

## 북동 적도태평양해역 퇴적물의 탄소 및 질소함량 분포특성

김경홍\* · 현정호<sup>1</sup> · 손주원 · 손승규

한국해양연구원 심해해저자원연구부

<sup>1</sup>한양대학교 해양환경과학과

## Distribution Patterns of Carbon and Nitrogen Contents in the Sediments of the Northeast Equatorial Pacific Ocean

KYEONG-HONG KIM\*, JUNG-HO HYUN<sup>1</sup>, JU-WON SON, AND SEUNG-KYU SON

*Deep-sea & Marine Georesources Research Department, Korea Ocean Research & Development Institute,  
P.O. Box 29, Ansan 425-600, Korea*

<sup>1</sup>*Department of Environmental Marine Sciences, Hanyang University, 1271, Sa-1 dong Sangnok-gu,  
Ansan, Kyeonggi-do, 425-791, Korea*

저층 퇴적물내 탄소와 질소성분의 조절인자를 파악하기 위한 광역적 환경조사가 1997년부터 2002년까지 서경 131.5도를 중심으로 북위 5도에서 17도 사이에서 수행되었다. 위도에 따라 지역적인 분포를 보이는 연구지역의 퇴적물은 네 가지로 분류할 수 있다; 석회질 연니(5~6°N), 규질 퇴적물(8~12°N), 원양성 적점토(16~17°N), 석회질과 규질이 섞여 있는 혼합 퇴적물(7°N). 무기탄소함량은 탄산염보상심도(CCD)와 수심에 의해 변하고 있었다. 수심이 CCD보다 얇은 저위도 지역에서는 석회질 물질이 잘 보존되고 있었다. 반면 규질 퇴적물과 적점토가 우세한 고위도 지역은 수심이 CCD보다 깊을 뿐만 아니라 낮은 수층 생산성을 가지고 있다. 따라서 대부분의 석회질 물질들은 용해되고 그 결과 퇴적층내 무기탄소함량은 0.05%이하의 낮은 값을 나타내었다. 유기탄소와 총질소함량은 수층의 생산력이 상대적으로 높은 규질 퇴적물지역이 적점토지역보다 함량이 높게 나타났다. 석회질 연니내 유기탄소와 총질소 함량은 규질 퇴적물보다 낮게 나타났다. 이는 상대적으로 낮은 수심에 기인된 저층으로 유입되는 석회질 물질의 높은 유입율이 퇴적층내 유기물 함량을 희석하기 때문인 것으로 추정된다. 전체적인 결과들은 CCD와 연관된 수심, 수층의 생산력, 그리고 퇴적율이 연구지역내 탄소와 질소함량의 광역적 분포를 조절하고 있음을 지시한다.

The mesoscale environmental surveys were conducted between 5°N and 17°N mainly along the 131.5°W meridian from 1997 to 2002 to investigate controlling factors of carbon and nitrogen contents in bottom sediments. Sediments of the study area showed zonal distribution pattern depending on latitudinal position and can be classified into four types; calcareous ooze (5~6°N), siliceous sediments (8~12°N), pelagic red clay (16~17°N), and mixed sediments (7°N). Inorganic carbon (IC) contents varied depending on water depth and carbonate compensation depth (CCD). Carbonate materials were well preserved in the low latitude region, where water depths are shallower than CCD. In contrast, the higher latitude region dominated by siliceous sediment and pelagic red clays has low productivity in water column as well as the water depths deeper than CCD. Thus, most of carbonate materials were dissolved, which resulted in IC contents of less than 0.05% in the sediments. Organic carbon (OC) and total nitrogen contents (TN) in siliceous sediments were higher than in pelagic red clay sediments simply because of higher primary productivity in the siliceous sediment dominated area. The contents of OC and TN were lower in the calcareous ooze than in the siliceous sediments. It is attributed to the high input of calcareous material to the bottom due to relatively shallow water depth of the area, which diluted organic matter contents in the sediment. Overall results indicated that water depth relative to CCD, primary production in water column, and sedimentation rate largely controls the large-scale distribution of carbon and nitrogen contents in the study area.

**Keywords:** Sediment, Organic Carbon, Inorganic Carbon, Total Nitrogen, Northeast Equatorial Pacific

\*Corresponding author: khkim@kordi.re.kr

## 서론

해양내 탄소순환과정에서 해수중의 무기탄소는 중요한 두 과정을 통해 입자화된 탄소로 전환된다. 첫 번째는 다양한 종류의 생물들(산호, 유공충, 석회조류등)에 의해 탄산칼슘 외각이 형성되는 것이고, 두 번째는 주요 조류(algae)가 광합성과정을 통해 유기물을 형성하는 것이다(de Haas *et al.*, 2002). 해양생물에 의해 생성된 탄산칼슘은 산호초와 모래에 축적되거나 심해로 유입된다. Milliman(1993)은 탄산칼슘의 전지구생산량이 약 0.7 GtC/yr 이며 약 60%(0.4 GtC/yr)가 심해로 유입되고 그 중 탄산염용해약층(lysocline) 이하의 수심에서 많은 부분이 용해되는 것으로 추정하였다. 태평양의 수심이 깊은 지역에서는 탄산염보상수심(Carbonate Compensation Depth, CCD)이 4,400~5,000 m 사이에 존재하는 것으로 알려져 있는데, 석회질 외각은 CCD 이하의 수심에서 급격히 용해된다. 반면 수심이 CCD보다 얕을 경우 유입되는 대부분의 석회질 외각은 용해되지 않고 퇴적된다(Thunell, 1982; von Stackelberg *et al.*, 1988; Chester, 1990).

표층수에 서식하는 식물플랑크톤의 일차생산은 용존 이산화탄소를 입자형태의 유기탄소로 전환시키게 되고(Martin *et al.*, 1994; Coale *et al.*, 1996, Wong *et al.*, 2006; Bender *et al.*, 1994) 생성된 유기탄소는 많은 부분이 생태계 먹이망을 통해 표층 생태계에서 재순환되고 일부가 사체나 파편의 형태로 심층으로 유입된다(Schlitzer, 2000). 퇴적층으로 유입된 유기물은 퇴적물내 서식하는 저서생물 및 미생물의 먹이로 재순환되고 일부가 지각으로 영원히 묻히게 되는데 외양에서 일차생산의 0.03% 정도, 연안의 경우 0.8% 정도가 퇴적물에 축적된다(Balzer, 1984; Berger, 1989). 따라서 퇴적층으로 유입되는 유기물은 대기중 이산화탄소를 제거할 뿐 아니라 저서생태계에 먹이와 에너지를 공급한다는 측면에서 매우 중요하다.

수층으로부터 유입되는 유기물들은 대부분 전하를 띠고 있어 퇴적층으로 유입될 때 수층내 존재하는 금속들을 흡착하면서 유입되고 퇴적층에서 유기물의 분해는 금속들의 속성작용에 의한 이동에 필요조건으로 작용한다(Salomons and Frstner, 1984; von Stackelberg *et al.*, 1988). Marchig and Gundlach(1981)는 망간단

괴 분포대의 퇴적층에서는 속성작용에 의한 금속의 공급이 95% 이상 기여하는 것으로 보고하였다. 결국 유기물은 퇴적층에 서식하는 생물들의 주요한 에너지원으로 작용할 뿐만 아니라 초기속성작용의 유도물질로 망간단괴 성인과 부존특성을 이해하는데 중요한 요소가 된다(Berner, 1980).

북동 태평양해역에서 퇴적물내 탄소 및 질소 성분에 대한 많은 연구들이 수행되었으나 대부분 망간단괴 부존해역에서 망간단괴와의 연관성 규명을 위한 연구들이었으며 연구 지역 역시 좁은 지역으로 한정되었다(von Stackelberg *et al.*, 1988; Piper *et al.*, 1979). 퇴적층내 유기탄소의 광역조사가 수행되었지만 수층에서의 플럭스와 재광물화작용간의 관계규명에 촛점이 맞추어져 있어(Müller *et al.*, 1988; Hammond *et al.*, 1996; Berelson *et al.*, 1997; Smith *et al.*, 1996; Smith *et al.*, 1997) 위도별 탄소 및 질소성분에 대한 분포특성과 분포에 영향을 미치는 요인분석은 미흡한 실정이다. 따라서 본 연구의 목적은 대한민국 망간단괴 할당광구를 포함하는 넓은 해역에서 퇴적물내 탄소, 질소성분의 광역적인 분포특성과 좁은 지역에서의 지역적인 특성을 이해하고 이들 성분의 분포에 영향을 미치는 환경인자들을 밝히고자 하였으며, 망간단괴 채광과 관련하여 국제해저기구(International Seabed Authority)가 권고한 환경인자들의 분포량 및 자연변화량 파악을 위한 기초환경연구에 중요한 정보를 제공하고자 한다.

## 지역개관

연구지역은 북동태평양 클라리온-클리퍼톤 균열대(Clarion-Clipperton Fracture zone, C-C 지역)내 위치한 대한민국 망간단괴 할당광구(KODOS 지역)와 서경 131.5도 연구측선상의 북위 5도에서 17도까지 설정한 남북방향의 약 1,160 km에 이르는 넓은 해역이다(Fig. 1). 연구측선의 수심은 북위 5~7도해역에서 4,100~4,500 m로 얕으나 북쪽으로 갈수록 수심이 점차 깊어지며 북위 16~17도해역은 4,800~5,200 m 범위의 수심을 갖는다. 북위 6도 50분에서 7도 10분사이에서 수심의 기복이 심하게 나타나는데 이는 클리퍼톤 균열대와 일치한다(van Andel *et al.*, 1973; Craig, 1979).

C-C 지역의 지각은 백악기 말(약 8,000만년전)에 동태평양 해

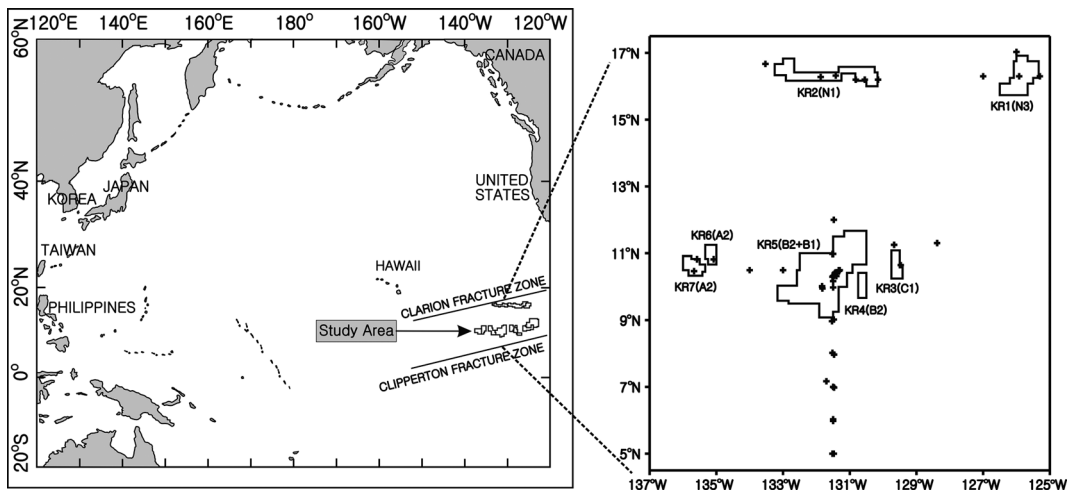


Fig. 1. Study Areas and sampling stations in the northeast equatorial Pacific.

령에서 생성된 후, 해저확장에 의해 북 또는 북서 방향으로 이동되어 에오세 중기(약 5,000만년전)에 생물 생산성이 높은 적도대에 위치하게 되어 생물기원의 퇴적층이 형성되었다. 그리고 적도대를 지난 이후에는 지각의 침강작용과 낮은 퇴적율로 인해 마이오세 초기(2,200만년전)에는 수심 4,800 m로 CCD보다 깊어져 석회질 퇴적물은 용해되고 규질 및 적점토 퇴적층이 발달되었다(Theyer, 1977; Kennet, 1982). 대양저의 해저확장으로 인한 지속적인 이동으로 해저면에는 위도차이에 따른 상이한 퇴적상이 분포하게 되는데 C-C 지역의 북쪽에 원양성 적점토(pelagic red clay), 중앙에 규질연니(siliceous ooze), 남쪽에 석회질 연니(calcareous ooze)가 분포한다(Horn *et al.*, 1973). 지 등(2003)은 연구지역에서 북위 16~17도에서는 원양성 적점토, 북위 8도에서 12도의 해역은 규질 퇴적물, 북위 5~6도에는 석회질 연니가 지배적으로 분포한다고 보고하였다.

지구적인 해류흐름에서 연구해역이 위치한 북동적도 태평양 해역에는 북적도해류(North Equatorial Current, NEC), 북적도 반류(North Equatorial Count Current, NECC), 남적도해류(South Equatorial Current, SEC)가 존재한다. 전향력(Coriolis force)에 의해 북적도해류와 북적도 반류가 만나는 지역에서 발산대(divergence zone)가 형성되고 북적도 반류와 남적도해류가 만나는 지역에서는 수렴대(convergence zone)가 형성된다. 이러한 물리적인 영향은 수층 생물의 분포와 생산력에 차이를 유발하게 되며(Hyun *et al.*, 1998, Yang *et al.*, 2004; Hyun and Yang, 2005) 연구지역과 같이

빈 영양수역에서는 저층으로 유입되는 유기물의 대부분이 수층내 식물플랑크톤의 일차생산에 의해 이루어지므로 이러한 수층의 차이는 퇴적환경의 차이를 야기할 것으로 판단된다.

## 재료 및 연구방법

### 시료채취

1997년부터 2002년 동안 표층 퇴적물의 교란이 적은(Smith *et al.*, 1996; 현 등, 1998) 다중주상 퇴적물시료 채취기를 이용해 총 50정점에서 시료를 채취하였다(Table 1). KODOS 지역내 표층 퇴적물은 갈색의 Unit I과 연갈색의 Unit II로 구분된다. 갈색의 Unit I은 함수율이 높고 전단응력이 매우 낮은 준액상층으로 약 10 cm 두께를 가지며 퇴적물의 혼합이 잘 이루어지는 층이고 생물들의 활동이 활발한 지역이다(정, 1994; 김과 박, 1999).  $^{10}\text{Be}$ 의 자료에서도 상부 10 cm까지는 생물교란작용에 의해 퇴적물의 균일한 혼합으로  $^{10}\text{Be}$ 의 농도가 일정하게 관찰된다(Kim *et al.*, 1997). 그리고 방산층을 이용한 생층서 연구결과와 홀로세에 해당되는 21만년 이후의 현생퇴적물로 밝혀졌다(박과 김, 1999). 따라서 이 층을 대상으로 탄소와 질소함량의 분포를 살펴보고자 10 cm까지의 평균 값을 이용하였다.

### 총탄소 및 총질소함량

채집된 퇴적물은 1 cm 간격으로 나누어 취한후 60 ml 플라스크

**Table 1.** Locations and water depths of the sampling stations

Station	Location		Water Depth (m)	Station	Location		Water Depth (m)
	Latitude (N)	Longitude (W)			Latitude (N)	Longitude (W)	
MC 97-I-01	10°30'	131°20'	4,953	MC 00-04-20	10°19'	131°24'	4,720
MC 97-P-05	09°57'	131°49'	5,101	MC 00-04-N06	06°00'	131°30'	4,263
MC 98-N05	05°00'	131°29'	4,200	MC 00-04-N07	07°00'	131°30'	4,596
MC 98-N06	06°02'	131°30'	4,084	MC 00-05-04	10°28'	135°40'	4,720
MC 98-N07	07°10'	131°42'	4,561	MC 00-05-14	10°49'	135°35'	4,805
MC 98-N08	08°01'	131°31'	5,022	MC 00-05-20	10°49'	135°05'	4,988
MC 98-N09	08°58'	131°32'	4,828	MC 01-03-01	10°00'	131° 50'	5,081
MC 98-N10	09°59'	131°30'	4,968	MC 01-03-02	10°30'	131°18'	4,883
MC 98-N11	10°59'	131°32'	5,150	MC 01-03-03	11°18'	128°23'	4,830
MC 98-N12	12°00'	131°29'	4,957	MC 01-03-04	11°15'	129°40'	4,833
MC 98-G08	10°24'	131°23'	4,981	MC 01-03-05	16°19'	131°25'	4,972
MC 99-N05	05°00'	131°31'	3,955	MC 01-03-06	16°17'	131°52'	5,091
MC 99-N06	05°59'	131°30'	4,212	MC 01-04-01	16°18'	125°55'	4,555
MC 99-N07	06°59'	131°28'	4,697	MC 01-04-02	16°18'	125°18'	4,544
MC 99-N08	07°58'	131°28'	5,007	MC 01-04-03	16°18'	127°00'	4,689
MC 99-N09	09°01'	131°29'	4,900	MC 01-04-05	16°12'	130°33'	4,880
MC 99-N10	09°59'	131°30'	5,008	MC 02-01-01	16°12'	130°09'	4,824
MC 99-N11	10°59'	131°30'	5,089	MC 02-01-02	17°02'	126°00'	4,620
MC 99-G01	10°29'	131°19'	4,870	MC 02-01-04	16°12'	130°49'	4,512
MC 99-G02	10°18'	131°31'	5,110	MC 02-01-05	16°40'	133°32'	4,777
MC 99-G03	10°19'	131°30'	4,996	MC 02-02-02	10°30'	133°60'	4,876
MC 99-G04	10°20'	131°29'	4,998	MC 02-02-03	10°30'	132°60'	4,843
MC 99-G06	10°24'	131°27'	5,024	MC 02-02-04	10°01'	131°50'	5,084
MC 99-G08	10°26'	131°26'	5,033	MC 02-02-05	10°30'	131°20'	5,029
MC 00-04-16	10°10'	131°30'	4,942	MC 02-02-06	10°39'	129°28'	4,799

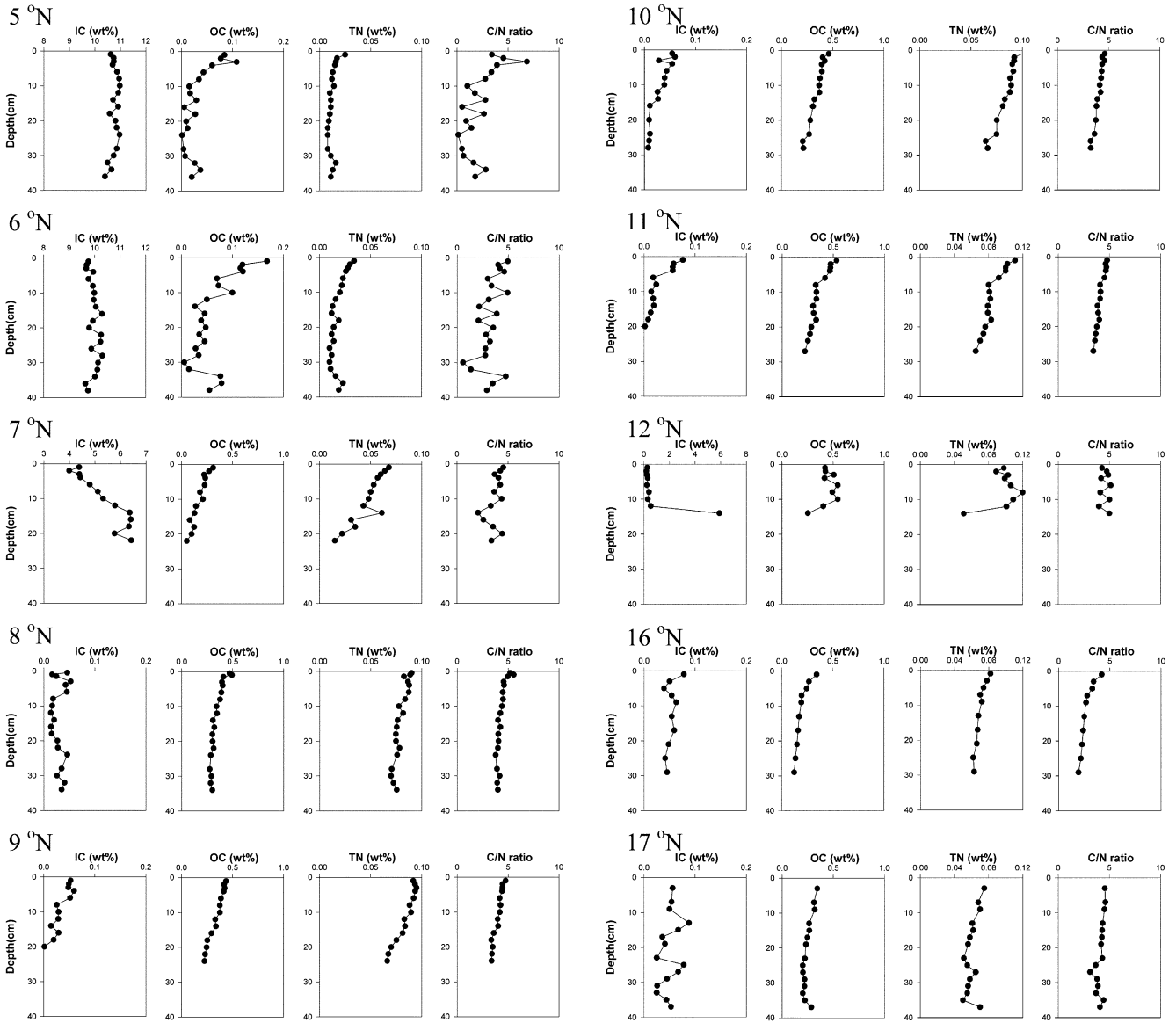


Fig. 2. Vertical distribution of inorganic carbon (IC), organic carbon (OC), and total nitrogen (TN), and C/N ratio from 5°N to 17°N in the northeast equatorial Pacific.

탁병(Nalgene, PP)에 담아서 냉동건조기(일신랩, PVTED10R)로 이틀 동안 건조시켰다. 건조된 시료는 마노유발 (agate mortar)에서 분쇄한 후 40 °C 건조로에서 하루이상 건조시켰다. Superbalance (Mettler, AT21, 10<sup>-6</sup>g)를 이용해 주석용기(Tin cup)에 시료를 10~15 mg 정도를 담아서 원소분석기(CE Instrument, EA1110)를 이용해 분석하였다(김 등, 2006). 탄소, 질소함량의 분석을 위한 표준물질은 Sulfanilamide(C<sub>6</sub>H<sub>8</sub>N<sub>2</sub>O<sub>2</sub>S)를 이용하였고 실험의 정확성을 알아보기 위해 표준퇴적물인 BCSS-1(National Research Council Canada)를 이용하였다.

**유기탄소함량**

유기탄소함량의 분석을 위해 아황산을 이용한 현장 산처리법을 이용하였다(김 등, 2006). 분석을 위해서 건조된 퇴적물시료 5 mg 정도를 450 °C에서 4 시간 동안 태운 은용기(Silver cup)에 담았다.

퇴적물이 담긴 은용기에 3차 증류수를 30 μl를 첨가한 다음 8% 아황산(Sulfurous acid)을 30 μl 첨가하였다. 이 과정에서 탄산염 함량이 높은 퇴적물의 경우, 반응이 격렬하여 퇴적물이 용기밖으로 넘치는 경우가 발생할 수 있으므로 주의해서 산을 첨가하고 40°C의 건조로에서 하루정도 건조시켰다. 탄산칼슘의 완전한 제거를 위해 아황산의 양을 40 μl, 50 μl, 60 μl, 70 μl까지 점차 증가시키며 산처리를 반복하였다. 퇴적물과 반응이 나타나지 않으면 건조 후 용기를 밀봉하고 원소분석기를 이용해 탄소함량을 분석하였다(van Iperen and Helder, 1985; Verardo, 1990; Nieuwenhuize *et al.*, 1994; 김 등, 2006). 이때 탄소함량을 정량화하기 위한 표준물질은 Sulfanilamide를 이용하였고, 실험의 정확성을 검증하기 위해 표준 하구퇴적물(BCSS-1)을 이용하였다. 빈 은용기를 시료와 동일하게 전처리하여 분석시 바탕시료(Blank)로 사용하였다. 그리고 무기탄소함량은 총탄소함량과 유기탄소함량의 차이로 부터 구하였다.

결과 및 토의

탄소함량과 질소함량 위도별 분포

유기탄소의 분포는 북위 5도와 6도에서 낮은 값(0.10%, 0.14%) 이 나타났고 북위 7도에서 0.22%, 북위 8도에서 12도까지는 0.4% 정도의 값을 보였고 북위 16도와 17도에서는 0.27% 정도의 값을 나타냈다. 총질소함량은 저위도에서 0.02%, 북위 7도에서 0.06%, 북위 8도에서 12도까지는 0.08% 이상의 값이 나왔으며 북위 16도와 17도에서는 0.07% 이하의 값이 나타나 유기탄소와 비슷한 경향을 보였다. 반대로 무기탄소함량은 북위 5도와 6도에서 높게 나타났고(10.35%, 9.72%) 북위 8도에서 최소치(0.03%)를 보였다 (Table 2, Fig. 3). 유기탄소함량과 무기탄소함량의 상관관계를 살펴보면 유의한 음의 상관관계( $R^2=0.7282$ ,  $n=10$ )를 보여주고 있다 (Fig. 4). 여기서 위도별 분포는 4개 지역으로 나눌 수 있다. 그 4개 지역은 무기탄소함량이 9% 이상이고 유기탄소함량이 0.2% 미만인 지역(A), 무기탄소함량이 5% 이상이면서 유기탄소함량이 0.2% 이상인 지역(B), 무기탄소함량이 1% 미만이고 유기탄소함량이 0.4% 이상인 지역(C) 그리고 무기탄소함량이 1% 미만이고 유기탄소함량이 0.3% 미만인 지역(D)이다(Fig. 4). 이러한 지역적 구분은 지 등(2003)이 KODOS 지역을 포함하는 연구지역에서 분류한 네 종류의 퇴적상과 일치한다. A 지역은 석회질 연니(calcareous ooze)가 나타나는 지역이며 북위 5도와 6도가 해당되고, B 지역은 규질 퇴적물과 석회질 퇴적물이 섞여있는 혼합(mixed sediment) 지역으로 북위 7도가 해당된다. C 지역은 규질 퇴적물(siliceous sediment)이 나타나는 지역(북위 8도에서 12도)이며, D 지역은 원양성 적점토(pelagic red clay)가 나타나고 북위 16도와 17도가 이에 해당된다. 그리고 퇴적상을 고려한 분류에서 탄소, 질소성분의 분포를 Table 3과 Fig. 5로 나타내었다. 무기탄소함량은 석회질 연니지역(10.04%)과 혼합지역(5.28%)이 높고 고위도에 해당되는 규질 퇴적물지역(0.09%)과 원양성 적점토지역(0.05%)에서는 낮게 나타났다. 반대로 유기탄소와 총질소함량은 규질 퇴적물지역(0.45%, 0.09%)에서 높으며 석회질 연니지역(0.12%, 0.02%)에서는 낮게 나타났다. 그리고 혼합지역과 적점토지역은 이들의 중간 값을 나타내었다.

Table 2. Variations of organic carbon, inorganic carbon, total nitrogen, and C/N ratios in the studied sediments depending on latitudinal position

Station	Organic Carbon	Inorganic Carbon	Total Nitrogen	C/N Ratio
	(%)	(%)	(%)	
5°N	0.10	10.35	0.02	4.4
6°N	0.14	9.72	0.02	6.8
7°N	0.22	5.28	0.06	4.1
8°N	0.41	0.03	0.08	5.4
9°N	0.42	0.04	0.08	5.0
10°N	0.48	0.05	0.09	5.5
11°N	0.47	0.04	0.09	5.8
12°N	0.48	0.27	0.10	4.6
16°N	0.28	0.05	0.07	4.4
17°N	0.27	0.05	0.06	5.0
Min.	0.10	0.03	0.021	4.1
Max.	0.48	10.35	0.104	6.8
Ave.	0.33	2.59	0.068	5.1

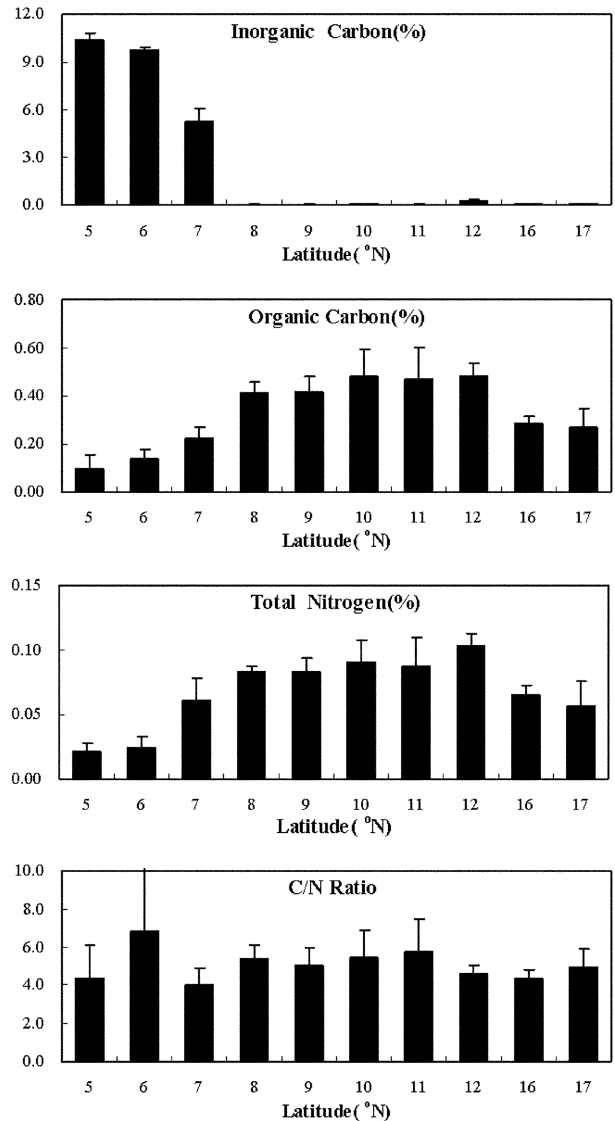


Fig. 3. Inorganic carbon, organic carbon, and total nitrogen contents, and C/N ratios plotted against the latitudinal position of the study area.

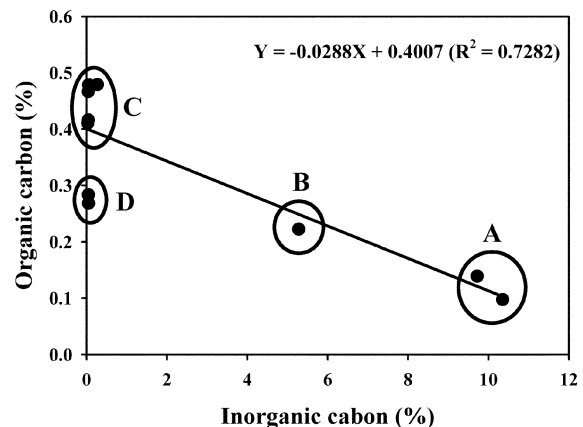
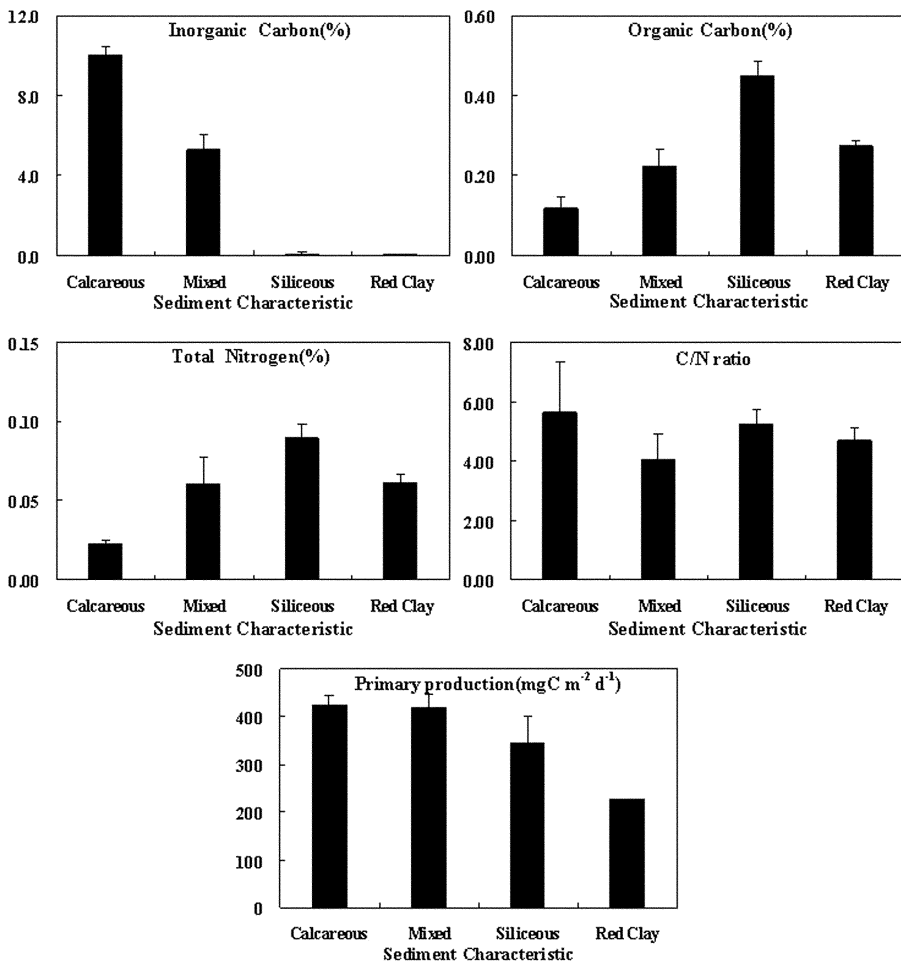


Fig. 4. Correlation between inorganic carbon and organic carbon in the study area. The data were classified into 4 groups depending on sediment types: A) calcareous ooze, B) mixed sediment, C) siliceous sediments, D) pelagic red clay.

**Table 3.** Contents of organic carbon, inorganic carbon, total nitrogen, and C/N ratio in different sediment types, northeast equatorial Pacific

Sediment Characteristics	Organic Carbon	Inorganic Carbon	Total Nitrogen	C/N Ratio	Primary* production
	(%)	(%)	(%)		(mgC m <sup>-2</sup> day <sup>-1</sup> )
Calcareous	0.12	10.04	0.02	5.6	424.4
Mixed	0.22	5.28	0.06	4.1	420.1
Siliceous	0.45	0.09	0.09	5.3	344.7
Red Clay	0.28	0.05	0.06	4.7	227.0
Min.	0.12	0.05	0.02	4.1	227.0
Max.	0.45	10.04	0.09	5.6	424.4
Ave.	0.27	3.86	0.06	4.9	354.0

\*Data from MOMAF, 1998, 1999, 2003



**Fig. 5.** Average contents of inorganic carbon, organic carbon, total nitrogen, C/N ratio and primary production of water column in the northeast equatorial Pacific. Primary production data were averaged from 1998 to 2003(MOMAF, 1998, 1999, 2003).

연구지역은 표층에 존재하는 주요 해류에 의해 발산대와 수렴대가 형성된다(Pickard and Emery, 1982). Hyun *et al.*(1998)은 발산대를 경계로 수괴특성이 다르고 생물의 생산력도 다르게 나타난다고 보고하였다. 이러한 수렴과 발산은 해수의 혼합을 유도하고 표층수로의 영양염 유입을 촉진시키게 되어 생산력을 증가시킨다(해양수산부, 1998; 1999; Yang *et al.*, 2004; Hyun and Yang, 2005). 상대적으로 저위도에 해당되는 A 지역(석회질 연니)은 이러한 수렴의 영향을 받는 지역으로(Johnson, *et al.*, 2002; Kessler, 2006) 고위도보다 생산성 높은 해역에 해당된다(Yang *et al.*, 2004; Hyun and Yang, 2005). 수층에서의 식물플랑크톤 일차생산력 조

사에서도 저위도에서 측정된 값(424.4 mgC m<sup>-2</sup>day<sup>-1</sup>)이 타 지역에서 측정된 값들보다 높게 나타나고 있음을 알 수 있었다(Table 3). 이러한 수층내 생물생산성의 차이는 저층으로 유입되는 물질의 양에 차이를 야기시키게 된다(Smith *et al.*, 1996; 1997; Hammond *et al.*, 1996). 퇴적층으로 유입되는 입자플럭스를 살펴보면, 1998년 KODOS 해역(북위 10.5도)에서 입자플럭스가 7.2 mg m<sup>-2</sup>day<sup>-1</sup>로 나타났고 Honjo *et al.*(1995)의 위도별 입자플럭스 조사결과는 북위 9도에서 12.80 mg m<sup>-2</sup>day<sup>-1</sup>, 북위 5도에서 59.8 mg m<sup>-2</sup>day<sup>-1</sup>, 북위 2도에서 109.3 mg m<sup>-2</sup>day<sup>-1</sup>로 나타나 위도가 감소할수록 플럭스가 증가함을 알 수 있었다(Table 4). 그리고 방산층연구자료로 추정

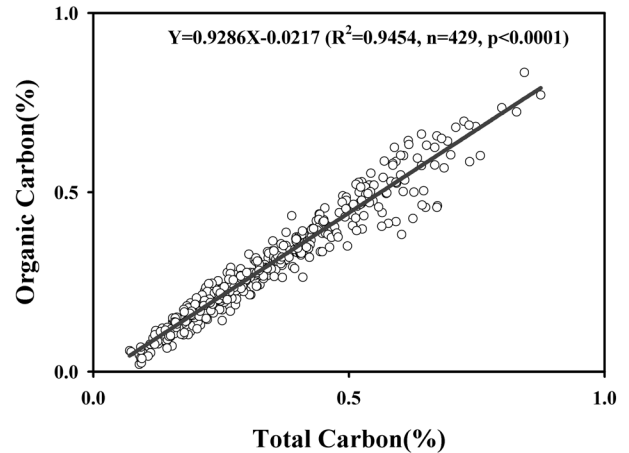
**Table 4.** Latitudinal variations of mass flux to the surface sediment based on previous work.

Latitude	Longitude	Mass Flux (mg m <sup>-2</sup> day <sup>-1</sup> )	Reference
Eastern Pacific Ocean			
10°30'N	131°20'W	7.2	This study
9°13.5'N	146°16'W	22 - 52.1	Harada <i>et al.</i> , 1995
9°19.3'N	146°01.1'W	2.33	Müller <i>et al.</i> , 1988
9°N	140°W	12.80	Honjo <i>et al.</i> , 1995
5°N	140°W	59.8	Honjo <i>et al.</i> , 1995
2°N	140°W	109.3	Honjo <i>et al.</i> , 1995
1°01'N	118°20'W	1040	Yang <i>et al.</i> , 1990

된 퇴적물 역시 저위도인 석회질 연니지역(1.5 mm kyr<sup>-1</sup>)이 다른 퇴적상을 가지는 지역들(<0.5 mm kyr<sup>-1</sup>)보다 높게 나타났다(지 등, 2003). Hammond *et al.*(1996)은 북위 5도에서 저층으로 유입되는 퇴적물의 양이 북위 11도에 관측된 양보다 10배이상 많음을 밝히고 있다. 그리고 A 지역의 수심이 평균 4,200 m 정도로 나타났고 CCD는 수심 4,400 m 정도에 형성된다고 보고되었다(Piper *et al.*, 1979). von Stackelberg(1988) 역시 C-C 지역의 남부에서는 CCD가 4,800 m 정도이고 북쪽지역은 4,400 m로 보고하고 있어 이 지역의 수심이 CCD보다 얕음을 알 수 있다. 따라서 A 지역(북위 5~6도) 퇴적물내 무기탄소의 함량이 높게 나타난 것은 저층으로 유입되는 물질의 양이 많고 CCD 보다 수심이 얕아 석회질 물질이 잘 보존되기 때문인 것으로 판단된다(Piper *et al.*, 1979; Honjo *et al.*, 1995; 해양수산부, 1998; 해양수산부, 1999; 손 등, 2001).

KODOS 해역이 위치한 C 지역(규질 퇴적물)과 D 지역(원양성 적점도)은 탄산염용해약층(lysocline)이 4,000m 정도에서 형성되고 수심이 깊어(평균 4,900 m와 평균 4,700 m) 퇴적물이 CCD 이하에서 퇴적되고 있다(Kannett, 1982; Libes, 1992, von Stackelberg, 1988). 이들 해역에서의 수층내 일차생산력은 각각 344.7 mgC m<sup>-2</sup> day<sup>-1</sup>, 227.0 mgC m<sup>-2</sup> day<sup>-1</sup>로 A 지역보다 낮으며(Table 3) 방산층 연구자료로 추정된 퇴적물(지 등, 2003)과 <sup>10</sup>Be을 이용해 측정된 퇴적물(Kim *et al.*, 1997)이 각각 <0.2 mm kyr<sup>-1</sup>, 0.056 mm kyr<sup>-1</sup>로 조사되어 A 지역보다 낮다. 이들 지역내 시료들의 총탄소함량과 유기탄소함량의 상관관계를 살펴보면 유의한 양의 상관관계(R<sup>2</sup>=0.9454, n=429)를 나타냈고 총탄소함량의 93%가 유기탄소로 구성되어 있어 무기탄소함량이 낮게 나타났다(Fig. 6). 이러한 결과들로부터 이 두 지역의 수심이 CCD보다 깊고 퇴적율이 매우 낮아 퇴적층으로 유입된 석회질 물질이 불포화된 저층수와 접촉시간이 길어지게 된다. 따라서 퇴적층으로 유입된 대부분의 석회질 물질이 저층수로 용해되는 것으로 판단되며 이는 퇴적층내 낮은 무기탄소함량을 설명할 수 있는 근거로 여겨진다.

B 지역(혼합지역, 북위 7도)의 퇴적물내 무기탄소함량은 A 지역과 C 지역의 중간정도의 값(5.28%)이었고 수층의 일차생산력은 A 지역과 유사한 420.1 mgC m<sup>-2</sup>day<sup>-1</sup>로 나타났다(Table 3). 퇴적율은 0.5 mm kyr<sup>-1</sup>로 나타나 C와 D 지역 보다는 높게 나타났다(지 등, 2003). 이 지역의 평균 수심이 4,600 m 정도로 나타나 이 지역에 형성된 CCD와 유사하다(Chester, 1990). 이 지역은 A 지역과 유사하게 수렴대와 발산대의 영향권내 있어 생물생산력이 높고 이로 기인된 퇴적층으로의 입자유입을 역시 높게 나온다

**Fig. 6.** Correlation between total carbon and organic carbon contents in sediments of the KODOS area, northeast equatorial Pacific.

(Hammond *et al.*, 1996). 하지만 퇴적수심이 CCD와 유사해 퇴적 표층에서 저층수로 석회질 물질이 용해되고 있을 것으로 판단된다. 이 지역의 퇴적층내 무기탄소량은 퇴적깊이가 증가 할수록 증가하는 경향을 보이고 있어 일반적인 경향과는 반대이다(Fig. 2). 이러한 경향은 과거에는 이곳 수심이 CCD 보다 얕아서 탄산칼슘이 잘 보존되었지만 현재로 올수록 수심이 점점 깊어져 저층수로 용해되어 나가는 비율이 증가했기 때문인 것으로 판단되며 이 지역은 무기탄소함량이 높은 A 지역에서 무기탄소함량이 1% 미만인 북위 8도이상의 B 지역으로 전이되고 있는 것으로 사료된다. 따라서 퇴적층내 무기탄소함량의 이러한 위도별 차이는 수층내 생물생산력, 수심과 CCD와의 관계에 영향을 받는 것으로 판단된다.

대양환경의 표층수에서 생산된 유기물중 약 1% 정도가 퇴적층으로 유입이 되는 것으로 보고되었다(Berger *et al.*, 1989; Müller *et al.*, 1988). 따라서 표층수의 생산성은 퇴적층으로 유입되는 유기물량과 연관이 있으며(Suess, 1980; Hammond *et al.*, 1996; Smith *et al.*, 1997) 퇴적층내 유기탄소함량 역시 생산성이 높은 지역에서 많을 것으로 판단된다. C 지역(규질 퇴적물)과 D 지역(적점도)의 유기탄소 및 총질소함량의 차이는 각각 0.17%, 0.03%로 이는 수층의 생산력의 차이로 설명되어질 수 있으며 수층 생물생산력이 높은 C 지역이 D 지역 보다 높게 나왔다(Table 3). 입자플럭스와 퇴적율이 높은 A 지역(석회질 연니)과 B 지역(혼합지역)에서 퇴적물내 유기탄소함량이 각각 0.12%와 0.22%로 C 지역(규질 퇴적물)보다 낮게 나타나 무기탄소함량과 반대의 경향을 보이고 있다. 총질소함량 역시 유기탄소함량과 유사한 경향을 보이고 있다(Table 3). Honjo *et al.*(1995)의 자료와 KODOS 해역에서 수행된 1998년의 입자포집기 자료를 비교하면, 북위 5도와 북위 2도에서 측정된 저위도 해역의 총탄소플럭스는 북위 10.5도의 자료보다 각각 8.8배, 16.4배 많은 것으로 나타나 위도가 낮아질수록 총탄소플럭스는 입자플럭스와 유사한 비율로 증가함을 볼 수 있다(Table 5). 북위 5도와 북위 2도에서 측정된 유기탄소플럭스는 북위 10.5도의 자료보다 각각 4.3배, 9.6배로 나타나 총탄소플럭스의 차이보다 작게 나타났다. 하지만 무기탄소플럭스의 경우, 북위 5도와 북위 2도에서의 값이 북위 10.5도 값보다 각각 24.2배,

**Table 5.** Variations of mass flux, total carbon, organic carbon, inorganic carbon, and total nitrogen flux in the northeast Pacific.

Station	Mass Flux (mg m <sup>-2</sup> d <sup>-1</sup> )	Total carbon (μmol m <sup>-2</sup> d <sup>-1</sup> )	Organic carbon (μmol m <sup>-2</sup> d <sup>-1</sup> )	Inorganic carbon (μmol m <sup>-2</sup> d <sup>-1</sup> )	Total nitrogen (μmol m <sup>-2</sup> d <sup>-1</sup> )	Reference
N10.5	7.2	76.6	59.3	17.30	6.50	This study
N9	12.8(1.8)	139(1.8)	73.0(1.2)	66.0(3.8)	8.6(1.3)	Honjo <i>et al.</i> , 1995
N5	59.8(8.3)	673.5(8.8)	255.5(4.3)	418.0(24.2)	32.7(5.0)	Honjo <i>et al.</i> , 1995
N2	109.3(15.3)	1253.0(16.4)	571.5(9.6)	681.5(39.4)	71.2(11.0)	Honjo <i>et al.</i> , 1995

39.4배로 나타나 유기탄소플럭스 차이보다 월등히 높음을 알 수 있었다. 이러한 경향은 총질소함량의 경우도 비슷하게 나타났다 (Table 5). Tyson(2001)은 퇴적물이 높으면 퇴적물내 유기탄소함량이 희석되는 효과가 나타난다고 보고하였다. 따라서 저위도 해역에서 유기탄소함량과 총질소함량이 낮게 나타난 것은 높은 퇴적율로 인해 유입된 무기탄소성분(석회질 물질)이 퇴적층내 유기탄소 및 질소 성분의 농도를 희석하는 것으로 판단된다. 따라서 위도별 유기탄소와 총질소함량의 차이는 수괴의 생물 생산력과 퇴적율, 그리고 수심과 CCD와의 상관관계에 영향을 받고 있었다.

**경도별 분포**

북위 10.5도 선상의 10개 정점과 북위 16.2도 선상에 8개 정점에서 퇴적물내 탄소함량 및 질소함량의 경도별 분포를 살펴보기 위해 깊이 10 cm까지의 평균값을 이용하였다. 북위 10.5도 상의 10개 정점들은 4,720~5,150 m(평균 4,900 m)의 수심범위를 가지며 이는 CCD보다 깊다. 유기탄소함량은 최소값(0.35%)이 서경 135.5도에서, 최대값(0.51%)은 서경 133도에서 나타났고 조사지역에서 서쪽지역인 서경 135.5도와 135도 두 지점이 조금 낮지만 대부분 평균값과 유사한 값이 나타났다(Table 6). 유기탄소함량의 경도별 변화는 표준편차가 0.05%로 평균값의 10%내외에서 변하고 있음을 알 수 있었다. 총질소함량의 범위는 0.06~0.10%로 나왔으며 경도별 변화는 평균값의 16%내외로 변하고 있어 유기탄소함량과 유사한 분포를 보여주고 있다. 무기탄소함량은 서경 133도에서 최고값 0.12%를 보였으며 최소값은 서경 135.5도에서

**Table 6.** Variations of organic carbon, inorganic carbon, total nitrogen contents, and C/N ratios in the studied sediments at different longitudinal position along the 10.5°N.

Station	Organic Carbon (%)	Inorganic Carbon (%)	Total Nitrogen (%)	C/N Ratio
135.5°W	0.35	0.02	0.06	6.6
135°W	0.41	0.04	0.07	5.9
134°W	0.48	0.04	0.09	5.1
133°W	0.51	0.12	0.09	5.3
131.8°W	0.49	0.08	0.09	5.7
131.5°W	0.43	0.05	0.08	5.6
131.3°W	0.43	0.06	0.09	5.2
129.7°W	0.49	0.04	0.10	4.7
129.5°W	0.45	0.04	0.09	5.2
128.5°W	0.46	0.07	0.08	5.6
Min.	0.35	0.02	0.06	4.7
Max.	0.51	0.12	0.10	6.6
Ave.	0.45	0.06	0.08	5.5

**Table 7.** Variations of organic carbon, inorganic carbon, total nitrogen contents, and C/N ratios in the studied sediments at different longitudinal position along the 16.2°N.

Station	Organic Carbon (%)	Inorganic Carbon (%)	Total Nitrogen (%)	C/N Ratio
133.5°W	0.25	0.02	0.06	4.3
132°W	0.26	0.05	0.06	4.7
131.5°W	0.29	0.05	0.06	4.8
131°W	0.28	0.04	0.07	4.0
130°W	0.37	0.08	0.07	5.2
127°W	0.25	0.05	0.08	3.3
126°W	0.29	0.05	0.08	3.6
125°W	0.29	0.06	0.08	3.6
Min.	0.25	0.02	0.06	3.3
Max.	0.37	0.08	0.08	5.2
Ave.	0.28	0.05	0.07	4.3

0.02%로 나타나 퇴적층내 무기탄소는 대부분의 정점에서 고갈되어 있었다(Table 6). 북위 10.5도상의 정점들 사이의 탄소 및 질소함량은 어느 정도 차이를 보였지만 위도별 분포와 비교하면 변화가 극히 미미하였다.

북위 16.2도 상의 경도별 분포에서 유기탄소함량의 범위는 0.25~0.37%로 대부분의 정점에서 평균값과 유사한 값을 가진다. 유기탄소함량의 경도별 변화는 표준편차가 0.04%로 평균값의 14%내외에서 변하고 있었다. 총질소함량의 범위는 0.06~0.08%이며 표준편차가 0.01%로 평균값의 15%내외에서 변하고 있었다. 무기탄소함량은 0.02~0.08%의 범위를 가지며 북위 10.5도 상의 10개 정점의 경우와 같이 퇴적층에서 고갈되어 있었다(Table 7). 북위 10.5도상의 경도별 분포에서 나타난 결과와 비슷하게 북위 16.2도 상 정점들간의 퇴적물내 탄소 및 질소함량차이 역시 위도별 분포에 비해 극히 미미함을 알 수 있었다. 이는 비슷한 위도상에 위치한 정점들이 북동태평양의 해류구조상 비슷한 수괴특성을 갖기 때문인 것으로 해석된다. 퇴적층내 탄소함량의 분포를 결정하는 큰 요인은 해류분포로부터 기인된 수층의 생물생산력 차이로 판단되며, 이러한 생산력 차이는 조사지역에서 위도에 따라 달라짐을 알 수 있었다(해양수산부, 1998, 1999). 따라서 경도별 변화는 수괴특성에 따른 수층생산력의 차이보다는 지형과 같은 지형적인 인자의 영향을 받는 것으로 판단된다.

**유기탄소/총질소 비율(C/N ratio)**

퇴적층에서 깊이에 따른 유기탄소/총질소비 변화는 Fig. 2에 나타나 있다. 북위 5도와 북위 6도에서 채취된 퇴적층의 하부층을



**Table 8.** Contents of organic carbon, inorganic carbon, total nitrogen and C/N ratio distributed in different seabed topography of the studied sediments

	Station	OC(%)	IC(%)	TN(%)	C/N ratio
Trough	MC 99-G01	0.43	0.03	0.07	6.3
	MC 99-G02	0.50	0.08	0.09	5.7
	MC 99-G08	0.46	0.05	0.08	5.4
	Ave.	0.46	0.05	0.08	5.8
Hill	MC 99-G03	0.39	0.04	0.06	6.0
	MC 99-G04	0.33	0.08	0.05	5.8
	MC 99-G06	0.30	0.03	0.06	5.2
	Ave.	0.34	0.05	0.06	5.7

**Table 9.** C/N ratios in marine biota and biological materials

Biota and biological materials	C/N ratio	Reference
Polychaetae	3.4	Beers, 1966
Fish and fish larvae	3.9	Beers, 1966
Copepode	4.3	Beers, 1966
Microbial biomass	4.0	Reimers, 1982
Marine plankton	5.7	Reimers, 1982
Marine detritus	8.0 - 10	Reimers, 1982
Blue-green algae	6.5	Vinogradov, 1953
Peridineans	4.6 - 7.3	Vaccaro, 1965
Diatoms	5.5 - 7.5	Bordowskiy, 1965
Zooplankton	5.4 - 5.9	Bordowskiy, 1965

제외하고 전 정점에서 C/N ratio가 감소하고 있음을 볼 수 있다. 퇴적표층에서는 3.4~7.8의 범위를 가지며 정점별 평균은 2.6~7.0으로 나타났다. 이 값은 Redfield ratio(C/N = 6.6)보다 대부분 낮은 값으로 상대적으로 질소성분이 많은 것으로 나타났다. 일반적인 연안 환경에서는 탄소보다 질소의 소비가 선택적으로 이루어지기 때문에 깊이에 따른 비율이 증가하는 경향을 보인다(Balzer, 1984). 하지만 심해 퇴적물내 C/N ratio는 퇴적깊이가 깊어질수록 감소하였다. 이러한 현상에 대해서 그 원인을 규명하고자 많은 연구가 수행되었다. Beers(1966)은 낮은 C/N ratio는 유기물의 기원과 퇴적물에 서식하는 저서생물의 영향이 큰 것으로 생각하고 여러 생물에 대한 자료를 얻었다(Table 9). 심해 퇴적물내에서 총생체량의 85%가 박테리아이고 10% 정도가 중형저서동물이며 이들의 C/N ratio는 4.0내외의 값을 갖는 것으로 보고되었다(Reimers, 1982; Tietjen, 1992).

Jocteur Monrozier *et al.*(1981)는 유기물의 함량이 퇴적물의 입도와 관계가 있으며 입도가 작을수록 유기물의 함량이 높아짐을 보고하였다. Keil and Hedges(1993)는 유기물 농도를 조절하는 것은 퇴적물의 표면적이며 퇴적물내 점토광물의 함량이 클수록 퇴적물의 표면적은 커짐을 밝혔다. 또한 퇴적물의 표면에 유기물을 흡착하여 보존되는 양이 전체 퇴적유기물의 80% 이상일 경우도 있다고 보고하였고 광물 표면의 80~99%가 nanometer( $10^{-9}$  meter) 수준의 구멍이나 틈을 가지고 있어 미생물의 효소나 미세환경에서 일어나는 무생물적인 변화로부터 유기물을 보존할 수 있다고 제시하였다. 심해의 상대적으로 높은 질소함량은 점토광물에 흡착된 무기 질소와 유기물의 영향이며 흡착된 유기물은 아미노산(C/

N ratio; 1.17~3.43)이나 아민 일 것으로 보고되고 있다(Müller, 1977; Schroeder, 1975). 좀 더 명확한 증거를 얻기 위해서는 심해 퇴적물에서의 아미노산과 무기 암모니움의 분석이 필요하며 이에 대한 추가적인 연구들은 퇴적층내 물질순환과 에너지 흐름을 이해하기 위해 필수적이다.

### 지형의 영향

지역적인 관점에서는 좁은 지역에서 조사가 이루어지므로 경도별 분포에서 나타난 바와 같이 수층 생산력이 주요 변수로 작용할 가능성이 낮다. 반면 표층 퇴적물은 지속적으로 저층해류의 영향을 받고 있고 퇴적물내 생물교란정도 및 지역적인 퇴적작용의 변화가 다양해 지역적인 특성을 배제하기 어렵다(박과 김, 1999). 지역적 특성의 한 변수인 지형에 따른 퇴적물의 재배치가 주요 변수가 될 가능성이 커지게 된다. 일반적인 심해환경에서 유기물의 깊이별 분포는 표층에서 가장 높게 나타나고 깊이가 깊어질수록 감소한다(Müller *et al.*, 1988; 해양수산부, 1998). 저층류에 의한 유기탄소함량이 높은 표층 퇴적물의 재배치는 저서생태환경에 영향을 줄 것으로 사료된다. Johnson and Johnson(1970)과 Johnson(1972)은 과거 빙하기때 저층류에 의해 중앙태평양의 퇴적물이 침식 및 재배치가 있었음을 보고하였고 Kontar and Sokov(1994)는 열대태평양에서 저층수는 최대 13 cm sec<sup>-1</sup>로 흐르고 있음을 밝혔으며 이를 'benthic storm'으로 명명하였다. KODOS 98~99 기간동안 관측한 저층류는 1~12 cm sec<sup>-1</sup>의 유속으로 1~3개월 간격으로 북동류와 남서류가 교대로 반복되어 나타나고 최대유속이 12.7 cm sec<sup>-1</sup>까지 나타났다고(신 등, 2004). 따라서 지형의 영향을 파악하기 위해 1998년 Deep-sea camera를 운용하고 정밀지형을 분석한 정선에 따라 퇴적물의 침식이 일어날 가능성이 높은 구릉지역의 3정점과 재 퇴적될 가능성이 높은 계곡지역의 3정점에서 조사가 이루어졌다(해양수산부, 1999; 지 등, 2003).

계곡지역에 해당되는 정점들에서 평균 유기탄소함량이 0.46%, 구릉지역에 해당되는 정점들에서는 0.34%로 나타나 계곡에 해당되는 정점에서 높게 나타났으며 두 지역간의 차이(0.12%)는 전체 평균값(0.40%)의 30%로 나타났다. 총질소함량 역시 계곡지역에서 높게 나타나고 지역간의 차이(0.02%)는 전체 평균값의 31%에 달한다. 무기탄소함량과 C/N ratio는 두지역간의 차이가 전체평균의 2% 정도로 거의 비슷한 값을 나타내었다(Table 8). 따라서 계곡과 구릉이라는 지형적인 차이에 의해 퇴적물내 성분의 차이가 발생하며, 정점 MC 98-N12의 경우, 북위 12도에 위치하고 있음에도 불구하고 퇴적층내 얇은 깊이에서 높은 농도의 무기탄소함량이 나타나는 것은(Fig. 2) 저층해류에 의한 표층퇴적물이 침식되고 재퇴적된다는 증거가 될 수 있다. 지형이 퇴적층내 환경인자에 미치는 영향에 대한 명확한 증거를 찾기 위해서는 자료의 수집과 분석이 수행되어야 할 것으로 판단된다.

### 결론

1997년부터 2002년까지 연구지역에서 환경인자들의 자연변화량 파악과 미치는 범위를 파악을 위한 광역적인 조사가 수행되었고 퇴적물내 유기탄소, 무기탄소, 총질소함량의 분포를 파악하고자 하였으며 분포에 미치는 요인을 분석하였다. 위도별 분포에 영

향을 미치는 요인들로는 (1) 수심과 CCD, (2) 수층 생산력, (3) 퇴적물 등이 있었다. 수심이 CCD보다 얇은 저위도에서는 퇴적층으로 유입된 석회질 물질이 보존되어 무기탄소의 농도가 높게 나타나는 반면, KODOS 지역은 저위도보다 퇴적물이 낮고 CCD 이하의 수심에서 퇴적되기 때문에 퇴적층 내에서 무기탄소의 농도가 대부분 0.05% 이하로 나타났다. 유기탄소함량은 수층의 생산력이 상대적으로 높은 규질 퇴적물지역이 적점토지역보다 높게 나타났다. 하지만 유기물의 유입이 더 높은 지역인 석회질 퇴적물지역에서 유기탄소함량이 규질 퇴적물지역보다 낮게 나타난 것은 석회질물질의 플럭스가 유기물의 유입량보다 더 많으며 수심이 CCD보다 낮아서 유입된 석회질물질이 유기탄소 농도를 희석하는 효과로 나타나기 때문이다. 따라서 유기탄소함량 분포는 표층 해류 체계와 연관된 생물 생산력과 퇴적물, 그리고 수심과 CCD와의 상관관계에 영향을 받는 것으로 판단된다.

경도별 분포에서는 총탄소, 유기탄소, 총질소 함량이 대부분 평균값의 15%내외로 변하고 있어 정점들간의 차이는 위도별 분포에 비해 미미하였다. 퇴적층내 탄소함량의 분포를 결정하는 큰 요인은 수괴구조에 기인된 수층의 생산력 차이로 판단되며, 이러한 생산력 차이는 조사지역에서 위도에 따라 다르게 나타났다. 이는 비슷한 위도상에 위치한 정점들은 북동태평양의 해류구조상 비슷한 수괴특성을 가지기 때문이다. 따라서 경도별 변화는 수괴특성에 따른 수층생산력의 차이보다는 지형과 같은 지역적인 특성에 영향을 받을 것으로 판단된다. 지형의 영향을 살펴보기 위해 계곡 지역에 해당되는 정점들과 구릉지역에 해당되는 정점들에서 조사를 수행하였고 계곡지역이 구릉지역보다 농도가 높게 나타났으며 두 지역간의 차이는 전체 평균값의 30%이상 나타났다. 따라서 계곡과 구릉이라는 지형적인 차이에 의해 퇴적물내 성분의 차이가 발생하였다.

## 사 사

본 논문을 세밀하게 심사해주신 두분의 심사위원께 진심으로 감사드립니다. 또한 연구에 도움을 주신 한국해양연구원 심해연구사업단 연구원 여러분과 온누리호 승조원 여러분께 감사드립니다. 이 연구는 국토해양부 R&D 연구과제인 “태평양 심해저 광물자원 개발 사업(PM51103)”과 “북서태평양이 한반도 주변해(대한해협)에 미치는 영향 연구사업(PP08410)”의 연구비 지원에 의해 수행되었습니다.

## 참고문헌

김기현, 박정희, 1999. 북동태평양지역의 방산층 생층서 및 고해양 환경 연구. *Ocean Research*, **21**(2): 127-136.  
 김경홍, 손승규, 손주원, 주세중, 2006. 해양퇴적물내 총탄소 및 유기탄소의 분석기법 고찰. *한국해양공학회지*, **9**: 235-242.  
 박정희, 김기현, 1999. 북동태평양 KODOS-97지역 주상퇴적물의 층서 및 고해양학적 연구. *한국해양학회지*, **4**: 50-62.  
 손승규, 현정호, 박정기, 지상범, 김기현, 2001. 북동적도태평양 표층 수온변화에 따른 화학적 환경특성. *한국환경공학회지*, **4**: 24-37.  
 신흥렬, 황상철, 전동철, 김기현, 곽종흠, 소선섭, 2004. 동태평양

KODOS 탐사해역에서의 물리해양환경 및 저층해류 특성. *Ocean and Polar Research*, **26**(2): 341-349.  
 정희수, 1994. 북동 태평양 KODOS 지역 퇴적물과 공극수 및 망간단괴의 지구화학적 특성. 서울대학교 박사학위 논문, 282 pp.  
 지상범, 강정극, 오재경, 손승규, 박정기, 2003. 북동태평양 한국 심해저 연구지역 망간단괴의 지역적 분포와 퇴적환경. *Ocean and Polar Research*, **25**(3): 257-267.  
 해양수산부(MOMAF), 1998. 심해저 광물지원 탐사보고서(1). 해양수산부 보고서, 1209 pp.  
 해양수산부(MOMAF), 1999. 심해저 광물지원 탐사보고서(1). 해양수산부 보고서, CRPM99019-00-1201-7, 780 pp.  
 해양수산부(MOMAF), 2003. 심해저 광물지원 탐사보고서(1). 해양수산부 보고서, CRPM197-00-1582-5, 770 pp.  
 현정호, 김경홍, 지상범, 문재운, 1998. 북동적도 태평양 KODOS 97-2 해역 심해저 퇴적물내의 ATP 분포양상. *한국해양학회지*, **3**: 142-148.  
 Balzer, W., 1984. Organic matter degradation and biogenic element cycling in a nearshore sediment (Kiel Bight)1. *Limnol. Oceanogr.*, **29**: 1231-1246.  
 Beers, J.R., 1966. Studies on the chemical composition of the major zooplankton groups in the Sargasso Sea off Bermuda. *Limnol. Oceanogr.*, **11**: 520-528.  
 Bender, M., T. Sowers, and L. Labeyrie, 1994: The Dole effect and its variations during the last 130,000 years as measured in the VOSTOK ice core. *Global Biogeochemical Cycles*, **8**: 363-376.  
 Berelson, W.M., R.F. Anderson, J. Dymond, D. Demaster, D.E. Hammond, R. Collier, S. Honjo, M. Leinen, J. Mcmanus, R. Pope, C. Smith, and M. Stephens. 1997. Biogenic budgets of particle rain, benthic remineralization and sediment accumulation in the equatorial Pacific. *Deep-Sea Research II* **44**: 2251-2282.  
 Berger, W.H., V.S. Smetacek and G. Wefer. 1989. Ocean productivity and paleoproductivity-An Overview. In: *Productivity of the Ocean: Present and Past*, edited by Berger, W. H., V. S. Smetacek and G. Wefer, John Wiley & Sons, New York, pp. 1-34.  
 Berner, R.A., 1980. Early diagenesis: A theoretical approach. Princeton University Press, Princeton, 241 pp.  
 Bordowskiy, O.K., 1965. Source of organic matter in marine basins. *Marine Geology*, **3**: 5-31.  
 Coale, K.H., *et al.*, 1996. A massive phytoplankton bloom induced by an ecosystem-scale iron fertilization experiment in the equatorial Pacific Ocean. *Nature* **383**: 495-501.  
 Chester, R., 1990. Marine geochemistry. Unwin Hyman, London, 698 pp.  
 Craig, J.D., 1979. The relationship between bathymetry and ferromanganese deposits in the north equatorial Pacific. *Mar. Geol.*, **29**: 165-186.  
 de Haas, H. T.C.E. van Weering, and H. de Stigter, 2002. Organic carbon in shelf sea: sinks or sources, precesses and products. *Continental Shelf Research* **22**: 691-717.  
 Hammond, D.E., J. McManus, W.M. Berelson, T.E. Kilgore and R.H. Pope, 1996. Early diagenesis of material in equatorial Pacific sediments: stoichiometry and kinetics. *Deep-Sea Research II*, **43**: 4-6.  
 Harada, K., Y. Shibamoto and H. Kokubun, 1995. Chemical and radiochemical studies of sediment samples from the JET site. In: *Proceedings of the ISOPE-Ocean Mining Symposium*, edited by

- Yamazaki, T., K. Aso, Y. Okano and K. Tsurusaki, ISOPE, Tsukuba, pp. 187–192.
- Honjo, S., J. Dymond, R. Collier and S.J. Manganini, 1995. Export production of particles to the interior of the equatorial Pacific Ocean during the 1992 EqPac experiment. *Deep-Sea Research II*, **42**: 831–870.
- 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. In: *The Origin and Distribution of Manganese Nodules in the Pacific and Prospects for Exploration*, edited by Morgenstein M., Hawaii Inst. Geophysics, Honolulu, pp. 77–83.
- Hyun, J.H., J.K. Choi, E.J. Yang, and K.H. Kim, 1998. Biomass and Productivity of bacterioplankton related to surface water divergence in the northeast equatorial Pacific Ocean. *J. Microbiology*, **36**: 151–158.
- Hyun, J.H., and E.J. Yang, 2005. Meso-scale spatial variation in bacterial abundance and production associated with surface convergence and divergence in the NE equatorial Pacific. *Aquatic Microbial Ecology*, **41**: 1–13.
- Jocteur Monorozier, L., M. Benijoly, P. pillon, F. Andreux, and B. Souchier, 1981. Distribution of organic matter in grain-size fractions of some recent sediments. *Advances in Organic Geochemistry*.
- Johnson, D.A., and T.C., Johnson, 1970. Sediment redistribution by bottom currents in the central Pacific. *Deep-Sea Research*, **17**: 157–169.
- Johnson, D.A., 1972. Ocean-floor erosion in the equatorial Pacific. *Geological Society of America Bulletin*, **83**: 3121–3144.
- Johnson, G.C., B.M. Sloyan, W.S. Kessler, and K.E. McTaggart, 2002. Direct measurements of upper ocean currents and water properties across the tropical Pacific during the 1990s. *Progress in Oceanography*, **52**: 31–61.
- Kessler, W.S., 2006. The circulation of the eastern tropical Pacific : A review. *Progress in Oceanography*, **69**: 181–217.
- Keil, R.G., and J.I. Hedges, 1993. Sorption of organic matter to mineral surfaces and the preservation of organic matter in coastal marine sediments. *Chemical Geology*, **107**: 385–388.
- Kennett, J.P. 1982, *Marine geology*. Prentice-Hall Inc., Englewood Cliffs, 813 pp.
- Kontar, E.A. and A.V. Sokov, 1994. A benthic storm in the north-eastern tropical Pacific over the fields of manganese nodules. *Deep-sea Research I* **41**: 1069–1089.
- Kim, D.S., J.H. Park, and K.H. Kim, 1997. The determination of sedimentation rates by using cosmogenic  $^{10}\text{Be}$  in a sediment core from the Korea Deep Ocean Study (KODOS) area, northeast equatorial Pacific. *Ocean Research*, **19**(2): 127–132.
- Libes, S.M., 1992. *An introduction to marine biogeochemistry*. John Wiley & Sons, Inc., New York, 734 pp.
- Marchig, V. and H. Gundlach, 1981. Separation of iron from manganese and growth of manganese nodules as a consequence of diagenetic ageing of radiolarians. *Marine Geology*, **40**: 35–43.
- Martin, J.H., *et al.*, 1994. Testing the iron hypothesis in ecosystems of the equatorial Pacific Ocean. *Nature*, **371**: 123–129.
- Milliman, J.D., 1993: Production and accumulation of calciumcarbonate in the ocean - budget of a nonsteady state. *Global Biogeochemical Cycles*, **7**: 927–957.
- Müller, P.J., 1977. C/N ratios in Pacific deep-sea sediment: Effect of inorganic ammonium and organic nitrogen compounds sorbed by clays. *Geochim. Cosmochim. Acta*, **41**: 765–776.
- Müller, P.J., M. Hartmann and E. Suess, 1988. Environment of manganese nodule. In: *The manganese nodule belt of the Pacific Ocean*, edited by Halbach, P., G. Friedrich and U. von Stackelberg, Ferdinand Enke Verlag, Stuttgart, pp.70–141.
- Nieuwenhuize, J., Y.E. M. Maas and J.J. Middelburg, 1994. Rapid analysis of organic carbon and nitrogen in particulate materials. *Marine Chemistry*, **45**: 217–224.
- Pickard, G.L. and W.J. Emery, 1982. *Descriptive physical oceanography*, Pergamon Press, New York, 249 pp.
- 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. In: *Marine Geology and Oceanography of the Pacific Manganese Nodule Province*, *Marine Science 9*, edited by Bischoff, J.L., and D.Z. Piper, Plenum Press, New York, pp. 309–348.
- Reimers, C.E., 1982. Organic matter in anoxic sediments off central Peru: Relations of porosity, microbial decomposition and deformation properties. *Marine Geology*, **46**: 175–197.
- Salomons, W. and U. Frstner, 1984. *Metals in the hydrocycle*. Springer-Verlag, Berlin, 349 pp.
- Schlitzer, R., 2000. Applying the adjoint method for biogeochemical modeling: export of particulate organic matter in the world ocean. In: *Inverse methods in global biogeochemical cycles*, [Kasibhatla, P., M. Heimann, P. Rayner, N. Mahowald, R.G. Prinn, and D.E. Hartley (eds)], *Geophysical Monograph Series*, **114**: 107–124.
- Schroeder, R.A., 1975. Absence of  $\beta$ -alanine and  $\gamma$ -amino-butyric acid in cleaned foraminiferal shell: implications for use as a chemical criterion to indicate removal of non-indigenous amino acid contaminants. *Earth Planet. Sci. Lett.*, **25**: 274–278.
- Smith, C.R., D.J. Hoover, S.E. Doan, R.H. Pope, D.J. Demaster, F.C. Dobbs and M.A. Altabet. 1996. Phytodetritus at the abyssal seafloor across 10° of latitude in the central equatorial Pacific. *Deep-Sea Research II*, **43**: 1309–1338.
- Smith, C.R., W. Berelson, D.J. Demaster, F.C. Dobbs, D. Hammond, D.J. Hoover, R.H. Pope, and M. Stephens, 1997. Latitudinal variations in benthic processes in the abyssal equatorial Pacific: control by biogenic particle flux. *Deep-Sea Research II*, **44**: 2295–2317.
- Suess, E., 1980. Particulate of organic carbon flux in the ocean: surface productivity and oxygen utilization. *Nature*, **288**: 260–263.
- 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*, edited by D.Z. Piper, USGS open-file report 77-778, Menlo Park, 267 pp.
- Thunell, R.C., 1982. Carbonate dissolution and abyssal hydrography in the Atlantic Ocean. *Marine Geology*, **47**: 165–180.
- Tietjen, J.H., 1992. Abundance and biomass of metazoan meiobenthos in the deep sea In: *Deep-sea food chains and the global carbon cycle*, edited by Rowe, G.T., V. Pariente, Kluwer Aca-

- demic publisher, Dordrecht, pp. 45–62.
- Tyson, R.V., 2001. Sedimentation rate, dilution, preservation and total organic carbon: some results of a modelling study. *Organic Geochemistry* **32**: 333–339.
- 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 Iperen, J. and W. Helder, 1985. A method for the determination of organic carbon in calcareous marine sediments. *Mar. Geol.*, **64**: 179–187.
- Vaccaro, R.F., 1965. Inorganic nitrogen in sea water. In: *Chemical Oceanography Vol 4*, edited by Riley, J.P., and G. Skirrow. Academic Press, pp. 44–78.
- Vinogradov, A.D., 1953. The elementary chemical composition of marine organisms. *Mem. Sears. Found. Mar. Res.* II.
- Verardo, D.J., P.N. Froelich and A. McIntyre, 1990. Determination of organic carbon and nitrogen in marine sediments using the Carlo Erba Na-1500 Analyser. *Deep-Sea Research*, **37**: 157–165.
- von Stackelberg, U., V. Marchig, P. Halbach and D. Puteanus, 1988. Principles of nodule field formation. In: *The manganese nodule belt of the Pacific Ocean*, edited by Halbach, P., G. Friedrich and U. von Stackelberg, Ferdinand Enke Verlag, Stuttgart, pp. 159–166.
- Wong, C.S., W.K. Johnson, N. Sutherland, J. Nishioka, D.A. Timothy, M. Robert, and S. Takeda, 2006. Iron speciation and dynamics during SERIES, a mesoscale iron enrichment experiment in the NE Pacific. *Deep-Sea Research I*, **53**: 2075–2094.
- Yang, Y.L., H. Elderfield and M. Ivanovich, 1990. Glacial to Holocene changes in carbonate and clay sedimentation in the equatorial Pacific ocean estimated from thorium-230 profiles. *Paleoceanography*, **5**: 789–809.
- Yang, E.J., J.K. Choi, and J.H. Hyun, 2004. Distribution and structure of heterotrophic protist communities in the northeast equatorial Pacific Ocean. *Marine Biology*, **146**: 1–15.

---

2008년 3월 23일 원고접수

2008년 6월 26일 수정본 채택

담당편집위원: 이경용