

九州・パラオ海嶺，駒橋第二海山の
マンガンクラスト・団塊の潜航調査
—「しんかい2000」第820及び868潜航—

白井 朗*1 西村 昭*1 石塚 治*2

駒橋第二海山では漸新世の花崗岩質岩が得られている。本潜航では山体の上部におけるその産状とマンガンクラスト・団塊の発達状況の観察をした。急傾斜の西斜面は標高差100 m以上にわたって見事な節理の発達する花崗岩質岩（トーナライト）の急崖露頭及びその崖錐からなり、一面薄い（数 mm 以下）マンガンクラストに覆われている。採取されたクラスト・団塊はすべて海水起源の vernadite を主成分とし、微量の続成起源 busserite を伴う。肩部から山頂にかけては東西斜面とも固結した石灰岩の露頭が発達し、部分的に砂礫質石灰質堆積物が発達する。浅海性化石、円礫の存在は当海山は礁を形成した時期があったことを示している。石灰岩には一般にマンガン酸化物の被覆はほとんど無い。本調査では、山体の構成岩石の年代が古い割にはマンガン酸化物層が薄い事実から海山の沈降後、かなり新しい時代まで斜面崩壊、侵食などが起きていた可能性が示唆された。観察、分析の結果は局地的な地質現象がクラスト・団塊の形成に強く関与していることを示している。

キーワード：マンガンクラスト，マンガン団塊，石灰岩，海山，花崗岩

**Submersible Investigation of Manganese Crusts
and Nodules from Komabashi-Daini Seamount,
Kyushu-Palau Ridge
("Shinkai 2000" Dives 820 and 868)**

Akira USUI*3 Akira NISHIMURA*3 Osamu ISHIZUKA*4

We observed manganese crust and nodule deposits on Komabashi-Daini Seamount in a remnant arc Kyushu-Palau Ridge with a submersible "Shinkai 2000". The upper part of the seamount is composed of the Oligocene granitic rocks overlain by the Miocene reef limestone. The outcrop of the granitic rocks is entirely but thinly covered with hydrogenetic Mn crusts with several mm thickness, while the latter is hardly covered. The deposition of the crusts may have started after the subsidence of the flat-topped seamount capped by reef limestone. The age of initiation of the manganese crusts and nodules is speculated as Pliocene or Pleistocene. The deposition of manganese is controlled strongly by local geologic phenomena such as mass

* 1 地質調査所海洋地質部

* 2 地質調査所地殻化学部

* 3 Marine Geology Department, Geological Survey of Japan

* 4 Geochemistry Department, Geological Survey of Japan

movement and sedimentation processes.

Key words : manganese crust, manganese nodule, limestone, seamount, granite

1. はじめに

海洋においてマンガンは最も移動しやすい元素の一つである。海水中での酸化、表層堆積物中での溶解・再沈殿、熱水からの沈殿などを通じて、マンガンクラスト、マンガン団塊、塊状酸化物等を形成する。これらは金属資源としての経済価値を有するのみならず、地球化学、堆積学、古海洋学等の分野における重要な研究対象でもあり、海洋古環境の指標として、また海洋における重金属の循環・収支を考察する上で重要な海底堆積物の構成物である。従来、船上からの調査に頼っていたため、その局地的偏在性、産状の変化、及びその地形・地質との関連はよくわかっておらず、その形成環境、形成条件、成長史に関する未解明の問題が多い。潜水調査船を用いた海底マンガン鉱床の調査は Nautile が中部太平洋のマンガン団塊地域で最初を実施し、その有効性が指摘された (Cochonat et al., 1992)。筆者らは今までに、七島硫黄島海嶺海形海山、小笠原海台、西七島海嶺天保海山において「しんかい 2000」による潜航調査を実施した (臼井, 1991; Usui and Nishimura, 1992; Usui et al., 1993; 西村・臼井, 1994)。

本研究では過去の船上調査による地形調査と、採泥結果に基づき駒橋第二海山 (図 1) の東方、西方の急斜面の 2 測線に沿って、1995 年 (第 820 潜航) 及び 1996 年 (第 868 潜航) の二回の研究潜航調査を実施した。また 1997 年には海洋科学技術センターにより 3 回の訓練潜航 (第 931-933 潜航) が実施された (表 1)。

過去の白嶺丸 (GH74-7 航海) 及び望星丸 (GDP8 航海) の調査の際、当海山山頂部の数測点からマンガン団塊 (総重量 600 kg 以上) ・クラストが採取されている (臼井ほか, 1976; 水野, 1975 未公表) が、周辺の詳しい地形調査・地質調査は行われていない。また、当海山を含む九州・パラオ海嶺中部では白嶺丸 (GH86-1 航海) が地質調査を実施し、いくつかの海山においてマンガンクラストの分布が確認された (Usui and Terashima, 1997)。特に本海山では酸性深成岩類に伴うマンガン団塊が多量に採取されているが、その産状は全く不明である。

2. 海山の地形・地質

九州・パラオ海嶺は漸新世 (約 30 Ma まで) の火成活

動によって形成された島弧である。その後四国海盆のリフティングによってその西方に残留した古島弧と考えられている (志岐ほか, 1975; Okino et al., 1994)。背弧拡大は概ね 28 Ma 頃から始まって 15 Ma 頃に終了し、その結果、広大な背弧海盆である四国海盆とその南方のパレスベラ海盆が形成された。九州・パラオ海嶺はフィリピン海プレート上にあつて、四国海盆と西方のフィリピン海盆を二分している。同海嶺の岩石年代値は少ないが、柴田・奥田 (1975), Shibara et al. (1977) は駒橋第二海山の石英閃緑岩について 37.5 Ma, 37.4 Ma, 南高鵬海山の花崗閃緑岩について 48.5 Ma (水野ほか, 1977) の放射年代値を報告している。DSDP Site 296 深海掘削データ (駒橋第二海山南方約 100 km 水深 2,920 m の地点: Ingle et al., 1975) では基盤に近い火山岩の年代として 47.5 Ma が得られている。これらのデータや海盆部の地磁気異常の解析から、一般に同海嶺は始新世から漸新世後期に島弧として成長したと考えられている。また海嶺の東側斜面は南北数百 km にわたって正断層系の急崖を呈し、これは背弧拡大初期 (28-26 Ma) のリフティングによって形成されたものと解釈されている (奥田ほか, 1976; Okino et al., 1994)。

駒橋第二海山では旧ソ連によって最初の岩石採取が実施され (Ostapenko and Naryjenyi, 1976), その後東海大学「望星丸」による GDP 第 8 次航海 (Shiki, 1985), 地質調査所「白嶺丸」KH74-7 調査航海 (水野, 1975), 保安庁水路部「拓洋」による地形調査 (未公表) などが実施された。当海山では残留島弧として初めて酸性深成岩類が採取され、フィリピン海プレートの構造発達史を考察する上で重要な事実が得られている (GDP-8 航海乗船研究者, 1974)。また類似の花崗岩質岩は同海嶺南方の南高鵬海山や奄美海台からも得られており、島弧を構成する主要岩石の一つであると言われているが、その産状・分布は良くわかっていない。マンガンクラスト・団塊は同海嶺の他の海山 (Usui and Terashima, 1997), 奄美海台, 大東海嶺群 (Shiki et al., 1985; 桂ほか, 1994) 等からも報告が多いが、その産状・分布、地史との関連などは今後の課題となっている。

当海山は九州・パラオ海嶺の北端に位置し、西方の喜界海盆及び東方の四国海盆、水深 4,000 m の深海底からそびえ立っている。また海山斜面には水深 2,200-

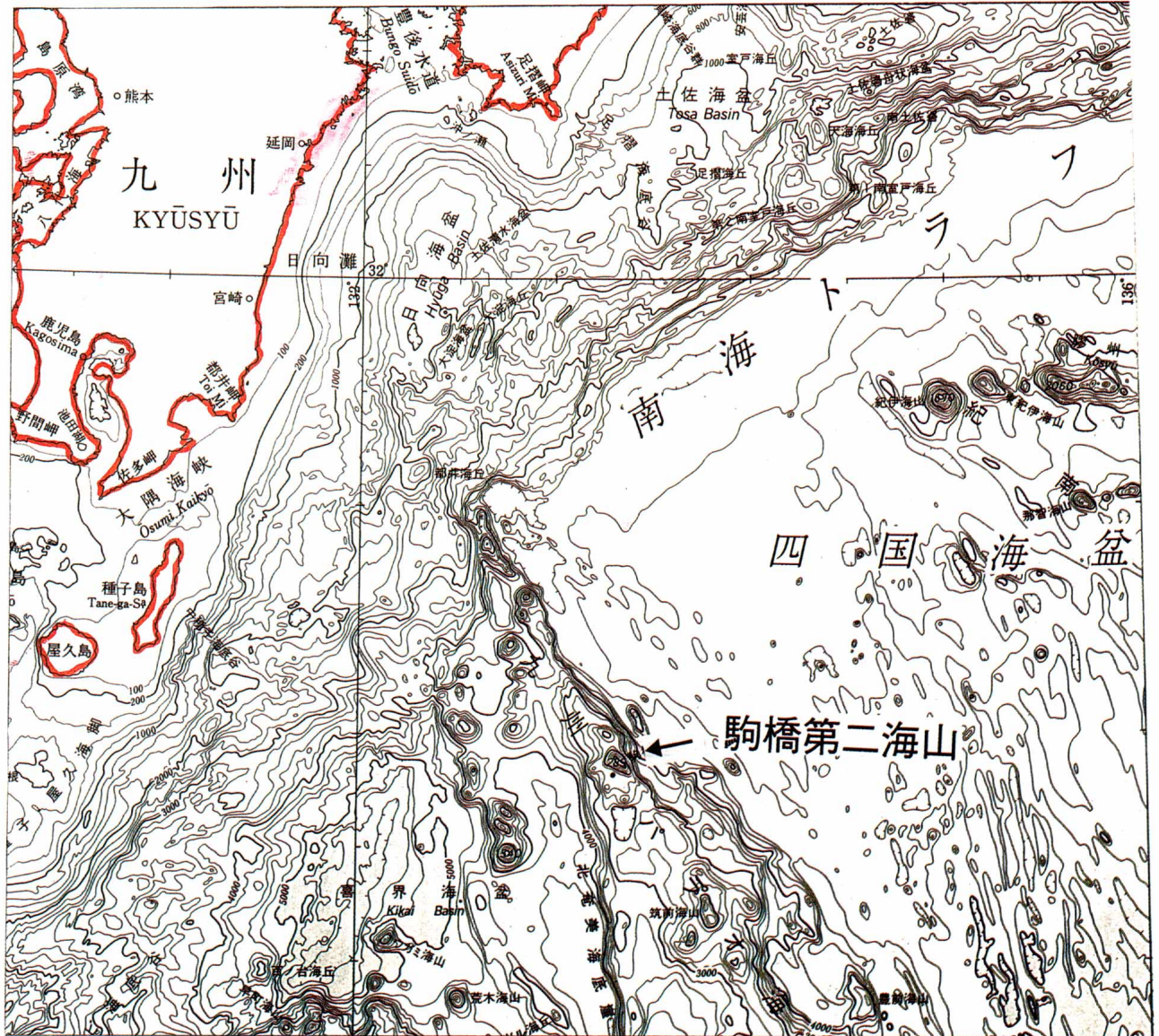


図 1 駒橋第二海山の位置
 Fig. 1 Location of Komabashi-Daini Seamount.

表 1 駒橋第二海山における「しんかい 2000」潜航実績
 Table 1 Data of five dives by “Shinkai 2000” on Komabashi-Daini Seamounts.

潜航番号	820	868	931	932	933
	研究潜航	研究潜航	訓練潜航	訓練潜航	訓練潜航
潜航日	1995年10月26日	1996年5月27日	1997/4/8	1997/4/9	1997/4/10
海域	駒橋第2海山東斜面	駒橋第2海山西斜面	駒橋第2海山東斜面	駒橋第2海山東斜面	駒橋第2海山東斜面
着底 時刻	10:46	11:03	10:34	10:46	10:40
位置	29°52.76'N, 133°20.27'E	29°52.52'N, 133°18.29'E	29°52.89'N, 133°20.27'E	29°52.36'N, 133°20.16'E	29°52.81'N, 133°20.22'E
水深	1345m	1256m	1395m	1025m	1375m
離底 時刻	14:53	14:52	15:01	12:58	14:43
位置	29°52.64'N, 133°19.79'E	29°52.76'N, 133°18.96'E	29°52.56'N, 133°19.99'E	29°52.45'N, 133°20.02'E	29°52.61'N, 133°20.05'E
水深	718m	934m	872m	1011m	968m
観察者	西村 昭	臼井 朗	大野芳生	伊藤一寿	大野芳生
船長	伊藤一寿	大野芳生	千葉和宏	松本恵太	千葉和宏
船長補佐	松本恵太	菅原孝夫	三浦豊司	光藤数也	三浦豊司
航走距離	約900m	約1100m	約2100m	約400m	約1300m
最低水温 (°C)	3.2	3.3	2.7	3.9	2.9

2,500 m と 900 m 付近にテラス状の平坦面が認められる。また潜航調査に先立ち「なつしま」による事前地形調査を実施した結果、当海山は水深 500–600 m の平頂部（さしわたし約 3 km）を持つことが明かとなった。従来の採泥結果によると北斜面の水深 2,200–2,300 m 及び約 1,000 m のテラス、及び山頂部水深約 500 m の位置において多数のマンガン団塊、マンガンクラストが採取され、その大半は花崗岩質岩を核としている（水野, 1975; 臼井ほか, 1976; Usui, 1985; Shiki et al., 1985）。しかしすべてドレッジによって採取されたため詳しい産状はよくわかっていない。団塊・クラストの化学組成に関する従来の研究によると、最大厚さは 20 mm 程度で、核が大きく、微細構造は単調であり、組成は高 Fe, 低 Co, 低 Cu が特徴である（臼井ほか, 1976; 原田ほか, 1985）。

3. 潜航観察の結果

潜航地点の選定に当たっては、過去の地形調査及び採

取岩石記載を考慮したが、当時の船位の精度は低いいため、採泥点の水深を重視した。二潜航のうち第 820 潜航では山体を形成する岩石とクラストの発達状況を観察するため、東側の最も急な斜面を選定した。本潜航において東側の急崖を形成する石灰岩にはマンガンクラストが発達しないことが明らかになったため、次の第 868 潜航では西側の斜面部と 1,000 m 付近のテラスを調査対象とした。両潜航とも崖を登る方向に斜面から平頂部に向けて観察した。なお 3 回の訓練潜航は第 820 潜航の測線周辺において実施されたが、多くは海底からの高度を保った潜航のため、一部の観察結果のみを参考とした。図 2 に航跡を示す。

3.1 駒橋第二海山西斜面（第 868 潜航）

図 3 に底質分布図を写真 1 に海底のビデオ映像を示す。着底点の海底は巨礫サイズの崖錐角礫が一面に分布する（水深 1,260 m）。局部的に垂直に近い急崖や露頭が見られる。露岩や崖錐は全面黒色のマンガン酸化物に覆われているため、岩石種は不明であるが、節理の発達

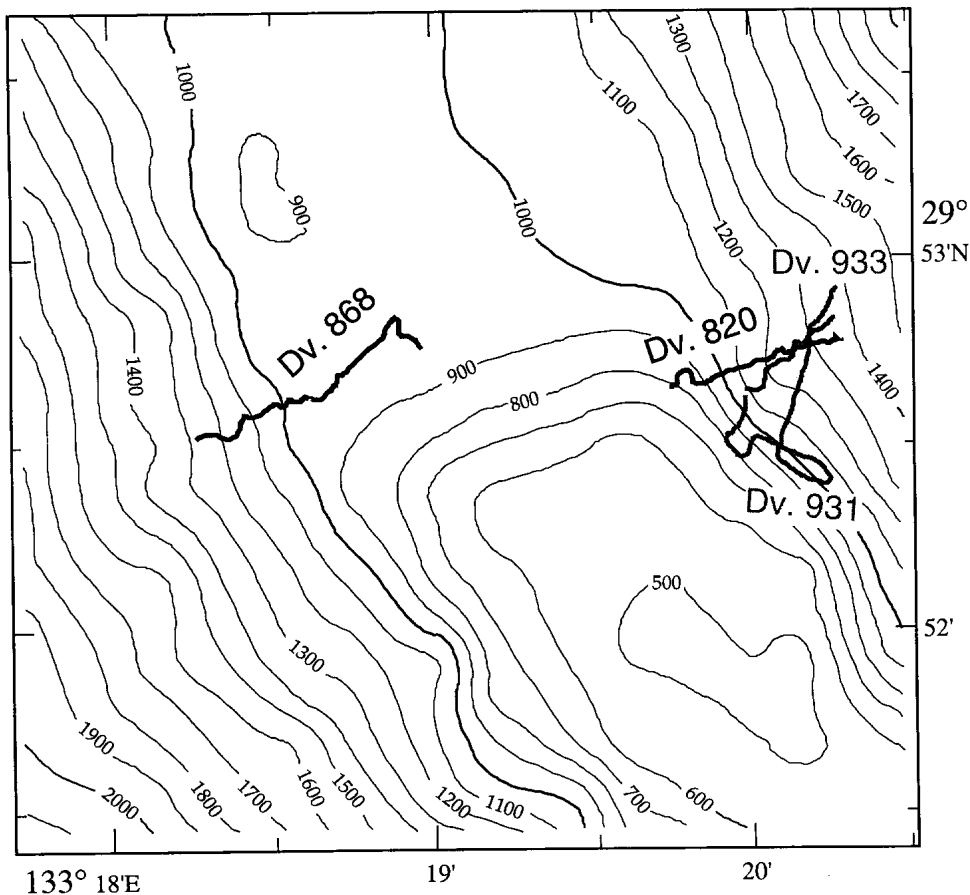


図 2 潜航調査測線。すべて水深が深い方の端が着底点。Dv. 931, 933 は訓練潜航（第 932 潜航は水中航走のため省略）
 Fig. 2 Tracklines of submersible observations starting from deeper ends. Gray lines are dives operated only by pilots for training.

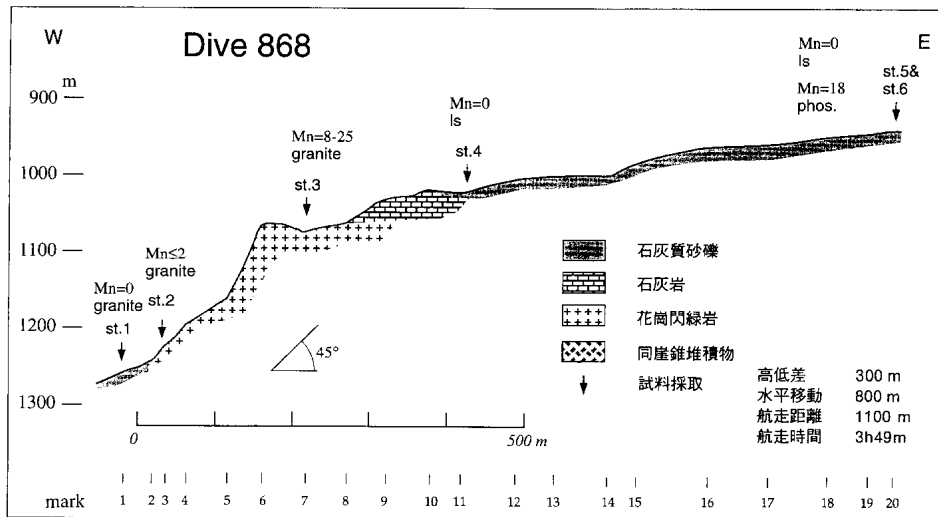


図3 第868潜航(西斜面)の海底観察に基づく推定底質分布図。Mnは酸化物厚さ(mm)。下段の数字はイベントマーク
Fig. 3 Schematic section and distribution of bottom materials along the track during Dive 868.

と外観から、おそらくより浅部で急崖を形成する花崗閃緑岩と同質の岩石である。水深1,250 mから1,200 mの斜面には節理が発達した花崗岩質岩が広く一面に分布するが崩壊が激しい。これらの礫はほとんど円磨されておらず一般に鋭角的な辺を持つ巨礫サイズの角礫である。花崗岩質岩が節理に沿って崩壊したと思われる。水深1,200 m以浅からテラスの肩1,050 mのまでの比高100 m以上にわたる海底は同岩石から成る垂直に近い露頭であり、複数方向の明瞭な節理と鋭角的に崩壊した表面に観察される。いずれもおそらく薄いマンガン酸化物が覆われているため、岩石の表面は真黒である。

肩部を越えて平坦面に達すると底質は有孔虫を含む砂礫質堆積物に変化し、中礫～細礫サイズの亜角礫または亜円礫の堆積物及び円磨された露岩がしばしば認められる。これらの露岩は薄くマンガン酸化物が被覆された石灰岩であり、花崗岩質岩の露岩は少ない。平坦部の中心に近づくると露岩は石灰岩だけになり、表面は不規則に丸みを帯びている。溝状の窪みや円礫が多く認められる。円礫の一部はマンガン酸化物が被覆されている。一般に石灰岩の露岩にはマンガン酸化物被覆は少ない。有孔虫(?)砂質堆積物の表面には流痕がしばしば観察される。これらの海底微地形は、非活動的海洋性島弧である西七島海嶺の天保海山の平頂部(Usui et al., 1993)に見られる礁性石灰岩の構造に類似する。

石灰岩の露岩地帯には部分的に有孔虫砂が池状に分布するが、おそらく厚いものではない。流痕が認められることから、山頂部では底層流が強く、現在は無堆積ま

たは侵食の環境にあると推定される。

3.2 駒橋第二海山東斜面(第820潜航)

水深1,335 mから718 mまでの海底の観察と岩石採取を行った。海底写真を写真2に示す。調査測線の下部(水深1,200 m以浅)では小さく切り立った崖とテラスの繰り返しでテラスには有孔虫砂が分布している(図4)。露出する岩石には丸い穴や数cm程度の凹凸があり、マンガン酸化物は薄く覆っている程度でクラストは発達していない。採取困難な白色のもろい岩石はおそらく石灰岩である。斜面中部(水深1,200~1,060 m)は比較的広く有孔虫砂が分布しており、リップルマークの存在は流れがあることを示唆している。斜面上部には急な崖があり、その最下部、水深1,095~1,083 mにおいては露出する岩石がブロックや厚板状になっている。表面は黒色でマンガン酸化物が覆っているように見えるところが一部あり、小さなクラスト片を採取した。厚さ8 mm以上のマンガンクラストが覆っているが、クラストの厚さと岩石についてはそれ以上のことは不明である。斜面上部の急崖は下半部の露岩と同様の凹凸が認められ、ほとんどが石灰岩であると考えられる。マンガン酸化物の発達も下部同様に薄く覆う程度である。急崖中央の水深993 m付近のテラスには緩い傾斜の板状岩石が見られる。岩石採取に成功し、5個の石灰岩が得られた。

調査測線全体にわたって、急崖とテラスの繰り返しである。崖の下には有孔虫砂が堆積しており、崩落した礫や岩石片などが認められない。岩石を採取することがきわめて困難で、採取試料により崖全体を構成する岩石を

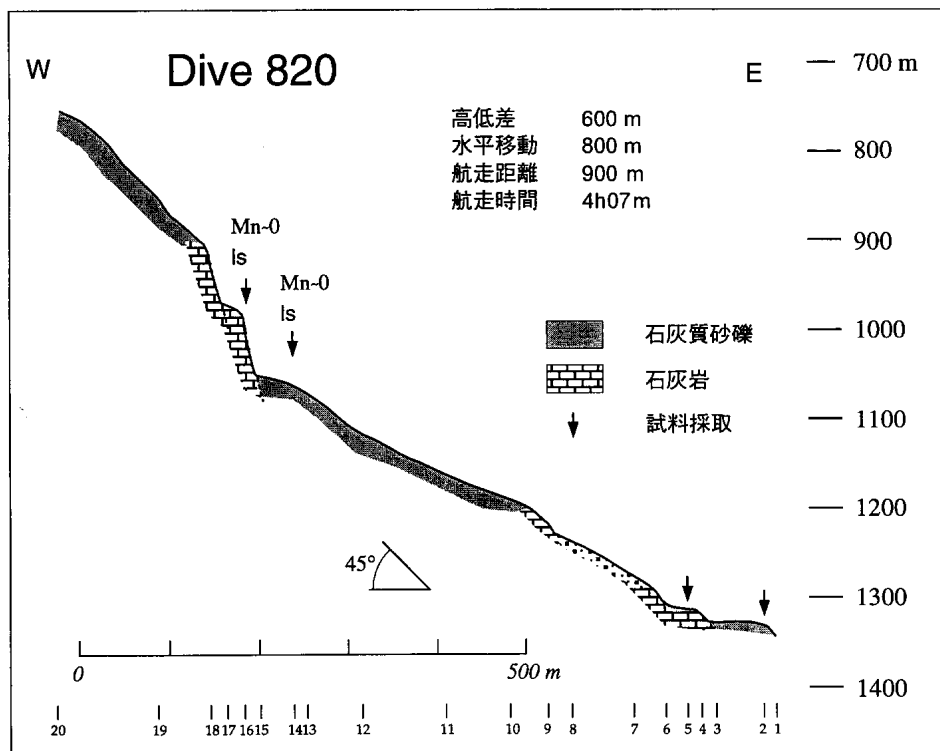


図 4 第 820 潜航 (東斜面) の海底観察に基づく推定底質分布図
 Fig. 4 Schematic section and distribution of bottom materials along the track during Dive 820.

明らかにすることはできなかった。しかし、その表面の形状からするとほとんどは石灰岩である。

4. 採取試料

表 2 に第 820 及び 868 潜航で得られた試料の簡略記載を示す。

4.1 マンガン酸化物

水深 1,070 m 以深の斜面部で採取した角礫はすべて花崗岩質岩である (St. 1, St. 2)。海底の露岩部は全面が黒色に覆われているものの、マンガン酸化物の被覆は高々 2 mm 程度である。

肩部近辺の平坦面には花崗岩質岩の円礫を核としたマンガン団塊が分布し (St. 3)、そのマンガン酸化物層の厚さは 5-12 mm 程度、最大 25 mm である (写真 3 参照)。石灰岩の露岩にはほとんどマンガン酸化物の被覆が無い。露岩地域の凹部には粗粒の石灰質堆積物や有孔虫砂が分布する。採取試料に付着した堆積物は方解石から成る有孔虫砂である。平坦部からは稀に燐酸塩化した石灰岩を核とするマンガン団塊が認められた。

第 868 潜航で得られたマンガン団塊の 12 試料の X 線粉末回折分析及び化学分析を実施した。本試料のマンガン酸化物の主要構成鉱物は vernadite (= δ - MnO_2) であり、他の地域の海山産クラストや団塊と同様である。

一般に外洋の海山に産するクラスト・団塊は通常海水起源 (hydrogenetic) の vernadite が主成分であるが、本試料の幾つかからは堆積物の初期続成過程で生成する buserite が検出された。碎屑物としては石英と痕跡程度の斜長石類が普遍的に認められる。

表 2 採取試料の簡略記載

Table 2 Brief description of collected rock samples.

試料番号	岩石種	Mn酸化物層		サイズ(cm)
		円磨度	形態	
Dive 868				
St.1 #1	石英閃緑岩	A	角礫への薄い被覆	0.3 18°11'8"
St.2 #1	石英閃緑岩	A	角礫への薄い被覆	2 20°17'8"
St.3 #1	石英閃緑岩	SR	マンガンクラスト	8 16°11'11"
St.3 #2	石英閃緑岩	R	マンガン団塊	9 6°5'5"
St.3 #3	石英閃緑岩	SR	マンガン団塊	11 17°11'8"
St.3 #6	石英閃緑岩	SA	マンガンクラスト	25 15°15'12"
St.4 #1	化石を含む石灰岩	SR	部分的に薄い被覆	<0.1 12°11'10"
St.4 #2	化石を含む石灰岩	SR	部分的に薄い被覆	<0.1 8°6'5"
St.4 #3	化石を含む石灰岩	SR	部分的に薄い被覆	<0.1 7°5'5"
St.5 #1	化石を含む石灰岩	SA	部分的に薄い被覆	<0.1 42°16'11"
St.6 #1	化石を含む石灰岩	SA	部分的に薄い被覆	<0.1 17°14'12"
St.6 #2	燐灰石	R	マンガン団塊	6 14°7'3"
St.6 #3	燐灰石	R	マンガン団塊	18 2°2'1"
Dive 820				
St.1#1	軽石	SR	-	0 13°10'5"
St.2#1	スコリア	SA	-	0 10°6'5"
St.3#1	マンガンクラスト	A	クラスト破片	>8 3°2'0.8"
St.4#1	マンガンクラスト	A	クラスト小破片	
St.5#1	石灰岩	A	部分的に薄い被覆	<1 11°8'6"
St.5#2	石灰岩	A	部分的に薄い被覆	<1 11°8'6"
St.5#3	石灰岩	A	部分的に薄い被覆	2 11°10'4"
St.5#4	石灰岩	A	部分的に薄い被覆	1 11°8'2"
St.5#5	石灰岩	A	部分的に薄い被覆	<1 11°8'5"

A:angular, SA:subangular, SR:subrounded, R:rounded

これらの分析結果から、本試料は基本的には酸化的な条件下でおそらく連続的に成長したものと見える。しかし、典型的な海山型のクラスト・団塊には稀な buserite を含むことから、表層堆積物の続成作用に伴う鉄・マンガンの分離が生じ得る弱還元的な時期があったのかもしれない。第三の起源の熱水性マンガン酸化物は鉱物組成上も、化学組成上も全く認められない。

山頂部ではマンガン酸化物の被覆の無い石灰岩の露頭が認められる。

4.2 花崗岩質岩

Dive 868 St. 1 #1, St. 2 #1 *Coarse-grained equigranular tonalite*

主な構成鉱物として石英（粒径<2 mm, 30%）、斜長石（<3 mm, 45%）を含み、カリ長石はわずかである（3%以下）。これ以外に不透明鉱物（<0.5 mm, 4%）、緑れん石、ジルコンが含まれる。苦鉄質鉱物（6-7%）は全て変質しており、緑泥石、緑れん石が生成している。斜長石及びカリ長石も著しく変質して不透明になっており、結晶内に緑れん石等が生じている。石英中には、多数の流体包有物が含まれており、この中には1種あるいはそれ以上の娘結晶を含んでいるものや、気相に富む包有物が多く、固結時に高温、高塩濃度の流体が存在していたことを示している。一部には、幅2 mm程度の石英の細脈が認められ、脈中には石英以外に赤鉄鉱や緑れん石がみられる。写真4 (A, B, E) に透過顕微鏡写真を示す。

Dive 868 St. 3 #1, St. 3 #4 *Fine-grained tonalite*

主に石英（<1 mm, 40%）、斜長石（<1.5mm, 45%）からなり、少量のカリ長石を含む。長石は自形～半自形を示す。鉱物組み合わせは、上記の St. 1 や St. 2 の試料と変わらないが、細粒である。苦鉄質鉱物は主に緑泥石に変質している。もともとの苦鉄質鉱物の量（3-4%）は、St. 1 および 2 の試料に比べて少ない。斜長石、カリ長石も変質している。一部にミルメカイト様組織がみられる（写真 4C & D）。

以上記載した岩相は、これまでに志岐ほか（1974）や Shibata et al. (1977) に報告されているものに類似する。今後、得られた試料の全岩化学分析を行う予定である。また、これら深成岩の活動時期を決定するため⁴⁰Ar/³⁹Ar法による年代測定を検討したが、変質のため困難であると判断した。新鮮な試料の採取が望まれる。

4.3 石灰岩

第820潜航調査で東斜面から石灰岩試料は1地点（820-5）で5個を採取した。岩相に2種類のものが認められる。1つは大型有孔虫、小型底生有孔虫、浮遊性有孔虫、石灰藻、ウニ骨片などの生物破片を含む白色のバイオスパライトである。化石から浅海で形成された石灰岩である。もう一種類は St. 5 #4 試料の岩相で、浮遊性有孔虫を多く含む灰色のバイオミクライトで底生有孔虫はごく少量である。浅海で形成されたものでなく、有孔虫砂が固結した岩石である。顕微鏡観察ではマンガン酸化物が鉱染状を示す部分がある。石灰岩の一部は隣

表3 マンガンクラスト、団塊の鉱物組成
Table 3 Mineralogical composition of Mn crusts and nodules.

No	Sample No.	Remarks	Size (cm)	Depth (mm)	Thickness of Mn ox. (mm)	Mineralogy	
						major	minor
H1	Dv.868 st3 #3	coating	20*20*20	0-7	7-9	vernadite	Q
H2	Dv.868 st3 #1	coating	20*20*20	0-7	6-7	vernadite	Q
H3	Dv.868 st3 #2	coating	5*5*4	0-7	6	vernadite	Q, P, B
H4	Dv.868 st2 #1	coating	20*15*15	1-1.5	1-1.5	vernadite	Q, P
H5	Dv.868 st1 #1	coating	15*15*10	0-0.3	0.2-0.3	vernadite	Q, P
H6	Dv.868 st3 #6A	coating	15*15*10	0-5	25	vernadite	Q, P
H7	Dv.868 st3 #6B	crust	15*15*10	5-20	25	vernadite	Q
H8	Dv.868 st3 #6C	crust	15*15*10	20-25	25	vernadite	Q
H9	Dv.868 st3 #6X	crust on bottom	15*15*10	0-2	2	vernadite	Q, P, B, C
H10	Dv.868 st6 #1	coating	6*4*4	0-15	15	vernadite	Q
H11	Dv.868 st6 #2A	coating, upper	15*7*6	0-5	5	vernadite	Q, (B)
H12	Dv.868 st6 #2B	coating, lower	15*7*6	0-3	1-3	vernadite	Q, (B)
H58	Dv.868 st6 #2N	nodule nucleus	2*2*4			apatite	-

MINERALOGY: Q=quartz, P=plagioclase, B=buserite, C=calcite

酸塩化している可能性もある。浅海形成のバイオスパライトは後でも述べるように、ストロンチウム同位体層序により中新世初期の年代が示唆される。また、バイオミクライトは含まれる浮遊性有孔虫を薄片の断面で判別した結果では、中新世中期以降、第四紀の可能性が大きい。

5. 形成環境と成長史

九州-パラオ海嶺を含むフィリピン海プレートは複雑な地形と地質構造を持ち、その詳しい構造発達史は明らかではない。駒橋第二海山においても同様で、その形成史はよくわかっていない。その基盤の形成は南高鵬海山と同様に始新世に遡る可能性が高いが、現在までに得られている最も古い岩石年代は漸新世 37.4 Ma 及び 37.5 Ma (前出) である。これら酸性深成岩の形成後、同海嶺域では島弧の火山活動により主要な部分が形成された(奥田ほか, 1976; Okino et al., 1994)。その後、漸新世の背弧拡大によって四国海盆が形成される初期の過程で現在の九州-パラオ海嶺の原型ができ (Okino et al., 1994), 中新世の急激な沈降 (志岐ほか, 1975) によって、遠洋性堆積の場に変化した (Shiki, 1979)。今回の潜航調査で得られた石灰岩の $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 年代は中新世初期 (23.3 Ma-24.1 Ma; 西村ほか, 本報告書) に礁を形成したものであることから、マンガン酸化物の形成時期はそれ以降であろう。マンガン酸化物の形成は一般的に遠洋性堆積環境または無堆積の条件下で、地質学的に非活動的な環境促進されることから、本試料は古くとも中新世中期以降、海山の沈降後に始まったことは間違いない。しかし酸化物層厚は最大 25 mm (平均 5-6 mm) であり、内部構造には明らかな成長間隙を示唆する証拠が無いことから、例えば 3 mm/m.y. の遅い成長速度を仮定しても 8 Ma より古いことはない。類似した地質環境の西七島海嶺海山上のクラストの推定成長速度、14-17 mm/m.y. (Joshima and Usui, in press) を適用し連続成長を仮定すると、本試料はもっと若く鮮新世~更新世に成長を開始したと考える方が妥当である。若い年代は当海域のマンガン団塊の微化石推定年代 (原田ほか, 1985; Harada et al., 1985) とも一致する。

駒橋第二海山の深部水深 2,000 m 以深にはより古い年令の団塊・クラストが分布している。これは広域的な形成環境に加えて、局地的な地質・堆積条件の違いがマンガン酸化物の形成を大きく支配していることを示している。

6. ま と め

南西斜面の急崖部 (傾斜 70° 程度), 水深 1,070~1,250 m には顕著な節理が発達した花崗岩質岩が露頭として広く分布する。マンガン酸化物の被覆は数 mm の薄いものであり、斜面崩壊や侵食が活発であることを示す。

水深 1,070 m 以浅の平頂部に露出する石灰岩のマンガン酸化物被覆は 1 mm 以下である。礁性石灰岩であるとすれば当海山は珊瑚礁を形成する海洋島の時期があったことを示し、調査地域のマンガン酸化物は海山沈降後に形成を開始したらしい。平頂部には局地的に酸化物層厚が最大 25 mm のマンガン団塊が認められる。

本海域のマンガン酸化物はすべて海水起源を主体とし、初期続成作用起源酸化物が若干含まれる。

当海域では海嶺の形成年代に比べて酸化物層の発達ที่薄いことがわかり、これはマンガンクラスト・団塊の形成が始まったのは比較的新しい時代であることを示唆している。

謝 辞

海上保安庁水路部大陸棚調査室沖野郷子研究官からは調査海域周辺の未公表シーブーム地形図を提供頂き、調査計画立案に使わせて頂いた。海洋科学技術センター運航部及び深海研究部の諸氏、「なつしま」の乗組員ならびに「しんかい 2000」運航チームの方々には調査航海と潜航調査にあたり船上において多大な御助力を頂いた。同センターの橋本惇博士には訓練潜航に関わるビデオ映像、及びデータを提供頂いた。以上の皆様に厚く御礼申し上げます。

引用文献

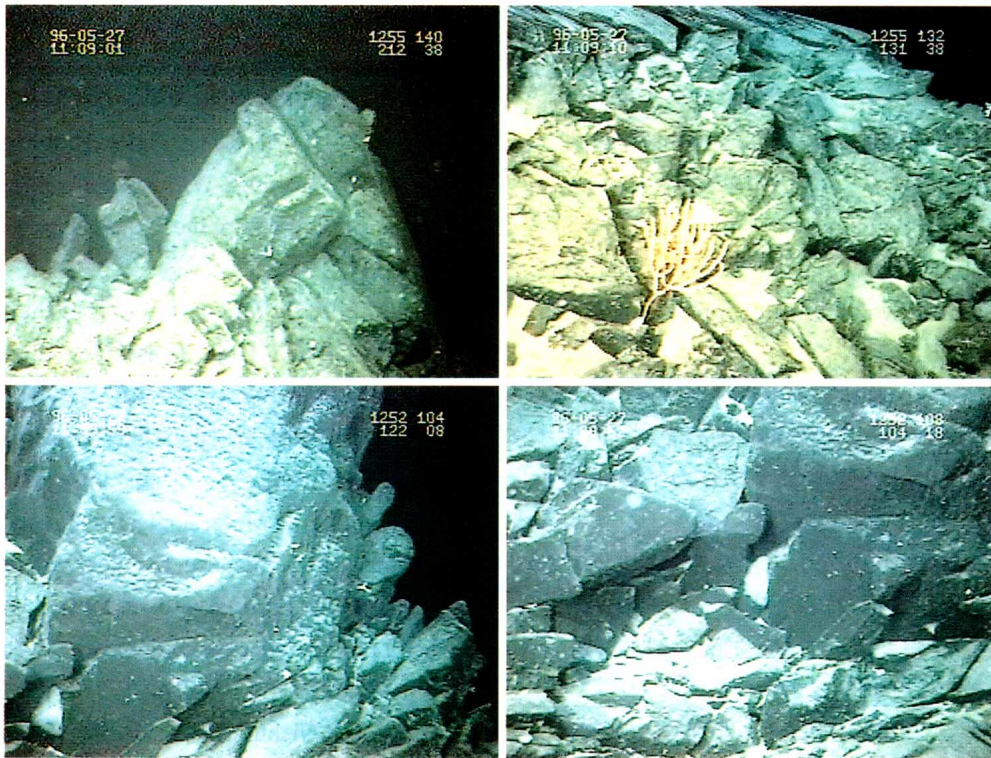
- Cochonat, P., Le Suave, R., Charles, C., Greger, B., Hoffert, M., Lenoble, J. P., Meunier, J., and Pautot, G. (1992): First in situ studies of nodule distribution and geotechnical measurements of associated deep-sea clay (Northeastern Pacific Ocean). *Marine Geology*, 103, 373-380.
- GDP-8 研究航海地質学関係乗船研究者一同 (1974): 紀南海山列から玄武岩質凝灰岩, 九州-パラオ海嶺から酸性深成岩類礫の採取. *地質学雑誌*, 80(10), 489-491.
- Harada, K., Nishida, S., and Ishibashi, K. (1985): Formation of manganese nodules from Komabashi-Daini Seamount of the Kyushu-Palau Ridge and its geologi-

- ca implication. In: T. Shiki (ed.) *Geology of the Northern Philippine Sea*, Tokai Univ. Press, p. 202-211.
- 原田憲一・西田史朗・臼井 朗 (1985): フィリピン海北部海山産マンガン団塊の地質学的意義. *地学雑誌*, **94**(3), 30-40.
- Ingle, J. C. (1975): Summary of late Paleogene-Neogene insular stratigraphy, paleobathymetry, and correlations, Philippine Sea and Sea of Japan. *Init. Rept. DSDP*, **31**, 837-85.
- 桂 忠彦・島村国雄・大陸棚調査室一同 (1994): 「大陸棚海底サンプルの地質学的地球科学的研究 (その1)」—大陸棚調査で得られた海底サンプルの予察的研究—。水路部研究報告, **30**, 345-381.
- 水野篤行・柴田 賢・内海 茂・湯浅真人・奥田義久・野原昌人・木下泰正 (1977): 九州-パラオ海嶺, 南高鵬海山の花崗閃緑岩とその K-Ar 年代. *地調月報*, **28**(8), 5-9.
- 水野篤行 (1975): 白嶺丸 GH747 航海 (沖繩東方海域)—深海底鉱物資源探査に関する基礎的研究—, 海底地質調査資料集, 未公表. 39-45.
- 西村 昭・臼井 朗 (1994): 小笠原海台東海山の地史とマンガンクラストの産状観察. *JAMSTEC 深海研究*, **10**, 99-110.
- 西村 昭・野原昌人・臼井 朗 (1997): 九州・パラオ海嶺及び伊豆・小笠原弧の石灰岩試料のストロンチウム同位体層序年代. *JAMSTEC 深海研究*, **13**, 145-153.
- Okino, K., Shimakawa, Y., and Nagaoka, S. (1994): Evolution of the Shikoku Basin. *J. Geomag. Geoelectr.*, **46**, 463-479.
- 奥田義久・水野篤行・玉木賢策・永山和久 (1976): 音波探査結果から見た大東海嶺群海域の構造発達史. *海洋科学*, **8**, 414-422.
- Ostapenko, V. F. and Naryjnyi (1976): Oplagiogranitakh vperyeie podnyaatykh s podvyanogo khrebta Kyoshu-Palau (Phillippinskoe more). *Dok. Akad.*, **229**(3), 687-690.
- Ozima, M., Kaneoka, I., and Ujiie, H. (1977): 40Ar-39Ar ages of rocks, and the development mode of the Philippine Sea, *Nature*, **267**, 816-818.
- Shibara, K., Mizuno, A., Yuasa, M., Uchida, S., and Nakagawa, T. (1977): Further K-Ar dating of tonalite dredged from the Komabashi-Daini Seamount. *Bull. Geol. Surv. Japan*, **28**, 1-4.
- 柴田 賢・奥田義久 (1975): 第二駒橋海山より採取された花崗岩類の K-Ar 年代. *地調月報*, **26**, 71-72.
- Shiki, T. (1979): The Daito Ridge group and the Kyushu-Palau ridge-With special reference to the tectonics of the Philippine Sea. *J. Phys. Earth*, **27**, p. S113-S124.
- Shiki, T. (1985): Editor, *Geology of the Northern Philippine Sea*. Tokai Univ. Press, Tokyo. 288pp.
- 志岐常正・青木 斌・三沢良文 (1975): フィリピン海研究の最近の地質学的成果と課題—特に GDP-8, -11 次航海に関連して—. *海洋科学*, **7**, 22-28.
- Usui, A. (1985): Mineralogical and geochemical characteristics of manganese nodules and crusts collected during GDP-5 and 8 Cruises in the Western Pacific. In: T. Shiki (ed.) *Geology of the Northern Philippine Sea*, Tokai Univ. Press, p. 179-201.
- Usui, A. and Nishimura, A. (1992): Submersible observations of hydrothermal manganese deposits on the Kaikata Seamount, Izu-Ogasawara (Bonin) arc. *Marine Geology*, **106**, p. 203-213.
- Usui, A. and Terashima, S. (1997): Deposition of hydrogenetic and hydrothermal manganese minerals in the Ogasawara (Bonin) Arc area, Northwest Pacific. *Marine Georesource & Geotechnology*, **15**, 127-154.
- Usui, A., Nishimura, A., and Iizasa, K. (1993): Submersible observations of manganese nodule and crust deposits on the Tenpo Seamount, Northwestern Pacific. *Marine Georesources and Geotechnology*, **11**, 263-291.
- 臼井 朗 (1991): 小笠原海域「海形海山」の熱水性マンガン酸化物—第 408 潜航調査—。第 7 回「しんかい 2000」研究シンポジウム報告書, 89-104.
- 臼井 朗・武内寿久禰・正路徹也 (1976): マンガン団塊中の金属元素の分布と構成鉱物の生成環境, とくに駒橋第 2 海山上の団塊について. *鉱山地質*, **26**, 371-384.

(原稿受理: 1997 年 7 月 7 日)

(注) 写真は次ページ以降に掲載

mark 1 St. 1



mark 3 St. 2

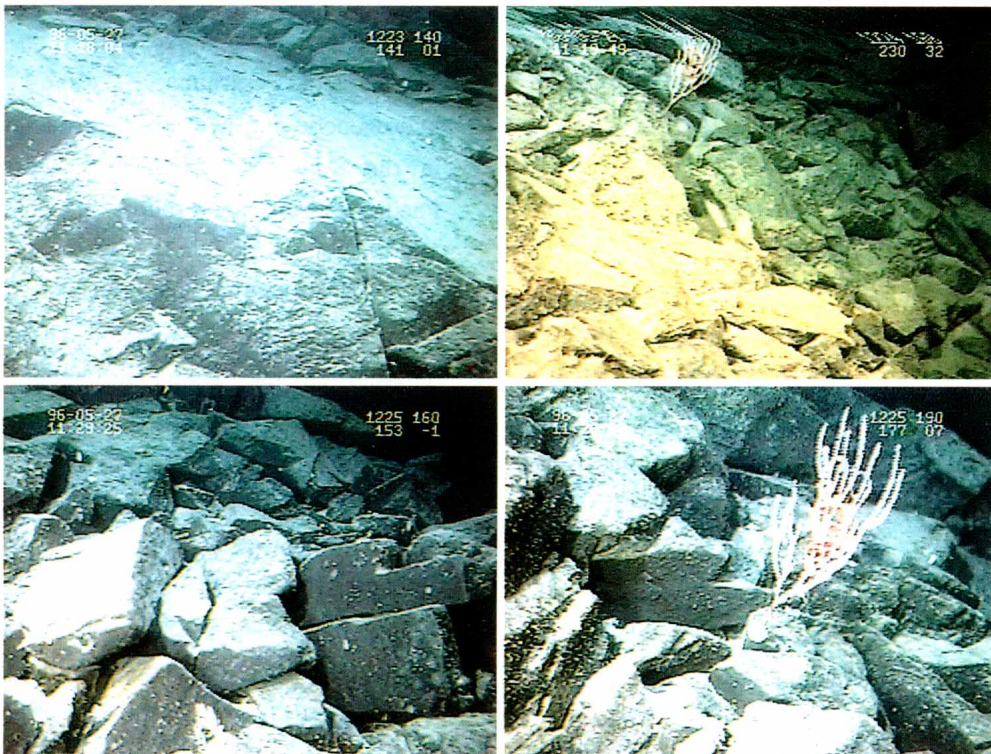
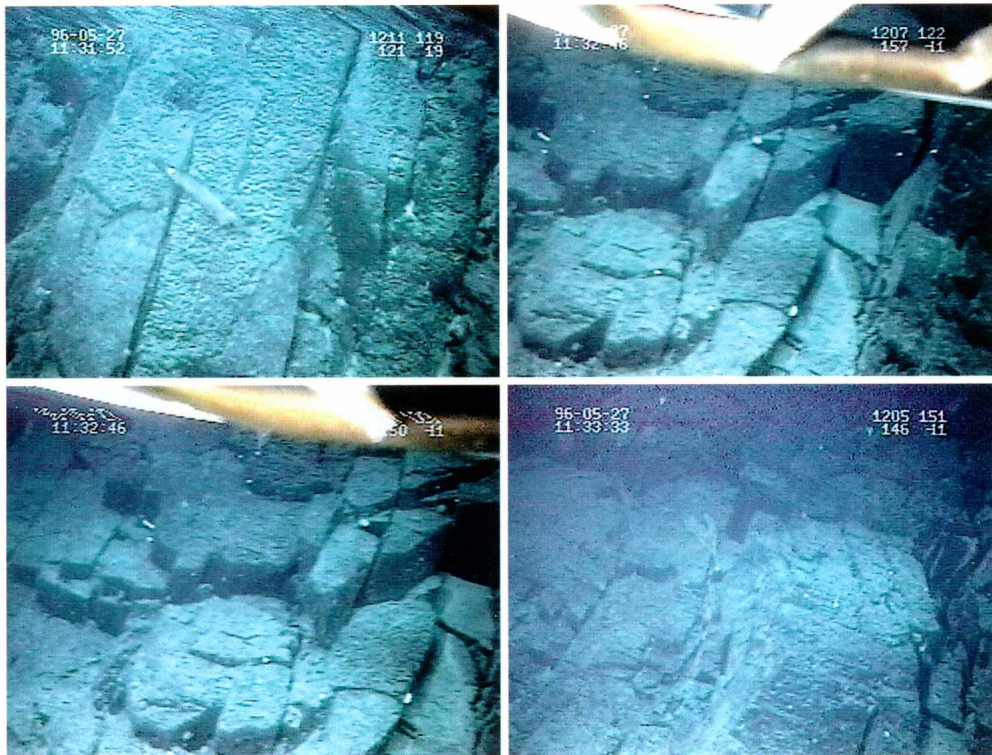


写真 1 第 868 潜航測線に沿った西斜面の海底写真。mark 番号は図 3 の下段の数字に対応。着底点 mark 1 (採泥点 St. 1) から平頂部に向かう海底の写真 (ビデオ映像より)
 mark 1-6 急崖を形成する花崗岩質岩の露頭。節理が顕著で急崖の下部に崖錐が分布する。全面が薄くマンガン酸化物に覆われている
 mark 6-15 海山の肩部から平頂部にいたる石灰岩露頭及び流痕の発達する石灰質砂・砂礫

mark 4



mark 4-5

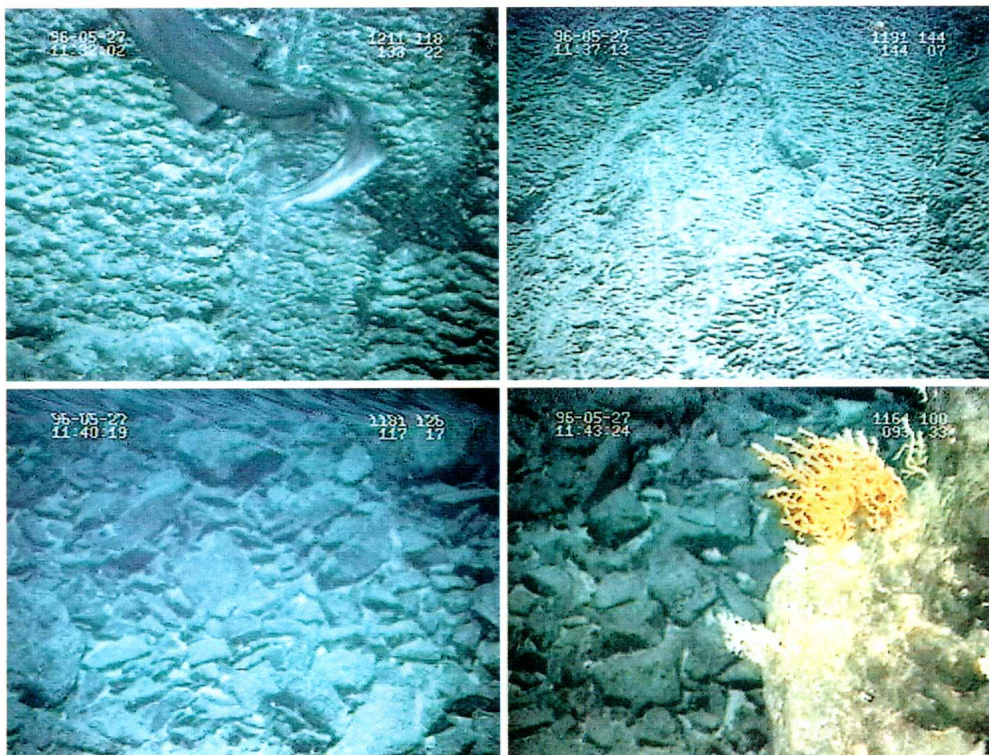
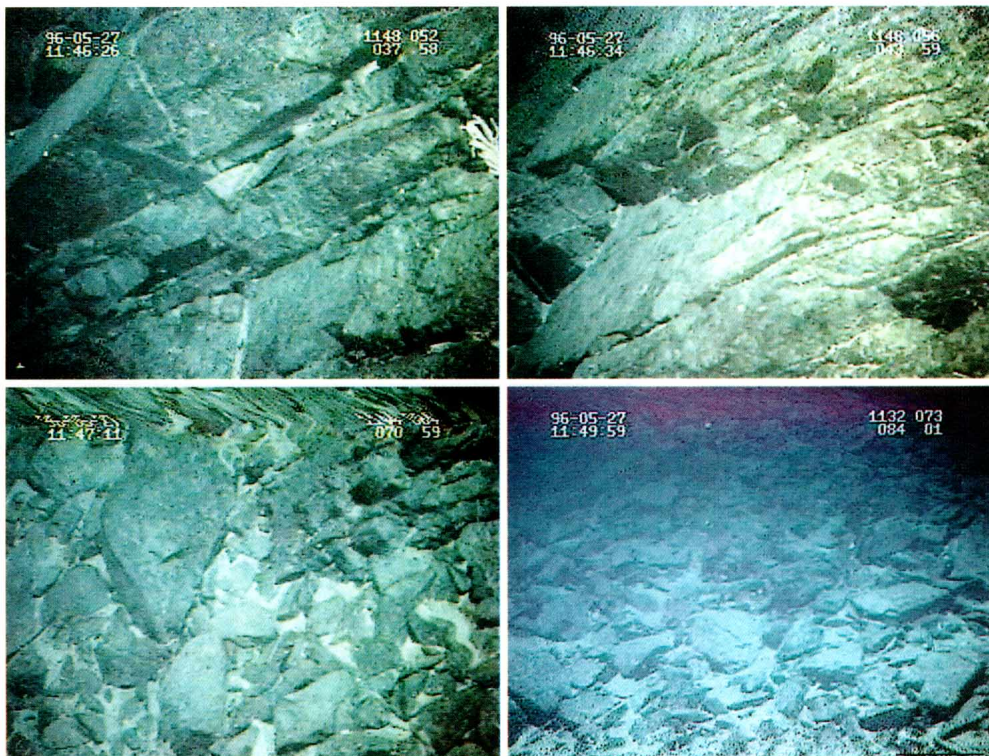


Photo 1 Sea-bed photos during Dive 868 trackline on the western slope of Komabashi-Daini Seamount (copied from video tape). We moved upward from mark 1 (St. 1) towards the flat top.

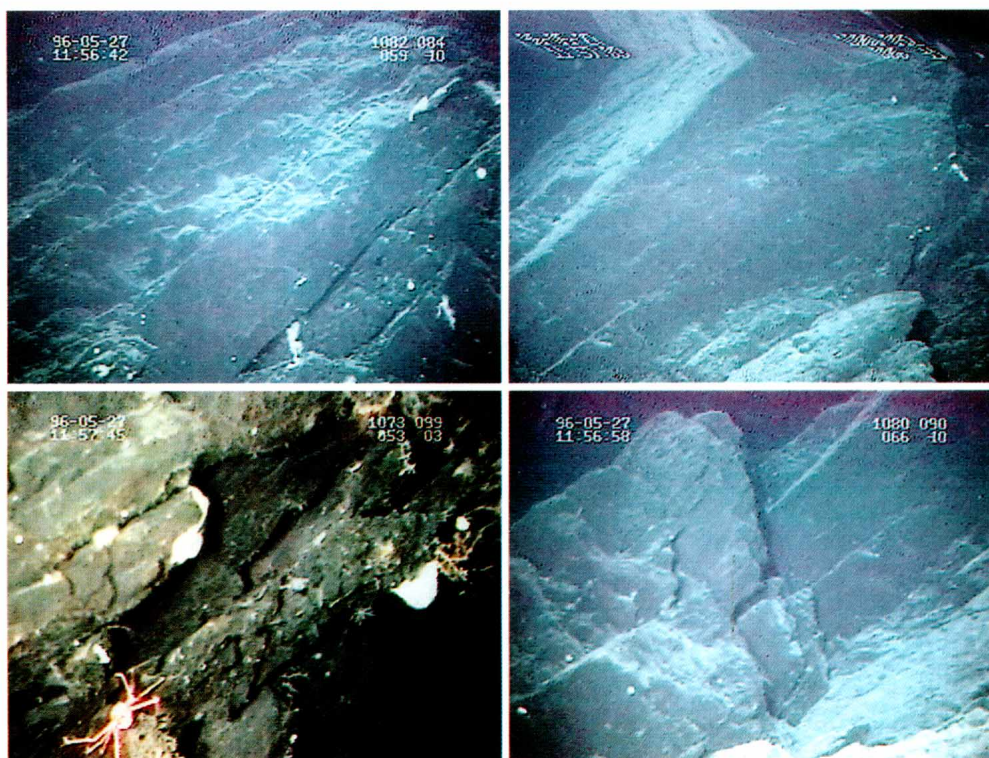
mark 1-6 Outcrop of granitic rocks with prominent joints and the talus covered with thin Mn oxide.

mark 6-15 Outcrop of limestone with negligible Mn oxide coating and coarse-grained sands sometimes with ripples.

mark 5



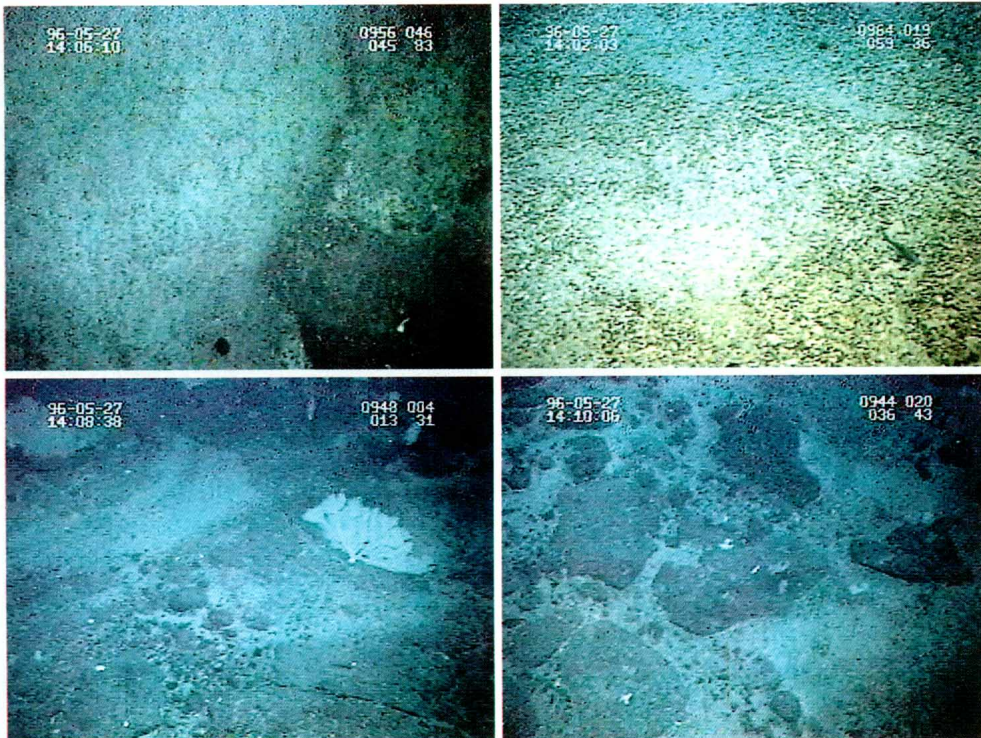
mark 6



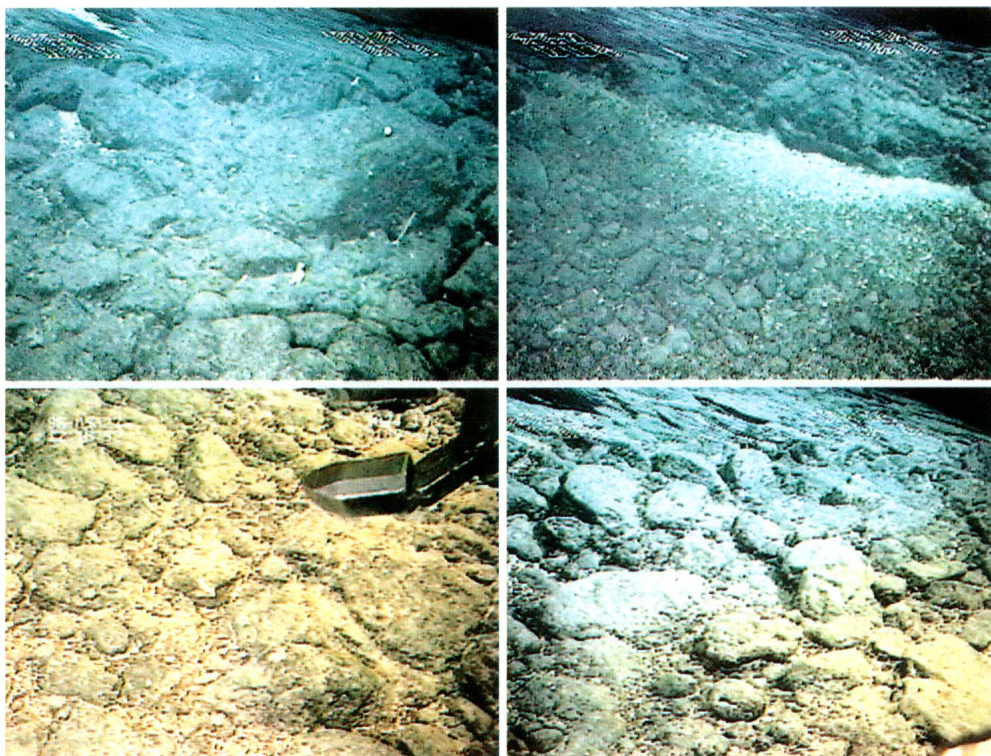
mark 6



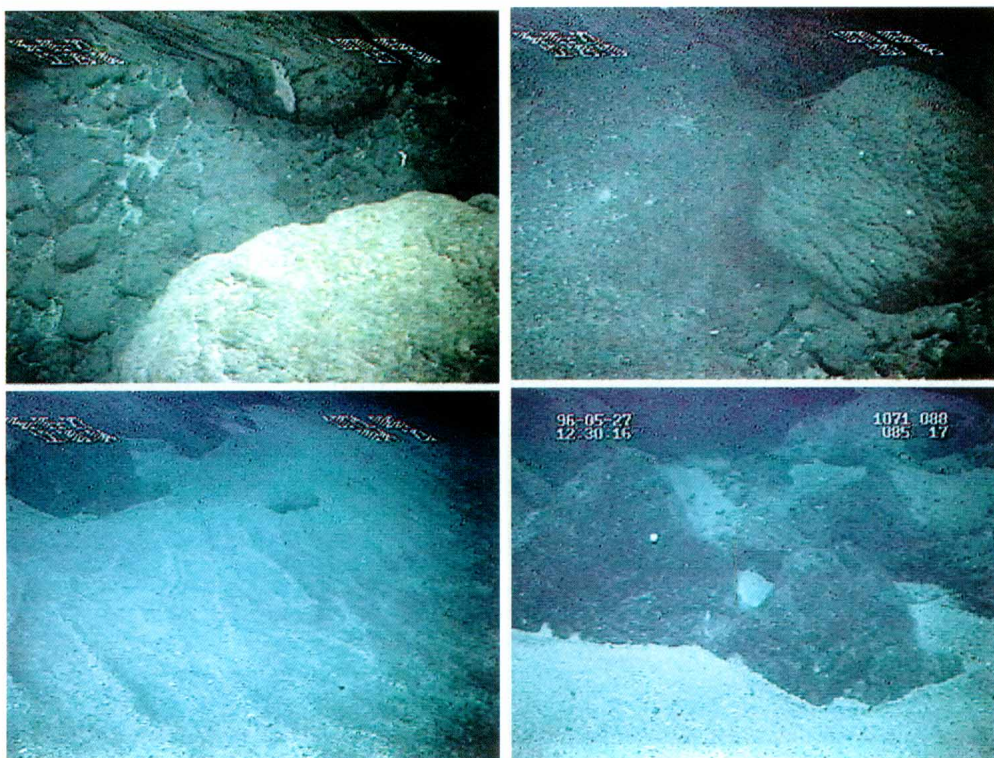
mark 6-7



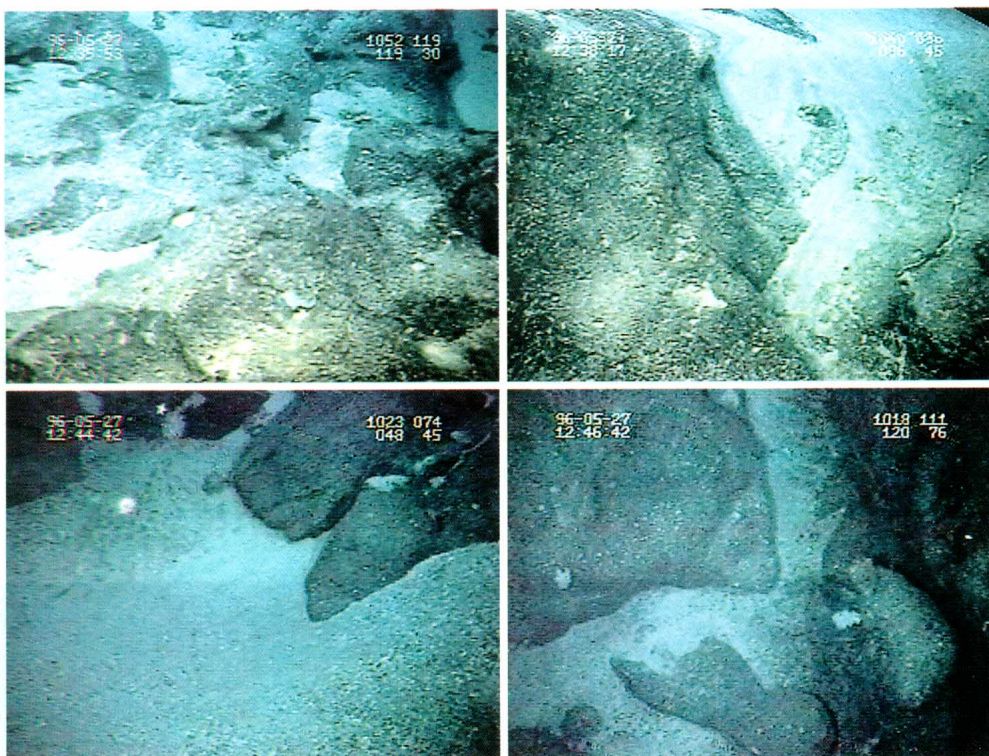
mark 7 St. 3



mark 9



mark 10



mark 11-15

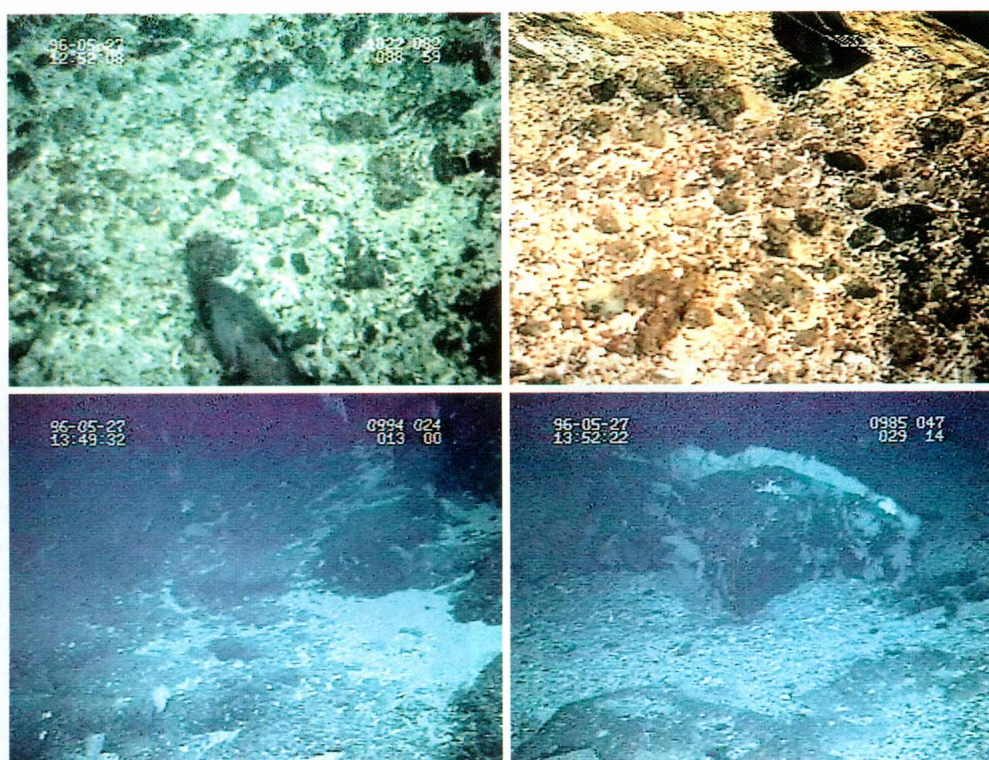




写真 2A 第 820 潜航における調査測線の下部の斜面崖を構成する石灰岩の表面 (水深 1,327 m)
 Photo 2A Surface of limestone of a cliff on the lower slope (1,327 m water depth).

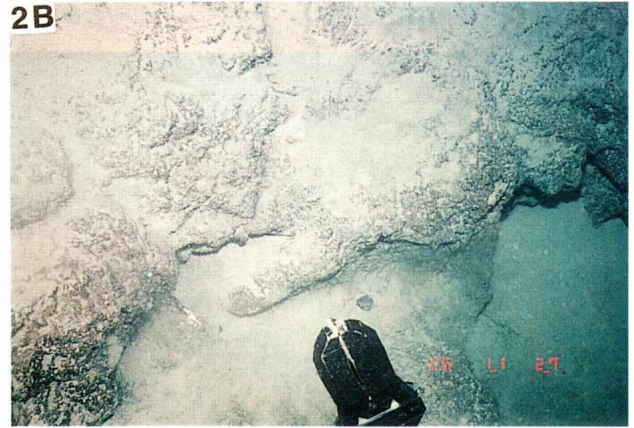


写真 2B 斜面崖を構成する石灰岩の採取を試みたところ (水深 1,207 m)
 Photo 2B Outcrop of limestone of a cliff (1,207 m water depth). Too stiff to sample.

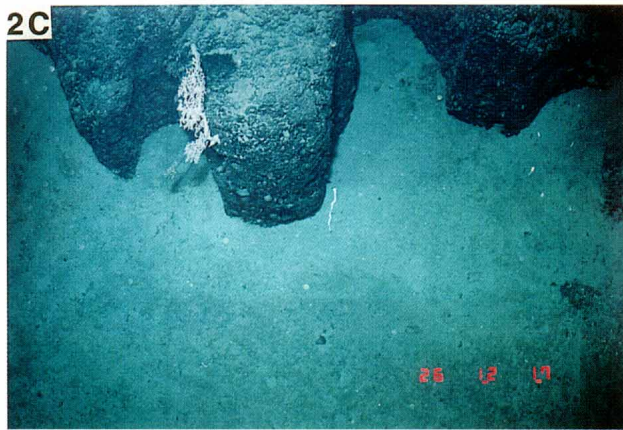


写真 2C 岩石の露出する崖とテラス状地形上の有孔虫砂分布との境界 (水深 1,200 m)
 Photo 2C Boundary between the cliff and foram sands (1,200 m water depth).



写真 2D 比較的緩斜面にみられるリップルマークの発達した有孔虫砂分布域 (水深 1,090 m)
 Photo 2D Foram sands with current ripples on a gentle slope (1,090 m water depth).

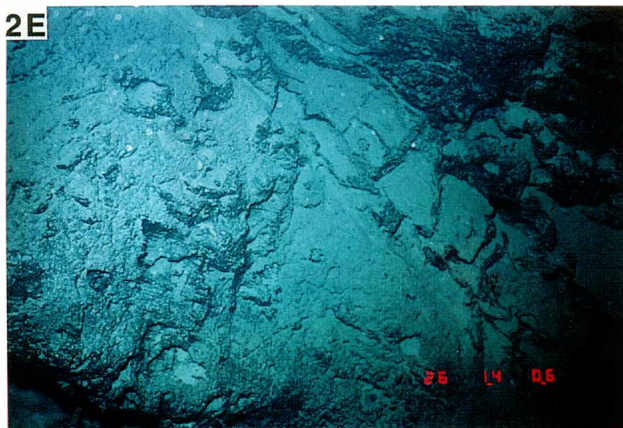


写真 2E 急斜面崖を構成する石灰岩の表面 (水深 970 m)
 Photo 2E Surface of limestone of a cliff (970 m water depth).

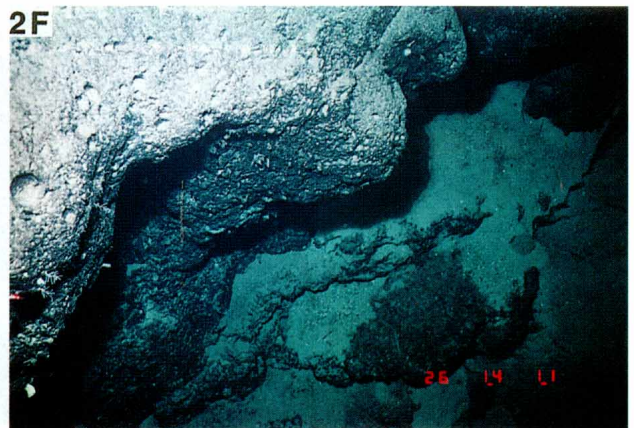


写真 2F 調査測線の上部の急斜面を構成する石灰岩 (水深 948 m)
 Photo 2F Limestone on the upper steep slope (948 m water depth).



写真 3A 花崗岩質岩の角礫の薄いマンガン酸化物被覆
Photo 3A Very thin manganese oxide coating on an angular granitic rock.

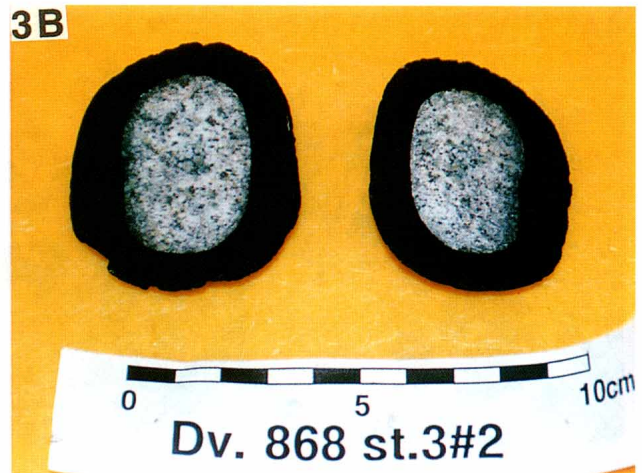


写真 3B 花崗岩質岩の円礫を核とするマンガン団塊
Photo 3B Manganese nodule with a nucleus of a rounded cobble of granitic rock.



写真 3C 花崗岩質岩の巨礫を被覆するマンガンクラスト
Photo 3C Manganese crust over a granitic rock gravel.



写真 3D 同左
Photo 3D Same as left.



写真 3E 不規則塊状の石灰岩。薄いマンガン酸化物被覆
Photo 3E Irregular-shaped limestone gravel with Mn oxide stain.



写真 3F 薄いマンガン酸化物被覆を持つ石灰岩
Photo 3F Limestone gravel with Mn oxide stain.

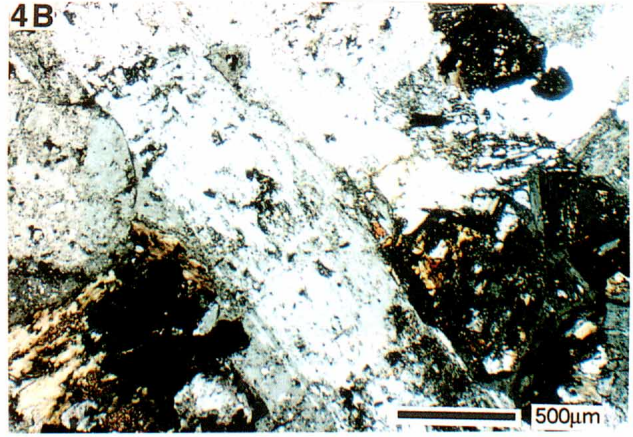
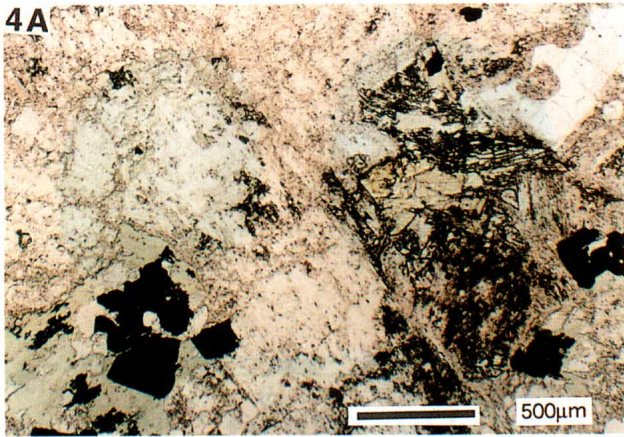


写真 4A 粗粒トーナライトの偏光顕微鏡写真 (Dive 868 St. 1 #1) : 下方ポーラのみ
 写真 4B 同 : 直交ポーラ
 Photo 4A & B Photomicrograph of coarse-grained tonalite (Dive 868 St. 1 #1).

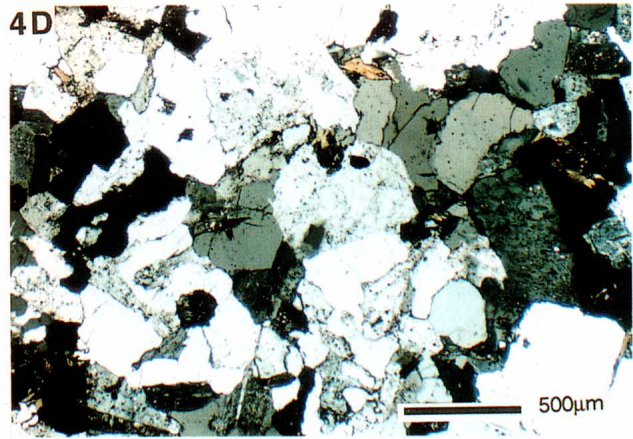
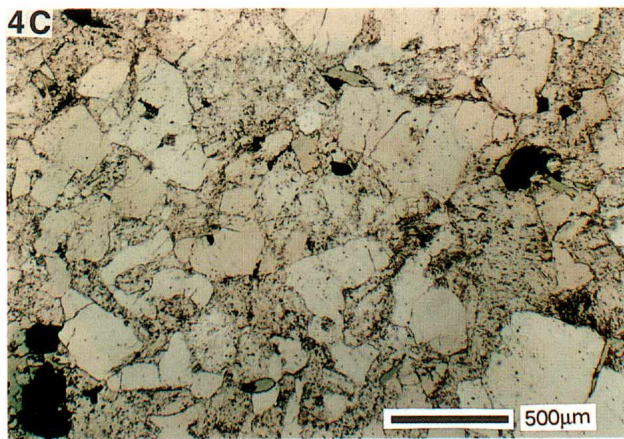


写真 4C 細粒トーナライトの偏光顕微鏡写真 (Dive 868 St. 3 #4)
 写真 4D 同 : 直交ポーラ
 Photo 4C & D Photomicrograph of fine-grained tonalite (Dive 868 St. 3 #4).

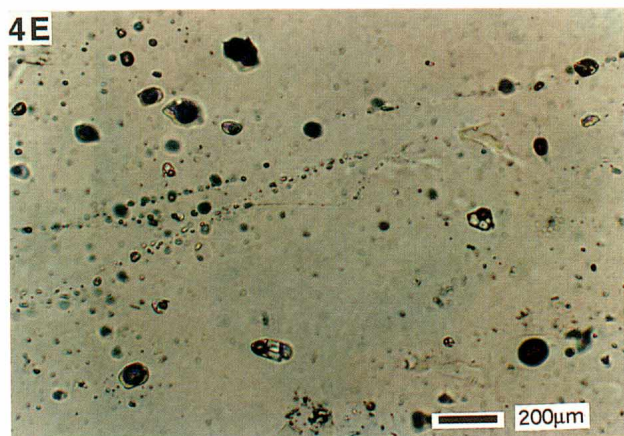


写真 4E 石英中の流体包有物。halite 等の娘結晶がみられる
 Photo 4E Fluid inclusions in quartz. Poly-phase inclusions containing daughter crystals are observed.