガン鉱物粒である (Diets, 1955)。加えて、赤色粘土中ではマンガン鉱物粒を伴った試料が総採取試料個数の 43%、グロビゲリナ軟泥の場合に 6%、青色軟泥で 4%、翼足虫軟泥で 15%、火山軟泥で 1% (102 試料中ただの 1 個) を占めている。中途半端な Fe-Mn 微団塊の産出はまれである。大西洋の鉱石団塊集積域としてはアメリカ沿岸に近い「ブラック」海台の海深 200-1,000 m の区域とパーミュダ諸島の南東海底のわずか 2 域が知られているにすぎない (Mero, 1965)。前者の鉱石団塊集積域は遠洋型 Fe-Mn 集積域に入るものでなく、そのため大西洋ではパーミュダ鉱石団塊集積域だけを遠洋型のものとしてなくてはならない。この鉱石団塊集積域は最小堆積速度域である北大西洋ハリスタチック域中央部に位置している。規模のもっとも小さい北極海水盆には遠洋型 Fe-Mn 団塊はない ($B/L=0.92$)。

以上のように、諸海洋水盆の場合を比較・検討した結果は海洋の面積が小さいものほど、集水域から供給される堆積物質の分別能力が小さくなるほど、ハリスタチック域に特有の団塊 Fe-Mn 鉱の形成は乏しくなり、結局は生成作用が行われなくなる。これらの鉱石団塊とその生成機構が外因性であることは明らかである。

文 献

- P. L. BEZRUKOV, I. O. MURDMAN (1971) Sedimentary formation of oceans: in Book "History of world ocean", Nauka, Moscow (in Russian).
- P. L. BEZRUKOV, V. P. PETELIN, N. S. SKORNYAKOVÁ (1970) Mineral resources of Ocean: in Book "Sediments-formation in Pacific ocean", book 2, Nauka, Moscow (in Russian).
- I. I. GUSHCHENKO (1965) Cinders of Northern Kamchatka and the conditions of their formation: Nauka, Moscow (in Russian).
- L. I. LEBEDEV, YE. T. MAEV, O. K. BORDOVSKII, L. S. KULAKOVA (1973) Sediments of Caspian sea: Nauka, Moscow (in Russian).
- A. P. LISITSYN (1971) Velocity of recent sediments-accumulation in oceans: Okeanologiya, No. 9 (in Russian).
- I. O. MURDMAN (1971) Sedimentation in recent geosynclinal region of Pacific ocean: in Book "History of world ocean", Nauka, Moscow (in Russian).
- YU. M. PUSHCHAROVSKII, G. B. UDINTSEV (1970) Tectonic map of Pacific ocean segment in the earth. Scale 1 : 10,000,000 (in Russian).
- M. A. RATEEV (1971) Modern conceptions on the distribution regularities of clay minerals in the sediments of world ocean: in Book "History of world ocean", Nauka, Moscow (in Russian).
- M. A. RATEEV, Z. N. GORBUNOVA, A. P. LISITSYN, G. I. NOSOV (1966) Climatic zoning of clay minerals distribution in sediments of world ocean: Lithology and useful minerals, No. 3 (in Russian).

- N. S. SKORNYAKOVA (1964) Dispersion iron and manganese in sediments of world ocean: Lithology and Useful Minerals, No. 5 (in Russian).
- N. S. SKORNYAKOVA, P. F. ANDRUSHCHENKO (1970) Iron-manganese concretions in the Pacific ocean: in Book "Sediments-formation in Pacific ocean", book 2, Nauka, Moscow (in Russian).
- N. M. STRAKHOV (1947) To the knowledge of the sea-sedimentation mechanism, I. Black Sea: Izvestiya of Science Academy of USSR, geological series, No. 5 (in Russian).
- N. M. STRAKHOV (1974₁) Geochemical asymmetry of Pacific ocean sediments: Lithology and Useful Minerals, No. 1.
- N. M. STRAKHOV (1974₂) Central-oceanic range as the ore components origin in oceans: Lithology and Useful Minerals, No. 3 (in Russian).
- N. M. STRAKHOV, L. YE. SHTERENBERG, V. V. KALINENKO, YE. S. TIKHOMIROVA (1968) Geochemistry of sedimentary manganese-ore masses: Nauka, Moscow (in Russian).
- N. S. SHATSKII (1955) Phosphorite-containing formations classifications of the phosphorite beds: in Book "Conference for the sedimentary rocks", vol. 2, Publishing by Science Academy of USSR, Moscow (in Russian).
- K. BOSTRÖM, T. KRÄMER, S. GARTNER (1973) Provenance and accumulation rates of opaline silica, Al, Ti, Fe, Mn, Cu, Ni and Co in Pacific pelagic sediments: Chemical Geology, vol. 11, No. 2 (in English).
- K. BOSTRÖM, M. H. PATTERSON (1969) Origin of aluminium-poor ferromanganese sediments in areas of high heat flow on the East Pacific Rise: Marine Geology, No. 7 (in English).
- K. BOSTRÖM, M. PATTERSON, O. JOCUSUU, D. E. FISCHER (1969) Aluminium poor ferromanganese sediments on active oceanic ridges: Journal of Geophysical Research, p. 3261-3270 (in English).
- GRIFFIN and all. (1968) The distribution of clay minerals in the World Ocean: Deep-sea Research, vol. 15 (in English).
- R. S. DIETS (1955) Manganese deposits on the north-eastern Pacific Sea floor: California: Journal of Mines and Geology, vol. 51, No. 3 (in English).
- J. GRIFFIN, H. WINDOW, E. GOLDBERG (1968) The distribution of clay minerals in the World Ocean: Deep-Sea Research, vol. 15 (in English).
- J. MERO (1965) Mineral resource of the Sea: Amsterdam (in English).