

## 북동태평양 KODOS 지역 심해저 퇴적물의 지질공학적 특성

지상범\* · 김기현 · 문재운 · 이경용 · 손승규 · 오재경<sup>1</sup>  
한국해양연구소 심해저자원연구센터, <sup>1</sup>인하대학교 해양학과

### A Study on Geotechnical Properties of Deep-Sea Sediments, NE Equatorial Pacific of KODOS Area

SANG-BUM CHI\*, KI-HYUN KIM, JAI-WOON MOON, KYEONG-YONG LEE,  
SEUNG-KYU SON AND JAE-KYUNG OH<sup>1</sup>

*Deep-Sea Resources Research Center, Korea Ocean Research & Development Institute,  
Ansan P. O. Box 29, Seoul 425-600, Korea,*

*<sup>1</sup>Department of Oceanography, Inha University, Incheon 402-751, Korea*

북동 태평양의 위도별(131°30'W, 5~12°N) 각 지점에서 다중 주상시료 채취기(multiple corer)로 획득된 31개 표층 퇴적물의 지질공학적 특성을 분석하였다. 환경연구지역을 포함한 연구지역 북부(9~12°N) 퇴적물은 대부분 규질 퇴적상을 보인다. 반면 남쪽지역(5~6°N)에서는 탄산질 퇴적물이 산출되는데, 이는 수층 생산성이 높고 이 지역 탄산염 보상심도(CCD: 4,400 m)보다 수심이 얕은데 기인된 결과이다. 지질공학적 특성은 7°N을 경계로 남-북 퇴적물간 뚜렷한 차이를 보인다. 남쪽지역의 탄산질 퇴적물은 낮은 함수율, 공극율, 전단강도, 그리고 높은 입자 밀도 및 전밀도의 원인이 된다. 반면에 망간단괴가 고밀도로 분포하고 있는 북쪽지역 퇴적물은 주로 생물기원 규질 퇴적물로 구성되어 있으며, 이는 높은 함수율, 공극율, 전단강도 그리고 낮은 입자 밀도 및 전밀도의 일반적 원인이 된다. 퇴적물의 활성도(activity)는 북쪽 퇴적물에서 매우 높게 나타난다. 한편, 북쪽지역 퇴적물들은 표층에서 약 5~8 cm를 경계로 준액상(semi-liquid)인 상부층과 단단하게 굳어진 하부층으로 뚜렷이 구분되며, 깊이에 따라 급격한 지질공학적 특성 변화를 보인다. 반면 남쪽 지역에서는 이러한 깊이에 따른 지질공학적 특성 변화가 적다. 이러한 남-북 지역 퇴적물중 지질공학적 특성의 위도별, 깊이별 변화는 탄산질 퇴적물과 규질 퇴적물의 분포, 수층의 생산성 및 수심변화에 따른 용해도와 퇴적율 차이 그리고 침식 및 재퇴적작용 등 퇴적 과정이 위도별로 달랐기 때문으로 판단된다.

Deep-sea surface sediment were analyzed for their geotechnical properties, and the sediment samples were collected with a multiple-corer from 31 stations along the track line (131°30'W, 5–12°N) in the northeast equatorial Pacific. Most of the sediments from the northern part (8–12°N) showed typical properties of siliceous sediments, whereas the southern part (5–6°N) showed calcareous characteristics due to high biogenic carbonate productivity in the surface waters, where its water depth was shallower than the carbonate compensation depth (CCD: 4,400 m). Geotechnical properties changed sharply at the boundary of 7°N. Calcareous sediments from the southern part had low water contents, low porosity, low shear strength, high bulk density and high specific grain density, whereas siliceous sediments from the northern part attained high water content, high porosity, high shear strength, low bulk density and low specific grain density. Higher sediment activities were observed in the northern sediment samples than the southern sediment samples. The core samples of the northern sediments were divided into a semi-liquid upper layer and a consolidated lower layer with a boundary at 5–8 cm. These sediment samples showed a rapid increasing pattern along the downcore in original shear strength when an opposite trend was observed in the southern samples. The results showed that sediment variabilities in geotechnical properties between the northern and southern parts such as productivities of surface water, grain solubility due to water depth variation, sedimentation rate, erosion and redistribution of sediment, and combined sedimentary processes were distinctly different along the latitude.

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

## 서론

해양 퇴적물의 지질 공학적 연구는 일반적으로 사면안정도 또는 해저면 위의 인공적 구조물 설치에 주로 이용되었다(Lambert *et al.*, 1981; Hampton *et al.*, 1978; Lee and Edwards, 1986; Morin and Pereira 1987; Baraza *et al.*, 1990, 1992). 퇴적학적으로는 복잡한 해양환경에서의 퇴적과정을 이해하기 위하여 연구되었으며(Lee *et al.*, 1987; Holler 1989), 보다 정확한 해석을 위해 퇴적물 조성과 물리적 특성에 관해서도 연구되어 왔다(Baraza and Ercilla, 1994; Bennett *et al.*, 1999). 또한 심해저에서는 망간단괴의 부존과 연관된 심해저 퇴적과정을 이해하는데 적용되었으며(Craig, 1979), 망간단괴 채광기술을 위한 기초자료를 획득하기 위하여 주로 연구되었다(Fuller, 1975). 심해저 퇴적물에 대한 지질공학적 특성 연구는 상업생산시 해저면 위에서 단괴를 대량으로 채취하게 될 채광장비의 설계 및 운영에 필수요건으로 중요하다(Hirst and Richard, 1975; Tsurusaki and Hirota, 1977; Richard and Chaney, 1981; Tsurusaki *et al.*, 1994). 한편 퇴적물 입자의 크기, 종류, 모양(shape), 조성(composition), 이동 방법(transport mechanism) 그리고 수심과 해류특성을 포함한 환경 조건 등 각각의 요소들(factors)은 고유의 복잡한 퇴적과정을 이루고 있다. 이러한 요소들은 퇴적물의 지질공학적 특성을 결정하고(Houston and Mitchell, 1969; Keller and Yincan, 1985; Booth *et al.*, 1989), 채광에 따른 퇴적물의 인위적 교란에 의한 환경 변화 예측에 중요하다(Simson, 1977; Feung *et al.*, 1997).

연구지역이 속해 있는 클라리온-클리퍼튼 균열대의 심해저면의 환경은 낮은 온도, 높은 압력, 어두움, 저서생물의 서식, 그리고 매우 낮은 퇴적물의 특징을 가지고 있다(Feung *et al.*, 1997). 망간단괴가 고밀도로 분포하고 있는 심해저의 일부지역은 머지않아 상업생산을 위한 채광에 의해 평형상태가 교란될 것이다(Thiel and Schrieve, 1993). 따라서 심해저 망간단괴 개발을 위하여 표층 퇴적물의 지질공학적 특성 및 환경충격에 따른 평가는 채광작업이 시작되기 전에 이루어야 한다. 연구 대상인 표층 퇴적물은 시료 채취기가 채취할 수 있는 해수와 퇴적물 표면의 접촉면으로부터 하부 60 cm 깊이 미만의 깊이로 이들 퇴적물의 지질공학적, 퇴적환경학적 관점의 분석을 통한 연구의 목적은 북동태평양 심해저 퇴적물의 지역적 분포 특성과 수직적 변화를 파악하고, 지질공학적 특성에 영향을 미치는 주요 요인들에 관하여 토의하고자 함에 있다.

## 지역 개관

연구지역은 북동태평양 클라리온-클리퍼튼 균열대(Clarion-Clipperton fracture zone) 남서부에 위치한 일부지역으로서 향후 망간단괴 채광에 따른 환경오염의 피해를 방지하기 위하여 설정한 환경충격구역과 환경보존구역을 포함하는 환경연구지역( $9^{\circ}50' \sim 10^{\circ}30'N$ ,  $131^{\circ}10' \sim 131^{\circ}50'W$ )과 향후 채광시 주변해역의 인위적 환경 변화량 차이를 규명하고자 설정한 서경  $131^{\circ}30'$  상의  $12^{\circ} \sim 5^{\circ}N$  사이의 지역이다(Fig. 1).

클라리온-클리퍼튼 균열대의 전체적인 특징은 북북서-남남동 방향의 해저구릉이 약 7~10 km에 걸쳐 반복적으로 나타나며, 폭

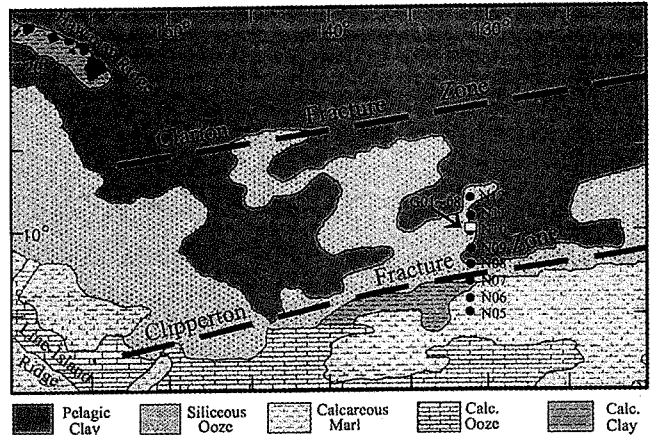
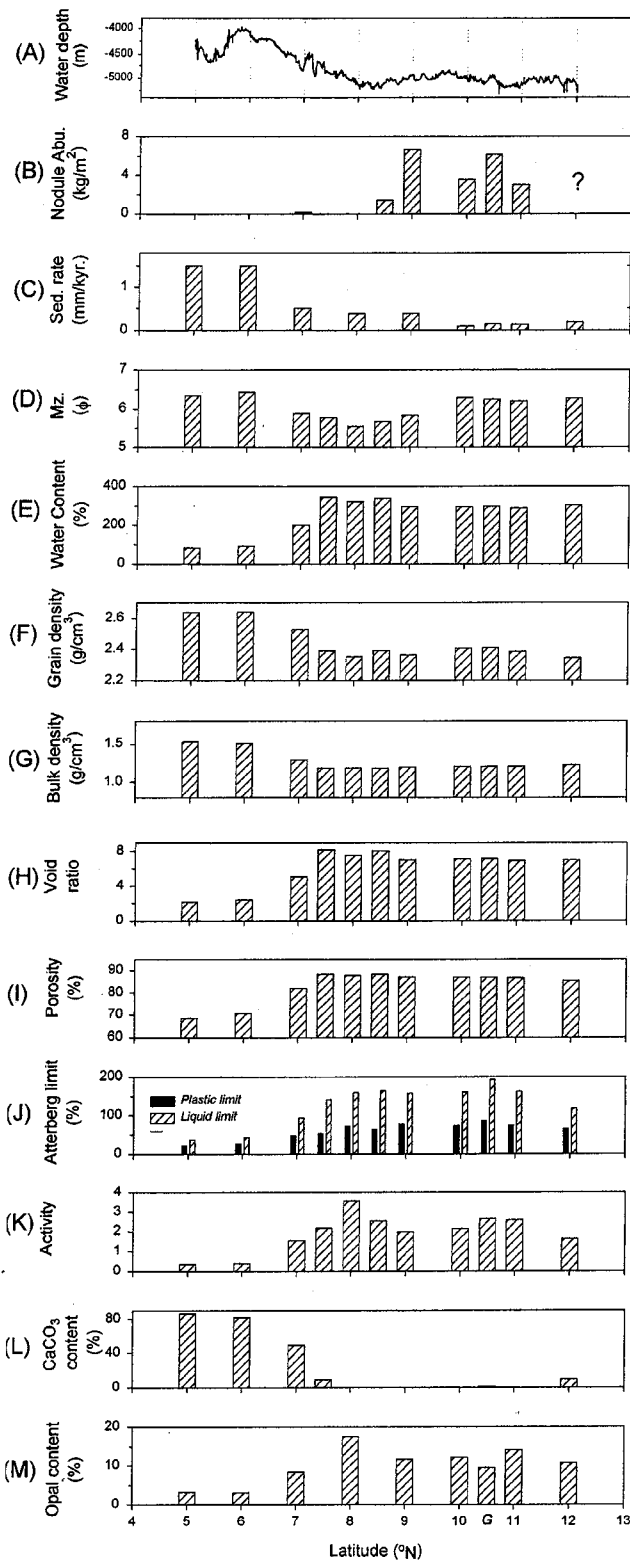


Fig. 1. Distribution of sea floor sediments in the northern part of the equatorial Pacific Ocean (after Rawson and Ryan, 1978) and core locations.

은 약 500 m 정도이고 약 150~300 m 정도의 높이를 보이는 것으로 알려져 있다(Van Andel *et al.*, 1975; Craig, 1979).  $12^{\circ}N$ 에서 5도까지의 남북으로 조사한 축선의 지형은 수많은 소규모의 지형변화(30~300 m)가 있지만 전체적으로 수심은  $12^{\circ}N$ (수심, 4,957 m)에서 남쪽(적도)방향으로 내려가면서 점차 감소하여  $8^{\circ}30'N$ 에서는 수심 4,370 m로 알아진다.  $8^{\circ}30'N$ 를 지난 이후 수심은 급속히 증가하여  $8^{\circ}N$ 에서는 수심 5,007 m로 깊은 수심을 보이며, 다시 적도 방향으로 내려가면서 지속적으로 수심은 점차 감소하여  $5^{\circ}N$ 에서는 수심 3,955 m로 해저지형은 높아진다(Fig. 2A).  $7^{\circ}10' \sim 6^{\circ}50'N$  사이에 나타나는 급격한 수심변화는 클라리온 균열대의 영향으로 판단된다.  $8^{\circ}N$ 에서 남쪽으로 내려오면서 수심이 알아지는 양상은 적도부근 해역이 수심이 4,200 m 이하로 얕은 지역으로 이 지역의 탄산염보상심도(CCD)인 4,400 m(Piper *et al.*, 1979)보다 얕은 지역이며, 또한 수층의 생산성이 높으므로 퇴적되는 입자들의 퇴적 속도가 비교적 높으며(Kennett, 1982), 따라서 수층에서 공급되는 탄산염 입자들이 용해되지 않고 지속적으로 퇴적되기 때문이다(지 외, 1999).

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



**Fig. 2.** The variations of water depth, nodule abundance, and average value of sediment properties along the sampling track line (131°30'W, 12°-5'N). (A) water depth, (B) Mn-nodule abundance, (C) sedimentation rate (based on MOMAF, 1998), (D) mean grain size, (E) water content, (F) grain density, (G) bulk density, (H) void ratio (I) porosity, (J) liquid limit and plastic limit, (K) Activity, (L) calcium carbonate content, and (M) opal content.

clay), 적 점토(red clay)대로 변화한다(Horn *et al.*, 1973). 연구지역 남쪽에는 마이오세 시기의, 북쪽에는 올리고세의 규질연니 및 규질 점토가 분포되어 있으며, 이들은 대부분 적도 고생산대의 생물기원이다(Ryan and Heezen, 1976).

한편, 클라리온-클리퍼톤 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; Voleit *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 의하면(Keller and Barron, 1983) 과거 지질시대를 통하여 저층해류가 간헐적으로 활발히 작용하였음을 시사한다. 특히 마이오세-플라이오세 시기에는 저층해류의 영향으로 퇴적물의 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 *et al.*, 1975; Piper *et al.*, 1977).

클라리온-클리퍼톤 근열대 표층 퇴적물의 대부분은 매우 높은 함수율, 낮은 투수율, 높은 전단응력을 갖는 소성이 높은 생물기원의 무기질 실트로 구성된 규질 원양성 점토(siliceous pelagic clay)로, 소성이 높은 유 무기질 점토로 분류되지만(Richards and Chnaey, 1981), 생물(biogenic), 자생(authigenic) 그리고 육성(terrigenous)기원 퇴적물이 혼재되어 있다. 퇴적물 입도조성은 실트와 점토가 우세하고(70~90%) 모래와 실트크기의 입자는 대부분 방산층이나 구조류 잔해 및 자생광물로 이루어져 있으며, 미고생물과 방산층 연구자료에 의하면, 퇴적물은 약 0.2 mm/천년으로 매우 낮다(정 등, 1990; 이 등 1992).

## 시료채취 및 연구방법

시료의 채취는 한국해양연구소 소속 종합해양 조사선인 온누리호를 이용하였다. 지질공학특성 파악을 위한 퇴적물 코어 시료는 교란되지 않은 시료의 획득이 가장 중요한 작업이므로(Hargerty, 1974; Almager, 1982; Baltzer *et al.*, 1994) 다중 주상시료 채취기(multiple corer, 규격: 직경 0.95 cm, 길이 60 cm, 8개)를 이용하여 총 31개의 정점에서 표층 퇴적물 시료를 채취하였다(Table 1). 이는 원치 와이어에 연결하여 사용하는 채취기(wire-bound sampler)로서 주로 심해(수심 2,000 m 이상) 퇴적물의 지질학적, 생물학적 목적의 시료채취를 위해 고안되었다. 다른 장비들에 비하여 채취시 기계적인 퇴적물 교란작용이 극소화되어 양질의 퇴적물을 채취한다고 보고되어 있으며(Barnett *et al.*, 1984; Carig, 1979), 비교적 많은 8개의 시추시료를 동시에 채취하는 장점을 지니고 있다(지 외, 1999). 또한 채취기에는 해저면의 망간단과 부존상태와 그 하부 퇴적물과의 상관관계를 파악하기 위하여 단발형 심해저 카메라를 부착하여 시료채취 전에 높이 1 m 위에서 해저면 사진을 촬영하였다.

퇴적물의 교란에 가장 민감한 전단강도(shear strength)는 전동

**Table 1.** Summary of core location, water depth, core length, nodule abundance, and sediment characteristics.

Station Number	Sampling Location		Water Depth (meter)	Core Length (cm)	Nodule Abundance (kg/m <sup>2</sup> )	Remarks
	°N	°W				
98-N12	12°00'	13°129'	4,957	18	-	Unit I, carbonate
98-N11	10°59'	13°132'	5,150	28	1.8	Unit I, Unit II
98-N10	09°59'	13°130'	4,968	34	0.6	Unit I, Unit II
98-N09	08°58'	13°132'	4,828	30	2.8	Unit I, Unit II
98-N08	08°01'	13°131'	5,022	46	-	Unit I, Unit II
98-N07	07°10'	13°142'	4,561	24	0	Unit I, Unit II, Unit III
98-N06	06°02'	13°130'	4,084	30	0	calcareous sediment
98-N05	05°00'	13°129'	4,200	28	0	calcareous sediment
98-G01	10°05'	13°147'	4,981	10	-	Unit III
98-G02	10°16'	13°048'	4,915	20	-	Unit I, Unit II
98-G03	10°25'	13°140'	4,871	10	5.3	Unit I
98-G04	10°15'	13°140'	4,988	16	1.0	Unit I, carbonate
98-G06	10°15'	13°129'	4,988	26	-	Unit I, Unit II
98-G07	10°14'	13°122'	4,779	12	2.9	Unit I, Unit II
98-G08	10°24'	13°123'	4,981	40	10.1	Unit I, Unit II
99-N11	10°59'	13°130'	5,089	12	4.2	Unit I, Unit III
99-N10	09°59'	13°130'	5,008	20	6.5	Unit I, Unit III
99-N09	09°01'	13°129'	4,900	30	10.5	Unit I, Unit II
99-N08.5	08°30'	13°128'	4,371	26	1.4	Unit I, Unit II
99-N08	07°58'	13°128'	5,007	36	0.0	Unit I, Unit II
99-N07.5	07°31'	13°128'	4,965	30	0.0	Unit I, Unit II
99-N07	06°59'	13°128'	4,697	22	0.3	Unit I, Unit II
99-N06	05°59'	13°130'	4,212	38	0.0	calcareous sediment
99-N05	05°00'	13°131'	3,955	36	0.0	calcareous sediment
99-G01	10°18'	13°131'	4,870	8	16.1	Unit I, Unit III
99-G02	10°19'	13°130'	5,110	26	11.0	Unit I, Unit III
99-G03	10°20'	13°129'	4,996	18	2.4	Unit I, Unit III
99-G04	10°21'	13°129'	4,998	10	4.8	Unit I, Unit III
99-G05	10°22'	13°128'	5,035	<10	3.9	Unit I, Unit III
99-G06	10°24'	13°127'	5,024	16	0.9	Unit I, Unit III
99-G07	10°17'	13°132'	4,828	12	7.7	Unit I, Unit III
99-G08	10°26'	13°126'	5,033	12	9.6	Unit I, carbonate

베인 시스템(motorized vane system)을 이용하여 시료가 선상에 올라오는 즉시 동일 시추시료 내에서 수직으로 내려가면서 1~2 cm 간격으로 측정하였다. 전동베인은 독일 Haake사에서 제작된 기본 장치 RV 30(base unit), 측정기 M5(measuring system)를 이용하였다. 베인의 규격은 직경 1.0 cm, 높이 0.88 cm로 제작하여 사용하였다. 최대 측정 토크는 4.9 Nm로 측정에 이용한 베인 날에 의한 계산에 따르면 변환기의 최대 측정한계는 25.71 kPa, 최소 측정 한계는 0.01 kPa이며, 30°/min(0.0167 rad/sec)의 회전속도로 측정하였다. 전동베인 측정시 획득 자료로부터 최대 토크를 교란되지 않은 전단강도의 최대값(maximum shear strength)으로 하고 조직이 파괴된 후 토크 값의 변화가 없이 거의 일정한 11~12분 사이의 평균값을 잔류 전단강도(residual shear strength)로 측정하였다(과학기술처, 1998, 지 외, 1999). 측정 후 실험실 분석을 위해 밀봉 비닐봉지에 깊이 1~2 cm 간격으로 부시료(sub-sample)를 채취하였다.

입도분석은 약 10 g의 퇴적물을 3~4 일간 증류수로 반복 세척

하여 염분을 제거한 후 0.5% 과산화수소수로 유기물을 제거하고 탄소는 제거하지 않은 상태에서 균일하게 분산시킨 후 자동입도 분석기(Master Sizer)를 이용하여 분석하였다(해양수산부 1998).

함수율(% dry weight)은 약 30 g의 젖은 시료를 110°C로 24시간 동안 건조기(oven)에서 완전 건조시켜 건조통(desiccator)에서 실온으로 24시간 보관한 후, 무게를 0.0001 g까지 평량하여 계산(% water content=100×(wet wt.-dry wt.)/dry wt.)하였다. 퇴적물의 전밀도와 공극율을 정확히 계산하기 위하여 미국 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), 공극율(porosity), 공극비(void ratio)를 분석하였다.

액성 및 소성한계(consistency limits, Atterberg limits)는 액성측정기(Grooving Tool)를 이용하여 잘 혼합한 시료를 넣은 접시를 1 cm의 높이에서 1초에 2회의 비율로 25회 떨어뜨렸을 때 들로 나

닌 부분의 시료가 흙의 양측으로부터 유출하여 약 1.5 cm의 길이에 걸쳐 합류했을 때의 함수율을 측정하여 액성한계(liquid limit,  $W_L$ )로 하였다(ASTM, 1980). 소성한계(plastic limit,  $W_P$ )는 직경 3 mm의 퇴적물 막대를 유리판 위에 놓고 손으로 굴러 끊어질 때의 함수율을 측정하여 결정하였다. 측정된 값으로부터 소성지수(plasticity index,  $I_p=W_L-W_P$ )와 활성도(activity,  $A=I_p/\text{clay content}$ )를 구하였다

이밖에 연구에 이용된 퇴적물의 물리적 특성에 관한 측정 방법들은 이(1991), 지(1994), Lee and Clausner(1979), 그리고 해양수산부(1998)에 상세히 기술되어 있다. 또한 이들 세립질 연성 퇴적물에 대한 분석의 정밀도는 Bennett *et al.*(1970, 1985, 1991)에서 증명된다.

탄소함량과 유기탄소함량은 원소분석기(CE instrument, EA1110)를 이용하여 측정하였다. 유기탄소함량을 측정하기 위한 시료는 선상에서 급속 냉동하여 시료를 운반하였다. 대부분의 탄산염은 일반적으로 칼슘과 결합하여 탄산칼슘(calcium carbonate)으로 되어 있기 때문에 탄소량은 %-CaCO<sub>3</sub>로 표시하였다(Holler, 1989). 오팔(opaline silica, biogenic silica, or opal)내의 실리카 농도는 2M Na<sub>2</sub>CO<sub>3</sub> alkaline solution을 사용하여 퇴적물내에서 비결정질의 생물기원 실리카를 추출한 후 molybdate-blue spectrophotometric 방법을 이용하여 분석하였다(Grasshoff *et al.*, 1983; Mortlock and Froelich, 1989).

또한, 각 정점에서 퇴적물 시료채취시 획득된 2장의 해저면 사진으로부터 망간단괴의 부존밀도를 계산하였다. 현상·인화된 사진으로부터 단괴와 퇴적물의 대비를 높이기 위하여 수동으로 사진 상에 망간간괴를 강조하여 이미지를 재획득하였다. 획득된 칼라 이미지는 다시 8-bit gray 이미지로 전환하여 이로부터 적절한 문턱값을 추출하여 이치화 영상으로 변환시켰다. 이치화영상에서 얻어지는 검은색 이미지를 단괴로 인식하고 단괴의 점유면적과 점유율을 계산하였다. 망간단괴 점유 면적율에 의한 부존밀도 보정 방법 중 1의 B그룹(박찬영 외, 1996)을 이용하여 부존밀도를 계산하였다.

## 결 과

### 해저면 관찰

남쪽지역에 위치한 5~8°N 사이의 정점들(99-N05, N06, N07, N07.5, N08)에서는 망간단괴가 거의 관찰되지 않고 단괴는 8°30'N에 위치한 정점 99-N08.5부터 나타나기 시작하여 정점 99-N09에서 99-N11까지 평균 7.1 kg/m<sup>2</sup>으로 비교적 망간단괴 분포량은 높다(Fig. 2-B, 3, Table 1). 또한 환경연구지역 내의 정점들(99-G01~99-G08)에서도 평균 7.1 kg/m<sup>2</sup>으로 단괴 분포량이 높다. 8°N 이하의 남쪽 지역에서 망간단괴가 산출되지 않는 원인은 적도 고생산대 부근에 위치하므로 수층으로부터 다량의 부유생물 잔해와 유기물이 해저면으로 공급되어 과도한 속성작용으로 망간산화물이 형성되기 어렵기 때문이다.

특징적으로 단괴가 분포하지 않고 규질퇴적물이 분포하는 7.5~8.5°N 사이의 정점 99-N07, 07.5, N08에서는 직경 10 cm 무게 2 kg의 구형 지시추(index weight)가 표층 퇴적물 내로 완전히 삽입되어 보이지 않는다(Fig. 3). 채취기의 해저면 착지 속도가 30

m/s임을 감안할 때, 이 지역들의 표층 퇴적물은 매우 높은 함수율과 공극을 그리고 매우 낮은 전단강도를 지닌 반액상층(semi-liquid layer)이 10 cm 이상의 깊이까지 존재하는 것으로 관찰되었다. 반면에 단괴는 없지만 탄산질 퇴적물이 분포한 5~6°N 사이의 정점 99-N05와 99-N06 그리고 단괴가 분포한 북쪽의 모든 정점에서는 사진에 지시추가 지표면 위에 노출되어 표층 퇴적물은 비교적 단단히 고화되어 있거나 또는 반액상층이 10 cm 미만인 것으로 관찰되었다. 이들 지역에서 관찰되는 망간단괴의 크기는 직경 1 cm에서 10 cm 이상의 큰 단괴까지 다양하게 관찰되며, 단괴의 유형은 불규칙한 형태(irregular type)와 등갈고 납작한 편원 형태(discoidal type)가 주를 이루고 있다. 또한 대부분 단괴의 표면조직은 속성기원으로 알려져 있는 거친 형태(rough type)로 관찰되었다.

### 퇴적물의 조직적 특성

Shepard(1954)의 분류에 따르면 입도 분포는 전체 평균 모래크기입자(sand) 10.0%, 실트크기입자(silt) 51.9%, 점토크기입자(clay) 38.2%로 구성되어 있으며, 평균입도는 6.1  $\phi$ (16.3  $\mu\text{m}$ )이다. 지역별로 구분하여 보면, 5~6°N 지역 퇴적물은 모래 9.6%, 실트 44.0%, 점토 46.4%로 구성되어 평균입도는 6.4  $\phi$ (13.3  $\mu\text{m}$ )이며, 7.5~8.5°N 지역은 모래 10.4%, 실트 53.1%, 점토 36.5%로 구성되어 평균입도는 5.7  $\phi$ (13.3  $\mu\text{m}$ )로 측정되어 가장 조립질이다. 또한 환경연구지역 정점들(G1~G8)을 포함한 10~12°N지역의 평균값은 모래 9.0%, 실트 53.9%, 점토 37.2%이며, 평균입도는 6.3  $\phi$ (14.5  $\mu\text{m}$ )이다(Fig. 2-D, Table 2). 따라서 7.5~8.5°N 지역을 제외한 북쪽지역(10~12°N)과 남쪽지역(5~6°N)의 퇴적물 입도 특성차이는 매우 적다. 모래, 실트, 점토 크기입자의 삼각분포도(Fig. 4)를 보면 대부분의 북쪽 지역 퇴적물은 깊이에 관계없이 거의 대부분 점토질 실트(clayey silt)에 해당된다. 단지 5~6°N의 탄산질 퇴적물은 실트질 점토(silty clay) 영역에 속하는 것이 많으며, 환경연구지역의 일부 퇴적물은 모래-실트-점토(sand-silt-clay)에 속한다. Fork(1968)의 분류에 따르면 이들 거의 모든 퇴적물은 실트와 점토가 섞여 있는 진흙(mud)에 해당된다. 퇴적물의 평균입도는 대부분 깊어짐에 따라 세립화하는 경향을 보인다(Fig. 5-A). 따라서 조립질 입자(모래크기)의 함량은 하부로 가면서 감소하나 세립질 입자(점토크기)의 함량은 증가하는 경향을 보인다. 이는 해저면에 퇴적된 후 남극저층수에 따른 규질 각으로 이루어진 조립질 입자의 용해에 의한 것으로 알려져 있다(von Stakelberg, 1979).

### 지표 특성(index properties)

**함수율:** 심해저의 세립질 표층 퇴적물에서는 입자 표면의 물리화학적 특성, 입자의 형태 등이 함수율을 조절하는 중요한 요인이다. 연구지역에서 채취한 퇴적물은 전체 평균 263%의 비교적 높은 함수율을 갖고 있다. 탄산질 퇴적물인 5~6°N의 퇴적물은 평균 87.7%의 극히 낮은 함수율은 보인다. 반면에 7.5~8.5°N 지역은 평균 353%로 가장 높은 함수율을 보이며, 환경연구지역을 포함한 10~12°N 사이의 평균값은 296%의 높은 함수율을 보인다(Fig. 2-E, Table 2). 따라서 5~6°N의 탄산질 퇴적물 함수율은 매우 낮아 7°30'N 이상의 규질 퇴적물의 평균 함수율(312%)의 약 28%에 해당된다. 따라서 퇴적물의 함수율은 퇴적물의 종류에 따라 탄산질 퇴적물은 낮고 규질 퇴적물은 높은 큰 차이를 보인다.

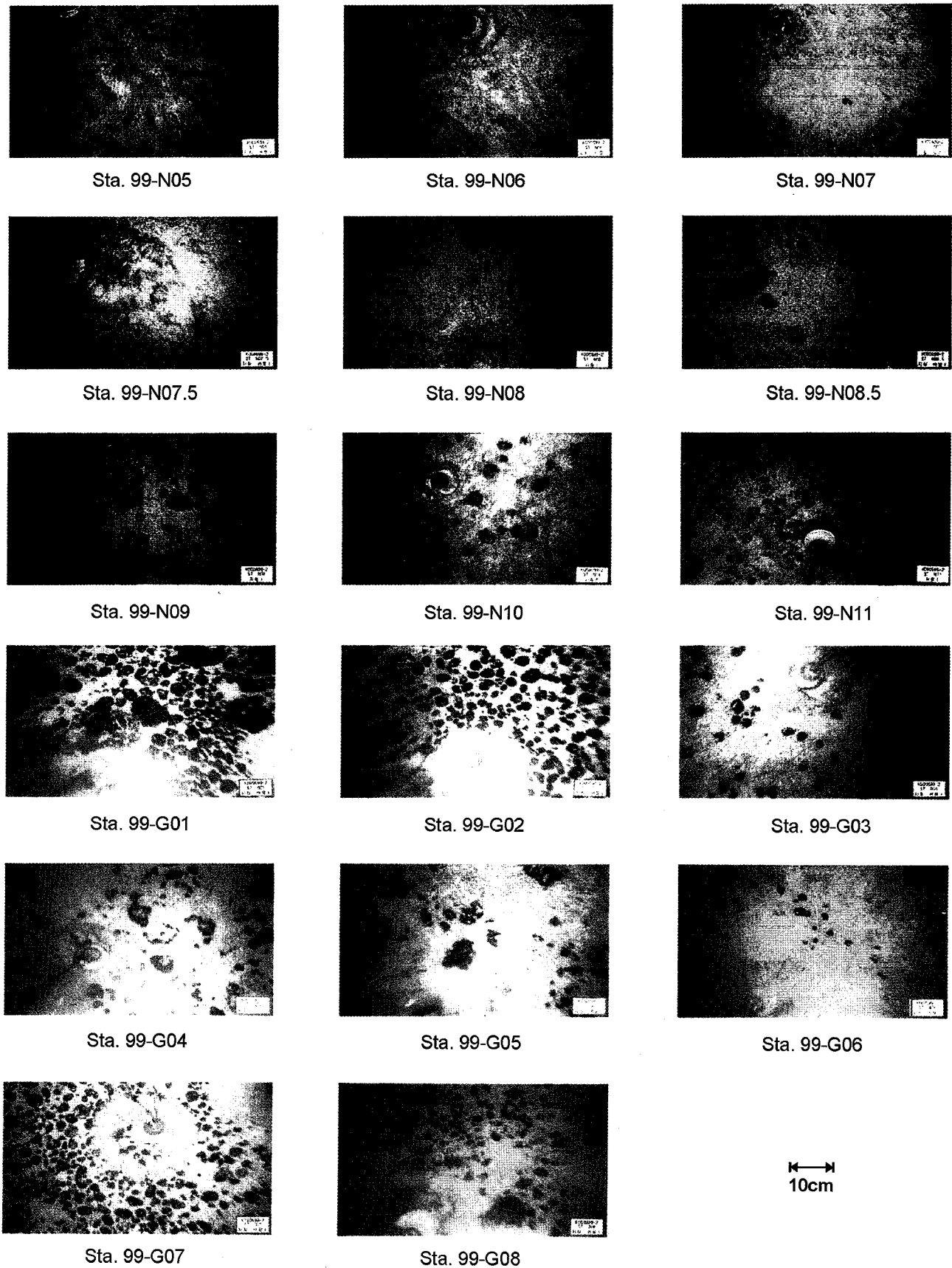
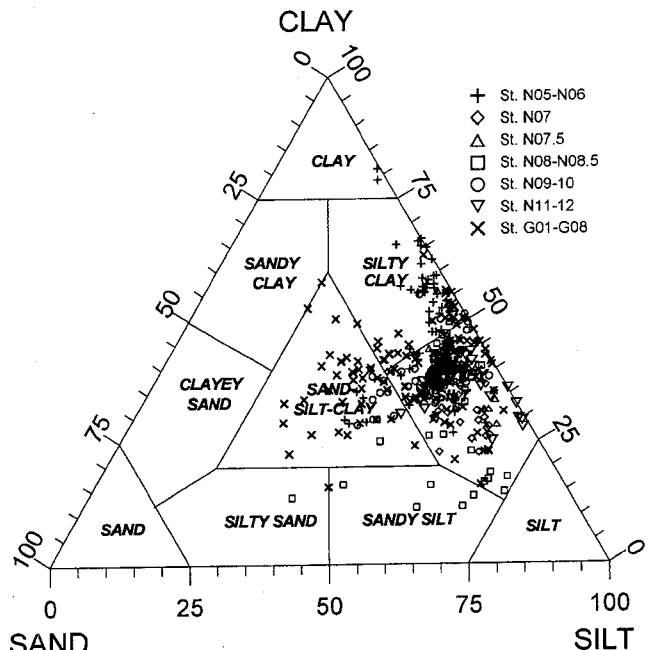


Fig. 3. Seabed photographs using a single cut deep-sea camera obtained from 1 meter above the bottom before the corer takes a sample, showing nodules and sediments on the sea floor. Note the diameter of trigger weight is 10 cm and weight is 2 kg.

**Table 2.** Summary average values of water depth, nodule abundance, sedimentation rate (based on MOMAF 1998), mass physical, geo-technical, and geochemical properties.

Station number		N05	N06	N07	N07.5	N08	N08.5	N09	N10	N11	N12	G01-08
Water Depth	(m)	4078	4148	4629	4965	5015	4371	4864	4988	5120	4957	4954
Nodule abundance	kg/m <sup>2</sup>	0.0	0.0	0.2	0.0	0.0	1.4	6.7	3.6	3.0	-	6.2
Sedimentation rate	mm/kyr	1.5	1.5	0.5	-	0.38	-	0.38	0.1	0.14	0.19	0.15
Sand percentage	(%)	11.1	8.1	9.8	7.1	14.5	9.7	14.8	8.8	6.5	12.4	8.3
Silt percentage	(%)	42.5	45.5	59.1	53.6	56.8	48.7	46.6	50.2	56.3	55.0	53.9
Clay percentage	(%)	46.4	46.4	31.1	39.3	28.7	41.6	38.5	41.0	37.2	32.6	37.8
Mean grain size	(phi)	6.34	6.43	5.88	5.77	5.55	5.67	5.84	6.29	6.19	6.27	6.25
	( $\mu$ m)	14.4	12.2	17.8	18.5	21.8	20.0	17.8	14.2	14.8	14.1	14.7
Water content	(%)	83.3	92.0	199.3	345.4	321.5	339.0	296.8	294.7	287.7	304.1	298.2
Grain density	(g/cm <sup>3</sup> )	2.64	2.65	2.53	2.39	2.35	2.39	2.36	2.41	2.38	2.34	2.41
Bulk density	(g/cm <sup>3</sup> )	1.54	1.51	1.30	1.19	1.19	1.19	1.20	1.21	1.21	1.23	1.21
Void ratio		2.20	2.43	5.04	8.24	7.57	8.09	7.01	7.09	6.88	7.00	7.17
Porosity	(%)	68.6	70.5	82.0	88.4	87.9	88.4	87.2	87.1	86.8	85.6	87.1
Maximum shear strength	(kPa)	3.26	3.60	4.19	3.13	3.38	4.58	4.25	4.55	4.22	3.97	8.17
Residual shear strength	(kPa)	0.59	0.70	1.30	0.91	1.13	1.26	1.26	1.18	1.05	0.95	2.01
Sensitivity		10.80	7.32	4.63	4.26	4.06	4.98	4.06	4.34	4.61	3.46	4.98
Plastic limit	(%)	21.4	26.0	46.6	52.9	71.7	63.4	77.2	73.0	74.9	63.8	86.1
Liquid limit	(%)	37.0	43.3	94.2	141.3	159.4	164.3	157.2	161.3	162.2	117.0	192.6
Plasticity index		15.6	17.3	47.6	88.4	87.8	100.9	79.9	88.3	87.3	53.2	106.5
Liquidity index		4.25	3.84	2.57	2.77	2.53	2.09	2.69	3.39	2.15	4.80	2.10
Activity		0.38	0.40	1.53	2.15	3.55	2.53	1.98	2.13	2.58	1.62	2.66
CaCO <sub>3</sub> content	(%)	86.4	81.7	49.2	9.0	0.2	0.3	0.3	0.2	0.2	9.4	1.8
Opal content	(%)	3.2	3.1	8.5	-	17.6	-	11.7	12.3	14.1	10.7	9.5



**Fig. 4.** A ternary diagram based on sand-silt-clay ratios of sediment samples.

수직적으로는 5~6°N를 제외하면 모든 지역에서 함수율은 하부로 가면서 감소하는 경향이 뚜렷하다. 즉, 함수율 변화는 표층에서 5~8 cm까지의 상부층은 하부로 가면서 급격히 감소하며, 이하 깊이의 하부층에서는 비교적 일정한 경향을 보인다(Fig. 5-B). 평균 입도가 세립질 일수록 함수율은 증가하는 현상을 보이는 것이 일반적으로 퇴적물의 특성이지만 조사지역에서는 상관관계는 불분명

하다(Fig. 6-A). 이는 조립질 입자의 대부분이 생물기원의 미세화석 입자들로 각 입자의 형태가 매우 불규칙하고 입자 내부에 큰 공극을 포함하고 있기 때문으로 판단된다.

**입자밀도 및 전밀도 특성:** 연구지역에서 채취한 퇴적물의 입자의 밀도 분석결과 전체 평균 2.44 g/cm<sup>3</sup>로 일반적인 육성기원 퇴적물 입자의 밀도 2.65 g/cm<sup>3</sup>에 비하여 조금 낮은 밀도를 갖고 있다. 5~6°N 퇴적물은 평균 2.64 g/cm<sup>3</sup> 비교적 높은 입자의 밀도를 보인다. 반면에 7.5~8.5°N 지역은 평균 2.38 g/cm<sup>3</sup>이며, 환경연구 지역을 포함한 10~12°N 지역은 평균 2.39 g/cm<sup>3</sup>의 낮은 값을 보인다(Fig. 2-F, Table 2). 따라서 퇴적물 입자의 밀도는 구성입자의 종류에 따라 큰 차이를 보인다. 즉 탄산염 입자의 함량이 높을수록 밀도는 증가하고 규질입자의 함량이 높을수록 입자의 밀도는 낮아진다. 또한 북쪽 지역 퇴적물 내에 분포하고 있는 미세망간단괴는 금속함량이 높으므로 망간단괴의 건조 밀도가 3.36 g/cm<sup>3</sup>(지, 1994)임을 감안할 때 퇴적물의 입자의 밀도를 조절하는 중요한 요인이다. 입자밀도의 깊이에 따른 수직적 변화 양상은 불분명하다(Fig. 5-C).

전밀도는 함수율과 퇴적입자 비중의 함수로 해수로 충전되어 있는 퇴적물의 밀도를 의미한다. 연구지역 전체 평균 1.26 g/cm<sup>3</sup>의 비교적 낮은 전밀도를 보인다. 5~6°N 지역 퇴적물은 평균 1.52 g/cm<sup>3</sup>로 비교적 높은 전밀도를 보인다. 반면에 7.5~8.5°N 지역은 평균 1.19 g/cm<sup>3</sup>로 가장 낮은 값을 보이며, 10~12°N 지역은 평균 1.21 g/cm<sup>3</sup>의 낮은 값을 보인다(Fig. 2-G, Table 2). 고위도 지역 퇴적물의 전밀도는 해수의 평균 밀도 1.024 g/cm<sup>3</sup>보다 조금 높은 값으로 이는 퇴적물의 함수율이 매우 높기 때문이다. 북태평양의 전반적인 퇴적물과 비교하였을 때 환경연구지역 퇴적물의 전밀도는 적점도보다는 낮고, 규질연니와 비슷한 값을 보인다. 거의 대부분 정점에서 전밀도는 최상부층(0~10 cm)에서는 하부로 가면서 점차

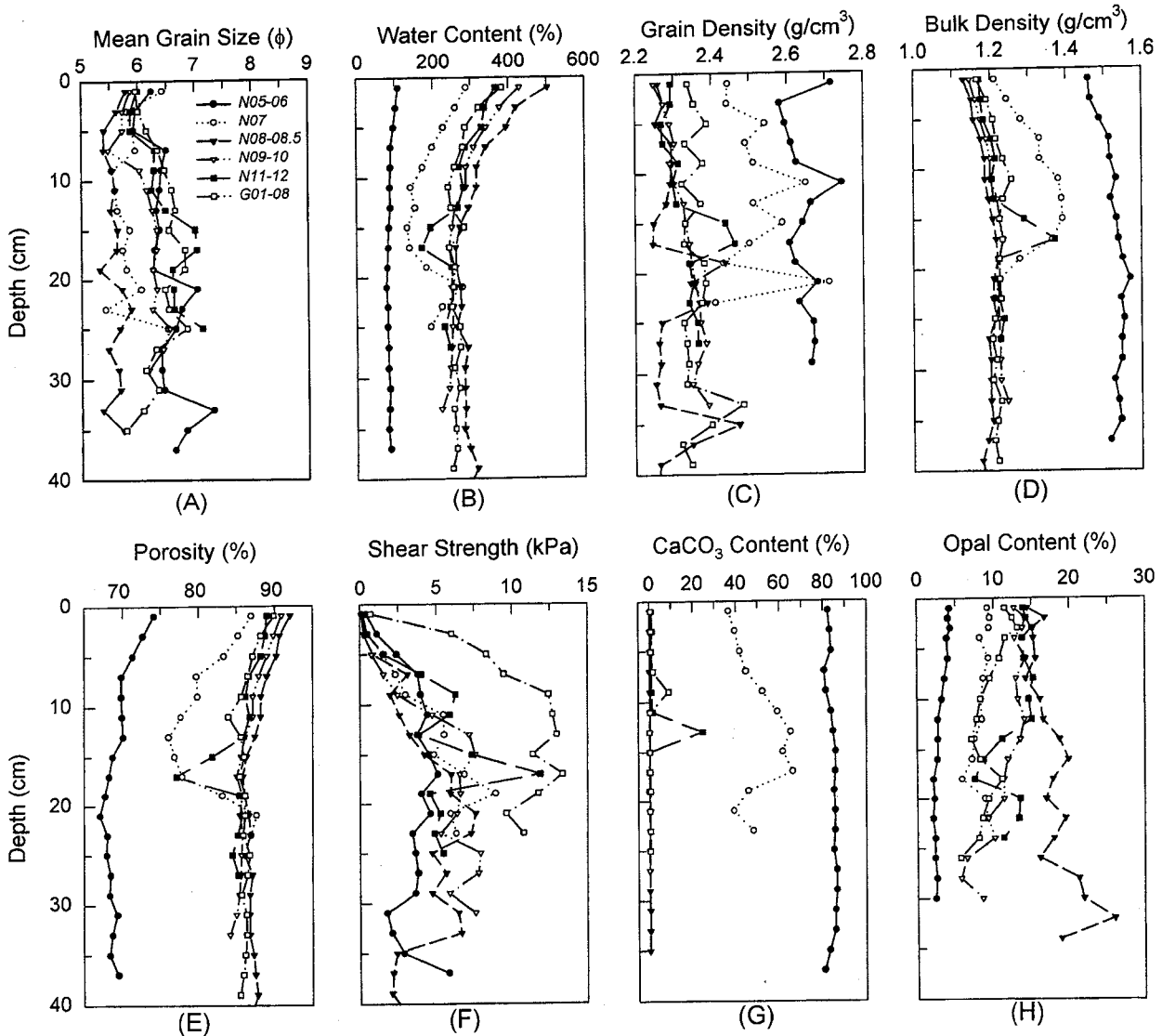


Fig. 5. Depth profiles of sediment properties of sediment based on average value with depth. (A) mean grain size, (B) water content (% dry weight), (C) grain density, (D) bulk density, (E) porosity, (F) shear strength, (G) calcium carbonate content, and (H) opal content.

증가하는 경향을 보이며, 그 이하의 깊이에서는 깊이에 따른 변화 없이 비교적 일정한 값을 보인다(Fig. 5-E).

**공극비 및 공극율:** 공극비는 퇴적물 시료 내에 해수로 충전된 공간을 나타내는 공극 부피에 대한 입자들 전체부피의 비로 정의된다. 퇴적물의 공극비는 압밀 또는 고화정도(consolidation)를 나타내는 지시자로서 일반적으로 공극비가 낮을수록 압밀·고화된 퇴적물이다. 따라서 공극비(void ratio)는 함수율에 비례하고 전밀도에 반비례한다. 퇴적물의 공극비 분석결과, 전체 평균 6.32의 비교적 높은 공극비를 보인다. 함수율과 마찬가지로 5~6°N 지역 퇴적물은 평균 2.31의 낮은 공극비를 보인다. 반면에 7.5~8.5°N 지역은 평균 7.97의 가장 높은 값을 보이며, 환경연구지역을 포함한 10~12°N 지역은 평균 7.03의 높은 값을 보인다(Fig. 2-H, Table 2). 따라서 탄산질 퇴적물의 공극비는 규질 퇴적물 공극비의 약 30%로 매우 낮으며, 공극비는 퇴적물의 종류에 따라 탄산질 퇴적물은 낮고 규질 퇴적물은 높은 큰 차이를 보인다.

공극율은 공극부피에 대한 시료전체 부피의 비율로 정의된다. 연구지역 전체 평균 83.9%의 비교적 높은 공극율을 보인다. 5~6°N 지역 퇴적물은 평균 69.6%의 낮은 공극율을 보인다. 반면에 7.5~8.5°N 지역은 평균 88.2%의 가장 높은 값을 보이며, 환경연구지역을 포함한 10~12°N 지역은 평균 86.6%의 높은 값을 보인다(Fig. 2-I, Table 2). 공극율은 함수율에 비례하므로 수직적, 지역적 변화 양상은 함수율과 동일하다(Fig. 6-D). 평균입도가 세립질일수록 퇴적물의 공극율이 높은 것이 일반적인 특징이지만 연구지역 퇴적물은 공극율과 평균입도의 상관관계가 불분명하다(Fig. 6-B). 이는 조립질 입자들의 대부분의 생물기원이기 때문에 입자 내부의 공극이 크기 때문으로 판단된다.

**컨시스턴시한계(consistency limits, liquid and plastic limit)**

함수율이 높은 세립토가 건조되는 사이에 경과되는 4가지 과정(액체, 소성체, 반고체, 고체)의 각각의 상태가 변화하는 경계에 상



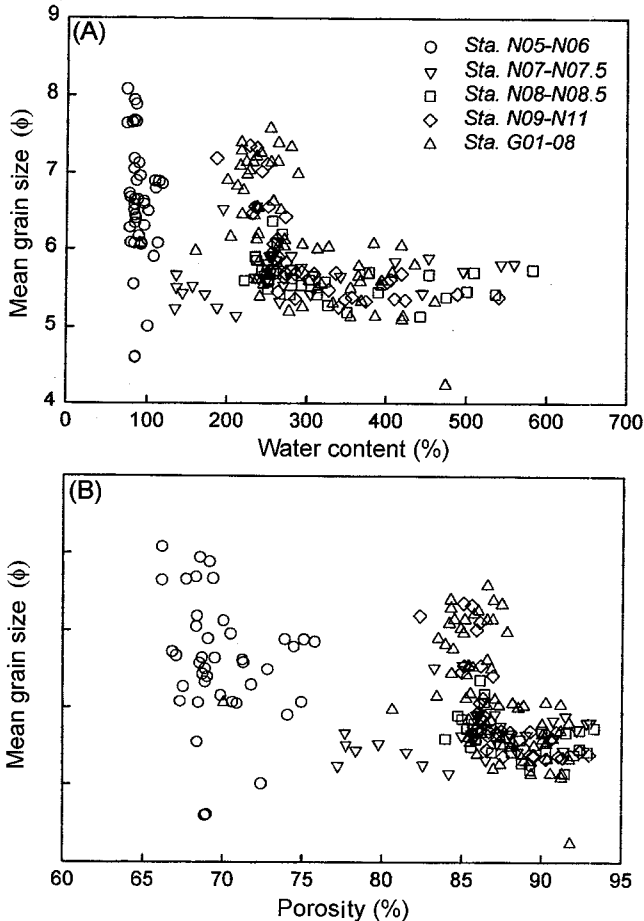


Fig. 6. The relationships of mean grain size and physical properties. (A) mean grain size vs. water content, (B) mean grain size vs. porosity.

당한 함수비를 컨시스턴시 한계 또는 아테버그한계 (Atterberg limits) 라고 한다. 컨시스턴시 한계에서 유도된 제지수는 흙의 역학적 성질의 추정과 공학적 분류에 이용되며, 세립토의 물리적, 공학적 성질의 중요한 지표가 된다(Cernica, 1995). 퇴적물의 액성한계 측정 결과, 전체 평균 135%로 DOMES A에서 측정된  $146 \pm 15\%$ 와 근사한 값을 보인다(Craig, 1979). 탄산질 퇴적물인 5~6°N의 퇴적물은 40%의 극히 낮은 값을 보인다. 반면에 7.5~8.5°N 지역은 평균 155%, 10~12°N 지역은 평균 158%로 높은 값을 보인다. 연구지역의 소성한계 전체 평균값은 62%이며, 5~6°N 지역은 평균 24%의 낮은 값을 보인다. 반면에 7.5~8.5°N 지역은 평균 63%이며, 10~12°N 사이의 평균값은 74%의 높은 값을 보인다(Fig. 2-J, Table 2). 따라서 액성한계와 소성한계도 다른 특성들과 같이 구성입자의 종류에 따라 큰 차이를 보인다. 즉 탄산염 입자의 함량이 높을수록 액성한계와 소성한계는 감소하고 규질입자의 함량이 높을수록 액성한계와 소성한계는 높게 측정되었다.

이들 측정 값은 소성지수와 액성한계 측정치로 만든 소성도표 (plasticity chart, plastic diagram)위에 나타내어 이를 기초로 퇴적물의 성질을 정성적으로 파악할 수 있다(Fig. 7). 소성이 낮은 무기질 점토는 CL(low to medium plasticity clay), 세립질의 소성이 높고 무기질인 생물기원의 실트는 MH(fine-grained, highly-plastic,

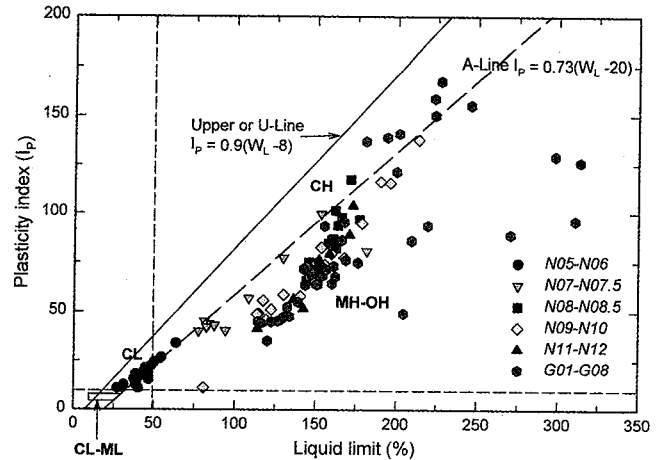


Fig. 7. Variation of plasticity index with liquid limit (plasticity chart) of sediments samples, showing a slight increase in plasticity with latitude. CL, inorganic clays of low to medium plasticity; CH, inorganic clays of high plasticity; MH, inorganic silts, micaceous or diatomaceous fine sand or silts; OH, organic clays of medium to high plasticity.

inorganic and biogenic silt), 세립질의 소성이 높은 유기질 점토는 OH(fine-grained, highly-plastic organic clays), 또는 세립질의 소성이 높은 무기질 점토는 CH(fine-grained highly-plastic inorganic clays)로 구분된다. 북쪽 지역 규질 퇴적물은 대부분이 MH-OH에 분포하므로(Fig. 7) 세립질의 소성이 높은 무기질 생물기원 실트와 세립질의 소성이 높은 유기질 점토로 판명되며, 탄산염퇴적물이 분포하고 있는 환경연구지역(G1-G08) 퇴적물의 일부는 CH에 속하여 세립질의 소성이 높은 무기질 실트로 구분된다. 정점 N06, N05의 퇴적물은 CL에 속하여 소성이 낮은 무기질 점토로 구분되며, 그 특성은 무기질 실트, 매우 세립질 모래, 실트질 또는 점토질 모래의 특성과 유사하다. 소성도표상에서 특징적으로 고위도로 올라갈수록 퇴적물의 액성한계와 소성지수의 크기는 커진다(Fig. 7). 이는 낮은 함수율과 액성한계를 갖는 탄산칼슘 함량과 뚜렷한 관계를 보여주는 것으로 탄산질 퇴적물인 5~6°N 지역은 액성한계가 50%이하이고 소성지수가 20이하로 매우 낮고 탄산질 퇴적물 지역과 규질 분포지역의 경계선상에 위치한 7°N 퇴적물의 액성한계는 94%, 소성지수는 48로 점이적인 위치이며, N07.5 퇴적물은 액성한계 141% 소성지수 88로 고위도 규질 퇴적물(N08~N11, G01~G08)들의 최하단에 나타난다. 한편, 망간단괴가 많이 분포하고 있는 환경연구지역 퇴적물은 모두 일정하게 가장 높은 액성한계(평균 193%)와 소성지수(평균 107)를 갖고 있다.

활성도(activity)는 일반적으로 다른 물질을 흡착하거나 물리적 또는 화학적으로 결합하는 경향의 크기를 의미한다. 활성이 높은 만큼 2 μm이하의 함유량이 흙의 성질에 미치는 영향이 크고, 또한 교환성 이온과 간극수 중에 포함된 물질에 따라 활성이 민감하게 변화한다. 연구지역 퇴적물의 활성도는 전체 평균 2.01로 활성이 높은 점토(active clay)에 해당된다. 환경연구지역의 평균값은 2.66이며, 반면에 5°N와 6°N의 퇴적물은 0.39로 상대적으로 큰 차이를 보인다(Fig. 2-K, Table 2). 따라서 활성도는 액성한계와 소성한계와 같이 구성입자의 종류에 따라 큰 차이를 보인다. 즉 탄

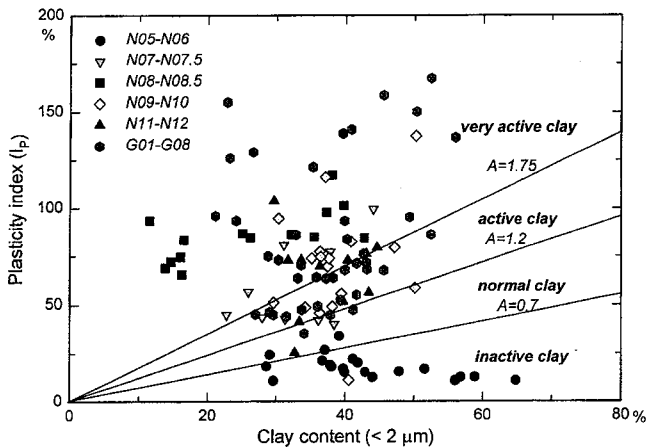


Fig. 8. Variation of plasticity index with clay content (activity chart) of sediment samples, showing the four clay types according to the activity (classification based on Skempton, 1953).

산질 퇴적물의 활성도 낮고 규질 퇴적물은 활성도가 높다.  $A < 0.7$ 인 비활성 점토(inactive clay),  $0.7 < A < 1.2$ 의 보통 점토(normal clay) 및  $1.2 < A < 1.75$ 인 활성 점토(active clay), 그리고  $1.75 < A$ 인 고탈성 점토(very active clay)로 구분한다(Skempton, 1953). 이러한 분류에 따르면 평균적으로 5~6°N의 퇴적물은 비활성 점토이며, 7°N 퇴적물은 활성 점토(평균 1.57)이다. 환경연구지역을 포함한 8°N 이상의 고위도 퇴적물은 모두 고탈성 점토(평균 2.76)로 구분된다(Fig. 8).

**전단강도(shear strength)**

해양 퇴적물의 전단강도는 입자들 사이의 전기 기계적 힘(electromechanical force) 즉 점착력(cohesive bond), 함수율, 그리고 입자들 사이의 화학적 응결 결합(precipitate cementation)에 의해 결정된다(Fuller, 1975; Jonson et al., 1977). 5~6°N 탄산질 퇴적물의 전단강도는 상부에서 하부로 내려가면서 조금씩 증가하여 표층과 하층의 차이는 크지 않다. 반면에 망간단괴의 분포가 높은 지역(G01~G08) 퇴적물의 전단강도는 상부에서 하부로 내려가면서 급격히 증가하여 표층 0~1 cm에서는 평균 0.25 kPa(9.7 g/cm<sup>2</sup>)의 낮은 전단강도 값을 보이지만, 대부분 5~8 cm 깊이를 경계로 하부층에서는 급격히 증가하여 8 cm 깊이에서는 평균 12.5 kPa(127 g/cm<sup>2</sup>)로 매우 높게 측정되었다(Fig. 7). 그 하부의 전단강도는 10 cm 부근과 유사한 값으로 비교적 일정한 양상을 보인다(Fig. 5-F). 연성의 해양퇴적물에서 일반적으로 관찰되는 깊이가 증가함에 따라 함수율이 감소하고 전단강도가 증가하는 현상은 이미 많은 학자들이 보고하였다(Moore, 1962; Inderbitzenc, 1970; Bennett et al., 1980; Tsurusaki and Yamaszaki, 1994). 이러한 특성은 퇴적물의 연령과 조적을 반영한 것이며(Keller and Yincan, 1985; Lee et al., 1987), 전단강도의 증가는 깊이에 따른 일반적인 고화과정에 따른 함수율의 감소에 의한 결과이다(Baraza and Ercilla, 1992). 따라서 퇴적속도가 빠르면 퇴적물 내에 보다 많은 함수율을 보유하는 특성에 따라 함수율이 높은 상부층은 하부층에 비하여 비교적 빠른 속도로 퇴적되었음을 시사한다. 한편 Cochonat et al.(1993)는 표층퇴적물의 비교적 균질한 특성을 설명하며, 고화된 정도 차이

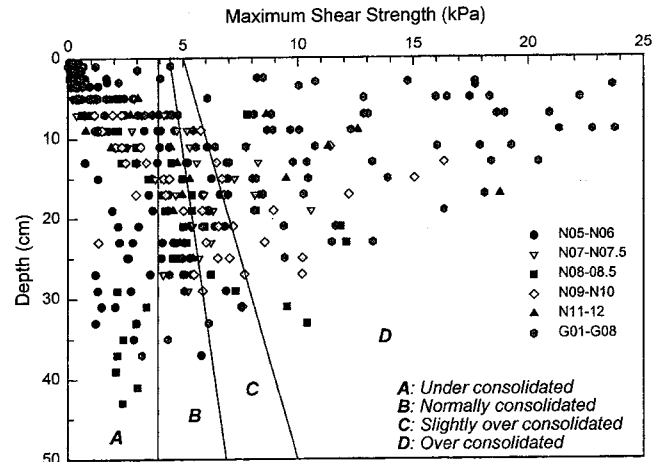


Fig. 9. Overall results of shear strength of sediment samples, showing the selection of four geotechnical groups according to the assumed consolidation state of sediments (classification based on Cochonat et al., 1993).

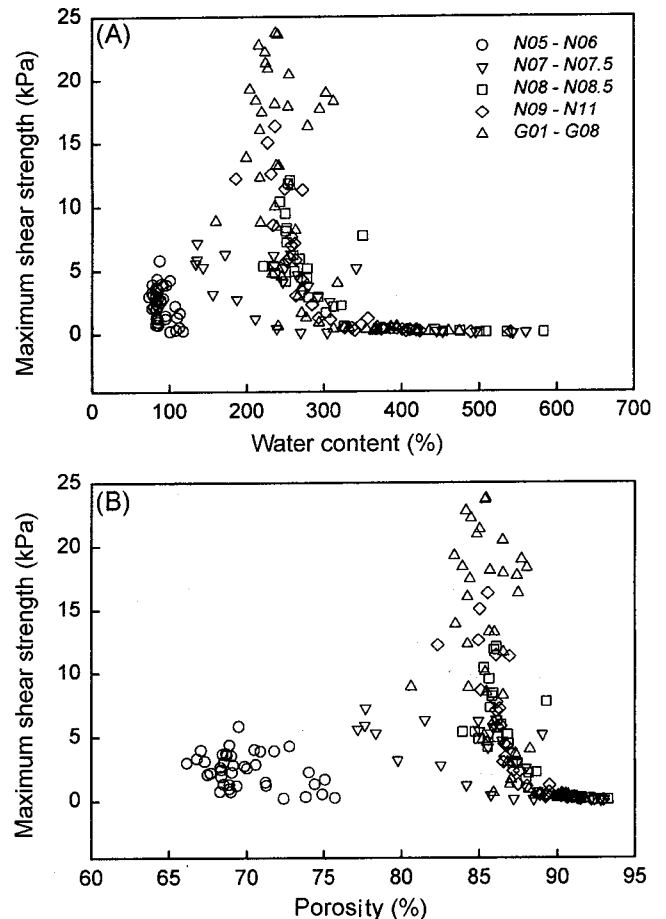


Fig. 10. The relationships of index properties and shear strength. (A) maximum shear strength vs. water content, and (B) maximum shear strength vs. porosity.

를 나타내는 배인전단강도의 측정 범위를 기초로 미고화(under consolidated), 고화(nomally consolidated), 약과고화(slightly over

consolidated) 그리고 과고화(over consolidated)로 4가지 다른 지질공학적 퇴적상(geotechnical facies)을 선정하여 분류하였다. 이에 따르면 저위도지역(5~8°N)에서는 하부로 가면서 크게 증가하지 않아 미고화 또는 일반적인 고화상태를 보이나, 고위도 지역(9~12°N)에서는 거의 대부분 5 cm 이하부터는 급격히 증가하여 고화되어 있음을 보여준다. 특히 망간단괴가 많이 분포하는 G01-G08지역은 거의 모든 정점에서 과고화 상태를 보인다(Fig. 9). 이 지역 퇴적물은 비교적 높은 함수율(200~300%)과 높은 공극율(83~87%)에서도 10 kPa 이상의 높은 전단강도를 갖고 있다. 반면에 정점 N05, N06은 약 100%의 낮은 함수율과 70%의 낮은 공극율에서도 5 kPa이하의 낮은 값을 보인다(Fig. 10).

### 지화학적 특성(CaCO<sub>3</sub>, Opal 함량)

연구지역에서 채취한 퇴적물의 탄산칼슘함량(CaCO<sub>3</sub> %)은 7°N를 경계로 남쪽지역의 저위도에서 북쪽지역의 고위도로 가면서 점진적으로 감소한다. 즉 5~6°N 지역에서는 평균 84%의 높은 탄산칼슘함량을 보이며, 7°N 지역에서는 49%를 보인다. 이후 급격히 감소하여 7.5°N에서는 9%로 감소한다. 8°N 이북의 퇴적물에서는 정점 98-N12 코어 18 cm 깊이에서 부분적으로 나타나는 고기 탄산질 퇴적물을 제외하고는 모두 1% 미만의 매우 낮은 탄산칼슘 함량을 보인다(Fig. 2-L, Table 2).

한편, 오팔 함량(opal %) 또한 탄산칼슘 함량에 비하여 적은 차이이지만 지역적으로는 뚜렷한 차이를 보인다. 7°N를 경계로 남쪽지역의 저위도에서 북쪽지역의 고위도로 가면서 점진적으로 증가한다. 5~6°N 지역에서는 3.1%의 가장 낮은 함량을 보이고 7°N 지역에서는 8.5%를 보인다. 8°N 지역에서는 17.5%의 가장 높은 값을 보이고 이후 북쪽에서는(9~12°N) 조금 감소하여 평균 11.7%의 값을 보인다(Fig. 2-L, Table 2). 탄산칼슘과 오팔 함량의 값에 따른 수직적 변화는 비교적 일정하다(Fig. 6-G, H).

## 고 찰

분석결과, 북동태평양 5°N에서 12°N 사이의 연구지역은 수심, 망간단괴 분포량, 표층 퇴적물의 유형 및 퇴적율, 지화학적 특성 그리고 지질공학적 특성 사이에는 서로 밀접한 상관 관계가 있다.

### 망간단괴와 퇴적물의 분포

망간단괴는 일반적으로 퇴적율이 낮은 지역, 특히 표층해수의 생산력이 낮은 지역에서 형성되는 것으로 알려져 있다(Horn *et al.*, 1973; Craig, 1979). 이번 분석 결과에 근거할 때 역시 생산력이 높은 5~6°N 지역의 탄산질 퇴적물이 분포하는 지역은 물론이고 규질 퇴적물이 분포하고 퇴적율이 0.5 mm/kyr인 7°N와 7.5°N 지역에서도 망간단괴는 거의 발견되지 않았으며, 망간단괴는 탄산질의 농도가 1% 미만으로 매우 낮고 퇴적율이 0.38 mm/kyr 이하로 매우 낮은 8.5°N 이북의 고위도 지역에서 산출되기 시작한다(Fig. 2-B, C, Table 2). 8°N 이하의 남쪽 지역에서 망간단괴가 산출되지 않는 원인은 적도 고생산대 부근에 위치하므로 수층으로부터 다량의 부유생물 잔해와 유기물이 해저면으로 공급되어 과도한 속성작용으로 망간산화물이 형성되기 어렵기 때문이다.

5~6°N 지역은 표층해수의 생산력이 높은 적도 고생산대(1.5 N,

126 W)에 근접하여 탄산칼슘의 유입이 높고 평균 수심은 약 4,100 m로 이 지역의 탄산염보상심도 4,400 m(Piper *et al.*, 1979) 또는 4,500 m(Chester, 1990)보다 얕은 지역이므로 수층에서 공급되는 탄산염 입자들이 용해되지 않고 지속적으로 퇴적되기 때문에 높은 탄산칼슘 함량과 낮은 오팔 함량을 갖는(Fig. 2-L, M) 탄산질 퇴적물이 분포한다. 상대적으로 고위도 지역(8~12°N)은 표층해수의 생산력이 낮고 평균 수심은 약 4,900 m로 탄산염보상심도 보다 깊으므로 해수로부터 유입되는 대부분의 탄산칼슘 입자들은 용해되고, 상대적으로 용해가 어려운 규질 입자가 퇴적되기 때문에 극히 낮은 탄산칼슘 함량과 높은 오팔 함량을 보이는 규질 퇴적물이 분포한다.

### 퇴적물 물리적 특성 변화

퇴적물 입자의 입도분포를 제외한 모든 물리적 특성은 퇴적물의 분포 특성에 따라 7°N를 경계로 뚜렷이 다른 특성을 보인다. 즉, 5°N와 6°N 지역의 탄산질 퇴적물은 낮은 함수율, 공극비, 공극율, 그리고 높은 입자 밀도, 전밀도를 보이며, 이에 반하여 고위도(8~12°N)의 규질 퇴적물은 높은 함수율, 공극비, 공극율, 그리고 낮은 입자 밀도, 전밀도를 보인다(Fig. 2-E~I).

평균입도는 5~6°N에서는 상대적으로 세립질(평균 6.4  $\phi$ , 13.3  $\mu$ m)이며 북쪽으로 가면서 퇴적물은 점차 조립화되어 7.5~8.5°N에서 가장 조립질(평균 5.7  $\phi$ , 20.1  $\mu$ m)이며, 다시 점차 세립화되어, 10°N 이북에서는 거의 동일 값(평균 6.3  $\phi$ , 14.5  $\mu$ m)을 보인다(Fig. 2-D). 이 지역 퇴적물의 모래 크기인 조립질 입자는 생물기원의 비교적 단단한 규질입자가 대부분이며, 조립질입자의 함량은 평균입도를 결정하는 가장 큰 요인이다(Fig. 11). 따라서 탄산질 퇴적물인 5~6°N 지역에서는 이들 조립질인 규질입자의 함량이 매우 낮으므로 세립질이다. 반면에 7.5~8.5°N 지역에서 평균입도가 가장 조립질인 이유는 이 지역 수층 표면(유광층)에서 생성되는 규질입자의 대부분은 해저면에 도착되기 전에 용해되고 단지 약 2%만이 퇴적되는데(von Stackelberg, 1979), 이 지역은 북적도 반류와 북적도 해류가 만나 용승류가 형성되는 지역으로 수층 표면에서 오팔성분을 지닌 규조류의 생산성이 주변지역에 비하여 높아(해양수산부, 1998) 비교적 많은 양이 빠른 속도로 퇴적되어 용해되지 않은 조립질 입자의 함량이 높기 때문이다. 이는 8°N 지역의 오팔함량이 주변지역보다 월등히 높은 점으로도 받침된다(Fig. 2-M). 또한 10~12°N 퇴적물이 상대적으로 세립질인 이유는 지각운동에 의해 북쪽으로 이동되면서 점차 생산성은 낮아져 규질 입자의 유입이 적어지고 이동되는 기간동안의 산소가 풍부하고 용존 규소(dissolved silica)가 낮은 남극저층수(Antarctic bottom water)에 의해 퇴적되었던 조립질의 규질 입자들이 용해되어 세립화된 결과로 판단된다.

5~6°N 지역 탄산질 퇴적물은 퇴적율이 1.5 mm/kyr로 고위도 지역의 퇴적율 0.5 mm/kyr 미만 보다 월등히 높음(Table 2, 해양수산부, 1998)에도 불구하고 평균 함수율은 7.5°N 이상의 고위도 규질퇴적물 함수율의 약 30%로 매우 낮다(Fig. 2-C, E). 따라서 연구지역 퇴적물의 함수율을 조절하는 가장 큰 원인은 퇴적물의 종류로 탄산칼슘의 함량이 높을수록 함수율은 낮아진다. 반면에 규질 퇴적물이 분포하고 있는 고위도 퇴적물은 모래 및 실트 크기 입자 대부분은 방산층 또는 규조토의 잔해이므로 입자의 내부에 큰 공극을 지니고 있으며, 또한 스멕타이트의 함량이 높은 점토광물이 섞여있어 점토광물사이의 전기적 반발력으로 이루어진 성긴

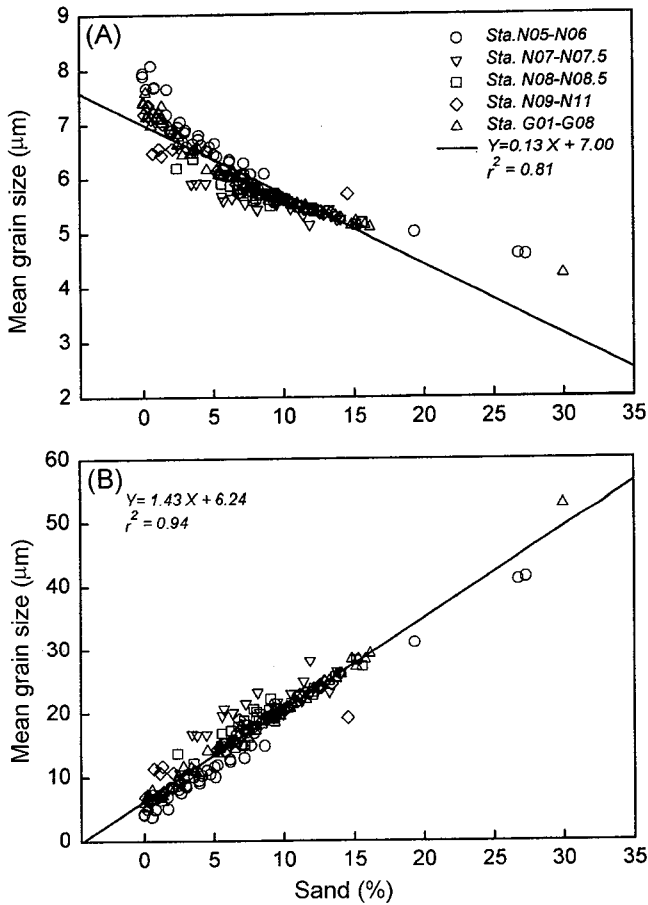


Fig. 11. The relationships of mean grain size and sand ratio. (A) mean grain size based on  $\phi$  scale vs. sand ratio, and (B) mean grain size based on  $\mu$  scale vs. sand ratio.

조직(정 외, 1991) 때문에 입도 특성 차이가 적음에도 불구하고 현격히 높은 함수율을 보이는 것으로 판단된다. 그러나 동일한 규질 퇴적물의 경우는 퇴적이 함수율에 큰 영향을 미치는 것으로 나타났다. 즉 퇴적이 5~6°N 지역보다는 낮지만 10°N 이상의 고위도 지역의 퇴적물(평균 0.15 mm/kyr)보다 상대적으로 높은 7.5~8.5°N(0.38 mm/kyr) 사이의 정점들에서는 평균 353%로 가장 높은 함수율을 보인다(Fig. 2-C, E). 이 지역에서 10°N 이상의 정점들보다도 높은 함수율을 보이는 것은 해양 퇴적물은 퇴적속도가 빠르면 퇴적물 내에 보다 많은 함유하게 되므로(Inderbitzen, 1970) 퇴적층의 연령이 북쪽에 비하여 적고 또한 퇴적이 북쪽보다 높기 때문에 덜 고화된 영향으로 해석된다. 8°N 부근지역이 CCD 이하의 깊은 수심에도 불구하고 높은 퇴적율을 보이는 이유는 이 지역이 북적도 반류와 북적도 해류가 만나 용승류가 형성되는 지역으로 영양염이 풍부한 심층수의 영향으로 수층 표면에서 1차 생산자로 오팔성분을 지닌 규조류의 생산성이 주변지역에 비하여 높아 비교적 빠른 속도로 퇴적되었기 때문이다.

**퇴적물의 지질공학적 특성 변화**

퇴적물의 지질공학적 특성은 퇴적물의 분포 특성에 따라 7°N를 경계로 뚜렷이 다른 특성을 보인다. 즉, 5~6°N의 저위도 지역 탄

산질 퇴적물은 낮은 액성한계 및 소성한계를 보이며, 소성도표의 분류에 따르면 낮은 소성도를 갖는 무기질 점토로 분류된다. 또한 활성도가 낮은 비활성 점토이며, 낮은 전단강도로 미고화 상태를 보인다. 이에 반하여 고위도(08~12°N) 규질 퇴적물은 높은 액성한계 및 소성한계를 보이며, 소성도표 상에 높은 소성도를 갖는 유기질 점토로 분류된다. 또한 활성도가 높은 고활성 점토이며, 높은 전단강도로 과고화 상태를 보인다(Fig. 7, 8, 9).

연구지역 퇴적물의 전단강도 변화의 가장 큰 요인은 퇴적율로 판단된다. 퇴적물의 전단강도는 탄산질 입자의 함량이 높으면 퇴적물의 고화를 촉진시켜 미고화된 퇴적물의 전단강도를 증가시키는 것으로 알려져 있으나(Kenter and Schlager, 1989) 탄산질 퇴적물로 이루어진 5~6°N 지역은 하부까지 비교적 낮은 전단강도 값을 갖는다(Fig. 5-F). 이 지역은 수심이 4,200 m 이하로 낮은 지역으로 이 지역의 탄산염보상심도(CCD)인 4,400 m(Piper et al., 1979)보다 얕은 지역이며, 수층의 생산성이 높으므로 퇴적되는 입자들의 퇴적 속도가 높기 때문에 탄산질 퇴적물임에도 불구하고 가장 낮은 전단강도 값을 보이는 것으로 판단된다. 또한 동일한 종류의 규질 퇴적물들 중에서도 7.5~8°N 사이의 퇴적물은 북쪽 지역(9~12°N)에 비해 낮은 전단강도를 보이는 이유도 퇴적 속도가 북쪽 지역에 비해 빠르므로 높은 함수율을 지니게되어 전단강도가 낮은 것으로 판단된다.

한편, 퇴적물의 전단강도는 일반적으로 함수율이 낮을수록 높은 값을 보이는 것이 일반적인 현상이다(Inderbitzen, 1970). 그러나 연구지역의 퇴적물은 함수율이 높은 북쪽 지역의 퇴적물들이 높은 전단강도 값을 보이며, 특히 단괴의 분포량이 높은 지역의 하부층 퇴적물이 높은 전단강도를 보인다(Fig. 5-F). 또한 전체 측정시료 중 전단강도값의 최대치를 보이는 시료는 200~300%의 높은 함수율과 약 85%의 높은 공극율을 지니고 있다(Fig. 10). 이러한 특징은 함수율과 공극율이 높은 성긴조직이지만 입자들은 판상의 점토광물과 입자의 내부에 공극이 크고 단단한 생물기원의 규질 입자들이 불규칙하고 뒤섞여 단단하게 고화되어 있기 때문으로 판단된다. 또한, 북쪽 지역 퇴적물들은 표층에서 약 8 cm를 경계로 준역상인 상부층과 단단하게 굳어진 하부층으로 뚜렷이 구분되며, 이러한 뚜렷한 경계는 플라이스토세 말기에 강하게 작용한 남극저층수의 영향으로 이루어진 침식면으로 알려져 있다(Craig, 1979; von Stackelberg et al., 1987). 따라서 연구지역 퇴적물의 전단강도는 퇴적이 낮은 지역 규질퇴적물 중 연령이 오래된 하부층 퇴적물이 가장 높다.

퇴적물의 소성지수와 점토입자(2 μm 이하크기)의 함량으로 구한 활성도의 분류(Skempton, 1953)에 따르면 5~6°N의 퇴적물은 비활성 점토, 7°N 퇴적물은 활성 점토, 그리고 7.5°N 이상의 고위도 퇴적물의 대부분은 모두 고활성 점토로 구분되어 위도변화에 따른 차이를 뚜렷이 보여준다(Fig. 2-K, 8). 이들 활성도의 변화를 결정하는 요인은 점토입자를 구성하고 있는 점토광물의 종류로 판단된다. 점토광물의 활성도는 kaolinite(A=0.5), illite(A=1), montmorillonite(7≤A)로 알려져 있다(Cernica, 1995). 또한 북쪽 지역의 스멕타이트는 Fe가 풍부한 montmorillonite 계열로 보고된다(Hein et al., 1979). 즉 저위도의 탄산질 입자들은 스멕타이트 형성 억제 효과 때문에 스멕타이트의 함량이 높지 않다. 그러나 지각운동에 의해 고위도로 이동되어 적도 고생산대를 벗어나면서 탄

산질 퇴적물은 용해되고 이 과정에서 높은 함량을 보이던 오팔은 용해되면서 Si를 공급하고, 또한 해수 중에서 Fe를 흡수하면서 스�멕타이트의 형성이 점차 활발히 일어나게 된다(해양수산부, 1998). 따라서 고위도 지역 퇴적물이 고탄성 점토인 이유는 이러한 Fe가 풍부한 montmorillonite 계열의 스�멕타이트 형성결과에 의한 것으로 고위도 지역에서는 활성도가 낮은 kaolinite 또는 illite의 함량보다 montmorillonite와 같이 활성도가 매우 큰 점토광물을 더 많이 함유하고 있기 때문에 높은 활성도를 보인다.

## 결론

북동태평양 5°N에서 12°N 사이의 연구지역은 수심, 망간단괴 분포량, 표층 퇴적물의 유형 및 퇴적학적, 지화학적 그리고 지질공학적 특성 사이에는 서로 밀접한 상관 관계를 보인다.

망간단괴는 수심이 얇고 탄산질 퇴적물이 분포하는 5~6°N 지역, 그리고 수심이 깊고 규질 퇴적물이 분포하더라도 퇴적물이 비교적 높은 7~8°N 지역에서는 거의 발견되지 않으나, 탄산질의 농도가 1% 미만으로 매우 낮고, 퇴적율이 0.5 mm/kyr 미만으로 매우 낮은 8.5°N 이북의 고위도 지역에서 많이 산출된다.

퇴적물의 특성들은 퇴적물의 분포 특성에 따라 7°N를 경계로 뚜렷이 다른 특성을 보인다. 즉, 5~6°N의 남쪽 지역의 탄산질 퇴적물은 낮은 함수율, 공극비, 공극율, 높은 입자 밀도와 전밀도, 낮은 액성한계 및 소성한계, 그리고 높은 탄산칼슘 함량과 낮은 오팔함량을 갖는다. 이들 퇴적물은 지질공학적으로 낮은 소성도를 갖는 무기질 점토, 활성도가 낮은 비활성 점토로 분류되며, 낮은 전단강도로 미고화 상태를 보인다. 이에 반하여 9~12°N의 북쪽 지역의 규질 퇴적물은 높은 함수율, 공극비, 공극율, 낮은 입자 밀도, 전밀도, 높은 액성한계와 소성한계, 그리고 낮은 탄산칼슘 함량과 높은 오팔함량을 갖는다. 또한 높은 소성도를 갖는 유기질 점토와 활성도가 높은 고탄성 점토로 구분되며, 높은 전단강도로 과고화 상태를 보인다.

연구지역 퇴적물의 평균입도에 가장 큰 영향을 미치는 요소는 조립질의 규질입자의 함량이다. 5~6°N 지역은 탄산질 퇴적물로 조립질의 규질입자 함량이 매우 낮으므로 세립질이며, 반면에 7.5~8.5°N 지역은 수층 표면에서 구조류의 생산성이 주변지역에 비하여 높아 비교적 용해되지 않은 조립질 입자의 함량이 높기 때문에 조립질로 나타난다. 그리고 10~12°N 지역은 생산성은 낮아져 규질 입자의 유입이 적어지고 지각운동에 의해 북쪽으로 이동되는 동안의 산소가 풍부하고 용존 규소가 낮은 남극저층수에 의해 퇴적되었던 조립질의 규질입자들이 용해되어 세립질로 나타난다.

함수율과 공극율에 가장 큰 영향을 미치는 요소는 탄산칼슘의 함량으로 퇴적율이 높은 저위도 지역의 탄산질 퇴적물은 함수율과 공극율이 낮고 고위도지역의 규질 퇴적물은 함수율과 공극율이 월등히 높다. 그러나 동일한 규질퇴적물의 경우에는 퇴적율이 함수율과 공극율에 큰 영향을 미쳐 퇴적율이 높은 7.5~8.5°N 지역이 10~12°N 지역보다 높다.

퇴적율이 높은(평균 1.5 mm/kyr) 5~6°N 지역의 탄산질 퇴적물은 탄산칼슘의 함량이 매우 높고(평균 84%), 함수율이 매우 낮음(평균 88%)에도 불구하고 가장 낮은 전단강도로 미고화 상태를 보이며, 반면에 퇴적율이 낮은(평균 0.15 mm/kyr) 10~12°N의 규질

퇴적물은 탄산칼슘의 함량이 매우 낮고(평균 3%), 함수율이 매우 높음(평균 296%)에도 불구하고 가장 낮은 전단강도로 과고화 상태를 보인다.

퇴적물의 활성도를 결정하는 주요인은 스�멕타이트의 함량이다. 5~6°N 지역은 탄산질입자의 스�멕타이트 형성역해 효과로 스�멕타이트 함량이 매우 낮아 비활성 점토로 구분되며 반면에 스�멕타이트의 형성이 활발한 10~12°N 지역은 고탄성 점토로 구분된다.

## 감사의 글

분석 및 자료처리 과정에서 도움을 주신 한국해양연구소 심해저자원연구센터 연구원 여러분과 시료채취를 도와주신 온누리호 승무원 여러분께 감사드립니다. 그리고 세밀한 심사와 교정에 귀중한 시간을 내주신 두 분의 심사위원께 감사드립니다. 본 연구는 '98, '99 심해저 광물자원 탐사사업(해양수산부)과 심해저 광물자원 개발기술 및 환경보전연구 2단계(과학기술부) 연구비 지원을 받아 수행되었습니다.

## 참고문헌

- 과학기술처, 1998. 심해저 광물자원 개발기술 및 환경보전 연구. 1권, BSPN 96331-00-1025-7, 335 pp.
- 박찬영, 전효택, 강정규, 1996. 망간단괴 광상의 유망광구선정을 위한 지구통계학적 연구. *자원환경지질학회지*, **29**: 575-587.
- 이경용, 문재운, 강정규, 정희수, 지상범, 1992. KODOS-89 지역 망간단괴의 산상 및 분포 특성. *한국해양학회지*, **27**: 210-227.
- 이희준, 1991. 한국 주변해역 퇴적물의 지질공학적 성질과 퇴적작용과의 관계. 서울대학교 대학원 박사학위논문, 291 pp.
- 정희수, 정갑식, 이경용, 강정규, 정문영, 1990. KODOS-89 지역 망간단괴의 성인과 분포. *한국해양학회지*, **25**: 189-204.
- 정희수, 강정규, 정갑식, 신동혁, 1991. KODOS-89 지역 표층의 황색 퇴적물과 그 하부 갈색 퇴적물의 지구화학적 특성. *한국해양학회지*, **26**: 193-203.
- 지상범, 1994. 북극도 태평양 심해저 퇴적물과 망간단괴의 지질공학적 특성 및 음향특성. 인하대학교 석사학위논문, 85 pp.
- 지상범, 정희수, 김현섭, 문재운, 1999. 북동태평양 KODOS지역 심해저퇴적물의 베인 전단강도 측정방법에 따른 결과비교. *한국해양학회지*, **4**: 390-399.
- 해양수산부, 1998. 심해저 광물자원 탐사 보고서. 1권, BSPM 98001-01-1117-7, 1209 pp.
- Almagor, G., 1982. Marine geotechnical studies at continental margins: a review - Part I. *Applied Ocean Res.*, **4**: 92-98.
- ASTM, 1980. Annual book of ASTM standards, part 19, natural building stones: Soil and Rocks. American Society for Testing Materials, Philadelphia, 632 pp.
- Baltzer, A., P. Cochonat and D.J.W. Piper, 1994. In situ geotechnical characterization of sediments on the Nova Scotian Slope, eastern Canadian continental margin. *Mar. Geol.*, **120**: 291-308.
- Baraza, J., H.J. Lee, R.E. Kayen, and M.A. Hampton, 1990. Geotechnical characteristics and slope stability on the Ebro margin, western Mediterranean. *Mar. Geol.*, **95**: 379-393.
- Baraza, J., G. Ercilla and H.J. Lee, 1992. Geotechnical properties and preliminary assessment of sediment stability on the continental

- slope of the Northwestern Alboran Sea. *Geo-Mar. Lett.*, **12**: 150–156.
- Baraza, J. and G., Ercilla., 1994. Geotechnical properties of near-surface sediments from the Northwestern Alboran Sea slope (SW Mediterranean): influence of texture and sedimentary process. *Mar. Geol. and Geotech.*, **12**: 181–200.
- Barnett, P.R.O., J. Watson and D. Connelly, 1984. A multiple corer for taking virtually undisturbed samples from shelf, bathyal and abyssal sediments. *Ocean. Acta*, **7**: 399–408.
- Bennett, R.H. and G.H. Keeler, 1970. Mass property variability in three closely spaced deep-sea sediment cores. *J. Sed. Petrol.*, **40**: 1038–1043.
- Bennett, R.H., G.L. Freeland, D.N. Lambert, W.B. Sawyer and G.H. Keller, 1980. Geotechnical properties of surficial sediments in a mega-corridor: U.S. Atlantic continental slope, rise, and deep-sea basin. *Mar. Geol.*, **38**: 123–140.
- Bennett, R.H., L. Lehman, M.H. Hulbert, G.R. Harvey, S.A. Bush, E.B. Forde, P. Crews, and W.B. Sawyer, 1985. Interrelationships of organic carbon and submarine sediment geotechnical properties. *Mar. Geotech.*, **6**: 61–98.
- Bennett, R.H., O'Brien, N.R., 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, 5–32 pp.
- Bennett, R.H., B. Ransom, M. Kastner, R. Baerwald, M.H. Hulbert, W.B. Sawyer, H.O. and M.W. Lambert., 1999. Early diagenesis: impact of organic matter on mass physical properties and processes, California continental margin. *Mar. Geol.*, **159**: 7–34.
- 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.
- Booth, J.S., W.J. Winter, L.J. Poppe, J. Neiheisel and R.S. Dyer. 1989. Geotechnical, geological, and selected Radionucleid retention characteristics of the radioactive waste disposal site near the Farallon Islands. *Mar. Geotech.*, **8**: 111–132.
- Cernica, J.N. 1995. *Geotechnical Engineering: Soil Mechanics*. John Wilwy & Sons, Inc., New York, 453 pp.
- Chester, R., 1990. *Marine geochemistry*. Unwin Press, London, 698 pp.
- Cochoonat, P., J.F. Bourillet, B. Savoye and L. Dodd. 1993. Geotechnical Characteristics and instability of submarine slope sediments, the Nice Slope (N-W Mediterranean Sea). *Mar. Geol. Geotech.*, **11**: 131–151.
- Craig, J.D. 1979. Geological investigation of the equatorial north Pacific seafloor: a discussion of sediment redistribution. In: *Marine Geology and Oceanography of the Pacific Manganese Nodule Province*. edited by Bischoff, J.L. and D.Z. Piper. Plenum Press, New York, 529–557 pp.
- Edmond, J.M., Y.C. Chung and J.G. Sclater, 1971. Pacific bottom water: penetration east around Hawaii. *J. Geophys. Res.*, **76**: 8089–8097.
- Feung, L., Oebius, H.U., Grupe, B., Becker, H.J., 1997. Basic Research on characteristics of Deep-sea sediment clouds produced by marine mining. *International Symposium on Environmental Studies for Deep-Sea Mining Proceedings, Japan*, 109–126 pp.
- Fork, R.L. 1968. *Petrology of Sedimentary Rocks*. Hemphills' Pub. Co., Austin, Texas, 170 pp.
- Fuller J.T., 1975. Behavior of Mechanical Elements in submerged clays of lower shear strength. *Off. Tech. Conf.*, No. OTC 2242, Dallas.
- 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.
- Grasshoff, K., M. Ehrhardt and K. Kremling, 1983. *Methods of seawater analysis*. Verlag Chemie, Germany, 419 pp.
- Hagerty, R., 1974. Usefulness of spade cores for geotechnical studies and some results from the northeast Pacific.: In *Deep-Sea Sediments: Physical and Mechanical Properties*. edited by Inderbitzen, A.L., Plenum Press, New York, 169–186 pp.
- Hampton, M.A., A.M. Bouma, P.R. Carlson, B.F. Molnia and E.C. Cluckey, 1978. Quantitative study of slope instability in the Gulf of Alaska. OTC 3314. 10th Annual Offshore Technology Conference, Houston, 2307–2318.
- Hayes, J.D., T. Saito, N.D. Opdyke and L.H. Bruckle, 1969. Pliocene-Pleistocene sediments of the equatorial Pacific: their paleomagnetic, biostratigraphic, and climatic record. *Geol. Soc. Am. Bull.*, **80**: 1481–1514.
- Hein, J.R., H.W. Yeh and E. Alexander, 1979. Origin of iron-rich montmorillonite from the manganese nodule belt of the North equatorial Pacific. *Clays and clay minerals.*, **27**: 185–194.
- Herron, E.M., 1972. Sea-floor spreading and the Cenozoic history of the east-central Pacific. *Geol. Soc. Am. Bull.*, **83**: 1671–1692.
- Hirst, T.J. and A.F. Richird 1975. Analysis of deep-sea nodule mining seafloor interaction. *Off. Tech. Conf.*, No. OTC 2241, Dallas.
- Holler, P. 1989. Mass physical properties of sediments from Bransfield Strait and Northern Weddell Sea. *Mar. Geotech.*, **8**: 1–18.
- 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*. Ed. M. Morgenstein, Hawaii Inst. Geophysics, Honolulu, 77–83 pp.
- Houston, W.N. and J. K. Mitchell, 1969. Property relationships in sensitive clays. *J. Soil Mech. Found. Div.*, **95**: 1037–1062.
- Inderbitzen, A.L., 1970. Empirical relationships between massphysical properties for recent marine sediments off Southern California. *Mar. Geol.*, **9**: 311–329.
- Johnson, D.A., 1972. Ocean-floor erosion in the equatorial Pacific. *Geol. Soc. Am. Bull.*, **83**: 3121–3144.
- Johnson, T.C., E.L. Hamilton and W.H. Berger, 1977. Physical properties of calcareous ooze: control by dissolution at depth. *Mar. Geol.*, **24**: 259–277.
- Keller, G. and J.A. Barron, 1983. Paleooceanographic implications of Miocene deep-sea hiatuses. *Geol. Soc. Am. Bull.*, **94**: 590–613.
- Keller, G.H. and Y. Yincan, 1985. Geotechnical properties of surface and near-surface deposits in the East China Sea. *Cont. Shelf Res.*, **4**: 159–174.
- Kenter, J.A.M. and W. Schlager, 1989. A comparison of Shear Strength in calcareous and siliciclastic marine sediments. *Mar. Geol.*, **88**: 145–152.
- Kennett, J.P., 1982. *Marine geology*. Prentice-Hall Inc., Englewood Cliffs, N.J., 813 pp.

- Lambert, D.N., R.H. Bennett, W.B. Sawyer and G.H. Keller, 1981. Geotechnical properties of continental upper rise sediments Veatch Canyon to Cape Hatteras. *Mar. Geotech.*, **4**: 281–306.
- Lee H.J. and J.E. Clausner, 1979. Seafloor soil sampling and geotechnical parameter determination-handbook, Technical Report Civil Engineering Laboratory, Naval Construction Battalion Center, Port Hueneme, California, 121 pp.
- Lee, H.J. and B.D. Edwards, 1986. Regional method to assess offshore slope stability. *J. Geotech. Eng. Div.*, **112**: 489–510.
- Lee, H.J., S.K. Chough, K.S. Jeong and S.J. Han, 1987. Geotechnical properties of sediment cores from Southeastern Yellow Sea: Effects of depositional process. *Mar. Geotech.*, **7**: 37–52.
- Mantyla, A.W., 1975. On the potential temperature in the abyssal Pacific Ocean. *J. Mar. Res.*, **33**: 341–354.
- Moore, D.G., 1962. Bearing strength and other physical properties of some shallow and deep-sea sediments from the North Pacific. *Geol. Soc. Am. Bull.*, **73**: 1163–1166.
- Morin, P. and C.P.G. Pereira, 1987. Sedimentology, geotechnical properties and stability of the surficial sediments of the continental slope, southwestern Flemish Pass. *Mar. Geotech.*, **7**: 289–316.
- Mortlock, R.A. and P.N. Forelich, 1989. A simple method for the rapid determination of biogenic opal in pelagic marine sediments. *Deep-Sea Res.*, **36**: 1415–1426.
- Piper, D.Z., W. Cannon and K Leong, 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, 217 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. edited by Bischoff, J.L. and D.Z. Piper, Plenum Press, New York, 309–348 pp.
- 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 R.C. Chaney, 1981. Present and future geotechnical research needs in deep ocean mining. *Mar. Mining*, **2**: 315–337.
- Ryan, W.B.F. and B.C. Heezen, 1976. Smothering of deep-sea benthic communities from natural disasters: NOAA Technical Report Contribution No. 03-6-022-035120, 132 pp.
- Sclater, J.G., R.N. Anderson and M.L. Bell, 1971. Elevation of ridges and evolution of the central eastern Pacific. *J. Geophys. Res.*, **76**: 7888–7915.
- Shepard, F.P., 1954. Nomenclature based on san-silt-clay ratios. *J. Sed. Pet.*, **24**: 151–158.
- Simpson, F., C.S. Wallin, H.M. Crawford and P.C. Springer, 1977. Geotechnical properties of NE Pacific sediments from DOMES Sites A, B, and C, In: Deep Ocean Environmental Study: Geology and Geochemistry of DOMES Sites A, B, and C, Equatorial North Pacific, edited by Piper, D.Z., USGS Open-file Rept. 77–788, 351–492 pp.
- Skempton, A.W., 1953. The colloidal activity of clays, Proc. 3rd International Conference on Soil Mechanics and Foundation Engineering, Zurich, Vol. I. 57 pp.
- 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, 267 pp.
- Thiel, H. and G. Schriever, 1993. Environmental consequences of deep-sea mining. *International Challenges*, **13**: 54–70.
- Tsurusaki K. and T. Hirota, 1977. Some physical properties of the bottom sediments. In: Deep Sea Mineral Resources Investigation in the Central-Eastern Part of Central Pacific Basin, edited by Mizuno A. and T. Moritani, Geological Survey of Japan Cruise Report No. 8, 125–130 pp.
- Tsurusaki K., T. Yamazaki and K. Handa, 1994. Geotechnical properties of deep-sea sediments and manganese nodules in the Penrhyn Basin, South Pacific. In : Marine Geology, Geophysics and Manganese Nodule Deposits in the Penrhyn Basin, South Pacific. edited by Usui A., Geological Survey of Japan Cruise Report No. 23, 225–240 pp.
- 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.
- Volet, J., L. Pastouret and C. Vergnaud-Granzzini, 1980. Dissolution and carbonate fluctuations in Pleistocene deep-sea cores: A review. *Mar. Geol.*, **34**: 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, 529–557 pp.
- von Stackelberg, U., H. Beiersdorf and V. Riech, 1987. Relationship between manganese nodule formation and sedimentary processes in the equatorial north Pacific ocean - A synthesis based on the results of cruise SO25 (1982) with RV SONNE. *Geol. Jb.* **87**: 377–403.

---

2000년 6월 28일 원고접수

2000년 10월 11일 수정본 채택

담당편집위원: 김기현