

## 북동태평양 클라리온-클리퍼톤 균열대 심해저 퇴적물의 물리적 특성에 관한 연구

이상범\* · 이현복 · 김종욱 · 형기성 · 고영탁 · 이경용

한국해양연구원 심해연구사업단

### Mass Physical Properties in Deep-Sea Sediment from the Clarion-Clipperton Fracture Zone, Northeast Equatorial Pacific

Sang-Bum Chi\*, Hyun-Bok Lee, Jonguk Kim, Kiseong Hyeong, Young-Tak Ko  
and Kyeong-Yong Lee

Deep-sea Resources Research Division, Korea Ocean Research & Development Institute, Ansan P. O. Box 29,  
425-600, Seoul, Korea

Deep-sea surface sediments acquired by multiple corer from 69 stations in the Clarion-Clipperton fracture zone of the northeast equatorial Pacific, were examined to understand the correlation of mass physical properties and sedimentological processes. The seabed of the middle part (8-12°N) of the study area is mainly covered by biogenic siliceous sediment compared with pelagic red clays in the northern part (16-17°N). In the southern part (5-6°N), water depth is shallower than carbonate compensation depth (CCD). The mass physical properties such as grain size distribution, mean grain size, water content, specific grain density, wet bulk density, void ratio, and porosity of sediments are distinctly different among the three parts of the study area. Surface sediments in northern part are characterized by fine grain size and low water contents possibly due to low primary productivity and high detrital input. Conversely, sediments in the middle part are characterized by coarse grain size and high water contents, which might be caused by high surface productivity and deeper depth than CCD. The sediments show low water contents and high density in the southern part, which can be explained by shallower depth than CCD. Our results suggest that the variations in mass physical properties of sediments are influenced by combined effects including biogenic primary productivity of surface water, water depth, especially with respect to CCD, sedimentation rate, detrital input, and the geochemistry of the bottom water (for example, formation of authigenic clay minerals and dissolution of biogenic grains).

**Key words :** mass physical properties, northeast Pacific, deep-sea sediment

북동태평양 클라리온-클리퍼톤 균열대(Clarion-Clipperton Fracture Zone) 사이에 위치한 연구지역 퇴적물의 입도, 함수율, 입자 밀도, 전밀도, 공극비, 그리고 공극률 등 물리적 특성과 퇴적학적 변화요인을 파악하기 위하여 1999년부터 2002년까지 7회의 조사작업을 통해 연구지역 각 지점에서 다중주상시료채취기로 채취된 69개 표층퇴적물을 분석하였다. 연구지역 퇴적물은 원양성 적적도가 분포하는 북부지역(북위 16-17도), 생물기원의 규질 퇴적물이 분포하는 중부지역(북위 10-11도), 탄산질 퇴적물이 분포하는 남부지역(북위 5-6도)으로 구분되며, 퇴적물의 물리적 특성은 이들 퇴적물의 유형에 따라 뚜렷이 다른 특성을 보인다. 북부지역은 수층의 기초생산성이 낮고 육성기원 입자의 유입이 많으므로 입도는 세립질이며, 함수율이 낮은 특성을 보인다. 반면에 중부지역은 수층의 생산성이 높고 수심이 탄산염보상심도보다 깊으므로 다공질이며 입자크기가 큰 생물기원 규질 입자의 유입이 높아 평균입도는 가장 조립질이며, 함수율이 매우 높다. 한편, 남부지역은 수심이 탄산염보상심도보다 얕으므로 수층으로부터 유입되는 탄산질 퇴적물이 용해되지 않고 지속적으로 퇴적되어 가장 낮은 함수율과 높은 밀도를 보인다. C-C지역 퇴적물의 물리적 특성과 연관된 주요 요인들은 적도부근 해역의 높은 생산성에 따른 생물기원 입자의 유입, 탄산염보상심도를 고려한 수심, 수층 생산성에 비례하는 퇴적률, 대륙으로부터 바람에 의해 유입되는 육성기원 입자의 공급, 그리고 생물기원 퇴적입자의 용해 및 자생광물의 형성과 연관된 저층해수의 화학적 특성 등으로 판단할 수 있다.

**주요어 :** 물리적 특성, 북동태평양, 심해저 퇴적물

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

### 1. 서 론

해양퇴적물은 구성입자 크기, 종류, 모양, 조성, 이동 방법, 그리고 수심과 해류특성을 포함한 환경 조건 등 각각의 요소들을 포함한 고유의 복잡한 퇴적과정에 의해 형성되었다(Houston and Mitchell, 1969; Keller and Yincan, 1985; Booth *et al.*, 1989). 심해저 퇴적물은 연근해 퇴적물과는 달리 생물기원 물질이 주를 이루며, 바람에 의해 유입되는 육성기원의 쇄설성 물질, 해수에서 무기적 침전에 의해 공급되는 물질, 그리고 해저 열수작용에 의해 공급되는 물질 등으로 구성되어 있다(Chester, 1990). 이들 퇴적물은 수심, 해수 표층의 생산력, 대기의 운동, 저층해류, 지형, 그리고 해수의 화학적 특성에 따라 심해저에 공급되는 퇴적물질의 양과 종류가 조절되고 있으며(Brown *et al.*, 1989; Weber *et al.*, 2000), 또한 심해저 퇴적물 분포 지역은 퇴적률이 극히 낮은 지역으로 해양저 지각이 이동함에 따라 발생하는 퇴적환경의 변화를 반영하고 있다(Kennett, 1982; Kadko, 1985).

한편, 북동태평양 클라리온-클리퍼톤 균열대(Clarion-Clipperton fracture zone, C-C지역) 사이의 퇴적상은 지역에 따라 뚜렷하게 변화 한다(van Andel *et al.*, 1973). 즉, C-C지역의 해저면은 주로 규질 점토와 규질 연니로 덮여 있지만 특징적으로 북쪽 지역은 원양성 점토가 분포하고 있으며, 남쪽 지역에서는 탄산질 연니가 우세한 것으로 알려져 있다(THETIS, 1992). 지금까지 C-C지역 퇴적물의 유형별 분포의 지역적, 국지적 변화에 대한 많은 연구가 이루어져 왔다. 그러나

연구들은 주로 퇴적물의 지화학적 분석을 통하여 망간단괴가 분포하고 있는 지역의 규질 연니 및 규질 퇴적물 분포 특성에 국한되어 논의되었다(THETIS, 1992). 또한 최근까지 심해저 표층 퇴적물의 물리적 특성에 관한 연구는 주로 망간단괴 채광기의 운영 및 채광에 따른 환경피해와 관련하여 논의가 이루어졌다(Hirst and Richards, 1975; Richards and Chaney, 1981; Tsurusaki *et al.*, 1994; Oebius *et al.*, 2001; Grupe *et al.*, 2001). 따라서 퇴적물의 물리적 특성을 통하여 지역적 규모의 유형별 퇴적물 분포 및 변화원인을 퇴적환경과 관련하여 해석한 연구는 찾아보기 힘들다. 또한 기존의 연구에서는 대상지역의 기초생산력(primary productivity), 퇴적률(sedimentation rate) 등의 해양환경자료와의 직접적인 비교는 이루어지지 않았다.

이 연구에서는 채취된 시료를 원양성 적점도, 규질 퇴적물, 탄산질 퇴적물 그리고 전이퇴적물로 구분하여 북동태평양 심해저 퇴적물의 입도, 함수율, 밀도, 그리고 공극률의 지역적 분포 특성과 수직적 변화를 파악하고 이들 유형별 퇴적물의 물리적 특성과 이들 물성에 영향을 미치는 퇴적 환경학적 요인에 관하여 고찰하고자 한다.

### 2. 지역 개관

연구지역은 대한민국 할당광구지역으로 북동태평양 C-C 지역에 위치하며, 다음과 같이 4개 지역으로 구성된다(Fig. 1). C-C지역의 북부 연구지역은 북위 16-17도에 위치한 서경 134-130도와 서경 127-125도 지역

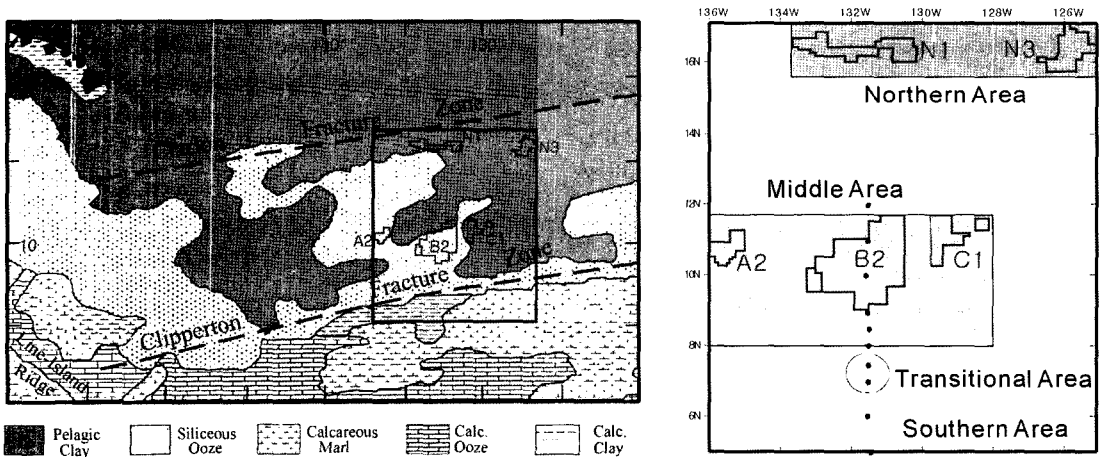


Fig. 1. Distribution of sea floor sediments in the northeastern part of the equatorial Pacific(after Rawson and Ryan, 1978). The study area was marked as northern, middle, southern, and transitional area.

으로, 이들 두 소구역은 클라리온 균열대에 인접해 있다. C-C지역의 중부 연구지역은 북위 10-11도에 위치하며, 서경 136-135도, 133-130.5도, 그리고 서경 130-128도에 위치한 3개의 소구역이다. 남부 연구지역은 서경 131.5도 선상에 북위 5-6도까지 설정한 연구지역이다. 이밖에 중부지역과 남부지역사이의 서경 131.5도 선상에 북위 7-7.5도 지역을 전이지역(transitional area)으로 구분하였다(Fig. 1).

기존의 연구보고(Scalater *et al.*, 1971; Herron, 1972; Berger *et al.*, 1976; Francheteau *et al.*, 1979)에 의하면 클라리온-클리퍼튼 균열대 중앙의 대양저 지각은 백악기말에 동태평양해령(11°S, 110°W)에서 생성된 후, 해저확장에 의해 북 또는 북서 방향으로 이동되어 에오세 중기에는 표층해수의 생물 생산성이 높은 적도대(1.5°N, 126°W)에 위치하였으며, 해저면에는 유기질 퇴적물이 지배적인 퇴적층이 발달되었다. 적도 고생산대를 지난 이후에는 퇴적률이 급격히 감소하였고, 대양저 지각의 침강작용이 수반되었다. 따라서 마이오세 초기에는 수심 4,800m로 탄산염 보상심도(Carbonate Compensation Depth, 약 4,400 m)보다 깊어져 탄산질 퇴적물은 용해되어 극히 낮은 퇴적속도(1-3 mm/kyr)로 규질 퇴적물 및 적점토의 퇴적층이 발달되었다(Theyer, 1977; Kennett, 1982). 이러한 대양저 지각의 지속적인 이동(현재 6-9 cm/yr)으로 해저면에는 위도에 따른 특징적인 퇴적층서가 대상으로 분포한다(Horn *et al.*, 1973). 따라서 연구지역인 북동태평양의 퇴적상은 적도에서 북쪽으로 가면서 탄산질 연니(calcareous ooze), 규질 연니(siliceous ooze), 규질 점토(Siliceous clay), 적점토(Red clay)대로 변화한다(Fig. 1).

한편, C-C 지역에 유입되는 저층해류는 남극저층수(Antarctica Bottom Water)에서 기원된 것으로, 남극저층수가 북상하여 Samoan Passage를 통과한 후, 중앙태평양에서 동쪽으로 분지하여 Line Island Ridge를 이루는 해저산 골들을 따라 가속되어 유입되는 것으로 보고 있다(Edmond *et al.*, 1971; Mantyla, 1975; Volet *et al.*, 1980). Deep Ocean Mining Environmental Study(DOMES)지역에서 관찰된 저층해류자료에 의하면, 유속은 4-5 cm/sec로 미약하고 방향도 일정치 않지만, 주변지역의 음파탐사기록 및 Deep Sea Drilling Project(DSDP)의 코어 자료에 따르면(Keller and Barron, 1983) 과거 지질시대를 통하여 저층해류가 간헐적으로 활발히 작용하였음을 시사한다. 특히 마이오세-플라이오세 시기에는 저층해류의 영향으로 퇴적물

의 혼합과 퇴적층의 침식이 수반되어 다양한 형태의 해저면 및 퇴적결층을 형성하였다(Hayes *et al.*, 1969; Johnson, 1972). 따라서 이러한 불규칙한 특징들은 저층 해류와 지형경사도에 의해 조절되는 퇴적물 침식과 지역적인 이동의 결과로 알려져 있다(van Andel and Moore, 1975; Piper *et al.*, 1977).

C-C 지역의 퇴적률(sedimentation rate)은 북쪽지역에서 1 mm/kyr 이하이며, 남쪽지역에서 약 3-10 mm/kyr 정도로, 남쪽지역의 퇴적률이 북쪽지역에 비하여 상대적으로 높다(Listizin, 1972; Miller and Mangini, 1980).

### 3. 연구자료와 분석방법

시료의 채취는 1999년부터 2002년까지 북동태평양 C-C 지역에서 한국해양연구원 소속 종합해양 조사선인 온누리호를 이용한 7차례의 조사를 통하여 이루어졌다. 지질공학적 특성 파악을 위한 퇴적물 코어 시료는 교란되지 않은 시료의 획득이 가장 중요한 작업이므로(Hagerty, 1974; Almagor, 1982; Baltzer *et al.*, 1994) 다중 주상시료 채취기(multiple corer, 규격: 직경 0.95 cm, 길이 60 cm, 8개)를 이용하여 클라리온 균열대가 인접해 있는 북부지역에서는 11개, 중부지역에서는 49개의 코어시료를 채취하였으며, 서경 131도 30분의 선상에서 위치한 남부지역에서는 4개, 그리고 전이지역에서는 5개의 코어시료를 채취하였다. 따라서 연구대상 시료는 위에서 나타난 총 69개 지점에서 채취된 코어시료이다(Table 1).

선상으로 회수된 퇴적물시료는 퇴적구조 관찰을 위하여 연구선상의 실험실에서 시추퇴적물 절단기(core cutter)를 이용하여 절개하고 퇴적물 수평 절개면을 사진 촬영하였으며, 육상 실험실에서 분석을 위해 1 cm 간격으로 밀봉 비닐봉지에 부시료(sub-sample)를 채취하여 냉장실(4°C)에 보관 후 실험실로 운반하였다. 부시료는 입도분석, 함수율(water content), 전밀도(wet bulk density), 입자의 비중(specific grain density), 공극률(porosity), 그리고 공극비(void ratio) 분석에 사용되었다. 입도분석은 약 10 g의 퇴적물을 3-4 일간 증류수로 반복·세척하여 염분을 제거한 후 0.5% 과산화수소수로 유기물을 제거하고 탄소는 제거하지 않은 상태에서 균일하게 분산시킨 후 자동입도분석기(Master Sizer)를 이용하여 분석하였다(해양수산부 1998). 함수율(% dry weight)은 약 30 g의 젖은 시료를 110°C로 24시간 동안 건조기(oven)에서 완전 건조

시켜 건조통(desiccator)에서 실온으로 24시간 보관한 후, 무게를 0.0001 g 까지 평량하여 계산(% water content=100×(wet wt.-dry wt.)/dry wt.)하였다. 퇴적물의 전밀도와 공극률을 정확히 계산하기 위하여 미국

**Table 1.** Location and length of the studied cores and water depths of the sampling stations.

Station Number	Area	Locations		Water Depth (m)	Core Length (cm)
		Latitude (°N)	Longitude (°W)		
MC97-P-05	middle	09°57'	131°49'	5,101	24
MC97-P-13	middle	09°59'	131°47'	4,983	26
MC97-I-01	middle	10°30'	131°20'	4,953	22, 39
MC97-I-03	middle	10°29'	131°20'	4,976	41
MC97-I-05	middle	10°27'	131°20'	4,923	25, 27
MC97-I-11	middle	10°30'	131°18'	4,921	17
MC97-I-13	middle	10°29'	131°18'	4,999	29
MC97-I-15	middle	10°27'	131°19'	5,044	35
MC97-I-21	middle	10°30'	131°17'	4,908	35
MC97-I-25	middle	10°27'	131°17'	4,848	36
MC98-N12	middle	12°00'	131°29'	4,957	18
MC98-N11	middle	10°59'	131°32'	5,150	28
MC98-N10	middle	09°59'	131°30'	4,968	34
MC98-N09	middle	08°58'	131°32'	4,828	30
MC98-N08	middle	08°01'	131°31'	5,022	46
MC98-N07	transitional	07°10'	131°42'	4,561	24
MC98-N06	southern	06°02'	131°30'	4,084	30
MC98-N05	southern	05°00'	131°29'	4,200	28
MC98-G01	middle	10°05'	131°47'	4,981	10
MC98-G02	middle	10°16'	131°48'	4,915	20
MC98-G03	middle	10°25'	131°40'	4,871	10
MC98-G04	middle	10°15'	131°40'	4,988	16
MC98-G06	middle	10°15'	131°09'	4,988	26
MC98-G07	middle	10°14'	131°22'	4,779	12
MC98-G08	middle	10°24'	131°23'	4,981	40
MC99-N11	middle	10°59'	131°30'	5,089	12
MC99-N10	middle	09°59'	131°30'	5,008	20
MC99-N09	middle	09°01'	131°29'	4,900	30
MC99-N08.5	middle	08°30'	131°28'	4,371	26
MC99-N08	middle	07°58'	131°28'	5,007	36
MC99-N07.5	transitional	07°31'	131°28'	4,965	30
MC99-N07	transitional	06°59'	131°28'	4,697	22
MC99-N06	southern	05°59'	131°30'	4,212	38
MC99-N05	southern	05°00'	131°31'	3,955	36
MC99-G01	middle	10°18'	131°31'	4,870	8
MC99-G02	middle	10°19'	131°30'	5,110	26
MC99-G03	middle	10°20'	131°29'	4,996	18
MC99-G04	middle	10°21'	131°29'	4,998	10
MC99-G06	middle	10°24'	131°27'	5,024	16
MC99-G07	middle	10°17'	131°32'	4,828	12
MC99-G08	middle	10°26'	131°26'	5,033	12
MC00-4-16	middle	10°10'	131°30'	4,942	24
MC00-4-18	middle	10°11'	131°26'	4,819	17
MC00-4-20	middle	10°19'	131°24'	4,720	17
MC00-4-N07	transitional	07°00'	131°30'	4,596	27
MC00-4-N7.5	transitional	07°30'	131°40'	4,944	50

Table 1. Continued.

Station Number	Area	Locations		Water Depth (m)	Core Length (cm)
		Latitude (°N)	Longitude (°W)		
MC00-5-04	middle	10°29'	135°41'	4,720	18
MC00-5-14	middle	10°49'	135°35'	4,805	10
MC00-5-20	middle	10°50'	135°05'	4,988	30
MC01-03-01	middle	10°00'	131°50'	5,081	37.5
MC01-03-02	middle	10°30'	131°18'	4,883	45.3
MC01-03-03	middle	11°18'	128°23'	4,830	54.5
MC01-03-04	middle	11°15'	129°40'	4,833	50.0
MC01-03-05	northern	16°19'	131°25'	4,972	35.5
MC01-03-06	northern	16°17'	131°52'	5,091	36.0
MC01-03-07	northern	16°18'	132°17'	5,019	36.0
MC01-04-01	northern	16°18'	125°55'	4,555	43.0
MC01-04-02	northern	16°18'	125°18'	4,544	40.0
MC01-04-03	northern	16°18'	127°00'	4,689	37.5
MC01-04-05	northern	16°12'	130°33'	4,880	19.0
MC02-01-01	northern	16°12'	130°09'	4,824	36.0
MC02-01-02	northern	17°02'	126°00'	4,620	55.0
MC02-01-04	northern	16°12'	130°49'	4,512	47.0
MC02-01-05	northern	16°40'	133°32'	4,777	36.0
MC02-02-02	middle	10°30'	135°00'	4,876	45.0
MC02-02-03	middle	10°30'	134°00'	4,843	28.0
MC02-02-04	middle	10°01'	133°00'	5,084	24.0
MC02-02-05	middle	10°30'	131°20'	5,029	34.0
MC02-02-06	middle	10°39'	129°28'	4,799	30.0

Table 2. Average and range of index properties such as grain size distribution, mean grain size, water content, grain density, bulk density, void ratio, and porosity of surface sediment according to sediment types in study area.

Type of Sediment	Pelagic red clay	Siliceous sediment	Transitional sediment	Calcareous sediment
Area	134-125°W 16-17°N	136-128°W 16-17°N	131.5°W 7-7.5°N	131.5°W 5-6°N
Number of cores	11	49	5	4
Sand fraction(%)	0.4(0.0-1.3)	9.0(2.2-22.0)	11.1(7.1-15.0)	9.6(4.4-15.5)
Silt fraction(%)	45.7(31.1-62.8)	54.3(35.6-74.8)	56.2(53.6-61.6)	44.0(36.6-48.5)
Clay fraction(%)	53.9(37.1-68.5)	36.8(18.3-59.5)	32.7(28.4-39.3)	46.4(36.0-56.8)
Mean grain size(μm)	4.8(3.8-8.2)	16.6(7.2-31.5)	22.4(13.9-29.8)	13.3(10.9-15.5)
Mean grain size(φ)	7.8(7.0-8.0)	6.1(5.1-7.2)	5.6(5.2-6.2)	6.4(6.1-6.6)
Water Content(%)	145(124-174)	282(206-415)	238(180-345)	88(83-94)
Grain density(g/cm <sup>3</sup> )	2.59(2.56-2.65)	2.42(2.31-2.54)	2.49(2.40-2.53)	2.64(2.63-2.65)
Bulk density(g/cm <sup>3</sup> )	1.37(1.34-1.41)	1.22(1.15-1.26)	1.27(1.19-1.32)	1.52(1.50-1.54)
Void ratio	3.76(3.18-4.56)	6.81(4.85-9.58)	5.88(4.48-8.24)	2.31(2.19-2.48)
Porosity(%)	78.3(75.9-80.8)	86.6(82.4-90.4)	83.8(80.4-88.4)	69.6(68.5-71.1)

Micromeritics사의 자동 밀도 측정기(AccuPyc 1330 Pycnometer)를 사용하여 함수율 측정에 이용된 건조 퇴적물 시료 입자의 비중(grain density)을 측정하였으며, 입자의 비중과 함수율을 이용하여 시료가 해수에 100% 포화되어 있다는 가정 하에 전밀도(wet bulk

density), 공극률(porosity), 공극비(void ratio)를 계산하였다. 이밖에 연구에 이용된 퇴적물의 물리적 특성에 관한 측정 방법들은 이희준(1991), 지상범(1994), Lee and Clausner(1979), 그리고 해양수산부(1998)에 상세히 기술되어 있다. 또한 이들 세립질 연성 퇴적물에 대한

분석의 정밀도는 Bennett and Keller(1970)과 Bennett *et al.*(1985, 1991)에서 증명된다.

## 4. 결 과

### 4.1. 입도

Shepard(1954)의 분류기준에 의한 연구지역 전체 퇴적물의 입도분포는 평균 7.8%(0-22.0%)의 모래크기 입자(sand), 평균 51.9%(31.1-74.8%)의 실트크기 입자(silt), 평균 39.8%(18.3-68.5%)의 점토크기 입자(clay)로 구성되어 있다. 평균입도는  $15.0 \mu\text{m}$ (3.8-31.5  $\mu\text{m}$ )로

$\phi$ 단위로 환산하면 평균 6.3 $\phi$ (5.1-8.0 $\phi$ )이다. 퇴적물의 입도 특성은 탄산질, 규질, 적점토 등 퇴적물 유형에 따라 뚜렷한 차이를 보인다. 탄산질 퇴적물은 모래 9.6%, 실트 44.0%, 점토 46.4%로 구성되어 있으며, 평균입도는  $13.3 \mu\text{m}$ (10.9-15.5  $\mu\text{m}$ )이다. 탄산질 연니와 규질연니의 중간적 성질을 띠고 있는 전이퇴적물은 모래 11.1%, 실트 56.2%, 점토 32.7%로 구성되어 있고 평균입도는  $22.2 \mu\text{m}$ (13.9-29.8)로 다른 유형의 퇴적물에 비해 조립질이다. 규질 퇴적물은 모래 9.0%, 실트 54.3%, 점토 36.8%로 구성되어 있으며, 평균입도는  $16.6 \mu\text{m}$ (7.2-32.5  $\mu\text{m}$ )이다. 원양성 적점토는 모래

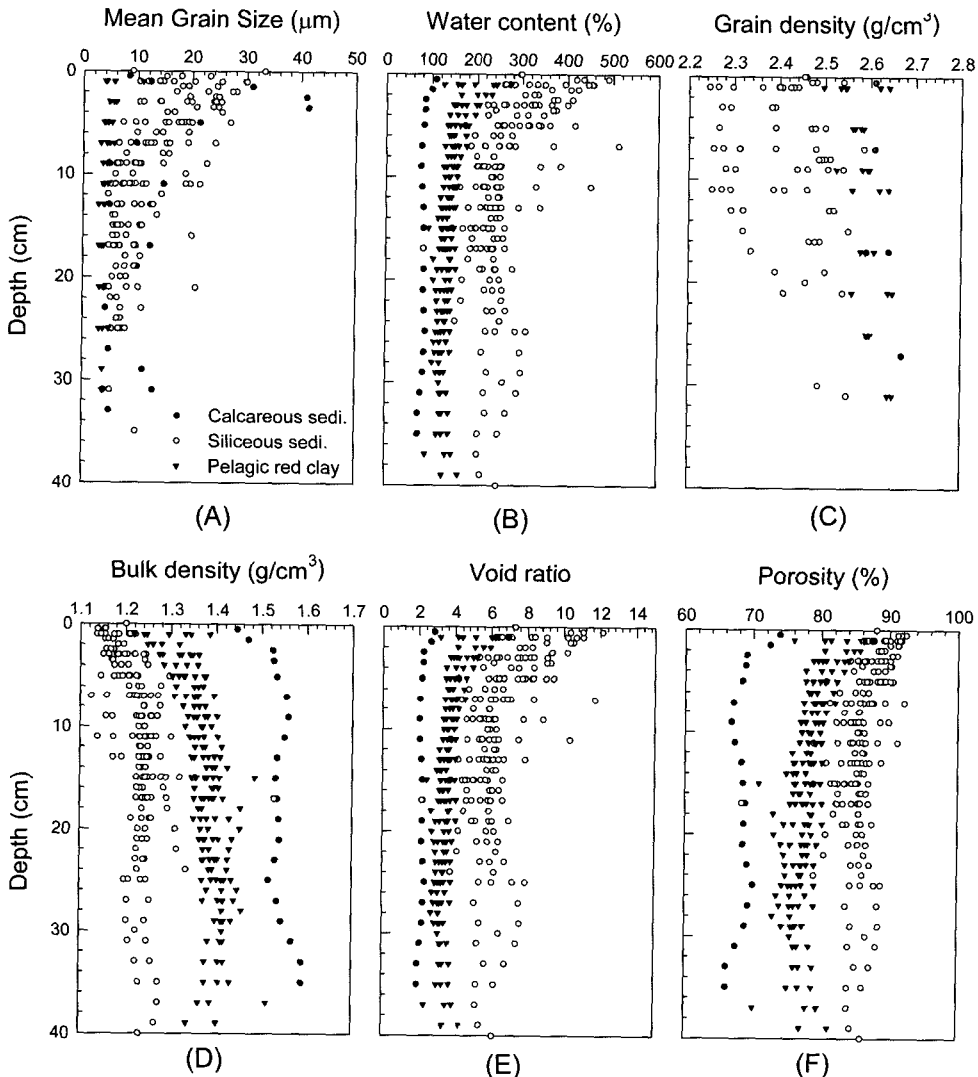


Fig. 2. Depth profiles of average values of sediment properties in each area. (A) mean grain size, (B) water content, (C) grain density, (D) bulk density, (E) void ratio, and (F) porosity.

0.4%, 실트 45.7%, 점토 53.9%로 구성되어있으며, 평균입도는  $4.8 \mu\text{m}$  ( $3.8\text{-}8.2 \mu\text{m}$ )로 다른 유형의 퇴적물에 비하여 월등히 세립질이다(Table 2). 퇴적 깊이에 따른 평균입도의 수직적 변화는 대부분 지역에서 하부로 가면서 점차 세립화되는 경향을 보인다(Fig. 2A).

**4.2. 함수율**

해양퇴적물의 함수율을 조절하는 주요 요인은 퇴적물 구성물의 입자 표면의 물리·화학적 특성과 입자의 형태 등이다. 연구지역에서 채취한 퇴적물은 전체 평균 246%(최소-최대: 83-415%)의 높은 함수율을 갖고 있다. 남부지역 탄산질 퇴적물의 평균 함수율은 88%(83-94%)로 다른 유형의 퇴적물에 비하여 가장 낮은 값을 보인다. 전이퇴적물은 238%(180-345%)이다. 규질 퇴적물은 282%(206-425%)로 다른 유형의 퇴적물에 비하여 가장 높은 함수율을 보인다. 북부지역의 원양성 적점토는 145%(124-174%)의 낮은 함수율을 보인다(Table 2). 퇴적층 내에서 함수율의 수직적 변화는 탄산질 퇴적물의 경우를 제외하면 모든 퇴적물은 하부로 가면서 감소하는 경향이 뚜렷하다. 즉, 표층에서 5-10 cm까지의 상부층은 하부로 가면서 급격히 감소하며, 이하 깊이의 하부층에서는 비교적 완만한 감소 경향을 보인다(Fig. 2-B). 평균 입도가 세립질 일수록 함수율은 증가하는 현상을 보이는 것이 일반적인 퇴적물의 특성이지만 연구지역에서는 평균입도가 조립질 일수록 함수율이 증가하는 경향을 보인다(Fig. 3).

**4.3. 입자 밀도 및 전밀도**

연구지역 퇴적물의 입자 밀도는 전체 평균  $2.47 \text{ g/cm}^3$  (최소-최대:  $2.31\text{-}2.65 \text{ g/cm}^3$ )로 일반적인 육성기원 퇴적물 입자의 밀도  $2.65 \text{ g/cm}^3$ 에 비하여 낮은 밀도를 보인다. 남부지역 탄산질 퇴적물의 평균 입자밀도는  $2.64 \text{ g/cm}^3$  ( $2.63\text{-}2.65 \text{ g/cm}^3$ )로 다른 유형의 퇴적물에 비하여 가장 높은 값을 보인다. 전이퇴적물은  $2.49 \text{ g/cm}^3$  ( $2.40\text{-}2.53 \text{ g/cm}^3$ )이다. 규질 퇴적물은  $2.42 \text{ g/cm}^3$  ( $2.31\text{-}2.54 \text{ g/cm}^3$ )로 가장 낮은 입자밀도를 보인다. 북부지역의 원양성 적점토는  $2.59 \text{ g/cm}^3$  ( $2.56\text{-}2.65 \text{ g/cm}^3$ )의 높은 입자밀도를 보인다(Table 2). 퇴적층 내에서 입자밀도의 수직적 변화는 규질 퇴적물의 경우 하부로 가면서 점차 증가하는 경향을 보인다(Fig. 2C).

전밀도는 함수율과 퇴적입자 비중의 함수로 해수로 충전되어 있는 퇴적물의 밀도를 의미한다. 연구지역 전체 평균  $1.26 \text{ g/cm}^3$  (최소-최대:  $1.15\text{-}1.54 \text{ g/cm}^3$ )의 낮은 전밀도를 보인다. 남부지역 탄산질 퇴적물의 평

균 전밀도는  $1.52 \text{ g/cm}^3$  ( $1.50\text{-}1.54 \text{ g/cm}^3$ )로 다른 유형의 퇴적물에 비하여 가장 높은 값을 보인다. 전이퇴적물은  $1.27 \text{ g/cm}^3$  ( $1.19\text{-}1.32 \text{ g/cm}^3$ )이다. 규질 퇴적물은  $1.22 \text{ g/cm}^3$  ( $1.15\text{-}1.26 \text{ g/cm}^3$ )로 가장 낮다. 북부지역의 원양성 적점토는  $1.37 \text{ g/cm}^3$  ( $1.34\text{-}1.41 \text{ g/cm}^3$ )의 높은 값을 보인다(Table 2). 퇴적층 내에서 전밀도의 수직적 변화는 최상부층(0-10 cm)에서는 하부로 가면서 점차 증가하는 경향을 보이며, 그 이하의 깊이에서는 깊이에 따른 변화 없이 완만한 증가경향을 보인다(Fig. 2D).

특징적으로 중부지역 퇴적물의 평균 전밀도는  $1.22 \text{ g/cm}^3$ 로 해수의 평균 밀도  $1.024 \text{ g/cm}^3$ 보다 조금 높은 값으로 이는 함수율이 매우 높기 때문이다. 중부지역의 전밀도 값을 IFREMER(1989)에서 보고된 북태평양 C-C 지역의 전반적인 퇴적물의 전밀도 값과 비교했을 때, 중부지역 퇴적물의 평균값은 보고된 규질점토( $1.24 \text{ g/cm}^3$ )와 유사하고, 규질 연니( $1.12 \text{ g/cm}^3$ )

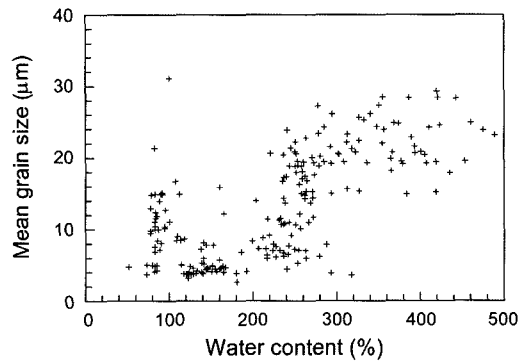


Fig. 3. The relationship between mean grain size and water content showing relatively good correlation.

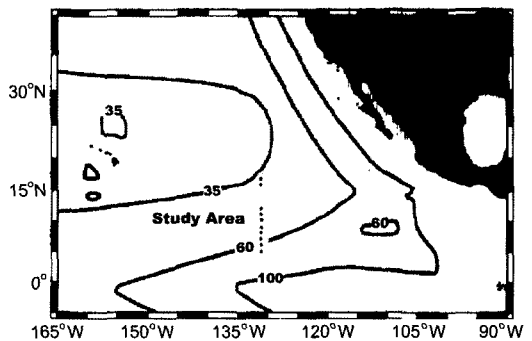
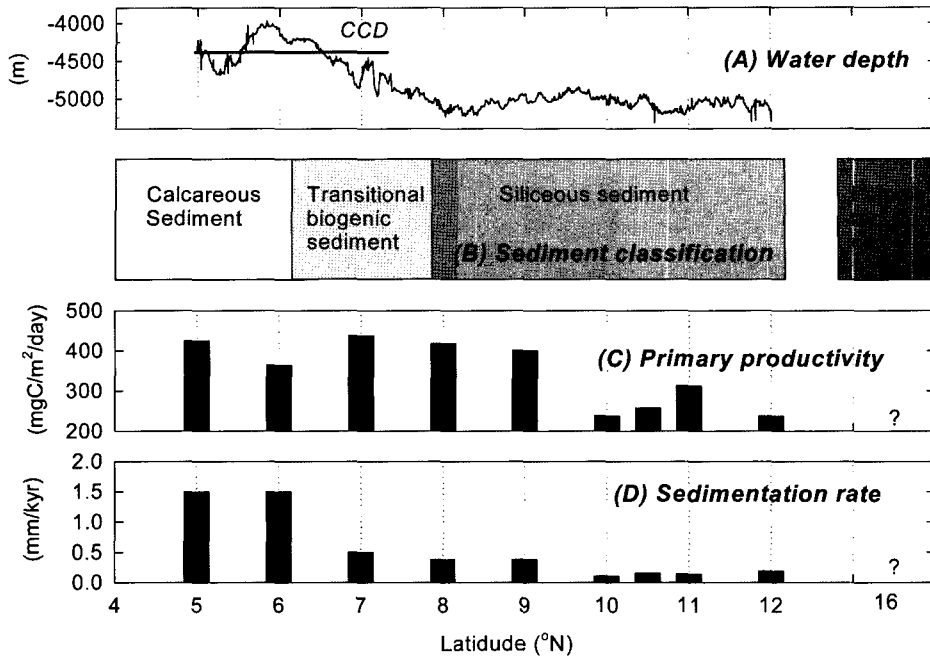


Fig. 4. Primary productivity ( $\text{g C m}^{-2} \text{ yr}^{-1}$ ) in the eastern Pacific Ocean (modified from Berger *et al.*, 1988). Primary productivity in the study area generally increases toward the equatorial zone of high productivity, as both latitude and longitude decrease.



**Fig. 5.** 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), and (D) sedimentation rate (based on MOMAF, 1998).

보다 조금 높은 값을 보인다. 결과적으로, 전밀도 또한 탄산질, 규질, 적점토 등 퇴적물 유형에 따라 뚜렷한 차이를 보인다. 특히 규질 퇴적물이 분포하는 중부지역 퇴적물의 전밀도는 탄산질 퇴적물과 원양성 적점토와 비슷하다(Table 2, Fig. 2D).

#### 4.4. 공극률 및 공극비

공극비는 퇴적물 시료 내에 해수로 충전된 공간을 나타내는 공극 부피에 대한 입자의 전체부피의 비로 정의된다. 따라서 공극비는 함수율에 비례하고 전밀도에 반비례한다. 연구지역 퇴적물의 공극비는 전체 평균 6.0(최소-최대: 2.19-9.58)이다. 남부지역 탄산질 퇴적물의 평균 공극비는 2.31(2.19-2.48)로 다른 유형의 퇴적물에 비하여 가장 낮다. 전이퇴적물은 5.88(4.48-8.24)이며, 규질 퇴적물은 6.81(4.85-9.58%)로 다른 유형의 퇴적물에 비하여 가장 높은 공극비를 보인다. 북부지역의 원양성 적점토는 3.76(3.18-4.56)의 낮은 공극비를 보인다(Table 2). 공극비는 퇴적 깊이에 따라 함수율, 전밀도 변화와 동일하게 하부로 가면서 점차 감소한다(Fig. 2E).

공극률은 공극 부피에 대한 시료전체 부피의 비율

로 정의된다. 연구지역 퇴적물은 전체 평균 84.1%(최소-최대: 68.5-90.4)의 공극률을 보인다. 퇴적물의 공극률도 탄산질, 규질, 적점토 등 퇴적물 유형에 따라 뚜렷한 차이를 보인다. 남부지역 탄산질 퇴적물의 평균 공극률은 69.6%(68.5-71.1%)로 다른 유형의 퇴적물에 비하여 가장 낮다. 전이퇴적물은 83.8%(80.4-88.4%)이며, 규질 퇴적물은 86.6%(82.4-90.4%)로 다른 유형의 퇴적물에 비하여 가장 높은 공극률을 보인다. 북부지역의 원양성 적점토는 78.3%(75.9-80.8%)의 낮은 공극률을 보인다(Table 2). 공극률은 함수율에 비례하므로 지역적, 수직적 변화 양상은 함수율과 동일하다(Fig. 2F).

## 5. 토 의

### 5.1. 원양성 적점토

원양성 적점토는 클라린은 균열대에 인접한 최북단(북위 16-17도)에 분포하고 있다. 따라서 적도 고생산대에서 멀리 떨어져 있으므로 수층으로부터 유입되는 생물기원입자의 양이 적으며, 퇴적률도 가장 낮은 특징을 갖는다. 적점토의 퇴적률이 가장 낮은 현상은 C-C



지역에서 남쪽지역 퇴적물이 3-10 mm/kyr이며, 북쪽지역이 1 mm/kyr 이하로 북쪽으로 갈수록 퇴적물은 낮아진다는 Listizin(1972), Miller and Mangini(1980)의 보고로도 입증된다.

원양성 적점도가 모래 크기입자 함량이 적고 평균 입도(4.8  $\mu\text{m}$ )가 세립인 이유는 이 지역이 적도 고생산대에서 가장 멀리 떨어져 있으므로 수층의 기초생산성이 낮고(Fig. 4) 따라서 조립질인 규질입자의 유입이 적기 때문으로 판단된다. 또한 퇴적물이 덮여있는 해양저 지각은 태평양판의 운동에 의해 북서방향으로 이동되므로 현재보다 기초생산성이 높았던 남동쪽에 위치하였을 때 퇴적되었던 조립질 규질 입자들도 이동되는 기간동안 산소가 풍부하고 용존 규소가 낮은 남극저층수에 의해 퇴적되었던 조립질의 규질 입자들이 지속적으로 용해(von Stackelberg, 1979)되어 세립화된 결과로 설명할 수 있다.

이밖에 상대적으로 대륙과의 거리가 가깝기 때문에 많은 양의 세립질 풍성기원 물질이 유입되어 생물기원 퇴적물보다는 적점도가 우세한 퇴적층으로 변화된 것으로 판단된다. 이는 적점도 퇴적물에서는 풍성기원으로 알려진 Al, Ti, Sc, K, Rb, Zr 등의 원소가 규질 퇴적물에 비하여 상대적으로 약 2배 높은 값을 나타내는 지화학분석 결과와 점토광물 중 육성기원으로 알려진 일라이트(illite)의 함량이 월등히 높아지는 점(해양수산부, 2002)으로도 뒷받침된다. 또한 위의 이유로 낮은 밀도를 갖는 규질입자(2.2  $\text{g/cm}^3$ )에 비해 높은 밀도(2.6-2.75  $\text{g/cm}^3$ )의 육성기원입자의 함량이 높기 때문에 퇴적물을 구성하고 있는 입자밀도는 월등히 높아진다.

원양성 적점도의 함수율과 공극률이 규질 퇴적물에 비해 낮은 이유는 다공질 규질 입자와 스멕타이트(smectite)의 함량이 낮은 것이 주요인인 것으로 해석된다. 결과에서 기술한 바와 같이 연구지역의 퇴적물은 함수율과 공극률이 증가함에 따라 평균입도는 증가하는 것으로 분석되었는데(Fig. 3), 이는 조립질 입자들의 대부분이 다공질 생물기원 규질입자이며, 이들 입자는 내부의 공극이 크기 때문이다. 즉, 입도 특성과 마찬가지로 다공질의 생물기원 규질입자의 함량이 적기 때문에 원양성 적점도의 함수율은 낮다. 함수율이 낮은 또 다른 이유는 다른 점토광물에 비해 월등히 높은 함수율을 갖는 팽창성 점토광물(swelling clay minerals)인 스멕타이트의 함량과 관련이 있다. 판상의 구조로 인해 높은 함수율을 갖는 스멕타이트는 수층으로부터 퇴적물 표층에 유입된 오팔(biogenic silica)이 용해되

면서 Si를 공급하고, 또한 해수 중에서 Fe를 흡수하면서 형성된다(해양수산부, 1998). 그러나 원양성 적점도 분포지역은 Si의 주 공급원인 수층의 기초생산성이 규질 퇴적물 분포지역에 비해 월등히 낮기 때문에 Si의 공급 부족으로 스멕타이트의 형성이 규질 퇴적물 분포지역에 비해 용이하지 않다. 따라서 스멕타이트의 함량(점토광물의 약 19%)이 월등히 낮은 특징은 원양성 적점도가 낮은 함수율을 보이는 주요 요인으로 판단된다.

## 5.2. 규질 퇴적물

규질 퇴적물은 북위 8-12도에 분포하고 있다. 이 지역은 전반적으로 적도 고생산대의 끝부분에 위치하고 있으므로 수층으로부터 유입되는 생물기원입자의 양이 상대적으로 많다. 또한, 북위 8-9도의 수층 기초생산성(410  $\text{mgC/m}^2/\text{day}$ )과 10-12도(238  $\text{mgC/m}^2/\text{day}$ )의 생산성은 큰 차이를 보인다(Fig. 4, 5C). 그 원인은 북위 8도 부근지역은 동향의 북적도 반류(eastward north equatorial counter current)와 서향의 북적도 해류(westward north equatorial current)가 만나 발산대(divergence zone)를 형성하므로 용승류가 형성되어 영양염이 풍부한 심층수의 상승 영향으로 수층 표면에서 1차 생산자인 식물플랑크톤의 생산이 용이해짐에 따라 기초생산력이 높아지기 때문이다(지상범, 2003). 이 지역의 평균수심은 약 4,940m로 C-C지역의 탄산염보상심도 4,400-4,500m(Piper *et al.*, 1979; Chester, 1990)보다 깊기 때문에 탄산염 입자들은 용해되고 생물기원의 규질 입자들이 주로 퇴적된다(Fig. 5A, B). C-C지역의 퇴적물은 기초생산성에 비례한다는 Listizin(1972)의 연구 결과와 같이 연구지역 규질 퇴적물의 퇴적률은 북위 8-9도에서는 0.38 mm/kyr, 10-12도에서는 0.13 mm/kyr로 차이를 보인다(Fig. 5D).

한편, 수층에서 생성되는 생물기원의 규질 입자(biogenic siliceous fossils)의 대부분은 해저면에 도착되기 전에 용해되어 약 2%만이 퇴적되며(von Stackelberg, 1979), 퇴적된 후에도 해수에 의해 지속적으로 용해된다. 연구지역 퇴적물의 모래크기 조립질 입자는 생물기원 규질입자가 대부분이며(Fig. 6), 이들 규질입자 함량 변화는 퇴적물의 평균입도와 매우 높은 상관관계( $R^2=0.99$ )를 보이므로 규질입자의 함량은 평균입도 변화에 영향을 미치는 가장 큰 요인인 것으로 해석된다(Fig. 7). 따라서 연구지역은 수층의 기초생산성이 높을수록 해저면의 퇴적물 입도는 조립질인 특성을 보인다.

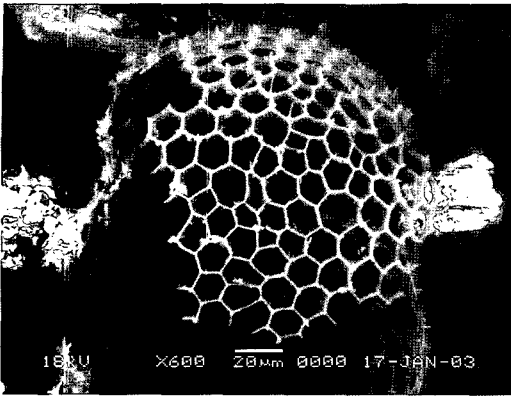


Fig. 6. Scanning electron microscope(SEM) photograph showing a coarse biogenic siliceous fossil grain of the uppermost layer.

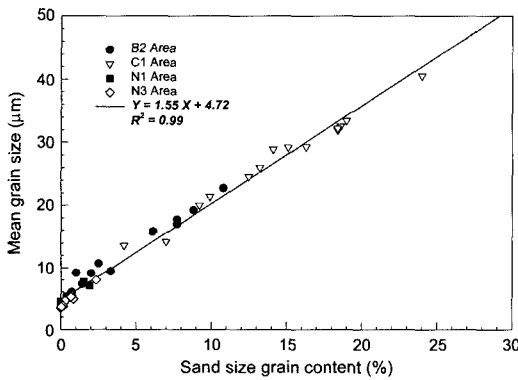


Fig. 7. A plot of mean grain size(µm) versus sand ratio(%) showing a very good correlation.

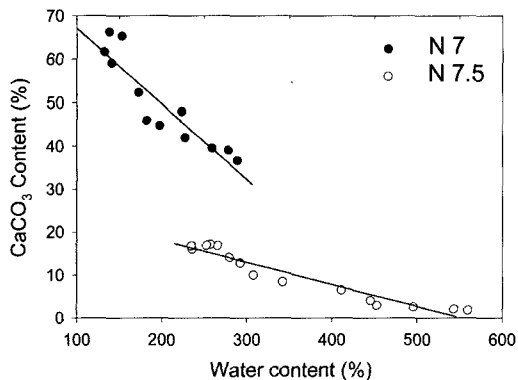


Fig. 8. The relationship between calcium carbonate (CaCO<sub>3</sub>) content and water content of biogenic transitional sediment showing a very good correlation.

참고적으로 동일한 규질 퇴적물 분포하는 서경 131.5도 선상의 북위 8-9도 지역과 10-11도 지역에서

도 수층의 생산성과 이에 따른 퇴적물이 높을수록 퇴적물의 입도가 조립화된다. 즉, 앞에서 기술한 바와 같이 북위 8-9도 지역은 10-11도 지역에 비해 높은 수층의 생산성과 퇴적률을 지니고 있으며(Fig. 5C, D), 평균입도와 모래크기 입자함량의 평균값은 북위 8-9도 지역(19.9 µm, 12.9%)이 10-11도 지역(7.7 µm, 7.7%)보다 월등히 높은 값을 보인다(지상범, 2003). 이러한 특징은 입도특성이 수층의 생산성과 퇴적물에 직접적으로 영향을 받는다는 사실을 뒷받침한다.

규질퇴적물의 함수율이 높은 이유는 다공질의 생물 기원 규질입자의 함량과 스�멕타이트의 함량이 월등히 높기 때문이다. 대표적인 팽창성 점토광물인 스�멕타이트는 광물 중량에 비하여 매우 넓은 표면적을 지니고 있으므로 층상광물 구조사이에 물 흡착력이 높아 높은 팽창성을 보이며, 결정구조 표면의 잔류 하전량이 물 분자를 유인 흡착하며, 물이 붙어 있는 층리는 느슨한 구조이나, 표면에서 탈착되지 않는 특성을 지닌다(Veiled, 1992). 따라서 비팽창 점토광물인 일라이트(illite), 녹니석(chlorite), 카올리나이트(kaolinite) 등의 점토광물에 비하여 월등히 높은 함수율을 지닌다. 또한 중부지역의 규질 퇴적물은 수층으로부터 Si의 공급이 풍부하므로 스�멕타이트 형성이 용이하다(해양수산부, 1998). 따라서 스�멕타이트의 함량이 다른 유형의 퇴적물에 비하여 월등히 높으므로(점토광물의 약 54%) 높은 함수율(282%)을 보인다.

규질 퇴적물이 분포하는 중부지역 퇴적물의 입자밀도는 탄산질 퇴적물과 원양성 적점토에 비해 매우 낮은 특징을 보이며, 전이지역에서의 입자밀도는 탄산질 퇴적물과 규질 퇴적물의 중간 값을 보인다(Table 2). 이러한 특징은 생물기원 규산(biogenic silica)인 오팔(opal)의 밀도가 2.2 g/cm<sup>3</sup>으로 남부지역 퇴적물의 탄산염 입자와 북부지역 퇴적물에 풍부한 육성기원 입자의 밀도에 비해 월등히 낮은 점으로 설명된다.

퇴적층 내에서 입자밀도의 수직적 변화는 규질 퇴적물의 경우, 하부로 가면서 점차 증가하는 경향을 보였다(Fig. 2C). 이는 퇴적깊이가 증가함에 따라 퇴적물의 연령이 오래되므로 입자의 밀도가 낮은 규질 입자들이 해저면에 퇴적된 후, 점차 해수에 용해되어 하부로 가면서 규질입자의 함량이 낮아져 퇴적물 구성 입자의 밀도는 점차 증가된 것으로 설명된다. 전밀도의 깊이에 따른 증가현상은 앞에서 함수율의 수직적 감소 요인과 입자밀도 증가 요인과 동일하다.

공극비는 퇴적 깊이에 따라 함수율, 전밀도 변화와 동일하게 하부로 가면서 점차 감소하며, 이러한 깊이

에 따른 변화의 요인은 함수율의 수직적 변화 요인과 동일하다. 또한, 퇴적물의 공극비는 압밀 또는 고화정도(consolidation)를 나타내는 지시자로서 일반적으로 공극비가 낮을수록 압밀고화된 퇴적물이다(지상범 외, 2000). 그러나 연구지역은 매우 광범위한 지역이므로, 원양성 적점토, 규질 퇴적물, 탄산질 퇴적물 등의 퇴적물의 유형에 따라 뚜렷이 다른 양상을 보인다. 즉 동일한 종류의 퇴적물이 분포한 지역에서의 공극비 비교와 한 개의 코어에서 상부와 하부사이의 공극비 차이는 압밀 또는 고화정도를 나타낼 수 있다. 그러나 여러 유형의 퇴적물이 분포하고 있는 연구지역 퇴적물 전체를 공극비로 퇴적물의 고화 정도를 평가하는 것은 부적절하다.

### 5.3. 탄산질 퇴적물

탄산질 퇴적물이 발견되는 지역은 북위 5-6도 지역이며, 이 지역은 적도 고생산대 부근에 위치하여 수층 기초생산성( $400 \text{ mgC/m}^2/\text{day}$ )이 높아(Fig. 4, 5C) 수층으로부터 다량의 생물기원 물질이 해저면으로 공급된다. 또한, 이 지역은 평균수심이 약 4,100 m로 C-C 지역의 탄산염보상심도인 4,400-4,500 m(Piper *et al.*, 1979; Chester, 1990)보다 얇기 때문에 탄산염 입자들이 용해되지 않고 지속적으로 퇴적되므로 규질 퇴적물과 원양성 적점토분포 지역에 비하여 월등히 높은 퇴적률( $1.5 \text{ mm/kyr}$ )을 보인다(Fig. 5D).

탄산질 퇴적물은 불규칙한 형태, 다공질, 그리고 조립질의 특성을 지닌 규질입자의 함량이 적은 반면에 상대적으로 세립질인 탄산질 입자로 구성되어 있고, 또한 탄산질 입자들의 스멕타이트 형성 억제 효과(Cole, 1985)에 따라 남부의 탄산질 퇴적물 분포지역은 함수율이 높은 팽창성 점토광물인 스멕타이트가 형성되지 않으므로 함수율은 더욱 낮은 것으로 판단된다.

### 5.4. 전이 퇴적물

탄산질과 규질퇴적물이 섞여 중간적 특성을 보이는 전이 퇴적물이 분포하는 연구지역은 서경 131.5도 선상에 위치한 북위 7-7.5도 지역이다. 이 지역은 적도 고생산대의 끝부분에 위치하므로 수층의 기초생산성은  $364-438 \text{ mgC/m}^2/\text{day}$ 로 높으며, 수심은 C-C 지역의 탄산염보상심도 4,400-4,500 m(Piper *et al.*, 1979; Chester, 1990)보다 깊은 수심으로 약 4,500 m에서 약 5,000 m로 급격히 깊어지는 지역이다(Fig. 5A, C). 따라서 수층으로부터 유입되는 탄산질 퇴적물이 용해되기 시작하므로 퇴적률은 북위 5-6도 지역보다 낮고

북위 9도 이상의 고위도 지역보다는 월등히 높은  $0.50-0.38 \text{ mm/kyr}$ 를 보인다(Fig. 5D). 따라서 북위 7도에서는 탄산질 입자들의 용해에 의해 탄산질 입자의 함량은 49%로 낮아지며, 수심이 더욱 깊어지는 북위 7.5도에서는 9%로 급격히 감소한다(지상범, 2003). 특징적으로 전이퇴적물의 평균입도가  $22.2 \mu\text{m}$ 로 연구지역 중 가장 조립질인 이유는 수층의 생산성과 이에 따른 퇴적물이 높을수록 퇴적물의 입도가 조립화되는 현상으로 설명된다. 전이퇴적물 분포지역은 수층의 생산성과 퇴적률이 높고 탄산염보상심도 보다 깊은 깊이에 위치하므로 조립질인 규질입자들의 함량이 높기 때문이며, 이러한 현상은 빠른 퇴적속도에 의한 규질입자의 용해 방해 현상으로 알려져 있다(von Stackelberg, 1979).

한편, 전이지역 퇴적물의 함수율 변화는 탄산질 함량과의 직접적인 상관관계를 보인다(Fig. 8). 즉 탄산질 함량이 높을수록 함수율이 낮아지는 특징적 현상을 파악할 수 있다. 이밖에 전이퇴적물에서 측정된 모든 지표특성과 지질공학특성이 탄산질 퇴적물과 규질 퇴적물의 중간적 특성을 보이는 현상을 감안할 때, 퇴적물을 구성하고 있는 주 구성입자의 종류와 성분이 이들 특성을 결정하는 가장 중요한 요소임을 시사한다.

## 6. 결 론

연구지역 퇴적물의 물리적 특성은 퇴적물의 유형에 따라 뚜렷이 달라서, 원양성 적점토가 분포하는 북부 지역, 생물기원의 규질 퇴적물이 분포하는 중부지역, 수심이 탄산염보상심도보다 얇으며, 생물기원의 탄산질 퇴적물이 분포하는 남부지역 그리고 중부와 남부사이의 전이지역으로 대별되는 특징을 보인다.

북부지역의 원양성 적점토는 가장 세립질이고 낮은 함수율과 공극률, 공극비를 보이며, 입자의 밀도와 전 밀도는 높다. 이러한 원인은 중부지역과 남부지역에 비해 적도 고생산대에서 가장 멀리 위치하여 수층의 생산성이 낮으므로 생물기원의 입자들의 유입이 적은 반면에 지리적으로 대륙과 가깝기 때문에 바람에 의해 유입되는 육성기원 입자들의 유입이 많기 때문으로 판단된다.

중부지역의 규질 퇴적물은 가장 조립질이고 가장 높은 함수율과 공극률, 공극비를 보이며 입자의 밀도와 전 밀도가 낮다. 이러한 원인은 이 지역은 적도 고생산대의 끝부분에 위치하며, 북적도 반류와 북적도 해류가 만나 용승류가 형성되는 지역으로 수층 표면에서의

기초 생산성이 주변지역에 비하여 높고 탄산염보상심도보다 수심이 깊으므로 비교적 용해가 느리고, 다공질이며, 조립질인 규질입자들이 많이 유입되었기 때문이며, 또한 팽창성 점토광물인 스멕타이트의 함량이 높기 때문이다.

남부지역 탄산질 퇴적물의 입도는 원양성 적점토보다는 조립질이지만 규질 퇴적물에 비하여 세립질이고 가장 낮은 함수율과 공극률, 공극비를 보이며, 입자의 밀도와 전밀도는 가장 높은 특징을 보인다. 이러한 원인은 북위 5-6도 지역에서는 표층해수의 생산력이 높은 적도 고생산대에 근접하여 수층으로부터 생물기원의 탄산질 입자의 유입량이 높고 수심이 탄산염보상심도보다 얕은 지역으로 탄산질 입자들이 용해되지 않고 지속적으로 퇴적되었기 때문이다.

전이지역의 생물기원 퇴적물은 남부지역 탄산질퇴적물과 중부지역 규질 퇴적물의 중간적 특성을 보인다. 그 이유는 이 지역의 수심이 탄산염보상심도보다 깊어지기 시작하므로 탄산질 입자들이 용해되고 규질입자의 함량이 증가하기 때문으로 설명된다.

퇴적층 내에서 퇴적물의 물리적 특성의 수직적 변화는 퇴적물의 유형에 관계없이 전반적으로 유사한 변화양상을 보인다. 즉 하부로 가면서 입자는 세립화되며 함수율과 공극률, 공극비는 감소한다. 이러한 특징은 생물기원 입자들이 해저면에 퇴적된 후, 점차 해수에 용해되어 하부로 가면서 세립화되고 퇴적깊이의 증가에 따른 연령을 반영한 일반적인 고화과정에 의한 함수율, 공극률, 공극비의 감소로 설명된다.

C-C지역 퇴적물의 물리적 특성영향을 미치는 요인들은 적도부근 해역의 높은 생산성에 따른 생물기원 입자의 유입, 탄산염보상심도를 고려한 수심, 수층 생산성에 비례하는 퇴적률, 대륙으로부터 바람에 의해 유입되는 육성기원 입자의 공급, 그리고 생물기원 퇴적 입자의 용해 및 자생광물의 형성과 연관된 저층해수의 화학적 특성 등으로 판단할 수 있다.

## 사 사

연구에 도움을 주신 한국해양연구원 심해연구사업단 연구원 여러분과 온누리호 승무원 여러분께 감사드립니다. 또한 세밀한 심사와 지적을 아끼시지 않은 장세원 박사님과 양우현 박사님께 감사드립니다. 이 연구는 1997년부터 2002년까지 수행된 심해저광물자원 개발사업 (해양수산부)의 지원을 받아 수행되었습니다.

## 참고문헌

- 이희준 (1991) 한국 주변해역 퇴적물의 지질공학적 성질과 퇴적작용과의 관계. 서울대학교 대학원 박사학위 논문, 291p.
- 지상범 (1994) 북적도 태평양 심해저 퇴적물과 망간단괴의 지질공학적 특성 및 음향특성. 인하대학교 석사학위논문, 85p.
- 지상범, 김기현, 문재운, 이경용, 손승규, 오재경 (2000) 북동태평양 KODOS 지역 심해저 퇴적물의 지질공학적 특성. 한국해양학회지, v. 5, p. 320-334.
- 지상범 (2003) 북동태평양 심해저 퇴적물의 지질공학적 특성 및 망간단괴 분포 특성. 인하대학교 대학원 박사학위 논문, 185p.
- 해양수산부 (1998) 심해저 광물자원 탐사 보고서(1). 해양수산부 보고서 BSPM98001- 01-1117-7, 1209p.
- 해양수산부 (2002) 심해저 광물자원 탐사 보고서(1). 해양수산부 보고서 CRPM137- 00-1503-5, 683p.
- Almagor, G. (1982) Marine geotechnical studies at continental margins (a review - Part I). Applied Ocean Research, v. 4, p. 92-98.
- Baltzer, A., Cochonat, P., and Piper, D.J.W. (1994) In situ geotechnical characterization of sediments on the Nova Scotian Slope, eastern Canadian continental margin. Marine Geology, v. 120, p. 291-308.
- Bennett, R.H. and Keeler, G.H. (1970) Mass property variability in three closely spaced deep-sea sediment cores. Journal of Sedimentary Petrology, v. 40, p. 1038-1043.
- Bennett, R.H., Lehman, L., Hulbert, M.H., Harvey, G.R., Bush, S.A., Forde, E.B., Crews, P., and Sawyer, W.B. (1985) Interrelationships of organic carbon and submarine sediment geotechnical properties. Marine Geotechnology, v. 6, p. 61-98.
- Bennett, R.H., O'Brien, N.R., and Hulbert, M.H. (1991) Determinants of clay and shale microfabric signatures: processes and mechanisms, Microstructure of Fine-Grained Sediments: From Mud to Shale. Springer-Verlag, London, p. 5-32.
- Berger, W.H., Adeleck, C.G., and Mayer, L.A. (1976) Distribution of carbonate in surface sediment of the Pacific Ocean. Journal of Geophysical Research, v. 81, p. 2617-2627.
- Booth, J.S., Winter, W.J., Poppe, L.J., Neihsel, J., and Dyer, R.S. (1989) Geotechnical, geological, and selected Radionuclid retention characteristics of the radioactive waste disposal site near the Farallon Islands. Marine Geotechnology, v. 8, p. 111-132.
- Brown, J., Colling, A., Park, D., Phillips, J., Rothery, D., and Write, J. (1989) Ocean chemistry and deep-sea sediments. G. Bearman. pergamon press, 134p.
- Chester, R. (1990) Marine geochemistry. Unwin Press, London, 698p.
- Cole, T.G. (1985) Composition, oxygen isotope geochemistry, and origin of smectite in the metalliferous sediments of the Bauer Deep, southeast Pacific. Geochimica et Cosmochimica Acta, v. 49, p. 221-235.
- Edmond, J.M., Chung, Y.C., and Sclater, J.G. (1971) Pacific bottom water: penetration east around Hawaii. Journal of Geophysical Research, v. 76, p. 8089-8097.
- Francheteau, J., Harrison, C.G.A., Sclater, J.G., and Rich-

- ards, M.L. (1979) Magnetization of Pacific seamounts: A preliminary polar cure for the northeastern Pacific. *Journal of Geophysical Research*, v. 75, p. 2035-2062.
- Grupe, B., Becker, H.J., and Oebius, H.U. (2001) Geotechnical and sedimentological investigations of deep-sea sediments from a manganese nodule field of the Peru Basin, *Deep-sea Research II*, v. 48, p. 3593-3608.
- Hagerty, R. (1974) Usefulness of spade cores for geotechnical studies and some results from the northeast Pacific. In Inderbitzen, A.L. (ed.) *Deep-Sea sediments: physical and mechanical properties*, Plenum Press, New York, p. 169-186.
- Hayes, J.D., Saito, T., Opdyke, N.D., and Bruckle, L.H. (1969) Pliocene-Pleistocene sediments of the equatorial Pacific: their paleomagnetic, biostratigraphic, and climatic record. *Geological Society of America Bulletin*, v. 80, p. 1481-1514.
- Herron, E.M. (1972) Sea-floor spreading and the Cenozoic history of the east-central Pacific. *Geological Society of America Bulletin*, v. 83, p. 1671-1692.
- Hirst, T.J. and Richird, A.F. (1975) Analysis of deep-sea nodule mining - seafloor interaction, *Off. Tech. Conf.*, No. OTC 2241, Dallas
- Horn, D.R., Horn, B.M., and Delach, M.N. (1973) Copper and Nickel content of ocean ferromanganese deposits and their relation to properties of the substrate. In Morgenstein, M. (ed.) *The Origin and distribution of manganese nodules in the Pacific and prospects for exploration*, Hawaii Inst. Geophysics, Honolulu, p. 77-83.
- Houston, W.N. and Mitchell, J.K. (1969) Property relationships in sensitive clays. *Journal of the Soil Mechanics and Foundations Division*, v. 95, p. 1037-1062.
- IFREMER (1989) Evaluation et etude des moyens necessaires a l'exploitation des nodules polymetalliques, Rapport final, TOME I, p. 1/1-5/10.
- Johnson, D.A. (1972) Ocean-floor erosion in the equatorial Pacific. *Geological Society of America Bulletin*, v. 83, p. 3121-3144.
- Kadko, D. (1985) Late Cenozoic sedimentation and metal deposition in the north Pacific. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, v. 49, p. 651-661.
- Keller, G. and Barron, J.A. (1983) Paleooceanographic implications of Miocene deep-sea hiatuses. *Geological Society of America Bulletin*, v. 94, p. 590-613.
- Keller, G.H. and Yincan, Y. (1985) Geotechnical properties of surface and near-surface deposits in the East China Sea. *Continental Shelf Research*, v. 4, p. 159-174.
- Kennett, J.P. (1982) *Marine geology*. Prentice-Hall Inc., Englewood Cliffs, N.J., 813p.
- Lee, H.J. and Clausner, J.E. (1979) Seafloor soil sampling and geotechnical parameter determination-handbook, Technical Report Civil Engineering Laboratory, Naval Construction Battalion Center, Port Hueneme, California, 121p.
- Lisitzin, A.P. (1972) Sedimentation in the world ocean. *SEPM Spec. Publ.*, 17, 218p.
- Mantyla, A.W. (1975) On the potential temperature in the abyssal Pacific Ocean. *Journal of Marine Research*, v. 33, p. 341-354.
- Miller, P.J. and Mangani, A. (1980) Organic carbon decomposition rates in sediments of the Pacific manganese nodule belt dated by Th-230 and Pa-231. *Earth Planetary Science Letter*, v. 51, p. 94-114.
- Oebius, H.U., Becker, H.J., Rolinski, S., and Jankowski, J.A. (2001) Parametrization and evaluation of marine environmental impacts produced by deep-sea manganese nodule mining. *Deep-sea research II*, v. 48, p. 3453-3467.
- Piper, D.Z., Cannon, W., and Leong, K. (1977) Composition and abundance of ferromanganese nodules at DOMES Sites A, B, and C: relationship with bathymetry and stratigraphy, In Piper, D.Z. (ed.) *Deep Ocean Environmental Study: Geology and Geochemistry of DOMES A, B, and C, Equatorial Pacific*, USGS Open-File Report 77-778, Menlo Park, 217p.
- Piper, D.Z., Cook, H.E., and Gardner, J.V. (1979) Lithic and acoustic stratigraphy of the equatorial north Pacific: DOMES sites A, B, and C. In Bischoff, J.L. and Piper, D.Z. (eds.) *Marine Geology and Oceanography of the Pacific Manganese Nodule Province*, Plenum Press, New York, p. 309-348.
- Rawson, M.D. and Ryan, W.B.F. (1978) Oceanic floor sediment and polymetallic nodules. *World oceanic floor panorama*, Lamont-Doherty Geol. Obs., Palisades (map).
- Richards, A.F. and Chaney, R.C. (1981) Present and future geotechnical research needs in deep ocean mining. *Marine Mining*, v. 2, p. 315-337.
- Scalater, J.G., Anderson, R.N., and Bell, M.L. (1971) Elevation of ridges and evolution of the central eastern Pacific: *Journal of Geophysical Research*, v. 76, p. 7888-7915.
- Shepard, F.P. (1954) Nomenclature based on san-silt-clay ratios. *Journal of Sedimentary Petrology*, v. 24, p. 151-158.
- Theyer, F. (1977) Micropaleontological dating of DOMES project box cores from test areas A and B, tropical Pacific. In Piper, D.Z. (ed.) *Deep ocean environmental study: geology and geochemistry of DOMES sites A, B, and C, equatorial north Pacific*, USGS open-file report 77-778, Menlo Park, 267p.
- THETIS (1992) The environmental impact of deep sea mining, section I. Nodules and environment. 283p.
- Tsurusaki K., Yamazaki, T., and Handa, K. (1994) Geotechnical properties of deep-sea sediments and manganese nodules in the Penrhyn Basin, South Pacific. In Usui A. (ed.) *Marine Geology, Geophysics and Manganese Nodule Deposits in the Penrhyn Basin, South Pacific*, Geological Survey of Japan Cruise Report No. 23, p. 225-240.
- van Andel, T.H., Heath, G.R., and Bennet, R.H. (1973) Geological results of Leg 163: the central equatorial Pacific, west of the East Pacific Rise. *Initial Report of Deep-Sea Drilling Project*, v. 16, p. 411-472.
- van Andel, Tj.H., and Moore Jr., T.C. (1975) Cenozoic Calcium carbonate Distribution and calcite compensation depth in the central Equatorial Pacific Ocean, *Geology*, p. 87-92.
- Veledé, B. (1992) Introduction to clay minerals, chemistry, origins, uses and environmental significance. Chap-

- man & hall , London, 198p.
- Volet, J., Pastouret, L., and Vergnaud-Granzzini, C. (1980) Dissolution and carbonate fluctuations in Pleistocene deep-sea cores: A review. *Marine Geology*, v. 34, p. 1-28.
- von Stackelberg, U. (1979) Sedimentation, Hiatus, and Development of Manganese nodules: VALDIVIA Site VA-13/2. Northern Central Pacific In Bischoff, J.L. and Piper, D.Z. (eds.) *Marine geology and oceanography of the Pacific manganese nodule province*, Plenum Press, New York, p. 529-557.
- Weber, M.E., von Stackelberg, U., Marchig, V., Wiedicke, M., and Grupe, B. (2000) Variability of surface sediments in the Peru basin: dependence on water depth, productivity, bottom water flow, and seafloor topography. *Marine Geology*, v. 163, p. 169-184.

---

2006년 10월 12일 원고접수, 2006년 12월 6일 게재승인.