BSPE 00111-153-4

한국연안퇴적유기물의 초기속성과정에 관한 연구

Early Diagenesis of Organic Matter in Masan Bay, Korea

1987. 2

韓 國 科 學 技 術 院
海 洋 研 究 所

제 출 문

해양연구소장 귀하

본 보고서를 "한국연안퇴적유기물의 초기속성과정에 관한 연구" 사업의 최종 보고서로 제출합니다.

1987년 2월 28일

한국과학기술원 해양연구소

연구책임자 : 홍 기 훈 (해양화학연구실)

요 약 문

Ⅰ. 제 목

한국연안퇴적유기물의 초기속성과정에 관한 연구

Ⅱ. 연구개발의 목적 및 중요성

일반적으로 수심이 얕고 퇴적율이 높은 연안역에서는 유광층에서 생산된 유기물 중 쉽게 대사될 수 있는 유기물이 해수중에서 완전히 분해 되지 않은 채로 해저에 퇴적되게 된다. 대부분의 해저 퇴적물 환경에서는 electron acceptor 의 공급이 해수중에서 보다는 백만배 정도나 느리기 때문에 용존 산소가 급격히 소모되어서 무산소 층이 표층가까이에 형성이 되게 된다. 퇴적물속에 용존산소가 고갈되면 유기물의 분해는 그 다음순서인 질산염, 망간산화물, 철산화물, 황산이온들을 electron acceptor 로 하여 계속 진행되므로, 인산염, 암모니아, 규산염 등의 영양염류가 이산화탄소 생산의 부산물로 생산이 되어 계속적으로 퇴적물내에 축적이 되고 이들 축적된 영양염류는 분자확산이나 저서동물, 해저해류 및 파랑에 의한 advection 으로 다시 해수내로 공급이 되어서 유광층에서의 식물기초 생산을 지탱하게 된다. 그러나 한편으로는 유기물질의 분해과정에서 용존산소의 소모로 인한 산화-환원의 발달은 전이원소의 화학상태등 퇴적물의 화학환경에 큰 영향을 미치게 될뿐만 아니라, 산소와 황화이온 사이의 균형은 해저환경에서 생물체의 분포를 결정 지우는 중요한 인자이다. 따라서 본 연구에서는 우선 일차적인 기초연구로서 퇴적물 화학조성수직 분포를 습득하여 유기탄소 수지와 영양염류의 이동성향을 이해하여 궁극적으로는 마산만 연안환경의 보존

및 이용정책 수립에 자료를 제공하는데 그 목적을 두고 있다.

Ⅲ. 연구개발의 내용 및 범위

본 연구에서는 마산만내 1개 정점에서 퇴적물 코어를 채취하여 입자성 유기탄소, 질소, 망간, 철의 수직분포와 공극수내의 영양염류의 수직분포를 조사하여 퇴적유기물의 수지와 공극수의 영양염류 분포를 이해하려고 하였다.

Ⅳ. 연구개발결과 및 활용에 대한 건의

마산만 조사정점 MA1에서의 퇴적물은 심한 생물교란을 동반하면서 퇴적하고 있다. 표층에서의 TOC는 4.37%이고 TN은 0.6%이며 퇴적물의 C/N비는 표층에서 약 8이고 40 *cm*의 저층에서 11정도이다.

입자성 유기물이 0.76 mol C m^{-2} yr^{-1} 정도가 해수층으로부터 해저로 도달되는 것으로 나타났고 그 중 65%가량이 40 *cm* 깊이에 이르는 동안 산화되는 것으로 나타났다. 시료채취 구간 40-50 *cm*의 퇴적물에서의 유기탄소의 산화상수는 0.03 yr^{-1} 이며 따라서 그 잔류 시간은 대략 30여년으로 보인다.

공극수의 영양염류의 농도가 저층수에 비해서 거의 20여 배나 높아서 퇴적물에서 해수층으로 영양염류가 확산되어 나온다. 그리고 공극수의 영양염의 수직 분포를 결정하는 주요한 인자는 nonlocal exchange인 것으로 본다.

SUMMARY

I. Title

Early diagenesis of organic matter in Masan Bay, Korea.

II. Objectives and Significance

Organic matter reaching the sea floor in the coastal waters is oxidized in a characteristic sequence of reactions. The sequence in which oxidants are reduced - O_2, NO_3^-, MnO_2, Fe_2O_3 and SO_4^{-2} - is dictated by the Gibbs Free energy yield. The reaction sequence causes the composition of pore waters in the sediments, which results in the enrichment of nutrients in the pore waters. These nutrients are diffused or advected to the overlying waters and then are being utilized again by phytoplanktons in the euphotic zone. Thus pelagic-benthic coupling of nutrients is very important in the shallow coastal environments.

However, the supply of electron acceptors is much slower in the sediment column in contrast to that in the water column. Thus sediment column is usually anoxic except a thin surface oxidized layer. Sulfate reduction is the dominant process because of its large capacity. Hydrogen sulfide produced may remain dissolved in the porewater and reach the oxic layers of the surface sediment. Here it is oxidized back to sulfate via

consumption of dissolved oxygen. These processes have strong influence on the biogeochemical environment in the bottom waters.

The main objectives in this study are to provide a preliminary sedimentary organic carbon burial and oxidation rate in the sediment column and to examine the exchange of nutrients across the sediment-water interface. This study will provide a further information for the environmental management of Masan Bay in the future.

III. Scope of Work

Sediment core samples were taken at one station from Masan Bay in October and December 1986. Sediment chemistry was elucidated using the vertical distributions of TOC, TN, solid phase manganese and iron. Also depth distribution patterns of nutrients in pore waters were studied.

IV. Results and Suggestion

The entire sediment column shows an extensive bioturbation structure. The average TOC and TN concentrations in the surface sediments are 4.37%.and 0.6%, respectively. The C/N rations of organic matter are 8 and 11 in the surface and bottom of core (40 cm), respectively.

The rain rate of POC to the sediment surface is estimated to be 0.76 mol C m^{-2} yr^{-1}. Of which approximately 65% is oxidized in the top 40 cm of sediment column. The oxidation rate

constant of organic carbon is 0.03 yr^{-1} and the residence time of organic carbon in the top 40 cm of sediment column is about 30 years.

The distribution of pore water solute concentrations was apparently affected by nonlocal exchange processes.

목 차

요 약 문 ····· 3

영문요약문 ····· 5

제 1 장 서론 ····· 13

제 2 장 시료와 방법 ····· 15

제 1 절 조사지역 및 조사기간 ····· 15

제 2 절 시료채취방법 ····· 16

1. 퇴적물과 공극수 채취 ····· 16

2. X-radiograph 시료 ····· 16

3. 해수채취 ····· 16

제 3 절 시료분석 방법 ····· 17

1. 영양염 ····· 17

2. 퇴적물 TOC, TN ····· 17

3. 퇴적물 입자의 비중 ····· 17

제 3 장 결 과 ····· 18

제 1 절 X-radiographs ····· 18

제 2 절 퇴적물 입도분석 ····· 18

제 3 절 퇴적물의 비중 ····· 20

제 4 절 Porosity ····· 20

제 5 절 코어 천연색 사진 ····· 22

제 6 절 저서생물상 ····· 24

제 7 절 퇴적물 TOC와 TN 24
제 8 절 퇴적물 Mn과 Fe 24
제 9 절 공극수에서의 영양염의 분포 27

제 4 장 고 찰 33
제 1 절 퇴적물 TOC 33
1. 입자성 유기탄소의 해저로의 유입 33
2. 퇴적물 내에서의 입자성 유기탄소의 산화 34
제 2 절 퇴적물 Mn 분포 37
제 3 절 해수와 퇴적물간의 영양염의 교환 38
1. 농도 경사에 근거한 저층수와 공극수의 영양염 교환 38
2. 생물 관개 (bioirrigation)에 의한 영양염류 이동 39

제 5 장 결 론 46

참 고 문 헌 47

감 사 의 글 51

List of Figures

Fig. 1. Sampling location in Masan Bay, Korea. 15

Fig. 2. X-radiographs of core MA1-1. Bioturbation dominates over primary sedimentary structures. 19

Fig. 3. Depth profile of porosity in the sediment at MA1. . 22

Fig. 4. Photographs of core MA1-2. Note three different colors of sediment layers: top thin brown layer, dark black middle layer and gray layer in the bottom of core. 23

Fig. 5. Vertical distributions of TOC and TN in core MA1-1 (A) and core MA1-2 (B). 25

Fig. 6. Vertical distributions of solid phase Mn and Fe in the sediment core MA1-1. 26

Fig. 7. Vertical distributions of pore water NO_3^- and NO_2^- concentrations in core MA1-1 (October 1986). . 29

Fig. 8. Vertical distributions of pore water PO_4^{-3} and $Si(OH)_4$ concentrations in core MA1-1 (October 1986). 30

Fig. 9. Vertical distributions of pore water NO_3^- and NO_2^- concentrations in core MA1-2 (December 1986). . 31

Fig. 10. Vertical distributions of pore water PO_4^{-3} and $Si(OH)_4$ concentrations in core MA1-2 (December 1986). 32

Fig. 11. Solutions to fit the model (see text) to the depth distibution of silicate for enhanced mixing with no nonlocal transport and molecular diffusion. 45

List of Tables

Table 1. Grain size parameters of core MA1-1. 18

Table 2. Sediment chemistry of core MA1-1 and MA1-2. 21

Table 3. Distributions of nutrients in the pore waters of sediments and in the overlying waters. 28

Table 4. Parameters of the fit of Eq.9 to the TOC data. w is 0.4 cm yr^{-1}. R is the correlation coefficient. 36

Table 5. Exchange of nutrients across the sediment-water interface. 39

제 1 장 서 론

sediment—water interface에 도달되는 유기물의 양과 질은 benthic metabolism을 결정하는 가장 큰 인자이다. 그러나 해저에 도달되는 유기물질의 조성은 그리 잘 알려져 있지 않다. 비활성 유기물질(refractory particulate matter)이 플랑크톤 물질로 부터 유래되고 그 형성과정이 매우 빠르다는 사실이 알려지고 있다(Cronin and Morris, 1983). 최근에 Westrich와 Berner (1984)는 대사되어 질 수 있는 유기탄소화합물이 실제로 산화상수 (대사반응상수)가 각각 다른 고유한 화합물로 이루어져 있다고 주장하고 있다. 또한, 육성기원 유기물 중 lignin-free한 부분 이 해양환경에서 어떻게 분해대사 되어가는가는 거의 알려진바가 없는 형편이다(Hedges and Mann, 1979).

sediment-water interface에 도달한 입자성 유기물의 대부분이 sediment-water interface에서 혹은 바로 그 위의 저층수에서 산화되는지, 혹은, 퇴적물내에서 산화되는지에 관해서는 논란의 여지가 있다. Reimers와 Suess(1983)은 sediment-water interface에서 resuspension이 입자성 유기탄소의 해수층내의 잔류시간을 증가시키게 되어 sediment-water interface 근처에서 대부분의 유기물이 산화된다는 것을 밝혔다. 한편으로 저서동물에 의한 퇴적물의 교란 작용은 유기탄소를 퇴적물내로 끌어 들이는 효과를 가져오게되므로 해저에 일단 도달한 유기탄소는 대부분 퇴저물내에서 산화하게 될 것이다. 위 2가설이 실제 환경에 미치는 영향은 서로 다르다. 만일 유기물이 해저표층이나 저층수에서 산화가 되면 해수순환이 제한되지 않은 곳에서는 주위 환경을 악화시키지 않게 될 것이다. 그러나 후자의 경우는 유기물의 대사가 퇴적물 내에서 이루어지므로 이

곳에서는 electron acceptor 들의 공급이 분자 확산의 차원에서 이루어 지게 된다. 따라서 황산이온의 환원이 일어나게되고 발생된 황화수소 나 그 외 환원 된 물질들이 해수저층의 산소를 소모하게 되어 무산소층을 유발하게 된다.

이러한 여러가지 가설을 검증해 보려는 기초적인 연구가 수행이되었다. 마산만 해역은 식물플랑크톤의 기초생산이 적조가 자주 일어날 만큼이나 매우 높은 해역이고, 또 인접 육지환경으로 부터 육상기원 유기물이 들어오는 해역이어서 위에서 논의한 여러 가지 유기물질의 대사작용을 연구하기는 매우 좋은 지역이다. 본 연구에서는 일차적으로 두가지 문제를 관심의 대상으로 하였다.

그 구체적인 내용은 첫째 입자성 유기탄소가 얼마나 많이 해저퇴적물에 유입되며 또 어디서 얼마나 빨리 산화되어 지는가에 대한 것이며, 두번째는 어떤 과정이 공극수내의 용존성분의 농도 분포에 영향을 크게 미치는가에 대한 것이다.

제 2 장 시료와 방법

제 1 절 조사지역 및 조사기간

마산만에서 일개 정점 (35° 10′ 42″ N, 128° 34′ 30″ E)에서 퇴적물 시료가 1986 년 10 월과 12 월 두 차례에 걸쳐서 채취되었다(그림 1). 이 정점은 이 외 (1986) 들이 Pb-210 과 Cs-137 의 퇴적물내의 활동도를 측정하여 퇴적율을 얻은 바 있어서 그 퇴적율을 이용하려고 같은 정점을 본 연구에서도 선택하였다.

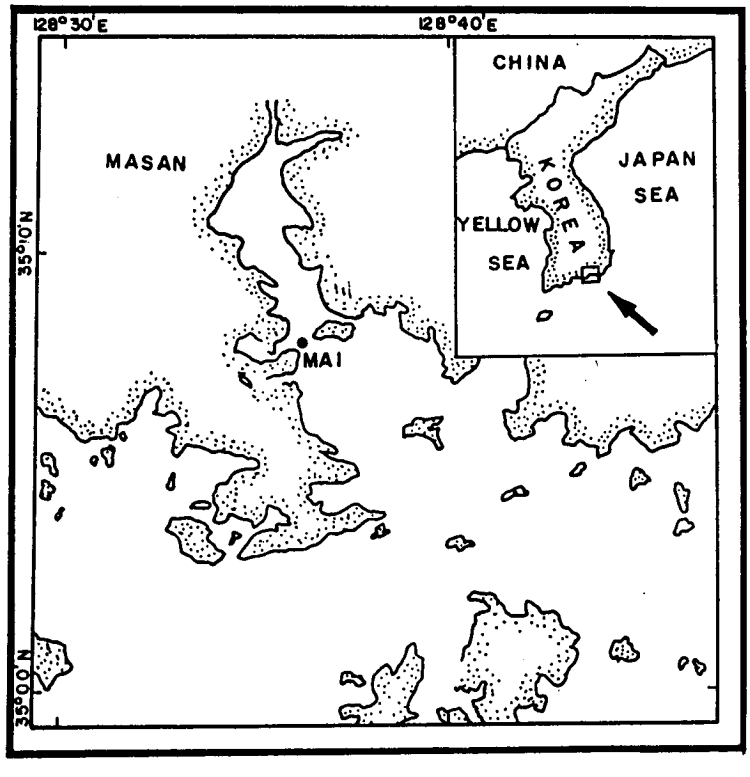

Fig. 1. Sampling location in Masan Bay, Korea.

제 2 절 시료채취방법

1. 퇴적물과 공극수 채취

퇴적물과 공극수 시료는 잠수부를 동원하여 1986 년 10 월과 12 월에 각각 한 차례씩 행하여 졌다. 시료채취에 사용된 코어 (core) 는 안쪽 직경이 7.0 *cm*이고 길이가 약 50 *cm*인 투명한 아크릴관으로 만들어 졌다. 채취된 코어는 즉시 코어의 안쪽 직경과 같은 크기로 만들어진 Reeburgh (1967) 형 squeezer 로 사출되었다. 공극수는 퇴적물로 부터 고순도 질소가스를 사용하여 (5-40 psi) 추출하였다. 2 장의 미리 연소시킨 Glass Fiber Filter 가 squeezer 에 사용되었다. 초기의 수 *ml*의 공극수는 각각의 section 으로부터 오염을 우려하여 분석에 사용되지 않았다. 공극수내의 영양염 분석을 위하여 시료는 polyethylene 용기에 담아서 분석직전까지 냉동상태로 보존되었다.

퇴적물 시료도 채취 즉시 냉동시켜 실험실로 운반된 후 냉동건조 시킨 후에 퇴적물 유기탄소, 질소 (TOC, TN) 의 분석에 이용되었다.

2. X-radiograph 시료

퇴적물 코어를 채취한 후 현장에서 밀봉하여 실험실로 운반하였다.

3. 해수 채취

해저에 인접한 저층수에서의 영양염류의 분포를 얻기 위해서 잠수부가 Glass Fiber Filter 를 부착시킨 polyetylene 주사기를 이용하여 해저로 부터 10, 30, 50, 100, 200 *cm* 떨어진 깊이에서 해수시료를 채취하였다.

제 3 절 시료분석방법

1. 영양염

공극수와 해수중에 함유되어 있는 영양염류는 Autoanalyzer를 사용하여 분석하였다 (양, 1987).

2. 퇴적물 TOC, TN

냉동 건조된 시료를 분쇄하여 균일하게 한다음 6 N HCl로 처리하여 무기탄소 (inorganic C)를 제거한 다음에 다시 115 ℃로 12 시간정도 oven-dry한 후, 분쇄한 다음, 건조기 (desicator)에 분석 직전까지 보관하였다. 이들 시료중에 함유된 TOC, TN은 Perkin-Elmer Model 240 B CHN Elemental Analyzer를 사용하여 측정하였다.

3. 퇴적물 입자의 비중

퇴적물 입자의 비중은 pycnometer를 사용하여 Bowles (1978) 방법에 의거 측정하였다.

제 3 장 결 과

제 1 절 X-radiographs

코어 MA1-1의 퇴적층 구조는 그림 2에 잘 나타나 있다. 이들 X-radiograph가 보여 주는 퇴적학적인 특성으로는 완전히 생물 교란이나 물리적인 교란 작용에 의하여 primary sedimentary structure는 거의 보존이 되어 있지 않다. 전체적으로는 표층에서 하층으로 깊어 질 수록 조개 파편들이 많아지고 또 고루게 분산이 되어 있다. 상층 퇴적물에서는 (깊이 21-34 *cm*) 완전한 형태의 조개껍질이 드물게 나타나지만 하층에서는 (깊이 47-64 *cm*) 완전한 형태의 조개껍질이 특히 gastropod들이 자주 나타난다.

제 2 절 퇴적물 입도분포

코어 MA1-1의 입도 분석의 결과 (표 1), 전 분석 구간에서 clay size의 분율이 65 %를 넘고 sind size 분율이 2 % 이하인 mud로 분류된다.

Table 1. Grain size parameters of Core MA1-1

Depth (*cm*)	Mean Size (ϕ)	Sorting (ϕ)	Sand (%)	Silt (%)	Clay (%)
0 - 3	9.12	1.85	1.9	28.3	69.8
15-18	9.18	1.96	0.9	29.7	69.4
35-38	8.87	1.69	2.5	30.1	67.4
44-46	8.92	1.65	1.4	28.6	70.0
61-64	8.82	1.49	0.3	32.1	67.6

Mean size and sorting value were calculated according to Folk and Ward (1957).

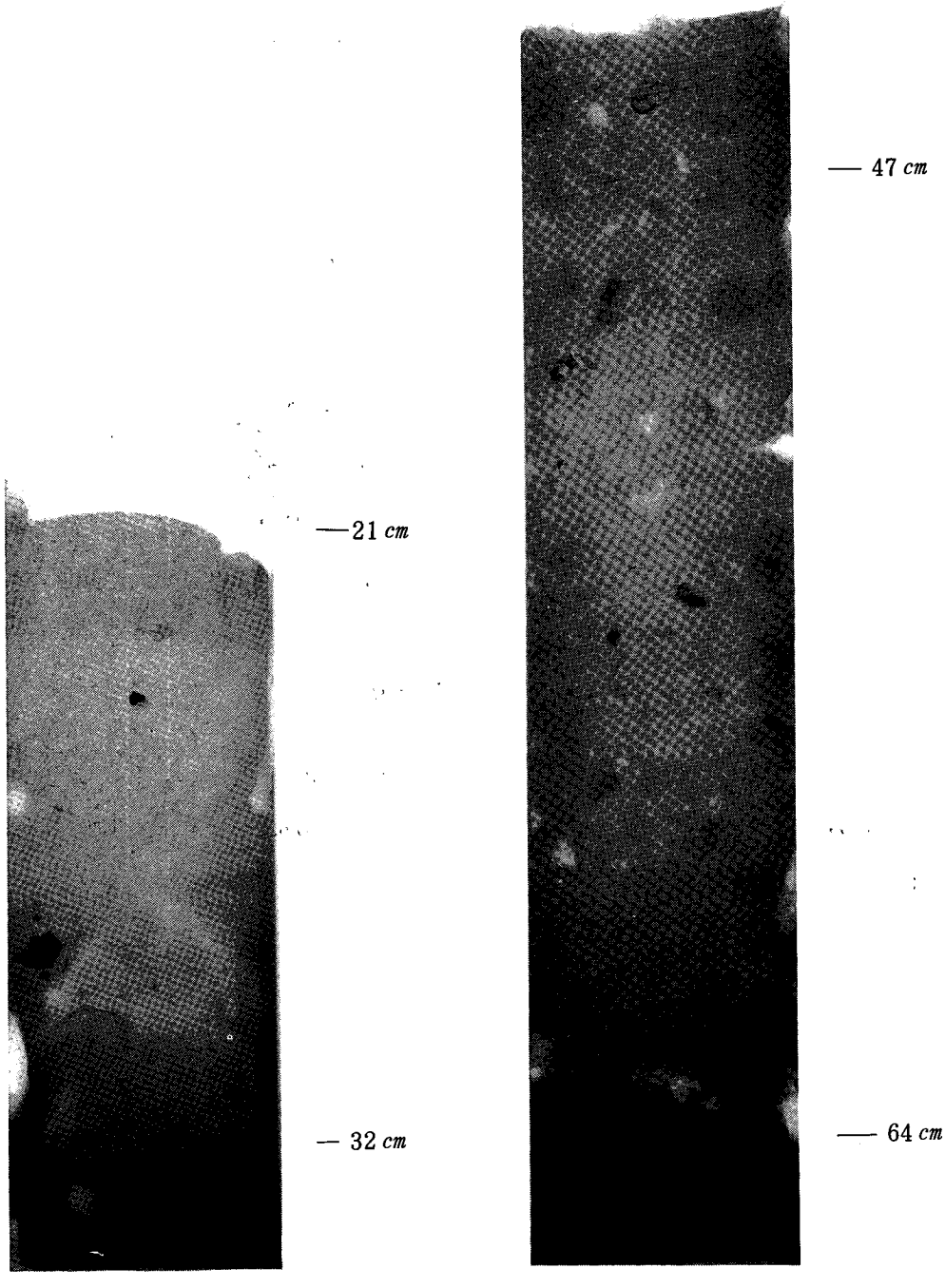

Fig. 2. X-radiographs of core MA1-1. Bioturbation dominates over primary sedimentary structures.

깊이에 따른 퇴적물 분포에는 주목할 만한 변화가 없어서 최근 100여년간 퇴적물의 기원이나 유입의 경로가 달라졌다고 하기는 어려울 것이다. sorting value도 분석된 전체 깊이에서 1.16-1.49로 변화가 없고, mean size도 8.8-9.2로 균일하다.

제3절 퇴적물의 비중

코어 MA1-1의 표층 퇴적물(2-4 *cm*)의 비중은 2.56이고 저층 (32-38 *cm*)에서 2.65로 나타났다(표2). 이는 저층으로 갈수록 증가하는 탄산염 물질의 증가와 저층으로 갈수록 감소하는 유기물의 함량 때문으로 사료된다. 이들 퇴적물의 비중은 여러 해역에서 보고된 값의 범위에 들어오는 것으로 본 연구에서는 평균 dry density로 2.6 $g\,cm^{-3}$가 사용된다.

제4절 Porosity

코어 MA1-1에서 표층에서 0.98로 가장 높고 저층으로 갈수록 낮아져 30 *cm* 깊이에서는 0.80으로 줄어 들어서 compaction의 결과로 보인다(표2와 그림3).

Table 2. Sediment chamistry of core MA1-1 and MA1-2.

Core MA1-1 (October 1986)

Depth (cm) Top	Bottom	Middle	Porosity	density (g/cm³)	TOC (%)	TN (%)	C/N	Mn (ppm)	Fe (%)
0	2	1	0.98		3.90 ± 0.24	0.52 ± 0.01	8.7	290	3.6
2	4	3	0.92	2.56	3.73 ± 0.02	0.47 ± 0.01	9.3	310	4.1
4	8	6	0.89		3.00 ± 0.01	0.35 ± 0.01	10.0	346	4.1
8	12	10	0.86		3.13 ± 0.03	0.34 ± 0.01	10.7	359	3.9
12	16	14	0.84		2.62 ± 0.01	0.27 ± 0.01	11.3	449	4.0
16	20	18	0.83		2.02 ± 0.04	0.20 ± 0.01	11.8	528	4.2
20	24	22	0.82		2.06 ± 0.00	0.19 ± 0.01	12.6	549	4.2
24	28	26	0.80		2.14 ± 0.03	0.19 ± 0.01	13.1	560	4.6
28	32	30	0.77		1.59 ± 0.03	0.17 ± 0.00	10.9	652	4.3
32	38	35	0.81	2.65	1.45 ± 0.03	0.17 ± 0.01	10.0	666	5.0

Core MA1-2 (December 1986)

Depth (cm) Top	Bottom	Middle	TOC (%)	TN (%)	C/N
0	2	1	4.84 ± 0.06	0.69 ± 0.01	8.2
2	4	3	3.46 ± 0.04	0.47 ± 0.02	8.6
4	8	6	3.35 ± 0.01	0.46 ± 0.01	8.5
8	12	10	2.29 ± 0.01	0.28 ± 0.01	9.5
12	16	14	2.65 ± 0.01	0.31 ± 0.01	10.0
16	20	18	2.16 ± 0.05	0.24 ± 0.03	10.5
20	24	22	2.01 ± 0.04	0.20 ± 0.00	11.7
24	28	26	2.07	0.19	12.7
28	32	30	2.00	0.17	13.7
32	38	35	1.65	0.17	11.3

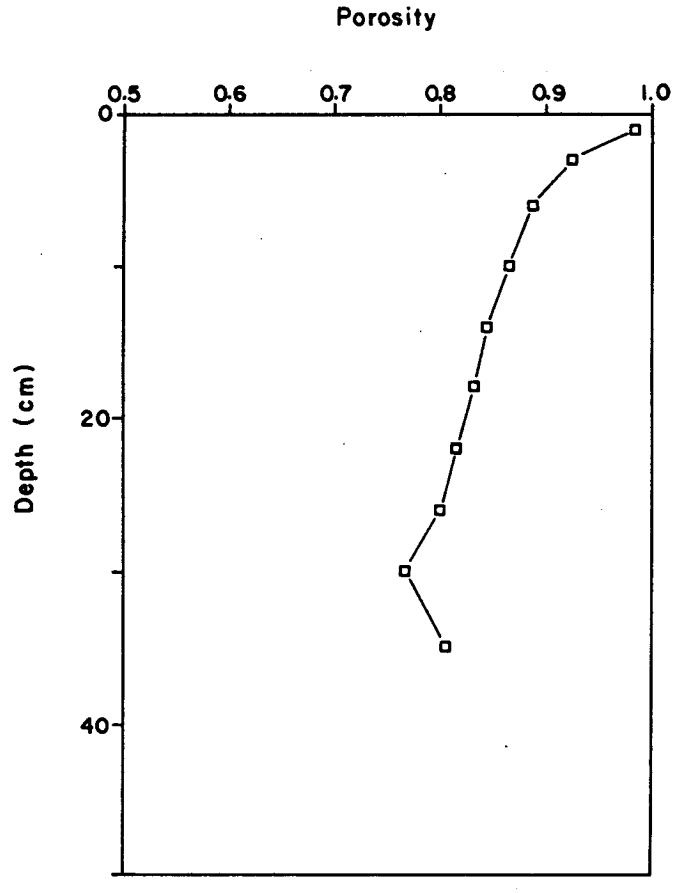

Fig. 3. Depth profile of porosity in the sediment at MA1.

제 5 절 코어 천연색사진

sediment-water interface를 자세히 관찰하기 위하여 코어 MA1-2을 촬영하였다 (그림 4). 퇴적물의 최상부는 갈색의 얇은 띠 형태로 검은 색깔의 상층부와는 뚜렷이 구별이 되며 코어 깊이 30-40 *cm* 보다 깊은 퇴적물은 회색을 가져서 위 3가지 층이 완전하게 구별이 되었다.

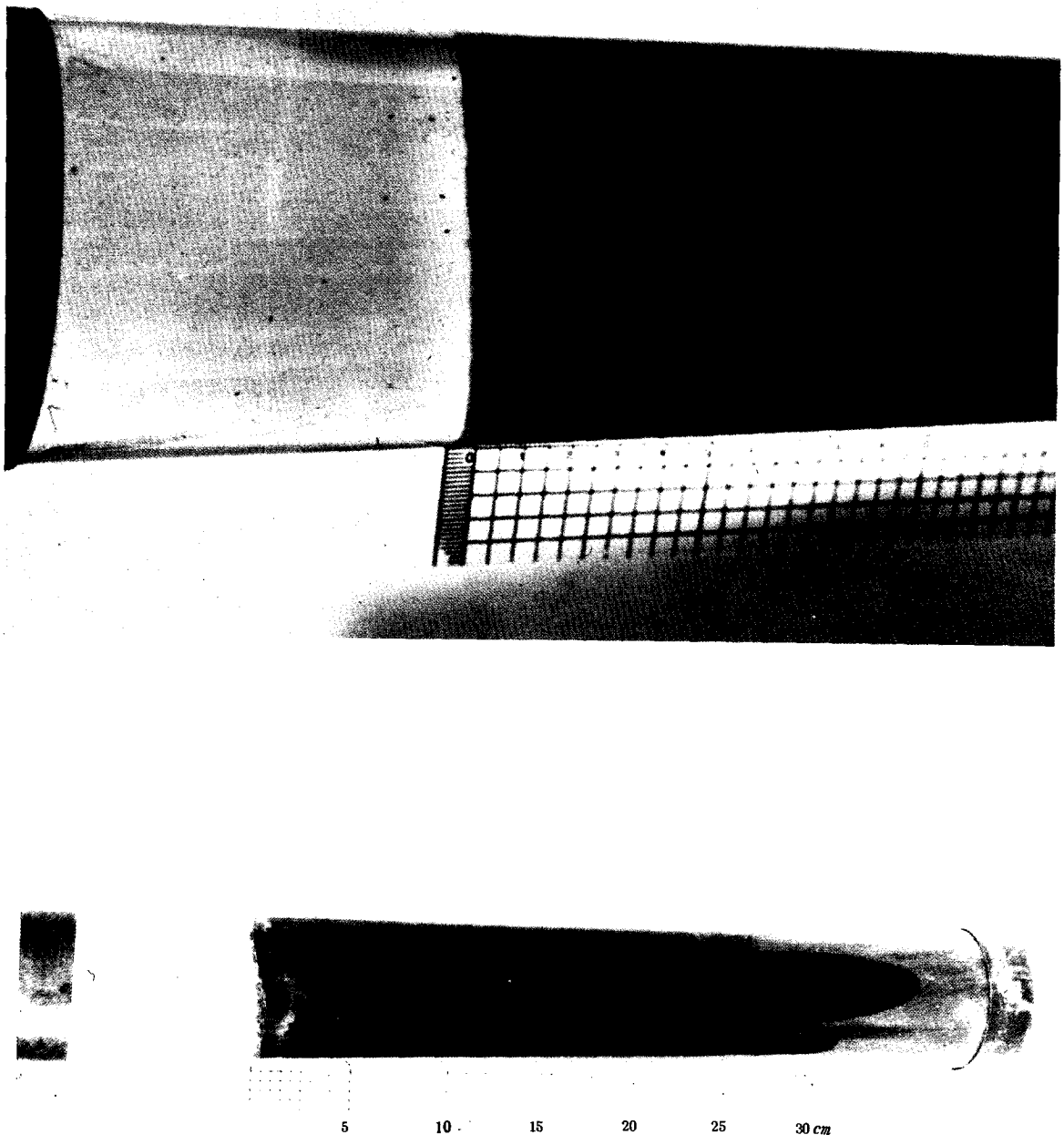

Fig. 4. Photographs of core MA1-2. Note three different colors of sediment layers: top thin brown layer, dark black middle layer and gray layer in the bottom of core.

제 6 절 저서생물상

코어 MA1-2를 채취할 당시 (1986년 12월) 대략적인 저서생물에 대한 분포 조사가 행하여 졌다. Bivalve의 유패도 상당수 발견 되었고 polychaeta의 여러 종류가 나타나 보여, 이들 저서 생물의 밀도는 비교적 높을 것으로 사료된다.

제 7 절 퇴적물 TOC와 TN

조사 정점에서 얻은 퇴적물 TOC, TN의 수직 분포는 표 2에 수록되어 있고 그림 5에 나타나 있다. 얻어진 2 코어에서 TOC, TN의 분포 경향은 깊이가 증가함에 따라서 체계적으로 감소하고 있다. 표층에서의 TOC의 평균치는 4.37 ± 0.67이고 TN은 0.61 ± 0.12%이다. 표층 퇴적물의 유기물의 C/N 비는 8.2-8.7로서 약간 높은 값이기는 하지만 식물 플랑크톤의 C/N 비에 근사한 값이다. 그리고 퇴적유기물의 C/N 비는 깊이가 증가할 수록 증가하는 경향을 보이고 있으며 그 값은 전형적인 해양퇴적물에서 나타나는 11 정도를 보이고 있다. 특이하게 깊이 30 *cm* 정도에서 C/N 비가 13으로 약간 높게 나타난다.

제 8 절 퇴적물 Mn과 Fe

퇴적물 입자성 Mn의 농도는 퇴적물의 표층에서 약 300 ppm이고 깊이가 증가함에 따라 증가하는 경향을 보여 깊이 약 30-40 *cm*에서는 약 700 ppm에 이른다 (그림 6).

퇴적물 입자성 Fe은 대략 4% 내외로 얻어진 전체 시료에서 큰 변

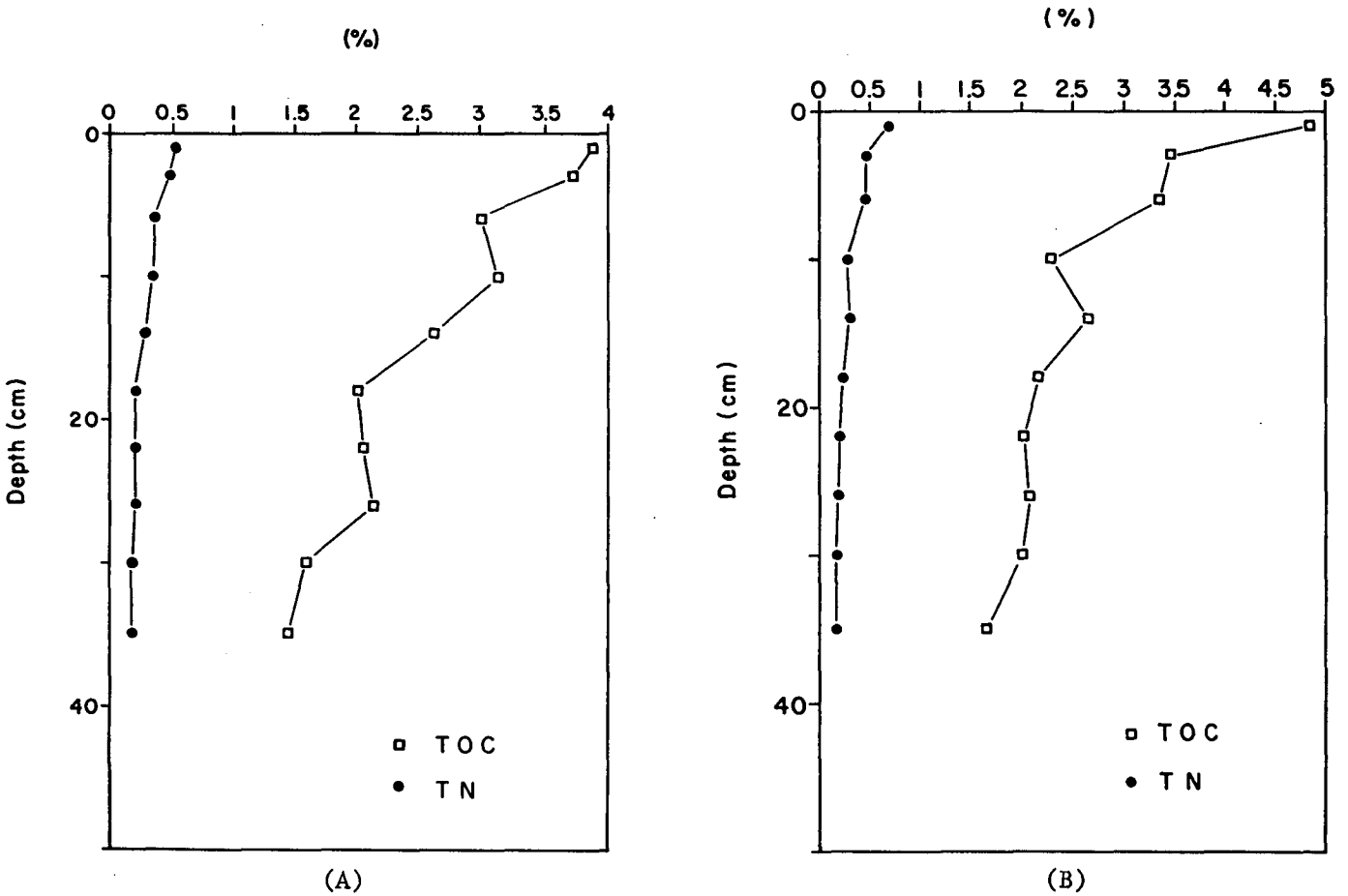

Fig. 5. Vertical distributions of TOC and TN in core MA1-1 (A) and core MA1-2 (B).

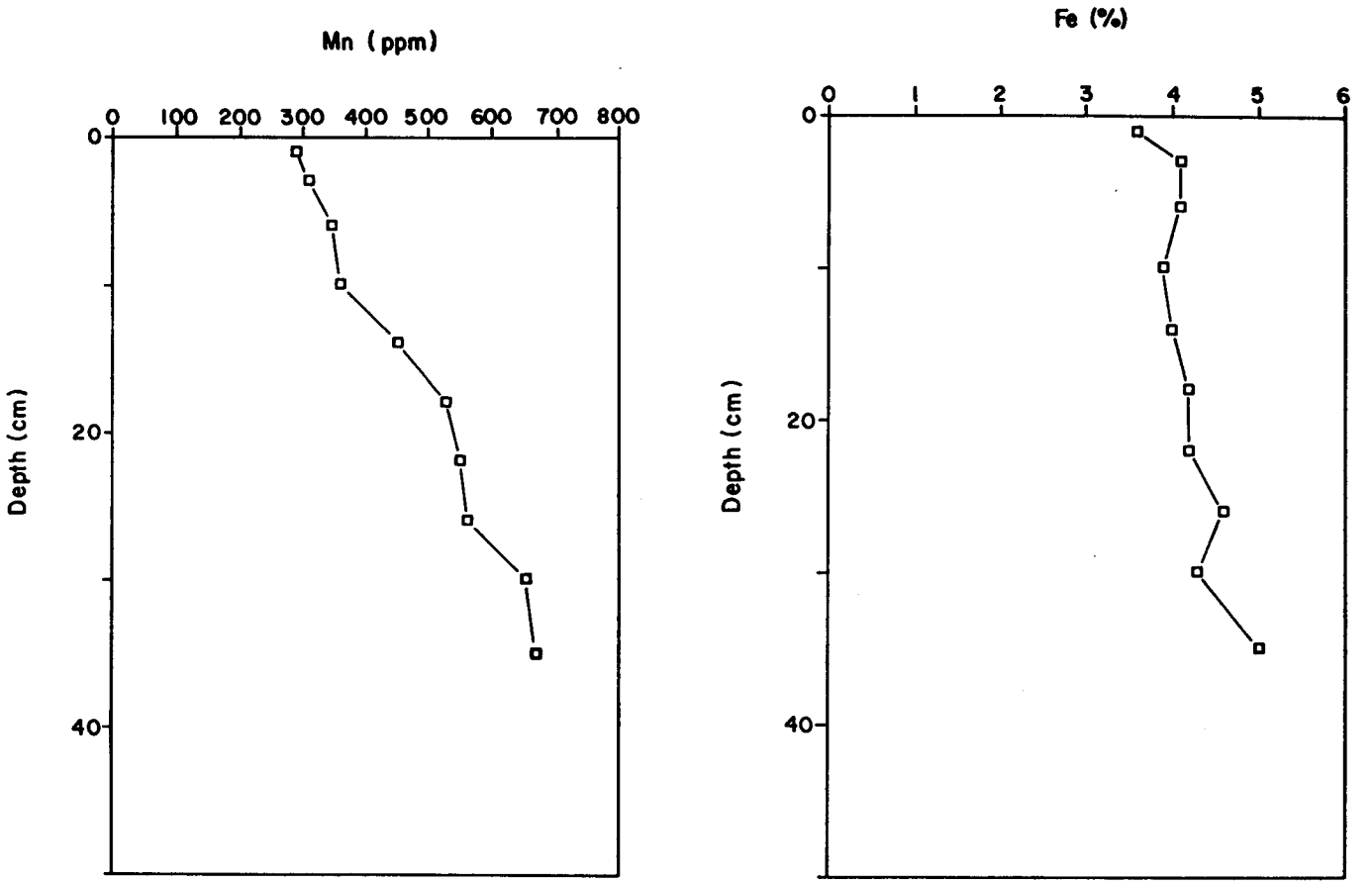

Fig. 6. Vertical distributions of solid phase Mn and Fe in the sediment core MA1-1.

화는 없으나 깊이가 증가할 수록 미약하게 증가하는 추세를 보이고 있다 (그림 6).

제 9 절 공극수에서의 영양염의 분포

코어 MA1-1 과 MA1-2 에서 얻어진 영양염의 수직분포는 표 3 과 그림 7-10 에 나타나 있다. 여기서 특기할만한 사실중의 하나는 NO_3^- 의 농도가 80-103 μM (코어 MA1-1), 39-106 μM (코어 MA1-2) 로써 이제까지 일반 해양환경 퇴적물에서 보고된 값보다 2배 정도나 크게 나타나고 있다는 사실이다. 이 높은 값이 실제의 농도인지 시료채취 과정에서나 분석과정에서 인위적인 오차에 의해서 나타난 것인지는 아직 확실하지가 않다. 일반적으로 유기물 함량이 높은 연안의 해저에서는 해저 퇴적물내로 산소가 투과되는 깊이가 수 mm에 국한되고, NO_3^- 의 농도는 깊이가 증가하게 됨에 따라 급속하게 감소하게 되는 것이 보통이나 조사지역의 퇴적물 코어에서는 전체 시료채취 구간에서 NO_3^- 의 양이 많아서 suboxic zone 이 상당히 크게 발달하고 있는 것으로 보인다. 이런 현상은 매우 드물게 나타나는 것으로 앞으로 자세한 연구가 필요할 것이다. 또한, PO_4^{3-} 의 농도는 65-97μM이다. 일반적인 코어에서의 영양염의 수직분포의 특징은 bioirrigation 구조를 가진다는 사실이다.

Table 3. Distributions of nutrients in the porewaters of sediments and in the oveerlying waters.

Core MA1-1 (October 1986)

Depth (cm)			Interstitial water (μM)			
Top	Bottom	Middle	No_3^-	NO_2^-	PO_4^{3-}	$Si(OH)_4$
0	2	1	83.0	1.17	97	306
2	4	3	75.7	1.17	115	361
4	8	6	107.8	1.00	129	328
8	12	10	65.2	0.58	96	306
12	16	14	38.7	0.60	83	361
16	20	18	90.6	0.25	76	273
20	24	22	133.7	1.08	67	273
24	28	26	83.5	0.75	69	306
28	32	30	76.3	0.79	65	287

Core MA1-26 (December 1986)

Depth (cm)			Interstitial water (μM)				
Top	Bottom	Middle	NH_4^+	NO_3^-	NO_2^-	PO_4^{3-}	$Si(OH)_4$
0	2	1	50	39.1	0.34	6	150
2	4	3	72	68.8	0.72	31	232
4	8	6	114	76.2	0.87	68	284
8	12	10	156	32.6	0.51	76	336
12	16	14	189	26.9	0.58	97	287
16	20	18	207	52.2	0.79	88	282
20	24	22	177	106.0	0.41	73	222
24	28	26	174	81.1	0.73	41	107
28	32	30	151	33.8	0.79	66	219
32	38	35	121	61.3	0.21	56	268

Overlying Water, Depth (μM), depth in cm above bottom

		NH_4^+	NO_3^-	NO_2^-	PO_4^{3-}	$Si(OH)_4$
October	10		5.7	0.89	1.74	11.1
	30		5.1	0.73	1.55	8.9
	50		5.4	0.97	1.73	10.6
	100		6.7	0.83	1.76	9.5
	200		4.6	0.83	1.64	10.0
December	10	49	14.5	1.64	1.85	10.3

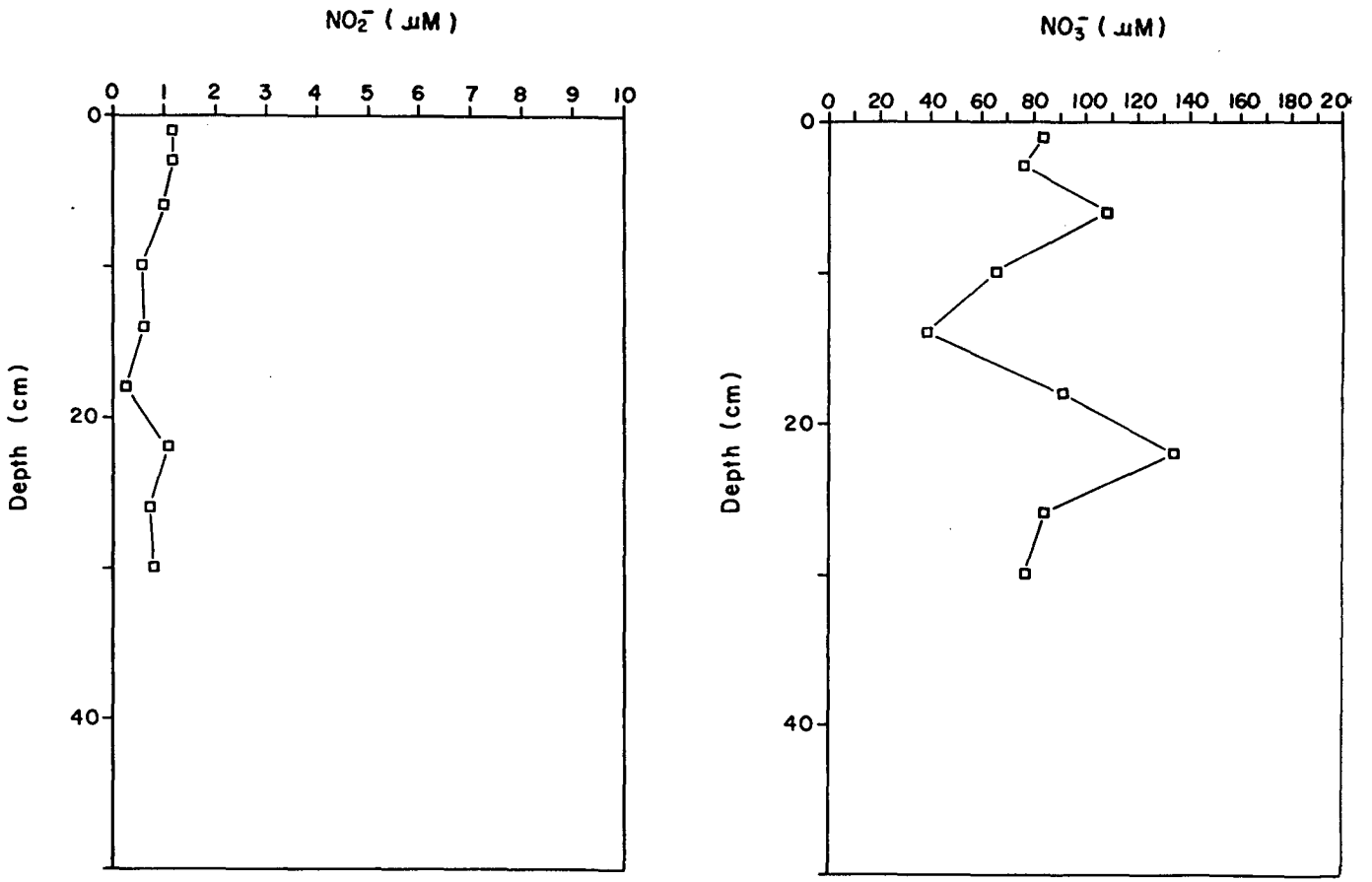

Fig. 7. Vertical distributions of pore water NO_3^- and NO_2^- concentrations in core MA1-1 (October 1986).

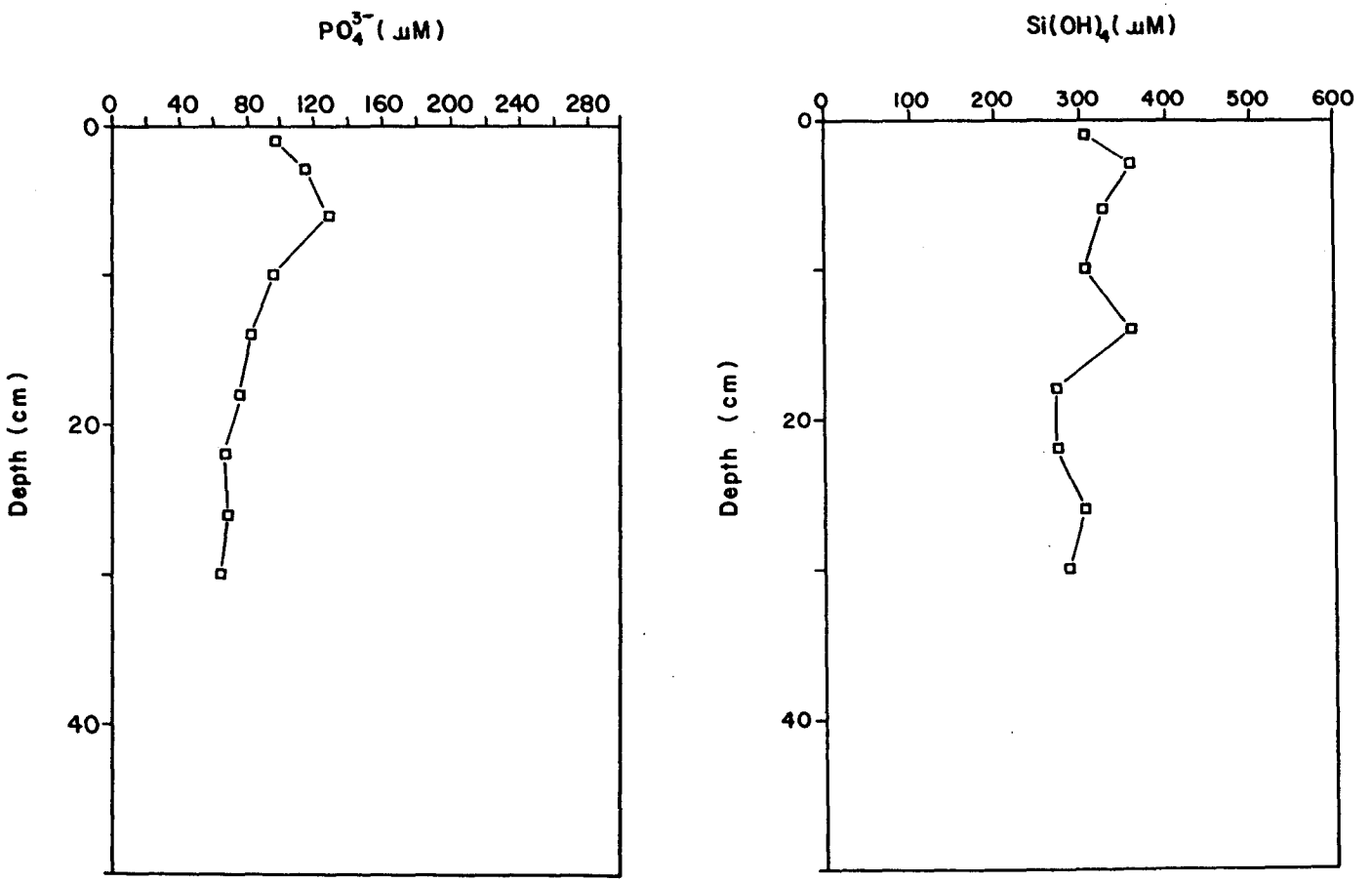

Fig. 8. Vertical distributions of pore water PO_4^{-3} and $Si(OH)_4$ concentrations in core MA1-1 (October 1986).

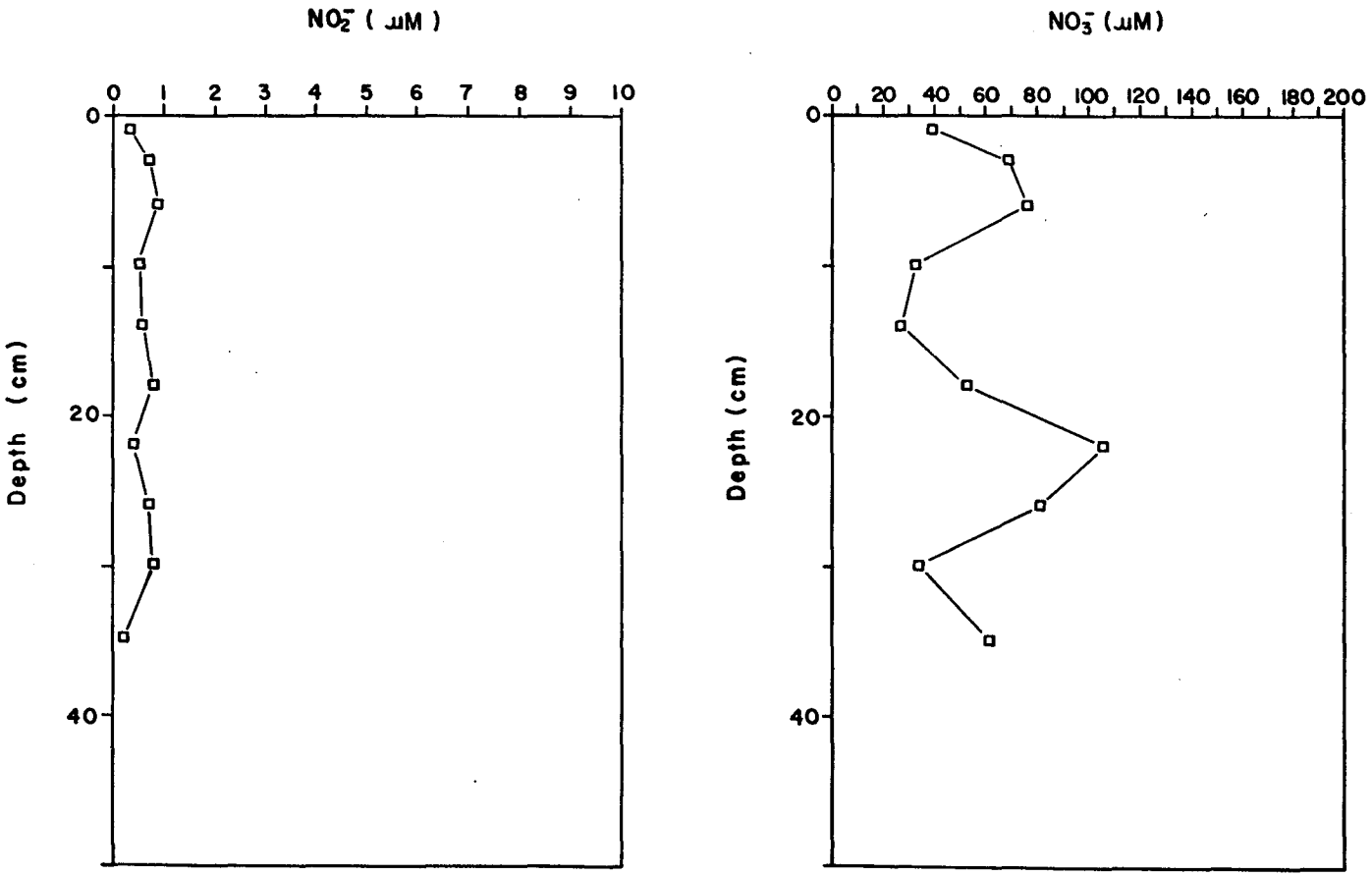

Fig. 9. Vertical distributions of pore water NO_3^- and NO_2^- concentrations in core MA1-2 (December 1986).

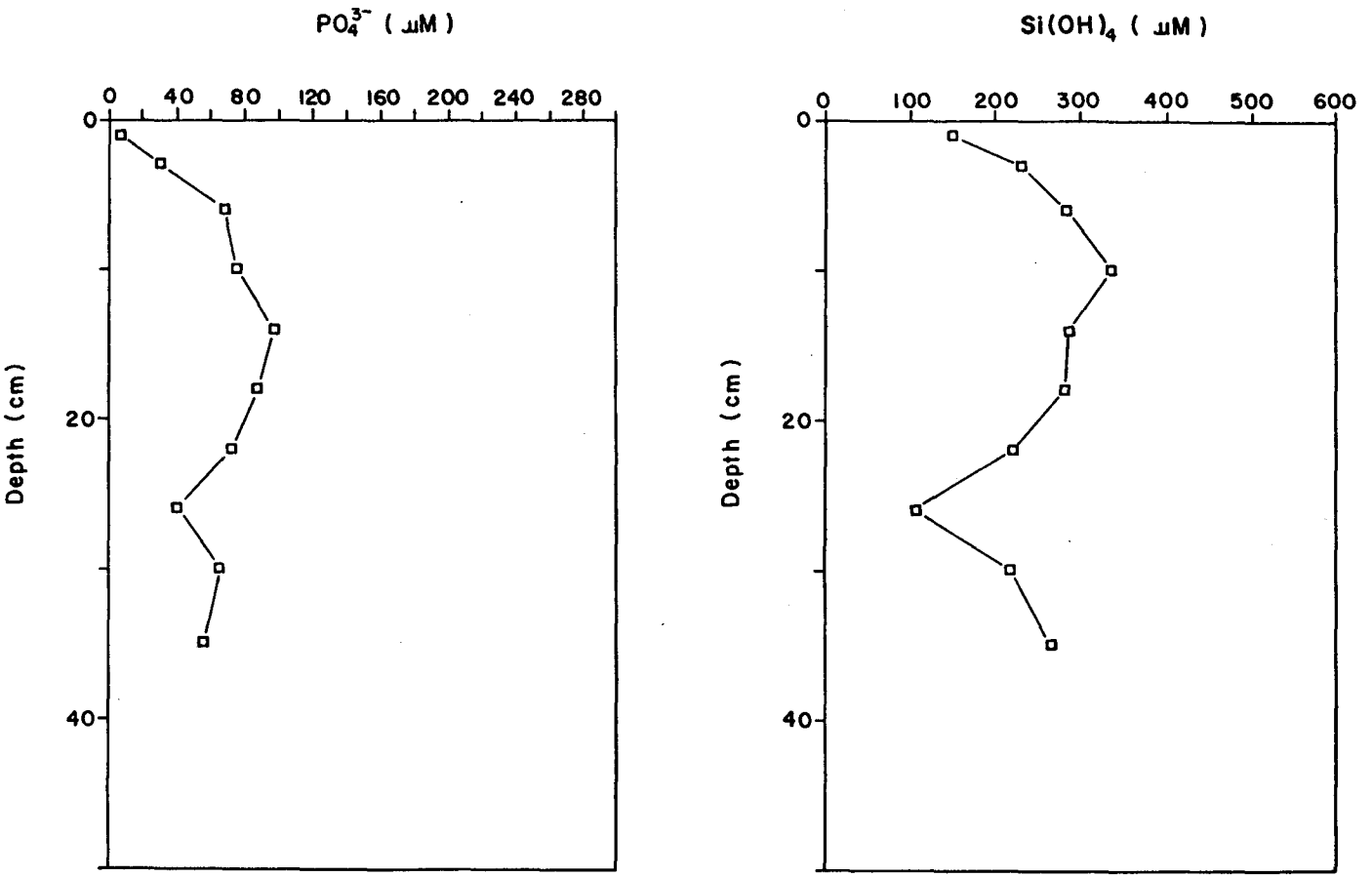

Fig. 10. Vertical distributions of pore water PO_4^{-3} and $Si(OH)_4$ concentrations in core MA1-2 (December 1986).

제 4 장 고찰

제 1 절 퇴적물 TOC

1. 입자성 유기탄소의 해저로의 유입

해저퇴적물로의 POC의 incorporation율 Js는 방정식 (1)과 (2)를 이용하여 얻을 수 있는 데 방정식 (1)은 sediment mixing를 고려하지 않은 것이고 방정식 (2)는 sediment mixing을 고려한것이다(Walsh at al.,1985).

$$J_{S1} = w\rho\ Go(1-\phi) \quad \cdots\cdots \quad (1)$$

$$J_{S2} = w\rho\ Go(1-\phi) + K\rho(\partial G/\partial Z)_{Z=0}(1-\phi) \quad \cdots\cdots \quad (2)$$

여기서 w는 퇴적율이고 ϕ는 porosity, Go은 퇴적물 표층의 TOC농도이고 K는 sediment mixing coefficient이다. 같은 조사정점에서 얻어진 $^{137}C_s$ 활동도 수직분포(이 외, 1986)에 의하면 sediment mixing이 상당히 일어나고 있는 것으로 보이고, 또 퇴적물 코어의 x-radiograph 사진 (그림 2)이나 퇴적물 입도분포 결과들도 sediment mixing이 일어나고 있음을 시사해 준다. 그러나 $^{137}C_s$ 자료의 불완전성 때문에 기존의 자료로 부터 sediment mixing coefficient를 얻어내기는 어려울 것으로 보인다. 따라서 sediment mixing을 무시하고 방정식 (1)을 이용하여 가장 conservative한 추정을 하는 수 밖에 없다. 그 결과는 코어 MA1-2에서 0.84 mol C m^{-2} yr^{-1}이고 코어 MA1-1에서 0.68 mol C m^{-2} yr^{-1}가 얻어져서 마산만의 조사정점에서 평균 0.76 ± 0.11 mol C m^{-2}가 매년 해수 Column으로 부터 해저 퇴적물로 공급이 된다고 볼 수 있겠다.

2. 퇴적물내에서의 입자성 유기탄소의 산화

퇴적물내에서 TOC의 산화량을 sediment mixing을 고려하지않고 여기서 얻고자 시도되었다. 왜냐하면 sediment mixing이 앞에서 언급한 바와 같이 아직 알려져 있지 않기 때문이다. 시료채취 전 구간(40 *cm*)에 걸쳐서 remineralized된 총 TOC의 양, Gr은,

$$\% \ Gr = \frac{(Go - Gb)}{Go} \times 100 \quad \cdots\cdots (3)$$

이고. TOC의 산화율 (Jd)은

$$J_d = w\rho(Go - Gb)(1 - \varphi) \quad \cdots\cdots (4)$$

이다(Martens and Klump, 1984). 여기서 Go와 Gb는 퇴적물 최상단과 시료채취 구간의 최하단에서의 TOC농도이다. 조사정점에서 Go은 4.37 ± 0.67 %이고, Gb는 1.55 ± 0.14 %이다. 방정식 (3)을 얻어진 TOC 수직분포에 적용하면 Gr값은 65 %이다. 즉 표층에 도달한 TOC의 65 %가 40 m구간 즉 100여년 간에 걸쳐서 산화가 되는 것을 의미한다. 방정식 (4)를 이용한 Jd의 값은 0.49 mol C m^{-2} yr^{-1}이 된다. 그러나 해수표층에서 기초생산이 계절적으로 크게 변화할 것으로 보이므로 여기서 사용된 Go 값의 대표성에는 문제가 있을 수가 있겠다. 또 코어 표층의 유기탄소도 바로 해수층으로 부터 떨어진 신선한 것이 아니라 더 오래된 퇴적물 유기 탄소와 혼합도 되었을 것이다.

퇴적물 유기탄소의 반응상수를 얻기위하여 기초적인 노력이 Berner(1980)의 steady state diagenetic model을 이용하여 시도되었다.

$$K \frac{\partial^2 G}{\partial Z^2} - w \frac{\partial G}{\partial Z} - k_c G = 0 \quad \cdots\cdots (5)$$

여기서 K는 Sediment mixing coefficient이고 z는 sedimentwater interface로 부터의 거리(아래쪽 방향으로+), w는 퇴적율, 그리고 k_c는 유기탄소 G의 1차 반응상수이다. 아래와 같은 boundary condition에서 방정식 (5)은,

boundary conditions

$$G = G_o \quad at \quad z = 0$$

$$G \rightarrow 0 \quad at \quad z \rightarrow \infty \qquad \cdots\cdots (6)$$

이면 $G_z = G_o \exp(B_c z)$

여기서 $B_c = \dfrac{(w - \sqrt{(w^2 + 4k_c \cdot k)})}{2K}$

그리고 Go은 sediment-water interface에서 TOC의 농도이다.

그러나 일반적으로 TOC농도가 0으로 되기보다는 "equilibrium" 농도로 가는 게 보통이다. 이 background농도는 일반적으로 미생물에 의해서 대사가 되지 않는 탄소(non-metabolizable carbon)로 여겨지고 있다. 여기서 "대사가 되는(metabolizable)"과 "대사가 되지않는(non-metabolizable)" 이라는 용어는 TOC 수직 분포에서 operational하게 정의된 것이다. 대사되지 않는 유기탄소의 존재를 방정식 (6)에 대입하면

$$G_z = G_{nm} + G_{m,o} \exp(B_c z) \qquad \cdots\cdots (7)$$

이고 여기서 G_{nm}은 대사되지 않는 TOC이고 $G_{m,o}$는 sediment-water interface에서 대사되는 TOC의 농도이다. $G_{m,z}$는 깊이 z에서 대사되는 TOC의 농도이다.

만약 sediment mixing이 무시된다면 방정식 (5)는

$$-w \frac{\partial G}{\partial Z} - k_c \cdot G = 0 \quad \cdots\cdots (8)$$

로 되고, 방정식 (8)을 아래의 boundary condition에 의해서 풀면

boundary conditions

$$G = G_{m,o} \quad at \quad z = 0$$

$$G_{m,o} \rightarrow 0 \quad at \quad z \rightarrow \infty \quad \cdots\cdots (9)$$

$$G_z = G_{nm} + G_{m,o} \exp(B_c z)$$

여기서 $B_c = -kc/w$

그러나 앞에서 언급한 바와 마찬가지로 아직 sediment mixing coefficient가 알려져 있지 않으므로 방정식 (9)를 TOC수직 분포에 적용하였다.

따라서 얻어진 k_c값은 최소한의 추정이 될 것이다. B_c에 대한 값은 TOC 수직 분포에 least-sqaure fit로 얻어 졌고, 연이어 TOC 산화 상수 k_c가 얻어지고 TOC의 residence time은 k_c의 역수로서 얻어졌다(표 4).

Table 4. Parameters for the fit of Eq. 9 to the TOC data. w is 0.4 $cm\,yr^{-1}$ R is the correlation coefficient.

Core	G_{nm} (%)	$G_{m,o}$ (%)	B(cm^{-1})	k(yr^{-1})	τ(yr)	R
MA 1 — 1	1.65	3.19	-0.07	0.03	33	-0.93
MA 1 — 2	1.45	2.45	-0.08	0.03	33	-0.92

이 표에서 보듯이 유기탄소의 산화 반응 상수 k_c는 0.03 yr^{-1}이고 약

50 *cm* 깊이 퇴적물에서의 입자성 유기탄소의 잔류시간은 대략 30여년 이다.

제2절 퇴적물 Mn 분포

일반적으로 연안 해양에서의 표층 퇴적물은 초기 diagenesis동안 일어나는 복합적인 과정의 결과로서 Mn이 enrich하게 된다. 이들 과정들은 입자성 Mn의 burial과 dissolution, 용존성 Mn의 upward migration, 그리고 퇴적물 표층에서 입자성 Mn의 재침전 등이다. 그림6에서 보면 퇴적물의 표층에서 입자성 Mn이 가장 낮은 값을 나타내고 아래층으로 갈수록 증가하는 양상을 나타내어서 만일 코어 깊이 30 *cm* 이하에서 퇴적물 입자성 Mn이 안정을 이룬다면(즉 더 이상 증가하지 않는다면) 표층에서 Mn산화물이 유기물의 산화에 electron acceptor로 사용이 되어 진다고 볼 수가 있다. 그러나 이는 공극수내의 NO_3^-의 해양환경에서의 전형적인 수직분포와는 서로 맞지 않게 된다(Froelich 외, 1979). 만일 입자성 Mn의 수직분포(그림 6)가 실제 자연현상이라면 Mn dissolution layer가 상당히 깊은 것으로 보인다. 그러므로, Mn의 recycling특성을 고려한다면 마산만에서 Mn이 입자성 유기탄소의 산화에 크게 기여할 것으로 보이지만 좀더 많은 자료가 모여질 때 까지 판단을 보류해야 할 것이다. 한편으로, 유기탄소의 early diagenesis동안 MnO_2와 NO_3^-가 electron acceptor로 쓰여지는 경우에 energy yield에는 2가지 경우에 큰차이는 없다. 가상적인 예로써 입자성 유기물이 glucose로 되어 있다고 할때 standard free energy $\Delta G°$이 Mn산화물이 Birnessite가 대부분이면 -3090 kJ/mole이고 Nsutite이면 -3050 KJ/mole, 그리고 Pyrolucite이면 -2920KJ/mole이다. 또 NO_3^-의 경우 완전히 N_2로 환원 되는 경우에는 standard free energy가 -3030 KJ/mole이고 만

약에 NO_3^-의 일부가 NH_3로 환원이 되는 경우는 -2750 KJ/mole이 된다. (Froelich et al., 1979). 그러므로 이 연구에서 얻은 공극수내의 NO_3^-와 퇴적물 입자성 Mn 분포 자료가 시료채취나 분석과정에서 큰 오차가 개입되지 않았다면 대부분의 Mn 산화물은 Birnessite일 것이다. 이런 것들을 실제로 알아내기 위하여서는 앞으로 더욱 자세한 연구가 진행되어야 할 것이다. 이제까지의 매우 기초적인 조사에서 드러난 것을 보면 Mn과 NO_3^-와의 상호 경쟁관계는 매우 흥미있는 연구과제가 될것이다.

제 3 절 해수와 퇴적물간의 영양염의 교환

1. 농도경사에 근거한 저층수와 공극수의 영양염의 교환

sediment-water interface에서의 영양염의 전체 flux는 공극수내에서의, diffusion과 advective transport에 의한 것이다 (Lerman, 1979).

$$F = -\phi D \left.\frac{\partial C}{\partial Z}\right|_{z=0} + \phi UC \quad \cdots\cdots (10)$$

여기서 F는 flux이고 D는 sediment diffusion coefficient이다. 그리고 U는 퇴적속도이고 C는 관심대상이 되는 화학종을 나타낸다.

여기서 오른편의 첫째항은 molecular diffusion에 의한 flux이고 두번째항은 공극수의 advection에 의한 것이다. 코어 MA1-1이나 코어 MA1-2에서 얻어진 퇴적물 표층 공극수내의 영양염류 농도와 퇴적물 바로위에 있는 저층해수에서의 영양염류 농도를 비교해 보면 저층해수에서의 영양염의 농도가 표층퇴적물내에서의 영양염의 농도의 10%에 미치지 못하므로 $D/\triangle z$와 U, 즉 둘다 속도의 차원을 가지고 있으므로 이 2가지 작용의 중요성을 비교하는데 사용이 될 수가 있다. sediment-water interface에서 농도경사(concentration gradient)가 대략 10㎝ 거리에서 얻어졌

다고 보고 또 D가 약 $5 \times 10^{-6}\ cm^2\ s^{-1}$로 가정할 수 있으므로 $D/\triangle z$의 비가 $5 \times 10^{-7}\ cm\ s^{-1}$ ($15\ cm\ yr^{-1}$)가 된다. 조사지역에서 퇴적물 U는 $0.4\ cm\ yr^{-1}$ (이외, 1986)이다. 따라서 $D/\triangle z \gg U$이다. 이 사실은 방정식 (10)에서 diffusional flux $D(\partial C/\partial z)$항이 공극수에서의 advective flux UC 항에 비해서 항상 중요하다는 것을 보여준다. 조사정점에서 코어 채취 당시의 diffusional flux는 일반적인 해수에서의 molecular diffusional coefficient(Lerman, 1979)를 사용하여 대략적으로 계산하여 표5에 기록하였다. 전반적으로 모든 조사된 영양염류는 해저 퇴적물로 부터 해저수로 분산되어 나오는 경향을 보였다.

Table 5. Exchange of nutrients across the sediment-water interface.

Sampling Period	Nutrient	Diffusional Flux($\mu mol\ cm^{-2} s^{-1}$)
October 1986	NO_3^-	1.2×10^{-1}
	NO_2^-	4.5×10^{-5}
	PO_4^{-3}	4.9×10^{-3}
	$Si(OH)_4$	1.1×10^{-1}
December 1986	NO_3^-	4.0×10^{-3}
	NO_2^-	-2.0×10^{-4}*
	PO_4^{-3}	2.2×10^{-4}
	$Si(OH)_4$	5.3×10^{-3}

* flux into the sediment

2. 생물관계 (bioirrigation)에 의한 영양염류의 이동

코어 MA1-1에서 NO_3^-의 농도가 sediment-water interface에서 아래로

내려갈 수록 급격히 감소한다. 이는 denitrification이 일어나고 있음을 보여 준다. 한편 퇴적물 Mn의 함량이 코어 깊이가 증가함에 따라 증가하기는 하지만 상당한 deficit을 보여 주기 때문에 denitrification과 아마도 Mn 산화물의 환원이 주된 미생물 작용임에는 틀림이 없을 것이다. 그러나 NO_3^-의 수직 분포는 평범하지 않은 분포를 보이고 있다. 즉 퇴적물 내에서의 극대값들이 출현하고 있다. steady state diagenetic 조건 아래에서는 NO_3^-는 denitrification에 의해서 지수적으로 감소하는 수직 분포를 보여야 한다(Vanderborght and Billen, 1975). 코어 MA1-1에서 얻어진 NO_3^-의 수직 분포는 non-steady state 조건에서 비롯될 수도 있겠다. non-steady state 조건으로 2가지 경우를 들 수 있겠는데 그 한가지는 극대값이 나타난것은 그 당시(그 깊이)에 해저 바로 위의 해수의 NO_3^-의 농도가 비정상적으로 높을 때 퇴적이 되었거나, 또는 이 깊이에서 유기탄소의 함유량이 특별히 높거나 어떤 이유로 microbial population이 달라서 NO_3^-의 소비가 그 위쪽이나 그 아래쪽 보다 적어서 이런 극대값을 나타내는 경우이다. Vanderborght and Billen (1975)의 수치 모델에 의하면 비교적 큰 NO_3^- pulse라도 수일 내로 사라짐을 보여 주었다. 따라서 여기서 측정된 NO_3^-의 수직 분포들은 steady state에 있다고 보아도 될 것이다. 왜냐하면 그들의 관심이된 퇴적물의 깊이가 10 *cm*이고 퇴적율이 0.5—1.0 *cm* yr^{-1}이어서 마산만 내의 퇴적물의 퇴적 특성과 대동 소이 하다고 보아서 무방할 것으로 생각이 되기 때문이다.

퇴적물에서 NO_3^-의 source는 생화학적 작용에 의한 것이다. autotrophic nitrification이 NO_3^-의 주된 biochemical source이며 Nitrosomonas에 의해서 ammonia가 nirite로 산화되고 다시 Nitrobacter에 의해서 더욱 산화되어서 nitrate로 된다. 이때 ammonia를 산화시키는데 산소가

필요하게 된다.

$$NH_4^+ + 2O_2 = NO_3^- + 2H^+ + H_2O \quad \cdots\cdots (11)$$

즉 용존 산소가 5ug-at/l 이상이 있어야 nitrifying bacteria가 활동하게 된다. 또한 < 2ug-at/l 이하의 산소 농도가 유지되어야 denitrification이 일어날 수 있다(Carlucci and McNally, 1969 ; Cline and Richards, 1972). 따라서 이들 2과정은 서로 양립할 수 없다. 즉 극대값이 나타난 깊이의 위 쪽에서는 nitrification이 일어나야 하고, 다른 말로하면 산소가 있어야 하고, 그 하부에서는 denitrification이 일어나야 한다 즉 산소가 없어야 한다.

그러면 이 nitrification zone에서 산소의 공급은 어떻게 이루어지는가가 문제가 된다. 퇴적물입자성 Mn 산화물의 수직분포(그림 6)를 보면 전체 시료 채취구간 40-50 *cm* 깊이에서는 산소가 없는 suboxic한 것으로 보인다. 그러나 NO_3^-와 $Si(OH)_4$의 수직 분포를 비교해 보면 NO_3^-의 극소 즉 denitrification이 일어나는 지역에서 $Si(OH)_4$ 농도의 극대를, NO_3^- 극대 즉 nitrification이 일어나는 지역에서 $Si(OH)_4$의 극소를 보인다. silica는 생물화학적 diagenetic processes에 관여하지 않고 다만 물리화학적인 반응에 의하여 녹기 때문에 퇴적물의 깊이가 증가하는 데 따라서 지수적으로 증가하여 일정한 값에 이르는 것이 보통이다(Berner, 1974). 따라서 이들 퇴적물에서 silica sink가 분명히 작동하고 있어야만 diffusion에 대항하여 nitrification에 필요한 산소를 공급해 줄 수가 있게 될 것이다. 만약 물리적인 방법(tidal mixing 같은)에 의한 것이라면 극대 극소를 가지는 특이한 분포구조가 표층 퇴적물에 국한하여 나타나게 될 것이다. 조사지역 마산만에서 얻어진 코어 시료에서는 표층에만 국한된 현상이 아니므로 burrowing benthic organisms에 의하여 중간 깊이로 ov-

erlying water가 inject되는 수 밖에 없을 것이다(Grundmanis and Murray, 1977). 이러한 퇴적물 공극수내에서의 용존화합물들의 수직분포에서 극대 극소가 나타나는 복잡한 현상들을 이해하기 위해서는 nonadjacent volme elements간의, 즉 sediment-water interface에서 떨어진 지점과 overlying water간의, 교환을 허용하는 모델이 필요하게 된다. 이러한 교환을 가능하게 해주는 것으로는 대개가 macrofauna의 burrow이다. Aller (1980)는 radial diffusion에 의해서 vertically oriented burrows 속으로 공극수와 overlying water가 교환되는 모델을 개발하였다. vertical molecular diffusion에 비해서 고양된 교환(enhanced exchange)은 sediment-water interface 아래에 위치한 burrows에 의해서 diffusion distance를 감소함으로써 이루어진다. 즉 burrows는 overlying water와 빠르게 공극수를 교환한다. Aller는 그의 model이 공극수내의 용존 화합물의 수직농도 분포와 sediment-water interface 사이에서의 flux를 예측하는 데 적합하다는 것을 밝혔다. 그러나 Aller의 모델은 조사지역의 저서 동물상에 대한 상당한 지식, 예를 들면 burrow의 반경과 길이, 간격과 서생밀도 등을 요구한다. nonlocal exchange를 설명하는 또 다른 모델로는 "biopumping"이 있다(McCaffrey et al., 1980). 즉 burrow를 통하여 해저퇴적물로 들어오는 해수를 상쇄하기 위하여 공극수가 sediment-water interface로 향하여 수직으로 advection 되는 것을 말한다. 이 모델은 box model의 형태로 적용이 되었다. 그 실제 적용의 예로는 공극수의 용존화합물의 수직분포로부터 얻어진 transport parameter를 이용하거나, ^{22}Na의 in situ incubation 방법으로 (McCaffrey et al., 1980), 또는 자연 방사성 동위원소 ^{222}Rn을 추적자로 사용하여(Callender and Hammond, 1982) 용존물질의 flux를 예측하는데 사용되었다. 최근에 Boudreau(1984)는 만일 burrow wall에서

Aller(1980)의 dC/dr에 대한 linear approximation이 가능하다면, Aller의 radial diffusion model이 biopumping model의 irrigation term과 비슷한 term을 가지는 nonlocal source model로 간소화시킬 수 있음을 보여 주었다. Emerson 외(1984)에 의해서 제안된 nonlocal exchange model의 장점은 burrowing organism에 대한 별다른 지식이 없이 공극수의 화합물의 수직분포에 적용할 수가 있다는 사실이다. Emerson 외의 간소화된 nonlocal exchange model은,

$$\frac{\partial C}{\partial t} = w\frac{\partial C}{\partial z} + D_s\frac{\partial^2 C}{\partial z^2} - \alpha\left(C - \frac{Co}{\phi}\phi\right) + R \quad \cdots\cdots\cdots\cdots\cdots \quad (12)$$

이다.

여기서 w는 퇴적물, D_s는 Fickian 형태의 sediment diffusion coefficient, α는 깊이와 무관한 것으로 가정되는 nonlocal source나 sink를 평가하는 데 사용되는 rate parameter이다. Co은 overlying water에서의 농도, ϕ는 porosity이고 R은 reaction rate term이다. 이 방정식 (12)에서 공극수의 운반은 3가지 형태로 이루어 진다. 공극수의 영양염류 중에서 $Si(OH)_4$의 농도는 biogenic silica의 용해와 mixing에 의해서만 결정이 되기 때문에 $Si(OH)_4$의 농도수직 분포가 이 모델을 적용하는데 이용이 되었다. biogenic silica의 용해는 국지 $Si(OH)_4$의 농도 [Si]와 asympotic value [Si]a에 의하여 일차반응으로 정해지는 것(Hurd, 1973)으로 가정이 되었다. opal dissolution rate는 2×10^{-7} s^{-1}로 일반적인 해양환경에서의 값(Emerson et al., 1984)을 사용하였다. advection은 퇴적율이 낮아서(앞에서 언급한 바와 같이) 다른 과정(diffusion과 nonlocal 운반)에 비해서 무시되었다. 방정식(12)을 steady state 조건으로 다시 쓰면,

로 다시 쓰면,

$$O = D_s \frac{\partial^2 [Si]}{\partial z^2} - \alpha([Si] - [Si]o/\phi) + k([Si]a - [Si]) \cdots (13)$$

이고, 여기에 대한 boundary condition 은

$$[Si]_{z=0} = [Si]o/\phi$$

$$\left.\frac{\partial [Si]}{\partial z}\right|_{z=za} = 0$$

이다. 여기서 z_a 는 [Si]의 극소가 발견되는 깊이이다. 코어 MA1-1, 코어 MA1-2에서도 전형적인 $Si(OH)_4$ 의 asymptotic value 가 발견되지 않아서 curve fitting 을 위하여 600μM을 [Si]a로 가정하였고, [Si]o은 10μM (측정된 값)을 사용하였다. 실제 자료와 모델의 결과가 그림 11에 나타나 있다.

이 모델의 exercise는 정성적으로 어떤 과정이 공극수내의 영양염류의 분포를 결정하는가를 알아보기 위한 것에 있다. 왜냐하면 앞에서도 여러번 지적한바 있듯이 자료의 불완전성 때문이다. 여기서 한가지 지적하고 넘어갈 것은 $Si(OH)_4$ 의 농도가 실제 보다는 적게 나타났을 가능성이 높다는 사실이다. 왜냐하면 시료가 냉동상태로 수개월 보관이 되었고 녹이고 난 연후에도 depolymerize 할 충분한 시간을 갖지 못하였기 때문이다. (Macdonald et al., 1986). 그러나 이 모델적용의 타당성은 검토되어 질 수 있겠다. 즉 sediment-water interface 에 가까운 $Si(OH)_4$ 의 자료는 molecular diffusion coefficient 가 사용될 때에만 가능하나 중간 깊이에 있는 극소치를 맞추기 위해서는 diffusion coefficient 가 10배 정도로 높아져야만 한다. 이런 사실에 대한 적절한 해석은 sediment

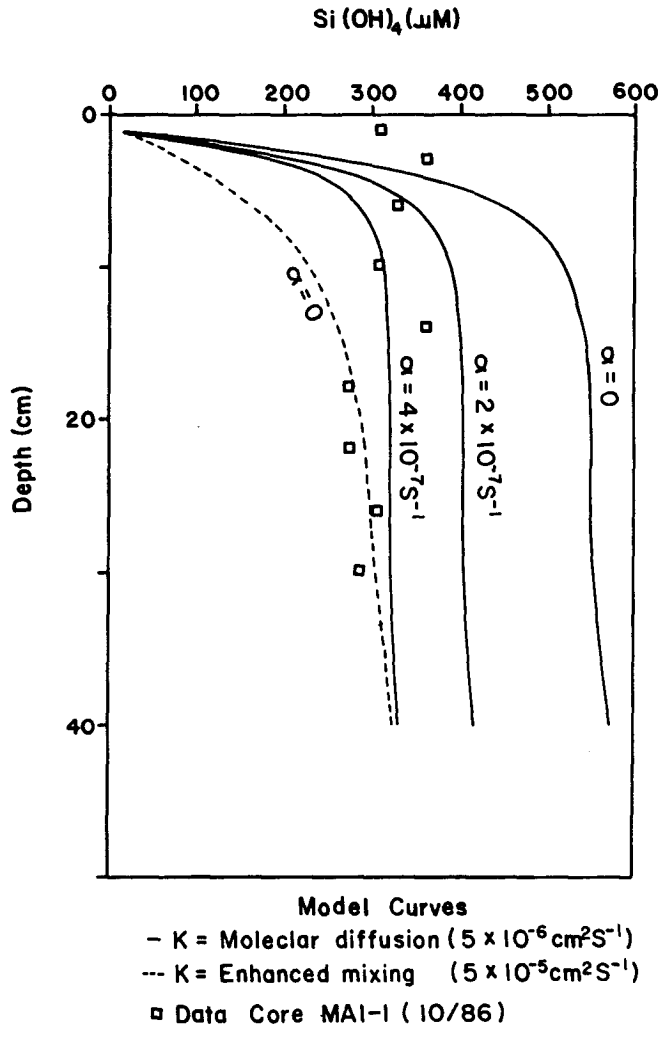

Fig. 11. Solutions to fit the model (see text) to the depth distibution of silicate for enhanced mixing with no nonlocal transport and molecular diffusion.

-water interface 가까이에서의 transport는 molecular diffusion이 지배적이고 nonlocal process는 sediment-water interface 보다 훨씬 아래쪽에서 일어난다고 보겠다. nonlocal term의 크기는 대략 1 – 4×10^{-7} s^{-1}으로 사료된다. 더욱 정확한 $Si(OH)_4$의 농도 수직 분포가 얻어지기전 까지는 각각의 과정에 의하여 운반되는 flux의 계산은 유보되어야 할 것이다.

제 5 장 결 론

본 연구에서 나타난 결론은 다음과 같다.

1. 마산만 조사정점 MA1에서의 퇴적물은 심한 생물 교란을 동반하면서 퇴적하고 있다. 표층에서의 TOC는 4.37%이고 TN은 0.6%이며 퇴적물의 C/N비는 표층에서 약 8이고 저층에서 11정도이다. 그리고 퇴적물의 밀도는 약 2.6 $g\,cm^{-3}$이다.

2. 조사정점에서 입자성 유기물이 0.76 ± 0.11 mol C m^{-2} yr^{-1} 정도가 해수층으로 부터 해저로 도달되는 것으로 나타났고 그중 65% 가량이 (약 0.49 mol C m^{-2} yr^{-1}) 40 cm 깊이에 이르는 동안 산화되는 것으로 나타났다. 40-50 cm의 퇴적물 깊이에서의 유기탄소의 산화 상수는 0.03 yr^{-1}이고 그 잔류 시간은 대략 30여 년으로 보인다.

3. 공극수의 영양염의 농도가 저층수에 비해서 거의 20여 배나 높아서 영양염류가 퇴적물에서 해수로 확산 되어 나오는 것으로 보인다. 그리고 공극수의 수직분포를 결정하는 주요한 인자는 nonlocal exchange 인것으로 사료된다.

참 고 문 헌

이광우, 이수형, 이동수. 1986. 한국연안퇴적물의 중금속 오염역사에 관한 연구. 한국과학기술원 해양연구소 보고서 BSPE 00059-105-4.

양동범, 1987. 진해만의 질소화합물 순환에 대한 연구. 한국과학기술원 해양연구소 보고서 BSPE

Aller, R.C., 1980. Quantifying solute distributions in the bioturbated zone of marine sediments by defining an average micro environment. Geochim. Cosmochim. Acta 44: 1955-1966.

Berner, R.A. 1974. Kinetic models for the early diagenesis of nitrogen, phosphorus and silicon in anoxic marine sediments. pp 427-450. In E.D. Goldberg (ed.). The Sea, v. 5. Interscience.

Berner, R.A. 1980. Early Diagenesis: A Theoretical Approach. Princeton Univ. Press. 241p.

Boudreau, B. 1984. On the equivalence of nonlocal and radial-diffusion models for pore water irrigation. J. Mar. Res. 42: 731-735.

Bowles, J.E. 1978. Engineering properties of soils and their measurement. McGraw-Hill. 2nd ed. New York. 213p.

Callender, E. and D.E. Hammond. 1982. Nutrients exchange across

the sediment-water interface in the Potomac River estuary. Estuar. Coast. Shelf Sci. 15: 395-413.

Carlucci, A.F. and P.M. McNally, 1969. Nitrification by marine bacteria in low concentrations of substrate and oxygen. Limnol. Oceanogr. 14: 736-739.

Cline, J.D. and F.A. Richards. 1972. Oxygen deficient conditions and nitrate reduction in the eastern tropical North Pacific Ocean. Limnol. Oceanogr. 17: 885-900.

Cronin, J.R. and R.J. Morris. 1983. Rapid formation of humic material from diatom debris. In Suess, E. and J. Thiede (eds.). Coastal Upwelling: Its Sediment Record. Part A. pp 485-496. Plenum.

Emerson, S., R. Jahnke and D. Heggie. 1984. Sediment-water exchange in shallow water estuarine sediments. J. Mar. Res. 42: 709-730.

Froelich, P.N., G.P. Klinkhammer, M.L. Bender, N.A. Luedtke, G. R. Heath, D. Cullen, P. Dauphin, D. Hammond, B. Hartman and V. Maynard. Early oxidation of organic matter in pelagic sediments of the eastern Equatorial Atlantic: suboxic diagenesis. Geochim. Cosmochim. Acta. 43: 1075 -1090.

Grundmanis, V. and J.W. Murray, 1977. Nitrification and denitrification in marine sediments from Puget Sound. Limnol.

Oceanogr. 22: 804-813.

Hedges, J.I. and . C. Mann. 1979. The lignin geochemistry of marine sediments from the southern Washington coast. Geochim. Cosmochim. Acta. 43: 1809-1818.

Hurd, D.C. 1973. Interactions of biogenic opal sediment and sea water in the central Equatorial Pacific. Geochim. Cosmochim. Acta. 37: 2257-2282.

Lerman, A. 1979. Geochemical Process: Water and Sediment Environments. John Wiley and Sons. New York. 481p.

Macdonald, R.W., F.A. Mclaughlin and C.S. Wong. 1986. The storage of reactive silicate samples by freezing. Limnol. Oceanogr. 31: 1139-1142.

Martens, C.S. and J.V. Klump. 1984. Biogeochemical cycling in an organic-rich coastal marine basin. 4. An organic carbon budget for sediments dominated by sulfate reduction and methanogenesis. Geochim. Cosmochim. Acta. 48: 1987-2004.

McCaffrey, R.J., A.C. Myers, E. Davery, G. Morrison, M. Bender, N. Luedtke, . Cullin, P. Froelich, and G. Klinkhammer. 1980. The relation between pore water chemistry and benthic fluxes of nutrients and chemistry and benthic fluxes of nutrients and manganese in Naragansett Bay, Rhode Island. Limnol. Coeanogr. 25: 31-44.

Reeburgh, W.S. 1967. An improved interstitial water sampler.

Limnol. Oceanogr. 12: 163-165.

Reimers, C.E. and E. Suess. 1983. The partitioning of organic carbon fluxes and sedimentary organic matter decomposition rates in the ocean. Mar. Chem. 13: 141-168.

Vanderborght, J.P. and G. Billen. 1975. Vertical distribution of nitrate concentration in interstitial water of marine sediments with nitrification and denitrification. Limnol. Oceanogr. 20: 953-961.

Westrich, J.T. and R. A. Berner. 1984. The role of Sedimentary organic matter in bacterial sulfate reduction: The G model tested. Limnol. Oceanogr. 29: 236-249.

감사의 글

본 연구를 수행하는데는 해양화학 연구실 전원의 협조가 필수 불가결한 것이었다. 특히 공극수 추출기구 제작과 현장 시료채취 및 영양염 분석에 도움을 준 강 성현, 실험실에서 탄소, 질소 분석 등을 도와준 주 미정, 철, 망간 분석을 도와준 김 은수, 그리고 현장에서 시료채취에 참가하고 본 보고서의 그림을 그려준 박 선규 제씨들에게 고마움을 표하는 바이다. 겨울일기의 악조건에도 불구하고 잠수를 감행하여 퇴적물코어를 채취하여 주었고 생물상을 조사하여준 해양생물연구실 제 종길씨에게 거듭 감사의 뜻을 표한다. 퇴적물의 x-radiograph 촬영과 입도 분석을 해주신 해양지질 연구실장 한 상준 박사님과 이 희준씨께 고마움을 표하는 바이다.