「The Sea」 Journal of the Korean Society of Oceanography
Vol. 4, No. 4, pp. 323—337, November 1999

태평양 한국심해환경연구(KODES) 지역 해저면 지형과 망간단괴 분포 특성

정회수, 고영탁[1], 지상범[1], 김현섭[1], 문재운[1]
한국해양연구소 해양환경 · 기후연구본부 지질연구단
[1]한국해양연구소 심해저자원연구센터

Characteristics of Seafloor Morphology and Manganese Nodule Occurrence in the KODES area, NE Equatorial Pacific

HOI-SOO JUNG, YOUNG-TAK KO[1], SANG-BUM CHI[1],
HYUN-SUB KIM[1] AND JAI-WOON MOON[1]
Geology & Geophysics Division, Korea Ocean Research and Development Institute, Ansan P.O. Box 29, Seoul 425-600, Korea
[1]*Deep-Sea Resources Research Center, Korea Ocean Research and Development Institute, Ansan P.O. Box 29, Seoul 425-600, Korea*

북동 태평양 한국심해환경연구(Korea Deep-sea Environmental Study, KODES) 지역에서 해저지형과 망간단괴 분포 특성간 관계를 파악하기 위해 예인식 심해저카메라(Deep-Sea Camera)와 광역수심탐사기(multi-beam side scan sonar, SeaBeam2000) 등을 이용해 정밀 지형 및 망간단괴 부존 특성을 연구하였다. 심해 평원으로 알려진 KODES지역 해저면은 북북서-남남동 방향으로 연장된 3개의 능선 및 계곡으로 구성되고, 전반적으로 편평하지만 국부적으로(특히 능선지역에서) 매우 심한 지형변화를 나타낸다. 이러한 지형변화는 100미터에 이르는 절벽, 수(십)미터 깊이의 함몰지 등으로 나타나며, 태평양 지판의 지구조 운동에 따른 능선의 형성, 저층해류에 의한 능선 규질 퇴적물의 침식, 그리고 이에 따른 탄산염 퇴적물의 노출과 용해에 따른 결과로 판단된다. 이러한 지형 변화는 망간단괴 분포 특성에도 영향을 미쳐 연구지역 망간단괴 분포가 해저 지형과 밀접한 관계를 지닌다. 즉, 편평한 계곡지역에는 균일한 망간단괴가 밀집 · 분포하는 반면 지형 변화가 심한 구릉지대에는 대형 망간단괴(또는 망간각)가 나타나는 등 분포 특성이 복잡하다. 이러한 결과는 망간단괴의 분포가 수심, 표층 퇴적물의 퇴적상, 퇴적층후 또는 음파 투명층의 두께 등 다양한 요인에 따라 달라진다는 기존 보고를 뒷받침하며, 이러한 다양한 요인이 상호 연관되어 망간단괴 형성에 작용하고, 궁극적으로는 태평양 지판의 지구조적 운동이 망간단괴의 분포 특성에 영향을 미칠것으로 생각된다. 한편, 연구지역 중 채광에 유리한 지역은 약 3~4 km 폭을 가지는 편평한 계곡이고, 이러한 적정 채광지역은 북북서-남남동 방향으로 연장된 해저 계곡과 일치할 것으로 예측된다.

Seafloor morphology and manganese nodule occurrence were studied in the Korea Deep-sea Environmental Study (KODES) area, northeast equatorial Pacific, to understand their relationship. Study area is composed of three elongated valleys and hills with about 100~200 m height along NNE-SSW direction. Valley region is generally flat. However, hill region is very rugged with big cliffs of about 100 m height and small depressions of several tens of meters depth. Tectonic movement along the Clarion-Clipperton fracture zone, consequent formation of elongated abyssal hills and valleys, erosion of siliceous bottom sediments by bottom currents, and dissolution of carbonate sediments on the abyssal hills below CCD result in the rugged morphology. Manganese nodule occurrence is closely related to the morphology of the study area; mostly rounded-shaped manganese nodules with about 5 cm diameter are abundant on the flat valley region, whereas irregular shaped nodules (or manganese crust) with less than 5 cm to about 1 m diameter occur on the hill. These results supports the previous reports that nodule abundance, composition, and morphology are variable both on regional and local small scales on the seafloor even within some abundant nodule provinces depending on oceanographic characteristics such as bathymetric features, surface sediment type, sediment thickness, and so on. We suggest that such oceanographic characteristics affect interrelatedly on the formation of manganese nodules, and tectonic movement of the Pacific plate ultimately constrain the nodule occurrence. A potential mining place in the KODES area seems to be the valley region, which is elongated to the NNW-SSE direction with 3—4 km width.

서 론

인류의 차세대 공동유산으로 지칭되는 망간단괴가 밀집·분포하는 북동 태평양 클라리온-클리퍼톤 균열대 지역(Clarion-Clipperton fracture zone, C-C 지역) 해저면을 사진자료를 통해 직접 관찰하는 것은 흥미로울 뿐 아니라 심해저 해양과학을 이해하는 출발점이 될 수 있다. 그 동안 C-C 지역에 관한 사진자료는 망간단괴 선행 투자가들에 의해 특히 많이 획득되었지만 대부분 대외비로 분류되어 일반에는 공개되지 않았고, 단지 일부 자료만이 특별한 학문적 관심사를 충족시키기 위해 학술지 등을 통해 제한적으로 공개되어 왔다(Paul *et al.*, 1978; Tilot, 1992). 우리나라도 한국해양연구소가 보유한 심해저카메라(Deep-Sea Camera) 시스템을 이용해 수많은 자료를 획득해 왔고, 이러한 자료는 망간단괴 매장량 평가를 위한 자원공학적 측면의 몇몇 논문을 통해 일부 공개되기도 하였으나(박, 1995; 박 등, 1996, 1998) 아직까지 해양학적 관점에서 이들 사진자료를 해석·보고한 논문은 찾아보기 힘들다.

한편, 심해저면 지형은 망간단괴의 분포 및 성인과 밀접한 연관이 있다. 예를 들면 해저산 지역에는 수성기원 망간단괴가 고밀도로 분포하는데 반해 해저평원 지역에서는 속성기원 망간단괴가 주로 산출된다(Piper and Blueford, 1982; Usui *et al.*, 1983; 정, 1994). 이러한 산출 양상은 해저면 퇴적물과 직접 상관이 있고, 나아가 해저산에 대한 저층해류의 영향, 국부적 지형 변화등 다양한 요인의 복합적 결과이다(Piper and Williamson, 1977; Cronan, 1980; Frazer and Fisk, 1981). 또한, 망간단괴 부존밀도, 조성, 형태 등은 망간단괴 부존밀도가 풍부한 지역 내에서도 좀더 좁은 면적 규모의 국부적 변화양상을 보인다(Usui and Moritani, 1992). 이러한 변화 양상은 수심변화(Halbach and Ozkara, 1979; Pautot and Melguen, 1979; Craig, 1979), 적도로 부터의 거리 또는 생물생산성(Exon, 1983; Aplin and Cronan, 1985; 정 등, 1990), 표층 퇴적물의 퇴적상(Usui, 1983; Usui *et al.*, 1987), 퇴적 층후(Moore and Heath, 1966; Calvert *et al.*, 1978; Craig, 1979; Mizuno *et al.*, 1980) 또는 음파 투명층의 두께(Usui and Tanahashi, 1986; Usui *et al.*, 1987, Usui and Tanahashi, 1992; Jeong *et al.*, 1994, 1996) 등 다양한 요인과 연관되어 있는 것으로 보고된다. 한편, 일반적으로 심해저면은 대단히 평탄하고 지형변화가 없으며, 한 지역 내에서는 퇴적상 변화가 크지 않고, 지화학적으로도 정상상태(steady state)를 가정하기에 충분한 지역으로 오인되기 쉽다(정, 1994; Jung *et al.*, 1998). 그러나 본 연구결과 해저평원 내에서도 많은 지형변화가 나타나며, 이는 망간단괴의 분포 및 퇴적상 변화와도 유관할 것으로 추측된다.

본 연구에서는 한국심해환경연구(Korea Deep-sea Environmental Study, KODES) 지역에서 심해저카메라로 촬영한 해저면 사진을 해저지형과 연관시켜 분석·연구함으로써 망간단괴의 분포와 지형간 관계를 밝히고, 나아가 망간단괴 산출 특성의 궁극적 조절요인에 대해 고찰해보고자 한다.

지역개관

북동태평양 C-C 지역 사이에 위치한 정방형의 연구지역 즉 KODES 지역은 저층충격실험(Benthic Impact Experiment, BIE) 대상지 선별을 목적으로 조사된 구역이다. KODES 지역은 한국심해연구(Korea Deep Ocean Study, KODOS) 지역중 기존 자료에 의거해 망간단괴 부존 밀도가 높고, 평탄한 지형을 이루며 탄산질 연니가 출현하지 않을 것으로 예측되는 지역으로 선정되었다.

연구지역은 1998년 6~7월에 걸쳐 조사되었고, 131°10′~133°50′ W, 9°50′~10°30′ N 사이에 위치하며(Fig. 1), 조사 측선의 위치는 Fig. 1에 나타난 바와 같다. 연구지역 약 2,500 km 동쪽에는 동태평양균열대(East Pacific Rise, EPR)이 존재하고, 연구지역 북쪽에는 클라리온 균열대(Clarion fracture zone) 그리고 남쪽에는 이와 평행한 방향으로 클리퍼톤 균열대(Clipperton fracture zone)가 위치한다. 연구 지역은 C-C 지역중 남쪽의 클리퍼톤 균열대에 보다 근접해 있다. 한편, 연구지역은 전반적으로 약 4,900 m의 수심을 보이고, 수심은 연구지역 동부에서 서부로 가면서 깊어지는 양상을 보인다(Fig. 1).

C-C 지역 전반에는 본 연구지역을 중심으로 북쪽에는 규질연니, 그리고 남쪽에는 석회질연니가 분포하는 것으로 보고된다(Horn *et al.*, 1973). 그러나 연구지역 주상 퇴적물의 퇴적상은 규질 퇴적물이 지배적이긴 하나 북쪽에 위치한 정점 9, 10, 11, 21에서는 탄산질 퇴적물도 산출된다(Fig. 2). 탄산질 퇴적물은 매우 고화되어 있고, 상부 표층은 대부분 갈색의 규질 퇴적물로 덮여있다. 규질 퇴적물은 대부분 규질파편, 점토광물(주로 자생 기원이고 철이 풍부한 스멕타이트와 육성기원의 일라이트), 장석류, 철-망간 산화물 또는 미세망간단괴(micronodule) 등으로 구성되어 있다(해양부, 1996). 한편, 연구지역 인근에서 탄산염보상심도(Carbonate Compensation Depth, CCD)는 표층해수에서 생물기원 퇴적물 공급이 거의 없고 활발한 저층해류에 의해 약 4,500 m 깊이에 위치한다(Seibold and Berger, 1996).

북동태평양 퇴적층은 3개 층으로 대분되는데, 즉 최상부에 클리퍼톤층(Clipperton Formation), 그 하부에 마르퀘사스층(Marquesas Formation), 그리고 최하부에 라인열도층(Line Islands Formation)으로 구성되며, 층간에는 부정합이 존재한다(van Andel and Heath, 1973). 클리퍼톤층은 다시 3개 층으로 구분되는데, 최상부 층은 마이오세 초기부터 현세의 연령을 지니며, 대부분 25 m 이하의 두께를 이루고, 주로 방산층 연니와 10% 미만의 탄산염 및 불석질 점토(zeolitic clay)를 포함하며, 약간 노란색을 띤다(Cook and Zemmel, 1971). 그 하부에는 올리고세 후기까지의 갈색, 회색 또는 오렌지색의 층이 존재하는데, 탄산질 및 규질 연니가 교호·출현하고, 두께는 50 m 이하이다. 클리퍼톤층의 최하부에는 녹색 및 흰색 또는 회색의 탄산질연니층이 나타나는데, 적도지역에서 이 층의 두께는 200 m 이상에 달한다(Halbach *et al.*, 1988). 마르퀘사스층은 올리고세 초기~마이오세 중기의 연령을 가지며, 탄산질연니 및 백악으로 구성되어 있다. 이 층은 30~360 m의 두께를 보이며, 층리가 불투명하고, 백색, 회색 또는 갈색을 띤다. 라인열도층은 클리퍼톤층의 가운데 층과 유사하나, 고화된 처트(chert), 백악 등이 나타난다. 이 층에서는 열수 침투에 의해 형성된 황갈색 또는 흑색의 철-망간 산화물인 덴드라이트(dendrite)가 광범위하게 산출된다(Bostrom, 1973). 이 층은 25 m 정도의 두께를 보이지만, C-C

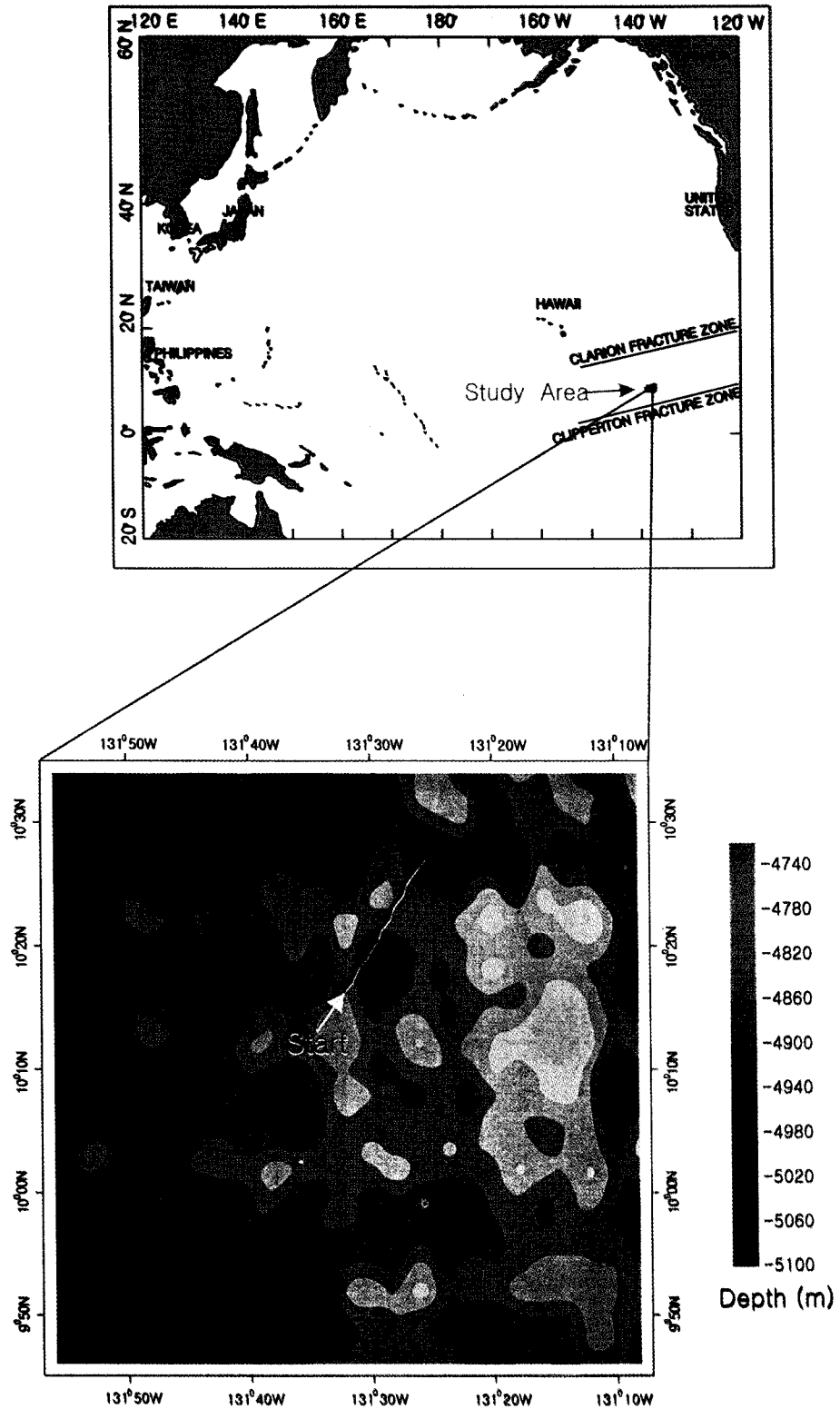
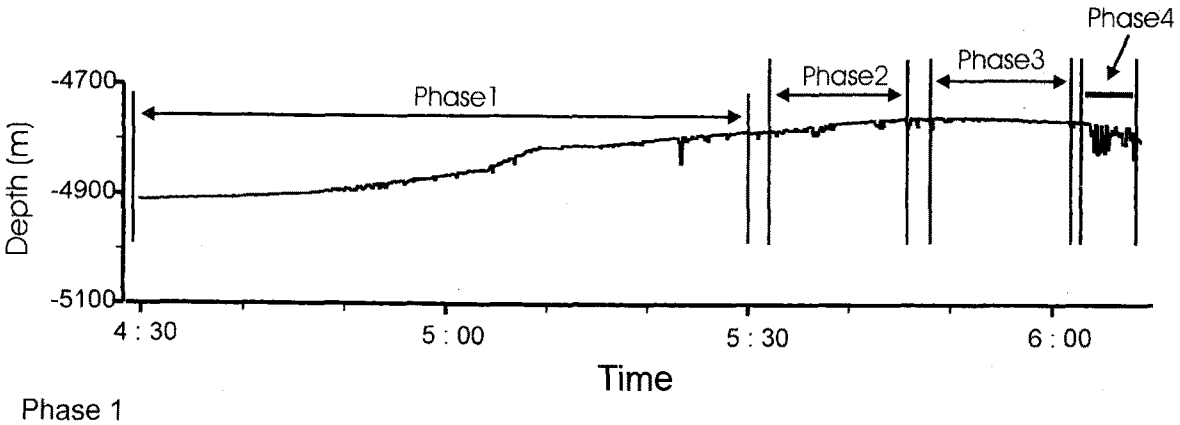


Fig. 1. Map showing the study area. A towing line of Deep-Sea Camera and multi-beam echo sounder is marked in the figure (lower).

지역 서부에서는 100 m 이상으로 두텁다.

망간단괴는 남서-북동 방향의 대각선 중심 지역에서 대부분 5 kg/m^2 이상의 높은 부존밀도를 보이지만, 북서 지역과 남동 지역에서는 부존밀도가 대부분 5 kg/m^2 이하로 낮다(Fig. 2). 이 지역 망간단괴는 주로 직경 2~4 cm 크기를 지니고 타원 또는 쟁반 형태를 가지며 거친 면과 매끈한 면이 혼재된 표면조직 또는 거친 표면조직을 보이는 경우가 빈번하다(해양부, 1996).

연구지역 해저면에는 대형 저서생물은 물론 크기가 수십 cm에 이르는 거대형 저서생물도 쉽게 관찰된다(최, 1996; 해양부,



Phase 1

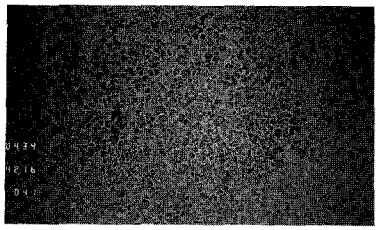


Photo1 (04:34)

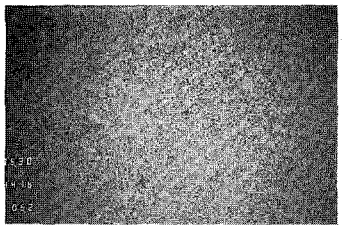


Photo2 (05:30)

Phase 2

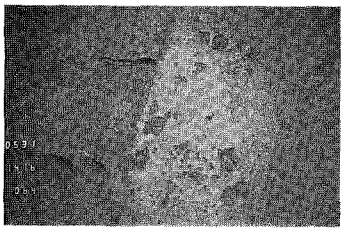


Photo3 (05:31)

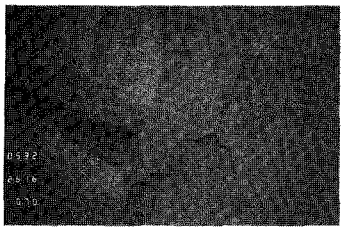


Photo4 (05:32)

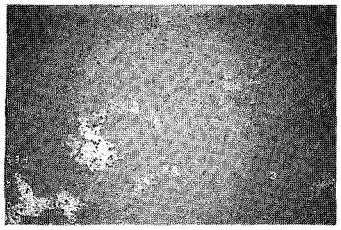


Photo5 (05:34)

Phase 3

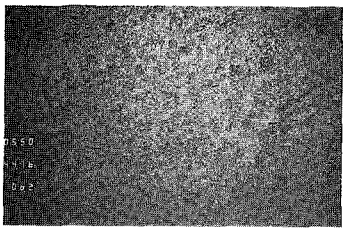


Photo6 (05:50)

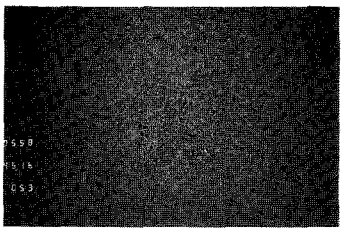


Photo7 (05:58)

Phase 4

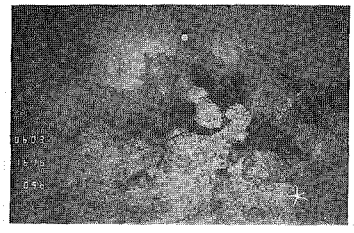


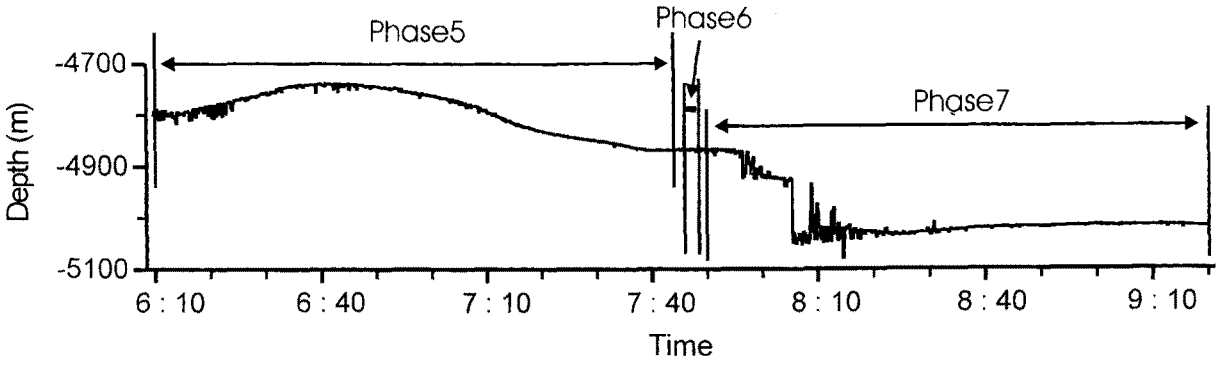
Photo8 (06:23)

Fig. 2. Photographs showing the seafloor features of the study area arranged on a chart of water-depth variation along the towing line with towing time (GMT time). Towing time was added one hour to the GPS time marked in the MDM system. Phase numbers below the figure are explained in the text (see result section). All the photographs are arranged with phase number. Numbers of the LED data chamber display in the photographs represent GMT time (hours (00−23)-minutes (00−59) in the top row, and seconds (00−59)-date (01−31) in the middle row) and altitude (00.0meter).

1996). 특히 해삼류, 강장동물인 말미잘류, 거미불가사리류 등이 흔히 관찰된다. 거대형 저서생물의 활동 흔적은 포식자를 피하거나 휴식을 위해 퇴적물 내로 잠입한 흔적, 표층 퇴적물을 먹이로 취한 섭식 흔적, 벌레의 종류나 해삼류가 퇴적물 위로 이동한 이동흔적, 그리고 다양한 형태로 퇴적물 표층에 남아있는 배설물 흔적 등 4가지 형태가 KODES 지역 대부분의 정점에서 발견된다(해양부, 1996).

재료 및 방법

연구지역 탐사는 한국해양연구소 소속의 R/V 온누리를 이용하였고, 이 조사선에는 심해저카메라를 비롯해 본 연구에 사용된 모든 장비가 탑재되어 있다. 연구지역 해저면 영상 획득에 사용된 심해저카메라는 미국 Benthos사에서 제작한 장비로, 아연도금의 철재 파이프 프레임(Tow Slad, 2×1×1 m)에 정지 화상 카



Phase 5

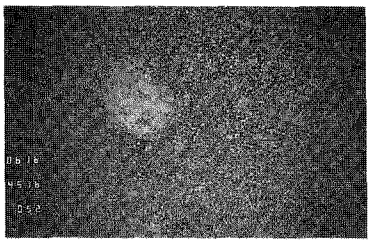


Photo9 (06:16)

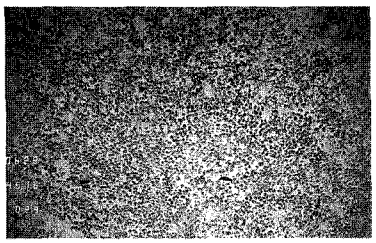


Photo10 (06:28)

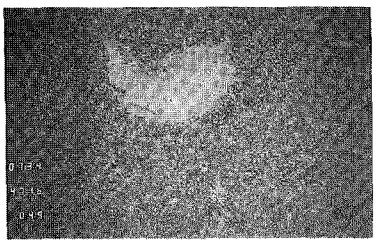


Photo11 (07:34)

Phase 6

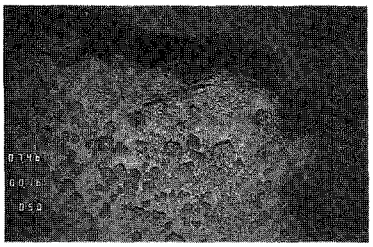


Photo12 (07:46)

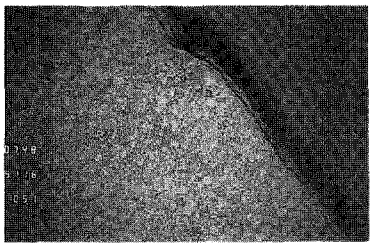


Photo13 (07:48)

Phase 7

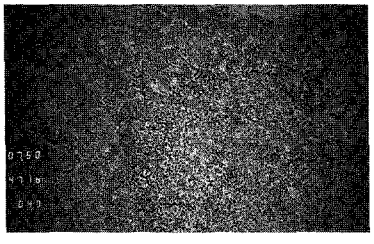


Photo14 (07:50)

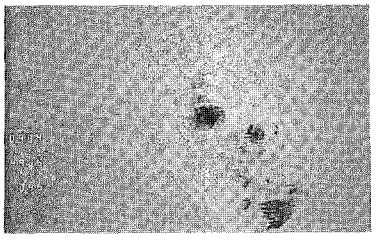


Photo15 (09:40)

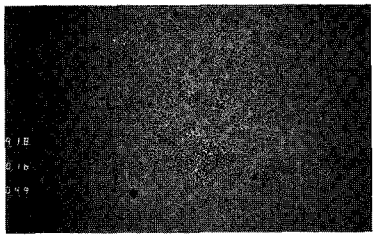
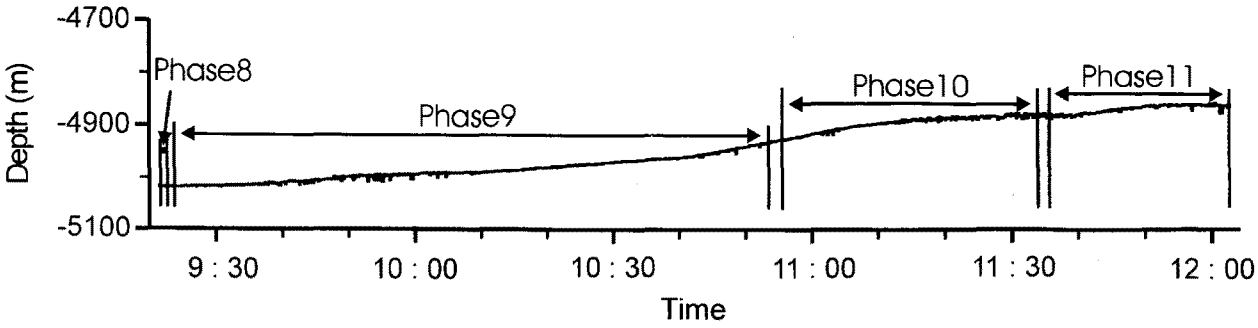


Photo16 (09:18)

Fig. 2. (continued)



Phase 8

Photo17 (09:22)

Photo18 (09:23)

Phase 9

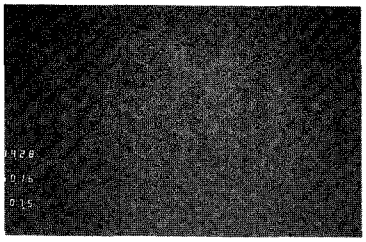


Photo19 (09:28)

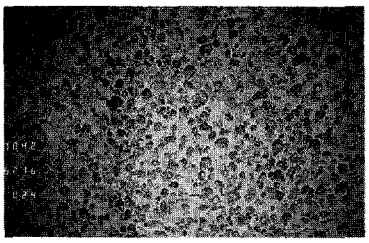


Photo20 (10:42)

Phase 10

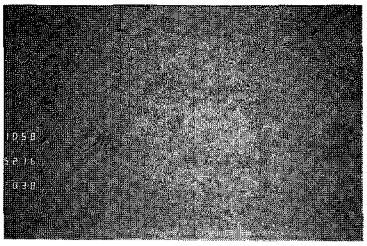


Photo21 (10:58)

Photo22 (11:18)

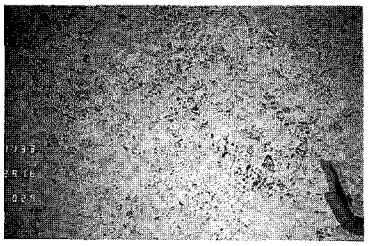


Photo23 (11:33)

Phase 11

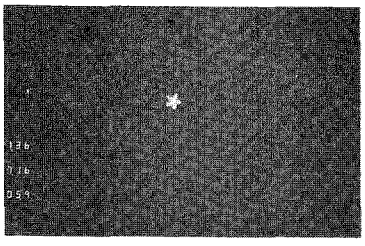
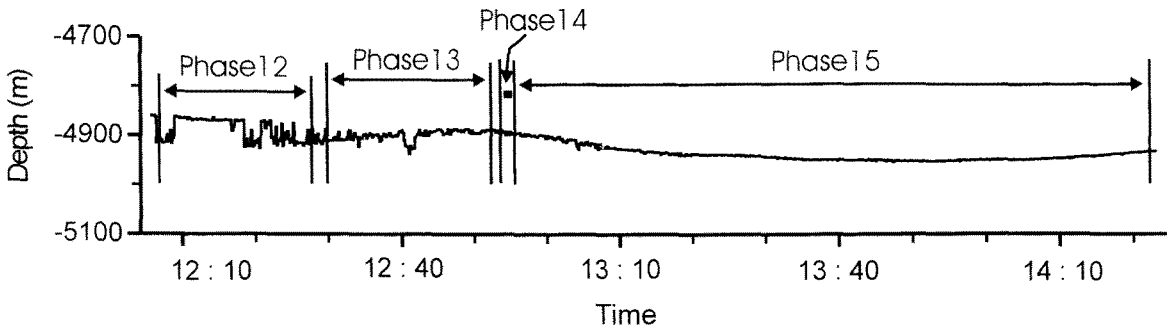


Photo24 (11:36)

Fig. 2. (continued)



Phase 12

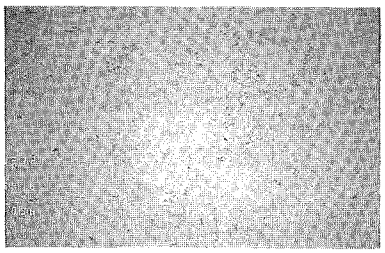


Photo25 (12:12)

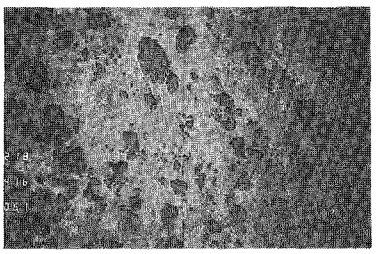


Photo26 (12:18)

Phase 13

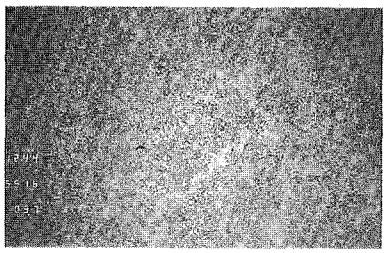


Photo27 (12:44)

Phase 14

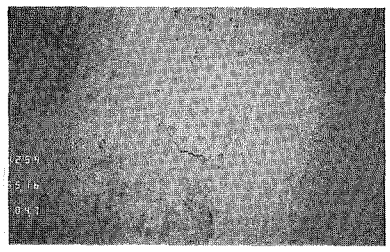


Photo28 (12:54)

Phase 15

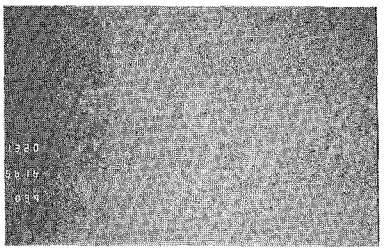


Photo29 (13:24)

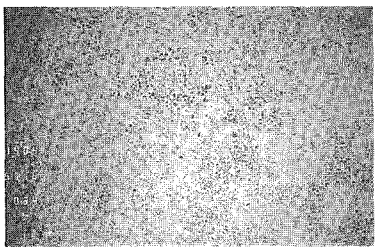
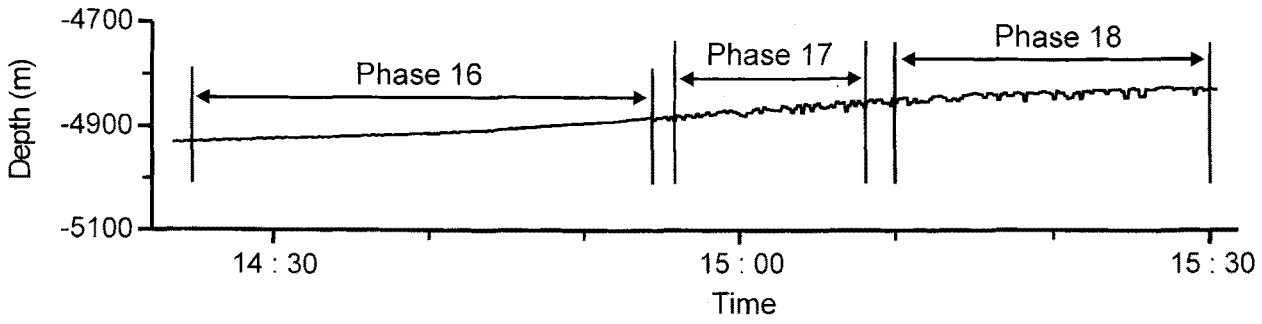


Photo30 (14:04)

Fig. 2. (continued)



Phase 16

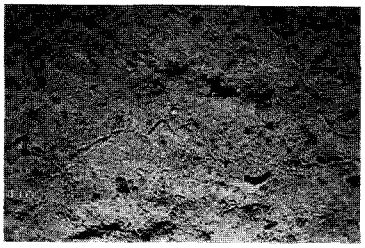


Photo31 (14:36)

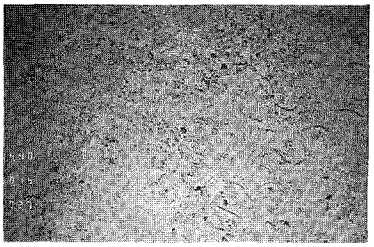


Photo32 (14:40)

Phase 17

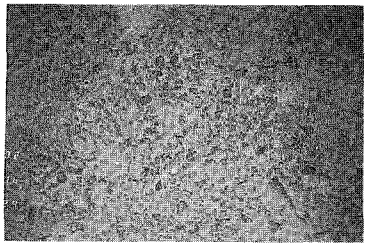


Photo33 (15:02)

Phase 18

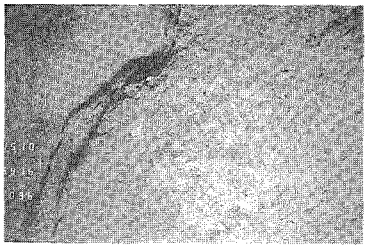


Photo34 (15:10)

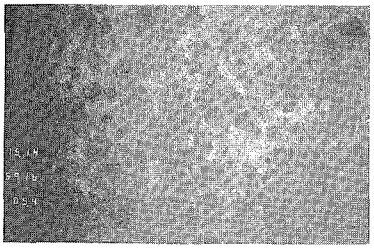


Photo35 (15:14)

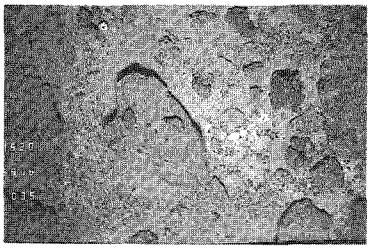


Photo36 (15:20)

Phase 18

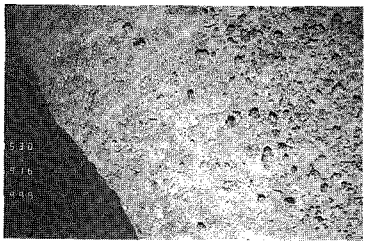
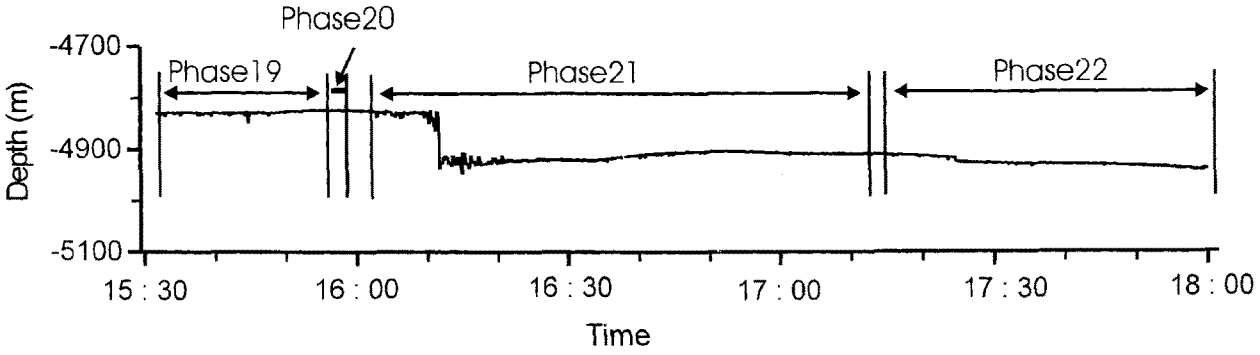


Photo37 (15:30)

Fig. 2. (continued)



Phase 19

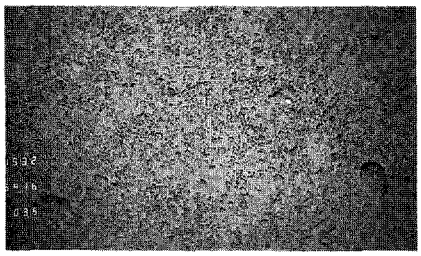


Photo38 (15:32)

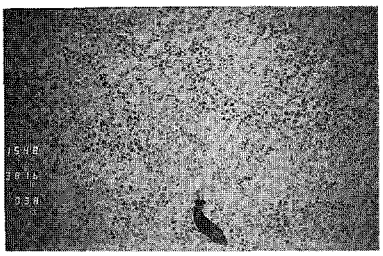


Photo39 (15:48)

Phase 20

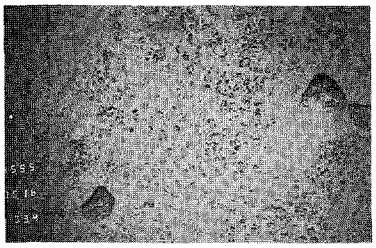


Photo40 (15:55)

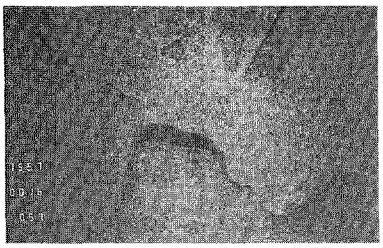


Photo41 (15:57)

Phase 21

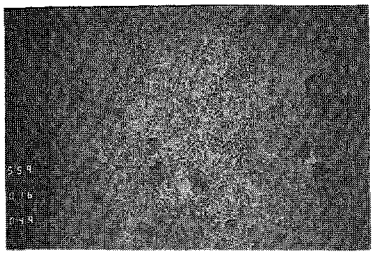


Photo42 (15:59)

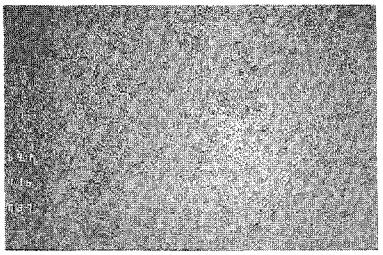


Photo43 (16:42)

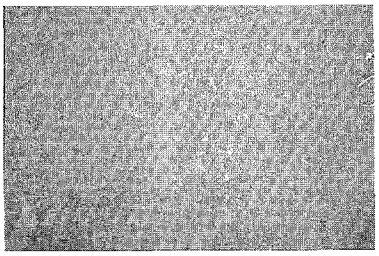


Photo44 (16:51)

Phase 22

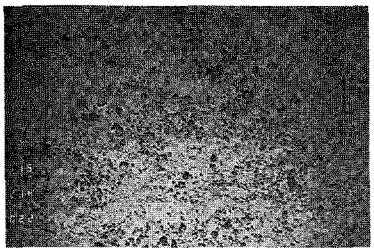


Photo45 (17:15)

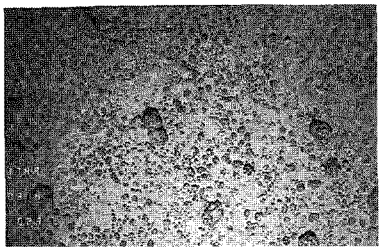


Photo46 (17:49)

Fig. 2. (continued)

메라 및 TV 카메라를 부착하여 해저면의 상태를 상세히 기록할 수 있는 실시간(real-time) 해저면 영상 취득 장비다. 이 장비는 시스템 조종 장치, 윈치, 케이블(Tow Cable), 프레임(Tow Frame), 영상 및 전원 변환기(Multiplexer (MUX) subsystem), 비디오 시스템, 사진 시스템으로 구성되어 있다. 획득되는 자료는 해저면의 실시간 비데오 영상과 원하는 시간 또는 일정한 시간 간격으로 촬영된 사진(35 mm photograph, 최대 사용량: 800장)이다. 심해저카메라에 사용된 사진기에는 수중에서 사용할 수 있도록 고안된 표준 니콘(Nikon) 28 mm 렌즈가 장착되어 있으며, 사진 촬영에는 Kodak plus-X pan film(100 feet, 흑백)을 이용했다. 해저면에서 심해저카메라까지의 거리 즉심해저카메라 고도(altitude, H)와 획득된 사진의 가로(P1), 세로(P2) 크기간 관계는 각각 P1=0.93×H, P2=0.63×H이다(Benthos Inc., 1992). 한편, 면적비로 계산된 망간단괴 부존 밀도(%)는 사진상 흑색(망간단괴)과 백색(퇴적물)의 면적비를 컴퓨터와 육안을 이용하여 산정한 값이다.

심해저카메라는 대형 크레인 또는 A-frame을 이용하여 투하·회수하며, 윈치에 감겨있는 직경 17 mm 케이블로해저면과 2~10 m 거리를 유지하면서 조사선의 이동(1~2 knot)에 따라 예인·작동한다. 작동가능 최대 수심은 7,500 m이다. 실시간으로 나타나는 해저면에서 장비까지의 고도 자료를 기초로 해저면을 모니터상에서 관찰하면서 원격 윈치조정기로 조정한다.

조사선 진행 방향의 정밀 수심조사를 위해서 정밀수심측정기(EA-500 모델, Simrad사)를 이용했다. 이 장비는 12 kHz대의 주파수 영역을 사용하며, 10초 간격으로 데이터가 취득되고, 약 50 m 깊이의 해저면을 투과할 수 있다. 이렇게 획득된 수심 자료 그리고 KONMAP system에서 전송된 Global Positioning System(GPS) 위치 자료는 Marine Data Management(MDM) System에 의해 결합(merge)된 후 사용되었다. 또한 연구지역의 광역적 지형탐사를 위해 광역수심측정기(multi-beam echo sounder, SeaBeam2000 모델, ODEC사)를 사용하였다. 이 장비는 28개의 음원 발생기(송신부)와 84개의 수신기로 구성되어 있다. 송신부의 배열은 선수-선미 방향, 수신부는 좌우현 방향으로 조사선 하부에 상호 수직으로 장착되어 있다. 이 기기 좌현 및 우현의 최대주사거리는 각각 약 7,930 m와 7,950 m이고, 이용 주파수 대역은 12 kHz 이며, 2° 간격의 46개 수신채널과 92°의 측심각을 가지고 있고, 대략적인 최대 탐사 수심은 10,000 m이다.

해수중 음파 전달속도는 매질의 특성 특히 수온의 영향을 크게 받으며(Wilson, 1960; John, 1967; Medwin, 1975), 이러한 매질의 특성은 수신되는 지형자료의 주사에 의한 경사거리 계산에 매우 중요한 보정 계수가 된다. 따라서 수온 변화에 따른 음속 보정을 위해 XBT(Expandable Bathy-Thermograph)를 운용하였으며, 획득·처리된 수신신호는 회귀분포 곡선식을 이용하여 좌현 및 우현의 주사선 및 수심별로 재구성되었고, 이 자료를 다시 전체 조사구역에 대해 적용하여 보정된 자료를 획득하였다.

심해저카메라는 예인될 때 조사선 직하방에 위치할 수 없고 예인 방향의 후미에 위치하게 된다. 따라서 심해저카메라의 위치를 조사선에 나타난 GPS 위치와 동일시 하는 것은 불가능하고, 이러한 점은 지형-망간단괴 산출양상간 관계를 파악하는데 문제점으로 제시되어 왔다. 본 연구에서 심해저카메라는 대략 1.2노트의 일정속도로 예인되었고 이러한 자료등에 근거할 때 심해저카메라는 조사선과 약 1시간의 시차를 두고 조사선 후방 약 2.2 km에서 예인되는 것으로 계산되므로(고 등, 1998), 본 연구는 이 시차 값에 근거하여 자료를 해석하였다. 즉 본 연구 결과에 표기된 모든 MDM 시간 자료(조사선의 위치별 GPS 시간)는 원시자료에서 1시간을 뺀 값이다.

결 과

망간단괴의 부존량 및 형태 그리고 지형의 현저한 변화에 근거 연구지역은 22 단계 상(phase)으로 구분될 수 있고, 촬영 시간대 별로 표시된 각 단계의 특성은 다음과 같다(Fig. 2).

1 단계(4:30~5:30): 4시 30분 부터 5시 30분 사이 즉 1시간 동안 촬영된 지역으로, Photos 1, 2에 나타난 바와 같이 망간단괴가 해저면에 대단히 많이 분포한다. 망간단괴 부존 밀도를 망간단괴가 해저면을 덮고 있는 면적비로 환산할 때 60% 이상이다. 심해저카메라의 고도가 각각 4.1 m, 5.2 m 이므로 사진의 가로×세로는 각각 3.8×2.6 m, 4.8×3.3 m로 계산된다. 이에 준하여 망간단괴 크기를 계산하면 크기가 10 cm에 이르는 큰 망간단괴가 많이 분포한다(Photo 1). 반면, Photo 2에서는 5 cm 이하의 일반적 크기의 망간단괴 만이 관찰된다. 1단계 동안 촬영된 30장의 사진에 나타난 망간단괴 부존밀도는 Photos 1, 2와 거의 유사하다. 망간단괴가 해저면을 덮고 있는 면적비를 60%, 망간단괴의 평균 크기를 5 cm, 망간단괴의 wet density를 약 2.2라고 하면(지, 1994) 망간단괴 부존량(A)=(4/3)×3.14×$(0.25)^3$ ×$10^3$$cm^3$×2.2×240개/$m^2$×35 kg/$m^2$로 계산된다.

2 단계(5:32~5:46): 1단계와는 전혀 다른 양상이 나타나는데, Photo 2와 3은 2분 사이에 찍힌 것임에도 불구하고(심해저카메라의 당시 예인 속도가 약 1.2노트인 점을 고려할 때 2분 사이에 이동한 거리는 약 50 m임) 그 양상이 확연히 다르다. Photos 3, 4에 나타난 바와 같이 1~2 m 규모의 큰 덩어리들이 관찰된다. 이들 덩어리들은 암석 조각으로 보이지는 않고, 아마도 단단한 해저 퇴적물이 어떤 작용에 의해 해저면으로 드러나 움직인 것으로 생각된다. 한편, Photo 5에서는 망간단괴가 드물게 관찰되고, 사진 중앙부에 흰색 퇴적물이 노출된 것이 관찰된다. KODES 지역 수심이 약 5,000 m로 탄산염 보상심도 이하 지역임에도 불구하고 탄산염 퇴적물이 흔히 관찰되는 결과(정 등, 1997)를 고려할 때 이 흰색의 퇴적물은 탄산염 퇴적물이 해저표면으로 드러난 것으로 생각된다.

3단계(5:48~6:02): 1단계와 유사하게 해저 표면에 망간단괴가 고밀도로 분포한다. Photo 6에서는 10 cm 이상의 비교적 큰 망간단괴들이 관찰되나, Photo 7에서는 5 cm 이하 일반적 크기의 망간단괴가 주로 산출된다.

4 단계(6:03~6:08): Photo 8에 나타난 바와 같이 퇴적물이 용해되거나 저층해류에 의해 침식되어 나간 듯한 형태를 보인다. 5분 동안 나타나는 이러한 4단계 특징은 약 100 m의 폭을 가지고 있는 것으로 계산된다. Photo 8의 하부에는 약 20 cm 크기의 불가사리가 관찰된다.

5 단계(6:10~7:44): 약 1시간 30분에 이르는 긴 시간 동안 관찰된 5 단계에서는 밀집된 망간단괴가 4~5 km에 걸쳐 큰 변화 없이 관찰된다. 부분적으로 망간단괴 밀도가 감소하는 경우도 있으나 전체적으로 망간단괴 부존밀도는 큰 변화 없이 5 단계 동안 매우 높다(60% 면적비). Photos 9, 11에서는 1~2 m 크기의 저서생물 활동흔적이 관찰된다. 이러한 생물 활동 흔적은 2 단계나 4단계와 같이 해저면이 거친 경우를 제외하고는 어디서나 흔히 관찰되는 것으로, 저서생물이 해저퇴적물을 교란시켜 나타난 결과로 보인다.

6 단계(7:46~7:49): Photos 12, 13과 같이 절벽 형태의 지형이 약 3분 즉 50~100 m에 걸쳐 나타난다. 심해저카메라 예인 당시 이러한 절벽 때문에 급히 회수한 케이블 길이 등을 고려할 때 절벽의 높이는 최대 5 m 정도로 추정된다. 이러한 절벽은 4 단계에서 나타난 해저면 상황과는 다르고, 부분적인 퇴적물의 용해 또는 침식의 결과로 보인다. 절벽 상부에는 망간단괴가 5단계와 동일하게 밀집되어 나타난다. Photo 13에 나타나는 단괴의 크기는 5 cm 정도이지만, Photo 12에서는 10 cm 이상의 불규칙한 형태의 대형 단괴가 관찰된다.

7 단계(7:50~9:20): Photo 14, 15, 16에 나타난 바와 같이 망간단괴 부존밀도는 매우 높고(50~60%의 면적비), 이러한 양상은 5단계와 유사하게 약 1시간 30분 즉 4~5 km에 걸쳐 큰 변화 없이 지속된다. 해저면은 큰 굴곡 없이 평탄하다. Photo 15에는 약 20 cm 크기의 대형 망간단괴가 나타나는데(7단계에서 단 1회 출현), 이러한 큰 단괴는 Photo 12에서와 같이 절벽 등이 나타나는 비평탄 해저면에서 쉽게 발견되는 것이다. 전체적으로 7단계 동안에는 Photos 14, 16과 같이 5 cm 이하 크기의 망간단괴가 매우 고밀도 그리고 연속적으로 분포하며, 저서동물의 흔적도 많이 관찰된다.

8 단계(9:22~9:23): 이 단계는 약 2분 즉 50 m 정도에 걸쳐 잠시 나타나는데, Photos 17, 18에 나타난 바와 같이 4, 6단계와 유사하게 해저면이 약간 침식 또는 용해된 형태를 보인다. Photo 17에는 망간단괴 보다는 망간각과 유사한 형태의 망간산화물이 해저면에 피복된 형태로 나타난다. Photo 18에는 직경이 10 cm 이상이고 불규칙한 외형을 지닌 망간단괴들이 절벽 상부쪽에 나타나고, 절벽 하부쪽에는 망간단괴가 드물게 나타난다. 이러한 망간단괴 산출양상은 기 4, 6단계에 나타난 결과와 유사하다.

9 단계(9:24~10:54): Photos 19, 20에 나타난 바와 같이 망간단괴 부존밀도는 40~50%의 면적비로 높고, 이러한 양상은 5, 7단계와 유사하게 약 1시간 반 즉 4~5 km에 걸쳐 큰 변화 없이 유지된다. Photo 19에는 저서생물이 해저면을 기어 다닌 흔적이 선명하게 나타난다. Photo 20은 매우 근접거리에서 촬영된 것인데(고도 2.9 m), 최대 5 cm 크기의 망간단괴가 선명하게 나타나고 망간단괴 일부가 해저 퇴적물에 약간 매몰되어 있음이 관찰된다.

10 단계(10:56~11:34): 이 단계는 약 30분 즉 0.5~1 km에 걸쳐 지속되는데, 전반적으로는 망간단괴 부존밀도가 낮다(Photo 21). Photos 21, 23의 경우 망간단괴 부존 밀도는 10% 이하의 면적비를 가진다. 망간단괴가 해저면을 덮고 있는 면적비를 10%, 망간단괴의 평균 크기를 4 cm라고 하면 망간단괴 부존량(A)=(4/3)×3.14×$(0.2)^3$×$10^3$$cm^3$×2.2×40개/$m^2$ ≒3 kg/m^2로 계산된다. Photo 22에서는 0.5~1 m 크기의 퇴적물, 암석, 또는 망간산화물로 보이는 큰 덩어리가 관찰된다. 10 단계에서는 전반적으로 망간단괴 부존밀도가 낮지만, 짧은 시간동안에는 다시 망간단괴 부존밀도가 증가하는 경우도 있고, Photo 5와 같이 탄산염 퇴적물로 생각되는 흰색의 퇴적층이 드러난 경우도 있다. Photo 23에서는 저서동물이 해저면으로 들어가는 모양을 볼 수 있다. 이 동물의 크기는 약 50 cm로 추정된다.

11 단계(11:36~12:04): Photo 24에 나타난 바와 같이 망간단괴 부존밀도는 매우 높고, 이러한 양상은 5, 7, 9단계와 유사하다. 약 30분 즉 0.5~1 km에 걸쳐 큰 변화 없이 고밀도의 망간단괴 분포양상이 유지된다. Photo 24 중앙부에는 불가사리가 선명하게 관찰된다.

12 단계(12:06~12:18): Photo 25에 나타난 바와 같이 전체적으로 망간단괴 부존밀도가 10% 이하의 면적비로 낮다. Photo 26은 13단계로 바뀌는 과정에 있는 것으로 20 cm 이상 크기의 대형 망간단괴가 비교적 고밀도로 산출된다. Photo 26에서는 Photo 5에서와 같이 탄산염 퇴적물로 생각되는 흰색의 퇴적층이 해저면에 노출되어 있음이 관찰된다.

13 단계(12:20~12:52): Photo 27에 나타난 바와 같이 망간단괴 부존밀도는 60% 내외의 면적비로 매우 높고, 이러한 양상은 5, 7, 9, 11단계와 유사하다. 약 30분 즉 0.5~1 km에 걸쳐 큰 변화 없이 고밀도의 망간단괴 분포양상이 유지된다. 13단계 초기에는 Photo 26에 나타난 바와 같이 대형 망간단괴가 간헐적으로 관찰된다. Photo 27에서도 저서생물이 해저면을 기어 다닌 흔적이 나타난다.

14 단계(12:54~12:56): 약 1~2분 즉 50 m 미만에 걸쳐 잠시 나타나는 이 단계는 망간단괴 부존밀도가 낮고 1 m 이상 크기의 고화물이 10단계와 같이 관찰된다(Photo 28).

15 단계(12:56~14:22): Photos 29, 30에 나타난 바와 같이 망간단괴 부존밀도가 20~40% 면적비로 비교적 높고, 이러한 양상은 5, 7, 9, 11, 13단계와 유사하다. 큰 해저면 지형변화가 없이 약 30분 즉 0.5~1 km 정도에 걸쳐 고밀도의 망간단괴 분포양상이 지속된다. Photo 29에서도 저서생물이 해저면을 기어 다닌 흔적이 선명하게 관찰된다.

16 단계(14:24~14:54): 약 30분 즉 0.5~1 km 정도에 걸쳐 나타나는 이 단계는 전체적으로 망간단괴 부존밀도가 10% 이하의 면적비로 낮다(Photos 31, 32). Photos 31, 32는 고도가 각각 1.2 m, 2.7 m인 지점에서 촬영된 것으로, 많은 저서생물 흔적이 관찰된다. Photo 32 우측에서는 길이가 약 20 cm인 지렁이 형태의 생물 흔적이 많이 관찰된다.

17 단계(14:56~15:08): Photo 33에 나타난 바와 같이 망간단괴 부존밀도가 높고(약 30% 면적비), 이러한 양상은 5, 7, 9, 11, 13, 15단계와 유사하다. 망간단괴 부존밀도 만을 고려할 때 다른 단계(5, 7, 9, 11)와 달리 특히 15단계와 유사하게 약간 낮은 부존밀도를 보인다. Photo 33의 우측에는 40 cm 크기의 대형 망간단괴로 보이는 물체가 관찰된다.

18 단계(15:10~15:30): Photos 34, 35, 36, 37에 나타난 바와 같이 절벽, 대형 망간단괴 또는 퇴적물 덩어리, 불규칙한 해저면 등이 출현하는 이 단계는 약 20여분 즉 0.5 km에 걸쳐 지속되고, 이는 4, 6, 8 단계에 나타난 결과와 유사하다. Photo

35에 나타난 망간단괴는 직경이 50 cm 정도로 매우 크고, Photo 36에 나타난 퇴적물(?) 덩어리는 약 1 m 크기를 지닌 것도 관찰된다. Photo 37에 나타난 절벽의 높이는 최소 5 m 이상일 것으로 추정된다.

19 단계(15:32~15:51): Photos 38, 39에 나타난 바와 같이 망간단괴 부존밀도가 높고(20~30% 정도의 면적비), 이러한 양상은 5, 7, 9, 11, 13, 15단계와 유사하다. 특히 15, 17단계와 유사하게 극히 높지는 않은 부존밀도를 보이고, 간헐적으로 대형 망간단괴가 관찰되는 경우도 있다(Photo 38의 우측). Photo 39의 하부에서는 약 20 cm 크기의 어류 또는 저서생물이 관찰된다.

20 단계(15:53~15:57): 약 4분 즉 100 m 정도에 걸쳐 잠시 나타나는 이 단계에서는 전체적으로 망간단괴 부존밀도가 낮다(10% 이하의 면적비; Photo 40, 41). Photo 41에서는 약 20~30 cm 크기의 망간단괴가 관찰되고, Photo 41에는 2 m 이상 크기의 퇴적물 편이 나타난다.

21 단계(15:59~17:13): 약 1시간 15분 즉 2 km 정도에 걸쳐 지속되는 이 단계에서는 Photos 42, 43, 44에 나타난 바와 같이 망간단괴 부존밀도가 매우 높고(50~60%의 면적비), 이러한 극히 높은 망간단괴 부존 양상은 특히 5, 7, 9, 11, 13 단계와 유사하다. 간헐적으로 10~20 cm 규모의 망간단괴가 관찰되고, 소규모 절벽, 갑자기 단괴의 부존밀도가 낮아지는 경우도 있으나 전반적으로 5 cm 이하의 단괴가 매우 고밀도 그리고 지속적으로 분포한다.

22 단계(17:15~18:01): 약 45분 즉 1.5 km 정도에 걸쳐 지속되는 이 단계에서는 Photo 45, 46에 나타난 바와 같이 망간단괴 부존밀도가 약간 높다(10~20%의 면적비). Photo 45, 46의 경우 망간단괴 부존 밀도는 20% 내외의 면적비를 가진다. 망간단괴가 해저면을 덮고 있는 면적비를 20%, 망간단괴의 평균 크기를 4 cm라고 하면 망간단괴 부존량(A)=(4/3)×3.14×(0.2)^3 ×10^{3}cm^3×2.2×79개/m^2≒6 kg/m^{2}로 계산된다. 이러한 망간단괴 부존밀도는 15, 17, 19 단계와 유사하거나 약간 낮은 수준이며, 대부분 5 cm 이하 크기의 망간단괴가 지배적이기는 하지만 간헐적으로 20 cm 규모의 대형 망간단괴가 관찰되기도 한다.

지형은 전체적으로 평탄하지만 북북서-남남동 방향의 대규모(높이: 약 200 m) 능선이 약 9 km 간격을 보이며 발달해 있다(Fig. 3). 이들 능선들 사이에는 계곡이 발달해 있고, 3개의 능선 가운데 중앙 능선의 가운데 부분은 지형이 복잡하며 약간 함몰된 형태를 보인다. 능선의 수직 방향 즉 북동쪽에서 남서 방향으로 가면서 점점 고도가 올라가지만 어느 순간 약 100미터 높이의 절벽을 이루며 수심이 깊어지고, 이후 수심변화가 거의 없는 넓은 해저평원(계곡)을 이루며, 또 다시 고도가 올라 간 후 절벽을 이루고 수심이 다시 깊이지는 양상이 반복된다. 전반적으로 해저평원 즉 계곡 지역은 매우 평탄한 지형을 보이는 반면 산등성이 부분 특히 절벽 하부지대는 지형이 극히 복잡하고 수 미터에서 수십 미터에 이르는 소규모 함몰지가 많이 나타난다.

토 의

망간단괴 분포 특성과 지형간 관계에 관해서는 그 동안 많은 연구가 진행되어 왔다(Usui and Moritani, 1992). Craig(1979)는 수 미터에서 수십 미터에 이르는 지형의 기복을 가진 지역의 망간단괴 부존 밀도가 비록 조성변화가 심하기는 하지만 편평한 지역의 부존밀도에 비해 높다고 보고 했다. Skornyakova and Murdmaa(1992) 또한 규질 또는 탄산질 연니가 산출되고 지형의 기복이 심한 구릉지대(abyssal hill)에서는 수성기원 특성을 지닌 망간단괴가 고밀도로 산출되고, 반면에 4기의 방산충 규질연니로 피복되어 있는 해저평원지대(abyssal plain)에서는 속성기원의 망간단괴가 주로 산출된다고 보고했다. 해저 평원에 비해 해저산(seamount) 지역의 망간단괴는 통상 수성기원을 가지고 부존 밀도 또한 상대적으로 높다(Jeong *et al.*, 1994; 정, 1994). 본 연

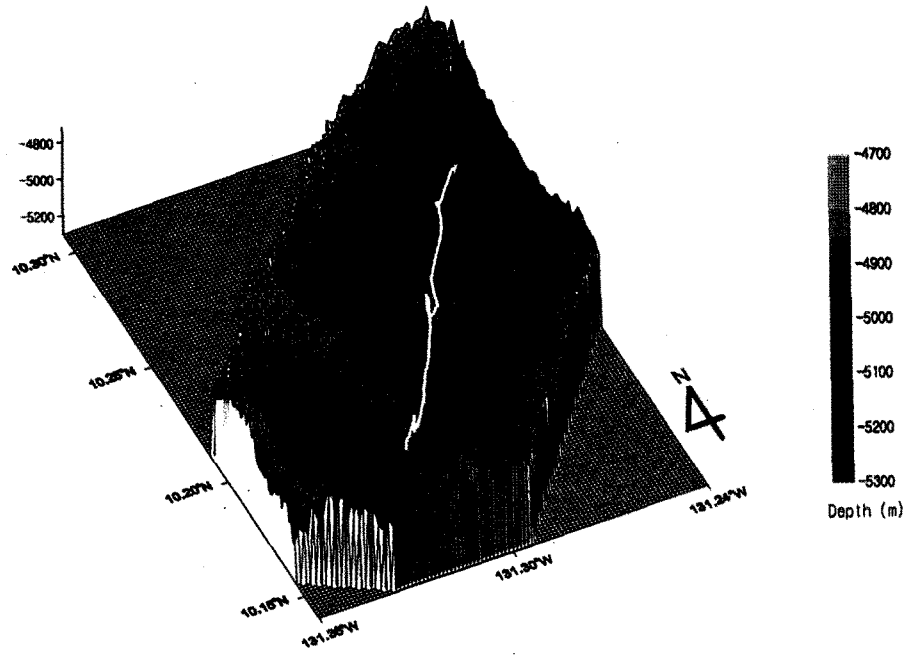


Fig. 3. Detailed bathymetric map of the study area around the towing line. The map was charted by multi-beam echo sounder (SeaBeam 2000), and the towing line is along the center line of the multi-beam chart.

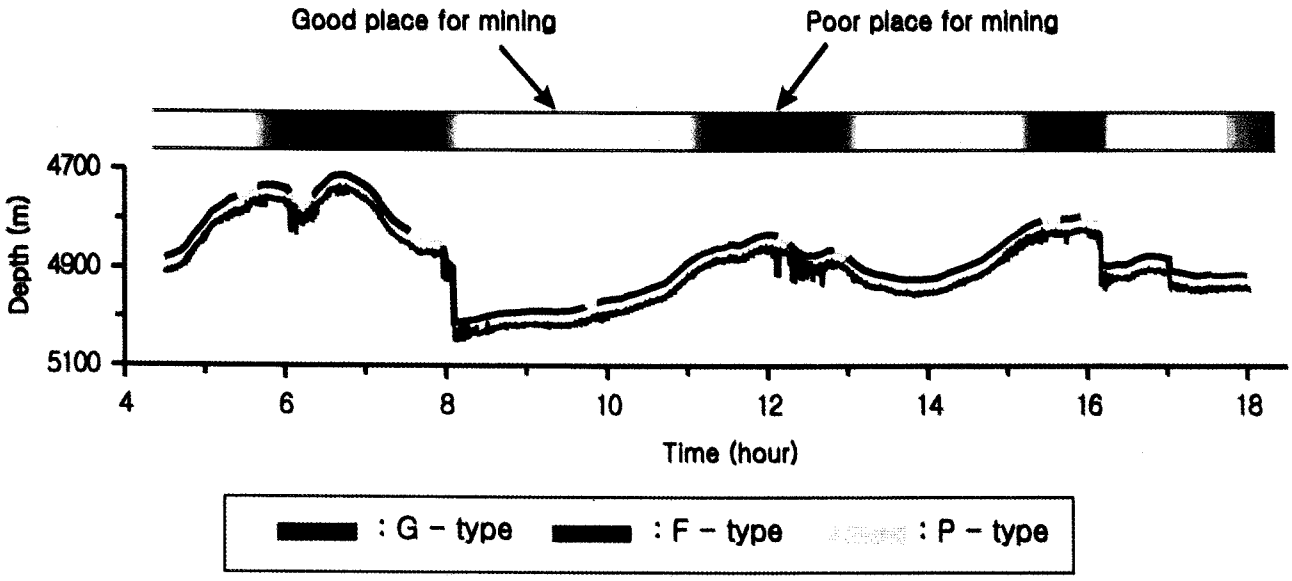


Fig. 4. Schematic diagram showing the characteristics (manganese nodule occurrence, seafloor morphology, and surface sediment) of the study area. G-type is characterized with flat morphology, high nodule abundance, and consistent nodule shape (rounded), whereas P-type is with rough morphology, occasional occurrence of calcareous surface sediments, very variable nodule abundance and irregular nodule shape (see text). Good place for mining is composed mostly of G-type areas, while Bad place for mining is alternating with G- and P-type areas.

구지역은 비교적 좁은 면적을 지니고 있지만 광역수심 탐사기를 통해 얻은 전반적인 3차원의 광역 지형자료와 정밀수심 측심기로 획득된 2차원의 정밀 지형자료에 근거해 심해저카메라로 획득된 망간단괴 분포특성 자료를 분석해 망간단괴 분포와 지형 특성간 관계를 밝힐 수 있었다.

망간단괴 분포 및 지형 특성은 Fig. 2에 바탕을 두고 결과에서 논의된 바와 같이 크게 세가지 양상(type, 형)으로 대분될 수 있다(Fig. 4). 이러한 분류는 향 후 망간단괴의 상업생산시를 고려하여 분류된 것으로 G(Good)-형, P(Poor)-형, F(Fair)-형이고, G-형은 1, 3, 5, 7, 9, 11, 13, 15, 17, 19, 21 단계와 같은 망간단괴 부존 밀도가 높고, 저서생물의 활동흔적이 많으며, 큰 지형변화를 보이지 않고, P-형은 2, 4, 6, 8, 12, 14, 18, 20 단계와 같이 망간단괴의 부존상태가 불량하고, 대형 망간단괴 또는 망간각, 퇴적물 덩어리 등이 나타나며, 단층 등의 지형 변화가 심하고, 해저면에 탄산염 퇴적물이 드러나 보이고, F-형은 10, 16, 22 단계와 같이 급격한 해저면 지형변화는 관찰되지 않으나 망간단괴 부존 밀도가 높지 않다. 이와 같이 구분된 망간단괴의 지역적 분포양상과 전반적인 지형간 관계를 살펴본 결과 G-형은 대부분이 계곡에 나타나고(8 단계 제외), P-형은 구릉에 위치하며, F-형은 구릉과 계곡 사이에 나타난다(Fig. 4). 또한 P-형을 지닌 구릉지의 또 다른 지형 특성은 소규모 지형변화가 심하다는 점이다(Fig. 2). 이러한 소규모 지형 변화에 따른 고도차이는 수 미터에서 수십 미터에 이르고 있다(Fig. 2). 이러한 결과는 Craig(1979)의 결과와는 상반된 것으로, 즉 본 연구지역에서는 전반적으로 계곡의 평평한 지역에서 균일하게 높은 망간단괴 부존 밀도가 나타난다. G-형을 지닌 계곡 지역의 대략적 규모는 3~4 km 정도이고, 북북서-남남동의 계곡 방향과 일치하여 연장되어 있을 것으로 예측된다. 그러나 이러한 계곡 지역에 G-형이 연장되는지 즉 망간단괴 분포 양상의 연속성 여부를 파악하기 위해서는 향 후에 기존 조사 측선의 남북 방향에 최소 2개 정도의 심해저카메라 조사 측선이 추가되어야 할 것으로 판단된다.

본 연구지역에 약 9 km 간격으로 나타나는 북북서-남남동 방향의 구릉지대는 동태평양 해저열곡의 잔류물(fossil ridge)이거나 클라리온-클리퍼톤 균열대 지역이 서쪽으로 확장해 나가면서 해저 지판이 받은 인장-수축의 힘에 의해 형성된 지구조로 이해될 수 있다(Herron, 1972; Kennet, 1982; Goff, 1993; Macdonald *et al.*, 1996). 이러한 구릉은 전 대양 면적의 30%를 점할 정도로 광범위하게 분포하나, 이들 구릉의 구체적 성인에 대해서는 아직까지도 논란의 대상이 되고 있다(Macdonald *et al.*, 1996). 한편, 구릉지대의 퇴적물은 지형이 높은 까닭에 통상 이 지역에 간헐적으로 강하게 흐르는 저층해류(Johnson, 1972a, 1972b; Kontar and Sokov, 1994; Jung *et al.*, 1998; Jung and Lee, 1998)의 영향을 많이 받을 가능성이 크다. 이로 인해 피복된 4기 퇴적물이 쉽게 침식되고(Johnson and Johnson, 1970; Jung *et al.*, 1998; Jung and Lee, 1998), 그 결과 고기의 탄산염 퇴적물 즉 클리퍼톤층 중·하부(또는 마르퀘사스층)이 해저면에 드러난 것으로 사료된다. 한편, 연구지역 인근 CCD는 4,500 m 보다 얕은 수심에 위치(Seibold and Berger, 1996)하는데 반해 연구지역 수심은 4,700 m 보다 깊다(Fig. 2). 따라서 탄산염 퇴적물이 해저면에 드러나면 탄산염 퇴적물은 용해를 받게 되고, 이에 따라 소규모의 함몰지가 형성될 수 있을 것으로 생각된다. 한편, 퇴적물이 침식되어 나간 지역에서는 일반적으로 퇴적물 내에서 속성작용이 일어나기 어렵고, 따라서 망간단괴가 속성기원 금속의 공급을 받기 어려우므로, 이러한 지역에서는 속성기원 망간단괴 보다는 수성기원 단괴의 형성이 용이하다. 반면 해저평원 지역은 높은 구릉지대에서 유기물과 함께 침식·이동되어 유입된 퇴적물이 많이 쌓이게 되고 저서생물의 활동은 증가하며, 결국 속성기원 망간단괴가 용이하게 형성될 것으로 판단된다. 이는

Skornyakova and Murdmaa (1992)의 보고로도 뒷받침 될 수 있다. 이러한 해저면 지형-망간단괴 성인-퇴적물 특성간 관계는 공극수에서 수층으로 공급되는 금속이온의 수평이동, 국부적 퇴적상의 변화, 퇴적물의 재동 및 함몰지에의 재퇴적(또는 충진)등 여러 가지 요인에 의해 크게 변화할 수 있지만, 향 후 박스 및 피스톤 코아 등에 의한 퇴적물 그리고 망간단괴의 채취 및 조성 분석, 고해상 3.5 kHz sub-bottom profiler에 의한 퇴적 층후 연구 등을 통해 본 연구에서 나타난 망간단괴 분포특성과 해저면 지형간 관계가 확인 될 수 있을 것으로 사료된다.

결 론

심해저 평원으로 알려진 KODES지역 해저면은 기대되는 바와 같이 전반적으로 극히 편평하지만 국부적으로는 매우 심한 지형변화를 나타낸다. 이러한 극심한 지형변화는 100 m에 이르는 절벽, 함몰지 등으로 나타나며, 지구조적 운동 및 이에 따른 퇴적물의 용해와 침식 등의 결과로 생각된다. 이러한 지형 변화는 망간단괴 분포 양상에도 영향을 미쳐 연구지역 망간단괴 분포는 해저 지형과 밀접한 관계를 지닌다. 즉 편평한 해저 계곡지역에는 균일한 망간단괴가 밀집되어 분포하는 반면 지형 변화가 심한 구릉지대에는 망간단괴 분포가 일정치 않다. 이러한 결과는 망간단괴의 분포가 수심, 표층 퇴적물의 퇴적상, 퇴적 층후 또는 음파 투명층의 두께 등 다양한 요인에 따라 달라진다는 기존 보고를 뒷받침하며, 이러한 다양한 요인은 상호 연관되어 망간단괴 형성에 작용하고, 궁극적으로는 태평양 지판의 지구조적 운동이 망간단괴의 분포 특성에 영향을 미친다고 사료된다. 한편, 연구지역 중 채광에 유리한 지역은 약 3~4 km의 폭을 가지는 해저 계곡으로 판단되고, 이러한 적정 채광지역은 북북서-남남동 방향으로 연장된 해저 계곡과 일치할 것으로 예측된다. 이러한 적정 채광지의 연장성 여부는 향 후 좀 더 많은 심해저카메라 조사, 정밀 천부지층 탐사, 퇴적물 및 망간단괴 시료의 채취 · 분석 등을 통해 확인될 수 있을 것으로 보인다.

참고문헌

고영탁, 정회수, 김현섭, 문재운, 1999. 심해저카메라 운영시 위치 파악에 관한 고찰. personal communication.

박찬영, 1995. 한국심해연구지역 망간단괴 광상의 매장량평가를 위한 지구통계학적 연구. 서울대학교 대학원 박사학위 논문, 160 pp.

박찬영, 김춘우, 강정극, 1998. 심해저 망간단괴 탐사를 위한 영상탐사기법의 개발. 한국자원공학회지 **35**: 68−79.

박찬영, 전효택, 강정극, 1996. 영상처리 기법에 의한 망간단괴의 부존밀도 보정. 자원환경지질 **29**: 429−437.

정회수, 정갑식, 이경용, 강정극, 정문영, 1990. KODOS-90 지역 망간단괴의 성인과 분포. 한국해양학회지 **25**: 189−204.

정회수, 1994. 북동 태평양 KODOS 지역 퇴적물과 공극수 및 망간단괴의 지구화학적 특성. 서울대학교 대학원 박사학위 논문, 282 pp.

지상범, 1994. 북적도 태평양 심해 퇴적물과 망간단괴의 지질공학 및 음향 특성. 인하대학교 석사학위 논문, 85 pp.

최진우, 1996. 북동태평양 KODOS 96-1 해역의 심해퇴적물에 분포하는 대형저서동물 군집. 한국해양학회지 바다, **1**: 73−79.

해양부, 1996. '96 심해저 광물자원 탐사. 해양수산부. 954pp.

Aplin, A.C. and D.S. Cronan, 1985. Ferromanganese oxide deposits from the central Pacific ocean. II. Nodules and associated sediments. *Geochim. Cosmochim. Acta* **49**: 427−436.

Benthos Inc., 1992. KORDI Deep-Tow Imaging System: Operation, maintenance and subsystems manual. 700 pp.

Bostrom, K., 1973. The origin and fate of ferromanganoan active ridge sediments. *Contrib. Geol.* **27**: 149−243.

Calvert, S.E., N.B. Price, G.R. Heath and T. Moore, 1978. Relationship between ferromanganese nodule composition and sedimentation in a small survey area of the equatorial Pacific. *J. Mar. Res.* **36**: 161−183.

Cook, H.E. and I. Zemmel, 1971. X-ray mineralogy studies-Leg 8. Init. Rep. Deep-Sea Drill. Proj. **8**: 901−950.

Craig, J.D., 1979. The relationship between bathymetry and ferromanganese deposits in the north equatorial Pacific. *Mar. Geol.*, **29**: 165−186.

Cronan, D.S., 1980. Underwater Minerals. Academic Press, London, 362 pp.

Exon, N.F., 1983. Manganese nodule deposits in the central Pacific ocean and their variation with latitude. *Mar. Mining* **4**: 79−107.

Frazer, J.Z. and M.B. Fisk, 1981. Geological factors related to characteristics of sea-floor manganese nodule deposits. *Deep-Sea Res.* **28**: 1533−1551.

Goff, J.A., 1993. Abyssal hill segmentation: Quantitative analysis of the East Pacific Rise flanks 7°S-9°S. *J. Geophysical Res.* **98**: 13851−13862.

Halbach, P. and M. Ozkara, 1979. Morphological and geochemical classification of deep-sea ferromanganese nodules and its genetical interpretation. In: La Genesis des Nodules de Manganese, edited by Lalou, C., Colloq. Intl. Paris, C.N.R.S., **289**: 77−89.

Halbach, P., G. Friedrich and U. von Stackelberg, 1988. The Manganese Nodule Belt of the Pacific Ocean. Ferdinand Enke Verlag, Stuttgart, 254 pp.

Herron, E.M., 1972. Sea-floor spreading and the Cenozoic history of east-central Pacific. *Geol. Soc. Am. Bull.* **83**: 1671−1692.

Horn, D.R., B.N. Horn and M.N. Delach, 1973. Copper and Nickel content of ocean ferromanganese deposits and their relation to properties of the substrate. In: The Origin and Distribution of Manganese Nodules in the Pacific and Prospects for Exploration, edited by Morgenstein, M., Valdivia Manganese Exploration Group, University of Hawaii and IDOE/NSF, Honolulu, pp. 71−76.

Jeong, K.S., J.K. Kang and S.K. Chough, 1994. Sedientary processes and manganese nodule formation in the Korea Deep Ocean Study (KODOS) area, western part of Clarion-Clipperton fracture zones, northeast equatorial Pacific. *Mar. Geol.*, **122**: 125−150.

Jeong, K.S., J.K. Kang, K.Y. Lee, H.S. Jung, S.B. Chi and S.J. Ahn, 1996. Formation and distribution of manganese nodule deposits in the northwestern margin of Clarion-Clipperton fracture zone, northeast equatorial Pacific. *Geo-Marine Lett.* **16**: 123−131.

Jung, H.S., C.B. Lee, K.S. Jeong and J.K. Kang, 1998. Geochemical and mineralogical characteristics in two-color core sediments

from the Korea Deep Ocean Study (KODOS) area, northeast equatorial Pacific. *Mar. Geol.* **144**: 295−309.

Jung, H.S. and C.B. Lee, 1999. Growth of diagenetic ferromanganese nodules in an oxic deep-sea sedimentary environment, NE equatorial Pacific. *Mar. Geol.*, **157**: 127−144.

Johnson, D.A. and T.C. Johnson, 1970. Sediment redistribution by bottom currents in the central Pacific. *Deep-Sea Res.*, **17**: 157−169.

Johnson, D.A., 1972a. Eastward-flowing bottom currents along the Clipperton Fracture zone. *Deep-Sea Res.* **19**: 253−257.

Johnson, D.A., 1972b. Ocean-floor erosion in the equatorial Pacific. *Geol. Soc. Am. Bull.* **83**: 3121−3144.

Kennett, J., 1982. Marine Geology. Prentice-Hall Inc., Englewood Cliffs, N.J., 813 pp.

Kontar, E.A. and A.V. Sokov, 1994. A benthic storm in the northeastern tropical Pacific over the field of manganese nodules. *Deep-sea Res.*, **41**: 1069−1089.

Macdonald, K.C., P.J. Fox, R.T. Alexander, R. Pockalny and P. Gente, 1996. Volcanic growth faults and the origin of Pacific abyssal hills. *Nature* **380**: 125−129.

Mizuno, A., T. Miyazaki, A. Nishimura, K. Tamaki, and M. Tanahashi, 1980. Central Pacific manganese nodules, and their relation to sedimentary history. In: Proceedings 12th offshore technical conference, Huston, **3**: 331−340.

Moore, T.C. and G.R. Heath, 1966. Manganese nodules, topography, and thickness of Quaternary sediments in the central Pacific. *Nature* **212**: 983−985.

Paul, A.Z., E.M. Thorndike, L.G. Sullivan, B.C. Heezen and R.D. Gerard, 1978. Observations of the deep-sea floor from 202 days of time lapse photography. *Nature*, **272**: 812−814.

Pautot, G. and M. Melguen, 1979. Infuluence of deep water circulation and seafloor morphology on the abundance and grade of central south Pacific manganese nodules. In: Marine Geology and Oceanography of the Pacific Manganese Nodule Provinces, edited by Bischoff, J.L. and D.Z. Piper, Plenum, New York, pp. 437−473.

Piper, D.Z. and J.R. Blueford, 1982. Distribution, mineralogy, and texture of manganese nodules and their relation to sedimentation at DOMES site A in the equatorial north Pacific. *Deep-Sea Res.* **29**: 927−952.

Piper, D.Z. and M.E. Williamson, 1977. Composition of Pacific ocean ferromanganese nodules. *Mar. Geol.* **23**: 285−303.

Seibold, E and W.H. Berger, 1996. The Sea floor. 3rd Ed. Springer-Verlag, Berlin, 356 pp.

Skornyakova, N.S. and I.O. Murdmaa, 1992. Local variations in distribution and composition of ferromanganese nodules in the Clarion-Clipperton nodule province. *Mar. Geol.*, **103**: 381−405.

Tilot, V., 1992. La structure des assemblages megabenthiques d'une province a nodules polymetalliques de l'ocean Pacifique tropical Est. Ph.D thesis, IFREMER.

Usui, A., 1983. Regional variation of manganese nodule facies on the Wake-Tahiti transect: Morphological, chemical and mineralogical study. *Mar. Geol.* **54**: 27−51.

Usui, A. and M. Tanahashi, 1986. Relationship between local variation of nodule facies and acoustic stratigraphy in the G.H.81-4 area. Geol. Surv. Japan Cruise Rep. **21**: 160−170.

Usui, A. and N. Mita, 1987. Comparison of manganese nodules from the northeast equatorial Pacific (cruise 50−25) with nodules from the central Pacific basin. *Geol. Jahrb.* **87**: 287−313.

Usui, A., A. Nishimura, M. Tanahashi and S. Terashima, 1987. Local variability of manganese nodule facies on small abyssal hills of the central Pacific basin. *Mar. Geol.* **74**: 237−275.

Usui, A. and T. Moritani. 1992. Manganese nodule deposits in the central Pacific basin: Distribution, geochemistry, mineralogy, and genesis. In: Geology and Offshore Mineral Resources of the Central Pacific basin. Circum-Pacific Council for energy and mineral resources, edited by Keating, B.H. and B.R. Bolton, Earth science series, Springer-Verlag, New York, **14**: 205−223.

Usui, A. and M. Tanahashi, 1992. Relationship between local variation of nodule facies and acoustic stratigraphy in the southern part of the central Pacific basin (GH82-4). Geol. Surv. Japan Cruise Rep. **22**: 219−231.

van Andel, T.H., G.R. Heath, Bennet, R.H. and *et al.*, 1973. Geological results of Leg 163: the central equatorial Pacific, west of the East Pacific Rise. Init. Rep. Deep-Sea Drill. Proj., **16**: 411−472.

1998년 11월 21일 원고 접수
1999년 9월 13일 수정본 채택