

Article

북동태평양 한국 심해저 연구지역 망간단괴의 지역적 분포와 퇴적환경

지상범^{1*} · 강정극¹ · 오재경² · 손승규¹ · 박정기¹

¹한국해양연구원 해양지질자원연구본부 심해저자원연구센터
(425-600) 경기도 안산시 안산우체국 사서함 29
²인하대학교 해양학과
(402-751) 인천광역시 남구 용현동 253번지

Regional Occurrence and Sedimentary Environment of Manganese Nodule in KODOS area, C-C zone of NE Pacific

Sang-Bum Chi^{1*}, Jung-Keuk Kang¹, Jae-Kyung Oh², Seung-Kyu Son¹, and Cheong-Kee Park¹

¹Deep-sea Resources Research Center, KORDI
Ansan P.O. Box 29, Seoul 425-600, Korea

²Department of Oceanography, Inha University
Incheon 402-751, Korea

Abstract : Deep-sea bottom photographs acquired in the Clarion-Clipperton fracture zone of the northeast equatorial Pacific were analyzed to reveal the controlling processes for the spatial variation of manganese nodule. The results show that regional-scale occurrence variations of manganese nodule are mainly controlled by primary productivity of surface water, sedimentation rate, and water depth (or carbonate compensation depth). As a result, the diagenetic accretion on nodules increases toward southwest, while hydrogenetic accretion increases toward northeast. Considering the northwestward movement of Pacific Plate, this regional-scale variation of manganese nodule occurrence seems to be affected by oceanic environment during the active growth period (Oligocene-Miocene) of Pacific Plate.

Key words : 망간단괴 (manganese nodule), 심해저 (deep-sea), 퇴적환경 (sedimentary environment)

1. 서 론

전 지구적으로 육상 자원이 고갈되어 감에 따라 선진공업국들은 주요 전략금속인 망간, 니켈, 코발트, 구리 등을 다량 함유하고 있는 심해저 망간단괴 개발의 필요성을 인식하고 1970년대 이래 북동태평양 클라리온-클리퍼튼 지역 (Clarion-Clipperton fracture zone, C-C지역)의 광물자원 조사를 수행하고 있다. C-C지역에는 개발 가치가 높은 망간단괴가 최대 1,350억 톤 가량 부존되어 있으며, 이는 금

속 종류에 따라 세계 인류가 최소 200년에서 11,000년간 사용할 수 있는 양이다 (Mero 1965; Halbach *et al.* 1988).

C-C지역 망간단괴 분포의 지역적, 국지적 변화에 대한 많은 연구가 이루어져 왔으며, 이들 연구는 관심대상인 망간단괴가 고밀도로 부존하고 있는 지역에서의 단괴 분포 특성에 관하여 논의하였다. 비교적 넓은 지역을 대상으로 하는 지역적인 규모 (regional-scale)의 망간단괴의 분포량은 C-C지역의 남쪽으로 갈수록 증가하고, 북쪽으로 갈수록 감소한다 (Andrews *et al.* 1983). 또한 지역적인 규모의 망간단괴 분포 특성과 형성기원에 관한 연구보고들은 (Skornyakova and Murdmaa 1992; Cronan and Hodkin-

*Corresponding author. E-mail : sbchi@kordi.re.kr

son 1994) C-C지역에서 망간단괴 분포특성이 속성작용(diagenetic accretion)과 수성작용(hydrogenetic accretion)에 의해 조절되고, 망간단괴의 성장과정은 수층의 기초생산성(biological primary productivity), 퇴적물 그리고 탄산염보상심도를 고려한 수심에 의해 크게 영향을 받는 것으로 보고하였다. 결과적으로 C-C 균열대의 발달 방향과 수층의 생산성의 증가·감소 방향인 북서-남동방향을 따라 속성작용과 수성작용이 증감하는 것으로 알려져 있다. 즉, 망간단괴가 분포하는 C-C 지역에서 단괴의 속성작용은 남동방향으로 갈수록 증가하고 북서 방향으로 갈수록 감소하며, 반면에 수성작용은 북서방향으로 갈수록 우세한 것으로 알려져 있다(Knoop et al. 1998).

그러나 단괴가 형성될 수 있는 해양환경을 갖춘 지역임에도 불구하고 단괴가 분포하지 않는 원인에 대한 설명은 찾아보기 힘들다. 또한 기존의 연구들은 대상지역에서 측정된 수층의 생산성, 퇴적물 등의 해양환경 자료와의 직접적인 비교는 이루지지 않았다. 이밖에 단괴의 분포경향이 위도에 따라 어떻게 변화하는 지에 대한 연구도 부족한 실정이다.

따라서 본 연구에서는 연구지역의 단괴 부존 유무와 산출되는 단괴 유형 등 위도에 따른 분포경향을 현재의 수층환경 및 퇴적환경, 태평양판(Pacific Plate)의 이동, 그리고 과거의 퇴적환경과 연관하여 논의하고자 한다.

2. 지역 개관

연구 지역은 북동태평양 클라리온-클리퍼톤 균열대 중 동부에 위치하며, 서경 131.5도 연구 축선 상의 북위 5도에서 북위 17도까지 설정한 남북방향의 약 1,160 km에 이르는 광범위한 지역이다(Fig. 1). 북쪽으로는 클라리온

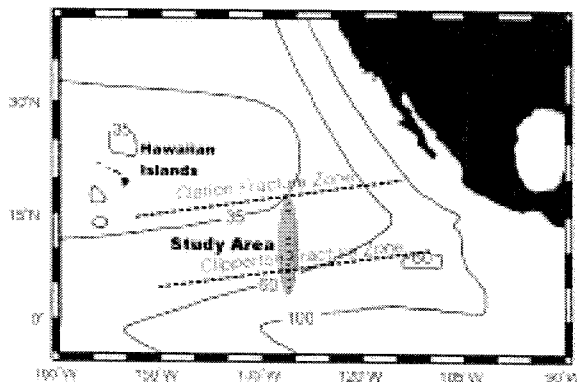


Fig. 1. Study area showing primary productivity($g C m^{-2} yr^{-1}$), in the eastern Pacific Ocean (modified from Berger et al. 1988). Primary productivity generally increases toward the equatorial zone.

균열대에 인접해 있으며, 남쪽으로는 클리퍼톤 균열대 남부이며 적도 지역에 가깝게 위치하고 있다.

C-C지역의 지형적 특징은 북북서-남남동 방향의 해저구룡이 약 7-10 km에 걸쳐 반복적으로 나는 현상이다. 구룡의 폭은 약 500 m이고, 구룡의 높이는 150-300 m 범위이다(van Andel et al. 1975; Craig 1979; 해양수산부 2002). 이러한 해저구룡은 동태평양 해저열곡의 잔류물(fossil ridge)이거나 클라리온-클리퍼톤 균열대 지역이 서쪽으로 확장해 나가면서 해저 지반이 받은 인장·수축의 힘에 의해 형성된 지구조로 이해될 수 있다(Kennet 1982; Goff 1993). 이러한 해저구룡은 전 대양의 30%를 점할 정도로 광범위하게 분포하나, 구체적 성인에 대해서는 아직까지도 논란의 대상이 되고 있다(Macdonald et al. 1996).

연구대상 축선(서경 131.5도)의 수심은 북위 5-7도 지역에서 4,100-4,500 m로 얕으나 북쪽(북위 7-8도)으로 갈수록 점차 깊어지며, 북위 8-16도 지역은 4,800-5,200 m 범위의 수심을 보인다. 즉, 북위 16도에서 북위 8도까지 적도방향으로 가면서 큰 변화가 없으나 북위 7도 10분에서 북위 6도 50분 사이에서 수심의 기복이 심하다. 이러한 급격한 수심의 변화는 기존의 연구보고에서 알려진 클리퍼톤 균열대와 위치가 일치한다(van Andel et al. 1973; Craig 1979).

C-C지역의 지각은 백악기말(약 8,000만년전)에 동태평양해령(East Pacific Rise, 11°S, 110°W)에서 생성된 후, 해저확장에 의해 북 또는 북서 방향으로 이동되어 에오세 중기(약 5,000만년전)에는 표층해수의 생물 생산성이 높은 적도대(1.5°N, 126°W)에 위치하였으며, 해저면에는 유기질 퇴적물이 지배적인 퇴적층이 발달되었다(Berger et al. 1976; Francheteau et al. 1979). 적도 고생산대를 지난 이후에는 퇴적물이 급격히 감소하였고, 대양저 지각의 침강작용이 수반되었다. 따라서 마이오세 초기(약 2,200만년전)에는 수심 4,800 m로 탄산염 보상심도(Carbonate Compensation Depth, 약 4,600 m)보다 깊어져 탄산질 퇴적물은 용해되고 극히 낮은 퇴적속도(1-3 mm/kyr)로 규질 및 적점토 퇴적층이 발달되었다(Theyer 1977; Kennett 1982). 이러한 대양저 지각의 지속적인 이동(현재 6-9 cm/년)으로 해저면에는 위도 차이에 따른 특징적인 퇴적층서가 대상으로 분포한다.

따라서 C-C 지역은 북쪽지역에 원양성 적점토(pelagic red clay), 중앙지역에 규질연니(siliceous ooze), 그리고 남쪽지역에 석회질연니(calcareous ooze)가 분포한다고 알려져 있다(Hom et al. 1973). 연구지역에서 채취된 주상 퇴적물에 의해 확인된 연구지역의 퇴적상은 서경 131.5도를 중심축으로 북위 16-17도 지역에서 원양성 적점토, 북위 8-12도 지역에서 규질 퇴적물(siliceous sediment), 북위 5-6도 지역의 퇴적상은 석회질연니가 지배적으로 분포하고

있다(지 등 2003). C-C 지역의 퇴적율(sedimentation rate)은 북쪽지역에서 1 mm/kyr 이하이며, 남쪽지역에서 약 3-10 mm/kyr 정도로, 남쪽지역의 퇴적율이 북쪽지역에 비하여 상대적으로 높은 것으로 보고 된다(Muller and Mangini 1980).

태평양 적도대는 대기과 해양의 상호작용에 의해 북적도류와 북적도 반류 및 남적도류가 나타나며, 이들 해류의 작용에 의해 수렴대(convergence zone)와 발산대(divergence zone)가 형성된다. 발산대에서는 영양염이 풍부한 해수의 용승으로 인해 표층 수괴의 영양염 농도를 증가시키므로 이에 따라 식물 플랑크톤의 생산력을 강화시키며, 이곳에서는 해양의 총 신생산(new production)의 18-56%가 나타나는 것으로 알려져 있다(Chavez and Barber 1987). 용승에 의해 유광대 내로 이동된 물질의 대부분은 일차생산의 증가에 의해 소비되며, 식물플랑크톤의 침강과 함께 해저면으로 이동되는 물질 순환이 이루어진다(Murray *et al.* 1994). 해양에서의 일차생산력은 해양환경을 이해하는 가장 기본적인 분야중의 하나로 광조건과 영양염에 의해 좌우된다. 대부분의 연구지역과 같이 빈 영양수역에서 생태계로 공급되는 유기물의 대부분은 식물플랑크톤의 일차생산에 의해 공급되며, 일차생산은 광조건보다 낮은 영양염 농도에 영향을 받는다. 특히 상층에서의 식물 플랑크톤 성장과 광합성은 영양염에 의해 제한되고, 유광대 이하에서는 빛의 감소에 따른 생산성이 제한되는 것으로 알려져 있다(Venrick *et al.* 1987).

3. 재료 및 방법

연구된 사진 자료 및 망간단괴는 한국해양연구소의 1997-2001년 기간 중 연구지역에 대한 퇴적물 시료채취과정에서 획득되었다. 다중 주상시료 채취기(multiple corer)의 양쪽 프레임에 해저면의 망간단괴 부존상태를 파악하기 위하여 단발형 심해저 카메라(FBK-135-M) 2대를 부착하여 해저면으로부터 1 m 위에서 시료채취 직전에 해저면 사진을 촬영하였다. 사진촬영은 카메라와 연결되어 있는 연결 추(release weight: 2 kg in water)가 해저면에 닿음과 동시에 촬영하게 된다. 결론적으로 다중 주상시료 채취기의 해저면 착지 속도인 평균 30 m/min.의 속도로 하강하면서 1 m 고도에서 촬영하였다.

해저면 사진자료 획득에 사용된 단발형 심해저 카메라는 독일 PREUSSAG사에서 제작한 수심 6,000 m급 사진기로 카메라의 외부 하우징 내에는 Minox 35 GL 카메라(lens angle in water: 46°)가 장착되어있다. 촬영에는 일반적으로 많이 사용되는 35 mm 규격의 100 ASA 칼라 필름을 사용하였다. 촬영시 카메라의 초점은 1 m 거리, 조리개(f)는 5.6에 맞추었으며, 노출시간은 1/30 초로 고정하

였다. 실험실에서는 해저면에서 촬영된 필름을 현상·인화하고, 획득한 해저면 사진을 통하여 퇴적물 채취지점의 망간단괴 부존여부 및 부존밀도를 계산하였다.

해저면 사진자료로부터 망간단괴 부존밀도 계산에 사용된 방법은 현상·인화된 사진으로부터 단괴와 퇴적물의 대비를 높이기 위하여 수동으로 사진 상에 망간단괴를 강조하여 이미지를 재획득하고, 획득된 칼라이미지는 다시 8-bit gray 이미지로 전환하여 이로부터 적절한 문턱값을 추출하여 이치화 영상으로 변환시켰다. 이치화 영상에서 얻어지는 검은색 이미지를 단괴로 인식하고 단괴의 점유면적과 점유율을 계산하였다. 부존밀도의 계산은 자유낙하식 망간단괴 시료채취기로 해저면에서 획득된 사진과 채취시료를 선상에서 찍은 사진과의 비교, 그리고 단괴의 크기(장경과 단경)와 중량을 측정된 자료로부터 결정된 망간단괴 점유 면적에 의한 부존밀도 보정 방법을 이용하였다. 연구지역 사진자료들은 대부분 장축의 크기가 6 cm 이상인 단괴의 개수가 전체의 30%이상에 해당되어 보정 방법 중 1의 B그룹(박 등 1996)을 이용하여 부존밀도를 계산하였다.

$$\text{망간단괴 보정 부존밀도(kg/m}^2\text{)} = 0.55 \times \text{망간단괴 면적율(\%)} \text{}$$

망간단괴 사진자료를 획득하지 못한 지역의 망간단괴 분포밀도는 자유낙하식 망간단괴 시료채취기(free-fall corer)를 이용하여 확인된 망간단괴 분포밀도 자료에 근거하여 전지역에 대해 통계적 방법으로 평가된 자료를 활용하였다.

4. 분석 결과

망간단괴 분포량

해저면 사진을 통하여 망간단괴의 부존 및 부존량을 분석한 결과는 Table 1에 제시되어 있다. 망간단괴는 북위 5도에서 6도사이의 정점들(MC99-N05, -N06)에서는 발견되지 않고 북위 7도 지점(MC 99-N07)에서부터 발견되나 분포량은 0.2 kg/m²로 극히 적다. 망간단괴의 분포량은 북위 8.5도에 위치한 정점(MC99-N08.5)에서부터 1.4 kg/m²로 뚜렷이 높아지기 시작한다. 그리고 북위 9도-11도 사이(MC99-N09에서 MC99-N11)는 평균 4.4 kg/m²(통계자료: 평균 6.7 kg/m²)로 망간단괴 분포량이 높다(Table 1). 또한 북위 10.5도에 위치한 G지역 내의 정점들(MC99-G01~G08)에서도 평균 6.2 kg/m²으로 단괴 분포량이 높다. 한편, 북위 16도 지역의 분포량은 8.6 kg/m²로 가장 높은 분포량을 보인다(Table 1).

퇴적물 시료채취기에 부착된 카메라로 획득한 해저면 사진자료로부터 계산된 망간단괴의 분포량과 자유낙하식

Table 1. Average values of water depth, primary productivity, sedimentation rates, and nodule abundance in the study area.

Latitude (station number)	Water depth (m)	Primary productivity (mgC/m ² /day)	Sedimentation rate (mm/kyr)	Nodule abundance* (kg/m ²)	Nodule abundance** (kg/m ²)
N05	4,078	425.3	1.5	0.0	-
N06	4,148	364.3	1.5	0.0	-
N07	4,629	438.0	0.5	0.2	-
N07.5	4,965	-	-	0.0	-
N08	5,015	417.7	0.38	0.0	-
N08.5	4,971	-	-	1.4	-
N09	4,864	401.3	0.38	6.7	5.0
N10	4,988	237.7	0.1	3.6	9.9
G-Zone (10.5°N)	4,954	312.5	0.15	6.2	6.9
N11	5,120	237.1	0.14	3.0	4.9
N12	4,957	257.3	0.19	-	-
N16	4,972	-	-	-	8.6

Nodule abundance *: based on bottom photo images.

Nodule abundance **: based on statistics data of free-fall grab samples.

망간단괴 시료채취기(free-fall grab)를 이용하여 확인된 망간단괴 분포밀도 자료에 근거하여 통계적 방법으로 평가된 분포량을 상호 비교해보면, 북위 10도 지점에서는 사진 자료로부터 분석한 값(3.6 kg/m²)은 통계적 방법으로 평가된 값(9.9 kg/m²)과의 차이가 6.3 kg/m²으로 크며, 다른 정점들에서도 약 ±2 kg/m²의 차이를 보였다(Table 1). 단지 북위 10.5도에서 획득한 15장의 해저면 사진 자료로부터 분석한 값(6.2 kg/m²)은 통계적 방법으로 평가된 값(6.9 kg/m²)과의 차이가 0.7 kg/m²로 망간단괴 분포량은 잘 일치한다(Table 1). 이와 같은 사실은 2회의 해저면 사진 자료획득으로만 평가한 분포량은 실제 그 지역의 분포량과 큰 차이를 보일 수 있음을 지시한다.

결과적으로 북위 5-8도 지역에서 정점별 2회의 사진자료 획득에 의하여 평가된 결과, 매우 작은 단괴(≤1 cm)가 발견되므로 이 지역에서는 망간단괴가 분포하지 않거나 극소량 분포하는 것으로 판단된다.

망간단괴 분포 유형

C-C 지역, 인도양, 그리고 Peru Basin 등 망간단괴가 고밀도로 분포하고 있는 지역에 대해 발표된 조사 결과로부터 망간단괴 특성과 표층퇴적물의 특성과의 상관관계는 뚜렷하게 관찰된다(Table 2). 즉, 수성기원의 S-type 단괴는 주로 원양성점토, 탄산질 점토의 퇴적물이 분포하고 있는 지역에서 산출되며, 속성기원으로 알려진 R-type과 속성작용과 수성작용을 받은 R+S-type의 망간단괴는 주로 규질연니 또는 규질점토가 분포하고 있는 지역에서 산출

된다(THETIS 1992; Halbach et al. 1980).

해저면 사진 분석 및 망간단괴 시료관찰 결과, 규질 퇴적물이 분포하고 있는 중부지역(북위 8.5-12도)에서 나타나는 망간단괴의 크기는 직경 1 cm에서 10 cm 이상의 큰 단괴까지 다양하게 분포하며, 단괴의 유형은 등글고 납작한 편원 형태(discoidal type)가 주를 이루고 있으며, 지형의 변화에 따라 일직선상으로 8개 지점에서 15장의 사진 자료를 획득한 북위 10.5도 지점(MC 99-G01~G08)에서는 불규칙한 형태(irregular type)의 단괴도 발견된다(Fig. 2). 이러한 불규칙한 형태의 망간단괴 분포는 주로 구릉지의 정상부 또는 수 미터에서 수십 미터의 급격한 지형변화를 보이는 지점에서 관찰된다(Fig. 3). 또한 대부분 단괴의 표면조직은 속성기원으로 알려져 있는 R-type이 관찰되었다.

한편, 원양성 적점토가 분포하고 있는 북부 지역(북위 16도, MC 01-03-05, -06)에서 관찰되는 망간단괴의 크기는 직경 3 cm에서 8 cm 가량의 단괴까지 비교적 일정한 크기로 분포하고 있으며, 단괴의 유형은 등글고 납작한 편원 형태가 주를 이룬다. 단괴의 표면조직은 수성기원으로 알려져 있는 S-type이 관찰되었다(Fig. 2). 이러한 관찰결과와는 탄산질 점토지역에서 S-type과 R-type이 산출되는 Peru basin의 경우를 제외하고는 인도양과 C-C 지역 전반에서 나타나는 퇴적물 분포와 망간단괴 산출경향은 잘 일치한다(Table 2).

특징적으로 단괴가 분포하지 않고 규질 퇴적물이 분포하는 북위 7.5-8.5도 사이의 정점들(MC-99-N07, -N07.5,

Table 2. Classification of main nodule facies and associated sediments in the study area, C-C Zone, Peru basin, and central Indian Basin.

	Nodule type	S-type	R-type R+S-type	botroidal surface type
Central Indian Basins (THETIS 1992)	Origin	hydrogenetic	oxic diagenesis, hydrogenetic	oxic diagenesis, transition to anoxic diagenesis(?)
	Underlying sediments	Pelagic clays, Calcareous clays	siliceous clays, siliceous ooze	siliceous ooze
	Geomorphologic position	top and upper slope of seamounts "valleys"	basins, plains, lower slope of sediments	basins, plains
Peru Basins (THETIS, 1992; Halbach <i>et al.</i> 1980)	Nodule type	S-type R+S-type	R-type R+S-type	Cauliflower nodules
	Underlying sediments	foraminiferal ooze or calcareous clays	calcareous clays, siliceous pelagic clays	foraminiferal ooze or calcareous clays
Clarion-Clipperton Fracture Zone (THETIS 1992; IFREMER 1989)	Nodule surface texture	S-type	R-type R+S-type	S, R, R+S-type
	Underlying sediments	*firm carbonates and pelagic clay, siliceous ooze or clays with small thickness encrusted rock fragments, pumice, outcrops of basalts	**relatively thick sequence of siliceous oozes or siliceous clays	transition between * and **
	Distribution on the sea floor	homogeneous	heterogeneous	homogeneous
Study area in the Clarion-Clipperton Fracture Zone	Nodule surface texture	S-type	R-type R+S-type	
	Underlying sediments	Pelagic red clay	very siliceous clays (siliceous sediments)	
	Distribution on the sea floor	homogeneous	homogeneous to heterogeneous	

-N08)에서는 직경 10 cm 무게 2 kg의 구형 지시추(index weight)가 표층 퇴적물 내로 완전히 삽입되어 보이지 않는다(Fig. 2). 채취기의 해저면 착지 속도가 30 m/min.임을 감안할 때, 이 지역들의 표층 퇴적물은 매우 높은 함수율과 공극율 그리고 매우 낮은 전단강도를 지닌 반액상층(semi-liquid layer)이 10 cm 이상의 깊이까지 존재하는 것으로 관찰되었다. 반면에 단괴는 없지만 탄산질 퇴적물이 분포한 북위 5-6도사이의 정점들(MC99-N05와 MC99-N06) 그리고 단괴가 분포한 북쪽의 모든 정점에서는 사진상에 지시추가 지표면 위에 노출되어 표층 퇴적물은 비교적 단단히 고화되어 있거나 또는 반액상층이 10 cm 미만인 것으로 관찰되었다(Fig. 2).

5. 토 의

망간단괴 분포특성과 퇴적환경

C-C지역에서 남북방향의 지역적 망간단괴 분포 원인을 현재의 수층환경 및 퇴적환경 그리고 과거의 퇴적환경과 연관하여 해석하기 위하여 Fig. 4와 같이 서경 131.5도를

축으로 하고 북위 5도와 16도 사이에서 위도 0.5-1도 간격의 조사정점에서 분석된 망간단괴 부존밀도, 퇴적율, 최근에 측정된 수층의 기초생산성(modern primary productivity), 퇴적물의 분포 특성과 지형에 따른 수심변화를 도시하고 그 결과를 비교 검토하였다.

동태평양 표층해수의 기초생산성은 일반적으로 적도지역(남동방향)으로 갈수록 증가하고 고위도(북서방향)로 갈수록 낮아지는 것으로 보고 되어있다(Fig. 1, Berger *et al.* 1988). 연구지역의 측정결과도 이와 잘 일치한다. 즉, 1998년에 측정된 표층해수의 생산력도 북위 5-9도 지역에서 350-450 mg/m²/day로 높으며 북위 10-16도 지역에서 100-300 mg/m²/day로 낮아지는 남북 지역간 뚜렷한 차이를 보인다(Fig. 4-C, Table 1, 해양수산부 1998). 특히 적도 고생산대의 북쪽 끝 부분인 북위 7-9도 지역은 상대적으로 고생산대의 중심에 가까운 북위 5-6도 지역의 생산성과 같이 높은 값을 보인다. 이러한 이유는 북위 8도 부근지역은 동향의 북적도 반류와 서향의 북적도 해류가 만나 발산대를 형성하므로 용승류가 형성되어 영양염이 풍부한 심층수가 상승하여 수층 표면에서 1차 생산자인 식

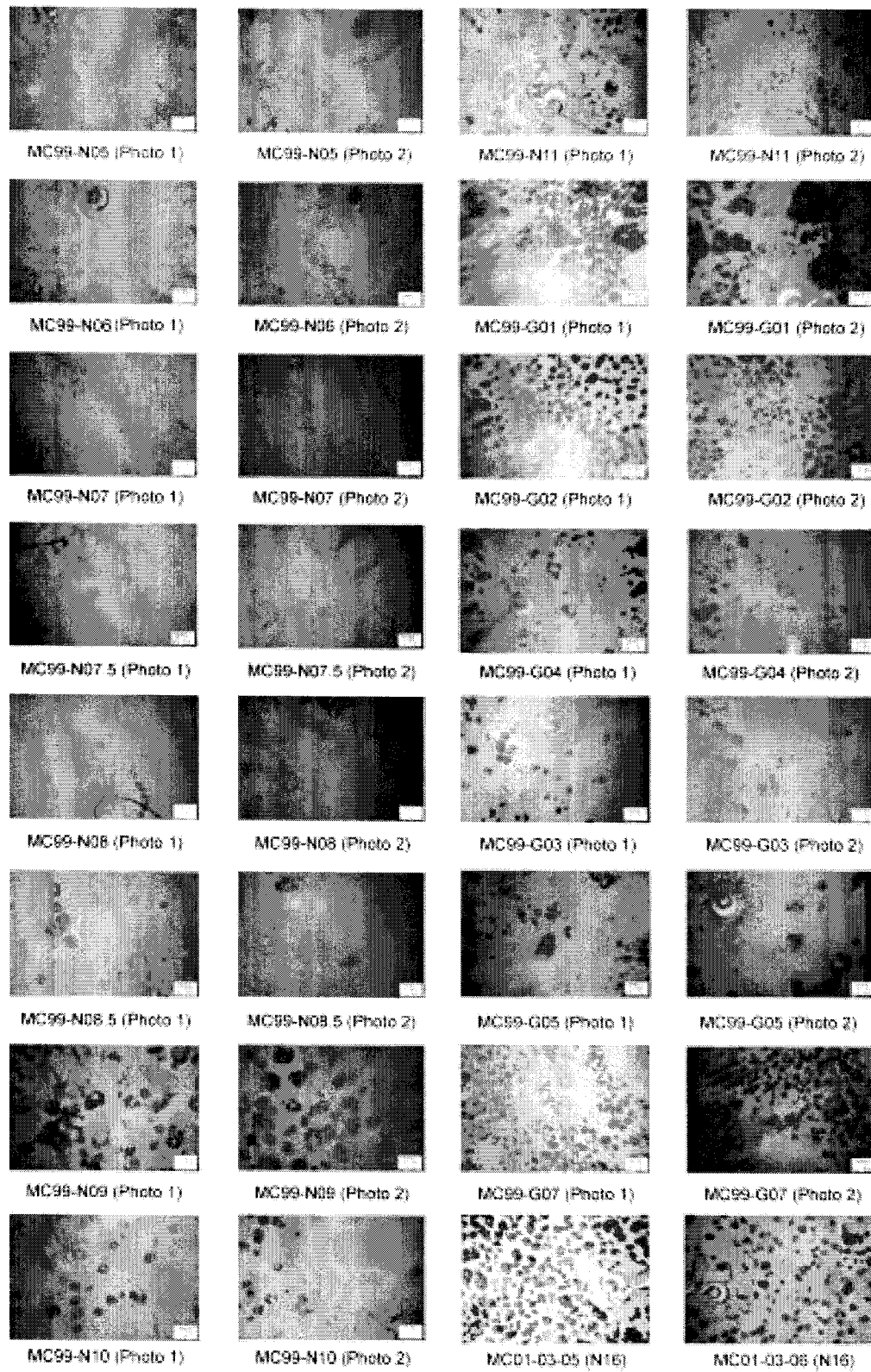


Fig. 2. Seabed photographs taken from 1 meter above the bottom, show the various types of nodules and sediments on the sea floor. Trigger weight is 10 cm in diameter and 2 kg in weight.

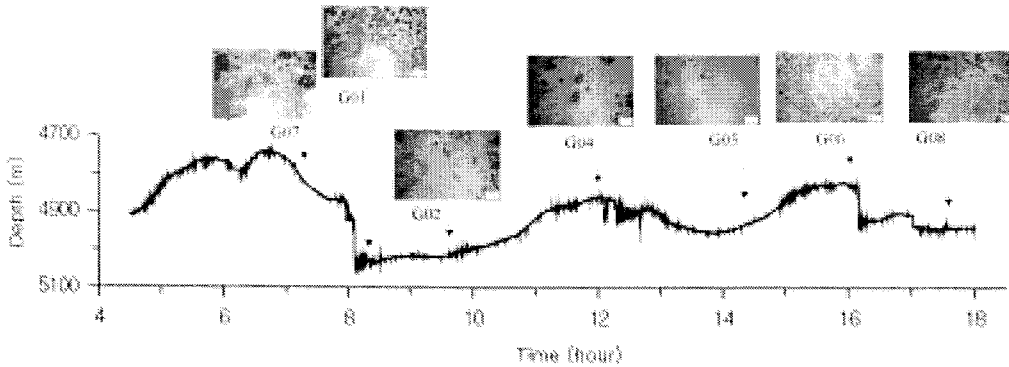


Fig. 3. Photographs and seafloor morphology showing the characteristics of manganese nodule occurrence (nodule abundance and nodule shape) and surface sediment.

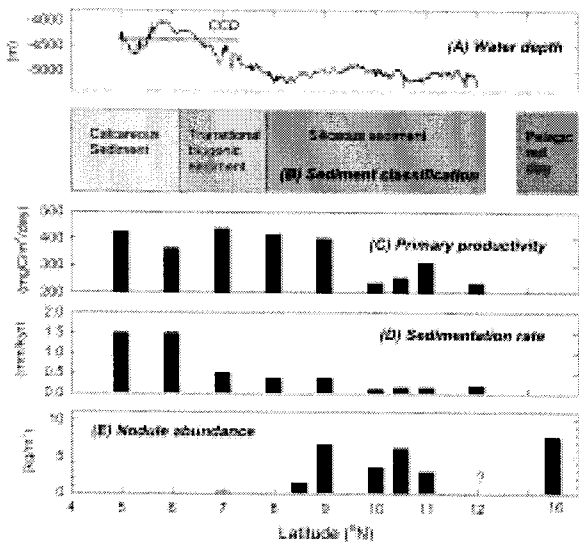


Fig. 4. The variations of water depth, sediment type, primary productivity, sedimentation rate, and nodule abundance along the sampling track line (131°30'W, 16°5'N). (A) water depth, (B) sediment classification, (C) primary productivity (based on MOMAF, 1998), (D) sedimentation rate (based on MOMAF, 1998), and (E) Mn-nodule abundance.

물플랑크톤의 생산이 용이해지기 때문이다(지 등 2003). 현재 표층 해수의 기초생산성이 C-C 지역 망간단괴 생성 시기로 알려진 올리고신(Oligocene)과 마이오신(Miocene) 사이(THETIS 1992; Knoop *et al.* 1998)의 수층 기초생산성과 동일하지 않지만, 당시에 고위도로 올라갈수록 낮아지는 현재의 변화 경향과 동일할 것으로 판단된다(van Andel *et al.* 1975).

C-C지역으로 유입되는 생물기원의 입자들은 퇴적물의 주요 부분을 차지하고 있으므로 퇴적물은 기초생산성과 직접적으로 연관되어 있다. 따라서 수층의 기초생산성 증가는 동시에 퇴적물의 증가를 일으킨다(Listitzin 1972). 연구지역 퇴적물의 방산층연구자료(해양수산부 1998)에 의하면 연구지역의 퇴적율은 북위 5-6도 인근 지역에서 약 1.5 mm/kyr, 북위 7-8도 인근에서 약 0.5 mm/kyr 그리고 북위 8도 이상의 북쪽지역에서 약 0.38 mm/kyr 이하로 북쪽으로 갈수록 퇴적율은 낮아지는 현상이 뚜렷하다(Fig. 4-D, Table 1). 특히 북위 5-6도 지역에서 북위 7-9도 지역에 비해 퇴적율이 수층의 생산성 증가율보다 월등히 높은 이유는 이 지역의 수심이 4,400 m(Piper *et al.* 1979) 또는 4,500 m(Chester 1990)보다 얇은 지역은 탄산염 입자들이 용해되지 않고 지속적으로 퇴적되기 때문이며, 이에 비하여 북위 7-9도 지역은 수층의 생산력이 높아도 평균 수심은 약 4,900 m로 탄산염보상심도보다 깊으므로 해수로부터 유입되는 대부분의 탄산칼슘 입자들은 용해되고, 상대적으로 용해가 어려운 규질 입자만이 퇴적되기 때문이다.

망간단괴의 성인에 대한 연구에(von Stackelberg and Marchig 1987) 따르면 단괴의 형태(shape)보다 단괴의 표면조직(surface texture)이 단괴의 성장조건에 대한 증거를 제공하는 것으로 알려져 있다. 즉, 거친 표면조직(R-type)을 갖는 단괴는 속성작용을 주로 받아 형성된 망간단괴이며, 매끈한 표면조직(S-type)을 보이는 단괴는 수성작용을 받아 형성된 단괴로 알려져 있다. 연구지역의 북위 8.5-11도에는 속성작용을 많이 받은 거친 R-type 단괴가 산출되며, 북위 16-17도에서는 수성작용을 많이 S-type 단괴가 산출되었다(Table 2).

저위도지역에서의 망간단괴 결핍원인
북위 5-6도 지역

이 지역은 적도 고생산대 부근에 위치하므로 수층 기초

생산성이 약 $400 \text{ mgC/m}^2/\text{day}$ 로 높아 (Table 1, Fig. 4-C) 수층으로부터 다량의 부유생물 잔해와 유기물이 해저면으로 공급된다. 또한 이 지역은 평균수심이 약 4,100 m (Fig. 4-A)로 이 지역의 탄산염보상심도가 4,400-4,500 m (Piper et al. 1979; Chester 1990)보다 얇기 때문에 고위도 지역과는 달리 탄산염 입자들이 용해되지 않고 지속적으로 퇴적되므로 (Fig. 4-B) 고위도 연구지역의 퇴적율 ($\leq 0.5 \text{ mm/kyr}$) 보다 월등히 높은 퇴적율 (1.5 mm/kyr)을 보인다 (Table 1, Fig. 4-D). 이러한 매우 높은 퇴적율은 퇴적물과 해수의 접촉면에서 금속이 풍부한 유기물 상 (metal-rich organic phase)을 이루게 되므로 단괴의 형성물질을 공급하지 않는다 (Cronan 1987). 또한 C-C 지역에서는 퇴적율이 1-10 mm/kyr일 경우, 형성되었던 많은 망간단괴는 퇴적물에 매몰되는 것으로 알려져 있다 (Listizina 1972). 결과적으로 북위 5-6도 지역은 높은 퇴적율로 망간산화물이 형성되기 어렵기 때문에 망간단괴가 산출되지 않는 것으로 보인다.

한편, 탄산질 퇴적물이 분포하고 있는 CCD 보다 얇은 지역에서도 소량의 망간단괴가 성장하기 시작한다는 몇몇의 기존 연구보고 (von Stackelberg 1984; Janin 1987)가 있다. 그러나 C-C 지역의 망간단괴가 형성된 마이오신-올리고신 시기에 이 지역은 태평양 판 (Pacific plate)이 북서 방향으로 이동 (Jarrard and Clague 1977)해 왔음을 고려할 때 적도 부근에 위치하고 있었을 것이므로 이 지역의 과거 퇴적율은 더욱 높았을 것이다. 따라서 이 지역은 망간단괴 형성시기부터 현재까지 단괴의 형성에 적합하지 않은 조건이 유지되어 온 것으로 판단된다.

북위 7-8도 지역

속성작용에 의한 단괴형성은 단괴를 형성하는 물질이 퇴적물의 산화 또는 환원조건 하에 있는 공극수로부터 유입되어 이루어진다 (Chester 1990). 수심이 탄산염보상심도 보다 깊은 경우, 기초생산성이 높은 저위도 지역은 수층으로부터 다량의 부유생물 잔해와 유기물이 공급되므로 유기물이 풍부한 퇴적층을 형성하게 되고 (Knoop et al. 1998), 유기물이 풍부해짐에 따라 저서생물의 활동이 증가하여 망간단괴의 형성이 용이해진다 (Jung et al. 2001).

이 지역의 기초생산성은 $417-438 \text{ mgC/m}^2/\text{day}$ 로 높으며, 수심은 4,500 m 이하 (Fig. 4-A)로 탄산질 퇴적물은 용해되므로 (Fig. 4-B) 퇴적율은 북위 5-6도 지역보다 낮고 북위 9도 이상의 고위도 지역보다는 월등히 높은 $0.5-0.38 \text{ mm/kyr}$ 를 보인다 (Fig. 4-C, -D, Table 1). 따라서 이 지역은 연구지역 중 속성기원의 단괴의 형성에 가장 적합한 지역임에도 불구하고 북위 7도 지역에서만 소형의 망간단괴가 극소량 발견되었다 (Fig. 4-E). 이러한 현상은 다음과

같이 설명된다.

앞서 언급한 바와 같이 북위 13도 서경 135도를 중심으로 한 C-C 지역의 망간단괴는 올리고신과 마이오신 사이에 형성된 것으로 알려져 있으며 (von Stackelberg and Beuersdorf 1991; Knoop et al. 1998), C-C 지역의 망간단괴 형성과 분포는 해저확장 (sea-floor spreading)에 따른 태평양 판의 북서방향으로의 이동과 매우 밀접한 관련이 있다 (Berger and Winterer 1974).

즉, 태평양 판 (Pacific plate)의 북서 방향으로의 이동 (Jarrard and Clague 1977)을 고려할 때, OMCO (Ocean Minerals Company) 조사지역의 중심지점인 북위 13도, 서경 135도 지역은 초기 마이오신 (20 Ma) 시기에 약 북위 5도 서경 115도에 위치하고 있었을 것으로 추정된다 (Knoop et al. 1998). 위의 가설에 따르면 망간단괴가 발견되지 않은 북위 8도, 서경 131.5도의 연구지역은 초기 마이오신 시기에는 아마도 퇴적율이 매우 높아 망간단괴의 형성이 어려운 북위 0도, 서경 110도 부근에 위치했을 것으로 추측된다.

일반적으로 C-C 지역 망간단괴의 성장속도는 1-10 mm/Ma로 알려져 있으며 (Huh and Ku 1984; Eisenhauer et al. 1992), 정 (1994)은 C-C 지역의 단괴가 형성되기 위해서는 10 Ma 이상의 시간이 소요된다고 하였다. 또한 최근의 연구 (Han et al. 2003)에 따르면 C-C 지역 망간단괴의 평균 성장속도를 4.6 mm/Ma 로 보고하고 있다.

연구지역에서 발견되는 일반적인 망간단괴의 크기는 1-10 cm이다. 따라서 단괴의 성장 속도를 4.6 mm/Ma 로 가정할 때, 연구지역에서 일반적으로 발견되는 최대 크기인 10 cm (반경 5 cm)의 망간단괴가 성장하기 위해서는 약 11 Ma가 소요되므로 이 지역의 망간단괴가 형성되기 시작하는 시기는 중기 마이오신으로 계산된다. 중기 마이오신을 기준으로 했을 경우에는 북위 4도 서경 120도 부근에 위치하였을 것으로 추측된다.

결과적으로 망간단괴의 형성시기를 초기 마이오신과 중기 마이오신 사이로 가정할 경우, 현재의 북위 8도, 서경 131도 지역은 탄산염보상심도보다 얇은 수심인 적도 (북위 0도), 서경 110도 지점과 북위 4도, 서경 120도 지점 사이에 위치하고 있었을 것이므로 높은 퇴적율에 따른 단괴의 매몰현상 (Listizina 1972)에 의해 망간단괴가 형성되지 않았던 것으로 추정된다.

위도에 따른 망간단괴의 표면 조직과 기원

북위 8.5-9도 지역

북위 8.5도 이북의 지역에서는 속성작용을 많이 받아 형성된 R-type 단괴가 산출된다 (Fig. 4-E, Table 1). 북위 8.5-9도 지역의 기초생산성은 약 $400 \text{ mgC/m}^2/\text{day}$ 로 높으며, 퇴적율은 약 0.38 mm/kyr 이다 (Fig. 4-C, -D, Table 1).

따라서 현재의 해양조건도 속성기원의 망간단괴가 성장하기에 적합한 지역이며, 발견되는 단괴의 크기가 10 cm 이하이다(Fig. 3).

앞에서 기술한 단괴의 성장속도(Han *et al.* 2003), 태평양 판의 이동(van Andel and Moore 1975; Jarrard and Clague 1977), 그리고 높은 퇴적율에 따른 단괴의 매몰(Listizn 1972) 등을 감안할 때, 이 지역 단괴가 형성된 시기는 중기 마이오신 이후(약 10 Ma)이며, 당시에와 현재와 같은 퇴적율을 보인다고 가정하면 북위 4도보다 북쪽인 탄산염보상심도 바로 아래의 수심을 갖은 지역에서 형성되기 시작했을 것으로 사료된다.

또한, 적도와 인접한 지역의 탄산염 보상심도는 초기 신생대(early Cenozoic) 시기에 얕은 위치에 있었으며, 높은 탄산염의 유입에 의해 깊어져서 올리고신과 마이오신 시기에 약 4,700-4,800 m 있었음(Heath, 1969)을 감안할 때, 이러한 가능성은 더욱 높아진다.

북위 10-11도 지역

이 지역의 기초생산성(평균 260 mgC/m²/day)과 퇴적율(0.13 mm/kyr)은 북위 8.5-9도 지역에 비해 월등히 낮다(Fig. 4-C, -D, Table 1). 따라서 현재의 해양환경조건은 속성작용보다는 수성작용에 의해 단괴가 형성되기 쉬운 지역으로 판단된다. 북위 10-11도 지역에도 속성작용을 많이 받은 R-type 단괴가 산출된다(Fig. 4-E, Table 1). 즉, 북위 8.5-9도 지역과 10-11도 지역에서는 퇴적환경의 차이가 크에도 불구하고 동일한 속성기원의 망간단괴가 분포하고 있다. 따라서 단괴의 분포는 현재의 해양환경보다는 망간단괴가 형성되어 온 과거의 해양환경을 반영하고 있음을 알 수 있다.

북위 10-11도 지역에서 발견되는 직경 5 cm 미만의 소형 망간단괴는 크기와 성장속도를 고려할 때 형성되기 시작한 지역은 북위 8.5-9도 지역 망간단괴의 형성 지역으로 예측하는 북위 5도 지역보다 고위도 지역에서 형성되기 시작한 것으로 판단된다.

특정적으로 북위 10.5도 지역(MC 99-G01~G05)에서는 직경이 10 cm 이상인 대형 망간단괴가 빈번히 발견된다(Fig. 2). 이들 대형 망간단괴는 북위 8.5-9도 지역에서 발견되는 단괴의 형성시기 보다 더 이전에 형성된 것으로 판단되며, 이들 대형 망간단괴는 Knoop *et al.* (1998)의 보고와 마찬가지로 중기 마이오신 이전에 수층의 생산성과 퇴적율이 높았던 탄산염보상심도 바로 아래의 수심을 갖은 지역(북위 5-6도)에서 형성되었을 가능성이 높다.

북위 16-17도 지역

수성작용은 단괴형성에 필요한 물질이 해수로부터 직접

공급받는 것으로 열수시스템(hydrothermal system)에 의해 일반화된 물질의 축적을 포함한다(Chester 1990). 즉 수성작용은 해수로부터의 직접적인 침전 또는 일반적인 지화학적 성분으로부터 콜로이드 입자(colloidal particles)의 흡착을 포함한다(Halbarch *et al.* 1981). 열수작용(hydrothermal accretion)은 열수 분기공으로부터 유입되는 콜로이드 입자의 근원을 제외하고는 수성작용과 유사하다(Chen and Owen 1989).

연구지역의 북쪽(고위도)으로 가면서 기초생산성과 퇴적율이 줄어들게 되므로(Fig. 1) 유기물의 공급이 줄어든다. 따라서 속성작용에 의한 단괴의 형성은 줄어들게 되며, 해수로부터의 물질공급이 늘어나게 된다(Knoop *et al.* 1998).

북위 16-17도 지역에서 발견되는 평균직경 5 cm인 망간단괴의 크기(Fig. 3)와 단괴의 성장속도(Han *et al.* 2003), 그리고 태평양판의 이동(van Andel and Heath 1974; Jarrard and Clague 1977) 등을 감안할 때, 이 지역의 망간단괴는 후기 마이오신(약 5.5 Ma)시기에 북위 14-15도, 서경 126도 부근에서 형성된 것으로 생각된다.

그러나 지금까지의 토의는 수층의 생산성, 퇴적율, 그리고 발견되는 단괴의 분포량과 특징 등과 함께 연구지역과 인접한 곳에서 최근에 보고된 자료에 근거를 두었으므로 연구지역 망간단괴의 ¹⁰Be 자료와 단괴의 미세층리 조성 변화 등의 세밀한 분석이 이루어진다면 망간단괴의 형성시기와 과거의 퇴적 환경 변화 등을 보다 정확하게 추측할 수 있을 것으로 판단되며, 이에 대해서는 향후 좀더 자세한 연구가 필요하다.

6. 결 론

북동태평양 C-C지역의 서경 131.5도를 중심으로 한 북위 5-17도 사이에서 관찰된 지역적 규모의 망간단괴 산출경향은 수층의 기초생산성, 퇴적율, 그리고 탄산염보상심도를 고려한 수심의 영향을 받는 것으로 나타났다.

망간단괴의 분포는 C-C지역의 균열대 발달과 수층의 기초 생산성 증가 또는 감소에 따라 북부지역(북위 16-17도)에서는 S-type의 단괴, 중부지역(북위 8.5-11도)에서는 R-type의 망간단괴가 산출되고 있음을 확인하였다.

또한 망간단괴 형성시기(올리고신-마이오신)부터 현재까지 북서방향으로의 태평양판의 이동, 북위 7-7.5도에서 망간단괴가 산출되지 않은 현상, 북위 10-11도 지역에서 R-type의 단괴가 분포하는 현상, 그리고 C-C지역에서 보고된 단괴의 성장속도를 고려할 때, 관찰된 망간단괴 산출경향은 현재의 해양환경 조건이 아닌 망간단괴가 형성되어 온 과거의 해양환경을 반영하고 있음을 확인할 수 있었다.

사 사

연구에 도움을 주신 한국해양연구원 심해저자원연구센터 연구원 여러분과 온누리호 승무원 여러분께 감사드립니다. 또한 세밀한 심사와 교정에 시간을 내주신 두 분의 심사위원께 감사드립니다. 이 연구는 1997년부터, 2001년까지 심해저광물자원 개발사업(해양수산부)의 지원을 받아 수행되었습니다.

참고문헌

- 박찬영, 전효택, 강정극. 1996. 망간단괴 광상의 유망광구선정을 위한 지구통계학적 연구. *자원환경지질학회지*, 29, 575-587.
- 정회수. 1994. 북동 태평양 KODOS 지역 퇴적물과 공극수 및 망간단괴의 지구화학적 특성. 서울대학교 박사학위논문. 282 p.
- 지상범, 오재경, 이현복, 김기현. 2003. 북동태평양 클라리온-클리퍼튼 지역 심해저 표층 퇴적물의 지역적 지질공학적 특성 연구. *Ocean and Polar Research*, 25(2), 133-145.
- 해양수산부. 1998. 심해저 광물자원 탐사 보고서. 1. BSPM98001-01-1117-7. 1209 p.
- 해양수산부. 2002. 심해저 광물자원 탐사 보고서. 1. CRPM137-00-1503-5. 683 p.
- Andrews, J., G. Friedrich, and G. Pautot. 1983. The Hawaii-Tahiti transect: the oceanographic environment of manganese nodule deposits in the Central Pacific. *Mar. Geol.*, 54, 109-130.
- Berger, W.H. and E.L. Winterer. 1974. Plate stratigraphy and the fluctuating carbonate line. p. 11-98. In: *Pelagic Sediments: on Land and under Sea*, eds. by K.J. Hsu and H.C. Jenkyns. International Assoc. of Sedimentologists 2, Balckwell, Oxford.
- Berger, W.H., C.G. Adeleck, and L.A. Mayer. 1976. Distribution of carbonate in surface sediment of the Pacific Ocean. *J. Geophys. Res.*, 81, 2617-2627.
- Berger, W.H., V.S. Smetacek, and G. Wefer. 1988. Ocean Productivity and paleoproductivity; an overview. *Life Sci. Res. Rep.*, 44, 1-34.
- Chavez, E.P. and R.T. Barber. 1987. An estimate of new production in the equatorial Pacific. *Deep-sea Res.*, 34, 1229-1243.
- Chen, J.C. and R.M. Owen. 1989. The hydrothermal component in ferromanganese nodules from the southeast Pacific Ocean. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 53, 1299-1305.
- Chester, R. 1990. *Marine Geochemistry*. Unwin Press, London. 698 p.
- Craig, J.D. 1979. The relationship between bathymetry and ferromanganese deposits in the north equatorial Pacific. *Mar. Geol.*, 29, 165-186.
- Cronan, D.S. 1987. Controls on the nature and distribution of manganese nodules in the western equatorial Pacific Ocean. p. 177-188. In: *Marine Minerals*. Reidel, Dordrecht.
- Cronan, D.S. and R.A. Hodkinson. 1994. Element supply to surface manganese nodules along the Aitutaki-Jarvis Transect, South Pacific. *J. Geol. Soc.*, 151, 391-401.
- Eisenhauer, A., K. Gogen, E. Pernicka, and A. Mangini. 1992. Climatic influences on the growth rates of Mn crust during the late Quaternary. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 109, 25-36.
- Francheteau, J., C.G.A. Harrison, J.G. Sclater, and M.L. Richards. 1979. Magnetization of Pacific sea-mounts: a preliminary Polar cure for the northeastern Pacific. *J. Geophys. Res.*, 75, 2035-2062.
- Goff, J.A. 1993. Abyssal hill segmentation: quantitative analysis of the East Pacific Rise flanks 7°S-9°S. *J. Geophys. Res.*, 98, 13851-13862.
- Halbach, P., V. Marchig, and C. Scherhag. 1980. Regional variation in Mn, Ni, Cu, and Co of ferromanganese nodules from a basin in the southeast Pacific. *Mar. Geol.*, 38, M1-M9.
- Halbach, P., C. Scherhag, U. Hebisch, and V. Marchig. 1981. Geochemical and mineralogical control of different genetic types of deep-sea nodules from the Pacific Ocean. *Mineral. Deposita*, 16, 59-84.
- Halbach, P., G. Friedrich, and U. von Stackelberg. 1988. *The Manganese Nodule Belt of the Pacific Ocean*. Ferdinand Enke Verlag Stuttgart. 254 p.
- Han, X., X. Jin, S. Yang, J. Fietzke, and A. Eisenhauer. 2003. Rhythmic growth of Pacific ferromanganese nodules and their Milankovitch climatic origin. *Earth and Planet. Sci. Lett.*, 211, 143-157.
- Heath, G.R. 1969. Carbonate sedimentation in the abyssal equatorial Pacific during the past 50 million years. *Geol. Soc. Am. Bull.*, 80, 689-694.
- Horn, D.R., B.M. Horn, and M.N. Delach. 1973. Copper and Nickel content of ocean ferromanganese deposits and their relation to properties of the substrate. p. 77-83. In: *The Origin and Distribution of Manganese Nodules in the Pacific and Prospects for Exploration*, ed. by M. Morgenstein. Hawaii Inst. Geophysics, Honolulu.
- Huh, C.A. and T.L. Ku. 1984. Radiochemical observations on manganese nodules from three sedimentary environments in the North Pacific. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 48, 951-963.

- IFREMER. 1989. Evaluation et etude des moyens necessaires a l'exploitation des nodules polymetalliques, Rapport final. TOME I, 1/1-5/10. (unpublished)
- Janin, M.-ch. 1987. Micropaleontology of manganese nodules from the Equatorial North Pacific Ocean Area SO 25-1 and SO 25-3. *Geol. Jb.*, D 87, 315-375.
- Jarrard, R.D. and D.A. Clague. 1977. Implications of Pacific island and sea mount ages for the origin of volcanic chains. *Rev. Geophys. Space Phys.*, 15, 57-76.
- Jung, H.S., Y.T. Ko, S.B. Chi, and J.W. Moon. 2001. Characteristics of seafloor morphology and ferromanganese nodule occurrence in the Korea Deep-sea Environmental Study(KODES) Area, NE Equatorial Pacific. *Mar. Geores. Geotech.*, 19, 167-180.
- Kennett, J.P. 1982. *Marine Geology*. Prentice-Hall Inc., Englewood Cliffs. 813 p.
- Knoop, P.A., R.M. Owen, and C.L. Morgan. 1998. Regional variability in ferromanganese nodule composition: north-eastern tropical Pacific Ocean. *Mar. Geol.*, 147, 1-12.
- Lisitzin, A.P. 1972. *Sedimentation in the World Ocean*. SEPM Spec. Publ., 17, 218 p.
- 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.
- Mero, J.L. 1965. *The Mineral Resources of the Sea*. Elsevier Oceanography Series, 1. Elsevier, Amsterdam, 312 p.
- Muller, P.J. and A. Mangini. 1980. Organic carbon decomposition rates in sediments of the Pacific manganese nodule belt dated by Th-230 and Pa-231. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 51, 94-114.
- Murray, J.W., R.T. Barber, M. Roman, M. Bacon, and R.A. Feely. 1994. Physical and biological controls on carbon cycling in the equatorial Pacific. *Science*, 266, 58-65.
- Piper, D.Z. and M.E. Williamson. 1977. Composition of Pacific Ocean ferromanganese nodules. *Mar. Geol.*, 23, 285-303.
- Piper, D.Z., H.E. Cook, and J.V. Gardner. 1979. Lithic and acoustic stratigraphy of the equatorial north Pacific: DOMES sites A, B, and C. p. 309-348. In: *Marine Geology and Oceanography of the Pacific Manganese Nodule Province*, eds. by J.L. Bischoff and D.Z. Piper. Plenum Press, New York.
- 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.
- 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.
- Stackelberg, U. 1984. Significance of benthic organisms for the growth and movement of manganese nodules, equatorial North Pacific. *Geo-Mar. Lett.*, 4, 37-42.
- Stackelberg, U. and V. Marchig. 1987. Manganese nodules from the Equatorial North Pacific Ocean. *Geol. Jb.*, D87, 123-227.
- THETIS. 1992. *The Environmental Impact of Deep Sea Mining*, Section I. Nodules and Environment, ed. by H. Amann, 283 p.
- Theyer, F. 1977. Micropaleontological dating of DOMES project box cores from test areas A and B, tropical Pacific. In: *Deep Ocean Environmental Study : Geology and Geochemistry of DOMES Sites A, B, and C, Equatorial North Pacific*, ed. by D.Z. Piper, USGS open-file report 77-778, Menlo Park, 267 p.
- van Andel, T.H., G.R. Heath, and R.H. Bennet. 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.
- van Andel, Tj.H. and T.C. Moore Jr. 1975. Cenozoic Calcium carbonate Distribution and calcite compensation depth in the central Equatorial Pacific Ocean. *Geology*, 87-92.
- van Andel, Tj.H., G.R. Heath, and T.C. Moore Jr. 1975. Cenozoic History and Paleooceanography of the Central Equatorial Pacific Ocean. *Geol. Soc. Am. Mem.*, 143, 1-134.
- Venrick, E.L., J.A. McGowan, D.R. Cayan, and T.L. Hayward. 1987. Climate and chlorophyll a: long-term trends in the Central North Pacific Ocean. *Science*, 238, 70-72.
- von Stackelberg, U. and H. Beiersdorf. 1991. The formation of manganese nodules between the Clarion and Clipperton fracture zones southeast of Hawaii. *Mar. Geol.*, 98, 411-423.

Received Jul. 26, 2003

Accepted Sep. 15, 2003