

研究航海報告：

北部中央太平洋海盆に関する深海底鉱物資源の研究 (GH79-1研究航海, 1979年1月-3月)

水野篤行(編)

要 旨

第 I 部

I. GH79-1 研究航海の概要 (水野篤行・半田啓二・正井義郎・宮崎光旗・西村 昭・小野寺公 児・玉木賢策・棚橋 学・鶴崎克也)

本報告は、マンガン団塊研究の目的で行われた、北部中央太平洋海盆に関する白嶺丸 GH 79-1 研究航海の研究結果である。主として船上の研究の結果は第 I 部の第 I 章-XIII 章に、主として実験室における堆積物・マンガン団塊の分析の結果は第 II 部の第 XIV 章-XXIII 章に、またマンガン団塊に関する結果の議論及びとりまとめは第 II 部の第 XXIV 章にのべられている。

地質調査所においては昭和49年度以降工業技術院特別研究「深海底鉱物資源探査に関する基礎的研究」を、 5° - 13° N, 175° E- 165° W の海域(東西約2,100 km, 南北約800 km)について行ってきた。GH 79-1 研究航海は同研究の最終年度の海上研究にあたるものである。 10° - 13° N, 165° W- 180° の海域についてのマンガン団塊分布の広域的データを得ること、GH 74-5 航海域の一部についてマンガン団塊の産状・諸性質の局地的変化に関するデータを得ることを目的とした。地質調査所による上記の研究とあわせ、公害資源研究所メンバーによる同所の工業技術院特別研究「海底鉱物資源開発技術の研究」の海上研究も平行して行われた。

GH 79-1 研究航海の調査海域はライン諸島海嶺とクロストレンド海嶺の中列の交点から西方ないし西北西方に広がっている。Tamaki *et al.* (1979) は本海域西部の南方域 (GH 76-1 海域) において扇形のマゼラン磁気異常群の性格を明らかにし、中部太平洋の中生代における進化にたいするその意義を議論した。マゼラン磁気異常群の北翼が当海域にあらわれていることが期待される。Rawson・Ryan (1978) は本海域の深海盆地が主として含放散虫泥によっておおわれ、またマンガン団塊が、平均して Ni+Cu 1%前後でかつそれほど多くないことを示した。近接地域には深海掘削データがあり (Site 165, 170), われわれの採泥結果の解釈に参考資料となることが期待される。

GH 79-1 研究航海には地質調査所から6名の科学者と1名の写真専門家、公害資源研究所から2名の科学者、金属鉱業事業団から2名の鉱山技術者が参加した。また諸大学から8名の調査研究補助員が参加した。米連邦地質調査所からはダビッド Z. パイパーが UJNR の研究協力の一環として客員研究員として乗船し、また、トンガ王国政府からは研修生としてタラノアフカ キテケイアホが乗船し、船上作業に協力した。

白嶺丸は奥村英明船長の指揮のもとに、昭和54年1月13日船橋の白嶺丸基地を出発、途中ハワイ諸島のホノルルとカフルイに寄港して3月13日、60日間の航海を終了して白嶺丸寄りに帰港した。全航海距離24,042 km で、そのうち約6,000 km が、29日間の調査研究海域の地質学的・地球物理学的観測に費された。調査研究海域においては、22日間は 10° - 13° N, 165° W- 180° の海域の停船観測

と航走観測にあてられ、7日間が $9^{\circ}50'-10^{\circ}10'N$, $167^{\circ}20'-167^{\circ}50'W$ の小区域のくわしい停船・航走観測にあてられた。本報告では、便宜上、前者の海域を主調査海域、後者の海域を補備調査海域と称することにする。

調査方法は第 I-5 表にまとめて示した。主調査海域においては、基本的には 1° 間隔 (110 km 間隔) に配置された 33 測点においてボックスコアと 2 組あるいは 4 組のフリーフォールグラフ (カメラ付き) による採泥と海底撮影を行い、測点を結んで、全体的な地質・地球物理学的構造を把握するための、エアガン観測を含む地球物理学的観測が約 10 ノットの船速で行われた。ピストンコアは $174^{\circ}W$ の経度線沿いの 3 点で得られた。ソノブイによる屈折法音波探査は地殻構造のデータを得るために 2 点で行われた。補備調査海域においては、1 分間隔 (18 km 間隔) ごとに、基本点として 12 測点を設け、ボックスコア採泥と 2 組のフリーフォールグラフ (カメラ付き) による採泥・海底撮影を行い、それらの間を 8 ノットの船速によるエアガン調査によって結んだ。基本点の調査結果にもとづいて西部から中央部にかけて、ピストンコアによる 2 点での柱状採泥、約 30 km の東西測線上での 1 秒 (1.8 km) 間隔のフリーフォールグラフ (カメラ付き) による採泥・海底撮影、1 地点での深海カメラによる海底連続撮影等を行った。

堆積物とマンガン団塊試料に関する船上での処理は次のとおりである。堆積物に関しては、ボックスコアのサブコア、ピストンコアのすべては縦方向に半載され、片方については肉眼観察及び軟 X 線撮影が行われた。堆積物の名称はスミアスライドの顕微鏡観察の結果を主とし、一部沈殿管法による粗粒分析結果によって訂正を加えて決定された。また、すべてのボックスコアとピストンコアについてはせん断強度と含水比が測定された。マンガン団塊については賦存率決定のために混った状態で重量が測定され、またサイズが計測された。形態分類は MORITANI *et al.* (1977) の方法にしたがった。また内部構造観察はダイヤモンド・カッターにより団塊を切断、研磨面について行った。ボックスコア試料については、甲板上に揚収後直ちに団塊と堆積物との間の粘着力が測定された。海底における団塊の産状はまたフリーフォールカメラによる海底写真により検討した。

堆積物と団塊試料は下船後、乗船・非乗船研究者の手で実験室において分析・研究された。これらは、マンガン団塊の化学分析・鉱物学的分析、堆積物の化学分析、ピストンコアの一部に関するナノ微化石分析、ピストンコアの残留磁気測定、堆積物の粘土鉱物分析、一部のマンガン団塊の成長速度測定、採取岩石の岩石学的研究等を含んでいる。結果の大部分は本報告の第 II 部にのべられている。

停船観測の結果 (船上資料) は第 I-6 表にまとめて示した。

II. GH 79-1 海域における NNSS による船位測量とフリーフォールサンブラの着底点推定 (宮崎光旗)

GH 79-1 航海でのサテライトフィックスの世界時依存性を求めた (第 II-1 図)。当調査では 6 時 UT 及び 18 時 UT にその頻度が最大となったことを示し、この時間付近での船位誤差は最大 0.3 海里程度であろうとの結論を得た。フリーフォールサンブラの着底 (サンプル地点) 位置に関しての考察を行い、粘性抵抗が無視されるもとの自由落下の式を基にしてサンブラの落下速度と浮上速度を求めた。落下速度が浮上速度より約 4.4 倍早いことから着底点をサンブラの投入地点で代表させてもかまわないとの結論に達した。なおサンブラの平均速度は計算から 78 m/分となり実験による値約 80 m/分とほとんど一致する。

III. GH 79-1 海域の海底地形 (小野寺公児・水野篤行)

GH 79-1 全海域について 12 kHz 深海用精密音響測深機を用いて海底地形調査を行った。得られたデータについてはマシューの表によって補正を行った上、主海域、補備調査海域の海底地形図を

作成した(図 I-4, 6 参照)。また GH 74-5, 76-1, 77-1, 78-1 及び本航海で得た地形データを総合して、新しく「中央太平洋海盆北部域の海底地形図」を作成した(巻末ポケット参照)。各探泥点付近については、局地的な詳細海底地形図を作成(第 III-3 図)した。

主調査海域は海底地形の上で大きく2分できる。幅広い高地を伴う起伏帯と海山群帯とである。

起伏帯は主海域の南西部から西部に分布し、最大6,000m、一般に5,000-5,500mの水深である。ゆるく起伏し、地形配列は全般的にクロストレンド海嶺の方向(西北西)をとっている。幅広い高地は、11°N, 174°50'W と12°30'N, 177°W を中心とした2地域にある。西部のものは MAMMERICKX・SMITH(1979)によって北マジェラン海膨とよばれた。東部のものは規模、形態、地質構造の点で同海膨に類似しており、同様な成因が考えられる。

海山群帯は前者の帯の北東ないし東側に広く分布する。個々の小海山ないし小海嶺と間をうめる起伏ある深海底(大体において5,500m以深)からなる。全体的には地形配列は西北西方向である。主調査海域の北西部から南東部にかけて集中している海山群はクロストレンド海嶺に属するもので、いっぽう、北東部に分布する海山群はライン海嶺に属するものである。

補備調査海域はクロストレンド海嶺の一部のすぐ南側にあり、5,160-5,270mの深度の多少北西方に傾いた海底を有する。その一部には広い、浅い舟状海盆様の凹地が発達している。

IV. GH 79-1 海域における重力異常(宮崎光旗)

ラコスト船上重力計により調査海域での重力異常を求めた。各測線でのフリーエア異常及びブーゲ異常プロファイルを第 IV-2 図に示す。海山域を除いてフリーエア異常は、ほぼ 0 mgal を示している。日本より調査海域までの長距離測線を第 IV-4 図に示しているが、このプロファイルに海洋におけるフリーエア重力異常のいろいろな特徴が示されている。

V. 中央太平洋海盆北東部の地磁気異常(玉木賢策・宮崎光旗・棚橋 学)

調査海域には海山が多く、一般に地磁気異常の発達は弱い。また、異常の振幅も150-500ガンマと小さい。しかし、3つの地磁気異常群を見出し、それらを仮同定した。これらの縞状異常群は、いずれも、東西～西北西の方向性を有している。

縞状異常群の1つは、マジェラン異常群の北への延長であり、磁気異常 M12 (128 Ma) から M13 (130 Ma) が同定できる。

第2の異常群は、マジェラン異常群の北、北緯14°から12°30'に存在し、北から M11 (126Ma) から M14C (131Ma) が見出される。したがって、白亜紀初期には、この地域に2つの平行な海嶺(拡大中心)が存在していたことになり、かなり複雑な様相を呈していたようである。

第3の異常群は、マジェラン異常群の北東部にあり、北から南へ M4 (117 Ma) から M7 (119 Ma) を含む。この異常群はマジェラン異常群への北への延長と考えることもできる。

これらの異常群は、マジェラン異常群と同様に、フェニックス異常群ともハワイアン異常群とも異なる方向性を有している。このことから、今回発見した異常群は、フェニックス-ハワイアン異常群間の、とりわけ中部太平洋海山群周辺の、白亜紀初期の地史を解明する上で、重要な手がかりを与えるであろう。

VI. ライン諸島中央部付近での海山の磁気異常(宮崎光旗)

ライン諸島中央部11°N付近のいくつかの海山(Kapsitotwa 海山及びライン列のクロストレンドを含む)について磁気異常コンタ図を作製した。海域A1(第VI-1図)の海山では山頂付近が正異常となっているが他の海山(列)ではすべて負異常となる。クロストレンド中の1つの山頂付近で

ドレッジを行い(D315, St. 1486), マンガンジュールでおおわれた風化した玄武岩を採取した。その NRM は 1.86×10^{-3} emu/cm³ であった。

VII. 中央太平洋海盆北西部における音波探査結果 (玉木賢策・棚橋 学)

中央太平洋海盆北部において、測線長 5,250 km のエアガンによる反射法音波探査を行った。特に補備調査海域内では 2 台の小型エアガンを使用して、大陸棚地域と同程度の精密調査を行い高解像度の記録を得た。

本海域では、音響的基盤上に、2つの顕著な反射面が認められる。この2つの反射面は北西太平洋において普遍的に見出されるもので、従来、反射面 A'、反射面 B' と呼ばれてきた。これらの反射面を境に、調査海域の音響的層序を、上位より、ユニット I、ユニット IIA、ユニット IIB とした。反射面 A' は、ユニット IIA の最上部にあたり、反射面 B' は、ユニット IIB の最上部にあたる。

ユニット I は、音響的に透明ないし半透明であり、ときに石灰質タービダイト層 (本航海 P138 ピストンコアで確認) をはさむ。多くの DSDP 深海掘削の結果によると、反射面 A' は中期始新世のチャートである。ユニット IIA は、上部は不透明層、下部は半透明ないし半透明層である。ユニット IIA の上部は主として、チャート、マール、石灰岩よりなり、下部は、タービダイト、チョーク、軟泥岩等からなる。ユニット IIA の時代は、後期白亜紀～中期始新世であると考えられる。本航海 P140 ピストンコアの最下部の硬質泥岩は、ユニット IIA 下部層に対比されるものであろう。不透明度の強いユニット IIB は、DSDP 深海掘削結果と対比すると、玄武岩溶岩及び火山性タービダイト層よりなると考えられる。その時代は、概ね前期白亜紀であると考えられるが、定かではない。反射面 B' は比較的大規模な玄武岩溶岩流によるものであると考えられる。調査海域内のユニット I の最大層厚は 240m、ユニット II (ユニット IIA 及び IIB) のそれは、800m であった。音響的基盤は、いわゆる大洋底玄武岩で、その時代は、地磁気縞状異常の同定から、前期白亜紀 120 Ma 前後であることがわかっている。

VIII. 3.5kHz サブボトム・プロファイラーによる表層堆積物の構造 (棚橋 学・玉木賢策・水野篤行)

3.5 kHz サブボトム・プロファイラーによって GH79-1 海域では次の結果が得られた。

主海域の海盆部では下に強い不透明な反射を伴う海底下第 1 層は主に透明層であり、透明層と不透明層が互層する部分は比較的少ない。海山、海丘は主に不透明な反射を示すが西縁部では成層した半透明層が発達している。本海域では一般に第 1 層の厚さは 10-30m、最大 60m で南方の海域に比べ薄い。第 1 層の音響パターンの分布には一般に規則性が乏しく、マンガンジュールの分布とも明確な対応関係は認められなかった。

一方精査海域の海盆部では第 1 層は強い不透明な反射の上に透明層と不透明層の互層のパターンを示す場合が多い。その層厚は 0-50m で南東で厚く北西に向かって薄くなる傾向があり、記録上第 1 層が見られない部分が北西部では認められた。この部分では表層堆積物は薄い第四紀の深海粘土で、中新世前期の珪質粘土の上に乗っており、それぞれ第 1 層とその下の強い不透明な反射に対応すると思われる。一方海域東部の第 1 層が 15m 以上ある部分では表層堆積物は珪質軟泥ないし珪質粘土である。本海域ではマンガンジュールの分布との顕著な対応関係が認められた。すなわち北西部の第 1 層が認められない部分ではマンガンジュールが多く、一方東部の第 1 層が厚い部分では少ない。

IX. 中央太平洋海盆北東部における屈折法音波探査結果 (玉木賢策・棚橋 学)

エアガンを音源としたソノブイ屈折法探査を、3地点 (SB 8, SB 9, SB 10) で行い、海洋性地殻第3層ないし第2層までの速度構造を求めることができた。地点 SB 8 はほぼ水平構造で、良好な屈折波記録を得ることができたが、地点 SB 9, 10 では、測線上に小海丘が存在し、やや不明瞭な屈折波記録となった。

3地点とも、ほぼ類似した速度構造を示す。すなわち、いずれの地点も海洋性地殻第2A層を欠き、第2B層の速度は 4.4-4.6 km/sec、第2C層の速度は 5.9-6.0 km/sec、第3層の速度は 6.5 km/sec、であった。また、各層の厚さは、第1層(堆積層)が 0.3-0.8 km、第2B層が 0.9 km、第2C層が 0.4 km である。4,000万年よりも古い海洋性地殻は第2A層を欠くのが普通である。調査海域の地殻生成年代は、地磁気縞状異常の同定により白亜紀初期であることが明らかであるから、調査海域における第2A層の欠如には問題はない。また、第2B, 2C, 3層の各層の速度構造も、通常の海洋性地殻の値とほぼ一致する。以上の点から、調査海域の上部地殻構造は、きわめて通常な、しかも調査海域を通じてほぼ一様な海洋性地殻で構成されると考えられる。

X. GH 79-1海域の深海底堆積物—地質学的検討 (西村 昭)

ボックス・コアラ、フリーフォール・グラフ、ピストン・コアラなどにより得られた海底堆積物の構造と組成の検討を行った。水篩による粗粒部の体積比とそれの実体顕微鏡下観察による沈殿管法 (有田, 1977) とスミア・スライドの鏡下観察を併用して、堆積物を第 X-1 表のように区分した。以下のような事が明らかになった。

1) GH 79-1主要調査海域は表層堆積物により4地域に分けられる (第 X-3 図)。

- 地形的に高い地域 (海山・海膨の周辺の水深5,000m以浅の地域) ——石灰質堆積物
- 西部地域 (178°-173°W) ——暗褐色粘土及びフツ石粘土
- 中央部地域 (173°-169°W) ——褐色珪質粘土
- 東部地域 (169°-167°W) ——暗褐色粘土及び珪質粘土

局部的に珪質軟泥の分布がある。

ボックス・コアラ内での堆積物の垂直方向の変化は、石灰質堆積物を除けば、珪質生物殻 (とくに放散虫) が下方へ減少していく傾向が認められる。そのため、珪質粘土から粘土に移化することもある。石灰質堆積物のところでは大きい変化はない。

この海域内の西経174°上で3点のピストン・コアを採取した。P 139は表層の堆積物のないところで、マンガン・クラストの破片のみ得られた。P 140は、4.2mの粘土とその下に固結したシルト岩が得られた。これは、DSDP の Site 170 など知られている漸新世~後期白亜紀のシルト岩に対応するものらしい。P 141では、4.7mの均質の暗褐色の粘土が得られ、古地磁気測定の結果から、140万年以降現在までの堆積物と考えられる。

この海域の海山などを形成していると考えられる玄武岩は、ドレッヂ (D315) とフリーフォール・グラフ (FG 158 C-2) で得られた。

2) 補備調査海域は珪質生物殻を含む珪質軟泥、珪質粘土、珪質粘土が表層堆積物として分布している。3.5 kHz サブボトムプロファイラの記録における連続的な不透明層準上の表層堆積層の厚いところの方がより珪質な堆積物になっている。

当海域では、その西部において2本のピストン・コアを採取した。P 138は、最上部が褐色の珪質粘土でその下2.5mまで暗褐色粘土である。さらには下は、前期中新世の放散虫殻からなる珪質軟泥で、同時代のナノ・プラントンからなる石灰質軟泥のタービダイトを挟んでいる。古地磁気の測定結果もあわせ考えると、コアの2.5mのところ、前期中新世から後期鮮新世の2千万年の時間間隙

がある。P137は、主に暗褐色の遠洋性粘土からなり、最下部のコア・キャッチャーに、P138のタービダイトに対応するような、漸新世のナノ・プランクトンと浮遊性有孔虫からなる石灰質軟泥がある。

当海域は、後期漸新世から前期中新世には炭酸カルシウム補償深度で深で珪質堆積物を堆積させ、まれには、より浅い海域から石灰質堆積物をタービダイトとして堆積させた。その後底層流が強くなり、無堆積や削剝の時期を経て、後期鮮新世以降、再び現在のように、珪質の堆積物を堆積するようになった。

3) フリーフォール・グラフにとりつけたカメラと深海カメラでの海底の撮影写真には、生物体とその活動の結果としてのはいあとや糞がみとめられ、水深5,000m以深においてもなお活発な生物の活動をうかがわせる。

XI. 中央太平洋海盆北部における深海底堆積物の工学的性質、付ボックスコア採取に関する技術的メモ（鶴崎克也・半田啓二）

マンガン団塊採掘のための基礎データを得るために、船上において、深海底堆積物のベーンせん断強度、含水比及び堆積層とマンガン団塊との間の粘着力を測定した。また、実験室でのより高い精度の測定、多くの物理的、工学的因子の研究のために、各堆積物試料からサブコアを再採取した。これらの測定の具体的な目的は、1)中央太平洋海盆及びそのなかのマンガン団塊濃集域の堆積物の工学的性質、2)サンプリングによる工学的な乱れの傾向、3)堆積物の種類と工学的性質の関係、4)サブコアの再採取、保管によって生じる工学的性質の変化などを把握することである。

<測定方法及び結果>

堆積物試料はダブルスピード型ボックスコアラ、大型スピードコアラ及びピストンコアラによって採取された。ベーンせん断強度測定には、手動式のベーン試験器を使用した。ベーンは幅2cm、高さ4cmの直交羽根からなり、約0.12kg・cm/secの割合で回転し、堆積物せん断時の最大トルクから、せん断強度を算出した。測定は、ボックスコア表面のマンガンジュール摘出後、速やかに、コア内の3点（ボックス壁面から、5、10、20cmの位置）で、深度6cmごとに実施した。各測定では、不攪乱強度及びねり返し強度を測定した。ピストンコアについては、深度50cmごとにコア縦断面において、コア軸と垂直にベーンを挿入して2測定した。各測点における測定結果を第XI-3、4、5図に示した。

含水比は、ボックスコアについては、直径6cmのサブコアから、深度6cmごとにサブサンプルを切り取り、また、ピストンコアについては、深度50cmごとに、長さ10cmの $\frac{1}{4}$ 円柱形のサブサンプルを切り取り、湿潤重量及び105℃、24時間乾燥後の重量から算出した。重量測定には、船の動揺、振動の影響をなくすために、新しく試作した電気式船上天秤（第XI-1図）を使用した。測定結果は、ベーンせん断強度とともに第XI-3、4、5図に示されている。

マンガン団塊と深海堆積物との間の粘着力は、乱れの少ない11点の試料の約50個の団塊について、団塊を拾い上げる時の力をバネ秤で、その投影面積をインスタントカメラで撮影、測定し、単位面積当りの粘着力を算出した。その測定結果を第XI-6図に示した。また、単位面積当りの粘着力の平均値は、6.1 g/cm²であるが、この算出法には、さらに吟味の必要がある。

原位置土質測定として、投下浮上型測定器を試作し（第XI-2図）、試験を行ったが浸水のため失敗した。

実験室での測定に供するためのサブコアは直径10cmの透明アクリルパイプに、各ボックスコアから、真空ポンプを使用して、できるだけ乱さないよう配慮して再採取した。パイプ内の堆積物の上下端を合成樹脂製の落し蓋、ゴム栓、ビニールテープで密封し、冷蔵庫（約5℃）内に保管した。ピストンコアについては、深度50cmごとにサブサンプルを採取し、同様に保管した。

全測点及びマンガン団塊濃集域の堆積物のベーンせん断強度及び含水比と堆積物深度との関係

を、それぞれ、第XI-7, 8図, 第XI-1, 2表に示した。それらの図表によれば、全測点については、ペーンせん断強度の平均値は、表面から4 cmの深度で15 g/cm², 16 cmで45 g/cm²と急激に増加するが、それ以下の深度では、ほとんど増加しない。含水比は、表層から4 cmで300%, 16 cmで220%と急激に減少し、28 cmでは210%と減少の割合が小さくなっている。全測点の堆積物試料とマンガン団塊濃集域での試料を比較すると、ペーンせん断強度は後者の方が前者よりも大きい傾向が表層においてみられ、含水比は、全深度にわたって逆の傾向がみられる。

珪質成分と粘土質成分からなる堆積物は、第XI-9図, 第XI-3表に示したように、珪質成分の増大とともに、ペーンせん断強度は低下し、含水比が増大する傾向がみられる。また、補備調査海域においては、表層に珪質堆積物、その下部に粘土質堆積物が現われるが、土質工学的にも、その変化は明瞭で、とくに、精査海域の北部で珪質層が厚く、西部、南東部では薄くなっているのが判明した。

ピストンコア P138 は、堆積層の層序の変化が大きく、それにとまって土質工学的性質も大きく変化している。また、P138のコア深度2.5 mから3.4 mの間の堆積層は、含水比、ペーン強度ともに非常に高く、通常の土性とは異なっている。その土質構造あるいは化学的性質は大いに興味もたれるものである。

XII. GH 79-1海域のマンガン団塊：全般的記載（水野篤行・飯笹幸吉・半田啓二・土屋春明・石井健爾）

GH 79-1海域のマンガン団塊は、主調査海域については110 km 間隔、補備調査海域については19 km 間隔のボックスグラフ試料、補足的に各測点における2-4個のフリーフォールグラフ・カメラによる試資料、さらに後者海域の一部については1.9 km 間隔あるいはそれ以下のフリーフォールグラフ・カメラによる試資料によって研究された。得られた試料については船上で諸観察・測定を行い、カメラによる海底撮影写真については船上でパーセンテージチャートによって被覆率を測定、下船後実験室における画像解析装置による測定結果によって修正した（次章参照）。団塊の形態分類はMORITANI *et al.* (1977) の分類体系によった（第XII-1表）。船上観察・測定の結果は第XII-2表にまとめて示されている。

GH 79-1海域の深海盆のマンガン団塊は、Sr, SPr, Dr, Vr, DPr, Ss/SPs, ISs, IDPs, Ds, DPs(r) 等の形態型を含んでいる。平滑な表面を有するs群団塊はラフな表面をもつr群団塊にくらべて全体的に大きなサイズをもつ。それらの内部構造は、r群、s群で多少異なっている。核は両者を通じて、浮石、火山岩、リン酸塩化した物質、サメの歯、あるいは古期の団塊（しばしば破片化している）などである。船上に揚収された直後のボックスコア内の試料の観察とフリーフォールカメラによる海底写真の検討結果から、r群団塊は大部分を堆積物中に埋没させ、s群団塊はかなりの部分を海水に露出させていると結論できる。したがってr群団塊は“埋没型”、s群団塊は“露出型”といえる。

深さ約4,200 mの海膨上から (St. 1492) は特別のタイプの大型のマンガン団塊 (V型としている) が採取された。古期の破片化された大型のマンガン団塊を核として新しく成長した鉄マンガン層が成長している様子をよく示している。産状は堆積物 (石灰質軟泥) が団塊に付着している状態からみて、堆積物上の上のっているものと考えられる。

団塊の形態と水深との関係は第XII-3図に示した。r群は4,900 mから5,700 mの範囲に分布し、s群は一部を除き5,100 mから5,800 mに集中する傾向が認められるが、この差が成因上、有意であるかどうかは本海域のデータのみからは判断できない。

マンガン団塊の賦存率の分布は、主調査海域においては著しく多様である。賦存率20 kg/m²以上の部分は海域の中央東部と中央西部に認められるほか、西部に点在する。10-20 kg/m²の部分は、前者の周辺に分布する傾向を示す。5 kg 未満の部分はその他の海域の大部分をしめて広く拡がり、

5-10 kg/m²の部分がそれらの間に散在している。団塊皆無の地点は少なくとも採泥点に関する限りほとんど認められなかった。個々の形態型分布と賦存率分布との間にはほとんど相関がないが、全体としてs群では賦存率が5 kg/m²以下から20 kg/m²以上まで大きくばらつくが、r群では賦存率がいずれも5 kg/m²以下と非常に小さい。堆積物型との間には相関性が認められない。

補備調査海域においては、大部分ではr群の団塊はごくわずか(1 kg/m²前後以下)ないし皆無であるが、その中央の東西測線においては西方から東方にむかって19 kg/m²を示すs群団塊が急激に賦存率を減じ、約6 kg/m²以下のr群団塊に変わる。r群団塊の分布域(測線上)においても東方に賦存率を減じ、最後に0となる顕著な系列的变化を示し、団塊の形態、賦存率の局地的変化性の研究に非常によいデータが得られている。堆積物型との間にはみるべき相関性がない。上記の団塊の局地的変化性の問題については第XXIV章で論じられている。

XIII. マンガン団塊：中央太平洋海盆北部海域におけるマンガン団塊の被覆率と賦存率との関係について (半田啓二・鶴崎克也)

海底写真からマンガン団塊の賦存率を推定する方法を確立する目的で、各測点で単発カメラにより海底写真を撮影するとともに、団塊の大きさや重さとの定量的関係を求めるために、採取された団塊について、個々の団塊の長径、短径、厚さ及び重さを測定した。

海底写真を撮影するために使用した単発カメラは、フリーフォールグラブサンプル内(第XIII-1図)あるいは大型スピードコアラの脚部に装着され、着底スイッチの作動により、サンプリング直前の海底写真を一枚撮影するものである。海底写真からの団塊被覆率の測定は、下船後実験室において画像解析装置を用いて光学的に行った。

第XIII-2図にボックスコアラで採取されたマンガン団塊の産状及び単発カメラで撮影された海底写真を示した。付記されているデータは、測点番号、概略位置、調査番号、水深、団塊賦存率(kg/m²)、団塊被覆率(%),スケール(10 cm)である。ただし、攪乱の著しいボックスコアサンプルの写真は除いた。

個々の団塊の大きさ及び重さの測定は51点(ボックスコアサンプル21点、フリーフォールグラブサンプル30点)で行った。第XIII-3(1-11)図に団塊の長径と重さとの関係及び長径と厚さとの関係を数例図示した。図中の直線はVタイプのノジュールを除いた全データから求めた次式で表わされる回帰直線である。

$$W = 0.61L^{2.6} \quad (1)$$

$$T = 0.55L \quad (2)$$

ここで、W：ノジュールの重さ(g)

T：ノジュールの厚さ(cm)

L：団塊の長径(cm)

海底写真から団塊の賦存率を推定する方法については、次の2つの方法について検討を行った。(i)ある一定面積に存在する団塊について、その個々の団塊の長径を測定し、前述の(1)式により重さに換算した後、それらを積算し、単位面積あたりの賦存率を算出する。(ii)団塊の賦存率と被覆率との関係を経験式として表わし、その式を基礎に賦存率の推定を行う。

前者の方法における長径と重さとの関係式については前述した。後者の方法における関係を団塊の賦存率、被覆率及び平均長径で整理すると第XIII-4図が得られる。図中の直線は次式で表わされる回帰直線である。

$$A = 7.7 \times D \times C / 100 \quad (3)$$

ここで、A：賦存率(kg/m²)

D：平均長径(cm)

C：被覆率(%)

本航海で得られたボックスコアラ及び海底写真において、団塊被覆率が50%以上の観測点について、採取された団塊の粒度比率分布及び重さの累加折れ線を描くと第 XIII-5 図が得られる。本図から粒径 1 cm 以下の団塊の比率は約 6 % 以下であり、これらの団塊の重さは全体の重さの 0.3% を占めるにすぎないことがわかる。これは、前述の 2 方法により団塊の賦存率推定計算を行う場合、粒径 1 cm 以下の団塊については考慮に入れる必要のないことを示唆するものと思われる。

前述の 2 方法による団塊の賦存率推定計算結果の数例を第 XIII-1 表に示した。これらの値は実際の賦存率と良く一致していることがうかがえる。

今後、さらにデータの積み重ねにより回帰直線式(1)~(3)の係数を検討するとともに、推定計算に必要な最小限の粒径についても検討する必要がある。

第 II 部

XIV. 中央太平洋海盆、GH79-1 海域における堆積物中の粘土鉱物の分布(青木三郎・生沼 郁)

34地点の表層堆積物試料と 1 本の柱状堆積物試料中の粘土鉱物組成を X 線回折法で調べた。表層堆積物試料ではイライトが最も卓越し(平均 39%)、中央部で減少傾向、西部よりに増加傾向を示した。モンモリロナイトは、イライトとは逆に西部よりで減少する傾向が認められた。クロライトはイライトの分布パターンと類似の傾向を示した。カオリナイト(平均 8%) は他の粘土鉱物の様な分布傾向は認められなかった。

粘土鉱物組成と底質との関係では、モンモリロナイトは遠洋性粘土(赤粘土またはゼオライト質粘土)に、カオリナイトは石灰質軟泥または粘土で増加する傾向が認められた。イライト、クロライトは遠洋性粘土よりも石灰質または珪質粘土や軟泥で濃集する傾向がある。

柱状堆積物試料 P 141 の垂直変化についてみると、モンモリロナイトの顕著な下部方向の増加が認められる。これに反して、イライトとクロライトは下部方向に減少している。カオリナイト量の変化は少ない。モンモリロナイトの顕著な垂直変化は、第三紀以降の海陸における火山活動と風化作用とに密接に関係しているものと考えられる。

XV. GH79-1 航域での深海底堆積物の残留磁気(上嶋正人)

GH 79-1 航海で得られた 4 本のピストンコア堆積物について残留磁気を測定した。消磁及び測定の手法は、原則的に GH 76-1, GH 77-1 の堆積物に対して行ったのと同様である。P137 と P138 は間隔が 5 マイルと互いに近くにあり類似したパターンが得られていて、両方ともに下部で漸新世から中新世の基盤に達している。表面近くの微化石から上部は新しい堆積物であることが推定されているので(西村)、表層をプルヌ正帯磁期のものとして下方に追跡することができた。不連続であるのは、P137 ではコアキャッチャーのすぐ上の部分と思われ、P138 では 2.5 m の堆積物相の不連続を境にしていると思われ、中新世から旧第三紀の逆帯磁期までとんでいると思われる。P141 では底から表層まで連続しており、松山期の旧第三紀の逆帯磁期まで達していると思われる。P140 については、帯磁が不安定であり残念ながら判定できない。

XVI. GH79-1 海域の堆積物コアの化学組成について(D. Z. パイパー)

堆積物の化学組成と、伴っているマンガン団塊の化学組成・賦存率との間の関係を明らかにすることを目的として、補備調査海域から得られた堆積物コア(ピストンコア 1 本、ボックスコア 3 本)の主成分化学組成と微量成分化学組成の分析を行った。試料の全量分析ならびにヒドロキシルアミン・塩酸-酢酸溶液による溶解物、不溶性残渣の分析結果から、biogenous, hydrogenous, litho-

genous の3成分ごとに堆積物の化学的性質について検討した。全量分析結果から算出された biogenous 成分 (オパールシリカと炭酸カルシウム) は平均10%, 3%と53%との間で変動している。溶液による不溶性残渣は lithogenous 成分と解釈され, その組成は金属/酸化アルミニウム比によってよくあらわされている。溶解物は hydrogenous 成分をあらわし, 置換性イオンと無定形金属酸化物からなる (大部分鉄, マンガン及び多分アルミニウム)。

XVII. 北部中央太平洋海盆 (GH 79-1 海域) から得られた堆積物の主成分化学組成 (杉崎隆一)

標題の海域でボックス・コアラによって得られた34個の泥質ないしは含炭酸塩泥質堆積物について, その主成分化学組成を分析し, 以下の結果を得た。(1)主成分, とくに TiO_2 , Al_2O_3 及び MgO の関係からみると, これらの堆積物はハワイの火山岩とか大洋性ソレイナイトといった海洋性起源のものでなく, 陸源性のものが大部分を占める。(2)生物起源の SiO_2 が多量に沈澱している。(3) P_2O_5 含有量がこの海域でとくに多い。そしてそれは CaO 含有量と伴って変動し, 両者の相関係数は 0.967と高い。これから $Ca:P$ の原子比を求めると 5:3 となり, 炭酸塩リン灰石のそれと等しい。多分, この海域の高い生産力のためにリン酸カルシウムが生物的に沈殿したものであろう。

XVIII. GH 79-1 海域から得られたマンガン団塊の化学組成 (望月常一・寺島 滋・水野篤行・中尾征三)

各測点を代表する67個の団塊試料について, Mn , Fe , Ni , Cu , Co , Pb , Zn 及び $\pm H_2O$ の全岩化学分析を行い, 得られた分析値から団塊の化学組成の特徴を検討した。用いた分析方法は, Mn , Fe , Ni , Cu , Co , Pb , Zn は原子吸光法であり, $\pm H_2O$ は重量法である。

各元素の平均含有量は Mn 18.72%, Fe 9.12%, Ni 0.69%, Cu 0.54%, Co 0.25%, Pb 542 ppm, Zn 770 ppm, $\pm H_2O$ 19.20%であり, Mn/Fe 比は 2.05である。中央太平洋海盆の既調査域の資料と比較すると, 平均値に関して地域差のあることが認められる。これは, マンガン団塊のタイプ, 水深あるいは地理的要因と関係したものであろう。

マンガン団塊のタイプと化学組成との関連性については, これまでの傾向と同様に r 型と s 型の間で顕著なちがいが認められ, Mn , Ni , Cu , Zn は r 型で高く, s 型で低くなる。 Fe , Co は逆に s 型で高い。 Ni と Cu の品位と団塊賦存率の関係はこれまでと同様に負の相関を示した。

各元素間の相関関係では, Mn 含有量の高い (約18%以上) 試料ではこれまでと同様に Mn と Fe の逆相関が認められたが, Mn 含有量が低い場合は正の相関を示すことがわかった。また, Ni , Cu と Mn の正の相関や, Fe と Co の正の相関についてはこれまでの結果と同様であった。

マンガン団塊及び深海底堆積物中の各金属の地殻に対する濃縮比を求めた結果, マンガン団塊では Mn が187で最も大きく, Fe は1.8で最も小さく, 他の金属は12-120であった。堆積物では Mn は4.5で Cu の7.1より高くないが, Fe は0.8で最も小さかった。マンガン団塊と地殻中の Ni , Cu , Co , Pb の存在パターンはほぼ一致した。

XIX. GH 79-1 海域マンガン団塊の構成鉱物について (飯笹幸吉)

GH 79-1 海域のマンガン団塊の構成鉱物を反射・透過顕微鏡観察, X線粉末回折法, EPMA 法と反射能測定法 (MMSP-PK) によって検討した。

X線粉末回折法によって 10\AA manganite と $\delta\text{-MnO}_2$ が同海域のマンガン団塊の構成鉱物であることがわかる。前者は s 型団塊よりも r 型団塊に多く伴われている。

反射顕微鏡観察からは, 団塊の鉄マンガン層は 10\AA manganite 相と $\delta\text{-MnO}_2$ 相に識別される。

10Å manganite 相は 10Å manganite の集合体である。反射能の相違によって高反射能相(反射能: 12.9-13.5%)と低反射能(反射能: 9.4-11.8%)に区分されるが、この反射能のちがいは EPMA 分析の結果によると非晶質の水酸化鉄の含有量のちがいを反映していると考えられる。鉄の含有量は前者では約 2% であるが後者では 5% を上まわっている。マンガン・銅・ニッケル・マグネシウムは、 δ -MnO₂ 相よりも 10Å manganite 相の方により高く濃集している。10Å manganite 相は 10Å manganite と少量の非晶質の鉄水酸化物の混合物であると推測される。

δ -MnO₂ 相は、石英ほかの珪酸塩鉱物、非晶質の鉄マンガン水酸化物からなる柱状構造を示している。微化石も含まれることがある。反射能は低く約 7.9% である。鉄含有量は約 10% に達する。

随伴鉱物としては、石英・斜長石・灰十字沸石・カルセドニー・燐灰石・かんらん石様鉱物・赤鉄鉱が含まれている。また、これら以外に同定不能の小鉱物が、団塊の割目の壁に垂直に多数存在していることがわかった。

XX. GH 79-1 海域マンガン団塊の成長速度について (D. Z. パイパー・C. N. ギブソン)

10°N, 167°40'W を中心とする補備調査海域のマンガン団塊試料について、全 α 法により成長速度を測定した。全 α 法分析は、ANDERSON(1978)の方法にしたがった。測定結果によれば、補備調査海域のマンガン団塊の成長速度は 2.23-5.0 mm/m. y. の比較的せまい範囲内にある。これは太平洋のマンガン団塊の平均値 6.8 mm/ m. y. より低い値である。成長速度はマンガン団塊の形態型と弱い相関を示し、SPr 型では平均成長速度 4.47 mm/m. y. であるのに対して、SPs 型では 3.35 mm/m. y. である。団塊の Mn/Fe 比と成長速度の間には正相関があることが報告されているが、SPr 型団塊は SPs 型団塊よりも高い Mn/Fe 比を有する点で今回の測定結果はそのことと一致している。

XXI. 中央太平洋海盆 GH 79-1 海域から得られた火山岩類の岩石学的性質 (徳山英一・水野篤行)

GH 79-1 海域内の 2ヶ所から火山岩類が採泥によって得られ、その岩石学的性質を検討した。一つは 10°33.19'N, 168°00.11'W の海山上 (St. 1486) からドレッジで得られたもので、火山砕屑岩類であり、変質が著しいためにその詳細な特徴はわからない。他の一つは 12°58.99'N, 174°00.18'W (St. 1452A) の主海域の中北部からのミュージアライトとアルカリ玄武岩である。これらはフォトブレイクのグラフ内に採取されたものである。St. 1452A は小海山の東麓に位置し、音波探査記録の上では透明層は分布していない。ピストンコアラにより、固い頁岩が得られた。またフォトブレイクのグラフから上記の多数の歪円ないし歪角礫状の破片が得られた。カメラのデータによると海底には固い岩盤が露出している。鉱物組成の特徴、産状からみて、これらは海山をつくっている白亜紀の玄武岩類からもたらされたものと推定される。

XXII. GH 79-1 海域の大洋底堆積物からの珪酸質球粒の研究 (長沢 宏・山越和雄)

GH 79-1 航海で得られた深海底堆積物から珪酸質球粒を採取し、その化学組成から、起源を推定した。用いた実験手段は、走査型電顕 (SEM) と、中性子放射化分析法 (INAA) である。球粒は、外観上、色々な種類があり、ピンポン球型、肉団子型、サッカーボール型、更に、マンガン塊の微小球があった。ガラス質球粒の中で、稀土類元素の含有量が、隕石と同じパターンを示すものがみつき、これは、地上起源でないことが推論された。更に、数個の特異な組成のものがみつき、隕石を必ずしも母体とするものでないことが考えられた。

XXIII. GH 79-1 海域の大洋底堆積物からの金属質球粒の研究 (山越和雄・野上謙一・荒井興夫)

GH 79-1 航海で得られた深海底堆積物より、金属質球粒を分離し、中性子放射化分析を行った。Ni, Co, Ir などが隕鉄程度含まれるものがみつき、地球外起源と同定された。これらは、フランスの研究所に送られ、宇宙線生成核種を、加速器を用いて同定するやり方で測定されることになっている。金属球粒を分離、採取する仕事は、続けられ、当方でも、量を確保し、宇宙線生成核種を用いた研究を準備している。

XXIV. 中央太平洋海盆のマンガン団塊の広域的变化と局地的变化について (水野篤行)

昭和49年度から53年度まで行われた中央太平洋海盆の調査海域 (5° - 13° N, 175° E- 165° W) におけるマンガン団塊に関する諸研究の暫定的な総括及び結論として、マンガン団塊の広域的变化性と局地的变化性の問題をとりあげて、主としてすでに発表した論文(MIZUNO *et al.*, 1980) にもとづいてここにのべる。

調査研究海域は、大体において、5,000mから6,000mの水深の起伏ある深海盆からなる。試料採取及び海底撮影は大部分について110 km 間隔、一部55 km またはそれ以下の間隔で行われた。いくつかの小海域においては19 km, 1.9 km あるいはそれ以下の間隔でデータが得られた。データは約200地点からのものであり、約28,000 km の音波探査データを加えて考察した。

中央太平洋海盆のマンガン団塊は形態的にいくつかのタイプに分類されるが、表面の状態によって r 群 (rough) と s 群 (smooth) とに大別できる。さらに b 群 (botryoidal) が識別されるが、これはごくまれに分布するだけである。r 群と s 群とは、海底における産状、鉱物組成、化学組成の諸点で、明らかに異なる。r 群は埋没型であり、Ni, Cu, Mn にとみ、Ni+Cu 品位は0.6-3.0% (2.0-2.4% が優勢)、 10\AA manganite にとむ。いっぽう、s 群は露出型で、Ni+Cu はより低く (0.2-2.0%, 1%前後が優勢)、 δ - MnO_2 にとむ。東部太平洋において HALBACH and ÖZKARA (1979) は、Type B, Type A, Type AB の3型を識別した。r 群は Type B に相当する。また Type AB の一部は s 群に相当し、その典型的なものは b 群に相当するものと思われる。団塊の形態的特徴、各タイプの発達の状況の細部は中部太平洋と東太平洋とで異なっているように思われるが、団塊の諸特徴にみられるかなりの類似性は、近い将来に単一の分類を可能にするものと考えられる。

団塊の形態、したがって金属含有量は全調査海域を通じて団塊の賦存率と相関している。すなわち、MENARD and FRAZER (1978) が示したような弱い逆相関関係が Ni+Cu 品位と賦存率の間にみられる。r 群は 12kg/m^2 程度 (大部分 5kg/m^2 以下) までの低賦存率を示すが、s 群は大部分 10 - 20kg/m^2 で最大 44kg/m^2 まで達する。したがって賦存率、形態、海底での産状、鉱物組成、化学組成は相互に密接に関連しあっているのである。

中部太平洋におけるマンガン団塊の賦存率分布は、東太平洋におけると同様に高濃集域は島状に分布している。賦存率分布と表層堆積物の組成との間には特別な関係は認められない。水深との間にも何ら関係が認められないようである。

いっぽう賦存率と音響的層序との間には一定の関係がみられる。とくに始新世中期から第四紀にかけてのユニット I (音響相の上からタイプ A, B, C にかげられる) と関係する。透明層からなるタイプ A ではユニット I 全層の層厚と、不透明層を含むタイプ B, C では最上部の透明層の層厚との間に関係がある。このことは団塊の賦存率が基本的には第三紀のある時期から第四紀にかけての堆積速度や堆積様式によって支配されていることを示すものと考えられる。これは 10° N, $167^{\circ}40'$ W 付近及び 5° N, 173° W 付近の小区域における団塊の諸性質の局地的变化のくわしい研究によってさらに明らかにされた。

10°N, 167°40'W 付近の海域では、5-12 km の距離の範囲内で、賦存率は20kg/m²から急激に減少し、遂にごくわずかないし0となる。Ni, Cu 品位は逆に高くなる傾向を示している。形態的特徴は賦存率7-8 kg/m²をさかいとしてs型からr型に変化する。鉱物組成もそれに対応して、10Å manganite< δ -MnO₂ から 10Å manganite> δ -MnO₂ と変化する。堆積物型はさまざまであって、このような団塊の変化とは無関係にあり、水深も無関係である。団塊の変化は堆積層の発達状況と関連し、すなわち漸新世~中新世初期の堆積層の上に著しいハイアタスをへだてて横たわる鮮新世末~第四紀の堆積物の堆積速度と相関する。過去200万年間の堆積速度が2 mm/1,000y 以下の場合にs型が、2-5 mm/1,000 y の場合にr型が形成され、5 mm/1,000 y 以上では団塊はほとんど形成されなかったと考えられる。ハイアタスは著しい南極底層流の影響によって生じたものと思われる。さらに同底層流の影響は第四紀においても堆積速度の相違を生じたものであろう。団塊の成長速度はr型4.47 mm/m.y., s型3.35 mm/m.y. (平均値) で両型で有意の差を示している。団塊のうち、少なくともr型の直径2 cm 以下のものは過去200万年の間の堆積に伴って成長したものであるが、より大きいもの(s型に多い)は成長はさらに古くはじまっていると考えられる。団塊の内部にもハイアタスがみられることを考えると、東太平洋の一部での例と同様に、ハイアタスの時期に団塊はすでに形成され、それらが過去200万年の間にさらに成長したものであろう。すなわち、若い団塊と古い起源をもつ団塊が現在の海底に存在すると解釈される。

同様なr型からs型への変化は深海丘域においてもみられる(5°N, 173°W 付近)。堆積層自体の解析がまだかならずしも十分ではないが、やはり鮮新世末~第四紀における堆積速度の相違がその支配要因になっていると考えられる。東太平洋の深海丘域においてもほぼ類似した団塊の変化の存在が報告されているが、その変化の要因も同様である可能性が大きい。この点に関しては今後のくわしい検討が必要である。

中央太平洋海盆におけるマンガン団塊に関し、その広域的变化・局地的変化を検討すると、マンガン団塊の形態、賦存率、金属品位、鉱物組成、海底における産状は相互に密接に関連しあい、かつこれらは基本的には鮮新世末から第四紀にかけての堆積史、ならびにそれ以前のハイアタスの歴史に支配されていると推論できるが、さらにくわしい今後の多くの研究が必要である。