

海底鉱物資源の成因・探査技術・開発の将来展望

中尾 征三 (海洋地質部)
Seizo NAKAO

1. はじめに

海底鉱物資源という言葉を広義に解釈すれば、それは陸上で地下資源と呼ばれるものの全てに加えて、現在の海底に特有のものを若干含むといっても過言ではない。

石油や石炭ばかりでなく、陸上の地層や岩石に含まれる各種の鉱床が、海底に続いていたり、あるいは鉱床としては独立していても、陸上から海底へ連続する地層・岩体中に存在することがあっても不思議ではない。一方、マンガン団塊やコバルト・クラスト等は陸上で同等のものがほとんど見られないタイプの資源であるといえる。本文では、金属資源として注目されてきたマンガン団塊、海底熱水鉱床及びコバルト・クラストに加えて、農業資源としてその偏在性が問題となっている海成燐灰土の成因、探査手法、開発の可能性等を簡単に紹介する。海成燐灰土の分布・成因に関しては、中尾 (1984) を要約して記述し、関連の文献は省略する。

2. マンガン団塊

2.1. マンガン団塊とはどんなものか

今回取り上げる海底鉱物資源の中で、マンガン団塊ほど長年にわたって科学的・経済的な興味の対象となってきたものは他にない。マンガン団塊は既に19世紀の末に発見され、1950年代になってから、主に銅やニッケルの新しい資源として注目を集めるようになった。マンガン団塊は、鉄・マンガン団塊あるいは多金属団塊とも呼ばれる。それは鉄-マンガンの酸化物等を主成分とし、銅、ニッケル、コバルト、亜鉛等の副成分を含み、“じゃがいも”のような形をした黒色の塊である。比較的浅い海の底や湖にも例はあるが、資源として世界的に注目されているのは、主に水深が4000~6000mの深海底表面にほぼ露出して産するものである。

マンガンは、それ自体が(金属マンガンとして)製鉄や製鋼の溶剤あるいは鉄との合金に使われる他、酸化物(二酸化マンガンを)乾電池や化学薬品の原料となるため、陸上のマンガン鉱物についての研究は1930年代にはかなり進んでいたと思われる。したがって、深海底のマンガン団塊が資源として注目されるようになると、その鉱

物学的・化学的研究は急速に進み、1950年代の後半から1970年代の末にかけて無数の科学的論文が著された。

2.2. マンガン団塊の成因

マンガン団塊の成因に関しては、①マンガン団塊の成長速度(百万年で数mm)はその下敷となっている堆積物の溜まる速度(千年で数mm)よりはるかに遅い。それにも拘らずマンガン団塊は堆積物に埋もれずに海底の表面にとどまっているのは何故か? ②マンガン団塊を構成する鉄、マンガン、銅等の元素は陸起源なのか、それとも海底から火山・熱水活動で供給されたものなのか? が大きな謎として長い間議論されてきた。これらの問題は、依然として根本的に解明されていない。しかしながら、銅やニッケルなど有用金属元素の濃集機構やマンガン団塊の形状や分布様式と堆積作用との関係等については、次に述べるように共通の認識が形成されているといえる。

まず、白井(1980)によれば、マンガン団塊の構成鉱物は第1表に示すように2つに大別される。ここでは仮に10Å manganateをT型鉱物、 δ -MnO₂をD型鉱物と呼ぶ。T型鉱物はMnを主成分として結晶構造中にCu、Ni、Zn等を副成分として取込んだマンガン酸塩鉱物である。副成分の総和のMnに対する原子比は1:6に近くそれを越えない。また、理想的にはFeを含まない。

一方、D型鉱物はマンガン鉱物というよりは、MnとFeを主成分とする結晶性の低い鉱物で、MnとFeの両酸化物が結晶学的関係を持って積層した構造と考えられている。

D型鉱物中のMnとFeの量比は1~2である。またCu、Ni、Znの含有量はT型鉱物の場合に比較して1桁近く低い。そして逆にCoが相対的に高い。さらに両鉱物の生成条件についてみると、D型鉱物は海水から沈澱した粒子が、化学的にはほとんど変化せず、機械的に凝集して団塊をつくっていると考えられる。これに対してT型鉱物は海水から沈澱した金属酸化物等の粒子が、少し埋められた状態で還元され、MnやNiが選択的に溶解されて海底近くに上昇・拡散し、再び酸素の多い

第1表 マンガン団塊の構成鉱物 (白井 1985)

	10 Å manganate	δ - MnO_2
光学的性質:色	灰白色	暗灰色
(反射光) 反射率	~13%	~8%
異方性	顯著	なし
硬度 (VHN)	52-112(平均82)	10-24(平均17)
微細構造	樹枝状 (小突起状) 均質薄層塊状 亀裂充填碎層構造など	成層構造 時に柱状
化学組成: Mn	30-50%	10-30%
Fe	0-2	11-18
Ni	0.7-3.1	0.1-0.8
Cu	0.9-2.3	0.1-0.8
Co	0.1-0.4	0.3-0.6
Si	0-1	1-8
団塊タイプとの関係	r (粗い表面)	s (平滑な表面)
産状	団塊と堆積物との境界面	団塊/岩石との境界面
形成過程	珪質堆積物の続成作用による間隙水中の溶存イオンからの再沈殿	海水中の酸化コロイド粒子の直接の沈殿

海水に接して沈殿したものと考えられている。中部太平洋のような深海海底の堆積物中で還元的な環境ができるためには 比較的有機物の量が多く 底生物の活動が活発なことが必要だと考えられる。したがって T型鉱物を主成分とし Cu や Ni に富むマンガン団塊は そのような海底環境が発達する海域に多く賦存するはずである。また マンガン団塊や堆積物中の金属元素の含有量を太平洋全体でみると とくに Cu は生物の生産性が高い赤道帯に濃集しており 海水からプランクトンに取込まれたものが 結果として T型鉱物中の濃度を支配すると考えられる。

次に 水野 (1985) によれば マンガン団塊の表面構造は 2つに大別され それが上記の構成鉱物と密接な関係をもっていることが明らかである (第2表)。この表で マンガン団塊のタイプの呼称とした r は その表面が粗である (ざらざらしている) ことを示す “rough” の頭文字を おなじく s は平滑なことを意味する “smooth” の頭文字をとったものである。また 表の最下段をみると Cu と Ni に富む r 型の団塊は賦存率が比較的低いことがわかる。

中部太平洋におけるマンガン団塊の分布様式を広域的にみると 低緯度域の生物高生産帯に 高品位 (Ni+Cu

第2表 マンガン団塊の2つのタイプ (水野 1985)

	r 型	s 型
表面の特徴	粗—細かく瘤状	平滑
産状	“埋没型”	“露出型”
優勢な鉱物	10Å マンガネート	δ - MnO_2
外形, 大きさ	球—楕円体状 時に多連状 < 6 cm ±	球 楕円体 円盤状 時に多連状 > 6 cm ± とする
Ni+Cu (%)	0.6~3.0 (2.0~2.4優勢)	0.2~2.0 (1前後優勢)
Mn/Fe比	2.5±~6<	<2.5±
賦存率(kg/m ²)	<10± (5±優勢)	~44(10-20優勢)

が) 低賦存率の r 型団塊が卓越し 北あるいは南に向かうにつれて低品位高賦存率の s 型団塊に移行するという一般的な傾向がみられる。また これを局地的にみると 海底地形の起伏やそれと一定の関係をもっている比較的新期の堆積物の分布状況に応じた変化が現れる。すなわち 3.5kHz の音波で検出できる音響的透明層 (アナログ記録で海底直下に見られる白い部分。音波を反射する面等が無く 下位の反射面まで透過していると考えられる。中部太平洋では第三紀~第四紀の堆積層に相当する) が発達せず 海底直下に不透明層 (中部太平洋では白亜紀~第三紀の堆積層であることが多い) が直接露出する場合には s 型団塊が 一方 音響的透明層が発達する (ただし厚さ120m程度まで) 場合には r 型団塊が分布する。

2.3. マンガン団塊の探査技術

これまでの経験では 海山等で石灰質堆積物が厚く堆積している場所にはマンガン団塊が皆無に近い。また 海山域は一般に起伏に富むため実際の採掘効率を考慮すれば 中部太平洋の場合には 水深4,500m 程度で浅の海域は 探査の対象からはずしても差支えないと思われる。一方 マンガン団塊は 通常 (DSDP 深海掘削計画の結果からは75%以上といわれている) 海底表面あるいはその直下に存在する。したがって 団塊が濃集する場所では 音波の反射率が周囲より高い。この事実を利用して 団塊の密集帯の広がりを把握する方法と下記の効率的なサンプリング法が 実際の探査で併用されている。

さて マンガン団塊の鉱石としての品位を知ることでも探査の一部として重要である。現在 そのために可能で迅速な方法は 何らかの方法でサンプルを採取し 船上で分析することである。海底表面から 20cm 程度の深さまでにある団塊を定面積で採取すれば 単位面積当りの賦存率 (kg/m²) は簡単に計算でき サンプルの一

部を分析して品位を評価することもできる。しかし水深が6,000mに達するような深海の底からマンガン団塊を採取する場合 一点のサンプリングに3時間近くを要するので ワイヤーの先端に取付けたサンプラーを使用すると 一日(昼間)に3点をこなすことは困難である。

そこで 通常は“ブーメラン・サンプラー”と呼ばれる自由落下・自動浮上式のマンガン団塊採取装置を2~3個 あるいはそれらとワイヤーライン式のサンプラーを組合せて 効率の良いサンプリングを行っている。

この方法を数10マイル間隔のグリッドで展開するが第一段階の探査であり その後 サンプリング間隔を随時狭め さらに 深海テレビカメラ等による海底の連続的な観察を行ったりして 商業的な探査が進められる。

2.4. マンガン団塊の開発展望

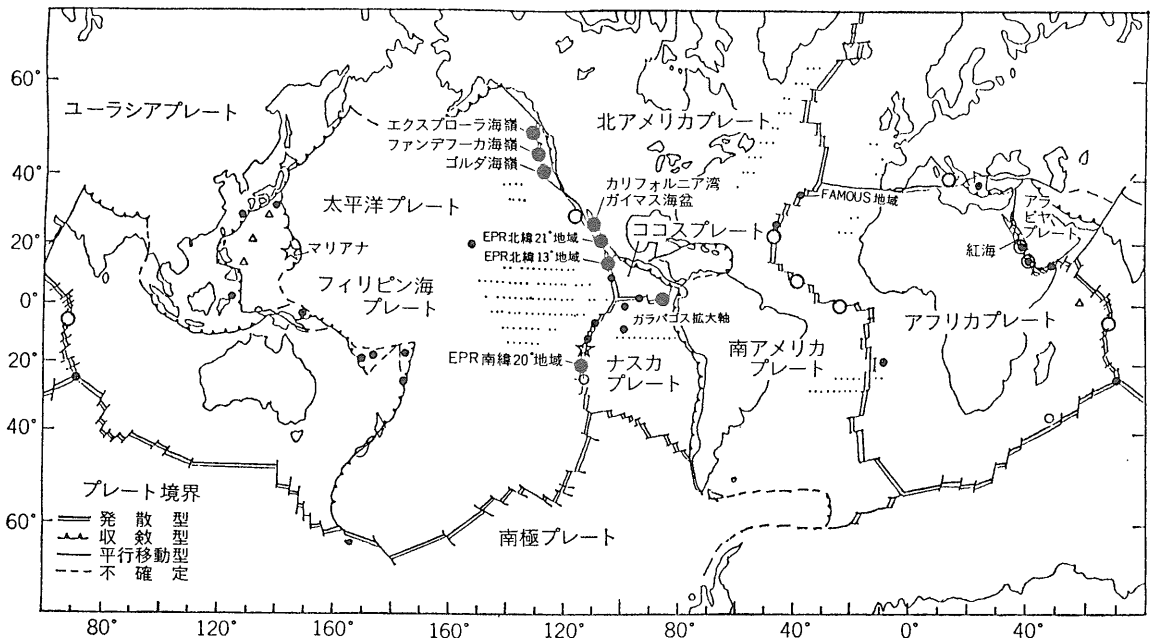
1970年代の中頃には 極めて近い将来 マンガン団塊が銅やニッケルの資源として採掘されるだろうと人々は考えていた。しかし 国連海洋法会議を通じて感じられた開発権獲得の難しさと その後の国際的な金属価

格の低迷等が原因となって 欧米諸国は開発への取組みを宣伝しなくなった。それに代って 後に述べるコバルト・クラストや熱水鉱床の方が先に開発されるのではないかとの見方が強くなっている。しかし 探査・開発に必要な技術の進展状況と 我が国が置かれている立場(銅の自給率% ニッケル及びコバルトは0%)を考慮すれば 採鉱装置の開発や国際海洋法条約の発効等を前提条件として 意外に早い時期に我が国が採掘を実施する可能性も残されていると考えられる。

3. 海底熱水鉱床

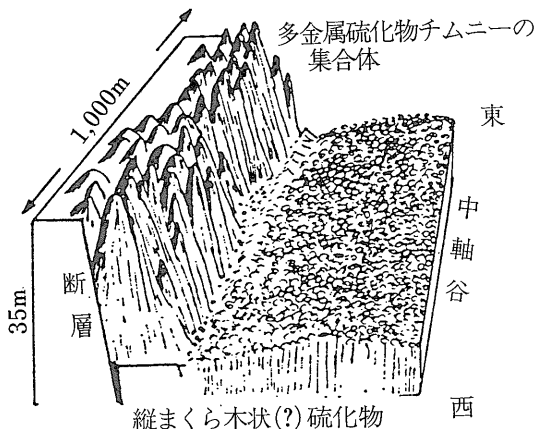
3.1. 紅海から東太平洋海膨へ そして我が国近海の島弧へ

海底熱水鉱床といえるものが世界で最初に紅海で発見されたのは 1960年代の中頃のことである。紅海の熱水鉱床は 多量の金属硫化物 硫酸塩 酸化物 水酸化物及び炭酸塩を含む末固結の堆積物(重金属泥と呼ばれる)であった。その後 紅海と同じように海底拡大の軸部

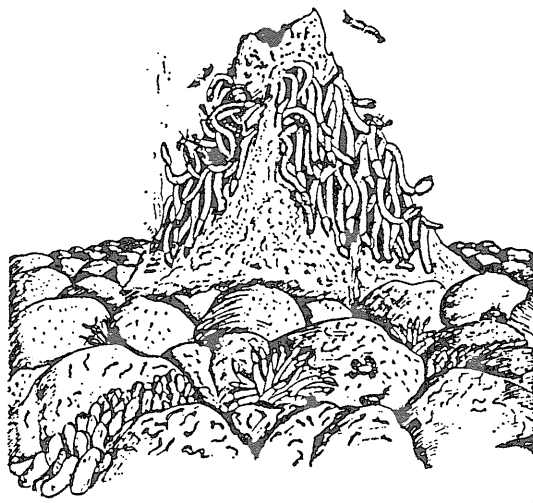


第1図 プレート境界と熱水鉱床及び熱水起源含重金属堆積物の分布(水野 1986)

大きな黒丸—塊状硫化物。小さな黒丸—鉄マンガン酸化物。大きな白丸—硫酸塩。二重丸—紅海の重金属泥。星印—塊状硫化物の存在が強く推定されているところ。三角印—基底含重金属堆積物。細かい点の範囲—基底含重金属堆積物が多くの深海掘削コアから発見されている範囲。基底含重金属堆積物とは 過去の地質時代の中央海嶺または背弧海盆の拡大軸で形成された熱水起源の重金属にとむ堆積物が形成後のプレートの移動 その上での堆積物の堆積に伴って 遠隔地に移動し 現在 厚い堆積層の基底(大洋底玄武岩の直上)に埋没しているものの総称である。深海掘削の手段によってのみ発見が可能である。



第2図 ガラパゴスリフトで発見された非活動的煙突(チムニー)からなる metalliferous ridge (Malahoff 1982). (湯浅(1983)より転用)



第3図 熱水噴出口付近の tube-worm と二枚貝のスケッチ (東太平洋海膨北緯21度の例 Francheteau et al. 1980). (湯浅(1983)より転用)

に相当する大西洋中央海嶺 東太平洋海膨 ガラパゴス拡大軸等に期待が集まり 1970年代の後半から各所でいわゆる多金属硫化物鉱床が発見されている(第1図)。とくに 東太平洋海膨の“北緯21度地域”で米国の潜水船が1979年に観察した熱水の噴出現場や ガラパゴス拡大軸部で発見された巨大鉱床(長さ約1 km 幅200m 高さ35~40m)(第2図)などは 地球科学者の夢を掻立ててきた。また 熱水の噴出現場では それまで知られていなかった特殊な生物群が観察され(第3図) これが引金となって 太陽エネルギーに依存しない“深海湧水生態系”が海洋生物学の新しい分野となっている。

さて 研究の初期段階では 専ら中央海嶺が熱水鉱床生成の場として注目されていた。しかし 1980年代の初めには 海底の拡大軸ではなく 逆にプレートが沈みこんでいる海溝の内側(大陸側)に発達する火山性の弧状列島(すなわち島弧)にも 伸長応力場があって 次節に述べるような熱水鉱床生成の条件があるのではないかとの推測がだされた。我が国の周辺でいえば 伊豆・小笠原周辺や琉球諸島周辺などが これに該当するのではないかと云われる。とくに 伊豆・小笠原周辺では 島弧の中の活動的な火山 (=火山フロント)のすぐ内側に発達する細長い窪地は“背弧凹地”と呼ばれ 島弧活動に伴う拡大の場である可能性が高い(玉木ほか 1981)あるいは 島弧型の鉱床のひとつである黒鉱鉱床の生成場と似通った条件を持っている(藤岡 1983)といわれてきた。

工業技術院地質調査所では 1970年代の後半に日本周辺海域の広域海底地質図作成を目的とする調査を実施し

た際 伊豆・小笠原海域でマンガン団塊やマンガン・クラスト(主にマンガン酸化物からなる板状あるいは皮殻状の固結物)を採取し クラストの一部が熱水起源であることを明らかにしていた。このような背景の下に 地質調査所では昭和59年度から伊豆・小笠原海域を対象とし「海底熱水活動に伴う重金属資源の評価手法に関する研究」(工業技術院特別研究:昭和59~63年度の5カ年計画)を実施している。この研究を通じ 新たに 多数の地点で熱水性マンガン・クラスト等を採取したり 背弧凹地の一部で明白な熱水活動の徴候を検出したりしている(工業技術院地質調査所 1985及び中尾・湯浅(編) 1986)。さらに 西之島の南方約65kmにある海山のカルデラ内から熱水鉱床の片鱗ともいべき熱水性の硫化物(黄鉄鉱 閃亜鉛鉱及び黄銅鉱?)を発見している(海底熱水鉱床研究グループ 1986; Urabe et al. 1986)。

3.2. 海底熱水鉱床とは

マンガン団塊やコバルト・クラストという呼称は 特徴的な成分と形状を組合わせたものであり その成因については何も語らないが 海底熱水鉱床という呼称は文字どおり それが海底下の熱水活動に起源をもつことを示している。第4図に示されるように その生成原理は比較的簡単である。すなわち ①大洋中央海嶺付近の鉱床を例にすれば 海底下に浸透した海水が 拡大軸下のマグマ・高温岩体と反応し 金属成分に富む熱水となって上昇する。②熱水が海底に達するまで冷却されず また 沸騰もしなければ 海底上の海水に接して

急速に冷され 熱水中の金属元素(鉄 銅 亜鉛等)は硫化物の微小結晶として沈澱する. したがって 鉱床の生成に必要な基本的な条件は 海底下の比較的浅い所に熱源があることと 海水起源の熱水が十分に循環できるような割目などの発達していることである.

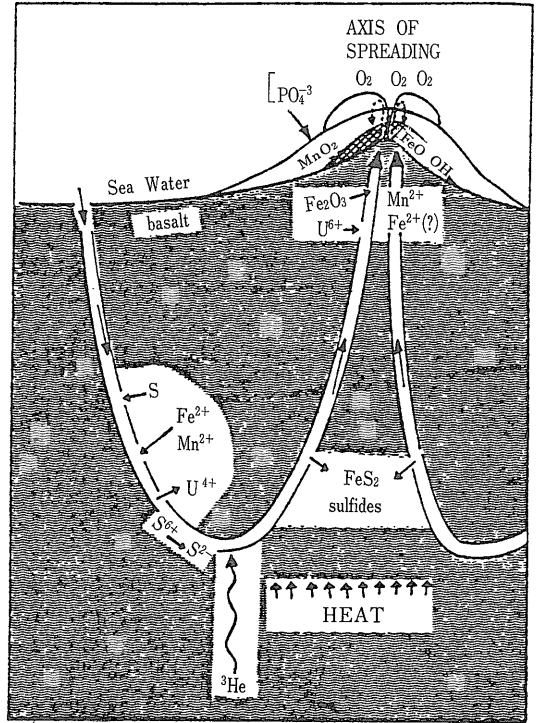
さて 熱水活動によって 海底に生ずる重金属の濃集体は 必ずしも硫化物だけではなく 鉄・マンガン(両者または片方)を主成分とする酸化物(クラスト状 塊状あるいは泥状)も随所で発見されている. ただし 酸化物の場合には 一般に有用な副成分に乏しいといわれており資源として注目されてきたのは 塊状の多金属硫化物(PMS=polymetallic massive sulfide)である. 熱水鉱床から取出されるであろう金属は いわゆるベース・メタルが主体であるが 場合によっては金 銀 あるいは他の希少金属なども期待できるのではないかと考えられる. ただし金に関するデータはほとんど公表されていない. なお これに関連して Broadus (1984) は熱水性硫化物を その主成分(銅または亜鉛)によって2つのタイプに分け 亜鉛に富むタイプが銀に富むことを示している(第3表).

3.3. 海底熱水鉱床の探査技術

海底熱水鉱床の探査技術については 我が国でも種々の機関が検討を重ね いくつかの報告書が出されている.

地質調査所が実施している「海底熱水活動に伴う重金属資源の評価手法に関する研究」も 対象海域こそ島弧という特殊な場ではあるが やはり 熱水鉱床の探査手法の体系化を目標のひとつとしている. ここでは この研究を開始する前段として行った「海底熱水鉱床の調査技術に関する調査」の結論から 熱水性鉱床調査の各段階概要と調査機器・技術について述べる. 第4表はその概要を示したものである(地質調査所 200海里フィージビリティスタディグループ 1983). その後 GPSと呼ばれるあたらしい人工衛星航法システムの導入が始まって大洋上のどこにいても 数10mの精度で船の位置を出すことが可能となりつつあることなど 若干の情勢の変化もあるが この表は熱水鉱床探査の基本的な骨格を示すという点で重要である.

熱水鉱床の探査では 先ず 熱水活動が存在する可能性のある場を抽出するための地形・地質構造探査が必要である. 堆積物の覆いが薄い海域では 海底地形から火山や海底拡大の軸部を検出することができるし 拡大傾向の場に形成されて熱水の循環経路となる正断層群は



第4図 中央海嶺拡大軸部の熱水系モデル(Bonatti 1975). 海底下へ浸透した海水が 拡大軸下のマグマ・高温岩体と反応. 重金属元素に富む熱水となって上昇. 海底近傍で海水と混合し硫化物あるいは酸化物として重金属が沈澱する. この図では硫化物は海底下の玄武岩中に沈澱するように描かれているが 熱水が海底に噴出するまでの間で海水との混合・それによる冷却が最小限に抑えられれば 熱水は高温かつ還元性を保たれるので 海底面上に硫化物を沈澱する.(湯浅(1983)より転用)

地質構造探査で把握されるであろう. 次に海底下あまり深くない場所に熱源があれば 種々のスケールで重力の低異常や地磁気強度の低下が観測されるであろう. さらに 何らかの熱水循環があれば 高地殻熱流量や底層海水の微妙な温度変化が観測され あるいは海水中にメタンやヘリウムといったガスが異常に溶存されているであろう. そして 実際に循環する熱水が 有用な金属成分を海底に運んできているとすれば それが低温のものであっても 鉄・マンガン酸化物をクラストとしてあるいは堆積物中の微粒子として沈澱させているであろう. 第4表を注意深く見れば理解できるが 広い意味で熱水活動の存在を示すこれらの指標は それぞれが独立に各調査の段階を形作るのではなく 各段階で 観測の密度と適用される手法が少しずつ変わっていくのである. 将来的には 経済効果をも考慮して フローチャ

第3表 熱水性硫化鉱床のタイプ (Broadus 1984)

金属 (品位)	タイプ I の硫化物	タイプ II の硫化物
カドミ (g/t)	31	n. a.
銅 (%)	5	1
鉛 —	trace	trace
銀 (g/t)	10	300
亜鉛 (%)	0.14	30

タイプ I : ガラバゴス付近で見られるような銅に富む硫化物

タイプ II : グァイマス海盆やファンデフカで見られるような亜鉛と銀に富む硫化物。

第4表 海底熱水鉱床調査の各段階の概要と調査機器・技術 (地質調査所海里フィージビリティスタディグループ 1983)

調査の段階	1. 広域的概査	2. 選定海域の概査	3. 存在指標高強度海域の精査	4. 熱水活動・熱水鉱床調査
調査の概要 対象となる地域の広がり とスケール	海底地質・地質構造調査 任意の海域 (島弧, 海嶺, 海山群), 100万分の1	精密な海底地形・地質調査 2000~400km ² 10万~5万分の1	海底表層部微細地形・地質構造調査及び海底観察 25~5 km ² 1万~5000分の1	潜水調査船による海底調査 5~0.25 km ² 5000~1000分の1
目 標	海底火山活動海域の選定及びそこにおける断層構造の検出	地球化学的, 地球物理的存在指標の検出及びその強度分布の解明	熱水活動・熱水鉱床地帯に特有の地形・構造の検出	熱水活動・熱水鉱床の目視確認
存在指標	地形・地質 化学的性質 物理的性質 その他	○ Fe・Mn 酸化物, 岩石の熱水変質 ○ 堆積物中の Mn 濃度, 海水中の CH ₄ , ³ He, 全溶解性 Mn の異常 ○ 重力, 残留磁気, 地震波速度, 地殻熱流量の異常 ○ 海水温度の異常	○ マウンド地形, チムニーの存在 ○ 特有生物群集の存在	
調査項目と機器・技術	測位方式 地形・地質調査 地球化学的調査 地球物理学的調査 その他	人工衛星航法 (NNSS), ロラン C NNSS とロラン C の複合航法	音響航法 (トランスポンダースystem) 音響航法	音響航法 潜水調査船による目視観察, 試料採取, 各種測定
	12kHz PDR による測深 エアガン・スパーカによる地質構造調査 ドレッジ・コアラ・グラフによる海底試料採取	マルチナロービーム測深, 広域型サイドスキャンソナーによる表層構造調査 (広域三次元海底探査システム), 深海曳航式地震波探査装置による精密地質構造調査, 海底試料採取, 深海 TV, カメラによる海底観察。	深海曳航観測機器による精密観察・測定 ○ 狭域型サイドスキャンソナーによる海底表層微細構造調査 ○ 深海 TV, カメラによる連続海底観察 ○ 深海プロトン磁力計による精密磁気測定 ○ 曳航式 CT D 観測 海底試料採取・分析	
	堆積物, Fe・Mn 酸化物等の化学分析	堆積物化学組成の系統的分析 海水中の CH ₄ , ³ He, 全溶解性 Mn の分析 (フリーフォール式測温多重採水装置)		
	海面上からの磁気, 重力測定, 地殻熱流量測定 地殻構造調査 (ソノブイ)	磁気, 重力, 熱流量の精密測定 海底地震計を用いた火山性脈動の検出及び地殻構造調査		
	CTD 観測	CTD 観測 (曳航方式を含む)		

ートのような探査マニュアルが作成されるべきであろうが 現在は 役に立ちそうなものを何でもやり 経験を積重ねながら探査手法の体系化を図っているという状態である。

3.4. 海底熱水鉱床の開発はいつ始まるか

海底熱水鉱床が資源として注目され始めた背景には マンガン団塊開発に関する種々の困難があった。 マンガン団塊と違って 熱水鉱床の一部は米国等のいわゆる排他的 (200海里) 経済水域の中に 産する可能性が高く その開発にあたって 国際的な根回しをする必要がない。 また 対象となる水深も 2,500m 程度と浅い。 マンガン団塊は 百万年に数mmしか成長しないので

実質的には一度採掘した場所は二度と対象にならないのに対し 熱水鉱床の多くは現在の熱水活動で生産されているので 同じ海域に再生される可能性がある。 さらに マンガン団塊には期待できない亜鉛 銀等の金属が熱水鉱床 (4.2の末尾に述べた亜鉛に富むタイプ) には期待できる。 熱水鉱床に関するこれらの利点が その開発への興味を一挙に高めたことは当然である。

しかし 現実には採算に合うような規模の鉱体がほとんど発見されていないし 現在予想できる経済的なインパクトが米国と日本の亜鉛市場に限られるだろうとの予想がある。 したがって 熱水鉱床の商業的な開発が今後20年以内に始まる確率は 10-30% であるとの見方もある (Johnson et al. 1985). ただし この場合も より

浅い水深の海域で鉱床が発見されたりあるいは島弧海域でより価値の高い貴金属や希少金属を含む鉱床が発見されれば様相は一変するであろう。またベースメタルそのものにしても我が国には鉱石の国内生産が皆無に近いという特殊な事情がある。いずれにしても他国が腰を上げてから慌てて採鉱装置等を設計して数年の遅れをとるといような事態は避けたいものである。

4. コバルト・クラスト

4.1. コバルト・クラストの正体

コバルト・クラストという呼称を初めて見出しコバルトが主成分をなすクラスト(皮殻状物体)が一定面積の海底を覆っているのかと思ひ込む人がいても不思議ではない。実はコバルト・クラストの正体を正確に表現するにはcobalt rich manganese crustと呼ぶのが適している。日本語でこれを富コバルト・マンガン・クラストと呼んだりあるいはコバルト・リッチ・クラストと呼んだりしている。このクラストの主成分はマンガンと鉄でありマンガン団塊の一部(s型団塊)と同様に海水から直接沈澱したものであるが柔かい堆積物の上ではなく堅い岩石(基盤の火山岩や燐酸塩岩)の上に沈澱して皮殻状をなすものである。したがってコバルト・クラストは海山の山頂や斜面に産することが多い。そのようなクラストの一部が比較的多量のコバルトを含むことは既にCronan & Tooms (1969)によって知られていた。

4.2. コバルト・クラストの研究史

原田(1986)によればマンガン団塊開発への熱意が少し冷えはじめたころに西独のチームがMIDPAC'81という研究航海で南太平洋のライン諸島から太平洋中央部にかけての海山の山頂及び斜面にマンガンクラストが広範に分布すること及び水深2,400mから800mの間に産するものにはコバルトが0.5%以上最高で2.0%も含まれることを明らかにした。また1つの海山に300万トンのクラストが賦存すると推定して海山城のクラストがコバルトの資源になりうるとした(Halbach et al. 1982; Halbach & Manheim 1984)。これを受けて米国(東西センター)はハワイ群島周辺の海山城の調査を行ってクラストがコバルト資源に成り得ることを示した(Clark et al 1984)。一方我が国では中部太平洋のマンガン団塊を研究する過程でハワイ南西の海山地域から採取されたマンガン・クラストに1%以上(最高1.56%)のコバルトが含まれることが1979年にわかってきた(当時地質調査所技術部の望月常一技官が分析した

第5表 伊豆・小笠原海域のフォスフォライト(サンプル9)と鉄・マンガン酸化物の化学組成(湯浅・横田 1986)

Site	1			2	3
Sample No.	3	9	10	323	368
Mn	13.82	2.30	14.26	19.4	26.8
Fe	12.12	1.23	15.01	19.0	7.7
SiO ₂	8.59	0.78	5.85	—	—
Al ₂ O ₃	3.43	0.73	5.85	—	—
MgO	1.77	0.39	1.39	0.91	3.05
CaO	2.38	48.02	5.80	0.56	0.52
P ₂ O ₅	1.16	29.94	5.81	—	—
Cu	0.05	0.01	0.02	0.051	0.064
Ni	0.27	0.07	0.25	0.322	0.975
Co	0.53	0.06	0.54	0.625	0.135
CO ₂	0.44	5.63	0.92	—	—

未公表資料による)。また湯浅・横田(1986)は小笠原海台から採取されたマンガン・クラストの一部が0.5%以上のCoを含みNi及びCuを合せてFrazer & Fisk(1980)の最小資源品位に達するとしている(第5表)。小笠原海台周辺についてはその後の地質調査所の研究航海で最大1.1%のコバルトを含むクラストが採取されている(白井 他1987)。一方1985年12月に東海大学海洋学部と社団法人資源協会が共同で行った東海大学の海洋調査船「東海大学丸二世」による調査で南鳥島南方の平頂海山から採取したクラストに平均0.9%程度のコバルトが含まれるといわれている(新聞報道による)。

4.3. コバルト・クラストの成因

コバルト・クラストの成因についてはコバルトを濃縮する因子を論ずる前にそもそもマンガン・クラストがどうして形成されるのかという問に答える必要がある。コバルト・クラストが注目され始めた頃Halbach & Puteanus (1984)は溶解実験を行って海水からの沈澱物中の鉄の主要な起源が炭酸塩質のプランクトン殻の溶解時に海水中に放出される鉄の水酸化物であることを明らかにした。さらに彼等はこの鉄の水酸化物中のMn/Fe比が海水からの沈澱によるクラスト中のMn/Fe比の約10分の1であることから炭酸塩質のプランクトン殻以外にMnの供給源を考える必要があるとした。一方Mnの供給についてはKlinkhammer & Bender (1980)が海洋の中層(中部太平洋で深度800~1,200m程度)に発達する溶存酸素極少層にマンガン酸化物から還元されて溶存態となった二価のMnが多量に存在し溶存酸素極少層の下面から再び酸化物として沈

降していくことを明らかにした。溶存酸素極少層よりも深い場所で炭酸塩質のプランクトン殻から溶出した鉄が上述の鉄の水酸化物となってマンガン酸化物と混合されたゲルを形成し海底の基盤岩上に沈澱すると考えるわけである。

さて肝腎のコバルトはどのようにしてクラストに濃集するのだろうか。太平洋のマンガン団塊中のCo濃度は銅やニッケルと逆に赤道帯東太平洋では低く中部太平洋海山群などで高い (Frazer & Fisk 1980)。また玄武岩中のCo濃度はFe+Mg含有量と密接な関係を持つことが明らかにされている (Carr & Turekian 1961)。これらのことからクラスト中のCo濃度が基盤の海洋底玄武岩の性質によって左右されているのではないかとの見方ができる。しかし実際には海水中のCo濃度は0.0n µg/lで河川水中の濃度より一桁近く低い (Robertson 1970) ものであるにも拘らず海水から直接沈澱したと考えられるタイプの鉍物組成をもつマンガン団塊が0.3%以上 (時に0.5%以上) のCo濃度をもつことも希ではない (たとえば Nakao et al. 1981)。これは上記のようにCo濃度が稀薄な海水からでも0.1%というCo濃度をもつ鉄・マンガン酸化物が簡単に生成するということになる。したがってCo濃度が1%以上のクラストもとくに海底近辺からのCo供給を考えなくても堆積 (沈澱) 速度の違い等で説明できると考えられる。一方Midpac '81海域のクラストは2つの成長世代をもち若い世代にはCoが逆に古い世代にはPt (白金) が多く含まれるといわれ (原田 1986) これらの元素の濃縮機構や時代による違いをつくった要因が関心を呼んでいる。

4.4. コバルト・クラストの探査手法

前々節に述べたように我が国でも若干のデータが取得されているが系統的な研究は1986年度に東海大学が開始したばかりである。したがってまだ手探りの状態であるが早くも効率の良い探査手法を研究・開発しようという動きがでてきている。

コバルト・クラストの成因や現在までの各国の調査・研究の実績に基づけば水深が数100m以深2,500m以浅に相当する海山の頂部及び斜面を探査対象海域とするのが順当であろう。次に海山の斜面の詳しい形態を把握することが必要でありそのためには最近我が国の調査船にも登場し始めたSEA BEAM (あるいはサイドスキャンソナーの一種であるSEA-MARK) のような音響装置による本格的なマッピングが第一段階の探査に使われるべきである。またこれと並行して3.5kHzサブボトムプロファイラーによる堆積層の発達状況について

の調査も行っておくべきであろう。

探査の第二段階では対象とした海山斜面等のクラストの分布を概略的に把握するためのサンプリングが実施されるべきであろう。その時やはり同時に近辺の海水の温度や溶存酸素濃度等の観測を行っておけばクラスト生成要因の解明に間接的にはあるが貢献できるであろう。この段階で山頂から8方位で海底深度700m程度毎のクラストの分布が把握できれば後は随時密度を定めて有望海域のサンプリングを行う (第三〜四段階)。

コバルト・クラストの場合単位面積当りの鉍石量がクラストの厚さに比例するので探査の最終段階ではテレビ等による海底の連続的な観測と併せて長さ20cm程度径4〜5cm程度の極小ボーリングを多数の地点で行えるような装置が必要になるであろう。最近米国では音響探査で何とかクラストの厚さを求める技術を開発しようとしているがたとえかなり信頼度の高い技術が開発されたとしても測定値の更正を兼ねて品位分析用のサンプルを極小ボーリング法で採取することが不可欠であると思われる。

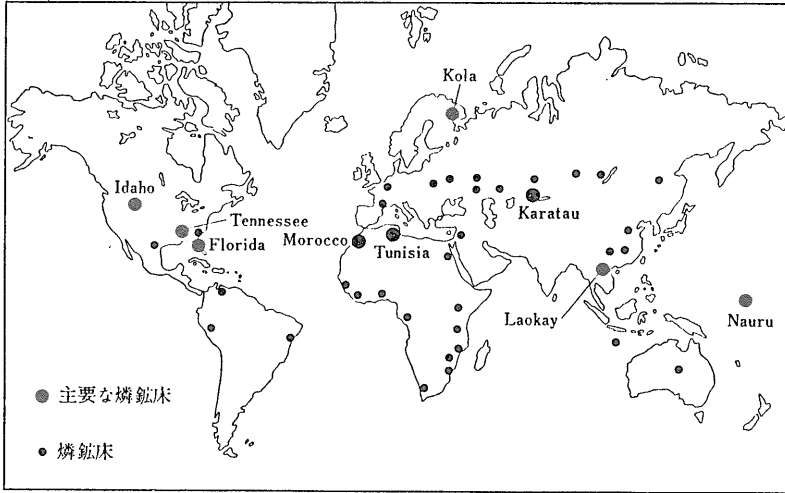
4.5. コバルト・クラスト開発の見通し

コバルト・クラストが資源として注目されるようになったのは1982年のことであるが米国を中心とした開発への意欲はあつという間に高まった。それは主にコバルトという元素の高い戦略的位置付けに起因するが同時に熱水鉱床の場合と同じく米国等の経済水域にかなり有望なものがありそうだという見通しにもよるところが大きい。また、水深が浅い (マンガン団塊の場合の1/3と考えると) ことも有利な条件のひとつだといわれている。冷静に考えると海山の斜面から厚さ数cmのコバルト・クラストをできるだけ効率的に採掘したり採掘後基盤の岩石と分離したりするために割高なコストを覚悟しなければならないかも知れない。しかしそれにも拘らずJohnson et al. (1985) は今後20年以内にコバルト・クラストが商業ベースで開発される確率が40〜60%であるとみている。

5. 海成燐灰土

5.1. 海成燐灰土とは

燐の最大の用途は肥料であるがその他にも洗剤マッパ 殺鼠剤等の原料に使われる。燐鉱床は大きく4つのタイプ (有機的堆積鉱床 グアノ鉱床 アルカリ複合岩体に伴われる燐灰石鉱床及びカーボナタイト鉱床) に分類され世界の燐鉱石産出量の約80%が海成燐灰土起源 (現在海



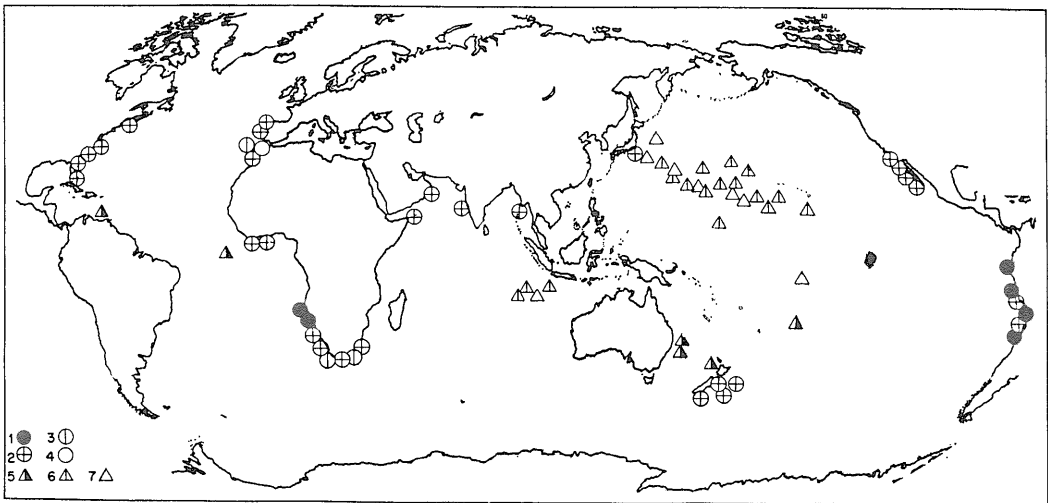
第5図 世界の磷鉱床分布 (岡野 1975)

底にあるという意味ではなく かつての海底で生成したものであるといわれている。

海成磷灰土は 塊状磷灰石の集合体で 15-20% 以上の P_2O_5 を含む堆積物(岩)である。 磷灰土を構成する基本的な鉱物は 弗素を含むカルシウム・ナトリウム・マグネシウム等の炭酸塩と磷酸塩の混合物である。 カルシウムを主要な陽イオン成分とする磷酸塩を磷灰石(apatite)と呼ぶので この混合物には carbonate-fluoroapatiteあるいはF-carbonate-apatiteという鉱物名が与えられている。 一部では 鉱物名として フランコライト(francolite) あるいは特に非晶質のものに

対してコロファナイト(collophane)が使われている。 火成岩中の弗素磷灰石との違いがX線回折で明らかになったのは 1950年代になってからである。

海成磷灰石の化学組成は $Ca_5 (F, PO_4, CO_3)_2$ で代表されるが、磷灰土は Si, Al, Fe などの珪酸塩成分を不純物として含んでいる。 一般に磷灰土中の CO_3^{2-} は 3-6% に達するといわれ CO_3^{2-} を 1%程度しか含まないものは 堆積後の海底風化あるいは陸上風化を受けたものと考えられている。 また 磷が crandallite あるいは phosphosiderite のような鉄鉱物に伴われる例は ラテライト化作用によって 元来の磷灰石から磷を溶か



第6図 海底の磷灰土分布図

1~4 : 大陸縁辺の磷灰土 5~7 : 沈降した海山上の磷灰土 地質時代 1 : 現世 2及び5 : 新第三紀 3及び6 : 古第三紀 4及び7白亜紀 (Bezrukov and Baturin, 1979より)。

しこんだ酸性の地下水がアルミナ質 または鉄質の堆積物と反応して二次的に生じたものと考えられている。

5.2. 海成燐灰土の分布

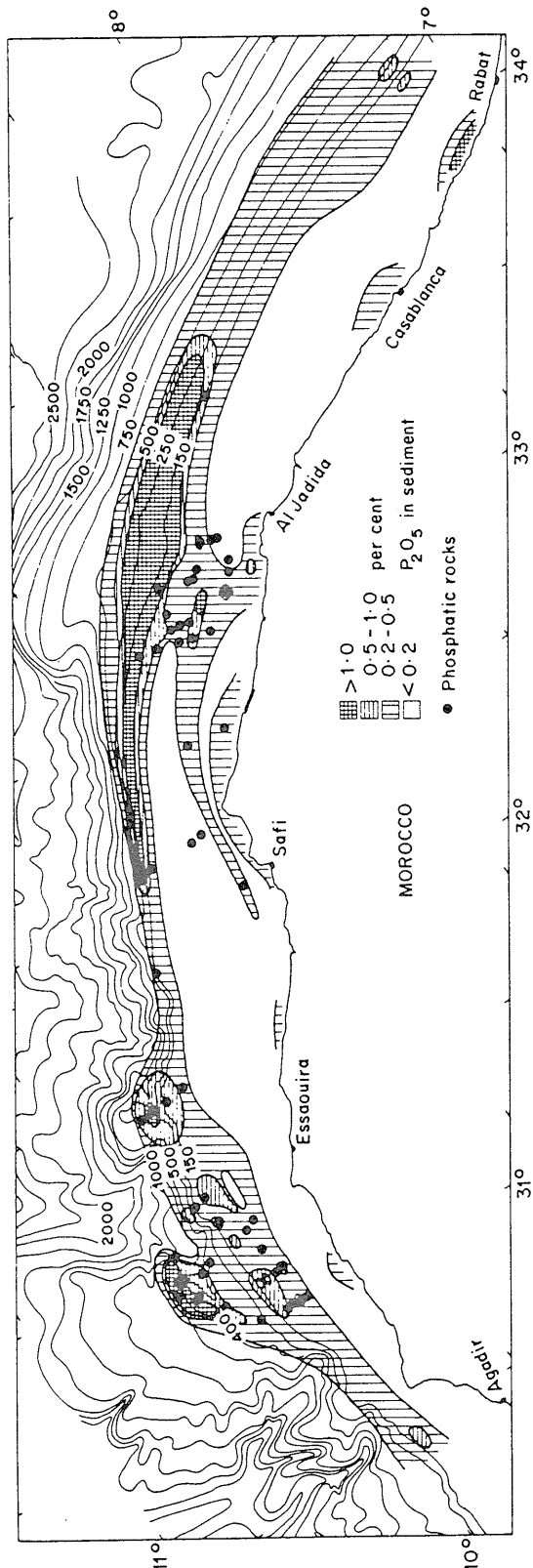
現在 陸上であって稼行の対象となっている主要な燐鉍床の分布を第5図に また 現在の海底に存在する海成燐灰土の分布を第6図に示した。現在の海底での分布をみると 陸地の縁辺にあるものと 陸地から遠く離れて発達するものに大別される。これらは いずれも白亜紀以降に形成されたものであるが 現世のものは南西アフリカ沖と南米のペルー〜チリ沖に限られている。

南西アフリカ沖のものは 南緯18度から24度付近で水深50〜130mの大陸棚内側の珪藻質堆積中に発達する。珪藻質堆積物自体も1%程度の燐を含み また 有機物に富んでいる。燐の含有量は P_2O_5 の濃度で表して最低8% 最高33%程度であり 次のように燐灰土の性状と密接な関係を持っている。

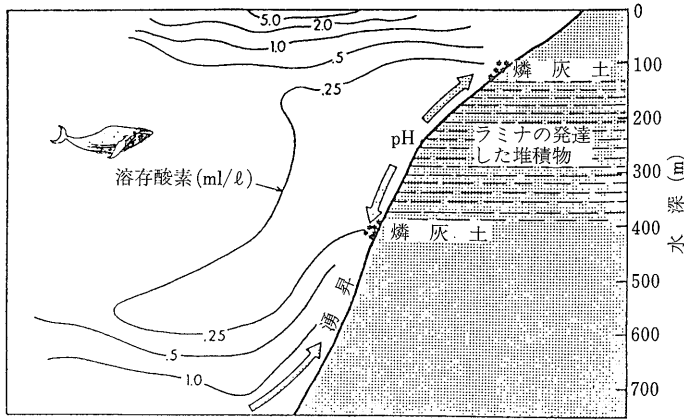
- 不定形塊状の燐灰質土： 8%
- 未固結団塊： 25
- もろい細粒の団塊：27〜29
- 緻密なコンクリーション：31〜33

一方 ペルー〜チリ沖のものは 大陸棚上の水深100m付近と 大陸棚斜面の水深400m付近に集中し 細長い帯状の分布で特徴づけられる。燐灰土を伴う堆積物はラミナが発達し 有機物に富む珪藻軟泥で 燐灰土は不定形のコンクリーションとして産し 13〜18%の P_2O_5 を含む。なお、第7図には、現世のものではないが、モロッコ沖大陸棚における燐灰土の発達状況を示した。

さて 陸地から遠く離れて発達するものは 沈降した海山や山頂の斜面に分布している。とくに 日本近海からハワイ諸島の南へかけての中部太平洋海山群に分布する燐灰土は 海底の歴史を探る上で興味深い。同海域の水深は 平均的には3,000〜4,000mであり 燐灰土が採取されている地点はいずれも1,000m以深である。これらの海山は 元来どの程度の水深をもっていたのだろうか。また 燐灰土が形成された時点での水深は数100m未満で その後に沈降したのだろうか それともこの海域の燐灰土は 沿岸海域でみられるものよりもずっと深い海底で生成したものなのだろうか。さらに海山上の一部の燐灰土の起源をグアノ(海鳥の糞)に求めるとしても 中生代白亜紀には そのような海鳥がこの地上に現れていなかったのだから やはり 沈降海山に分布する燐灰土も 海底環境で生成したと考えるべきであろう。これらの問題については 今後 同海域におけるコバルト・クラストの探査や研究が進展すれば その



第7図 モロッコ沖の燐酸塩の分布 (Summerhayes et al., 1972)



第8図 ベルー〜チリ沖の燐灰土生成環境 (Burnett and Sheldon(eds.), 1979より)

基盤として採取される燐灰土の研究によって 解決の緒が見つかるとであろう。

5.3. 海成燐灰土の成因

海成燐灰土は 有機物に富み 硫化鉄の微粒子を含む珪質堆積物を伴うことが多い(燐 炭素及び珪素の組合せという意味でP-C-Si trinityと表現される)。これは 堆積環境が還元であることを示している。また 燐灰土のような生物・化学的堆積物の生成に関して一般的にいえることであるが 陸から多量の砂泥等が供給されると重要な化学成分(この場合には燐)の濃集が妨げられるので 逆に碎屑物の供給が少なく 堆積速度の小さな環境が望ましいということになる。海成燐灰土の生成に適した地理学的・地質学的環境を図示すると第8図のようになる。

燐灰土をつくっている燐は 主に植物プランクトンである珪藻の遺骸によって海底へ運ばれると考えられる。

南西アフリカ沖の例でみたように 燐は続成作用を通して 次第に濃縮されているようである。Baturin (1971)は それら一連の過程を ①生物による燐の沈積 ②堆積物の岩石化に伴う燐の濃集及び ③洗掘による鉱床の機械的な濃集 という3段階に分けることを提唱した。

燐灰土の生成にとって 湧昇が大きな役割を果たしていることは確からしい。古くには Kazakov (1937)が ①燐に富んだ深層水が湧昇となって表層近くの上ってくると 水温が上昇する ②同時に圧力も減少して炭酸ガスが逃げるのが pH 上昇する ③温度または pH が高くなると燐灰石が純無機的に沈澱する という考え方を示した。この考え方は その後の海洋化学の進歩によって否定された。しかし 南西アフリカ沖で明らかにされたところによると 湧昇の源は水深 200m 付近にあって深層水よりは若干燐に富んだ海水を表層に向かって

運んでおり また 高品位の燐灰土は海水の 200 万倍程度の P_2O_5 濃度を示すが このうち 14 万倍に相当する濃縮率は 有機物で説明できることから 湧昇の現代的な意義づけがなされた。すなわち 湧昇は 生物体に濃縮されて沈澱した燐と そこから溶出した燐を選別して 後者のリサイクルを促進し 狭い面積により高濃度の燐を堆積させるように機能しているといえる。

5.4. 海成燐灰土の探査技術と開発の見通し

太平洋などで 沈降した海山に分布する燐灰土は 水深が 1,000m を越えるので 仮に大量に賦存するとしても前章に述べたコバルト・クラストと同時に その副産物として採掘されることになろう。いずれにしても 生成後長い時代を経ているので 分布の規則性等については ひとつひとつの海山でコバルト・クラストの探査と並行し 同様の方法でデータを収集するのが最善の方法であろう。一方 大陸棚のものについては 堆積物の性質等との関係がある程度明らかになっているので 水深やそれらのデータから可能性のある地域を絞りこみ 有望な海域については コンクリーションあるいは固結した団塊の存在を示す音波の強反射域を中心にサンプリングや海底観察等で探査を進めるのが順当であろう。

海成燐灰土について 開発の見通しを論ずることは極めて困難である。実は 海成燐灰土を研究する目的は現在の海底に存在するものを開発することではない。肥料として燐を必要としている開発途上国は より安価に燐資源を獲得するために 当該地域での陸上の燐鉱床を探査する必要に迫られている。それを効率良く遂行するためには 海底にある燐灰土鉱床の実態を 詳細に把握しておくことが先決だというわけである。したがって 大陸棚の上にあるものの一部で 陸上の鉱床から連続しているものが 近い将来開発されるかも知れない

しまた コバルト・クラストの商業的採掘が始まれば下盤として一緒に採掘された燐灰土が副産物として使われるのが 想定される“開発”の姿であるといえよう。

引用文献

- Broadus, J.M. (1984) Economic Significance of marine Polymetallic sulfides. *Offshore Marine Resource Proceedings, Group d'Etude et de Recherche de Mineralisations Au Large*, p. 559-575.
- Carr, M. H. and Turekian, K. K. (1961) The geochemistry of cobalt. *Geochim. Cosmochim. Acta*, vol. 23, p. 9-60.
- Clark, A., Johnson, C. and Chinn, P. (1984) Assessment of cobalt-rich manganese crusts in Hawaiian, Johnston and Palmyra Islands' exclusive economic zone. *Nat. Resources Forum*, vol. 8, p. 163-174.
- 地質調査所 200海里フィージビリティスタディグループ (1983) 海底熱水鉱床の調査技術に関する調査報告—我が国周辺 200海里水域の調査手法に関するフィージビリティスタディー. 地質調査所 58p.
- Cronan, D.S. and Tooms, J.S. (1969) The geochemistry of manganese nodules and associated pelagic deposits from the Pacific and Indian Oceans. *Deep-Sea Res.*, vol. 16, p. 335-359.
- Frazer, J. Z. and Fisk, M. B. (1980) Geological factors related to characteristics of manganese nodule deposits' *Bumines OFR*, 142-80, 41p.
- 藤岡換太郎 (1983) 黒鉄鉱床はどこで形成されたか. 鉄山地質特別号 No. 11, p. 55-68.
- Halbach, P., Manheim, F. T. and Otten, P. (1982) Co-rich ferro-manganese deposits in the marginal seamount regions of the Central Pacific Basin: Results of the Midpac '81 *Erzmetal.*, vol. 35, p. 447-453.
- Halbach, P. and Manheim, F.T. (1984) Cobalt and other metal potential of ferromanganese crusts in seamount areas of the Central Pacific Basin: Results of the Midpac '81. *Marine Mining*, vol. 4, p. 319-325.
- Halbach, P. and Puteanus, D. (1984) The influence of the carbonate dissolution rate on the growth and composition of Co-rich ferromanganese crusts from Central Pacific seamount areas. *Earth Plan. Sci. Lett.*, vol. 68, p. 73-87.
- 原田憲一 (1986) 海山産コバルトクラストの特徴と成因. 月刊地球 通巻38号 p. 297-301.
- Johnson, Ch. J., Clark, A. L. and Otto, J. M. (1985) Pacific Ocean Minerals: The next twenty years. *MS for Journal of Business Administration, Univ. British Columbia*.
- 海底熱水鉱床研究グループ (1986) 伊豆・小笠原弧の火山フロントで熱水性硫化物が発見される. 地質ニュース 348号 p. 39.
- Klinkhammer, G. P. and Bender, M. L. (1980) The distribution of manganese in the Pacific Ocean. *Earth Planet. Sci. Lett.*, vol. 49, p. 45-56.
- 工業技術院地質調査所 (1985) 海底熱水活動に伴う重金属資源の評価手法に関する研究 (昭和59年度研究報告書). 99 p.
- 水野篤行 (1985) 地質調査所におけるマンガン団塊研究の経緯. (地質調査所第169回研究発表会講演要旨) 地質調査所月報 vol. 36, p. 581-582.
- 水野篤行 (1986) プレートテクトニクスと海底鉄床の誕生. 鉄と鋼 第72年第2号 p. 161-166.
- 中尾征三 (1984) 海成燐灰土鉄床研究の現状. 地質ニュース 355号 p. 49-55.
- Nakao, S., Mochizuki, T., Terashima, S., Yuasa, M. and Moritani, T. (1981) Metal contents of manganese nodules from the GH78-1 area. *Geol. Surv. Japan Cruise Rept.*, no. 17, p. 226-236.
- 中尾征三・湯浅真人 (編集) (1986) 海底熱水活動に伴う重金属資源の評価手法に関する研究 (昭和60年度研究報告書). 工業技術院地質調査所. 149 p.
- Robertson, D. E. (1970) The distribution of cobalt in oceanic waters. *Geochim. Cosmochim. Acta*. vol. 34, p. 553-567.
- 玉木賢策・井上英二・湯浅真人・棚橋 学・本座栄一 (1981) 小笠原弧の第四紀背弧拡大の可能性について. 月刊地球 vol. 3, p. 421-431.
- Urabe, T., Yuasa, M. Nakao, S. and on-board scientists (1987) Hydrothermal sulfides from a submarine caldera in Schichito-Iwojima Ridge. *Marine Geol.*, Vol 74, p. 295~299
- 臼井 朗 (1985) 中部太平洋マンガン団塊の分布・産状・組成の地域的变化及びその生成環境. (地質調査所第169回研究発表会講演要旨) 地質調査所月報 vol. 36, p. 584-585.
- 臼井 朗・寺島 滋・湯浅真人・西村 昭・飯笹幸吉 (1987) 小笠原海台周辺の含コバルト・マンガンクラストの産状・化学組成について (予報). 鉄山地質学会講演要旨.
- 湯浅真人 (1983) 海底熱水鉄床について. 地質ニュース 345号 p. 34-45.
- 湯浅真人・横田節哉 (1986) 伊豆・小笠原海域のマンガン団塊とクラスト. 月刊地球 通巻83号 p. 292-296.
- Yuasa, M. and Yokota, S. (1982) Hydrothermal manganese and ferromanganese concretion from sea-floor of the Ogasawara Arc-Trench region, north-western Pacific. *CCOP Tech. Bull.* vol. 15. p. 51-64.