

BSPE 98713-00-1157-7

# 북극권 오희츠크해 종합해양 연구

Oceanography of the Okhotsk Sea and  
Adjacent Arctic Areas

한국해양연구소

# 제 출 문

한국해양연구소장 귀하

본 보고서를 “북극권 오호츠크해 종합해양 연구”과제의 최종보고서로 제출합니다.

1998. 12. 31

연구책임자 : 김예동

참여연구원 : 박병권

윤호일

김부근

김동선

남승일

장순근

남상헌

이방용

강천윤

신유나

양영선

## 요 약 문

### I. 제목

북극권 오호츠크해 종합 해양 연구 (I)

### II. 연구개발의 목적 및 필요성

오호츠크해는 북서 태평양 해수순환과 관련하여 중층수가 형성되는 해역으로 전 지구적인 심층순환에 매우 중요한 역할을 하는 지역이다. 북대서양 고위도 해역 및 북극해에서 연구된 결과에 의하면 고위도 해양 퇴적물에는 빙하기-간빙하기에 발생한 지구 환경의 역사가 기록되어 있다. 오호츠크해는 북태평양의 고위도에 위치한 해역으로 극지 기후의 영향에 민감한 곳으로 제 4기 이후 빙하기-간빙하기에 일어난 고기후와 고해양 환경 변화가 잘 기록되어 있는 지역이다. 따라서, 고해상의 퇴적 환경과 고해양학적 연구는 북반구에서 발생한 지역적 그리고 전지구 규모의 고기후 규명에 중요한 역할을 한다. 특히 오호츠크해는 쿠릴열도 분지의 북쪽을 따라 열린 전형적인 후열도 분지 기원으로 형성기원과 연대 및 발달 과정, 판구조의 특징 그리고 지체구조적인 경계면 등이 정확히 규명 되어야한다. 특히 현재 메탄 가스가 활발하게 분출하고 있는 이 지역에서 메탄가스에 의한 생태계, 퇴적물, 해수 및 대기의 미량 가스 성분에 미치는 영향에 대한 규명이 필요하다.

본 연구과제의 목적들을 나열하면 다음과 같다.

1. 오호츠크해에서 제 4기 후기 동안 발생한 빙하기-간빙하기의 고해상층서 확립
- 2 제 4기 후기의 빙하기-간빙하기 동안 오호츠크해 중층수 형성의 변화를 규명

1. 기존 발표된 연구 자료 및 논문을 중심으로 오토조크해 연구 결과 정리
2. 고해양학적 연구에 이용되는 추적자(탄소동위원소와 카드뮴)의 특성 파악
3. 탄소동위원소와 카드뮴의 추적자를 사이에 나타나는 장단점을 파악
4. 추적자를 이용한 연구자로부터 각 대양들의 고해양학적 결과 정리
5. 고해양학적으로 이용될 수 있는 추적자들의 특징 정리
6. 오토조크해 지역에 고해양학적 연구에 이용할 수 있는 가능성을 파악
7. 메탄가스 분석방법중 가장 효율적인 분석방법 소개
8. 메탄가스 분석을 이용한 실험 결과 검증
9. 메탄가스의 일반적인 특성 정리
10. 메탄가스의 전세계 분포와 매장량 조사
11. 메탄수화물의 연구 가치 평가
12. 오토조크해에서 발견되는 메탄수화물의 특성, 분포, 생성기작 정리
13. 오토조크해 메탄 수화물에 관련된 연구 정리

### III. 연구개발의 내용 및 범위

3. 북태평양 중층수의 탈탄과 전지구적 및 지역적 심층 순환과의 관계를 규명
4. 오토조크해의 빙하기-간빙하기 동안의 퇴적 작용 및 퇴적 환경 규명
5. 빙하기와 간빙하기 동안의 고해양 생산력 규명 및 산출
6. 빙하기와 간빙하기 동안의 용상과 해양기원 유기물의 flux 규명
7. 빙하기와 간빙하기 동안의 탄소 유입에 의한 오토조크해의 해수순환과 극전선의 위치 규명
8. 오토조크해에서 발견되는 메탄 수화물의 지역적 분포 양상과 특성 규명
9. 오토조크해의 메탄가스에 대한 생성원인과 생지화학적 순환 규명
10. 오토조크해로부터 메탄가스의 대기 방출로 인한 지구 온난화 미치는 영향 규명

14. 오호츠크해의 지역 개관 설명
15. 제 4기 후기 오호츠크해의 층서 설정
16. 마지막 빙하기 이후의 고해양 환경 변화
17. 마지막 빙하기 이전의 고해양 환경 변화
18. 오호츠크해의 일반 해양학적 환경 정리
19. 오호츠크해의 유공충에 대한 일반적 자료 정리

#### IV. 연구개발 결과

1. 플라이스토세 후기 퇴적물들에서 채취된 탄산염으로 구성된 유공충의 각질에서 분석된 탄소동위원소와 카드뮴 자료들을 정리하였다.
2. 탄소동위원소와 카드뮴자료들을 지난 약 3만년 동안의 해양에서의 분포를 제시하였다.
3. 두 개의 추적자들을 이용하여 빙하기와 간빙하기 사이에 발생하는 열염분순환의 중요성을 결정하였다.
4. 추적자들을 이용한 고해양학적 자료들은 지난 마지막 빙하기의 최성기동안에 심해의 순환 양상이 상당히 변화하였음을 보여준다.
5. 북서태평양과 서태평양 적도지역에서 얻어진 카드뮴자료에 의하면, 마지막 빙하기에서 현생으로 진행되면서 두 분지사이에 심층해수의 카드뮴농도가 급격한 차이가 발견된다.
6. 추적자 고해양학 연구 결과는 아마도 마지막 빙하기시대동안에 북서태평양에 심층해수의 대류순환이 존재하였음을 제시한다.
7. 오호츠크해에서 얻어진 고해양학적 추적자 자료들에 의하면 오호츠크해로부터 유출된 수괴들이 북태평양의 수괴의 기원으로 작용하는 것을 뒷받침한다.
8. 오호츠크해 퇴적물에서 메탄가스를 연구하기 위하여 퇴적물에 존재하는 메탄가스 분석방법을 소개하였다.
9. 가스크로마토그래프를 이용한 메탄분석의 정밀도는 1.0-6.3%이고 분석 농도범위는 1.8-10,000 ppmv이다.
10. 오호츠크해 퇴적물에서 추출한 메탄가스는 회석이나 농축없이 가스크

로마토그래프를 이용하여 직접 측정할 수 있다.

11. 오호츠크해 메탄수화물 발견 지역을 정리하였다. 오호츠크해에서 메탄수화물은 파라무쉬어 섬 근해와 사할린 부근 대륙사면에서 발견되었다.
12. 오호츠크해 메탄수화물의 특성들을 정리하였다. 메탄수화물이 1m 내외의 매우 얇은 퇴적 깊이에서 발견된다. 퇴적층구조가 시트 크기의 퇴적물이 결빙되는 동안 형성되는 냉동구조와 비슷하다. 퇴적층내 특이한 함수량을 보인다. 퇴적층에서 방해석도 함께 발견된다.
13. 오호츠크해 메탄수화물의 생성기작을 살펴보았다. 높은 함수량과 메탄수화물이 존재하는 퇴적층의 특수한 구조는 메탄수화물 생성이 얼음 결정 생성과 동일하다는 것을 지시해 준다.
14. 오호츠크해 해수중 메탄농도와 대기중으로 방출되는 메탄가스 양을 추정하였다. 오호츠크해 전지역의 15%에서 메탄가스가 대기중으로 방출된다고 가정하면, 전체 오호츠크해에서 일년동안 총 메탄가스 방출량은  $0.13 \times 10^{12}$ g이다.
15. 제 4기 후기동안 빙하기-간빙하기에 일어난 고기후와 고해양 변화를 복원하기 위해서는 고해상도의 층서 정립이 필수적이다.
16. 일반적으로, 정확한 연령 파악과 시추된 퇴적물 코아 사이의 층서 대비에는 부유성인 *N. pachyderma* sin.와 저서성인 *Uvigerina* sp. 유공층의 산소와 탄소 안정동위원소 기록이 이용한다.
17. 퇴적층에서 50,000년 전의 연대는 AMS  $^{14}\text{C}$  연대 측정이 주로 이용된다.
18. 오호츠크해의 제 4기 후기 층서 정립에는 암상(lithofacies), 대자율 기록이 이용된다.
19. 미화석인 규조류, 방산층 그리고 유기질 화분 포자 등은 생층서를 확립하는데 이용된다.
20. 오호츠크해에서 양질의 긴 퇴적물 코아의 시추로 인하여 약 36만년 전 이후의 층서의 기록과 이 기간의 고해양과 고기후 변화가 규명될 수 있다.
21. 오호츠크해는 연중 최소한 6개월이상 결빙되며 알고 찬 곳에서 생긴 해빙은 해류를 따라 퍼진다.

22. 표면 염분은 강수에 큰 영향을 받으며 깊어지면 염분의 차이는 많이 없어진다.
23. 입도가 비교적 큰 해저퇴적물은 해저 지형의 영향을 받는 반면에 점토광물은 화산 및 인근 지역의 지질의 영향을 받는다.

## V. 연구개발 결과의 활용 계획

1. 북반구 고위도 지역에 기록된 Heinrich events, Dansgaard-Oeschger events, Termination I, Younger Dryas cooling event와 같은 전지구 규모로 발생한 단기간의 기후변화 현상을 오호츠크해 시추 퇴적물에서 밝히고 그 원인 및 기작을 규명
2. 현세에 주기적인 수백년 단위로 나타나는 기후 변화 규명 - 빙하기의 현상과 비교하여 북대서양과 북태평양 수괴순환 관계 규명
3. AMS 탄소동위원소연대측정으로 마지막 빙하기와 현세의 고기후 변화를 시대적으로 복원하고 북반구 및 남반구의 기록과 대비 - 전지구 규모의 지구환경 변화의 원인 규명
4. 대기중 이산화탄소의 제거 지역으로 알려진 오호츠크해역에서의 마지막 빙하기와 현세의 일차 고생산력 및 CO<sub>2</sub> 순환관계 규명





## SUMMARY

### I. Title of the Study

Interdisciplinary Oceanographic Research in the Sea of Okhotsk (I)

### II. Significance and Objectives of the Study

The Sea of Okhotsk plays an important role on the global deep-sea circulation, which is related to the formation of intermediate water in the northwestern Pacific Ocean. According to the previous results of the high-latitude and arctic regions in the North Atlantic, the deep-sea marine sediments preserve the well-defined glacial and interglacial history of the global environments. Because the Sea of Okhotsk lies at the high latitude of the North Pacific, it is sensitive to the arctic climate and it possibly records the paleoclimatic and paleoceanographic environmental variations between the glacial and interglacial periods during the late Quaternary. Thus, the high-resolution depositional and paleoceanographic researches are key to understand the regional and global paleoclimate in the northern hemisphere. In particular, because the Sea of Okhotsk is a typical back-arc basin developed along the northern edges of Kuril Arc, we have to find out the origin of formation, age of basin, development processes, and plate characters and boundaries clearly. Because, at present, the methane is actively emitted from the seabottom in the Sea of Okhotsk, the effects of methane on the ecology, sediments, seawater in the ocean as well as on the trace gases in the atmosphere should be elucidated.

Objectives of this year research are as below

1. To reconstruct the high resolution marine stratigraphy during the late Quaternary glacial-interglacial periods in the Sea of Okhotsk
2. To reveal the variation and formation of intermediate water mass during the late Quaternary glacial-interglacial periods in the Sea of Okhotsk
3. To investigate the relationship between the development of North Pacific Intermediate Water and global and regional deep-sea circulation
4. To study the depositional processes and environments of the glacial and interglacial periods in the Sea of Okhotsk
5. To find out the magnitude of the paleoproductivity during the glacial and interglacial periods
6. To trace the flux of organic matter from the terrestrial and marine sources during the glacial and interglacial periods
7. To judge the circulation pattern and position of polar front associated with the freshwater discharges in the Sea of Okhotsk during the glacial and interglacial periods
8. To study the regional distribution and characteristics of the methane hydrates in the Sea of Okhotsk
9. To investigate the origin and biogeochemical cycle of methane hydrates in the Sea of Okhotsk
10. To estimate the influence of methane hydrates from the Sea of Okhotsk on the greenhouse warming

### **III. Contents of the Study**

1. Summary of the database carried out by the previous researches in the Sea of Okhotsk
2. Description of the characteristics of the paleoceanographic tracers

(carbon isotope and cadmium)

3. Judgements of the merits and flaws of two tracers (carbon isotope and cadmium)
4. Summary of the paleoceanographic results of each basin based on the tracer studies
5. Description of the features of the each tracer for paleoceanographic researches
6. Estimate the possibility of the paleoceanographic research using the tracers in the Sea of Okhotsk
7. Introduction of the most efficient method to analyze the methane gas
8. Verification of experimental results by the efficient analysis of methane gas
9. Summary of the general characteristics of methane gas
10. Search for the global distribution and reserves of methane gas
11. Appraisal of the research on the methane hydrates
12. Summary of the properties, distribution, origin of methane hydrates in the Sea of Okhotsk
13. Foundation of the oceanographic researches on the methane hydrates in the Sea of Okhotsk
14. Description of the regional setting in the Sea of Okhotsk
15. Reconstruction of the late Quaternary marine stratigraphy in the Sea of Okhotsk
16. Paleoceanographic environmental variation of postglacial periods since the last glacial maximum in the Sea of Okhotsk
17. Paleoceanographic environmental variation of preglacial periods before the last glacial maximum
18. Description of the general oceanographic environments in the Sea of Okhotsk
19. Summary of the foraminifera database of the Sea of Okhotsk

#### IV. Results of the Study

1. To summarize the  $\delta^{13}\text{C}$  and cadmium data in the late Pleistocene sediments
2. To present the distributions of the  $\delta^{13}\text{C}$  and cadmium data for the ocean during the last 30,000 years
3. From these tracer data to determine the consequences of glacial-interglacial climate change on thermohaline circulation
4. The summarized data show that deep ocean circulation patterns were significantly different during the most recent glacial maximum.
5. On the basis of the cadmium records from the northwesternmost and western equatorial Pacific, a steep gradient in the deep-water cadmium concentration between two basins from the last glacial to deglacial periods occurs.
6. Our study confirms the suggestion that there was a convection cell in the northwest Pacific during the last glacial period.
7. Paleoceanographic proxies obtained from the Okhotsk Sea support the role of waters that pass through the Okhotsk Sea as a source for the North Pacific Ocean.
8. In order to investigate methane in the sediments of the Okhotsk Sea, the analytic method for methane contained in the sediments is introduced.
9. Analytic precision lies within 1.0-6.3% and the concentrations range between 1.8 and 10,000 ppmv when methane is analyzed by a gas chromatography.
10. The methane extracted in the sediments of the Okhotsk Sea can be directly analyzed by a gas chromatography without dilution or concentration.
11. The distinct areas occurring the methane hydrate are summarized

in the Sea of Okhotsk. Methane hydrate is usually found on the margin of Paramushir Island and continental slope, offshore Sakhalin Island.

12. The characteristics of methane hydrate formed in the Sea of Okhotsk are summarized. Methane hydrate forms within the shallower depth beneath the sediment-water interface, about 1 m. Sedimentary structures containing methane hydrate is similar to the cryogenic structures formed during freezing of silt-size sediments. Water contents are abnormally high in the sediments containing methane hydrate. Calcium carbonate is also found in the sediments where methane hydrate is formed.
13. The mechanism of methane hydrate formation is reviewed. High water contents and special sedimentary structures indicate that the mechanism of methane hydrate is the same as that of ice formation.
14. Methane concentrations in seawater and methane flux into the atmosphere are estimated in the Sea of Okhotsk. If methane is emitted in the atmosphere on 15 % of a total surface area of the Okhotsh Sea, the total amount of methane emitted during one year is estimated to be  $0.13 \times 10^{12}$  g.
15. The establishment of high-resolution stratigraphy is necessary for the reconstruction of changes in the paleoclimate and paleoceanography in relation to late Quaternary glacial-interglacial cycles.
16. The age control and stratigraphic correlation of all retrieved sediment cores are based primarily on stable oxygen and carbon isotope records obtained from the planktonic (*N. pachyderma* sin.) and benthic (*Uvigerina* sp.) foraminifera.
17. In addition, the determination of age younger than 50,000 years are based on AMS  $^{14}\text{C}$  dates.
18. Furthermore, lithofacies and Magnetic susceptibility records were

currently used to define the stratigraphic framework of the sediment cores taken in the Sea of Okhotsk

19. Microfossil (i.e., diatom, radiolaria, and organic pollen spores) assemblages were preferentially used for the establishment of precise biostratigraphy in the Sea of Okhotsk
20. Recently, the collection of relatively long sediment cores from the Sea of Okhotsk would be contribute to the establishment of precise stratigraphy as well as the reconstruction of the paleoclimatic and paleoceanographic variations over the last 360 ka.
21. The sea ice in the Sea of Okhotsk is developed for at least 6 month within a year and scattered along with the currents.
22. Surface salinity in the Sea of Okhotsk is controlled by the input of the Amur River water and diluted in the depths of the sea.
23. Grain size of the sediments depends on the submarine topography and clay minerals are controlled by the volcanoes and geology of the adjacent areas to the Sea.

## V. Suggestions for Applications

1. Examination of short-term global climatic events (Heinrich events, Dansgaard-Oeschger events, Termination I, and Younger Dryas cooling event) in the marine sediments in the Sea of Okhotsk and identification of the causes and processes
2. Understanding of climatic variation associated with the cyclic and millennial-scale events - Comparison with the glacial periods and deep-sea circulation in the North Atlantic and North Pacific
3. Reconstruction of the paleoclimatic variability during the last glacial and Holocene using AMS C-14 age dating - Comparison of records between the northern and southern hemispheres - Examination of causes and effects on the global environmental variations

4. Search for the relationship between paleoproductivity and CO<sub>2</sub> cycling during the last glacial and Holocene periods as CO<sub>2</sub> sink in the Sea of Okhotsk - influence of global greenhouse warming





## 목 차

요약문(국문) .....	3
요약문(영문) .....	9
표 목차 .....	29
그림 목차 .....	31
<b>제 1 장 지구화학적 추적자와 오호츠크해의 고해양학적</b>	
<b>연구</b> .....	41
국문요약 .....	43
1. 서론 .....	43
가. 연구지역(오호츠크해)의 해양학적 특성 .....	44
나. 연구목적 .....	48
2. 대양의 심층수괴 순환과 추적자 $\delta^{13}\text{C}$ .....	49
가. 서론 .....	49
나. 현재 대양의 용존무기탄소에서 분석된 $\delta^{13}\text{C}$ 값들의 분포 .....	51
다. 마지막 빙하기와 현재 대양에서 $\delta^{13}\text{C}$ 값들의 변화 .....	58
(1) 태평양 (Pacific Ocean) .....	62
(2) 남극해 (Southern Ocean) .....	62
(3) 인도양 (Indian Ocean) .....	65
(4) 대서양 (Atlantic Ocean) .....	65
라. 토의 .....	68
(1) 전지구적 심층수괴의 $\delta^{13}\text{C}$ 변화 .....	68
(2) 빙하기동안 대서양의 순환 .....	69
(3) 빙하기동안 태평양의 심층수괴 .....	72
마. 결론 .....	73
3. 심층수괴 고해양학을 위한 카드뮴(Cd) 추적자 .....	74
가. 서론 .....	74
나. 해수의 희유원소들과 해양학적 추적자 .....	75

다. 생물학적 탄소연 각질과 카드뮴 .....	79
(1) 열역학적 그리고 동력학적 예측 .....	79
(2) 주상시료를 이용한 실험결과 .....	81
라. 부유성 유공충의 카드뮴 농도와 영양염의 초기농도 변화 .....	92
마. 결론 .....	93
4. 마지막빙하기동안 카드뮴과 탄소동위원소 추적자들의 분포 .....	95
가. 서론 .....	95
나. 유공충의 카드뮴농도와 수심과의 관계 .....	96
다. 연구결과 .....	102
(1) 카드뮴 추적자를 통한 새롭게 발견된 특징들 .....	107
(2) 탄소동위원소와 카드뮴의 전지구적 평균값의 비교 .....	112
라. 토의 .....	114
(1) 빙하기동안 탄소동위원소와 카드뮴 추적자들 사이의 일치성과 차이점 .....	114
(2) 탄소동위원소와 카드뮴 추적자들 사이의 주요한 차이점과 그 가능한 원인들 .....	117
마. 결론 .....	123
5. 추적자(Cd, $\delta^{13}\text{C}$ )를 이용한 북서태평양의 고해양학적 특성과 오호츠크해의 고해양학적 중요성 .....	124
가. 서론 .....	124
나. 탄소동위원소와 카드뮴 자료 결과 .....	125
다. 토의 .....	131
(1) 탄소동위원소와 카드뮴 자료들 사이의 차이점 .....	131
(2) 빙하기동안 북서태평양에서 심층수괴 형성에 대한 가능성 .....	132
(3) 오호츠크해의 고해양학적 중요성 - 추적자 연구의 중요성 .....	134
라. 결론 .....	139
참고문헌 .....	141
영문요약 .....	161

<b>제 2 장</b>	<b>오호츠크해 메탄수화물 연구</b>	193
	국문요약	193
	1. 서론	193
	2. 연구배경	195
	가. 메탄수화물이란 무엇인가?	195
	나. 메탄수화물은 어느 곳에서 생성되는가?	198
	다. 전세계 메탄수화물에 포함되어있는 메탄가스 양은 얼마인가?	200
	라. 메탄수화물 연구가 왜 중요한가?	204
	(1) 중요한 에너지 자원	204
	(2) 메탄수화물 분해에 따른 지질학적 위험	206
	(3) 메탄수화물 생성과 분해에 따른 기후변화	208
	3. 오호츠크해 메탄수화물에 대해 지금까지 알려진 연구내용	212
	가. 오호츠크해 메탄수화물 발견 지역	212
	나. 오호츠크해 메탄수화물 특성	214
	다. 오호츠크해 메탄수화물 생성기작	218
	라. 파라무쉬어 섬 부근 메탄수화물이 발견되는 지역의 지구물리 탐사 특성	221
	마. 사할린 섬 부근 대륙사면에서 발견된 메탄수화물의 지화학적 특성	228
	바. 오호츠크해 해수중 메탄 농도와 대기중으로 방출되는 메탄가스양	238
	사. 파라무쉬어 섬 부근 해저면에서 분출된 메탄가스 원천	240
	아. 오호츠크해 메탄수화물이 생성되는 지역 저층수와 공극수의 안정동위원소	244
	4. 앞으로 연구 방향 및 연구 내용	250
	가. 지금까지 알려지지 않은 지역에서 메탄수화물 존재 파악	250
	나. 해수중 메탄농도 변화로부터 해양 지각운동 예측	252
	다. 퇴적물에서 해수중으로 방출되는 메탄가스 유출량 파악	253
	5. 결론	254
	참고문헌	256
	영문요약	263

### 제 3 장 오호츠크해 퇴적물에서 메탄가스 분석 기법 개발 .. 265

국문요약 .....	267
1. 서론 .....	267
2. 퇴적물에서 메탄가스 분석법 .....	268
가. 퇴적물로부터 메탄가스 추출법 .....	268
(1) 메탄가스 추출 용기 .....	268
(2) 메탄가스 추출 방법 .....	268
나. 가스 크로마토그래프를 이용한 메탄가스 분석법 .....	270
(1) 표준 메탄가스 .....	271
(2) 분석 정밀도 (Precision) .....	271
(3) 분석 농도 범위 .....	274
3. 토의 및 결론 .....	274
참고문헌 .....	277
영문요약 .....	278

### 제 4 장 오호츠크해의 제 4기 후기 빙하기-간빙하기의 고해상 층서와 고기후 및 고해양 환경에 관한 연구 .....

국문요약 .....	281
1. 서론 .....	281
가. 오호츠크해에서의 고기후 및 고해양 환경 연구의 필요성 .....	281
나. 오호츠크해의 지역개관 및 기후 .....	283
다. 오호츠크해에서의 해양지질 연구현황 .....	292
2. 연구의 목적 .....	297
3. 연구방법 .....	304
가. 대자율 측정(Magnetic susceptibility) .....	304
나. 부유성 및 저서성 유기물의 산소 및 탄소 안정동위원소를 이용한 분석방법 .....	304
다. AMS $^{14}\text{C}$ 연대측정 .....	306

라. 퇴적학 분석 .....	306
마. 유기 지화학 분석 .....	306
바. 미화석 분석 .....	306
4. 오토츠크해에서의 고기후 및 고해양 연구 .....	307
가. 마지막 빙하기(Isotope Stage 2) 이후의 층서 및 고해양 환경 연구 .....	311
나. 마지막 빙하기 이전의 층서 및 고해양 연구 .....	318
참고문헌 .....	326
영문요약 .....	332
<b>제 5 장 오토츠크해의 일반해양학적 환경 .....</b>	<b>333</b>
국문요약 .....	335
1. 일반해양학적 환경 .....	335
가. 수로와 해저지형 .....	335
나. 해류와 표면수온 및 표면염분 .....	336
다. 해저퇴적물의 분포 .....	339
2. 오토츠크해와 관련된 기타사항 .....	341
참고문헌 .....	343
영문요약 .....	346
<b>제 6 장 오토츠크해의 유공충 .....</b>	<b>347</b>
국문요약 .....	349
1. 서론 .....	349
2. 지금까지의 오토츠크해 유공충연구 .....	350
3. 앞으로의 연구 .....	354
4. 결론 .....	355
참고문헌 겸 오토츠크해 관련 유공충문헌 .....	356
영문요약 .....	358





# CONTENTS

Summary (Korean) .....	3
Summary (English) .....	9
List of Tables .....	29
List of Figures .....	31
<b>Chapter I. Geochemical Proxies and Paleoceanographic</b>	
<b>Study of the Okhotsk Sea .....</b>	<b>41</b>
Abstract (in Korean) .....	43
1. Introduction .....	43
A. Oceanographic Setting of the Study Area (the Sea of Okhotsk) .....	44
B. Objectives of the Research .....	48
2. Deep-Sea Water Mass Circulation and $\delta^{13}\text{C}$ Proxy .....	49
A. Introduction .....	49
B. Distribution of $\delta^{13}\text{C}$ values of seawater dissolved inorganic carbon in the ocean .....	51
C. Variation of $\delta^{13}\text{C}$ values between the last glacial and Holocene oceans .....	58
a. Pacific Ocean .....	62
b. Southern Ocean .....	62
c. Indian Ocean .....	65
d. Atlantic Ocean .....	65
D. Discussion .....	68
a. Variation of $\delta^{13}\text{C}$ values and global deep-sea circulation .....	68
b. Deep-water circulation in the Atlantic during the last glacial period ...	69
c. Deep-water circulation in the Pacific during the last glacial period ....	72
E. Conclusions .....	73
3. Cd Proxy and Deep-Sea Circulation Paleoceanography .....	74

A. Introduction .....	74
B. Trace elements of seawater and oceanographic tracer .....	75
C. Biogenic calcium carbonate and Cd .....	79
a. Thermodynamic and kinetic prediction .....	79
b. Laboratory results using the coretop sediments .....	81
D. Cd concentrations of planktonic foraminifera and variation of preformed nutrients .....	92
E. Conclusions .....	93
4. Distribution of Cd and $\delta^{13}\text{C}$ Proxies during the Last Glacial Period .....	95
A. Introduction .....	95
B. Relationship between Cd concentration of foraminifera and depth .....	96
C. Results .....	102
a. New features from Cd proxy study .....	107
b. Comparison of globally-averaged values of $\delta^{13}\text{C}$ and Cd .....	112
D. Discussion .....	114
a. Concordance and Discordance between $\delta^{13}\text{C}$ and Cd during the last glacial period .....	114
b. Principal difference between $\delta^{13}\text{C}$ and Cd and its possible causes ..	117
E. Conclusions .....	123
5. Cd, $\delta^{13}\text{C}$ Proxies, Paleoceanographic Characteristics of the Northwest Pacific and Paleoceanographic Importance of the Sea of Okhostk .....	124
A. Introduction .....	124
B. $\delta^{13}\text{C}$ and Cd data .....	125
C. Discussion .....	131
a. Difference between $\delta^{13}\text{C}$ and Cd data .....	131
b. Possibility of deep-water formation in the northwest Pacific during the last glacial period .....	132



c. Paleoceanographic importance of the Sea of Okhotsk – Significance of Proxy Research .....	134
D. Conclusions .....	139
References .....	141
Abstract (in English) .....	161

## **Chapter II. Studies on Methane Hydrate in the Sea of**

<b>Okhotsk</b> .....	193
Abstract (in Korean) .....	193
1. Introduction .....	193
2. Research background .....	195
A. what is methane hydrate? .....	195
B. Where does methane hydrate form? .....	198
C. How much is the total amount of methane contained in methane hydrate? .....	200
D. Why is methane hydrate important? .....	204
a. Potential energy resource .....	204
b. Geologic hazard .....	206
c. Ebullition of green-house gas .....	208
3. The known research contents about methane hydrate in the Sea of Okhotsk .....	212
A. Methane hydrate forming areas in the Sea of Okhotsk .....	212
B. Characteristics of methane hydrate in the Sea of Okhotsk .....	214
C. Mechanism of methane hydrate formation in the Sea of Okhotsk .....	218
D. Geophysical characteristics in the methane hydrate forming areas near Paramushir Island .....	221
E. Geochemical characteristics of methane hydrate obtained in the continental slope, offshore Sakhalin Island .....	228
F. Methane flux into the atmosphere from the seawater in the Sea of Okhotsk .....	238

G. Underwater methane source near Paramushir Island .....	240
H. Stable isotope of the bottom water and pore water in the Sea of Okhotsk .....	244
4. Future studies .....	250
A. Finding more methane hydrates in the place where they have never been observed .....	250
B. Predicting tectonic activity on the basis of the change in underwater methane concentration .....	252
C. Estimating methane flux into the bottom water from the seafloor ...	253
5. Conclusions .....	254
References .....	256
Abstract (in English) .....	263

### **Chapter III. Analytic Method for Methane in the Sediments of the Okhotsk Sea .....**

Abstract (in Korean) .....	267
1. Introduction .....	267
2. Analytic method for methane in the sediments .....	268
A. Methane extraction method from the sediments .....	268
a. Methane extraction bottle .....	268
b. Methane extraction method .....	268
B. Analytic method for methane by a gas chromatography .....	270
a. Methane standard gases .....	271
b. Analytic precision .....	271
c. Analytic range .....	274
3. Discussion and conclusions .....	274
References .....	277
Abstract (in English) .....	278

<b>Chapter IV. High-resolution stratigraphy and Late Quaternary glacial-interglacial Paleoclimate and Paleoceanography from the Sea of Okhotsk .....</b>	<b>279</b>
Abstract (in Korean) .....	281
1. Introduction .....	281
A. Needs for Paleoclimate and Paleoceanography .....	281
B. General Settings and Climate .....	283
C. Marine Geology .....	292
2. Purpose of the Study .....	297
3. Methods .....	304
A. Magnetic Susceptibility .....	304
B. Oxygen and Carbon Isotope Analysis from Planktonic and Benthic Foraminifera .....	304
C. AMS C-14 Dating .....	306
D. Sedimentary Analysis .....	306
E. Organic Geochemistry .....	306
F. Microfossil Analysis .....	306
4. Paleoclimate and Paleoceanographic Study .....	307
A. Stratigraphy and Paleoceanography since Last Glacial Maximum ....	311
B. Stratigraphy and Paleoceanography prior to Last Glacial Maximum ....	318
References .....	326
Abstract (in English) .....	332
 <b>Chapter V. General Oceanography of the Okhotsk Sea .....</b>	 <b>333</b>
Abstract (in Korean) .....	335
1. General Oceanography .....	335
A. Channel and Bottom Topography .....	335
B. Currents, Surface Temperature and Surface Salinity .....	336

C. Distribution of Bottom Sediments .....	339
2. Other things related to the Okhotsk Sea .....	341
References .....	343
Abstract (in English) .....	346
<b>Chapter VI. Foraminifera of the Okhotsk Sea .....</b>	<b>347</b>
Abstract (in Korean) .....	349
1. Introduction .....	349
2. Previous Works on Foraminifera of the Okhotsk Sea .....	350
3. Future Study .....	354
4. Conclusions .....	355
Reference and Literatures Related to Foraminifera of the Okhotsk Sea .....	356
Abstract (in English) .....	358

## List of Tables

### CHAPTER I

Table 2-1. The end-member values of $\delta^{13}\text{C}$ and $[\text{PO}_4]$ for North Atlantic Deep Water (NADW), Antarctic Bottom Water (AABW) and nutrient-depleted surface water (SW) .....	54
Table 2-2. Stratigraphic control points and their estimated ages in Core V19-3. ....	54
Table 2-3. Mean values of $\delta^{13}\text{C}$ for late Holocene (0-5 kyr) and glacial (17-22 kyr) for each core listed in Appendix 1 .....	59
Table 2-4. Mean values of $\delta^{18}\text{O}$ and $\delta^{13}\text{C}$ for late Holocene (0-5 kyr) and glacial (17-22 kyr) summarized for each ocean basin .....	61
Table 3-1. Near-core top foraminiferal Cds .....	83
Table 3-2. Estimated distribution coefficients (D) for Cd in benthic foraminifera, excluding samples with $D > 4.75$ . ....	89
Table 4-1. New core-top Cd data. ....	98
Table 4-2. Comparison of distribution coefficients at different depths and temperatures. ....	101
Table 4-3. Empirical foraminiferal Cd distribution coefficient used in work .....	101
Table 4-4. Data summary table. ....	104
Table 4-5. Global ocean inventory estimate. Numbers in parentheses are for the glacial ocean. ....	113
Table 5-1. Results of benthic foraminifera and manganese analyses for core KT89-18 P-4. ....	127
APPENDIX 1. Isotopic data for <i>Cibicides</i> spp. from core distributed throughout the world's ocean. ....	162
APPENDIX 2. Cd/Ca data from cores distributed throughout the world's ocean. ....	182

## CHAPTER II

Table 2-1. World estimates of the amount of methane in methane hydrates in continental and oceanic settings. ....	202
Table 3-1. Submarine gas - vent fields found by echo sounder from the continental slope offshore Sakhalin Island, Okhotsk Sea. ....	230
Table 3-2. Some characteristics of methane hydrated cores from field 1. ....	232
Table 3-3. Detailed shore-based gas analyses and isotopic compositions of gas hydrate from core 91-02-40. ....	235
Table 3-4. Isotopic composition of interstitial waters in the area of gas plumes in the Sea of Okhotsk. ....	247

## CHAPTER III

Table 2-1. The precisions of methane analysis. ....	273
---	-----

# LIST OF FIGURES

## CHAPTER I

Fig. 1-1. Physiography and bathymetry map of the Okhotsk Sea. ....	45
Fig. 1-2. Circulation pattern adjacent to the Okhotsk Sea and northwest Pacific Ocean. ....	47
Fig. 2-1. Measured $\delta^{13}\text{C}$ for ambient seawater $\Sigma\text{CO}_2$ and core top <i>Cibicidoides</i> species (after Duplessy et al., 1984). ....	50
Fig. 2-2. The depth distribution of $\delta^{13}\text{C}$ in the Pacific (triangles) and Atlantic (circles) oceans. ....	53
Fig. 2-3. (a) The relationship between salinity and $\delta^{13}\text{C}$ values in the western Atlantic demonstrating the mixing of North Atlantic Deep Water (northern component) and Antarctic Bottom Water (southern component) from GEOSECS stations ( $\delta^{13}\text{C}$ data from Kroopnick, 1985). (b) The relationship between salinity and $\delta^{13}\text{C}$ values for eastern Atlantic locations from GEOSECS data ( $\delta^{13}\text{C}$ data from Kroopnick, 1985). (c) The relationship between salinity and $\delta^{13}\text{C}$ values for the Pacific Ocean from GEOSECS stations ( $\delta^{13}\text{C}$ data from Kroopnick, 1974; salinity data from Chung and Craig, 1973). ....	57
Fig. 2-4. Stable oxygen and carbon isotopic records for Pacific Ocean cores demonstrate the changes in $\delta^{13}\text{C}$ values which are typical of this basin. ....	63
Fig. 2-5. Stable oxygen and carbon isotopic records for two southern ocean cores showing the changes in $\delta^{13}\text{C}$ values which are typical of this basin. ....	64
Fig. 2-6. Stable oxygen and carbon isotopic records for three cores from the Indian Ocean. ....	66
Fig. 2-7. Stable oxygen and carbon isotopic records for Atlantic Ocean cores. ....	67

Fig. 2-8. Carbon isotopic variations in KNR110-82 from the western equatorial Atlantic Ocean. ....	70
Fig. 3-1. Cd versus P for open ocean samples below the mixed layer. ....	77
Fig. 3-2. Histograms of estimated distribution coefficients (top) from all core tops in Table 3-1 and (bottom) from documented core tops that there is at least 15 cm of Holocene sediment (underlined in Table 3-1). ....	85
Fig. 3-3. Benthic foraminiferal Cd versus estimated bottom water Cd. ....	86
Fig. 3-4. Downcore paired-species analyses. ....	88
Fig. 3-5. Porewater data from Manganese Nodule Program site M. ....	91
Fig. 3-6. High latitude planktonic Cd ( <i>N. pachyderma</i> ) for core from the Southern Ocean, Indian sector (MD 80-304). ....	94
Fig. 4-1. Cd (foram) vs Cd (estimated for bottom water) for samples >3000m. ....	97
Fig. 4-2. Distribution coefficient vs depth for major calcitic benthic foraminifera. ....	99
Fig. 4-3. Interspecies comparison plots. ....	103
Fig. 4-4. GEOSECS station phosphorus profiles from regions. ....	108
Fig. 4-5. (a) Glacial maximum CdW profiles. (b) Glacial maximum $\delta^{13}\text{C}$ profiles. ....	109
Fig. 4-6. Comparison of Northwest Pacific and Eastern Tropical Pacific Glacial Maximum Cd profiles. ....	111
Fig. 4-7. Global average $\delta^{13}\text{C}$ and Cd in glacial oceanic deepwaters. ....	115
Fig. 4-8. Downcore comparisons of paleochemical data. ....	118
Fig. 4-9. Downcore comparison of paleochemical data. ....	120
Fig. 5-1. Location of five cores used in this study. ....	126
Fig. 5-2. Isotopic and elemental results of core KT89-18 P-4. (a) Planktonic foraminifera ( <i>Globigerinoides succulifer</i> ) $\delta^{18}\text{O}$ values. (b) Benthic foraminifera ( <i>Uvigerina spp.</i> ) Cd/Ca ratio. (c) Benthic foraminifera ( <i>Melonis bareaanus</i> ) $\delta^{13}\text{C}$ values (Ohkouchi et al., 1994). ....	128



Fig. 5-3. (a) Deep - water cadmium concentration (CdW) reconstructed from benthic foraminifera Cd/Ca ratios of four cores recovered from the west Pacific. (b) Deep-water $\delta^{13}\text{C}$ reconstructed from benthic foraminifera $\delta^{13}\text{C}$ of three cores recovered from the west Pacific. ....	130
Fig. 5-4. Stable isotope record from core Volkanolog 34-91 at 1200m water depth on Akademia Nauk Rise. ....	136
Fig. 5-5. A schematic diagram illustrating the physiography, circulation and distribution of some sediment cores in the Okhotsk Sea and on the northern Emperor Seamounts in the open Pacific Ocean. ....	137
Fig. 5-6. Modern water column hydrography ( $\delta^{13}\text{C}$ of total $\text{CO}_2$ ) in the Okhotsk Sea (thin line) and the open northwestern Pacific (thick line), compared to $\delta^{13}\text{C}$ values of Holocene <i>Cibicides</i> (open circles) and glacial maximum <i>Cibicides</i> (filled circles). ....	138

## CHAPTER II

Fig. 2-1. Gas hydrate structure. ....	196
Fig. 2-2. Phase diagram showing the boundary between free methane gas and methane hydrate for a pure water and pure methane system. ....	197
Fig. 2-3. Map showing world-wide locations of known and inferred methane hydrate in oceanic sediments and in continental regions. ....	199
Fig. 2-4. A 12-fold multi-channel reflection profile from the crest and eastern flank of the Blake Outer Ridge. ....	201
Fig. 2-5. Distribution of organic carbon in the Earth. Numbers are in units of $10^{15}$ g of carbon. ....	203
Fig. 2-6. Schematic diagrams of geological situations in which methane hydrates serve as seals forming traps for methane. ....	205

Fig. 2-7. Diagram showing the effects of changes in pressure and temperature on submarine methane hydrates and the resulting seafloor failures and gas release. ....	207
Fig. 2-8. Map of the continental margin of the Beaufort Sea offshore from Alaska showing the coincident regions of large landslides and methane hydrates. ....	209
Fig. 2-9. Diagrams illustrating how methane hydrate decomposition may affect glacial cycles (a) continental methane hydrates (b) oceanic methane hydrates. ....	211
Fig. 3-1. Overall outline of the Okhotsk Sea where methane hydrates associated with gas-seepage fields have been observed. ....	213
Fig. 3-2. Echo-sounder bathymetric map with location of the gas plume (dashed line) offshore Paramushir Island. ....	215
Fig. 3-3. Echo-sounder bathymetric map with location of the gas plume (dashed line) offshore Sakhalin Island. ....	216
Fig. 3-4. The lenticular-bedded structure caused by methane. ....	217
Fig. 3-5. Thermobaric conditions of methane hydrate formation in the vicinity of hydrate accumulations near Sakhalin Island. $T_h$ = the actual distribution of temperature vs. depth; $T_{eq}$ = equilibrium temperature curve of methane hydrate formation. ....	219
Fig. 3-6. Pressure distribution vs. depth within the limits of the submarine methane hydrate stability zone. $H$ = total depth; $P_h$ = conditional hydrostatic pressure; $P_{eq}$ = equilibrium pressure of methane hydrate formation in water depth of 1 km (A) and 2 km (B); $P_s$ = saturation pressure of dissolved methane in the sulfate-reduction zone. ....	220
Fig. 3-7. Scheme of the structural formation of hydrate-bearing sediments in submarine gas-seepage fields. 1 = lenticular-bedded structure; 2 = porphyraceous structure. ....	222

Fig. 3-8. Seismic profile PR-27. F1, F2, F3, F4, F5 are the seismic facies 1, 2, 3, 4, and 5. ....	224
Fig. 3-9. Seismic profile PR - 55. Va = ancient gas vent, GS = gas in sediments, SV = small scale gas vent, CT = conventional gas trap. ....	225
Fig. 3-10. Morphological and structural map on the western margin of Paramushir Island. ....	226
Fig. 3-11. Phase diagram showing methane hydrate stability field for a pure water and pure methane system and the character and uplift of the BSR in relationship to the observed gas vent formation. ....	229
Fig. 3-12. Water content (%), chloride (g/L), sulfate (mM), and Eh (mv) of pore water in methane hydrate and non-methane hydrate containing cores. ....	233
Fig. 3-13. Water content (%), chloride (g/L), sulfate (mM), in pore waters, and concentrations of methane (log [C <sub>1</sub> ]) and methane/propane ratio (log [C <sub>1</sub> /C <sub>3</sub> ]) from the cores and bottom waters. ....	237
Fig. 3-14. (a) Dissolved methane in the surface waters NE of Sakhalin, in March of 1991 below the ice cover and (b) in July of 1992. ....	239
Fig. 3-15. Extrapolated production of atmospheric methane in the offshore of Sakhalin. ....	241
Fig. 3-16. Echo sounding image of underwater gas source. Visible flare is produced by reflection from small gas bubbles. ....	242
Fig. 3-17. Location of gas source in Sea of Okhotsk: 1) bottom exposures of volcanic rocks, 2) lava domes indicated by DSS data, 3) steep scarps in relief, up to 100 m high, 4) gas source, 5) transponders. ....	243
Fig. 3-18. Geological section through gas source. ....	245
Fig. 3-19. Distribution of oxygen-18 and chlorine in interstitial waters. ....	251

### CHAPTER III

- Fig. 2-1. Bottle for methane extraction from marine sediments. ....269
- Fig. 2-2. A typical chromatogram of FID-GC system. ....272
- Fig. 2-3. Plot of methane concentration vs. peak area. The line indicates the best fit of the least square regression. ....275

### CHAPTER IV

- Fig. 1-1. Physiography of the Okhotsk and Bering seas. Contours are 3000, 1000, 200, and 50 m. From Sancetta (1981). ....284
- Fig. 1-2. Main morphology elements of the Okhotsk Sea floor. Thick lines indicate mountain ranges on land. From Nuernberg et al. (1997). ....285
- Fig. 1-3. (a) Generalized circulation in the North Pacific and marginal Seas. From Sancetta(1981). (b) Major surface current systems in the Sea of Okhotsk. Modified from Sancetta (1981). ....287
- Fig. 1-4. Monthly limit of sea ice. (a) Limit for December(solid line), January(dashed line), and February(short dashed line). (b) April(dashed line), May(short dashed line), and June (dotted line). From Sancetta (1981). ....289
- Fig. 1-5. Location and regional setting of cores V32-159 and V32-161 taken from the Sea of Okhotsk. Arrows indicate flow of major surface ocean currents in the northwest Pacific and its marginal seas. The two major vegetation units around the Sea of Okhotsk are tundra and boreal forest. From Morley et al. (1991). ....291
- Fig. 1-6. Contents of montmorillonite (A), Chrolite (B), Illite (C), and Kaolinite (D) in the clay fractions finer than 2  $\mu$ m. Numbers indicate the percentages of clay minerals. Data on clay mineral compositions from the Japan Sea(J1 and J9) and the Pacific Ocean(C2) are quoted from a paper Oinuma and Aoki(1976). From Aoki & Oinuma (1978). ....293

Fig. 1-7. Distribution of Okhotsk Gyre assemblage( <i>T. trifulta</i> and <i>A. curvatulus</i> ). Contours at factor loadings of 0.900, 0.600 and 0.300). From Sancetta (1981). .....	294
Fig. 1-8. Distribution of Okhotsk Slope assemblage ( <i>Chaetoceros</i> spores and <i>B. fragilis</i> spores). Contours at factor loadings of 0.900, 0.600 and 0.300). From Sancetta (1981). .....	295
Fig. 1-9. Distribution of Okhotsk Basin assemblage( <i>D. seminae</i> and <i>T.</i> <i>nitzschioides</i> ). Contours at factor loadings of 0.600 and 0.300). From Sancetta (1981). .....	296
Fig. 1-10. Ship's track of R/V Akademik Lavrentyev during cruise 27 and site locations. From Nuernberg et al. (1997). .....	298
Fig. 1-11. Core locations in the Sea of Okhotsk. From Nuernberg (Unpublished data, personal communication, 1998). .....	299
Fig. 1-12. Lithostratigraphy of central Okhotsk Sea sediment cores and core correlation (shading) based on lithology and magnetic susceptibility records. From Nuernberg et al. (1997). .....	300
Fig. 1-13. Tentative correlation of eastern Sakhalin slope cores (54° 30'N) based on magnetic susceptibility, physical property and lithology. From Nuernberg et al. (1997). .....	301
Fig. 1-14. Lithostratigraphy and core correlation along an East-West transect across the Sea of Okhotsk. From Nuernberg (unpublished data, personal communication, 1998). .....	302
Fig. 3-1. Magnetic susceptibility records of central Okhotsk Sea sediment cores. Core correlation is indicated by thick shadow lines. K-1 and K-2 indicate volcanic ash layers. From Nuernberg et al. (1997). .....	305
Fig. 4-1. Abundance variations of <i>C. davisiana</i> (solid line) and <i>L. grande</i> (small dotted line) in five cores which form a west-east transect in the northwest Pacific. Volcanic ash layers(dashed lines), floral and faunal upper limits (large dotted lines). From Morley et al. (1982). .....	308

- Fig. 4-2. Abundance variations of *C. davisiana* in records from the subantarctic northwest Pacific, and North Atlantic along with oxygen isotope records from the subantarctic record. From Morley et al. (1982). ..... 309
- Fig. 4-3. Comparison of  $\delta^{18}\text{O}$  global climate record and magnetic susceptibility records from the Okhotsk Sea versus age. Thick shadow lines indicate ash layers found in the Okhotsk Sea sediment cores. 5 new defined ash layers are recorded in cores LV28-42-4 and LV28-43-4 recovered from central Okhotsk Sea. From Nuernberg (Unpublished data, 1999). ..... 310
- Fig. 4-4. Depth plots of oxygen isotopes, relative abundance of radiolarian *C. davisiana* (dashed intervals indicate barren zones), radiolarians per gram of sediment, percentage of arboreal and nonarboreal pollen (relative to total pollen sum), and pollen grains per gram of sediment. From Morley et al., (1991). ..... 312
- Fig. 4-5. Location of core sites (K-105, V34-90) recovered from the Sea of Okhotsk. Detailed description of surface-water circulation pattern is found in Gorbarenko (1996). ..... 314
- Fig. 4-6. Records of  $\delta^{18}\text{O}$  of mixed planktonic species, *Uvigerina* sp. and *N. pachyderma* sin., *U. senticosa* are in cores K-105 and V34-90, respectively.  $\text{CaCO}_3$ , organic carbon, and opal contents are in percent of dry sediment weight. Terrigenous component contents are in  $>100\ \mu$  fraction of core K-105 and in  $>80\ \mu$  fraction of core V34-90(fraction weight in percent of dry bulk sediment). ..... 316
- Fig. 4-7. Bathymetry(50 m countour interval) and core locations on the Akademia Nauk Rise, Okhotsk Sea. From Keigwin (1998). ..... 317
- Fig. 4-8. Oxygen isotope stratigraphy of Okhotsk Sea cores during the last glacial maximum. Dashed line indicates the correlation of the LGM level between cores. Solid circles represent the hispid variety of *Uvigerina*; solid squares are the striated variety; and open circles are *Cibicidoides*. ..... 319

Fig. 4-9. Carbon isotope stratigraphy of Okhotsk Sea cores during the last glacial maximum. Symbols shown in Figure 23. Note the large vital effect between the two varieties of <i>Uvigerina</i> . Dashed line indicates the correlation of the LGM level between cores. ....	320
Fig. 4-10. Data from core GGC-15 recovered from the Akademia Nauk Rise, Okhotsk Sea. Results are represented against calendar years before present(B.P.). In stable isotope records, solid points represent the hispid variety of <i>Uvigerina</i> ; triangles are <i>N. pachyderma</i> sin.; and open circles are <i>Cibicidoides</i> . In the foraminiferal abundance plots(D & J), solid points are <i>Uvigerina</i> , and pen circles are <i>Cibicidoides</i> . ....	321
Fig. 4-11. East-West transect of magnetic susceptibility records based on sediment records recovered by the GEOMAR gravity corer system). From Nuernberg (Unpublished data, personal communication, 1988). ....	324
Fig. 4-12. Stratigraphic framework from core LV-28-40-4. Comparison between lithostratigraphy, tephrochronology, biostratigraphy and magnetic susceptibility). From Nuernberg (Unpublished data, personal communication, 1988). ....	325

## CHAPTER V

Fig. 1-1. Submarine topography of the Okhotsk Sea (after Lipps and Warme, 1966 originally after Bezrukov, 1960). ....	337
Fig. 1-2. Surface currents in the Okhotsk Sea (after Lipps and Warme, 1966 originally after Zenkevitch, 1963). ....	338
Fig. 1-3. Temperature and salinity at 10, 50, and 200 meters in the Okhotsk Sea (after Lipps and Warme, 1966 originally modified from Zenkevitch, 1963). ....	340

## CHAPTER VI

Fig. 2-1. Planktonic foraminiferal biofacies (Lipps and Warne, 1966). .....	351
Fig. 2-2. Abundance of planktonic foraminiferal tests per 50 grams of bottom sediments (after Lipps and Warne, 1966 originally after Saidova, 1957a). .....	352



# 제 1 장

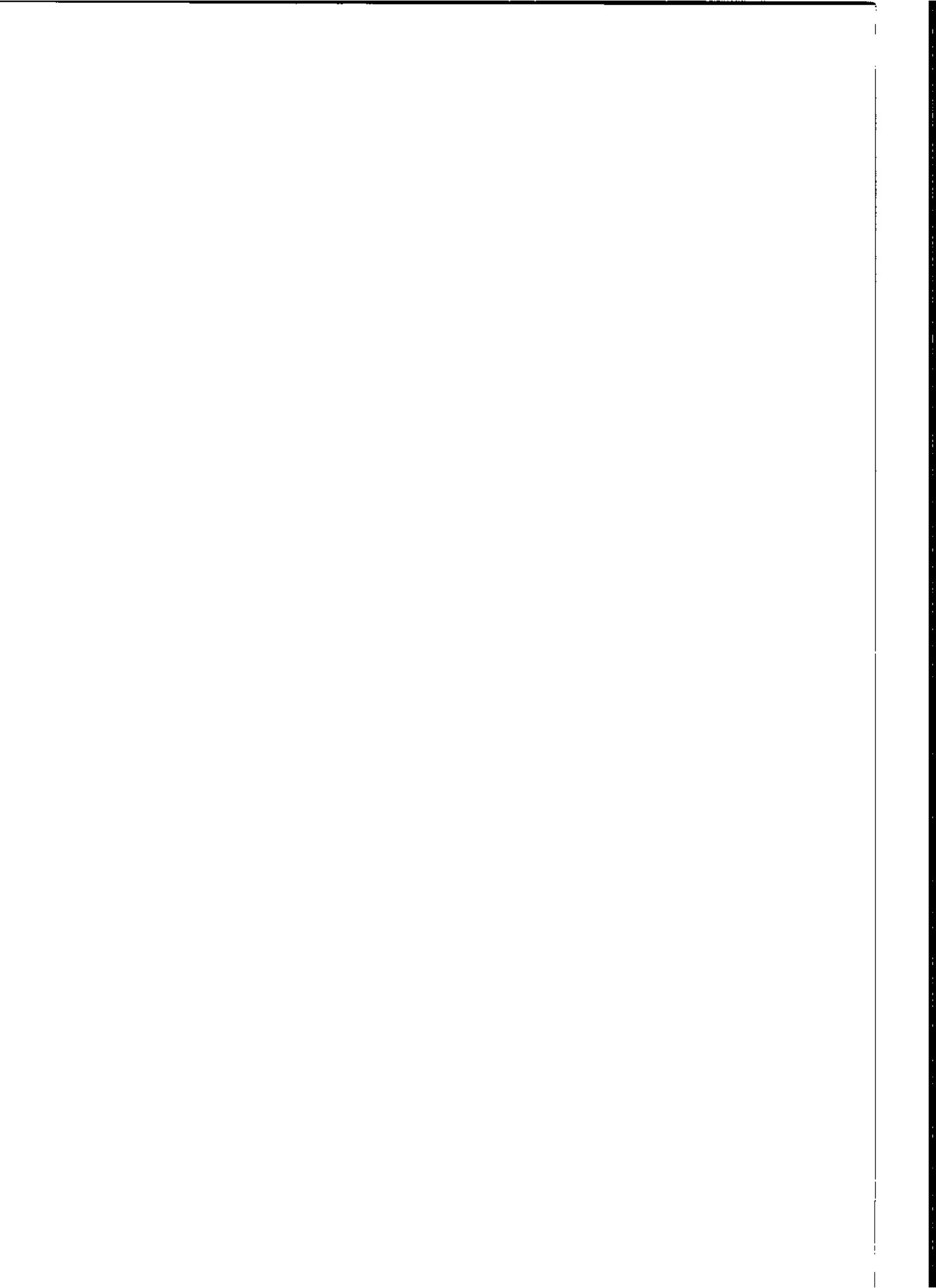
지구화학적 추적자와 오토츠크해의

고해양학적 연구

(Geochemical Proxies and

Paleoceanographic Study of the

Okhotsk Sea)



한편, 지구 역사 가운데 제4기는 빙하기의 마지막 2만년에 걸쳐서 나타난 지질시대이고 지사학적으로 매우 중요하다. 특히, 이 시기에 지질표형을 하며 도구의 물류 사용함을 알았던 원시인류(hominids)는 중요하다.

지구의 구성 요소 가운데 해양은 지구 표면의 71%를 덮고 있으므로 해양이 우리 행성의 기후에 주는 영향과 함께 해양에서의 상호작용을 이해하는 것은 필수적이다. 해양의 약 3/4(77%)은 수심이 3000m이상이므로 문제로 존재하고 있기 때문에 우리는 전지구적인 기후를 이해하는데 있어서 심해 수괴들에 의한 영향을 고려할 필요가 있다. 또한 북극로 북, 전 해양에 존재하는 수괴의 1/3(30%)은 온도가 1~2°C사이이다. 결과적으로, 전 지구적인 온도에 대한 이런 차가운 수괴들의 영향을 조사하는 것은 매우 중요하다.

## 1. 서론

요약 : 플라이스토세 후기 퇴적물에서 채취된 유공충의 각령에서 분석된 탄소동위원소와 카드뮴 자료를 정리하고, 지난 약 3만년 동안의 해양에서의 분포를 제시하였으며 빙하기와 간빙하기 사이에 발생하는 열염순환의 중요성을 결정하였다. 이러한 자료들은 지난 마지막 빙하기의 최성기 동안에 심해의 순환 양상이 상당히 변화하였음을 보여준다. 특히, 북서태평양과 서태평양 적도지역에서 얻어진 카드뮴자료에 의하면, 마지막 빙하기에서 현생으로 진행되면서 두 분지사이의 심층해수의 카드뮴농도가 급격한 차이가 발견된다. 이러한 결과는 아마도 마지막 빙하기시대 동안에 북서태평양에 심층해수의 대류순환이 존재하였음을 제시한다. 또한 오토조크해에서 얻어진 고해양학적 추적자 자료들에 의하면 오토조크해로부터 유출된 수괴들이 북태평양의 수괴의 기원으로 작용하는 것을 뒷받침한다.

## 지구화학적 추적자와 오토조크해의 고해양학적 연구

아프리카에서 최초로 나타나 점차 유라시아, 호주, 북미대륙과 해양의 여러 섬 지역으로 이동하였다. 이와 함께 반복적이고 상대적으로 빠른 기후 변화가 있었다. 제4기는 우리 인류가 인지할 수 있는 지구역사의 마지막 시대일 뿐만 아니라 우리 인류가 인간이 되어 가는 동안에 형성된 시대이다.

현재 대양의 순환을 논할 때 흔히 북대서양의 표층수괴가 그 순환의 시발점이며 열염분순환이라는 운반띠를 통하여 해양내 에너지와 화학물질들이 순환하고 있다고 말한다. 즉, 현재의 대양 순환고리에서 북태평양의 극한수는 그저 지역적인 분포만을 하며 비교적 크거나 직접적인 영향을 미치고 있지 않는 것으로 알려져 있다. 그러나, 현재는 지질학적 시간규모로 볼 때 마지막 빙하기 이래로 계속 더워지는 경향이 있기 때문에, 현재와 같은 순환 양상을 가지는 해양환경과는 다르게, 마지막 빙하기 또는 그 이전 시기에 지금과 다른 기후아래에서는 예를 들어, 북서태평양의 오토츠크해 내에서 생성된 냉수가 전체 태평양의 순환에서 조금 다른 위치를 차지했었을 것이라는 관점을 가정할 때 현재의 현상만으로 쉽게 추론할 수 없다. 또한 지금은 좁고 연중 얼음으로 덮이는 시기가 많은 타타르해협과 라페루즈해협으로만 연결된 동해와 이 해역이 지질학적으로는 연결되어 있으나 해양의 순환의 관점에서는 거의 상관성을 가지지 않는다. 그러나, 전 지구적으로 기후가 더 따뜻했던 다른 지질학적 시각에 혹은 더 추웠던 시기에 어떤 연결상태로 있었고 어떤 물질교환을 했는지에 대해서도 현재의 기후와 순환양상을 연구하여 만들어낸 단기적인 경향성만을 가지고 판단해내기란 불가능한 문제인 것이다. 이러한 어려움에도 불구하고 북서태평양 지역에 대한 고해양학적 연구는 활발히 진행되고 있으며, 여러 학자들에 의하여 기본적인 자료와 현상들이 잘 정리되었다 (예, Gorbarenko, 1996; Keigwin, 1998).

#### 가. 연구지역(오토츠크해)의 해양학적 특성

오토츠크해는 동경 135°-162°와 북위 44°-62°사이에 위치해 있다 (Fig. 1-1). 최대 수심은 3,374m이고 평균수심은 약 777m이며 북태평양과 접하고 있는 쿠릴열도의 길이는 약 1,200km이다. 오토츠크해는 동북쪽에 위치한 펜진스키만과 북서쪽의 산타르섬 일대의 수심 100m이하의 천해지역과 사할린섬에서 북해도, 쿠릴열도에 이르는 심해지역으로 구분되어지며, 약

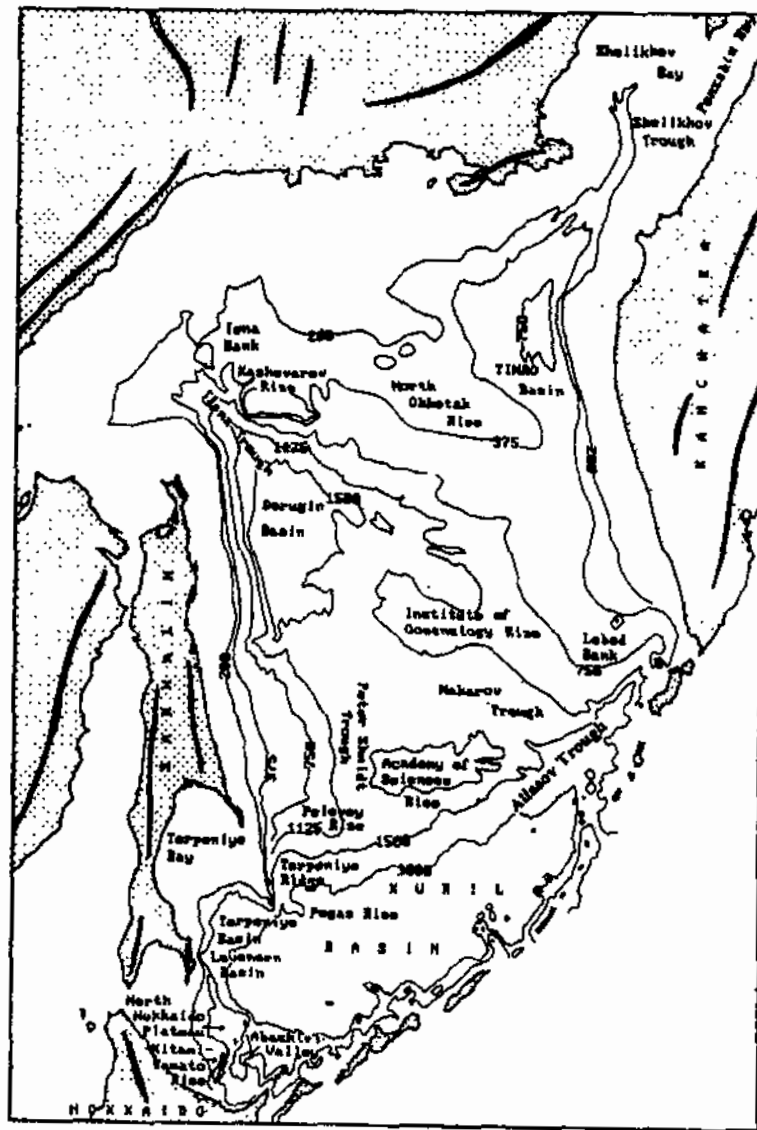


Fig. 1-1. Physiography and bathymetry map of the Okhotsk Sea.

서태평양 아한대경계부는 캄차카해부와 오야시오해부로 이루어져 있다. 오야시오해부는 연해역에서 관라저서 특유의 고리모양 소용돌이를 이루며 동진 한다(Fig. 1-2). 깊은 쿠릴해협을 통하여 아한대의 비교적 따뜻한 해수가 오호츠크해로 유입된다. 북부 오호츠크해에서 온 아한대수가 쿠릴문지에서 중대한 변화를 겪는다고 알려져 있다. 1994년 4월의 관측과 WOCE자료에 의하면, 쿠릴문지 내의 순환 또는 시계반대방향 순환을 하고 있다. 이 순환은 쿠릴문지의 깊은 곳이 있는 쪽을 따라서 들어선 여러 개의 사슬로 나누어져 있다. 이 순환의 내부에 존재하는 매우 다른 성격의 태평양 기원 해수가 셀 소용돌이에 의하여 주변 해수와 강한 혼합작용을 겪게 된다. 직접

북쪽에도 1개의 무조점이 나타난다. 1개, 펜진스키만 입구에 1개, 그리고 사할린섬과 대륙 사이의 타타르해협 된다. 내부에 무조점은 3개가 나타나는데 그 위치는, 사할린섬 중앙 동해안에 만의 깊이를 600km, 평균수심을 50m로 가정하면, 자유진동주기는 약 18시간이 북동쪽으로 진폭은 50cm에서 80cm로 증가한다. 펜진스키만을 제외한 경우, 쿠릴열도의 남서쪽과 북동쪽은 1.5시간의 위상차가 있으며, 남서쪽에서 반원주조의 조석파는 태평양으로부터 쿠릴열도를 따라 북서쪽으로 진행한다. 조석에너지 감쇄율은 베링해 다음으로 세계에서 두 번째 큰 값을 갖는다. 조위는 사할린 동해안과 라페루즈해협 근처에서 나타난다. 또한 오호츠크해의 조위이다. 그 다음으로 산타르섬 해역에서 7m의 조위를 나타내고, 최소의 최고 13m의 조위가 발생하는데, 이는 전 러시아 해역을 통해 가장 큰 유입되는 조석파는 오호츠크해에 미치는 영향이 거의 없다. 펜진스키만에서는 오호츠크해 중앙부로 관수될 그 영향이 적어진다. 타타르해협을 통해 사할린만쪽 해역과 북해도 인근해역에서 영향을 약간 미치는 하지만, 영향을 받으며, 라페루즈해협을 통해 동해로부터 유입되는 조석파는 오호츠크해의 조석은 쿠릴열도를 통하여 유입되는 조석파에 의해 크게 있다.

165만km<sup>2</sup>의 면적을 갖는 비교적 넓은 대륙주변해(marginal sea)이다. 특히, 사할린의 동해안에는 폭이 약 100km이고, 길이가 600km인 대륙붕이 위치하고 있으며 오호츠크해 중앙부로 관수될 수심이 급격히 증가하게 된다. 오호츠크해는 쿠릴열도의 많은 해협을 통해 북태평양과 연결되어 있으며 사할린 섬과 북해도 사이의 라페루즈해협과 타타르해협으로 동해와 연결되어

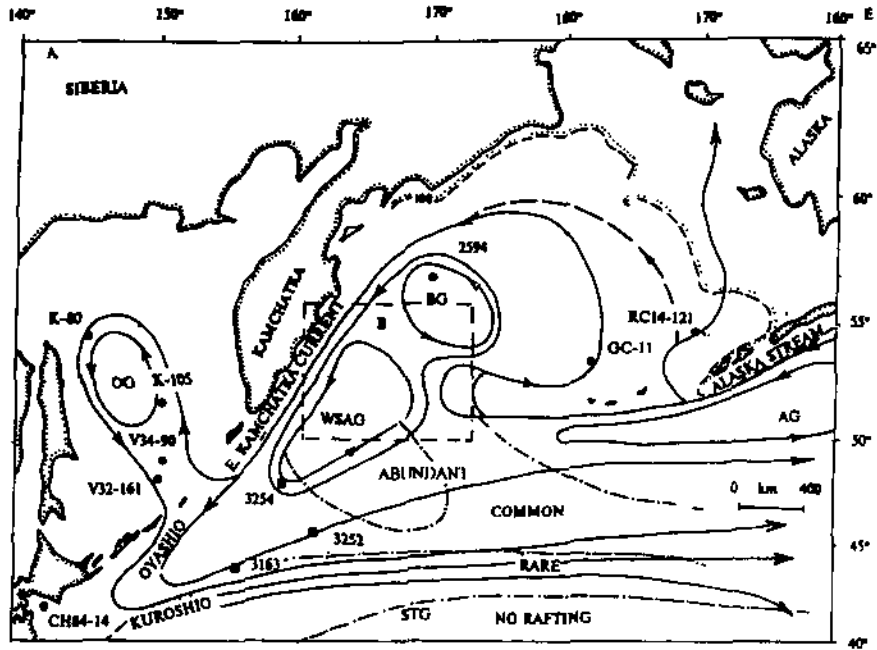


Fig. 1-2. Circulation pattern adjacent to the Okhotsk Sea and northwest Pacific Ocean.

125-300km 정도의 세 개의 소용돌이가 존재하는 것은 거의 확실하다. 이러한 오호츠크해 내부에서의 혼합작용에 의하여 북서태평양 경계류의 해수특성이 변질되게 된다. 오호츠크해 주변해협들에서 관측한 값에서 이 지역들의 지형류를 계산해보면 오호츠크해로 따뜻한 중층수가 유입하고 있음을 알 수 있다. 수압이 500db보다 적은 중층에서 따뜻한 해수의 유입이 발견되며 750db보다 높은 심층에서는 오호츠크해수의 유출이 발견된다. 오호츠크해수의 온도-염분특성은 오야시오해류나 캄차카해류의 수괴들과 확연히 다른 양상을 보여주고 있다. 즉, 북서태평양수와 오호츠크해수는 본질적으로 다른 수괴인 것이다. 오호츠크해수의 용존산소는 매우 높은 것으로 측정된다. 그러나, 인접한 북서태평양수는 용존산소의 결핍을 보이며, 이러한 특징은 오호츠크해에서 새로운 수괴가 형성될 수 있는 중요한 특징인 것이다.

오호츠크해의 북쪽해안은 불연속적인 영구결빙지대에 속해있다. 식생 분포에 의한 기후분류로 볼 때, 이곳은 툰드라 삼림 기후지역이라고 할 수 있다. 일평균 온도가 10°C 이상을 기록하는 총 합계가 700-800°C, 다시 말하여 연중 70에서 80일 정도가 10°C 이상의 기온을 유지하는 날수이며, 생물이 성장하는 날수가 105일에서 110일정도 된다. 총강수량은 250-300mm 정도이고, 평균습도는 75%이다. 겨울철의 바람은 매우 강한 편이어서 식생의 성장을 제한하는 요소로 작용하기도 한다. 위성을 이용하여 이곳을 관측하고 식생이 많이 발달하는지, 아니면 얼음이 덮이는지를 조사하는 것은, 지표가 얼음으로 많이 덮여 알베도를 증가시키고 지구가 태양에너지를 덜 받게 되면, 이것은 좀 더 추운 기후를 만들어내는 중폭효과를 모니터링한다는데 기후학적으로도 의미가 있다.

## 나. 연구목적

본 연구에서는 현재 해양학 연구에 있어서 전 지구적으로 사용되고 있는 추적자들 가운데 고해양학적으로 이용되어지는 유공층의 탄산염각질에서 분석된 탄소동위원소와 카드뮴에 대하여 기존의 여러 자료들에 의거하여 각 추적자의 특성들을 파악하고 각 대양에서의 나타난 고해양학적 결과를 정리한다. 그리고 이러한 추적자들 사이에 나타나는 장단점을 파악하고 고해양학적으로 이용될 수 있는 특징들을 알아본다. 끝으로 이러한 두



추적자들의 특성에 의거하여 북서태평양의 오토츠크해 지역에 고해양학적 연구에 이용할 수 있는 가능성을 파악한다.

## 2. 대양의 심층수괴 순환과 추적자 $\delta^{13}\text{C}$

### 가. 서론

해수의 탄소동위원소( $\delta^{13}\text{C}$ )를 제어하는 생물학적 그리고 화학적 과정들은 지난 지질시대동안 수괴의 분포와 그 변화된 성질들을 복원하는데 매우 잘 사용되는 추적자(tracers)를 설명하고 있다. 현재 대양의 해수에 있는 총 용존무기탄소( $\Sigma\text{CO}_2$ )의  $\delta^{13}\text{C}$  값들의 분포는 일반적으로 대양에서 관측되는 수괴들의 분포와 매우 유사하다. 따라서, 지역적인  $\delta^{13}\text{C}$  값들의 차이를 이용하여 각 대양들 사이에서 발생하는 주요한 수괴의 흐름에 대한 해류의 방향을 일차적으로 유추할 수 있다. 특히, 저서성 유공충들 가운데 어떤 종류(예를 들어, *Cibicidoides wuellerstorfi*)들은 이러한 대양들 사이에 나타나는  $\delta^{13}\text{C}$  값들의 차이를 매우 잘 반영하기 때문에 과거 대양의  $\delta^{13}\text{C}$  값들의 분포를 복원하는데 사용되고 있다. 본 절에서는 지난 30,000년 동안의 대양에서 측정된  $\delta^{13}\text{C}$  값들의 분포를 서술하고, 이러한 특징으로부터 빙하기-간빙하기를 지내는 동안 심층해수의 열염분순환에 의한 기후학적 변화를 보여줄 것이다.

본 절에서는 *Cibicidoides* 종에서 분석된 동위원소자료만을 나타내고 있으며, 대부분은 *C. wuellerstorfi* 종에서 분석되었다. 과거에 발표된 연구들에 의하면 이 종은 해수의  $\delta^{13}\text{C}$  값을 매우 잘 반영하고 있다(Fig. 2-1; Belanger et al., 1981; Graham et al., 1981; Curry and Lohmann, 1982; Duplessy et al., 1984). 주어진 조건들 가운데, *C. wuellerstorfi*는 방해석질 저서성 유공충들 중에서 가장 높은  $\delta^{13}\text{C}$  값을 보여주고 있으며(Woodruff et al., 1980), 심층해수에서 측정된 총무기탄소의  $\delta^{13}\text{C}$  값과 거의 평형을 이루고 있다. 그러나, Rubinson과 Clayton(1969)의 연구에 의하면, *C. wuellerstorfi*는 기대되는 평형값에 대하여 약 0.9‰ 정도 낮게 관찰되고 있다. 하지만, 적어도 유공충에서 분석된  $\delta^{13}\text{C}$  값은 심층해수의 총무기탄소의  $\delta^{13}\text{C}$  값을 반영한다고

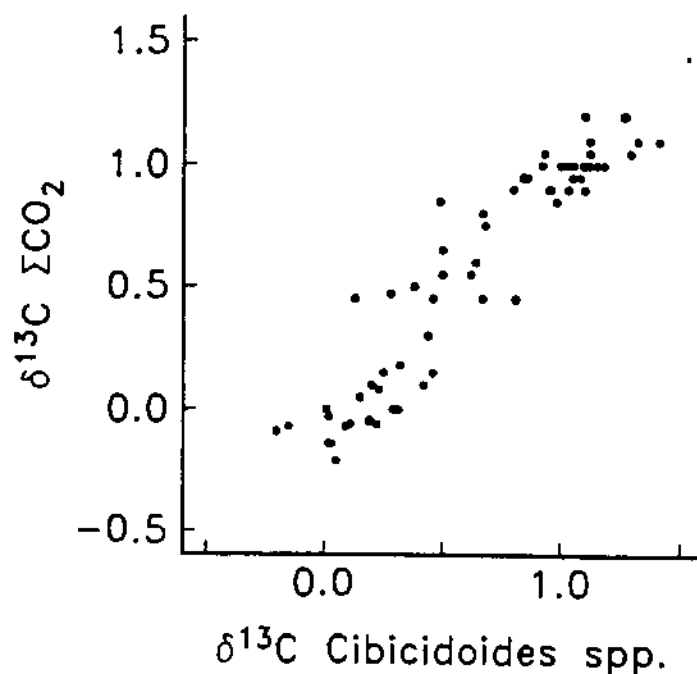


Fig. 2-1. Measured  $\delta^{13}\text{C}$  for ambient seawater  $\Sigma\text{CO}_2$  and core top *Cibicidoides* species (after Duplessy et al., 1984). The isotopic compositions of this benthic taxon reliably reproduce the gradients observed in  $\delta^{13}\text{C}$  values in the modern ocean. Although the observed  $\delta^{13}\text{C}$  values for *Cibicidoides* species coincidentally equal ambient  $\delta^{13}\text{C}$  of  $\Sigma\text{CO}_2$ , the observed values are lower than expected equilibrium values for calcite by about 0.9‰ (Rubinson and Clayton, 1969).

볼 수 있다. 또한 *C. wuellerstorfi*와 함께 관찰되는 다른 종들(예를 들어, *C. kullenbergi*, *C. bradyii*)도  $\delta^{13}\text{C}$ 값에 있어서 심각한 차이를 보여주지는 않는다(Duplessy et al., 1980; Woodruff et al., 1981; Keigwin, 1982).

실제로  $\delta^{13}\text{C}$ 값을 측정하는데 *Cibicidoides* 종들이 사용되는 세 가지 중요한 이유가 있다. 첫째, 분석된  $\delta^{13}\text{C}$ 값들은 대부분 현재 대양에서 나타나는 차이를 잘 반영하고 있다(Belanger et al., 1981; Graham et al., 1981; Curry and Lohmann, 1982; Duplessy et al., 1984). 둘째,  $\delta^{13}\text{C}$ 값들은 탄소동위원소 평형에 매우 가까운 값을 나타낸다. 그리고, 끝으로, 제한된 관찰이지만, 염색이 잘되는 살아있는 개체들에 의하면 *Cibicidoides* 종들은 퇴적물 표면에서 서식하고 있다(Corliss, 1985). 주상시료의 표층에서 분석된 동위원소의 변화에 의하면, 어떤 종들은 현재 대양의  $\delta^{13}\text{C}$ 값의 차이를 반영하지 않는다고도 한다(Belanger et al., 1981). *Uvigerina*의 경우에 있어서  $\delta^{13}\text{C}$ 값이 *Cibicidoides*와의 관계가 항상 일정하지 않게 나타나는 것은 이들이 퇴적물 표면 아래에서 서식하기 때문이다(Zahn et al., 1986). *Uvigerina*가 낮은  $\delta^{13}\text{C}$ 값들을 보이는 가설로는 퇴적물내의 유기탄소의 영향을 받기 때문이다. 다른 종류의 저서성 유공충 종들이 설사 믿을 만 할 지라도, 과거에 유기탄소의 변화에 대하여 확신을 할 수 없기 때문에 대부분의 연구들은 *Cibicidoides*종들을 사용한다.

#### 나. 현재 대양의 용존무기탄소에서 분석된 $\delta^{13}\text{C}$ 값들의 분포

현재 대양에서 해수에 녹아있는 용존무기탄소의  $\delta^{13}\text{C}$ 값들은 주로 광합성작용과 그 부산물인 유기탄소의 재결정(분해 또는 산화)작용 그리고 서로 다른 동위원소 값들을 갖는 수괴들 사이의 혼합에 의해서 제어된다. 표층에서 광합성작용은 해수로부터  $^{12}\text{C}$ 를 선택적으로 제거하여, 표층해수의 무기탄소가  $^{13}\text{C}$ 로 충분해진다. 즉, 일차생산자들이 대부분의 영양염들을 제거하게 되면, 해수의  $\delta^{13}\text{C}$ 값들은 대양의  $\delta^{13}\text{C}$ 의 평균값과 영양염의 평균농도에 의해 결정된다(Broecker, 1982; Broecker and Peng, 1982). 현재 대양에서 표층에서 영양염들이 모두 제거된다면, 표층수의 무기탄소는 총용존무기탄소의 약 10%를 감소시킨다. 식물플랑크톤에 의해 제거된 탄소는 약 -20‰를 보이기 때문에 표층수는 아마 심층수괴의 평균  $\delta^{13}\text{C}$ 값보다

2%정도 높은 값을 보인다(Fig. 2-2). 대양의 평균  $\delta^{13}\text{C}$ 값은 0‰이므로, 오늘날 표층해수의  $\delta^{13}\text{C}$ 값은 약 2‰을 보여주게 된다. 현재의 대양에서 심층수괴는 고위도지역에서 물리적 과정을 통하여 표층수의 밀도가 상승하여 심해로 가라앉게 되면서 만들어진다. 수괴의 초기 탄소동위원소값(보통, 초기값, preformed value)은 유광대 지역에서 수괴가 머무는 동안에 해수에서 발생하는 광합성광에 의하여 결정된다. 심해로 하강하기 이전에 식물플랑크톤은  $^{12}\text{C}$ 와 영양염( $\text{PO}_4$ ,  $\text{NO}_3$ )을 표층에서 제거하여  $^{13}\text{C}$ 가 상대적으로 증만해진다. 현재 대양에서 영양염의 농도가 0으로 된다면, 아마  $\delta^{13}\text{C}$ 의 초기값은 거의 2‰이 될 것이다.

주요 심층수괴(대서양심층수괴: North Atlantic Deep Water-NADW, 남극저층수괴: Antarctic Bottom Water-AABW)들이 형성되는 지역에서는 표층수에서 영양염이 제거되기 때문에 평균대양에 비하여  $^{13}\text{C}$ 이 증만해진다. 그러나, 영양염의 농도는 0보다 크게 관찰되고  $\delta^{13}\text{C}$ 값들도 예측되는 값에 비하여 약간 작은 값을 보여준다(Table 2-1). 대서양심층수괴는 현재 대양에서 형성되는 수괴 가운데 영양염이 가장 적은 수괴이다. 이 수괴는 노르웨이-그린란드해의 표층수괴가 하강하여 형성되며, 지중해유출수괴(Mediterranean Sea Outflow)와 라브라도르해 수괴와 혼합된다. 이들 대부분 수괴의 인농도는 일반적으로 낮게 나타나며( $<1 \mu\text{M}/\text{kg}$ ), NADW의  $\delta^{13}\text{C}$  초기값은 1.0에서 1.4‰로 관찰된다. 남극저층수괴는 대서양심층수괴보다 높은 인농도를 보여주고,  $\delta^{13}\text{C}$ 값은 0.3‰로 낮게 측정된다.

대양에서 표층 수괴가 심층으로 하강하게 되면 심층수괴의  $\delta^{13}\text{C}$ 값은 단지 두 가지 과정-유기탄소의 분해(산화)와 서로 다른 탄소동위원소값을 갖는 수괴와의 혼합-에 의하여 변화된다. 결과적으로, 해수의  $\delta^{13}\text{C}$ 값은 심층수괴의 보존성 추적자가 아니라는 것이다. 그러나, 대서양 내에서는 오늘날 관측되는  $\delta^{13}\text{C}$ 값의 분포는 보존성 추적자와 같은 역할을 하게 되는데, 왜냐하면 이 지역에서는 유기탄소의 생산과 분해 속도가 매우 느리기 때문이다. 이러한 일반화는 특히 대서양의 서쪽 분지에 매우 잘 적용되는데, NADW와 AABW사이의 혼합효과가 수심을 따라서 수괴들 사이에  $\delta^{13}\text{C}$ 값의 차이에 의해 확연하게 나타난다. 그러나, 남대서양에서는 위도에 따른  $\delta^{13}\text{C}$ 값의 분포차이가 적게 나타나고 이 두 수괴들은 동쪽으로 흐르면서 서로 혼합되어 주극심층수괴(Circumpolar Deep Water)를 형성한다. 이들 수괴들 사이의

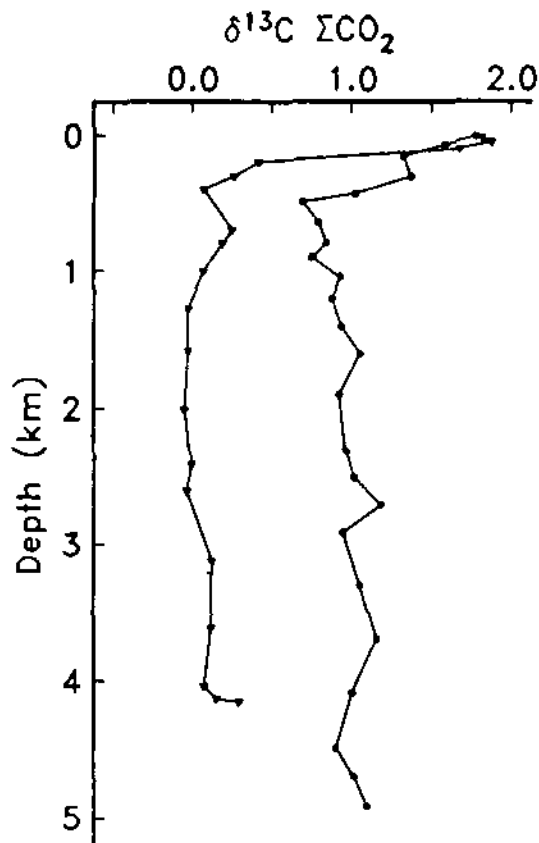


Fig. 2-2. The depth distribution of  $\delta^{13}\text{C}$  in the Pacific (triangles) and Atlantic (circles) oceans. The warm surface layers of the oceans, where stratification is strong, are generally nutrient depleted, and all surface water  $\delta^{13}\text{C}$  values in these regions approach 2.0 ‰ (PDB). The  $\delta^{13}\text{C}$  differences between the deep waters reflect the presence of nutrient-depleted, high  $\delta^{13}\text{C}$  deep water in the North Atlantic. Data from Kroopnick (1974, 1980).

Table 2-1. The end-member values of  $\delta^{13}\text{C}$  and  $[\text{PO}_4]$  for North Atlantic Deep Water (NADW), Antarctic Bottom Water (AABW) and nutrient-depleted surface water (SW).

water mass	$[\text{PO}_4]$ $\mu\text{ mole/kg}$	$\delta^{13}\text{C}$ ‰ (PDB)
NADW	1.0	1.1
AABW	2.3	0.3
SW	0.0	2.0

Table 2-2. Stratigraphic control points and their estimated ages in Core V19-3. The ages of the control points are from Imbrie et al. (1984), except for the control point at 1.16 m, which is from Shackleton and Pisias (1985).

Depth (m)	Age (kyr)
0.00	0.0
0.93	12.0
1.16	15.0
2.60	24.0
4.70	59.0

혼합은 해수의 염도와 산소동위원소 같은 보존성원소들 사이에서 보여주는 것과 같이 총용존무기탄소의  $\delta^{13}\text{C}$ 값들 사이에서도 직선으로 나타난다(Fig. 2-3a).

심층수괴의  $\delta^{13}\text{C}$ 값들은 지구적인 규모로 볼 때, 결코 보존성이 아닐 뿐더러, 생산성이 높은 지역의 대양저 규모에서 또는 잔류시간(residence time)이 긴 분지 내에서 또한 보존성이 될 수 없다. 한 예로, 대서양의 동쪽 분지에서는  $\delta^{13}\text{C}$ 값이 비보존성으로 나타난다. 이 지역에서는 서쪽 분지에서 유래한 심층수괴가 고립되고 많은 양의 입자 유기탄소가 침강한다(Fig. 2-3b). 비교되는 다른 수괴들의  $\delta^{13}\text{C}$ 값(또한 용존산소농도)에 비하여 일반적으로 서쪽분지보다 동쪽분지에서 낮은 값을 보여준다(Fig. 2-3b와 Fig. 2-3a를 비교); 즉, 동쪽 대서양의 심층수괴의 높은 생물성 원소(예를 들어,  $\text{SiO}_2$ )가 높은 농도를 보여주며, 이는 관찰되는  $\delta^{13}\text{C}$ 의 낮은 값과 일치하게 된다(Broecker, 1981). 이러한 지화학적 변화는 이 지역의 해류순환과 열염분순환의 주요흐름에서 벗어난 고립된 형태 때문인 것이다. 동대서양 내에서 보이는 긴 잔류시간은 서대서양의 심층수괴에 비하여 유기탄소의 분해가 증가되고  $\delta^{13}\text{C}$ 값이 낮게 나타난다. 유사하게, 태평양의 심층수괴도 수괴들의 혼합과 함께 증가된 유기탄소의 산화에 의해 나타나는 특징을 보여준다(Fig. 2-3c). 이 심층수괴의 염도는 북쪽기원의 수괴와 남쪽기원의 수괴가 각각 1:3 내지 1:4의 비율로 혼합됨을 보여주고,  $\delta^{13}\text{C}$ 값은  $\delta^{13}\text{C}$ 이 완전히 보존성일 경우 예측되는 값보다 약 0.4‰ 정도 낮게 측정된다.

현재 대양에서 나타나는  $\delta^{13}\text{C}$ 값의 지리적인 변화는 수괴의 일반적인 분포를 반영하며, 대서양에서 태평양으로 흐르는 심층수괴의 방향을 기록한다. 주요수괴인 NADW와 AABW는 대서양에서 형성되어 대양의 평균값보다는 높게 관찰되지만 각각 서로 다른  $\delta^{13}\text{C}$ 값을 가진다. 태평양으로 심층수괴가 흐르는 동안 수괴의 동위원소비는 유기탄소의 산화와 혼합에 의해 변화되어, 북대서양 북부지역과 태평양의 심층수괴사이에  $\delta^{13}\text{C}$ 값의 차이가 1.2‰를 유지시킨다. 이렇게 관찰된  $\delta^{13}\text{C}$ 값의 차이 중에 0.4‰는 노화(aging)에 의한, 즉 시간이 흐름에 따라 유기탄소의 산화에 의한 영향이며, 나머지 0.8‰은 남쪽 기원의 수괴(AABW)와의 혼합에 의한 결과이다. 북대서양에서 남극해를 통해 태평양을 향한 방향으로 주요 심층수괴가 흐르는 방향이 기록되는 것이다(Kroopnick, 1985).

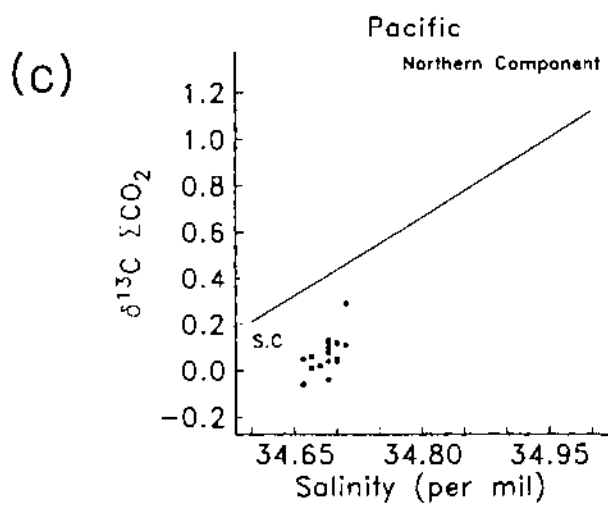
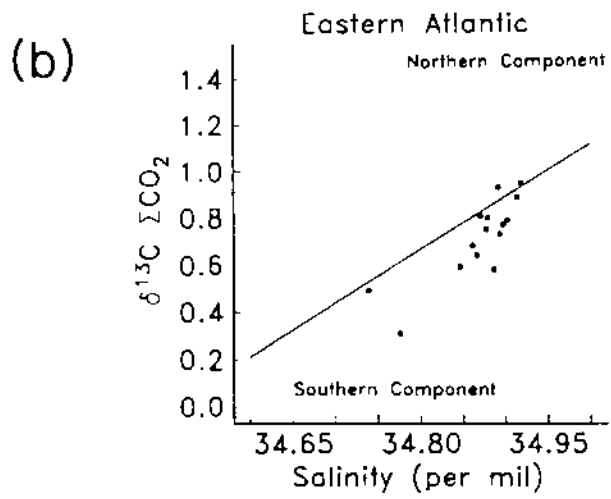
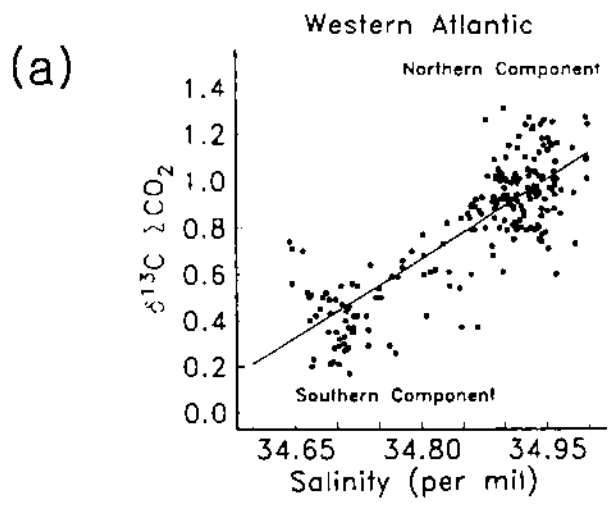




Fig. 2-3. (a) The relationship between salinity and  $\delta^{13}\text{C}$  values in the western Atlantic demonstrating the mixing of North Atlantic Deep Water (northern component) and Antarctic Bottom Water (southern component) from GEOSECS stations ( $\delta^{13}\text{C}$  data from Kroopnick, 1985). The end-member compositions of salinity and  $\delta^{13}\text{C}$  values, respectively, are 35.0 ‰ and 1.2 ‰ for NADW and 34.66 ‰ and 0.5 ‰ for AABW. (b) The relationship between salinity and  $\delta^{13}\text{C}$  values for eastern Atlantic locations from GEOSECS data ( $\delta^{13}\text{C}$  data from Kroopnick, 1985). For comparable mixtures of northern and southern component deep water, the eastern basins are depleted in  $\delta^{13}\text{C}$  values relative to the western basins. This difference in  $\delta^{13}\text{C}$  values results from the isolation of the eastern Atlantic and the greater input of remineralized organic carbon. The depletion in  $\delta^{13}\text{C}$  values is proportional to the enrichment in other nonconservative properties ([Si]), showing that both degradation of organic matter and mixing affect the  $\delta^{13}\text{C}$  distribution in the Atlantic. (c) The relationship between salinity and  $\delta^{13}\text{C}$  values for the Pacific Ocean from GEOSECS stations ( $\delta^{13}\text{C}$  data from Kroopnick, 1974; salinity data from Chung and Craig, 1973). Note that this deep water mass is a mixture of NADW and AABW, but its  $\delta^{13}\text{C}$  composition falls off the mixing line between northern and southern component deep water. The effect of long residence time within the Pacific Ocean allows more degradation of organic carbon within the water mass lowering both its  $\delta^{13}\text{C}$  values and  $[\text{O}_2]$ .

심층수괴의 순환에 의한 영향과 함께, 저서성 유공충의  $\delta^{13}\text{C}$ 값의 시간적인 변화가 발생하게 되는데, 이는 대양과 여러 가지 중간적인 공급지들 사이에 발생하는 탄소의 분포가 지구적으로 변화되기 때문이다(예를 들어, 육상식물분포, 대륙붕의 유기탄소 등; Shackleton, 1977b; Broecker, 1982). 따라서, 저서성 유공충의  $\delta^{13}\text{C}$ 값들은 지구적인 효과(예를 들어, 육상식물의 분포변화, 대륙붕 유기탄소의 보존), 순환효과(예를 들어, 심층수괴의  $\delta^{13}\text{C}$  초기값, 특정분지에서의 보존시간) 또는 주요 심층수괴들 사이에 발생하는 혼합비율의 변화의 여러 가지 조건들에 의해 매우 복잡하게 영향을 받을 수 있다. 그러나, 대양이 완전히 혼합되는데 걸리는 시간이 약 1000년 정도이기 때문에, 대양분지에서 채취된 주상시료는 육지와 대양사이에 일정하게 영향을 받게 된다. 결과적으로, 전지구적인 효과는 전 대양에 있어서 단지 평균값에만 영향을 미치는 것이다. 저서성 유공충의  $\delta^{13}\text{C}$ 값이 동시에 지역적으로 비교된다면, 대양의 평균  $\delta^{13}\text{C}$ 값에 관계없이 심층수괴의 순환양상의 중요한 특징을 얻어낼 수 있는 것이다. 따라서, 이러한 특징들은 심층순환의 방향을 복원하고 심층수괴의 보존시간을 예측하며  $\delta^{13}\text{C}$ 의 초기값의 변화를 얻어내는데 매우 중요한 역할을 한다. 본 절에서는 지난 마지막 빙하기 동안의 저서성 유공충  $\delta^{13}\text{C}$ 값들을 결정하고 수괴의 특성과 순환의 변화를 예측하며, 현재 대양의 열염분심층순환의 결과와 비교할 것이다.

#### 다. 마지막 빙하기와 현재 대양에서 $\delta^{13}\text{C}$ 값들의 변화

본 절에서 사용된 동위원소 자료들은 부록 1에 정리되어 있다. 본 주상시료들의 연대기는 태평양 시료 V19-30와의 비교에 의하여 결정되어졌다(Shackleton et al., 1983a, 1983b). V19-30의  $\delta^{18}\text{O}$  기록과의 대비와 Imbrie et al.(1984)의 연대기 사이의 비교는 Table 2-2에 나타나있다. 다음 각 절에서는 각 대양에서 관측된  $\delta^{13}\text{C}$ 값들의 변화를 기술하고 있다. 본 절에서 사용된 각 주상시료에 대한 빙하기(middle of stage 2, 17-22 ka)와 간빙하기(현재후기, 0-5 ka)의 평균  $\delta^{13}\text{C}$ 와  $\delta^{18}\text{O}$ 값들은 Table 2-3에 정리되어 있다. 또한 각 주요 대양에 대한 계산된 평균값은 Table 2-4에 정리하였다.

Table 2-3. Mean values of  $\delta^{13}\text{C}$  for late Holocene (0-5 kyr) and glacial (17-22 kyr) for each core listed in Appendix 1.

Core	Holocene		Global		$\Delta^{18}\text{O}$	$\Delta^{13}\text{C}$
	$\delta^{18}\text{O}$	$\delta^{13}\text{C}$	$\delta^{18}\text{O}$	$\delta^{13}\text{C}$		
North Atlantic Ocean						
V28-14	$2.55 \pm 0.14$	$0.80 \pm 0.16$	$4.32 \pm 0.14$	$1.21 \pm 0.16$	1.77	0.41
CH73-139	$2.70 \pm 0.04$	$0.93 \pm 0.04$	$4.54 \pm 0.17$	$0.62 \pm 0.20$	1.84	-0.31
CHN82-24	$2.65 \pm 0.04$	$1.02 \pm 0.14$	$4.09 \pm 0.01$	$0.53 \pm 0.08$	1.44	-0.49
V26-176	$2.70 \pm 0.19$	$0.87 \pm 0.22$	$4.05 \pm 0.00$	$0.18 \pm 0.00$	1.35	-0.69
CH72-02	$2.96 \pm 0.06$	$0.90 \pm 0.00$	$4.20 \pm 0.06$	$0.77 \pm 0.10$	1.24	-0.13
CH75-04	$3.01 \pm 0.27$	$0.67 \pm 0.27$	$4.55 \pm 0.05$	$-0.16 \pm 0.18$	1.54	-0.83
CH75-03	$2.83 \pm 0.08$	$0.87 \pm 0.04$	$4.65 \pm 0.00$	$0.31 \pm 0.00$	1.82	-0.56
CH74-227	$3.27 \pm 0.00$	$0.46 \pm 0.00$	$4.43 \pm 0.02$	$0.09 \pm 0.13$	1.16	-0.37
V30-49	$2.30 \pm 0.09$	$0.91 \pm 0.08$	$3.94 \pm 0.16$	$0.20 \pm 0.09$	1.64	-0.71
M12392	$2.51 \pm 0.22$	$0.97 \pm 0.10$	$4.31 \pm 0.14$	$0.36 \pm 0.11$	1.80	-0.61
KNR110-82	$1.92 \pm 0.08$	$1.11 \pm 0.12$	$4.07 \pm 0.14$	$0.21 \pm 0.21$	2.15	-0.90
KNR110-75	$2.46 \pm 0.12$	$0.97 \pm 0.25$	$3.74 \pm 0.11$	$0.28 \pm 0.14$	1.28	-0.69
KNR110-71	$2.26 \pm 0.08$	$1.10 \pm 0.16$	$3.86 \pm 0.26$	$0.40 \pm 0.14$	1.60	-0.70
KNR110-66	$2.16 \pm 0.14$	$0.71 \pm 0.21$	$3.72 \pm 0.32$	$0.19 \pm 0.18$	1.56	-0.52
KNR110-91	$2.28 \pm 0.06$	$0.71 \pm 0.26$	$3.81 \pm 0.16$	$0.08 \pm 0.15$	1.53	-0.63
KNR110-50	$2.53 \pm 0.19$	$0.65 \pm 0.37$	$4.02 \pm 0.16$	$0.20 \pm 0.07$	1.49	-0.45
KNR110-58	$2.62 \pm 0.16$	$0.62 \pm 0.21$	$4.09 \pm 0.16$	$-0.03 \pm 0.13$	1.47	-0.65
KNR110-55	$2.45 \pm 0.24$	$0.40 \pm 0.18$	$3.97 \pm 0.30$	$-0.01 \pm 0.17$	1.52	-0.41
V25-59	$2.56 \pm 0.10$	$0.89 \pm 0.06$	$4.28 \pm 0.07$	$0.02 \pm 0.11$	1.72	-0.87
V22-197	$2.71 \pm 0.16$	$0.77 \pm 0.20$	$4.37 \pm 0.05$	$0.18 \pm 0.09$	1.66	-0.59
EN066-38	$2.66 \pm 0.04$	$1.14 \pm 0.13$	$3.97 \pm 0.04$	$0.51 \pm 0.09$	1.31	-0.63
EN066-16	$2.78 \pm 0.50$	$0.83 \pm 0.23$	$4.19 \pm 0.13$	$0.45 \pm 0.07$	1.41	-0.38
EN066-44	$2.59 \pm 0.00$	$1.04 \pm 0.00$	$4.35 \pm 0.08$	$0.50 \pm 0.05$	1.76	-0.54
EN066-10	$2.25 \pm 0.00$	$0.82 \pm 0.00$	$4.01 \pm 0.14$	$0.33 \pm 0.20$	1.76	-0.49
EN066-21	$2.52 \pm 0.03$	$0.80 \pm 0.04$	$3.92 \pm 0.14$	$0.24 \pm 0.18$	1.40	-0.56
EN066-36	$2.81 \pm 0.08$	$0.69 \pm 0.08$	$4.23 \pm 0.07$	$0.11 \pm 0.07$	1.42	-0.58
EN066-26	$2.64 \pm 0.00$	$0.84 \pm 0.00$	$4.12 \pm 0.11$	$-0.07 \pm 0.15$	1.48	-0.91
EN066-32	$2.77 \pm 0.10$	$0.89 \pm 0.03$	$4.09 \pm 0.05$	$-0.25 \pm 0.07$	1.32	-1.14
EN066-29	$2.57 \pm 0.00$	$0.85 \pm 0.00$	$3.75 \pm 0.35$	$-0.19 \pm 0.05$	1.18	-1.04

Table 2-3 (continued)

Core	Holocene		Global		$\Delta^{18}\text{O}$	$\Delta^{13}\text{C}$
	$\delta^{18}\text{O}$	$\delta^{13}\text{C}$	$\delta^{18}\text{O}$	$\delta^{13}\text{C}$		
South Atlantic Ocean						
BT4	$2.52 \pm 0.07$	$0.38 \pm 0.07$	$3.56 \pm 0.10$	$0.04 \pm 0.05$	1.04	-0.34
RC13-228	$2.66 \pm 0.24$	$0.49 \pm 0.19$	$4.19 \pm 0.14$	$-0.11 \pm 0.16$	1.53	-0.60
Southern Ocean						
RC13-229	$2.65 \pm 0.17$	$0.33 \pm 0.07$	$4.18 \pm 0.07$	$-0.36 \pm 0.16$	1.53	-0.69
MD84-527	$2.95 \pm 0.19$	$0.29 \pm 0.14$	$4.27 \pm 0.05$	$-0.55 \pm 0.24$	1.32	-0.84
RC11-120	$2.74 \pm 0.26$	$0.42 \pm 0.04$	$4.45 \pm 0.00$	$-0.48 \pm 0.00$	1.71	-0.90
Indian Ocean						
MD76-135	$2.49 \pm 0.16$	$-0.14 \pm 0.04$	$3.85 \pm 0.35$	$-0.16 \pm 0.06$	1.36	-0.02
MD79-254	$2.63 \pm 0.14$	$0.65 \pm 0.04$	$3.95 \pm 0.00$	$0.27 \pm 0.00$	1.40	-0.38
MD76-125	$2.66 \pm 0.14$	$0.23 \pm 0.05$	$3.95 \pm 0.08$	$-0.19 \pm 0.05$	1.29	-0.42
Pacific Ocean						
TR163	$2.76 \pm 0.21$	$-0.03 \pm 0.31$	$4.26 \pm 0.08$	$-0.40 \pm 0.08$	1.50	-0.37
V28-304	$2.68 \pm 0.01$	$0.28 \pm 0.14$	$4.35 \pm 0.02$	$0.07 \pm 0.12$	1.67	-0.21
KNR73-4	$2.47 \pm 0.12$	$0.25 \pm 0.06$	$3.80 \pm 0.18$	$-0.22 \pm 0.11$	1.33	-0.47
V19-30	$2.82 \pm 0.15$	$-0.01 \pm 0.07$	$4.31 \pm 0.07$	$-0.61 \pm 0.13$	1.49	-0.60
V35-05	$2.42 \pm 0.18$	$0.01 \pm 0.03$	$3.86 \pm 0.06$	$-0.38 \pm 0.11$	1.44	-0.39

The mean isotopic values were determined as averages of all data which fell within the prescribed stratigraphic intervals. The data are presented with respect to PDB, with no corrections for disequilibrium fractionation. All data are from *Cibicides* species.  $\Delta$  equals the isotopic difference glacial (17-22 kyr) and interglacial (0-5 kyr) means for each core expressed as (glacial - interglacial).

Table 2-4. Mean values of  $\delta^{18}\text{O}$  and  $\delta^{13}\text{C}$  for late Holocene (0-5 kyr) and glacial (17-22 kyr) summarized for each ocean basin.

Ocean	Late Holocene		Glacial	
	$\delta^{18}\text{O}$	$\delta^{13}\text{C}$	$\delta^{18}\text{O}$	$\delta^{13}\text{C}$
North Atlantic (n=29)	$2.59 \pm 0.27$	$0.84 \pm 0.18$	$4.13 \pm 0.25$	$0.25 \pm 0.31$
South Atlantic (n=2)	$2.59 \pm 0.10$	$0.44 \pm 0.08$	$3.88 \pm 0.45$	$-0.04 \pm 0.11$
Indian (n=3)	$2.59 \pm 0.09$	$0.25 \pm 0.40$	$3.92 \pm 0.06$	$-0.03 \pm 0.26$
Southern (n=3)	$2.78 \pm 0.15$	$0.35 \pm 0.07$	$4.30 \pm 0.14$	$-0.46 \pm 0.10$
Pacific (n=5)	$2.63 \pm 0.18$	$0.10 \pm 0.15$	$4.12 \pm 0.26$	$-0.31 \pm 0.25$

### (1) 태평양 (Pacific Ocean)

태평양의 전형적인  $\delta^{18}\text{O}$ 과  $\delta^{13}\text{C}$ 의 기록들은 Fig. 2-4에 나타나있다. 총 5개의 주상시료 자료들은 부록 1에 정리되어 있으며, 빙하기와 간빙하기 사이에 나타나는 평균차이는  $\delta^{18}\text{O}$ 가 1.49‰이고  $\delta^{13}\text{C}$ 가 -0.41‰이다(Table 2-4). 동위원소의 변화들은 빙하기동안의  $\delta^{18}\text{O}$ 와  $\delta^{13}\text{C}$  평균값들의 표준편차에서 보여지듯이 최대 빙하기동안 증가된 것처럼 보인다. 불행하게도, 태평양에서 관측된 주상시료의 숫자가 적기 때문에 이러한 차이는 매우 중요한 것이 아니다. 오늘날 태평양은  $\delta^{13}\text{C}$ 값들에 있어서 매우 일정함을 보이고 있으며(Kroopnick, 1974, 1985), 이러한 균질성은 현세후기의  $\delta^{13}\text{C}$  평균값에서 나타나는 것과 같이 매우 적은 편차에 의해 반영된다(Table 2-4). 유사하게, 태평양의 심층수괴에서 온도와 염도의 변화는 매우 작으며, 현세후기의 태평양시료 중에 *Cibicidoides*의 산소동위원소의 변화도 매우 작게 나타난다. 태평양의 빙하기동안에 관찰되는 증가된 변화는 태평양이  $\delta^{13}\text{C}$ 의 분포에 있어서 적어도 현재보다 더욱 비균질화되었음을 제시하는 것이다.

### (2) 남극해 (Southern Ocean)

Fig. 2-5는 남극해에서 채취된 두 개의 주상시료에서 분석된 동위원소 결과를 보여주고 있다. RC13-229(Oppo and Fairbanks, 1987)과 MD84-527(Labeyrie et al., 1986)은 빙하기와 간빙하기 동안 남극해의  $\delta^{13}\text{C}$ 값 변화가 대양에서 관측된 것들 중에 가장 크게 나타남을 보여준다. 빙하기와 간빙하기 동안  $\delta^{13}\text{C}$ 의 평균차이는 -0.81‰이고  $\delta^{18}\text{O}$ 는 1.52‰로 관찰되었다. 또한 가장 중요한 것 중에 하나는, 남극해의 주상시료가 빙하기동안에 관측된  $\delta^{13}\text{C}$ 값들 중 가장 낮은 값을 나타낸다는 것이다(Table 2-4). 다른 대양들의  $\delta^{13}\text{C}$  평균값은 남극해보다 적어도 0.15‰ 정도 높게 관찰된다.  $\delta^{18}\text{O}$ 과  $\delta^{13}\text{C}$ 에 대한 표준편차가 0.1‰ 이하로 계산된 것처럼 빙하기와 간빙하기 동안에 남극해의  $\delta^{13}\text{C}$ 값의 지리적인 변화는 작았다(Table 2-4).

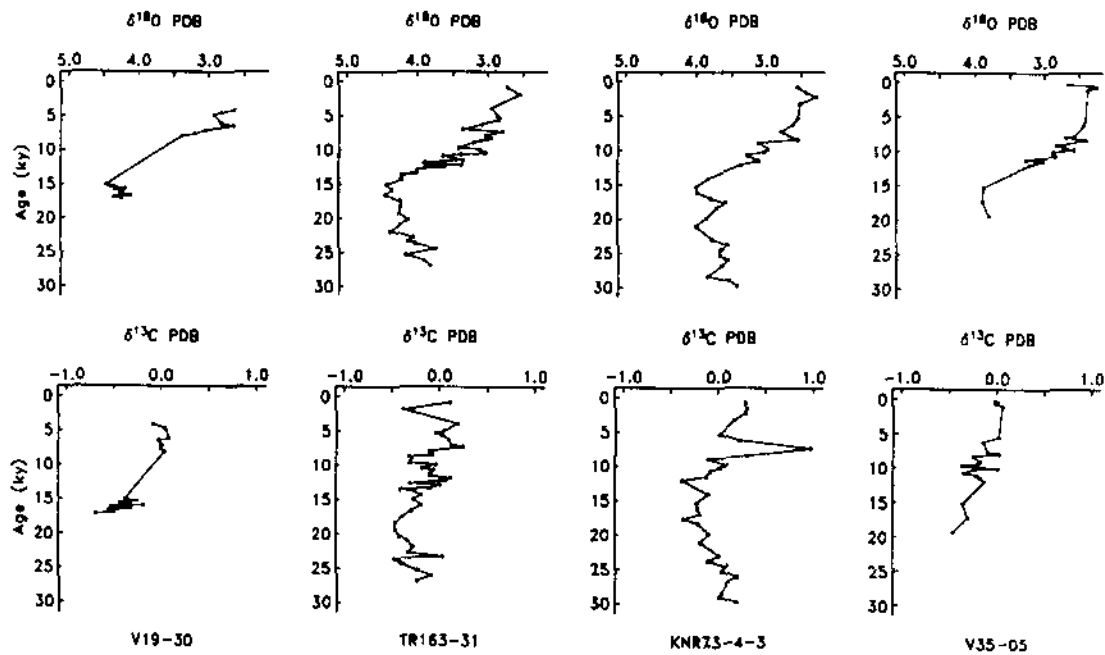


Fig. 2-4. Stable oxygen and carbon isotopic records for Pacific Ocean cores demonstrate the changes in  $\delta^{13}\text{C}$  values which are typical of this basin. Interglacial-glacial changes in  $\delta^{18}\text{O}$  and  $\delta^{13}\text{C}$  for the Pacific Ocean as a whole equal 1.49 ‰ and -0.41 ‰, respectively (Table 2-4).

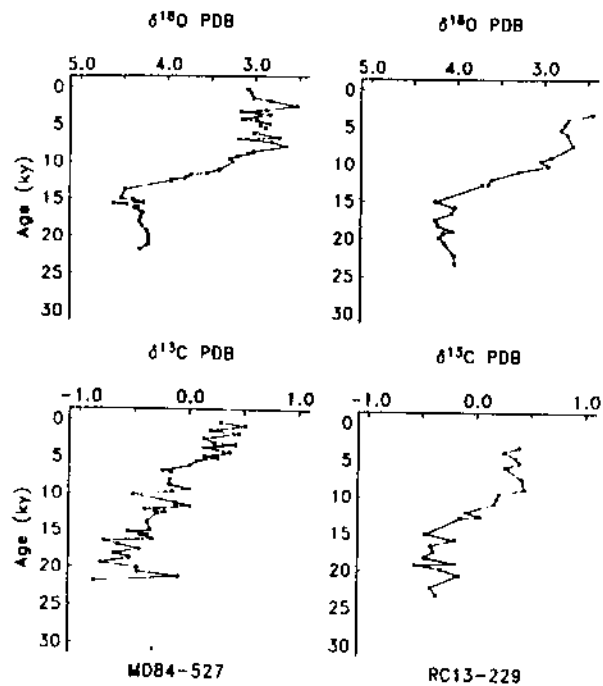


Fig. 2-5. Stable oxygen and carbon isotopic records for two southern ocean cores showing the changes in  $\delta^{13}\text{C}$  values which are typical of this basin. Interglacial-glacial changes in  $\delta^{18}\text{O}$  and  $\delta^{13}\text{C}$  for this ocean equal 1.52 ‰ and -0.81 ‰, respectively (Table 2-4).



### (3) 인도양 (Indian Ocean)

인도양에서 채취된 세 개의 주상시료에서 측정된 동위원소의 결과는 Fig. 2-6에 나타나있다. MD76-125와 MD79-254는 각각 빙하기와 간빙하기 동안에 변화된  $\delta^{13}\text{C}$ 값이 거의 전 대양 평균변화(-0.4‰)에 가까운 것을 보여준다. 세 번째 주상시료(MD76-135)는  $\delta^{13}\text{C}$ 값이 거의 변화하지 않았음을 나타낸다. MD76-135와 MD76-125는 거의 같은 수심(~1800m)에서 채취되었지만,  $\delta^{13}\text{C}$ 값의 변화가 단순히 수층의 수심차이에 관계되지 않음을 나타낸다. 이러한 인도양의 시료들은 빙하기 최대에  $\delta^{18}\text{O}$ 값은 1.33‰ 높게 나타나고  $\delta^{13}\text{C}$ 은 0.28‰ 적게 관측되었다(Table 2-4). 모든 주상시료들은 인도양의 주변에 가깝게 위치하고 있기 때문에, 아마 이 대양의 원양성 지역에서 관찰되는 동위원소 변화를 대표한다고 볼 수 없다.

### (4) 대서양 (Atlantic Ocean)

대서양은 매우 충분한 탄산염퇴적물과 간단한 층서단위 그리고 매우 많은 숫자의 주상시료들 때문에 심층수괴 순환에 대한 광범위한 연구가 실행되었다. 결과적으로, 본 절에는 지난 빙하기와 간빙하기에 대한 자료가 31개의 주상시료에서 측정된 동위원소자료가 모아졌다. 이들 주상시료들 중에는 남대서양에 두 개의 시료가 위치하고 있으며 지난 빙하기동안에 나타나는  $\delta^{18}\text{O}$ 와  $\delta^{13}\text{C}$ 의 평균값들은 각각 1.29‰ 높게 그리고 0.48‰ 낮게 기록되었다(Table 2-4). 북대서양에서 채취된 29개의 주상시료에서는 지난 빙하기동안에  $\delta^{18}\text{O}$ 값은 1.54‰와  $\delta^{13}\text{C}$ 값은 0.59‰ 작게 측정되었다. 태평양과 마찬가지로 북대서양의 빙하기에 나타나는  $\delta^{13}\text{C}$ 값은 현세후기의 표준편차보다 약 2배 가량 높게 나타나기 때문에 현재보다 빙하기동안에  $\delta^{13}\text{C}$ 값의 지리적인 분포에 있어서 더욱 큰 비균질성이 발생했음을 제시한다.

대서양에서 빙하기와 간빙하기 사이의  $\delta^{13}\text{C}$ 값들은 지역적 그리고 수심에 따라서 변화한다(Fig. 2-7). 낮은 수심(2000m이하)에서 채취된 시료에서는 빙하기동안에  $\delta^{13}\text{C}$ 값이 증가된 것으로 나타났다(Boyle and Keigwin, 1986; Zahn and Sarnthein, 1986; Cofer-Shabica and Peterson, 1986; Oppo and Fairbanks, 1987). 노르웨이-그린란드해의 수심 1855m에서 채취된

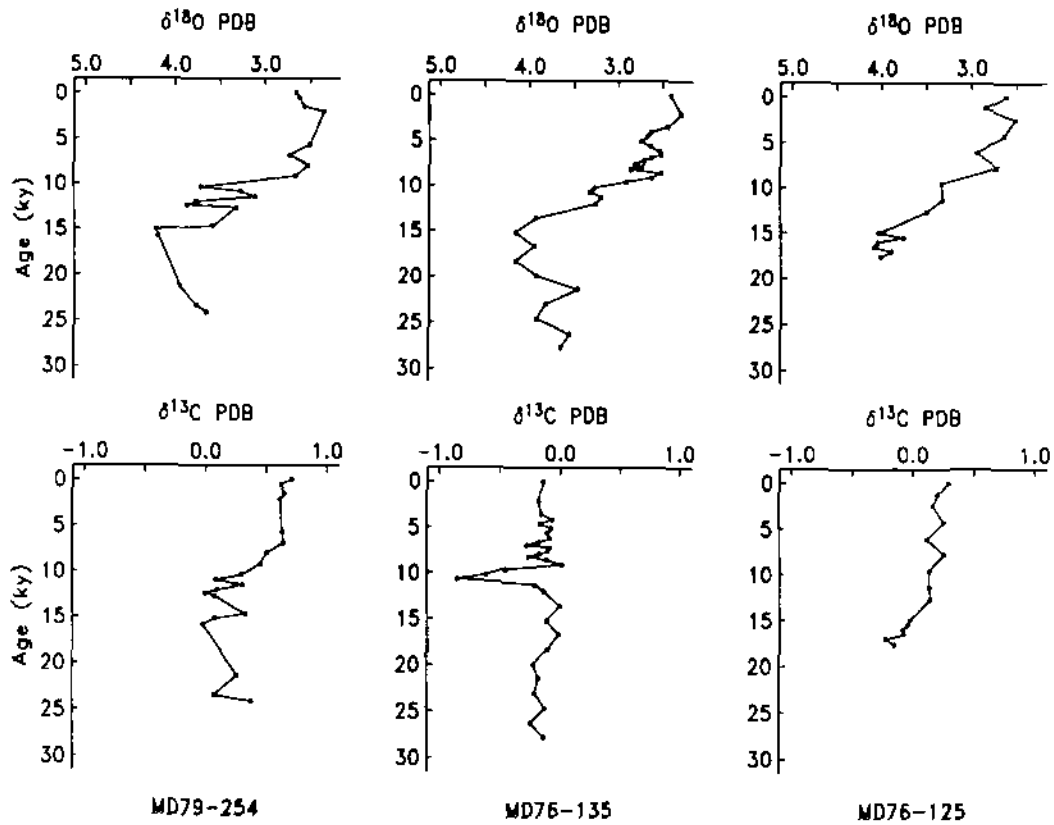


Fig. 2-6. Stable oxygen and carbon isotopic records for three cores from the Indian Ocean. Interglacial-glacial difference in  $\delta^{18}\text{O}$  and  $\delta^{13}\text{C}$  average 1.33 ‰ and -0.28 ‰, respectively, in the Indian Ocean. These cores are from marginal locations in the Indian Ocean; consequently, the average isotopic changes may not be representative of pelagic regions of the Indian Ocean.

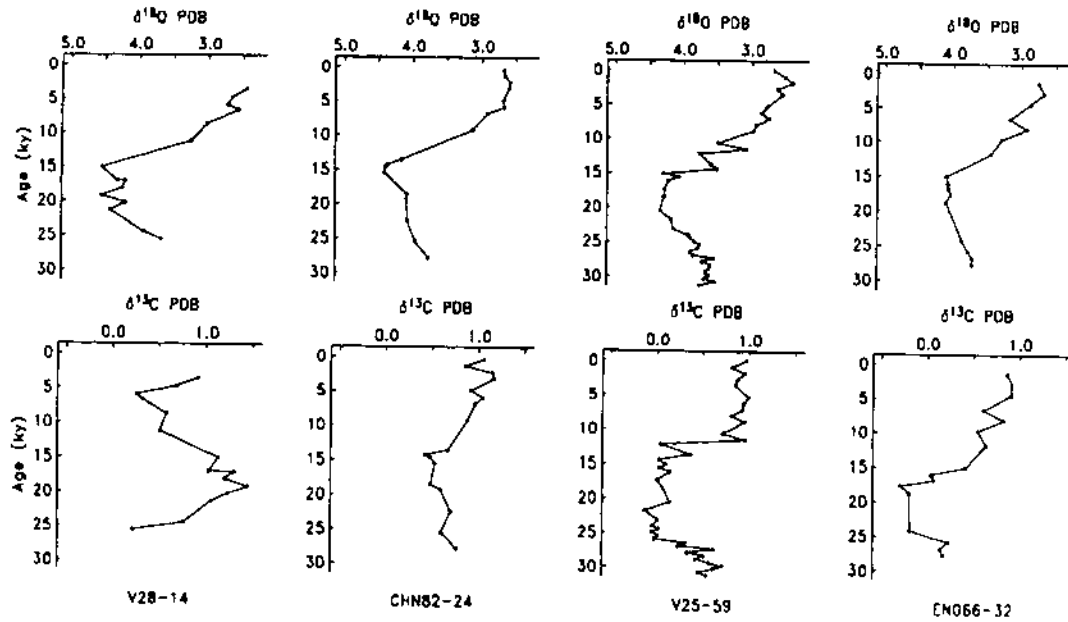


Fig. 2-7. Stable oxygen and carbon isotopic records for Atlantic Ocean cores. V28-14 is from the Norwegian-Greenland Sea at about 1800 m water depth. It is the only core in this data set which increases in  $\delta^{13}\text{C}$  values during the glacial maximum. All cores from below 2000 m decrease in  $\delta^{13}\text{C}$  values during the glaciation, and their amplitude increases toward the equator (V25-59). Highest amplitude  $\delta^{13}\text{C}$  records and lowest glacial values are observed in the deep eastern Atlantic below 4700m.

V28-14시료의 경우,  $\delta^{13}\text{C}$ 값이 빙하기에 0.4‰ 증가하였음을 보여준다(Table 2-3). 수심이 2000m 이상인 지역에서는  $\delta^{13}\text{C}$ 값이 항상 빙하기에 현세후기보다 작게 측정된다. 북대서양의 북부지역에서 이러한 차이는 약 0.3-0.5‰로 알려졌다. 이러한 차이는 남쪽으로 가면서 점점 증가하여(Fig. 2-7), 북쪽수괴와 남쪽수괴가 현재 혼합되고 있는 적도 지역에서 채취된 시료에서는 현재 NADW에 의해 영향을 받고 있지만, 빙하기와 간빙하기 사이의  $\delta^{13}\text{C}$ 값 차이는 0.5-0.9‰로 나타난다.  $\delta^{13}\text{C}$ 값의 가장 큰 변화는 대서양 동쪽의 심해(4700m 이하)에서 발생하는데, 빙하기와 간빙하기의 차이는 1.0‰ 이상으로 알려졌다(Table 2-3).

## 라. 토의

### (1) 전지구적 심층수괴의 $\delta^{13}\text{C}$ 변화

Table 2-4의 결과에 의하면, 우리는 심층수괴에서 나타나는  $\delta^{18}\text{O}$ 값과  $\delta^{13}\text{C}$ 값의 평균 변화를 예측할 수 있다. 각 대양 분지(태평양, 대서양, 인도양)에서 채취된 주상시료의 자료들을 평균하고, 각 대양이 차지하는 부피를 고려한다면, 우리는 전 대양에서 나타나는 저서성 유공충의  $\delta^{13}\text{C}$ 값의 평균 변화를 결정할 수 있다. 이와 같은 결과는 Table 2-5에 제시되어 있다. 평균적으로 심층수괴의  $\delta^{13}\text{C}$ 값은 현세후기에 비하여 지난 빙하기동안에 약 0.46‰ 감소되었다. 이와 같은 평균값은 Boyle과 Keigwin(1985/86)이 제시한 값과 유사하며, 그들은 태평양과 대서양에서 각각 한 개의 시료를 이용하여 계산하였다. 따라서, 본 결과에서 나타나는 자료에 의하면, 그들의 주상시료가 일반적으로 각 대양에서 심층수괴의 평균변화를 대표한다고 볼 수 있다. 전 지구적 자료와 함께 남극해와 인도양의 자료가 합쳐질 경우, 빙하기와 간빙하기 동안에 변화된  $\delta^{13}\text{C}$ 의 평균값은 Boyle과 Keigwin(1985/86)이 제시한 값에 더욱 가까워진다. 본 연구에서 제시된 결과는 대서양과 태평양에서 얻어진 많은 자료를 이용하였기 때문에, 설사 심층수괴에 대한 새로운 자료가 더해진다 할지라도 이 평균값(0.46‰)은 거의 변화하지 않을 것이다. 단지 인도양에서 더욱 많은 자료가 얻어진다면, 빙하기-간빙하기 동안 변화된 심층수괴의  $\delta^{13}\text{C}$  평균값에 영향을 미칠 것이다. 여기에서 다루어진 주상시료의

대부분이 수심 2000m이하에서 채취되었기 때문에, 계산된 평균값은 아마 심층수괴가 갖는  $\delta^{13}\text{C}$ 의 평균적인 변화를 의미할 것이다. 우리의 예측된 값은 Duplessy et al.(1988)이 계산한 0.32% 보다 크게 나타나는데, 아마 그들은 지난 빙하기동안에 나타나는 중층수괴의  $\delta^{13}\text{C}$ 값 변화만을 다루었기 때문인 것으로 사료된다. 수심이 낮은 지역에서 얻어진 시료들에서 분석된  $\delta^{13}\text{C}$ 값은 지난 빙하기동안에 증가하는 양상을 보이기 때문에, 여기에서 구해진 평균값의 변화는 아마 전 지구적인  $\delta^{13}\text{C}$ 값의 변화에 있어서 최대로 예측된 것으로 생각된다.

## (2) 빙하기동안 대서양의 순환

대서양에서의 순환에 있어서 주요 변화는 다음과 같다. ① 북대서양에서 영양염이 고갈된 심층해수(수심 2000m이상)의 생성이 감소됨. ② 남쪽에서 생성된  $\delta^{13}\text{C}$ 값이 낮은 심층수괴가 더욱 북쪽으로 침입함. ③ 수심이 2000m보다 낮은 지역에 영양염이 고갈된 중층수(intermediate water)가 발달함. 이와 같은 결과들은 빙하기동안에 나타나는  $\delta^{13}\text{C}$ 값들의 지리적인 분포에서 관찰되는 변화에 의한 것이다. 지난 빙하기의 최대에 있어서 남극해에서 기원하는 심층수괴는 적어도 0.8%이상 감소한 것으로 나타났다(Table 2-4). NADW의 영향을 받는 지역에서 채취된 주상시료의 결과는 북대서양에서 지난 빙하기동안  $\delta^{13}\text{C}$ 값이 약 0.5%정도 감소하였지만, 적도지역으로 가면서 그 변화는 증가하였다(Fig. 2-8). 이시기에 적도 서부지역에서 얻어진 시료들에서 분석된 동위원소비는 북대서양 북부지역과 남극해지역 사이에 놓여진다(Fig. 2-3a). 서로 다른 동위원소비를 갖는 수괴들의 혼합은 대서양의 서쪽 분지에서  $\delta^{13}\text{C}$ 값들의 분포를 변화시키는 주요한 원인이기 때문에, 이러한 결과는 북쪽기원과 남쪽기원의 심층수괴들이 혼합되는 지역이 빙하기에 더욱 북쪽으로 이동되었음을 제시하게 된다. 이러한 결과는 이미 발표된 Oppo와 Fairbanks(1987)의 결과와 일치함을 보여준다.

빙하기동안 북대서양에서 관찰된  $\delta^{13}\text{C}$ 값의 최소는 수심 4700m이하의 대서양 동쪽지역에서 발견되었다. Curry와 Lohmann(1983, 1985)은 이러한 값들이 빙하기 동안 NADW의 생성이 감소되어 심층수괴의 잔류시간이

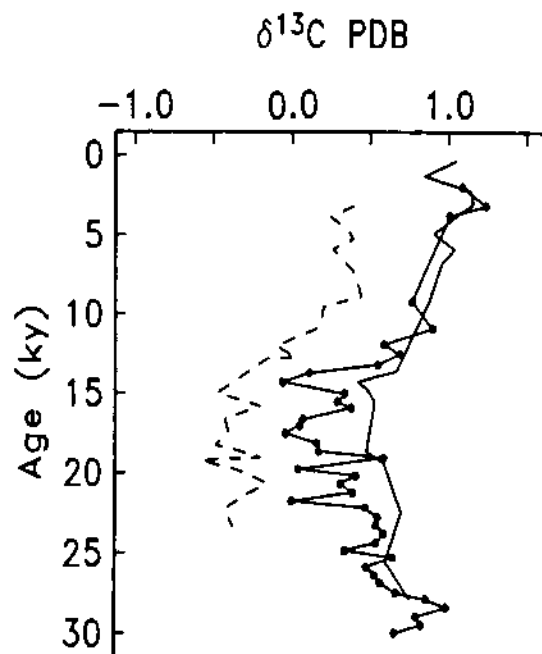


Fig. 2-8. Carbon isotopic variations in KNR110-82 from the western equatorial Atlantic Ocean. Lines indicate the  $\delta^{13}\text{C}$  changes in one core from the North Atlantic (Solid line: CHN82-24) and one core from the southern ocean (Dashed line: RC13-229). Note that the equatorial Atlantic core and the North Atlantic core have equal  $\delta^{13}\text{C}$  values during the late Holocene. During the glaciation, the equatorial Atlantic core has values which are between southern ocean and North Atlantic values. Since mixing is the dominant process affecting the  $\delta^{13}\text{C}$  distribution within the western basins of the Atlantic today, these results demonstrate that the mixing zone between northern and southern component deep water migrated to the north during the glacial maximum.

증가된 결과에 의한다고 제시하였다. 그들은 저위도지역의 단열대(fracture zone)를 통해 대서양 동쪽지역으로 유입되는 심층수괴의 초기  $\delta^{13}\text{C}$ 값이 단열대의 수심보다 얕은 대서양의 적도 동쪽지역에서 얻어진 주상시료의  $\delta^{13}\text{C}$ 값과 유사하다고 가정하였다. 따라서, 그들은 0.7‰로 나타나는  $\delta^{13}\text{C}$ 값의 수심에 따른 구배가 대서양 적도 지역의 동쪽과 서쪽 분지사이에 발생하는  $\delta^{13}\text{C}$ 값의 지역적인 차이와 거의 같다고 가정한 것이다. 빙하기동안 남쪽지역에서 기원한 심층수괴가 대서양 서쪽지역으로 더욱 많은 양이 유입되고(Oppo and Fairbanks, 1987), 이러한 효과가 대서양 동쪽지역으로 흘러 들어가는 심층수괴의  $\delta^{13}\text{C}$ 값에 영향을 준다고 한다면, 위에서 논의된 사실은 거의 확실하게 된다. 이러한 심층수괴(Romanche Fracture Zone, sill depth 4000m)의  $\delta^{13}\text{C}$ 값은 대서양 서쪽지역에서 채취된 KNR110-50과 KNR110-58에서 가장 잘 기록되면, 결과에 의하면 빙하기의  $\delta^{13}\text{C}$  평균값들은 각각 0.20‰과 -0.03‰로 측정되어졌다(Table 2-3). 대서양 적도의 동쪽지역의 수심이 가장 깊은 곳에서 얻어진  $\delta^{13}\text{C}$ 은 EN066-29와 EN066-32에서 측정된 것으로 -0.19‰와 -0.25‰로 가장 낮게 나타났다. 낮은  $\delta^{13}\text{C}$ 값들이 서쪽지역의 어느 곳에서 보다 동쪽지역에서 관찰되기 때문에, 심층수괴가 동쪽 분지에서 유입된 후에 동위원소의 변화가 발생된 것이 확실하다(Fig. 2-3b). 그러나, 대서양 동쪽지역의 빙하기동안에 측정된 동위원소는 매우 길어진 잔류시간의 영향으로 동쪽분지에서 관찰된 0.7‰의 수심에 따른 감소보다 약 0.1-0.3‰ 정도 최대로 제한된 것이다. 이와 같이 0.1-0.3‰의 차이는 증가된 유기탄소의 산화에 의한 효과이며 오늘날 대양에서 나타나는 효과와 거의 유사한 정도를 보인다(Fig. 2-3a와 Fig. 2-3b를 비교).

수심 2000m 이하의 수괴에서 나타나는  $\delta^{13}\text{C}$ 값의 증가는 매우 제한된 자료에서 관찰되었다. 이러한 중층수괴의 지리적인 차이는 Zahn과 Sarnthein(1986)에 의해 제시되었으며 그들은 아프리카 대륙주변부 서쪽지역에서 채취한 저서성 유공충의 빙하기동안  $\delta^{13}\text{C}$ 값의 증가를 수심에 따라 나타내었다. 카리비안해의 빙하기동안 저서성 유공충이  $\delta^{13}\text{C}$ 값은 증가하였고 Cd은 감소한 사실이 여러 연구에 의해 보고되었다(Boyle and Keigwin, 1986; Cofer-Shabica and Peterson, 1986; Oppo and Fairbanks, 1987). 카리비안해는 수심 1800m의 해협을 통해 순환이 이루어지기 때문에, 이러한 주변해에서 측정된 대부분의 값들은 북대서양의 수심 1800m에서

나타나는  $\delta^{13}\text{C}$ 값이 변화했음을 반영한다. 이러한 중층수의 기원은 확실하게 밝혀지지 않았지만, Zahn과 Sarnthein(1986)과 Oppo와 Fairbanks(1987)은 지중해가 그 기원일 것이라고 주장하였다. Oppo와 Fairbanks(1987)은 빙하기동안 지중해에서 유출되는 수괴는 현세에 유출되는 것들보다 높은  $\delta^{13}\text{C}$ 값을 가졌다고 설명하였다.

### (3) 빙하기동안 태평양의 심층수괴

태평양의  $\delta^{13}\text{C}$ 값 자료들은 아마도 태평양에 영양염이 고갈된 수괴가 형성된 지역이 있었다고 제시하고 있다. 태평양에서 채취된 저서성 유공충에서 분석된  $\delta^{13}\text{C}$ 의 평균값은 빙하기동안에 남극해에서 나타나는 평균값보다 더 높게 측정되었다(Table 2-4). 오늘날, 남극해의 심층수괴에서 나타나는  $\delta^{13}\text{C}$ 값은 북대서양심층수와 태평양의 심층수가 갖는  $\delta^{13}\text{C}$ 값들의 중간값을 보이며, 그 이유는 두 가지 수괴의 혼합 때문인 것으로 알려지고 있다. 따라서, 남극해에서 채취된 현세 후기의 저서성 유공충에서 분석된  $\delta^{13}\text{C}$ 값은 태평양의 것보다 높게 나타난다(Table 2-4). 지난 빙하기동안 남극해의 저서성 유공충은 태평양의 것보다 약 0.15‰의 낮은  $\delta^{13}\text{C}$ 값을 갖는다. 각 대양에서 분석된 자료가 매우 적어서 이러한 결과에 대한 신빙성이 야기된다 할지라도, 이와 같은 사실은 태평양의 심층수괴 순환에 매우 중요한 의미를 부여한다. 북대서양 심층수괴와 태평양의 심층수괴, 두 가지 모두 남극해의 심층수괴보다 높은  $\delta^{13}\text{C}$ 값을 가지고 있기 때문에, 남극해의 심층수괴는 오늘날에 나타나는 북대서양심층수괴와 태평양의 심층수괴가 간단하게 혼합되는 상태를 보이지 않는다. Oppo와 Fairbanks(1987)은 처음으로 태평양과 남극해의 저서성 유공충이 서로 유사한  $\delta^{13}\text{C}$ 값을 갖는다고 발표하고, 빙하기동안 북대서양의 심층수괴가 이 지역에서 혼합되지 않는다고 주장하였다. 우리의 결과는 이러한 사실을 뒷받침하며, 영양염이 고갈된 독립된 기원의 심층수괴가 남극해의 심층수괴와 혼합되어 태평양의 심층수괴가 보이는  $\delta^{13}\text{C}$ 값을 만든다고 제시할 수 있는 것이다.

태평양의 자료들을 더욱 자세하게 살펴보게 되면, 어떤 주상시료의 빙하기  $\delta^{13}\text{C}$ 값은 남극해의 것만큼 낮게 측정되었지만, 다른 것들은 매우 높은  $\delta^{13}\text{C}$ 값을 보인다(Table 2-3). 이와 같은 비균질성은 일반적으로 빙하기동안



태평양에서 두 개의 수괴가 혼합되었다는 가설을 뒷받침하는 것이다. 현재의 태평양에는  $\delta^{13}\text{C}$ 값이 지리적으로 크게 변하지 않고 있으며, Table 2-4에서 보여지듯이 평균값의 표준편차가 매우 작게 나타난다. 반대로, 빙하기동안에는 매우 큰 표준편차를 보이며 그 당시에  $\delta^{13}\text{C}$ 값이 상당한 지리적인 변화를 보였음을 제시한다. 태평양 분지 내에서 이와 같은 지리적인 변화는 태평양 내에서 심층수괴가 형성되고, 남극해의 심층수괴와 혼합되기 때문이라고 설명하고 있다. 이와 같은 혼합은 오늘날과 빙하기의 북대서양에서 관찰되는 표준편차에 가까운  $\delta^{13}\text{C}$ 값의 표준편차를 보이고, 두 개의 서로 다른 수괴가 활동적으로 혼합과정을 겪었음을 지시한다. 그러나, 다음 두 가지 불확실성은 태평양 수괴사이의 혼합에 대한 결론을 제한하고 있다. ① 태평양에서 얻어진 자료가 매우 적기 때문에, 높은 표준편차는 통계학적으로 그 중요성이 감소될 수 있다. 더욱 많은  $\delta^{13}\text{C}$ 값에 대한 자료를 취득해야만 할 것이다. ② 빙하기동안 가장 큰  $\delta^{13}\text{C}$ 값을 보이는 두 개의 주상시료(V28-304, KNR73-3)는 서로 가까운 지역에 위치하지 않기 때문에, 서로 다른 동위원소를 갖는 두 가지 수괴가 혼합되는 지형을 만들기에는 적합하지 않다.

#### 마. 결론

(1) 현재 대서양 서쪽지역에 나타나는  $\delta^{13}\text{C}$ 값의 분포는 북대서양 심층수괴와 남극해에서 기원한 심층수괴사이의 혼합에 의해 조절되며, 그 이유는 이 두 수괴가 서로 각각 반대방향으로 흐르고 있으며 북대서양 표층에서 생산량은 매우 적기 때문이다. 반대로, 대서양의 동쪽지역과 태평양의  $\delta^{13}\text{C}$ 값은 혼합에 의해 조절되어 예상되는 값보다 적게 관찰되고 있다. 이 두 분지에서는 잔류시간이 길기 때문에 유기탄소의 산화에 의해  $\delta^{13}\text{C}$ 값이 대서양 동쪽에서는 0.2%, 태평양에서는 0.4%정도 낮게 측정된다. 이와 같은 효과는 수괴의 노화에 의한 것이다.

(2) 저서성 유공충인 *Cibicidoides*의  $\delta^{13}\text{C}$ 값은 심층수괴의  $\delta^{13}\text{C}$ 값을 매우 잘 기록하고 있다. 따라서, 유공충 각질의 화학적 성질은 대양의 과거  $\delta^{13}\text{C}$ 값의 분포를 기록할 수 있는 중요한 수단이 되는 것이다.  $\delta^{13}\text{C}$ 값의 지리적인 분포는 대부분 순환에 의해 조절되기 때문에  $\delta^{13}\text{C}$ 값의 변화에 의해 심층수괴 순환의

변화를 예측할 수 있다.

(3) 빙하기-간빙하기 동안  $\delta^{13}\text{C}$ 값의 가장 큰 변화는 남극해(0.8‰)에서 발생했으며, 북대서양(0.5‰) 그리고 태평양(0.3‰) 순으로 나타났다. 현재 대양에서는 가장 낮은  $\delta^{13}\text{C}$ 값이 태평양에서 관찰되며 이는 긴 잔류시간에 의한 유기탄소의 영향으로 약 0.4‰ 낮게 측정된다. 빙하기동안 남극해의  $\delta^{13}\text{C}$ 값은 가장 낮게 측정되어 북대서양 심층수괴가 빙하기동안 적게 생성되어 남극해에 적은 영향을 미친 것으로 설명된다. 한편, 태평양의  $\delta^{13}\text{C}$ 값은 빙하기동안 남극해의 것보다 높게 관찰되기 때문에, 영양염이 고갈된 또 다른 심층수괴가 태평양에서 생성되는 것을 제시하고 있다.

(4) 대서양 적도지역에서 나타나는  $\delta^{13}\text{C}$ 값의 커다란 변화는 빙하기동안 낮은  $\delta^{13}\text{C}$ 값을 갖는 남극해의 심층수괴가 더욱 북쪽으로 침입하여 혼합을 야기했기 때문으로 설명된다. 적도지역에서 가장 낮은  $\delta^{13}\text{C}$ 값은 대서양 동쪽 심해에서 발견되는데 이 값들은 남극해의 심층수괴에서 분석된  $\delta^{13}\text{C}$ 값과 유사하다. 대서양 적도지역의 서쪽에서도 빙하기동안 낮은  $\delta^{13}\text{C}$ 값이 관찰되지만, 동쪽의 것보다 약 0.2‰ 높게 측정된다. 이와 같은 차이는 아마 잔류시간이 증가되었기 때문으로 해석된다.

### 3. 심층수괴 고해양학을 위한 카드뮴(Cd) 추적자

#### 가. 서론

대양에서의 해수, 염분, 열, 화학물질들의 이동은 전지구적 기후에 심각한 영향을 미치고 있다. 대서양에서 따뜻한 표층해수가 북쪽으로 흐르는 것은 차가운 심층해수가 남쪽으로 흐르는 것과 평형을 이루고 있다(Bryden and Hall, 1980); 이러한 순환은 대양으로부터 직접적으로 그리고 대양에서 대기를 통해 이동되는 수분과 열에 의해 간접적으로 고위도 지역에 많은 양의 열을 수송하고 있다. 따라서, 이러한 순환의 양상은 내적으로는 염분에 의해 그리고 외적으로는 수증기 양에 의해 영향을 받는다(Reid, 1979; Warren, 1983).

대기중에 있는 이산화탄소(지구의 온실효과에 심각한 영향을 미치는 기체)는 대양에서 영양염의 지화학적 순환에 의해 조절된다(Broecker, 1982a; Sarmiento and Toggweiler, 1984; Siegenthaler and Wenk, 1984; Knox and McElroy, 1984). 만약에 우리가 지질시대를 통한 기후 변화를 이해하기를 원한다면, 우리는 대양의 화학적 균형과 순환에 대해 무엇보다 먼저 이해를 해야 할 것이다.

Wust(1978)에 의해 도입된 이후에 염도와 온도를 이용하여 순환 양상을 예측하는 것은 물리해양학에 있어서 매우 잘 사용되어진다. 그러나, Wust는 또한 다른 화학적 추적자들(예를 들어, 산소, 인, 규소 등)도, 실제로 이들이 보존성 추적자는 아니지만, 수괴의 분포나 확산에 대한 정보를 제공한다고 주장하였다. 이들 화학적 추적자들의 초기조건은 대규모의 해양학적 화학물질들의 분포를 결정하는데 화학적 반응정도보다 종종 더욱 중요하다. 고해양학자들은 대양의 수괴를 예측하는데 화학적 추적자를 사용하는 새로운 집단으로 부상하고 있다. 이러한 분야의 초기 연구는 서로 다른 저서성 유공충들의 상대적인 규모의 변화에 집중하였다. 고생태학자들은 과거 심층해수의 조건을 복원하는데 저서성 유공충을 이용하는 것이 가능하다고 증명하고 싶어했다. 다른 추적자(저서성 유공충의 산소동위원소, 퇴적물 입자의 입도와 광물, 퇴적물의 고자기적 성질)들도 또한 주장되어졌다.

현재 두 가지 화학적 추적자들이 심해의 고해양학을 하는데 사용되어지고 있다; 저서성 유공충의 각질에서 분석된 탄소동위원소( $\delta^{13}\text{C}$ ; 제2장 참조)와 카드뮴농도(Cd/Ca).  $\delta^{13}\text{C}$ 와 Cd은 두 가지 모두 심층해수의 영양염농도와 무기탄소농도를 조절하는 과정과 연결되어 있기 때문에 대양에서 서로 유사하게 분포하고 있다. 이 두 추적자들이 적어도 어떤 종류의 저서성 유공충에 의해 정확하게 기록되고 있는 것처럼 보이기 때문에 이들 추적자를 이용한 많은 연구들이 최근에 수행되어졌다. 본 절에서는 저서성 유공충에서 분석되는 Cd의 주요 이론을 알아보고, 새로운 자료를 소개하면서, Cd을 이용한 연구들의 결과를 정리할 것이다.

#### 나. 해수의 희유원소들과 해양학적 추적자

지난 10여년 동안 대양에서 희유원소들의 분포를 이해하는데에 획기적인

결과들이 나타났다. 해양화학자들이 여러 해 동안 이러한 문제들을 위해 연구를 하였지만, 실제적인 성공은 해양학적 시료들을 수집하는데 야기되는 오염들과 실험실 분석이 완성되고서야 비로소 얻어질 수 있었다. 대부분 과거에 수집된 추적자들의 자료들은 폐기되었다. 단지 지난 10여년 동안 수집된 결과들이 고려될 뿐이다(Bruland, 1983).

희유원소 해양학의 매우 짧은 역사동안에 가장 먼저 발견된 것들 중에 하나가 카드뮴(Cd)과 인(P)사이에서 나타나는 전지구적인 비례관계이다(Boyle et al., 1976; Bruland et al., 1978; Bruland, 1980). Cd와 P는 대양의 표층에서 생물들에 의해 효과적으로 제거된다; 이들 원소들은 생물체에 포획되어 가라앉으면서 대양 표층에서 거의 stoichiometric fashion으로 분해된다(Martin and Knauer, 1976; Collier and Edmond, 1984). 따라서, 대양의 일반적인 순환은 이러한 일차적인 순환을 통해 대양의 수피가 가지고 있는 화학적 조성의 변화를 야기하게 된다.

인은 필수적인 미영양염이며 생물에 왜 포획되는지는 매우 잘 이해되어 있다. 그러나, Cd의 흡착에 있어서는 잘 알려져 있지 않으며, 생물학적 필요성에 대해서는 거의 조사된 바가 없고 그것이 높은 농도일 경우에 생물체에 해롭다고 알려져 있다. 필수적인 미영양염인 구리와 유사한 화학적인 요구에 있어서, 생물들은 해수로부터 Cd를 의도적으로 제거하고 있는 것처럼 보인다. 생물체에 해롭지 않게 작용하는 지역에서는 독성물질이나 불필요한 원소들을 제거하는 이동경로를 발달시켰다. 대양에서 인과 카드뮴의 유사한 분포는 흡착과 분해가 되는 깊이가 서로 비슷하기 때문이다. 이러한 두 추적자는 표층해수의 수층에서 빠르고 거의 대량으로 분해되는 과정을 겪는 유기물 잔해와 관계되어 있다.

Cd-P의 관계는 지구적인 규모로 볼 때 엄청나게 일정하다(Fig. 3-1). 이러한 결과는 매우 다양한 환경에서 서로 다른 화학적 유사성을 갖는 두 원소의 관점에서 매우 탁월한 것이다. 전지구적 Cd-P의 일정한 관계는 아마 현생이던 동안의 해양학적 역사까지 거슬러진다. Delaney(1987)가 해양에서의 Cd 평균농도가 마이오세와 현재사이에 크게 변화하지 않았다고 증거를 제시하였지만, 지질시대를 통해 Cd:P의 관계는 변화했을 가능성이 있다. 현재 전지구적인 Cd-P 관계로부터, 특히 표층수, 주변분지, 그리고 대륙붕수피에 대해서는 분석학적으로 중요한 편차가 알려져 있다(Boyle et al., 1981, 1982,

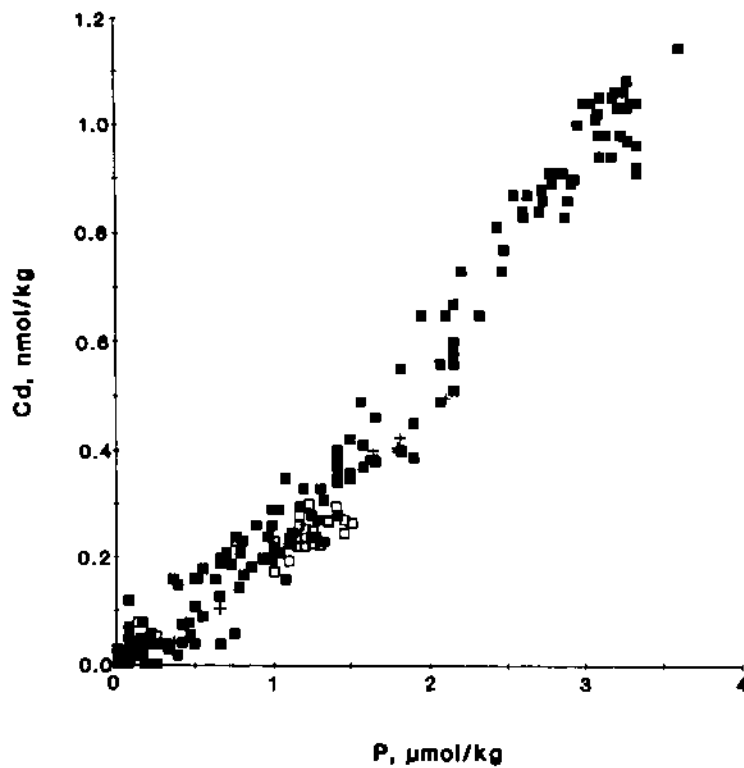


Fig. 3-1. Cd versus P for open ocean samples below the mixed layer. Solid squares represent the northeast Pacific (Bruland et al., 1978; Bruland, 1980). Open squares represent samples from the northwest Atlantic (Bruland, 1983; Sakamoto-Arnold et al., 1987). Concentric squares represent samples from the eastern North Atlantic (Boyle et al., 1948; P. Statham and J. D. Buton, unpublished data, 1986). Hatched Squares represent samples from the Arctic Ocean (Danielsson and Westerlund, 1983). Plus signs represent samples from the Gulf of Mexico (Boyle et al., 1983).

1984, 1985; Bruland, 1983). 대양의 심층수괴에 있어서 주어진 인농도에 대해서 카드뮴의 농도는 약  $\pm 7\%$ 의 편차 안에서 일정하게 측정된다. Cd-P의 관계에 있어서 인의 농도가  $1.3\mu\text{mol/kg}$ 일 때, 상당히 심한 경사의 변화가 발견된다. 인의 농도가  $1.3\mu\text{mol/kg}$  이하일 경우(대서양과 표층해수), Cd-P 관계는 그 경사가 약  $2.1 \times 10^{-4}$ 이며 인의 농도가 0일 경우 원점 바로 아래를 통과한다(Fig. 3-1). 인의 농도가  $1.3\mu\text{mol/kg}$  이상일 경우(남대서양, 태평양), Cd-P 관계는 그 경사가 약  $4.0 \times 10^{-4}$ 이며 인의 농도가 0일 경우 Cd은  $-0.25 \text{ nmol/kg}$ 을 보인다. 이러한 변화의 원인은 확실하게 알려져 있지는 않으나, 아마도 인에 비하여 카드뮴이 상대적으로 약간 깊은 지역에서 분해상태를 보이는 것 때문으로 사료된다. 이와 같은 차이는 카드뮴이 순환추적자로서 사용되는 경우에 크게 문제되지 않는지만, 카드뮴이 인의 농도를 대변하면서 해석되는 경우에는 그 정도가 제한되어진다.

Boyle(1981)은 처음으로 카드뮴이 해수에 녹아있는 농도에 비례하여 유공충의 각질 안에 포함되고, 카드뮴이 과거해양에서 인의 농도 분포를 연구하는데 고해양학적 추적자로 사용될 수 있다고 주장하였다. 유공충 표면에 기계적으로나 화학적으로 흡착되는 여러 가지 오염(카드뮴의 농도가 유공충의 것보다 거의 10배에서 100배 이상)들 때문에 화학적 분석을 하기 전에 이러한 오염된 상태의 것들을 제거하는 작업이 매우 쉽지 않다. 유공충을 세척하는데에는 여러 가지 연속적인 산화, 환원제를 이용하고, 약산으로 씻어내는 방법이 발달되었다(Boyle, 1981; Bolye and Keigwin, 1985). 주상시료의 상부에서 채취된 부유성 유공충(Bolye, 1981)과 저서성 유공충(Hester and Boyle, 1982)의 자료에 의하면, 이러한 방법으로 세척된 유공충의 카드뮴농도는 유공충이 성장한 해수의 카드뮴농도에 비례하고 있음을 알 수 있다. Delaney(1983)은 실험실에서 배양한 부유성 유공충과 방사성추적자 Cd을 이용하여 그 비례성이 저서성 유공충에서 나타난 것과 유사함을 보고하였다.

유공충의 각질에 카드뮴이 보존되어 해수의 카드뮴농도를 기록한다고 할 지라도, 대양의 지화학적 순환에 있어서 카드뮴이 중요한 지표가 되는 것은 아니다. 해양의 수층에서 카드뮴의 유일하게 중요한 지표는 입자성 유기물질이다. 카드뮴지표로서 유공충이 중요하지 않은 까닭은 Cd:C의 비가 유기물에서는  $3.3 \times 10^{-6}$ 이고 탄산염물질에서는  $0.2 \times 10^{-6}$ 이하로 나타나기

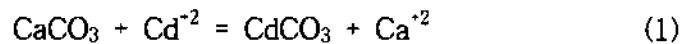
때문이다. 무기적인 탄산염에 비하여 4배 이상의 탄소가 혼합층으로부터 유기물의 상태로 제거되기 때문에(Broecker and Peng, 1984), 유공층과 다른 탄산염으로 이루어진 생물체들은 수직적인 카드뮴의 이동에 2%이하 밖에 영향을 미치지 못한다. 이러한 관점에서 유공층은 온도계와 유사한 것이다; 그들은 화학적 계가 중요하게 변화하지 않는다면 해수의 성질들을 잘 기록할 수 있다. 이러한 성질은 탄산염퇴적작용이 대양의 카드뮴농도의 분포에 거의 영향을 미치지 않기 때문에 중요한 것이다.

다른 많은 화유원소들은 대양에서 더욱 잘 알려진 화학적 추적자들과 유사성을 보인다. 이들 중에 어떤 원소들은 또한 유공층의 각질에 포함되어서 과거 해양을 이해하는데 사용될 수 있을 것이다. 유공층에서 카드뮴의 예는 더욱 많은 연구가 필요하다는 사실을 역설적으로 표현하고 있으며, 탄산염조성과 해수의 조성사이에 확실한 관계가 증명되어야 한다고 보여준다. 이러한 분야에서 발전이 그리 쉽게 올 것이라고 예측해서는 안된다.

#### 다. 생물학적 탄산염 각질과 카드뮴

##### (1) 열역학적 그리고 동력학적 예측

용액과 탄산염 사이의 열역학적 평형이 이루어진다면, 탄산염에 포함된 카드뮴과 같은 2가의 화유원소들의 농도는 용액의 농도에 관계하고 있다. 이와 같은 관계는 다음과 같은 교환반응에 의해 표현될 수 있다:



이러한 반응식에서 다음을 예측할 수 있는데

$$(\text{Cd}/\text{Ca})_{\text{CaCO}_3} = D_H \times \frac{(\gamma_{\text{Cd}^{+2}}[\text{Cd}])}{(\gamma_{\text{Ca}^{+2}}[\text{Ca}])} \quad (2)$$

여기에서  $D_H$ 는 헨리의 법칙을 따르는 분포계수이고,  $\gamma$ 는 용액의 열역학적 반응계수(2가 이온의 반지름과 유사하기 때문에 무시될 수 있다)이고,  $f$ 는

미량으로 존재하는 2가원소들에 대해 이러한 요소들은 단지 용도와 양력에 대해서만 관계되는 함수이다. 마찬가지로,  $\gamma$ 와  $\delta$ 도 용도와 양력에 대해서만 관계되는 변수들이다. 이는 금속원소의 용액물리에 의해 결정된다. 많은 주원소들이 일정한 비율로 존재하는 함수에서는  $\gamma$ 가 용도와 양력 그리고 수소의 용도(pH)에 대한 함수로 작용한다. 수소의 용도가 중요하게

해수로부터 결정화된 방해석의 고체상태에 있는 카드뮴의 용도분포계수(D)는 수반된다. Davis et al.(1987)은 평형상태의  $D_H$ 를 1510으로 측정하였고, 전기적 상태, 편광성 등 여러 가지 변수들에 의해 부가적인 조건들이  $CaCO_3$ 는 같은 격자 구조이지만, 아라고나이트와는 다르다), 그리고 같은 이온반경사이의 차이, 격자구조사이의 차이(방해석,  $CaCO_3$ 와  $CaSO_4$ ), 대부분의 고체는 이상적이지 못하고, 자유에너지에 대해 Cd와 Ca의 분포계수는  $(0.01 \times 680) \approx 7$ 이 된다.

여기에서  $K_{sp}(CaCO_3) \sim 10^{-8.47}$ ,  $K_{sp}(CdCO_3) \sim 10^{-11.3}$ 이다(Davis et al., 1987). 따라서, 함수(D)에 대한 방해석 내에 있는 이상적인 고체-용액의 Cd의 용도

$$D^{ideal} = \frac{K_{sp}(CaCO_3)}{K_{sp}(CdCO_3)} \quad (3)$$

수 있는 것이다.

용해도적에 대한  $CaCO_3$ 의 용해도격자사이의 비와 같다; 즉 다음과 같이 표현될 관용 때), 탄산염이 결정격자 안에 있는 카드뮴의 분포계수는  $CaCO_3$ 의 대한  $CaCO_3$ 의 에너지에 대한 전기적 기여가  $CdCO_3$ 에 대한  $CaCO_3$ 의 것과 상대적으로 자유에너지의 차이에 의해 결정된다. 이상적인 고체-용액( $CaCO_3$ 에  $D_H$ 는 용액에 있는 이온과 고체 결정격자 안에 있는 이온사이에 나타나는

이와 같은 두 가지의 분포계수를 표현하는데 약간의 혼동이 야기된다. 수 있으며 탄산염에 있는 용도와 함수에 있는 용도와 관계를 지를 수 있다; 부분들을 모두 한꺼번에 하나의 분포계수(distribution coefficient) D로 볼 때, 실험을 목적으로 할 경우에는 방정식의 오른쪽에 있는 열역학적 발생하는 원소의 부분이며,  $[Ca]$ 와  $[Ca]$ 는 용액에 녹아있는 총 용도이다. 용액(해수)의  $f_{Ca} \sim 0.9$ ,  $f_{Cd} \sim 0.01$ 에 있는 예측하기 어려운 자유이온으로서



작용하는 경우에는  $\text{OH}^-$ ,  $\text{HCO}_3^-$ ,  $\text{CO}_3^{2-}$  와 상당히 강하게 반응하는 경우에 특히 그러하다; 더군다나, 해양환경에서 발견되는 제한된 수소이온농도의 범위에서는 이러한 요소 때문에 D의 변화가 적다. 제한된 온도와 제한된 수소이온농도에서는 탄산염의 희유원소 조성의 평형이 해수에 있는 희유원소의 농도에 비례하게 된다.

이러한 열역학적 계수들의 정량적인 결정은 생각보다 매우 어렵다. 낮은 온도에서는 결정들이 매우 느리게 열역학적 평형으로 접근하고, 이 때 반응계수가 평형상태에 있다는 것을 실험실에서 결정한다는 사실은 생각하기 어렵다; 동력학적 매개변수가 더 해결 수 있기 때문이다. Lorens(1981)는 해수와 유사한 용액에 대한 고체농도의 비를 측정하였는데 낮은 침전률 상태의 70부터 높은 침전률 상태의 10까지의 범위를 보고했다. 자연농도상태의 희유원소 분리를 측정하는 것 또한 어렵기 때문에 느린 동력학적 상태 때문에 수 백만년 동안 희유원소의 농도가 보존될 수 있는 것이다.

열역학적 평형은 탄산염의 희유원소 조성과 탄산염이 침전된 해수의 희유원소 농도사이에 단순한 관계를 보여준다. 그러나, 생물학적 그리고 환경적 변화가 이러한 예측을 어렵게 만들고 화석시료가 실제로 그들이 살았을 당시의 해수에 녹아있는 원소들의 농도를 기록할 수 있는 지 실험실적 연구가 절실히 요구된다.

## (2) 주상시료를 이용한 실험결과

탄산염으로 이루어진 각질들은 생물들에 의해 매우 빠르게 형성되기 때문에 생화학적 그리고 동력학적인 변수가 탄산염에 있는 희유원소의 조성이 평형상태에 예상되는 값과 다르게 나타난다. 탄산염각질과 용액의 조성사이의 관계는 살아있거나 화석화 된 각질 내에 있는 조성과 그것들이 형성되었던 환경의 조성들이 변화된 자료와 비교하거나, 아니면 실험실에서 알고 있는 농도를 변화시켜 생물들이 어떻게 반응하는 지에 의해 실험적으로 밝혀내어야 한다. 탄산염 각질 내에 고체 상태로 포함되는 실제 양에 대해 측정된 금속의 양이 상당히 차이가 나는 이유는 탄산염들이 퇴적된 후에 생물체의 생체 또는 화석각질 내에 성장한 자생적인 상태에 의해 변질되었기 때문이다. 따라서,

이러한 변질된 것들을 제거하고 남아있는 오염된 상태의 농도를 파악하기 위해서는 적절한 세척방법이 강구되어야 한다.

유공층에 들어있는 카드뮴에 대해 비례상수가 다음과 같은 세 가지 방법에 의해 결정될 수 있다. ① 여러 가지 방법에 의해 세척된 부유성 유공층의 카드뮴농도와 상부 수층에 녹아 있는 카드뮴의 농도를 비교하는 방법(Boyle, 1981), ② 저서성 유공층의 카드뮴농도와 저층 수괴에 녹아있는 카드뮴의 농도를 비교하는 방법(Hester and Boyle, 1982), 그리고 ③ 방사능카드뮴이 포함되어있는 용액 안에서 부유성 유공층을 실험실적으로 배양하는 방법(Delaney, 1983)이다. 이러한 연구들은 유공층의 카드뮴 분포계수가 온도가 2에서 30°C인 범위에서 약 2로 나타났다고 밝혔다. 그러나, 실험실적 연구의 불리한 점은 제한된 자료가 사용된다는 점이다. 이러한 점을 극복하기 위하여 더욱 많은 연구가 요구된다.

12개의 상부주상시료를 사용하여 Hester와 Boyle(1982)은 *C. kullenbergi*와 *Uvigerina* spp.가 그들의 각질 내에 카드뮴을 상층의 해수에 녹아있는 카드뮴의 농도와 비례하게 포함하고 있으며, 두 종 모두 일정한 분포계수를 보인다고 주장하였다. 현재 많은 심해 연구들이 상부주상시료들의 자료를 수집하고 있으며, 서로 다른 종들간의 비교도 하고 있다. 일반적으로 이러한 연구들의 결과는 Hester와 Boyle의 결과를 보충하고 있지만, 더욱 많은 상부주상시료의 자료와 대양에서 측정된 해수의 카드뮴 농도에 대한 정보가 탄산염각질과 해수사이의 더욱 발전된 관계를 가능하게 할 것이다.

Table 3-1은 주상시료의 상부에서 채취된 유공층에서 분석된 새로운 카드뮴자료를 제시하고 있다. Cd:P의 관계를 가정하고 분포계수를 계산하였다; 이것들은 Fig. 3-2에 나타나있다. 약간의 분산은 보이지만, 심층수의 카드뮴농도와 주상시료 상부의 유공층 카드뮴농도사이의 관계에 상당한 가능성을 예측할 수 있다. 만약에 주상시료의 상부를 산소동위원소자료에 의거하여 현세에 가까운 15cm만으로 축소시킨다면, 분산효과는 더욱 작아지게 된다.

주상시료의 상부에서 얻어진 자료에 의하면, 유공층의 카드뮴농도와 저층수의 인농도 사이에 관계를 성립시킬 수 있다(Fig. 3-3). 같은 종들의 자료가 모두 같은 지역에 놓이고 있다; 네 가지 종들 사이에 어떤 조직적인 차이를 보이지 않고 있다. 종들 사이의 차이를 보이지 않는 것은 또한 두

Table 3-1. Near-core top foraminiferal Cds

Core	sample depth, (cm)	Latitude	Longitude	Water Depth, (m)	Estimated p, $\mu\text{mol/kg}$	Cd/Ca, $\mu\text{mol/mol}$			
						Uvi	kul	wue	umb
CHN82 1PC	+0-4	36° 06'	-07° 10'	830	0.60	0.016	0.049		
CHN82 4PC	+1-4	41° 43'	-32° 51'	3427	1.19		*0.074		
CHN82 11PC	+4-8	42° 23'	-31° 48'	3209	1.19		*0.052		
CHN82 15PC		43° 14'	-28° 08'	2155	1.18		0.050	0.051	
CHN82 20PG	+4-10	43° 30'	-29° 52'	3070	1.18		*0.073	0.073	
CHN82 21PG	7	43° 17'	-29° 50'	2103	1.18		0.053	0.056	0.064
EN66 10GGC	1	06° 39'	-21° 54'	3527	1.45	0.157	*1.079	*0.146	
EN66 16GGC	1	05° 28'	-21° 08'	3152	1.44	0.117	*0.086	*0.116	0.124
EN66 21GGC	+4	04° 14'	-20° 38'	3995	1.48		*0.087	*0.129	0.089
EN66 26GGC	1-5	03° 05'	-20° 01'	4745	1.48			*0.123	0.082
EN66 29GGC	6	02° 28'	-19° 46'	5104	1.54			*0.085	*0.089
EN66 30GGC								0.100	0.093
EN66 32GGC	+5	02° 28'	-19° 44'	5003	1.54			0.117	*0.092
EN66 36GGC	3	04° 19'	-20° 13'	4270	1.48			*0.114	0.090
EN66 38GGC	4	04° 55'	-20° 30'	2931	1.43	0.231	0.064	0.113	0.163
EN66 44GGC	1	05° 16'	-21° 43'	3428	1.45	*0.237	0.088	*0.114	*0.141
EN120 1GGC	+0-10	33° 40'	-05° 3'	4479	1.34			*0.071	*0.082
EN120 2GGC	+8-15	33° 40'	-57° 37'					*0.076	
ISO82PCS01	+0-2	42° 23'	-23° 31'	3540	1.25		*0.085		
KNR64 3PC	+1-3	17° 01'	-74° 26'	2681	1.40			0.050	
KNR64 5PC	4-7	16° 32'	-74° 48'	3047	1.40			0.095	
KNR73 3PC	+12	-00° 22'	-106° 11'	3606	2.39	*0.172			
KNR73 4PC	+7-12	04° 02'	-114° 01'	3775	2.42	0.191			
OCE86 2BC	0-4	38° 13'	-71° 30'	3000	1.21			*0.068	
RC10-65	+5-8	-00° 41'	-108° 37'	3588	2.46	*0.199		*0.202	*0.207
RC10-65TW	+8-10	-00° 41'	-108° 37'	3588	2.46			0.217	
RC10-288	3-7	35° 32'	-73° 25'	3678	1.19		0.059	0.099	
RC11-120	+5-7	43° 31'	-79° 52'	3135	2.07		0.153	0.150	
RC12-267	8-1	-38° 41'	-25° 47'	4144	2.26			0.152	
RC12-294	+5-8	-37° 16'	-10° 06'	3308	1.79		*0.117	0.150	
RC12-339	4-7	-09° 08'	90° 02'	3070	2.48			0.182	
RC13-205	5-8	-02° 17'	05° 11'	3731	1.47	*0.145	*0.096	*0.124	
RC13-228	+6-7	-22° 20'	-11° 12'	3204	1.61	0.119	0.074	0.103	
RC15-52	5-9	-29° 14'	-85° 54'	3780	2.31	0.152	0.123	0.125	*0.161
RC15-65	5-8	-53° 04'	-78° 57'	3200	2.41	0.179			
TR163-31TW	+6-18	-03° 37'	-83° 58'	3210	2.42	*0.212		*0.210	
V17-42	+5-7	03° 32'	-81° 11'	1814	2.71				0.200
V18-68	+0-12	-54° 33'	-77° 51'	3972	2.31	*0.145			
V19-29	+5-18	-03° 35'	-83° 56'	2673	2.51	0.227			
V19-30	+5-7	-03° 23'	-82° 21'	3071	2.42	*0.151			
V22-174	+9-11	-10° 04'	-12° 49'	2630	1.52	*0.089	0.103	0.075	
V22-182	7-10	-00° 33'	-17° 16'	3937	1.45			0.123	
V22-193	5-7			4956	1.53			0.105	0.123
V22-195	5-7	13° 17'	-19° 40'	4770	1.54			0.135	

Table 3-1. (continued)

Core	sample depth, (cm)	Latitude	Longitude	Water Depth, (m)	Estimated p, $\mu$ mol/kg	Cd/Ca, $\mu$ mol/mol			
						Uvi	kul	wue	umb
V22-196	5-7	13° 50'	-18° 58'	3728	1.48			0.139	
V22-197	+4-17	14° 10'	-18° 35'	3167	1.43	0.116	*0.111	*0.113	
V22-198	4-6	14° 35'	-19° 40'	1082	2.11	*0.069	*0.074	0.064	
V23-6	5-8	42° 29'	-61° 48'	2246	1.16	*0.133			
V24-109	5-8	00° 26'	158° 48'	2367	2.55			*0.209	
V25-59	+6-9	01° 22'	-39° 29'	3824	1.26	0.104	*0.059	0.080	
V27-60	s5-8	72° 11'	08° 34'	2525	1.03			*0.058	
V27-86	+5-8	66° 36'	01° 07'	2900	1.03			*0.071	
V28-56	+3-4	68° 02'	-06° 07'	2941	1.02			*0.060	
V28-304	6-9	28° 32'	134° 08'	2942	2.60			*0.140	0.147
V28-345	3-6	-17° 40'	117° 57'	1004	2.40			0.151	
V29-29	5-8	05° 07'	77° 35'	2673	2.47			*0.124	
V29-179	+5-8	44° 00'	-24° 32'	3371	1.17		0.086		
V32-128	4-7	36° 28'	177° 10'	3623	2.54		*0.090	*0.162	
V34-52	1-4	06° 10'	89° 48'	3984	2.33			0.109	
V34-54	1-3	06° 05'	85° 10'	3254	2.37				
V34-55	5-6	06° 02'	88° 57'	2992	2.36			0.171	

CHN and EN cores cures curated at Woods Hole Oceanographic Institution (WHOI), RC and V cores curated at Lamont-Doherty Geological Observatory (LDGO), and TR core curated at the University of Rhode Island (URI). Sample depth is given from "top" of core. Sample depths in WHO cores are determined by markings on core liner (in which samples are stored); shrinkage may result in the actual physical top of the core being several centimeters from the top of the core liner. Sample depths in LDGO cores are given relative to marker pins inserted into cores upon extrusion and splitting. Latitude and longitude are degrees, with south and west negative. Cd/Ca is given for *Unigerina spp.* (Uvi), *c. kullenbergi* (kul), *c. wuellerstorfi* (wue), and *N. umbonifera* (umb). This table includes all data collected up to July 21, 1988.

+ : Cores for which the author is aware of published isotopic stratigraphies indicating more than 15 cm of Holocene sediment.

\* : Duplicate or triplicate analyses of these foraminifera samples.

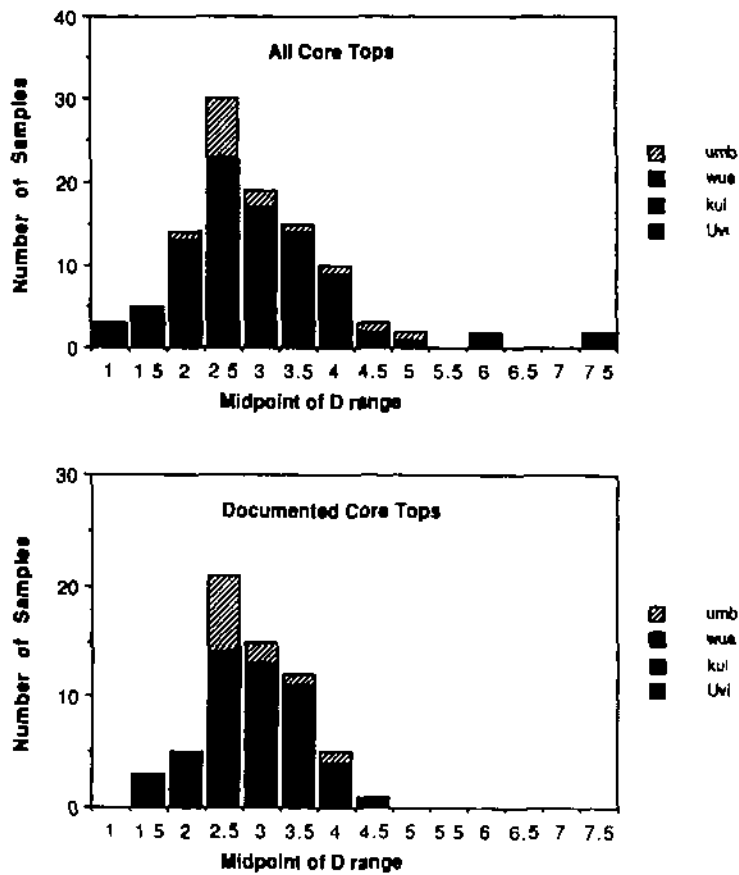


Fig. 3-2. Histograms of estimated distribution coefficients (top) from all core tops in Table 3-1 and (bottom) from documented core tops that there is at least 15 cm of Holocene sediment (underlined in Table 3-1).

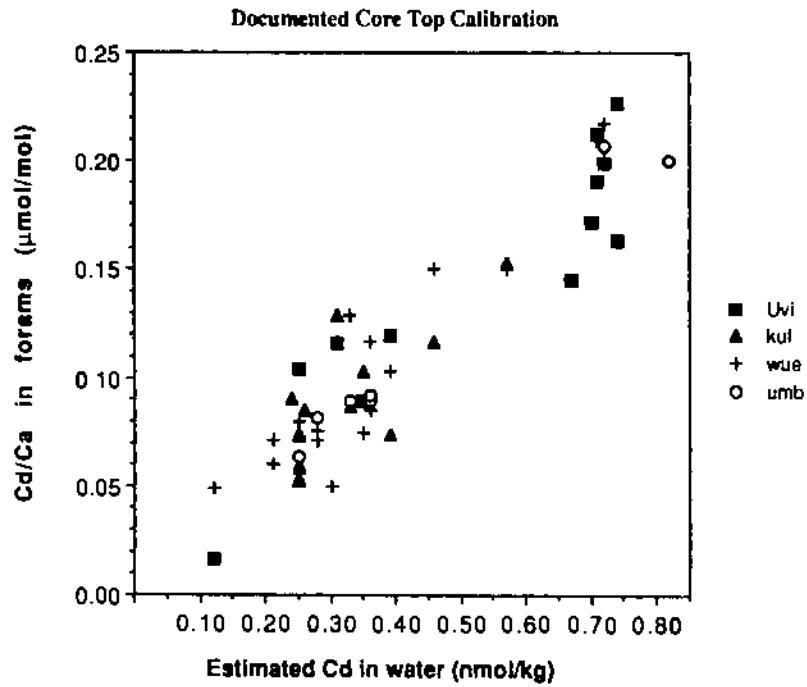


Fig. 3-3. Benthic foraminiferal Cd versus estimated bottom water Cd. Data are from cores with published isotopic records indicating continuous sedimentation at a rate of at least 1.5 cm/kyr.

가지의 종을 이용하여 주상시료에서 얻어진 자료에서도 찾아볼 수 있다(Fig. 3-4). 관계식의 분산(모든 주상시료 상부자료에서는 약  $\pm 25\%$ 이고 두 가지 종을 이용한 주상시료의 분포에서는 약  $\pm 15\%$ 로 나타남)은 표준값의 표준편차(보통 실험실에서 발생하는 값은 약 2%) 보다 크게 나타난다. 분산의 어떤 것들은 아마 주상시료의 상부에서 얻어진 자료가 아닐 지도 모른다(실제로 상부에서 채취되지 않았을 가능성). 퇴적률이 적어도 1.5 cm/kyr로 나타나는 산소동위원소 자료에 의한 주상시료만을 선택한다면, 분산효과는 더욱 작아질 것이다(Fig. 3-2 아래). 어떤 분산들은 아마 실험실 분석에서 발생했거나 아니면 유공충을 선택하는데에서 발생했을 지도 모른다(항상 어디에서나 오염될 가능성이 충분하다); 이러한 요소들은 분석상에 있어서 두 번 또는 세 번씩 반복할 경우 그 가능성을 판단할 수 있다(Table 3-1과 3-2).

주상시료의 상부에서 얻어진 자료에 의하면 저서성 유공충의 카드뮴에 대한 분포계수에 대하여 통계학적 신뢰도를 찾아낼 수 있다(Table 3-2). 각각의 종들과 모든 종들에 대한 평균분포계수를 자료의 세 가지 부분에 대하여 계산하였다; ① 모든 주상시료 상부자료, ② 현세로 구분된 주상시료 상부자료, 그리고 ③ 현세로 구분된 주상시료 상부자료 중 반복분석이 실행된 자료. 어느 정도 약간의 분산이 발견되지만, 평균분포계수는 거의 변화하지 않고 있다. 그리고 세 가지 부분 모두 종들 사이에 그렇게 특별한 차이는 보이지 않고 있다. 세 번째 자료에 있어서 분포계수의 변화는 매우 적게 나타난다. 방해석질 유공충의 카드뮴에 대한 분포계수는  $2.9 \pm 0.6$  (즉, 세 번째 자료에서 약 21%의 분산이 나타남)으로 계산되었다. 이러한 분포계수 D는 Hester와 Boyle(1982)이 발표한 것보다 크다. 이와 같은 차이는 유공충의 카드뮴농도가 높기 때문이 아니라(왜냐하면, Cd:P의 관계는 여기에서 이용한 자료와 Hester와 Boyle의 자료와 거의 같기 때문이다), 새로운 자료들이 더욱 정확한 저층수의 카드뮴농도를 이용하였기 때문이다. Hester와 Boyle(1982)은 일정한 Cd:P의 관계( $3.5 \times 10^{-4}$ )를 이용하였고, 앞서 설명한 Cd:P관계에서 나타나는 굴절을 고려하지 않았다. 또한, 그들의 자료는 대서양에서 얻어졌기 때문에 카드뮴농도를 과대평가 했을 것이고 따라서 분포계수는 과소평가 되었을 것이다.

신뢰성 있는 자료들에서 나타나는 나머지 분산효과는 다음과 같은 네

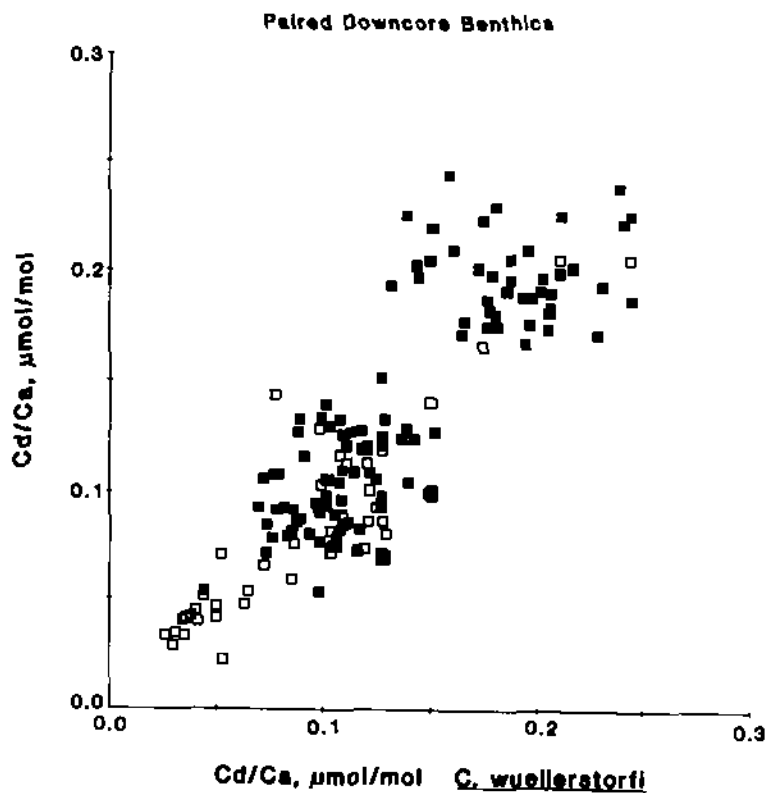


Fig. 3-4. Downcore paired-species analyses. *C. wuellerstorfi* Cd datum for each sample is plotted on the horizontal axis. Vertical axis is the Cd content of species other than *C. wuellerstorfi*. The symbols indicate the species: filled squares are *Uvigerina* spp., open squares are *C. kullenbergi*, crosses are *C. wuellerstorfi* and concentric squares are *N. umbonifera*. Most of the solid squares at high Cd are from Pacific core TR163-31B. Other cores included in this compilation are CHN82 Sta 50 20PG,PC; RC13-228; KNR64 5PG,PC; KNR73-3PC; EN120 GGC1; M12392; V32-161; V32-159; and several EN66 cores.



Table 3-2. Estimated distribution coefficients (D) for Cd in benthic foraminifera, excluding samples with D>4.75. n is the number of core tops included in the estimated mean.

Selection	Species	D	standard deviation	n
All core tops	<i>Uvigerina</i>	3.43	1.73	20
	<i>C. kullenbergi</i>	2.49	0.63	23
	<i>C. wuellerstorfi</i>	2.89	0.78	46
	<i>N. umbonifera</i>	3.05	0.87	14
	All species	2.93	1.05	103
Well-documented core tops	<i>Uvigerina</i>	2.75	0.80	11
	<i>C. kullenbergi</i>	2.75	0.55	13
	<i>C. wuellerstorfi</i>	2.90	0.58	19
	<i>N. umbonifera</i>	2.65	0.19	7
	All species	2.79	0.58	50
Well-documented core top replicates	<i>Uvigerina</i>	2.49	0.35	6
	<i>C. kullenbergi</i>	2.90	0.54	9
	<i>C. wuellerstorfi</i>	3.00	0.49	9
	<i>N. umbonifera</i>	2.71	0.22	4
	All species	2.82	0.47	28

가지 요소에 의해 발생되었을 것이다; ① 생물학적 요소(예를 들어, 유공충은 유전적 요소라든가 아니면 환경에 대한 저항 때문에 각질 내에 카드뮴조성과 해수의 카드뮴농도 사이에 정확한 일정성이 나타나지 않을 것이다.), ② 환경적 요소(예를 들어, 저서성 유공충은 퇴적물 내에서 서식하기 때문에 퇴적물위의 저층수에 녹아있는 카드뮴의 농도를 정확하게 대표하지 못할 것이다.), ③ 분석방법(예를 들어, 불완전한 세척), 그리고 ④ 인공요소(예를 들어, 유공충 각질의 화학적 조성은 저층수의 것에 의존하지만, 주상시료의 상부에서 채취된 저서성 유공충은 지난 수 천년동안 성장하여 그 동안 변질된 해수의 조성을 모두 기록하고 있다.)

저서성 유공충의 카드뮴자료에 대한 신뢰성구축을 위해서는 분산에 대한 이유가 무엇인지 정확하게 파악할 필요가 있다. 현재, 이러한 분산의 원인에 대해 정확한 설명은 불가능하지만, 첫 번째 세 가지 요소들에 대해서 좀더 자세히 알아볼 필요는 있다. 다른 종들 사이 또는 다른 속들 사이에 심각한 편차가 발생하지 않는다면, 생물학적 요소는 그렇게 중요하지 않을 것이다. 일반적으로, 종들 사이에 나타나는 유전적인 요소들의 차이는 종들 내에서 발생하는 변질보다 크게 나타난다. 어떤 종류의 유공충이 퇴적물의 공극수 내에서 서식한다면(실제로, Corliss(1985)는 적어도 몇 가지 종들이 퇴적물 내에서 살고 있다는 증거를 제시하였다), 다른 종들 사이의 카드뮴과 탄소동위원소에서 나타나는 매우 적은 차이들은 이러한 가능성을 배제할 것이다. 왜냐하면, 퇴적물내의 공극수는 유기탄소의 산화에 의해  $^{13}\text{C}$ 가 매우 적고, 상대적으로 카드뮴의 농도가 높기 때문이다(Fig. 3-5; McCorkle et al., 1985; Heggie et al., 1986).

Shackleton(1983)은 퇴적률이 높은 지역의 주상시료에서 분석된 자료에 의하면 저층수의 조건에 대해 유공충의 카드뮴자료는 매우 좋은 신뢰성을 보인다고 주장하였다. 퇴적률이 높은 지역의 주상시료에서 분석된 자료들은 퇴적률이 적은 지역에서 발생하는 혼합에 의한 분산이 매우 적으며, 퇴적률이 높은 지역의 주상시료 상부에서 얻어진 유공충의 카드뮴자료들은 저층의 화학적 조건과 매우 밀접한 관계를 보인다. 여러 가지 퇴적률 조건의 지역에 대한 유공충의 카드뮴자료 분석의 결과가 Table 3-3에 나타나있다. 이러한 증거들은 분석오차나 세척문제보다는 자료의 분산에 대한 원인으로 퇴적물의 혼합과 유공충의 불균질성에 있다고 논쟁한다.

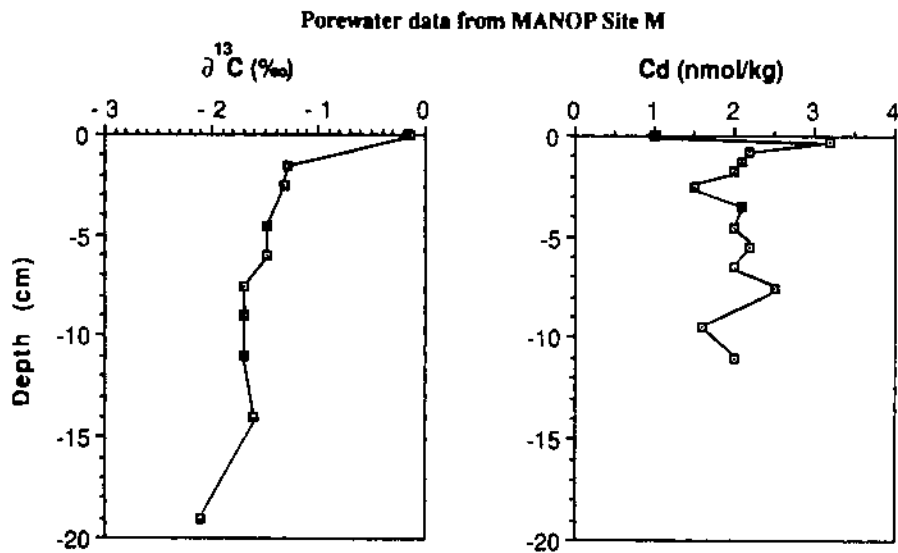


Fig. 3-5. Porewater data from Manganese Nodule Program site M. Cd data are from Heggie et al. (1986);  $\delta^{13}\text{C}$  data are from McCorkle et al. (1985). Note the rapid decrease in  $\delta^{13}\text{C}$  and rapid increase in Cd in the upper centimeters.

저층수괴의 화학적 조건과 유공충 각질의 화학조성사이에 매우 좋은 일관성을 보이고 있는 여러 가지 증거들에도 불구하고, 문제는 여전히 많이 남아있다; 현재 가장 좋은 연구상태는 첫째, 퇴적률이 높은 지역에서 채취한 주상시료의 상부에서 얻어진 유공충에 대해 반복적인 분석을 실시하는 것이고, 둘째, 해저표면에서 살아있는 저서성 유공충시료를 채취하여 분석하는 것이다.

#### 라. 부유성 유공충의 카드뮴 농도와 영양염의 초기농도 변화

대양에서 수괴의 영양염농도가 대기에 대해 기체평형상태를 처음으로 이루고 그 이후에 심해로 침강하는 경우 우리는 영양염의 초기농도(preformed nutrient content)라고 부른다(마찬가지로 탄소동위원소의 경우에도 적용된다 -- 2절 참조). 극지역 수괴의 초기영양염농도는 다음 두 가지 이유 때문에 매우 중요하다; ① 심층수괴이 화학적 조성에 대한 경계조건으로 사용되며, ② 고위도지역의 표층해수로 용승 된 후에는 심층해수의 이산화탄소가 생물학적으로 제거되는 작용과 연결된다. 최근의 여러 연구들에 의하면(Knox and McElroy, 1984; Sarmiento and Toggweiler, 1984; Siegenthaler and Wenk, 1984), 극지역 수괴의 초기영양염농도는 대기로부터 심층수괴로 이산화탄소를 제거하는 효율성의 척도가 된다; 초기영양염농도가 낮을 경우에 이러한 분리는 매우 효과적이며, 대기의 이산화탄소농도는 낮아지게 된다. 따라서, 극지방 수괴의 초기영양염농도는 대기의 이산화탄소농도를 조절하는데 매우 중요한 역할을 하며, 특히 빙하기동안 관측된 대기의 이산화탄소 농도의 감소에 대한 원인으로 작용한다.

대양에서 수괴의 초기영양염농도의 변화를 유일하게 측정할 수 있는 방법은 고위도 지역에서 서식하는 부유성 유공충(*N. pachyderma*, s)에 포함된 카드뮴을 이용하는 것이다. 탄소동위원소비도 또한 간접적인 지시자가 될 수 있다. 그러나, 이 두 가지 방법 모두 초기농도를 예측하는데에는 불완전한 추적자임에 틀림없다. 왜냐하면, 유공충이 심해로 침강하는 겨울철 표층수괴에 서식했었다는 확실한 증거가 없기 때문이다. 따라서, 문제점은 두 가지로 나누어 볼 수 있다

첫째, 심층수괴는 매우 제한된 지역에서 형성된다(Warren, 1981); *N.*

*pachyderma*를 포함하는 전형적인 남극해의 주상시료는 이 지역에 포함되지 않는다. 현재 심층수괴가 형성되는 지역에서 주상시료를 선택할 수 있더라도, 같은 지역에서 지난 빙하기에 심층수괴가 형성되었을 것이라고 확신을 할 수 없다.

둘째, *N. pachyderma*는 1년 단위로 매우 다양한 성장률을 갖고 광범위한 수심에서 성장한다(물론 말할 것도 없이 여기에는 연변화의 가능성도 포함된다). 퇴적학적 기록은 제한된 수심범위와 수년동안에 발생한 유공충의 생산을 모두 평균적으로 나타낸다. 유공충의 최대 생산과 저층수괴의 형성이 일치하지 않는다면, 퇴적학적 기록은 초기영양염농도를 지시하는데 마땅하지 않을 것이다.

이러한 문제점에도 불구하고, 우리는 부유성 유공충에서 분석된 여러 기록들로부터 무엇인가를 얻을 수 있을 것이다. 남극해의 주상시료에서 채취된 부유성 유공충에서 분석된 Cd/Ca자료가 Fig. 3-6에 나타나있다. 초기영양염농도의 분석적인 중요성이 변화된 것처럼 보이지만, 이러한 변화는 빙하기와 간빙기 사이에 나타나는 것은 아니며, 또한 고위도 지역의 초기영양염농도를 변화시킬 대기의 이산화탄소농도가 변화되는 가정을 만족시킬 만큼은 아닌 것 같다. 이러한 증거는 빙하기동안 이산화탄소가 감소되는 설명에 사용되는 초기영양염농도의 가설을 삭제할 만큼 충분하지는 않지만, 향후 이러한 이론에 대한 희망을 지속시킬 만큼 좋은 조건을 제공하지도 않는다.

#### 마. 결론

유공충 각질에서 분석된 카드뮴의 농도는 과거 해양의 순환에 대해 추적자로 사용된다. 이제껏 사용되어 왔던 다른 추적자들에 비하여 카드뮴은 상대적으로 유용한 이점을 가지고 있지만, 다른 모든 방법을 함께 사용하는 것이 각각의 추적자를 따로 사용하는 것보다 더욱 좋은 것이다. 이러한 추적자들에 대한 자료를 계속해서 구축하는 것은 더욱 필요하지만, 이러한 방법에 의하여 대양들 사이의 분별이라든지 아니면 거대한 순환변화와 같은 관점에서도 자료의 축적이 필요하다. 현대의 물리해양학적 관점에서 시작된 해류의 순환이 앞으로는 이러한 연구를 통하여 과거 해양의 순환에 대해

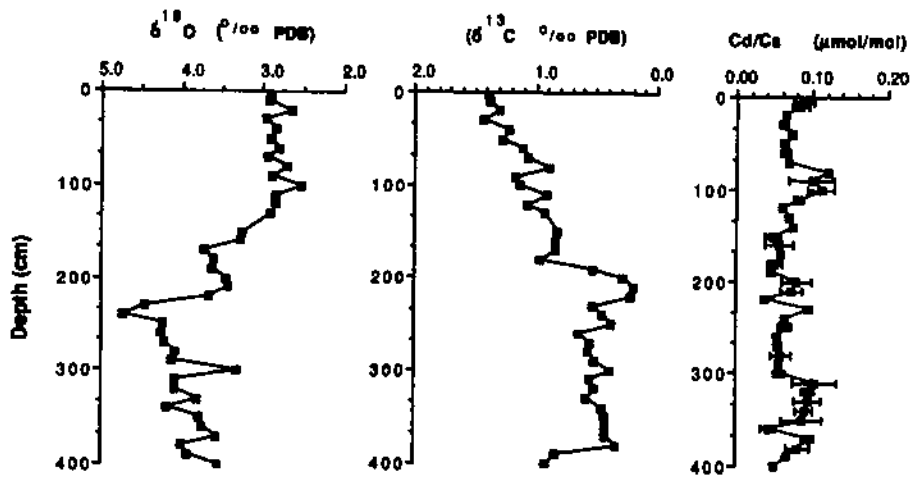


Fig. 3-6. High latitude planktonic Cd (*N. pachyderma*) for core from the Southern Ocean, Indian sector (MD 80-304). The oxygen and carbon isotope data are provided by Labeyrie and Duplessy (1985). Data are reported by Boyle (1988).

탐구되는 여러 연구들에 의해 더욱 과학적인 기여를 하게 될 것이다.

#### 4. 마지막빙하기동안 카드뮴과 탄소동위원소 추적자들의 분포

##### 가. 서론

대양의 순환에 의해 공급되는 열과 염분의 변화는 빙하기의 기후 변화에 영향을 미치고 있다(Weyl, 1968; Newell, 1974; Broecker et al., 1990b). 기후에 대한 해양의 직접적이고 물리적인 영향 외에, 대양의 탄소순환계는 대기의 이산화탄소 농도를 조절하고, 빙하주상시료내의 기포에 잘 기록되어있는 이산화탄소 농도의 변화가 기후변동의 중요한 요소로 작용하고 있다(Hansel et al., 1984; Barnola et al., 1987; Neftel et al., 1988). 지난 제4기 후기의 빙하기와 간빙하기의 지구적인 기후순환동안 해양순환의 양상과 이산화탄소계에 매우 급진적인 변화가 발생했다(Boyle and Keigwin, 1982; Curry and Lohmann, 1983; Shackleton and Pisias, 1984; Boyle and Keigwin, 1987; Duplessy et al., 1988; Curry et al., 1988; Broecker et al., 1990a). 해양에서 이러한 변화들은 빙하기동안 이산화탄소의 순환에 매우 중요한 영향을 미쳤을 것이다(Toggweiler and Sarmiento, 1985; Ennever and McElroy, 1985; Wenk and Siegenthaler, 1985; Boyle, 1988a, b; Broecker and Peng, 1990). 해양에서 탄소동위원소, 카드뮴 그리고 탄소계와 연결된 다른 성질들의 분포는 대양의 일반적인 순환과 관계된 생물학적 포획과 발산사이의 과정에 의해 조절된다. 과거 해양의 탄소동위원소와 카드뮴이 기록이 퇴적층의 저서성 및 부유성 유공충의 각질에 잘 보존되어 있기 때문에, 이러한 두 개의 추적자들에 대한 자료는 지난 10여 년간 매우 잘 축적되어왔다(제2절 및 제3절 참조). 본 절에서는 이와 같이 발표된 탄소동위원소 및 카드뮴의 자료와 함께 새롭게 나타난 자료들을 이용하여 이들 두 추적자들의 분포가 지난 빙하기동안 어떠했는지 비교할 것이다. 따라서, 이와 같은 자료들은 지난 빙하기동안 지구적인 고화학적 추적자들의 분포의 특징을 제공할 것이다.

#### 나. 유공충의 카드뮴농도와 수심과의 관계

과거의 많은 연구들은 저서성 유공충의 각질에 포함된 탄소동위원소와 카드뮴이 심층해수의 화학적 조성에 대한 추적자로서 이용할 만하다고 발표하였다(Duplessy and Shackleton, 19984; Graham et al., 1981; Boyle, 1988a). 심층해수의 화학적 조성에 대한 유공충 각질의 반응은 주상시료의 상부에서 얻어진 유공충의 분석과 심층해수의 화학적 조성과의 비교에 의해 더욱 정밀하게 복원된다. 탄소동위원소인 경우에는 속이나 종에 따라서 심층해수의 화학적 조성에 각각 다른 차이를 보여준다(Duplessy and Shackleton, 1984; Graham et al., 1981; 제2절 참조). *Uvigerina*와 다른 속들의 시료사이에 나타나는 차이는 심층해수의 유기탄소의 양과 생산성에 의존한다(Zahn et al., 1986). 이와 같은 이유 때문에 현재의 연구들은 가능하면 *Cibicidoides* 종들을 사용하고 있다.

방해석질 저서성 유공충 종들의 각질에 있는 카드뮴농도에 대한 보정은 속들의 것들에 비하여 간단하다; 방해석질 유공충 속들은 종들 사이에 거의 차이가 없이 심층해수의 화학적 조성에 유사한 관계를 보이고 있다(Fig. 4-1). 실험적인 분포계수의 평균값은 다음과 같이 표현된다.

$$D = \frac{(Cd/Ca)_{foram}}{(Cd/Ca)_{water}}$$

해수면에서 3000m보다 깊은 곳에 위치한 주상시료에서 채취된 방해석질 유공충 종들에 대해서는  $D = 2.9$ 로 계산되었다(Fig. 4-1에 있는 자료로부터  $D$ 값을 계산하기 위해서는 해수에 녹아있는 탄산염농도,  $0.01\text{mol/kg}$ 에 대하여 카드뮴의 농도를 정량화 하여야 한다). 그러나, 각각의 주상시료에서 구한 분포계수를 평균하여 구한 이 값은 높은 카드뮴 농도로 과대평가 되었다; 실제 분포계수는 약 10% 정도 낮게 계산된다.  $D=2.9$ 값을 심층해수에 서식하는 유공충에 적용하지만, 자료의 해석은  $D$ 값이 낮을 수 있다는 가능성을 고려해야만 한다.

낮은 수심에서 채취된 주상시료(Table 4-1)들의 보정은 분포계수가 수심에 관계된 함수라는 것을 설명한다(Fig. 4-2). 열역학적 조건들을 고려할



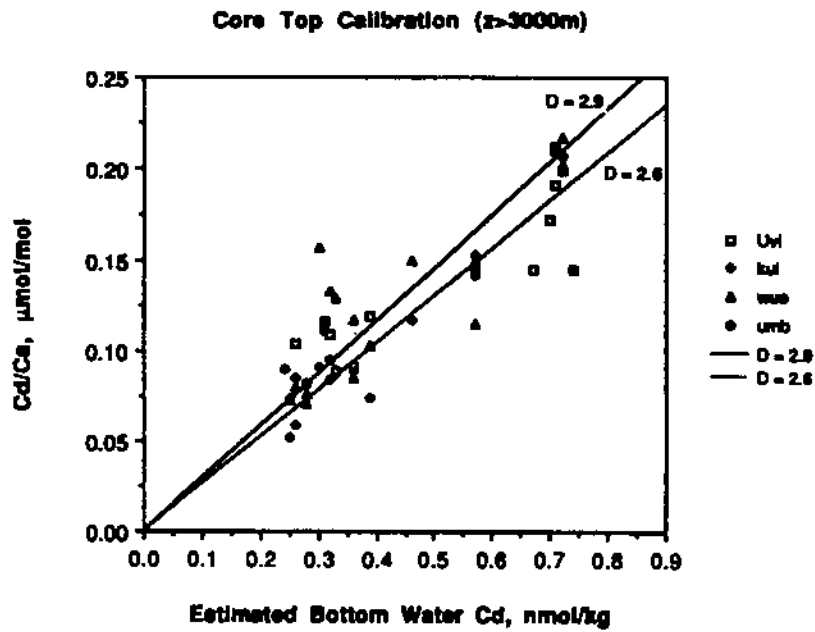


Fig. 4-1. Cd(foram) vs Cd(estimated for bottom water) for samples  $>3000\text{m}$ . The average value  $D = 2.9$  for all calcitic species is shown as the solid line; a dotted line is shown for a distribution coefficient that is 10% lower. See text for method of estimation of bottom water Cd.

Table 4-1. New core-top Cd data. Latitude and longitude are in degrees and minutes, with south and west negative. Cd/Ca is given from *Uvigerina* spp. (Uvi), *Cibicoides kullenbergi* or *Cibicoides pachyderma* (kul), *Cibicoides wuellerstorfi* (wue), and *Nutallides umbonifera* (umb).

Core	sample depth (cm)	Lat.	Long.	Depth (m)	Estimated P ( $\mu\text{mol/kg}$ )	Cd/Ca ( $\mu\text{mol/mol}$ )			
						Uvi	kul	wue	umb
All107-104GC	1-3	-31°16'	-35°55'	1389	2.22	0.530	0.084	0.060	
MD77-203	9-11	13°05'	73°11'	1712	2.81			0.199	
MW88-4	0-1	12°39'	117°56'	3530	2.87		0.105	0.123	
MW88-7	0-1	11°00'	118°29'	990	2.72	0.102	0.101		
MW88-8	0-1	11°35'	118°43'	1305	2.90	0.135	0.122	0.114	
MW88-9	0-1	11°38'	118°38'	1465	2.90		0.115	0.139	
MW88-10	0-1	11°43'	118°31'	1605	2.97		0.163	0.211	
MW88-11	0-1	11°53'	118°20'	2165	2.87			0.272	
MW88-12	0-1	11°56'	118°13'	2495	2.87			0.249	
MW88-13	0-1	10°36'	118°17'	990	2.72	0.106	0.114	0.083	
MW88-14	0-1	7°42'	116°15'	825	2.14	0.093	0.079		
MW88-19	0-1	7°49'	116°10'	1835	2.93		0.154	0.178	
V19-27	5-7	-0°28'	-82°04'	1373	2.74	0.135	0.105	0.112	
V19-30	4-7	-3°23'	-82°21'	3071	2.51	0.140	0.157		
V21-29	3-6	0°57'	-89°21'	712	2.69	0.151	0.177		
V21-30	9-11	-1°13'	-89°41'	617	2.72	0.124	0.387?	0.137	
V28-304	6-12	28°32'	134°08'	2942	2.60			0.140	
V30-51K	0-3	19°52'	-19°55'	3409	1.44	0.109	0.084	0.133	0.095
V32-159	5-8	48°40'	147°24'	1235	2.91	0.135			
V32-169	15-17	48°17'	149°04'	1600	2.84	0.169			

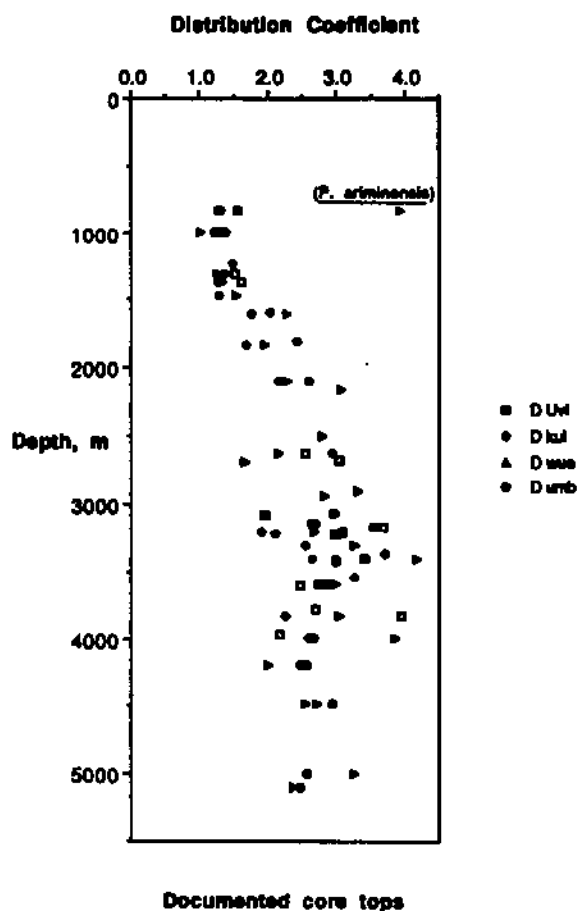


Fig. 4-2. Distribution coefficient vs depth for major calcitic benthic foraminifera. Note that *C. pachyderma*, which occurs mainly in cores shallower than 2000m of water depth, is plotted with the same symbol as *C. kullenbergi*, which mainly occurs in cores deeper than 2500m of water depth. Also note that the one high *D* at shallow depths was for the only (unreplicated) analysis of *P. ariminensis*.

때 평형상태의 분포계수가 온도와 압력에 관계된다고 하지만, 충분한 열역학적 자료들이 정확하게 평형상태의 변화를 예측하지는 못한다(제3절 참조). 따라서, 관측된 변화가 온도, 압력, 또는 비열역학적인 생물학적 요소(예를 들어, 성장률, 영양분의 충분성 및 종류 등)에 기인하는 것인지를 결정하는 것은 매우 어렵다. 왜냐하면, 이러한 변수 모두가 해양환경과 관계되기 때문이다. 특히 중요한 사실은 *Uvigerina*와 *Cibicidoides* 두 종 모두 같이 수심에 관계된 분포계수를 보인다는 것이다. 어떤 실험에서는 수심 또는 수심과 관련된 변수들이 온도보다 중요하다는 증거를 제시하고 있다(Table 4-2). 주상시료 CHN82-41-15와 KNR64-5-5는 유사한 저층온도를 갖는 지역에서 채취되었지만, 분포계수는 깊은 지역의 것보다 낮은 지역의 것이 매우 낮게 계산되었다. 온도가 높고 수심이 낮은 지역의 주상시료 CHN82-1은 수심은 유사하지만 온도가 낮은 지역이 주상시료 MW88-14GGC와 유사한 분포계수를 보인다. 그러나, 이러한 보정에 내포되어 있는 분산은 더욱 세밀한 조사를 요구하며, 온도가 중요한 변수로서 간과될 수 없다고 강조된다. 설사 수심이 온도보다 분포계수를 결정하는데 더욱 중요하게 증명된다 하더라도, 압력이나 다른 수심에 종속된 변수가 더 중요한지는 불확실하다.

빙하기시대의 해양에서 카드뮴의 분포계수는 주상시료 상부에서 측정된 자료들에 의해 간단하게 실험적으로 예측된다(Table 4-3). 유공충의 탄소동위원소가 수심에 종속된 어떤 변수에 관계되는 지를 아는 것은 매우 흥미로운 일이다. 주상시료의 상부에서 채취된 저서성 유공충의 탄소동위원소는 저층해수의 화학적 조성에 대하여 수심에 관계된 변수를 조사한 적은 없다. Duplessy와 Shackleton(1984)은 이러한 사실에 대해 수심에 관계된 특별한 이유가 없다고 밝혔다. 그러나, 이들의 자료는 대부분 수심이 낮은 지역에 국한되었다. Slowey(1990)는 바하마퇴지역의 400-1500m에 이르는 수심에서 얻어진 주상시료가 깊은 지역의 해수에 비하여 0.2-0.3‰ 정도 높게 측정되었다고 밝혔으며, 주상시료 V19-27(Mix et al., 1990)의 대부분 현재자료는 현재의 저층해수에 비하여 약 0.4-0.5‰ 정도 높게 관찰되었다. 그러나, 현재로는 탄소동위원소에 대하여 수심에 관계된다고 확실하게 설정할 수는 없으며, 따라서 대부분의 토의는 현재의 가정을 따라 *Cibicidoides*는 수심에 관계없이 심층해수의 탄소동위원소에 비교된다고 할 수 있다.

Table 4-2 Comparison of distribution coefficients at different depths and temperatures.

Core	Species	Depth (m)	Temperature (deg C)	Distribution Coefficient
CHN82 Sta41 Core 15PG	wue	2155	3.65	2.04
KNR64 Sta5 Core 5PG	wue	3047	3.70	3.14
CHN82 Sta21 Core 1PC	Uvi	830	10.8	1.28
MW88-14GGC	Uvi	825	6.8	1.56

Table 4-3. Empirical foraminiferal Cd distribution coefficient used in work

Depth (m)	Distribution coefficient
<1150	1.3
1150-3000	$1.3 + (\text{depth} - 1150) * (1.6/1850)$
>3000	2.9

#### 다. 연구결과

지금까지 보고된 빙하기동안의 카드뮴 자료는 종에 따라 부록2에 정리되어 있다. 각각의 종들은 Fig. 4-3에 나타난 바와 같이 *Uvigerina* spp.와 *C. wuellerstorfi*에 대한 평균값으로 비교되었다. 대부분의 주상시료에 대해 종들간의 차이는 규칙적이지 않고 대부분의 분산이 1:1선상에 놓여있다. 그러나, 다음에 열거되는 주상시료들은 종들간의 차이가 매우 크게 나타나있기 때문에 평균값들을 매우 주의 깊게 고려해야한다; V19-29, V19-240, V25-59, MD77-176, MD79-254, RC14-37, RC17-69. Table 4-4는 각 주상시료에서 분석된 카드뮴 결과를 탄소동위원소 자료, 각 지역에서 예측되는 저층수의 카드뮴 농도, 그리고 주상시료 상부의 카드뮴과 탄소동위원소 자료들을 정리하고 있다. 저층수의 카드뮴과 탄소동위원소 자료들은 첫째, 가장 가까운 지역의 GEOSECS 자료에서 동 수심에 해당되는 인의 농도를 이용하고, 둘째, 저층수의 인의 농도를 예측하기 위해 Cd:P의 전지구적인 관계를 사용하고(Boyle, 1988a), 셋째, Duplessy et al.(1984)과 Kroopnick(1985)에 의해 발표된 자료에서 저층수의 탄소동위원소를 예측한 지역의 주상시료 상부에서  $\delta^{13}\text{C}$ 와 P의 관계를 사용하였다. 그러나, 회귀선상으로부터 벗어나는 실제 값이 항상 존재하는 것을 알아야하며, 어떤 지역에서는 전지구적인 관계에서 예측하는 것보다 국지적인 자료를 사용하는 것이 훨씬 바람직하다. 본 연구에서는 전 지구적인 관점에서 볼 때, 지역적인 관계와 지구적인 관계사이에 나타나는 차이는 매우 적다. Cd/Ca의 평균값을 구하는데 매우 높은 값을 보이는 경우에는 오염된 가능성이 높기 때문에 이러한 자료들은 제외시켰다; 이렇게 제외된 자료(부록 2에 ?가 달린 자료들)들은 총 자료의 약 7%밖에 되지 않기 때문에 우리가 밝히고자 하는 목적에 그다지 큰 영향을 미치지 않는 것으로 사료된다.

주상시료에서 분석된 모든 자료는 해양학적 지역에 의하여 여섯 개의 구역으로 나누어서 수직적인 분포를 비교하였다(Table 4-4). 이러한 지역들은 그 범위가 매우 넓다는 점을 고려해야한다; 예를 들어, 북서태평양(Northwest Pacific)이라 하면 서태평양에서 5°S로부터 53°N까지를 포함하는 지역에서 얻어진 주상시료의 자료를 이용한 것이다. 이러한 지역들에서 대표되는

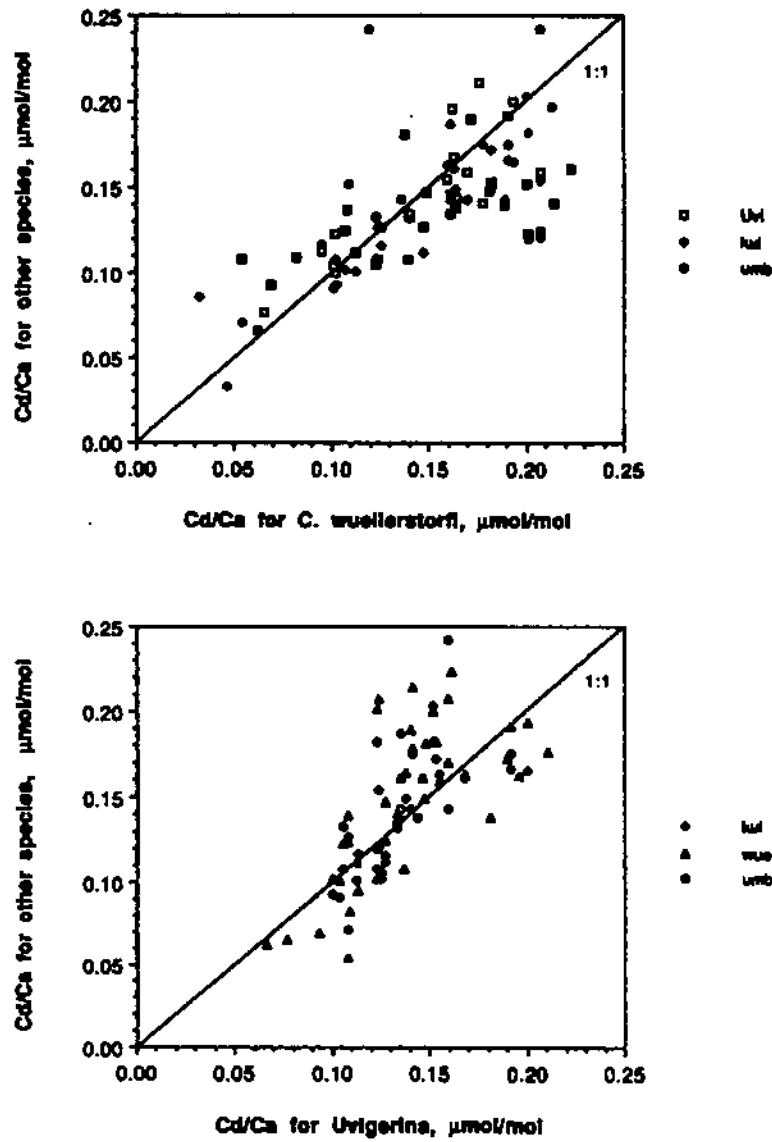


Fig. 4-3. Interspecies comparison plots. Note that *C. pachyderma* data is plotted with the same symbol as *C. kullenbergi*. (a) Other species vs *C. wuellerstorfi*. (b) Other species vs *Uvigerina* spp.

Table 4-4. Data summary table. \*Actual depth of core is 3047 m; nominal depth is sill depth of Caribbean overflow.  
w: western basin; c: central; e: eastern basin.

#	Core	Water depth (m)	Lat. (dec. deg)	Long. (deg)	Sample depths (cm)	Modern Cd (nmol/kg)	Core top Cd/Ca ( $\mu\text{mol/mol}$ )	Core top Cd/W (nmol/kg)	Glacial Cd/Ca ( $\mu\text{mol/mol}$ )	Std. dev.	n	Glacial Cd/W (nmol/kg)	Glac-Int Cd/W (nmol/kg)	Modern $\text{C}^{13}$	Core top $\text{C}^{13}$ permil PDB	Glacial $\text{C}^{13}$
<i>Northern Atlantic:</i>																
1	V28-14	1855	64.78	-29.57	170 - 200	0.22			0.045	0.027	4	0.24	0.02	1.09	1.12	1.13
2	CHN82 Sta41 Core15PC	2153	43.37	-28.23	27 - 31	0.25	0.051	0.24	0.041	0.008	2	0.19	-0.05	1.02	0.63	1.19
3	V24-1	3012	30.50	-73.50	151 - 198	0.25			0.073	0.013	9	0.25	0.00	1.00		
4	CHN82 Sta50 Core20PC	3070	43.50	-29.87	73 - 87	0.25			0.101	0.014	18	0.35	0.10	1.02	1.23	0.68
5	CHN82 Sta31 Core11PC	3209	42.38	-31.80	73 - 98	0.25	0.052	0.18	0.100	0.008	4	0.34	0.09	1.01	1.18	0.76
6	V29-179	3331	44.00	-24.53	76 - 93	0.24	0.090	0.31	0.108	0.015	9	0.37	0.13	1.03	1.10	0.63
7	V30-97	3371	41.00	-33.83	131 - 160	0.25			0.097	0.011	8	0.34	0.09	1.01		
8	CHN82 Sta24 Core4PC	3427	41.72	-32.85	58 - 64	0.25	0.074	0.28	0.111	0.005	7	0.38	0.13	1.01	1.11	0.48
9	IOS82 PC SO1	3540	42.38	-23.52	52 - 88	0.26	0.085	0.29	0.137	0.015	14	0.47	0.21	0.97	0.76	0.44
10	V26-178	3942	36.00	-72.00	355 - 385	0.25			0.094	0.010	3	0.32	0.07	1.00		0.18
<i>Tropical Atlantic:</i>																
11	KNR64 Sta5 Core5PG	1800	16.52	-74.80	35 - 39	0.25			0.039	0.010	4	0.21	-0.04	0.86	0.89	1.31
12	KNR110 82GGC	2816	4.34	-43.49	8 - 71	0.27			0.088	0.010	3	0.32	0.05	0.93	1.11	0.21
13	V25-59	3824	1.37	-39.48	46 - 73	0.26	0.075	0.26	0.168	0.042	13	0.58	0.32	0.96	1.03	0.07
14	V22-174	2630	-10.07	-12.82	49 - 53	0.36	0.089	0.34	0.093	0.017	5	0.36	0.01	0.77	0.80	0.72
15	M12392	2573	25.17	-16.83	120 - 131	0.58			0.077	0.014	3	0.30	0.02	0.90	0.96	0.36
16	EN66 38GGC	2931	4.92	-20.50	27 - 27	0.31	0.127	0.45	0.203	0.029	4	0.71	0.40	0.84	0.98	0.69
17	V30-49	3093	18.43	-21.05	62 - 84	0.31			0.164	0.027	22	0.57	0.26	0.84		0.21
18	EN66 15GGC	3152	5.47	-21.13	34 - 34	0.32	0.107	0.37	0.210	0.025	5	0.72	0.40	0.83	0.94	0.43
19	V22-197	3167	14.17	-18.58	135 - 167	0.31	0.113	0.39	0.112	0.014	13	0.39	0.08	0.84	0.49	0.17
20	V30-51K	3409	19.87	-19.92	52 - 72	0.32	0.101	0.35	0.136	0.011	14	0.47	0.15	0.83		
21	EN66 10GGC	3527	6.65	-21.90	34 - 34	0.32	0.121	0.42	0.198	0.033	7	0.68	0.35	0.82	0.82	0.19
22	V30-40	3706	0.20	-23.13	62 - 92	0.32			0.150	0.026	16	0.52	0.20	0.82		-0.11
23	V23-100	4579	22.68	-21.30	37 - 57	0.34			0.152	0.027	8	0.52	0.18	0.79		0.00
24	EN66 32GGC	5003	2.47	-19.73	33 - 33	0.36	0.100	0.34	0.138	0.026	3	0.48	0.12	0.76	0.86	-0.32



Table 4-4 (continued)

#	Core	Water depth (m)	Lat. (dec. deg)	Long. (deg)	Sample depths (cm)	Modern Cd (nmol/kg)	Core top Cd/Ca ( $\mu\text{mol/mol}$ )	Core top CdW (nmol/kg)	Glacial Cd/Ca ( $\mu\text{mol/mol}$ )	Std. dev.	n	Glacial CdW (nmol/kg)	Glac-Int CdW (nmol/kg)	Modern $\text{C}^{13}$	Core top $\text{C}^{13}$ permil PDB	Glacial $\text{C}^{13}$
<i>Southern Ocean:</i>																
25	All107 65GGC	2795	-32.03	-35.19	34 - 43	0.29			0.120	0.018	6	0.44	0.15	0.88		
26	All107 131GGC	2925	-30.88	-38.05	26 - 38	0.30			0.101	0.018	11	0.36	0.05	0.87	0.96	0.85
27	V19-240	3103	-30.58	-13.28	61 - 108	0.39			0.164	0.043	11	0.58	0.17	0.70		0.02
28	RC11-120	3135	-43.52	79.87	67 - 102	0.57	0.151	0.52	0.149	0.019	8	0.51	-0.08	0.38	0.46	-0.42
29	RC13-228	3204	-22.33	11.20	101 - 132	0.39	0.099	0.34	0.117	0.027	28	0.40	0.01	0.71	0.50	-0.31
30	RC12-294	3308	-37.27	-10.10	42 - 56	0.46	0.128	0.44	0.163	0.024	11	0.58	0.10	0.58	0.81	-0.23
31	RC17-69	3308	-31.50	32.60	49 - 75	0.45			0.193	0.041	7	0.67	0.22	0.59		
32	RC15-61	3771	-40.62	-77.20	60 - 86	0.64			0.161	0.020	11	0.55	-0.09	0.25		
33	RC12-267	4144	-38.88	-25.78	70 - 89	0.65	0.152	0.52	0.122	0.033	8	0.42	-0.23	0.24		
34	RC13-229	4191	-25.50	11.33	59 - 86	0.57	0.137	0.47	0.155	0.038	18	0.54	-0.03	0.37	0.39	-0.36
<i>Indian Ocean (mainly northern):</i>																
35	MD77-191	1254	7.30	76.43	684 - 584	0.83			0.064	0.028	3	0.46	-0.37	-0.06		0.24
36	MD77-204	1430	19.18	58.26	93 - 93	0.94			0.070	0.011	1	0.45	-0.49	-0.28		0.00
37	MD77-176	1537	14.50	93.10	542 - 542	0.83			0.078	0.021	3	0.48	-0.35	-0.09		
38	MD76-127	1610	12.08	75.90	35 - 56	0.87			0.112	0.013	19	0.56	-0.21	-0.16		-0.12
39	MD75-128	1712	13.08	73.18	186 - 265	0.56	0.199	1.11	0.098	0.012	13	0.55	-0.31	-0.15	0.09	-0.15
40	MD77-171	1760	11.47	94.08	279 - 308	0.80			0.098	0.016	4	0.53	-0.27	-0.04		
41	MD76-125	1878	8.35	75.20	114 - 145	0.78			0.110	0.027	13	0.57	-0.21	0.01	0.29	-0.08
42	MD76-135	1895	14.27	50.32	233 - 294	0.70			0.120	0.011	12	0.61	-0.09	0.15	-0.14	-0.07
43	MD79-254	1934	-18.00	39.00	239 - 239	0.63			0.124	0.022	24	0.62	-0.01	0.27		-0.02
44	RC11-147	1953	-19.03	112.45	45 - 61	0.70			0.131	0.022	16	0.56	-0.04	0.14		
45	RC14-37	2226	1.47	90.17	53 - 62	0.74			0.178	0.042	14	0.80	0.06	0.07		
46	MD77-202	2427	19.13	60.42	175 - 278	0.82			0.152	0.004	18	0.63	-0.19	-0.06	0.17	-0.39
47	MD77-203	2442	20.42	59.33	335 - 408	0.82			0.148	0.015	10	0.61	-0.21	-0.06		-0.38
48	V19-188	2258	6.87	60.67	47 - 65	0.71			0.158	0.014	5	0.54	-0.17	0.12		

Table 4-4 (continued)

#	Core	Water depth (m)	Lat. (dec. deg)	Long.	Sample depths (cm)	Modern Cd (nmol/kg)	Core top Cd/Ca ( $\mu$ mol/mol)	Core top Cd/W (nmol/kg)	Glacial Cd/Ca ( $\mu$ mol/mol)	Std. dev.	n	Glacial Cd/W (nmol/kg)	Glac.-Int. Cd/W (nmol/kg)	Modern $C^{13}$	Core top $C^{13}$ permil PDB	Glacial $C^{13}$
<i>Eastern Tropical Pacific</i>																
49	V19-27	1373	0.47	-82.07	99 - 133	0.84	0.117	0.78	0.123	0.017	15	0.83	-0.01	-0.10	0.40	-0.03
50	V17-42	1814	3.53	-81.18	78 - 112	0.82	0.200	1.07	0.181	0.031	12	0.96	0.14	-0.08		-0.24
51	V19-29	2673	-3.58	-83.93	125 - 154	0.74	0.227	0.87	0.171	0.023	9	0.65	-0.09	0.07	0.02	
52	V19-28	2720	-2.37	-84.65	118 - 142	0.76			0.188	0.027	8	0.71	-0.05	0.04	0.19	
53	V19-30	3071	-3.38	-82.35	127 - 158	0.74	0.145	0.50	0.186	0.032	22	0.64	-0.10	0.07	0.03	-0.43
54	TR163-31D	3210	-3.62	-83.97	80 - 100	0.71	0.211	0.73	0.198	0.025	31	0.68	-0.03	0.13	0.11	-0.23
55	RC11-230	3259	-8.80	-110.80	24 - 34	0.70			0.194	0.025	2	0.67	-0.03	0.15		-0.15
56	KNR73 3PC	3606	0.37	-106.18	69 - 132	0.70	0.172	0.59	0.187	0.043	27	0.64	-0.06	0.15	0.29	-0.27
57	KNR73 4PC	3681	10.85	-110.27	45 - 55	0.71	0.191	0.66	0.213	0.017	5	0.73	0.02	0.13	0.29	-0.21
<i>Western North Pacific</i>																
58	V32-159	1235	48.67	147.40	44 - 74	0.91	0.135	0.98	0.143	0.041	18	1.04	0.13	-0.23		
59	V32-161	1600	48.28	149.07	145 - 237	0.84	0.169	1.00	0.136	0.025	21	0.80	-0.04	-0.10		
60	V28-2358	1746	-5.45	160.48	29 - 44	0.80			0.162	0.023	13	0.89	0.09	-0.03		0.16
61	V28-3044	2942	28.53	134.13	64 - 128	0.78	0.140	0.49	0.137	0.006	8	0.48	-0.30	0.00	0.29	0.07
62	Rama 44	2980	53.01	164.65	111 - 125	0.77			0.145	0.014	4	0.50	-0.27	-0.18	0.17	-0.37
63	V28-238	3120	1.02	160.48	52 - 59	0.76			0.149		1	0.51	-0.25	0.04		-0.49
64	V32-128	3623	36.47	177.17	36 - 46	0.76	0.162	0.56	0.139	0.009	2	0.48	-0.28	0.04	0.31	-0.17
65	V32-126	3870	35.32	174.90	42 - 46	0.73			0.138	0.008	3	0.48	-0.25	0.09		-0.25

GEOSECS 위치에서 얻어진 인의 수직적인 분포가 Fig. 4-4에 제시되어 비교할 수 있다(Bainbridge, 1980; Craig et al., 1982; Weiss et al., 1982). 이와 같이 넓은 지역에서 얻어진 자료들을 군집시켰기 때문에, 실제로 나타나는 수평적인 변화는 수직분포에서 아마 분산되는 형태로 나타날 것이다. Fig. 4-5에 제시된 빙하기동안의  $\delta^{13}\text{C}$ 과 CdW 자료들은 각 지역에서 밝혀진 현재 대양의  $\delta^{13}\text{C}$ 과 Cd의 예측 값에 의한 기준선과 비교되어지고 있다( $\delta^{13}\text{C}$ 값은 빙하기동안의 전 지구적인  $\delta^{13}\text{C}$  평균값에 편향된 것을 보정하기 위하여 현재의 값에서 0.3% 이동시켰다-제2절 참조). 주상시료의 상부에서 분석된 자료들은 매우 복잡함을 피하기 위해 포함시키지 않았으나, Table 4-4에는 제시되어 있다.  $\delta^{13}\text{C}$ 와 Cd 자료들의 변화가 서로 같은 방향으로 나타나게 하기 위하여  $\delta^{13}\text{C}$ 는 그림에서 역전된 축을 사용하였다.

#### (1) 카드뮴 추적자를 통한 새롭게 발견된 특징들

과거에 발표된 빙하기동안의 카드뮴자료들은 대부분이 북대서양과 동적도태평양 지역에 제한되었다(Boyle and Keigwin, 1982, 1985/85, 1987; Boyle, 1988a). 본 연구에서 발표되는 자료들이 이 지역들에 대한 새로운 자료들을 포함하고는 있지만, 과거에 발표된 연구의 결과들과 거의 유사하다. 예를 들어, 첫째, 동적도태평양 지역의 심층해수의 카드뮴자료는 현재 대양의 것보다 약간 낮게 관측되었고, 둘째, 북대서양의 빙하기동안에 심층수의 카드뮴자료는 현재의 것보다 약 30%정도 높게 측정되었으며, 끝으로 셋째, 빙하기동안 북대서양의 상층수괴(1500-2000m)는 심층수괴에 비하여 카드뮴 농도가 낮게 나타나며 현재 대양의 것과 비교해도 낮게 나타난다.

다른 지역들에 대하여, 새롭게 관찰된 특징들은 다음과 같다.

(가) 빙하기동안 남극해의 심층수는 현재의 대양과 거의 유사한 카드뮴 농도를 가졌다.

(나) 북인도양의 상층수괴(1000-2000m)는 현재의 대양에 비하여 적어도 30% 낮은 농도를 보이며, 인도양의 심층수괴도 마찬가지로 약 30% 적은 농도의 카드뮴을 갖는다. 이러한 자료들은 탄소동위원소에서 관측된

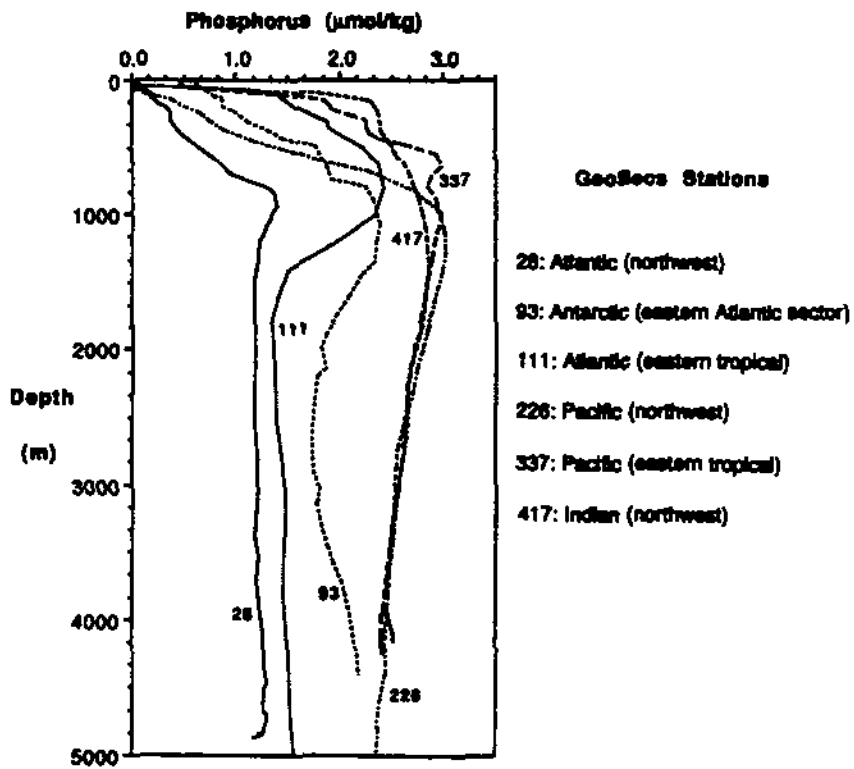


Fig. 4-4. GEOSECS station phosphorus profiles from regions.

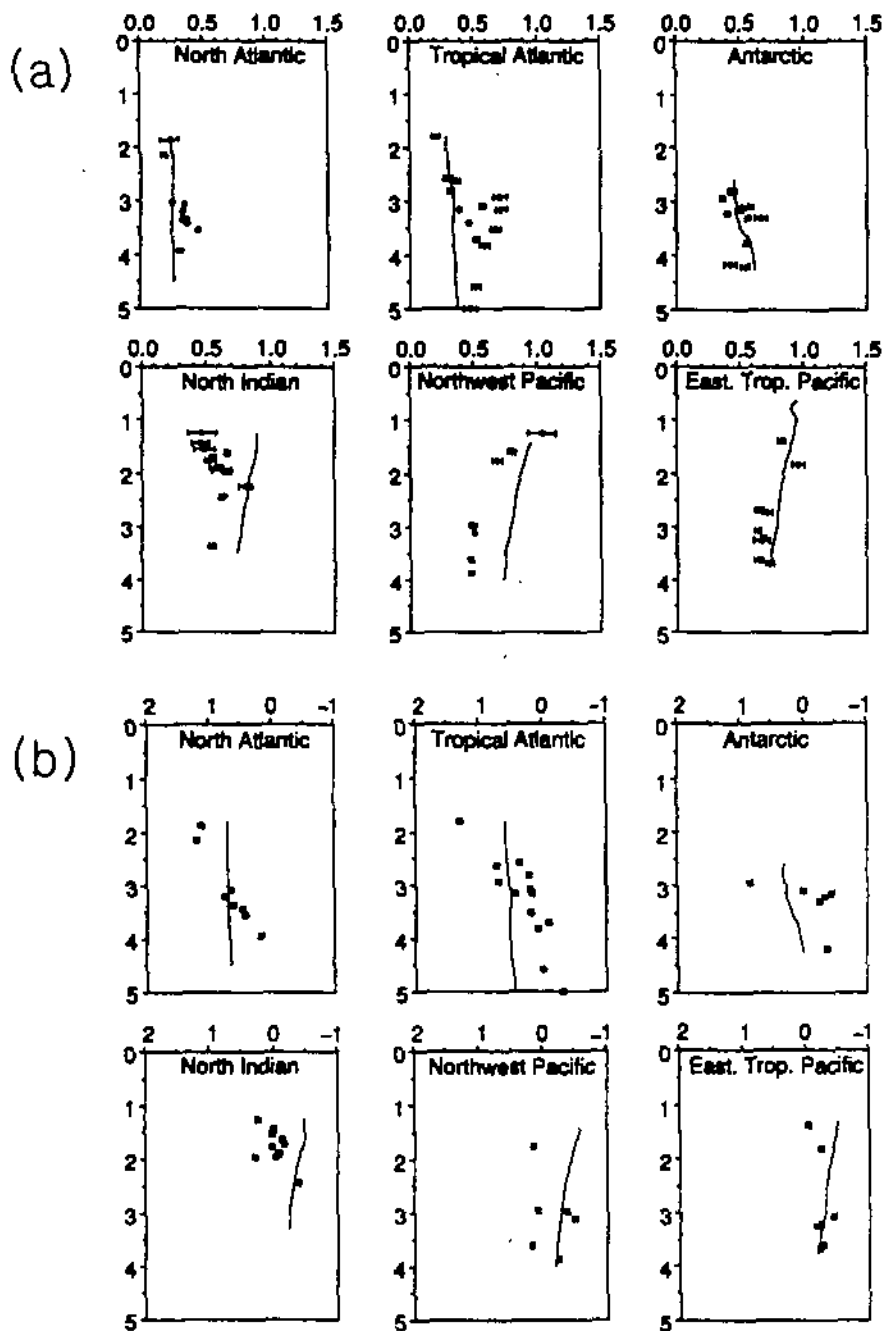


Fig. 4-5. (a) Glacial maximum CdW profiles. Dotted line signifies modern bottom water Cd as estimated by method outlined in text. Error bars are the one-sigma reduced standard deviations ( $\sigma/\sqrt{n}$ ) of the averages reported in Table 4-4. Units: nmol Cd/kg. (b) Glacial maximum  $\delta^{13}\text{C}$  profiles. Dotted line signifies modern bottom water  $\delta^{13}\text{C}$  as estimated by method outlined in text, shifted by  $-0.3$  ‰ to compensate for the global average  $\delta^{13}\text{C}$  shift. Note scale reversal.

북인도양의 상층수괴에 대한 영양염의 상태를 보완하고 있다(Kallel et al., 1988).

(다) 빙하기동안 북태평양의 심층수괴(>1500m)는 현재보다 약 30% 정도 낮은 카드뮴 농도를 보이고 있다. 특히, 북서태평양의 심층수괴는 동적도태평양보다 더 낮은 카드뮴 농도를 갖는다(Fig. 4-6). 유공층 각질에서 분석된 카드뮴 농도의 분포계수에 대한 그릇된 예측이 Fig. 4-5a에 나타난 것과 같이 현재의 대양과 빙하기동안의 것 사이에 CdW 차이를 더 과장시킬 수 있다(심층지역의 분포계수가 2.9가 아니라 2.6이라면, 아마 빙하기와 간빙하기 사이의 차이는 20%로 줄어들 것이다) 한편, 분포계수에 대한 불확실성은 태평양의 두 지역사이의 차이에 대해 결코 영향을 줄 수 없다. 왜냐하면, 두 지역 모두 같은 차이의 영향을 받았기 때문이다. 북서태평양의 빙하기 동안 낮게 관측된 CdW의 가장 큰 문제점은 이 지역에서 분석된 자료가 그렇게 많지 않다는 것이다(Table 4-4); 이 지역에서 얻어진 심해의 주상시료 자료 두 개는 현재의 해수에 비하여 그렇게 큰 카드뮴의 농도차이를 보여주지는 않는다. 주상시료 RAMA44에서 나타난 수직분포는 빙하기 후퇴하면서 카드뮴의 농도가 증가되는 것을 제시하지만, 주상시료 상부의 자료는 없다. 주상시료의 상부자료가 많이 없다는 것은 현재 태평양에서 탄산염이 잘 보존되지 않고 용해되었기 때문이다. 그리고, 퇴적층 내에서 생물학적 교란 때문에 빙하기시대의 저서성 유공층들이 상부로 혼합되어 이동되기도 한다. 그럼에도 불구하고, 주상시료의 상부자료가 부족한 것은 저층수의 카드뮴 농도가 감소되었다는 사실에 대하여 아직도 큰 논란이 되고 있다. 이 지역에서 빙하기와 간빙하기에 걸친 카드뮴 자료의 발표가 앞으로 수행해야 할 큰 연구과제중의 하나이다. 만약에 이 지역이 영양염이 고갈된 심층수의 영향을 받았다면, 새로운 북태평양의 심층수괴 형성 기원에 대한 매우 중요한 가능성을 제시하게 된다.

(라) 태평양의 상층수괴(<2500m)는 현재의 대양에 비하여 카드뮴농도가 아주 적게 감소된 유일한 지역이다. 만약에 감소가 있었다면, 동적도태평양보다는 북서태평양이 더욱 컸을 것이다.

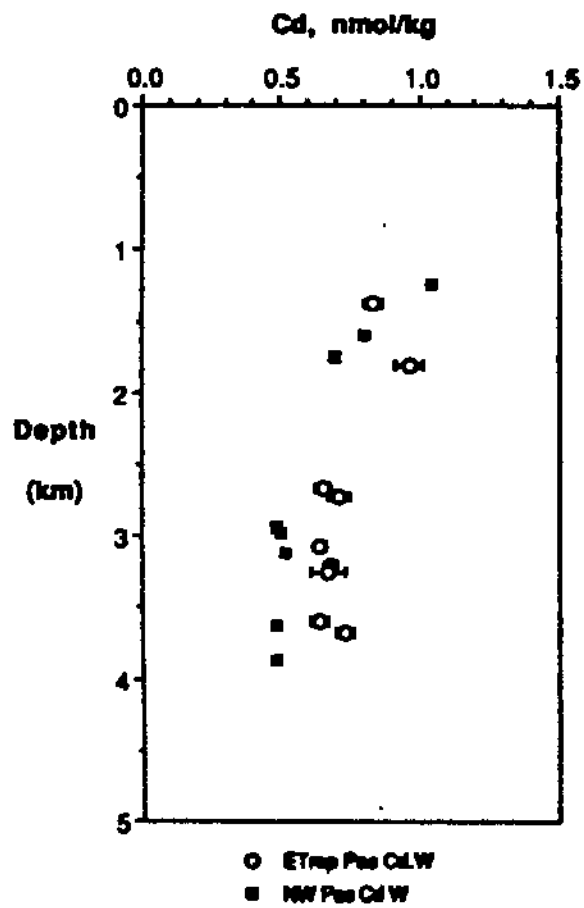


Fig. 4-6. Comparison of Northwest Pacific and Eastern Tropical Pacific Glacial Maximum Cd profiles.

## (2) 탄소동위원소와 카드뮴의 전지구적 평균값의 비교

탄소동위원소와 카드뮴에 대한 전 지구적인 대양의 보존량과 평균적인 수직분포를 각 대양에 대한 부피의 상대적인 비를 고려하여 앞서 본 수직분포로부터 예측할 수 있다. 우선 현재의 대양을 세 개의 주요분지(대서양, 태평양, 인도양)로 구분하고 각 분지의 평균부피를 수심 1-2, 2-3, 3-4, 그리고 4-5km에 해당되는 구역에 대하여 예측하였다(Table 4-5). 상층수괴 1km는 빙하기동안의 자료가 부족한 관계로 무시하였다. 여섯 개의 수직분포 각각은 대양의 각 분지에 해당되는 대표성을 갖는다고 가정한다. 각각의 수심구역에 대하여 탄소동위원소와 카드뮴의 빙하기와 현재 평균값을 예측하였다. 빙하기자료가 없는 지역에 대해서는 주변 가까운 지역의 것을 이용하였다. 이렇게 사용된 방법이 약간은 주관적인 것처럼 보이지만, 자세하게 계산하게 되면 각각의 평균값을 비교하기에는 적당한 것으로 사료된다.

이렇게 계산된 현재 대양의 탄소동위원소와 카드뮴의 평균값은 각각 0.25‰와 0.63nmol/kg으로 나왔다(제2절과 제3절을 참조하여 비교). 이러한 예측은 다른 방법으로 구한 값과 약간 다르게 나타났다. GEOSECS의 연구 결과에 의하면, 전 대양의 인농도 평균값은 2.2 $\mu$ moles/kg으로 관측되었다(Takahashi et al., 1981). 탄소동위원소, 카드뮴, 그리고 인농도 사이의 관계를 고려한다면, 이러한 인의 평균농도에 대하여 탄소동위원소와 카드뮴은 각각 0.2‰과 0.6nmol/kg을 보여야한다. 이와 같이 서로 다른 방법에 의해 구해진 값들이 약간의 차이를 보이는 것은 당연하기 때문에, Table #에 정리된 전 지구적인 평균값에 대한 가중치는 무리가 없어 보인다. 빙하기 동안에 탄소동위원소와 카드뮴은 각각 0.04‰과 0.55nmol/kg으로 계산되어 탄소동위원소인 경우에는 -0.30‰의 변화가 있었으며 카드뮴의 경우에는 13% 감소하였다. 이렇게 예측된  $\delta^{13}\text{C}$ 은 Duplessy et al. (1988)이 제시한 -0.32‰과 매우 유사하다(제2절 참조). 이전에 Boyle (1988a)은 북대서양과 태평양의 자료를 이용하여 카드뮴이 빙하기동안 큰 변화를 보이지 않는다고 주장하였다. 여기에서 계산된 전 대양 평균의 카드뮴 농도의 감소는 적은 것이며 유공층의 농도를 보정하는 정밀도 내에 있다(만약에 수심 3000m이상의 분포계수가 2.9가 아니라 2.6이라면 빙하기의 카드뮴 농도는 약



Table 4-5. Global ocean inventory estimate. Numbers in parentheses are for the glacial ocean.

	North Atlantic	Tropical Atlantic	Atlantic	North Indian	Northwest Pacific	Equatorial T Pacific
Volume fractions:						
1-2 km	0.0260	0.0260	0.0479	0.0438	0.0796	0.0796
2-3 km	0.0237	0.0237	0.0445	0.0417	0.0756	0.0756
3-4 km	0.0197	0.0197	0.0384	0.0373	0.0689	0.0689
4-5 km	0.0115	0.0115	0.0229	0.0229	0.0452	0.0452

Cadmium:

Cd Values for Depth Zones:

1-2 km	0.20 (0.20)	0.25 (0.20)	0.30 (0.40)	0.80 (0.55)	0.84 (0.80)	0.83 (0.87)
2-3 km	0.25 (0.23)	0.30 (0.30)	0.30 (0.40)	0.75 (0.60)	0.82 (0.55)	0.75 (0.65)
3-4 km	0.26 (0.37)	0.32 (0.55)	0.50 (0.55)	0.70 (0.50)	0.75 (0.45)	0.70 (0.65)
4-5 km	0.28 (0.50)	0.35 (0.50)	0.62 (0.47)	0.70 (0.50)	0.75 (0.45)	0.70 (0.65)

Mean Oceanic Cd: 0.63 (0.55)

Mean Cd Depth Profile:

1-2 km	0.64 (0.62)
2-3 km	0.62 (0.51)
3-4 km	0.62 (0.53)
4-5 km	0.65 (0.52)

Carbon isotopes:

<sup>13</sup>C Values for Depth Zones:

1-2 km	1.10 (1.60)	0.85 (1.60)	0.70 (-0.40)	-0.10 (0.20)	-0.15 (0.25)	-0.10 (-0.15)
2-3 km	1.00 (1.00)	0.85 (0.70)	0.70 (-0.40)	0.00 (-0.50)	-0.10 (-0.10)	0.05 (-0.30)
3-4 km	1.00 (0.60)	0.83 (0.20)	0.60 (-0.40)	0.10 (-0.40)	0.05 (-0.30)	0.15 (-0.30)
4-5 km	0.90 (0.20)	0.78 (0.00)	0.40 (-0.40)	0.10 (-0.40)	0.05 (-0.30)	0.15 (-0.30)

Mean Ocean <sup>13</sup>C: 0.25 (-0.05)

Mean <sup>13</sup>C Depth Profile:

1-2 km	0.20 (0.27)
2-3 km	0.25 (-0.10)
3-4 km	0.30 (-0.22)
4-5 km	0.25 (-0.27)

10%정도 과소평가 된다). 따라서, 빙하기와 간빙하기를 통해서 전 대양의 카드뮴 농도 평균값은 거의 변하지 않았다는 결론에 다시 한 번 도달하게 된다.

Fig. 4-7은 탄소동위원소와 카드뮴에 대하여 전 대양에 평균된 수직분포를 보여준다. 이 두 가지의 추적자들은 빙하기와 간빙하기 사이에서 서로 다른 수직 분포를 나타내고 있다; 탄소동위원소는 중층수괴로부터 심층수괴로 영양염 농도의 변화를 제시하지만, 카드뮴은 수직적인 변화를 보이지 않는다. 이러한 차이는 주로 빙하기동안의 태평양의 자료에 의해 이루어진 것이다. 이 지역에서 탄소동위원소는 중층수괴가 심층수괴보다 더 낮은 값을 보이지만, 카드뮴의 경우에는 중층수가 심층수보다 더 높은 농도를 나타낸다. 이러한 차이는 빙하기와 간빙하기 동안의 대기의 이산화탄소부분압( $P_{CO_2}$ )에 대하여 매우 큰 영향을 주게 된다; 반면에 카드뮴의 경우에는 수심에 따른 수직적인 변화가 지역적으로 발생할 수는 있지만, 대양 전반에 걸쳐서 대기의 이산화탄소부분압에 대하여 거의 미미할 정도의 변화를 야기했다.

#### 라. 토의

##### (1) 빙하기동안 탄소동위원소와 카드뮴 추적자들 사이의 일치성과 차이점

빙하기동안 대양에 분포된 화학적 원소들의 특성에 대해 탄소동위원소와 카드뮴 자료는 다음과 같은 특성에 대해 일치성을 보이고 있다.

(가) 북대서양, 적도대서양, 그리고 북인도양의 상층수괴는 빙하기동안 심층수괴에 비하여 영양염 농도가 매우 적게 관측된다.

(나) 북대서양의 심층수는 현재 대양에 비하여 영양염 농도가 증가되었다.

(다) 북대서양과 적도대서양의 표층수괴와 북인도양의 중층수괴에서는 영양염이 현재 대양에 비하여 결핍된 것이 관측되었다.

빙하기동안 대양에서 나타나는 화학적 원소들의 분포에 대한 이러한 특성들은 탄소동위원소와 카드뮴 추적자들에 의해 증명되며, 이전의 다른

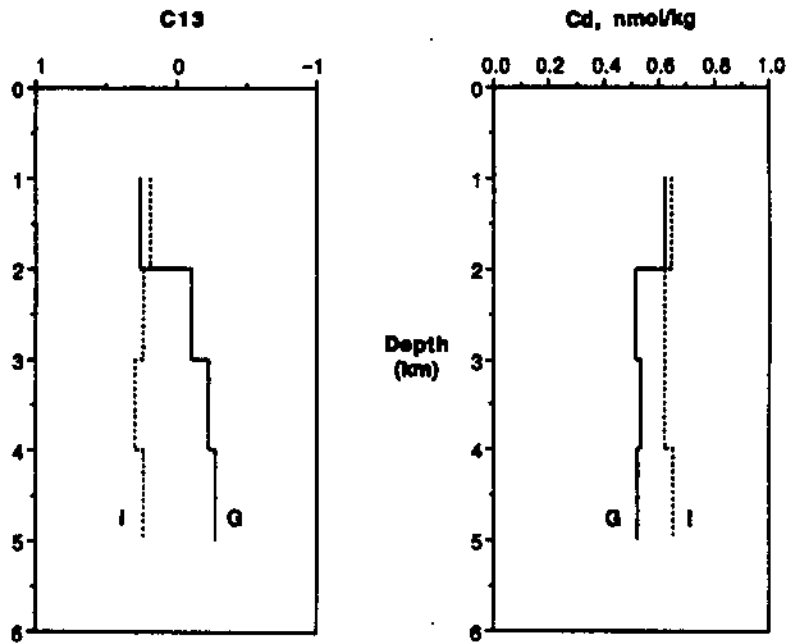


Fig. 4-7. Global average  $\delta^{13}\text{C}$  and Cd in glacial oceanic deepwaters. Dotted lines (I=Interglacial) refer to the modern ocean; solid lines to the glacial ocean (G=Glacial) as inferred from benthic foraminiferal evidence.  $\delta^{13}\text{C}$  reported as ‰ relative to PDB standard.

연구들의 결과와 매우 잘 일치하고 있다(Boyle and Keigwin, 1982; Curry and Lohmann, 1983; Duplessy et al., 1988; Curry et al., 1988; Kallel et al., 1988; Oppo and Fairbanks, 1990; Oppo et al., 1990). 북인도양을 제외하고, 이러한 특성들은 주상시료의 수직적 분포에서 잘 관찰된다. 북대서양의 자료는 영양염이 결핍된 북쪽기원의 수괴인 대서양 중층수가 더욱 활발히 형성되며 영양염이 결핍된 대서양심층수괴의 형성이 매우 느렸거나 중단되었을 것이라고 해석된다. 대서양 상층수괴에 영양염이 결핍된 것은 아마 영양염이 부족한 지중해유출수괴가 증가되었기 때문이지만(Zahn et al., 1987; Oppo and Fairbanks, 1987), 대서양 상층수괴의 Ba농도와(Lea and Boyle, 1990), 수리학적 흐름조건(Thunell and Williams, 1989), 그리고 부피에 대한 고려할 때(Boyle and Keigwin, 1987) 이러한 해석은 아마 문제점이 포함하고 있다. Kallel et al.(1988)은 북인도양의 중층수에서 나타나는 영양염의 결핍에 대해 다음과 같이 가능성을 제시하고 있다; ① 증발량이 증가하고 북아라비아해의 표층수 온도가 감소하여 형성된 밀도가 높은 수괴, ② 북쪽의 지역적인 기원이 없는 상태에서 남극중층수(AAIW)가 북쪽으로 10°S까지 확장, ③ 인도네시아 다도해지역을 통과하여 태평양으로부터 중층수가 증가됨. 새롭게 발표된 카드뮴의 자료는 ①과 ②의 해석에 대해 증명을 할 수는 없지만, 빙하기동안 높게 나타나는 카드뮴자료는 빙하기동안의 태평양 중층수에 대한 ③해석에는 동조를 하고 있다. 여기에서 제시된 카드뮴자료는 Kallel et al.(1988)에 의해 제시된 탄소동위원소 자료에서 나타난 것과 같은 물리해양학적 전선의 이동에 대해서는 일치하지 않는다.

빙하기동안 대양에 분포된 화학적 원소들의 특성에 대해 탄소동위원소와 카드뮴 자료는 다음과 같은 특성에 대해 커다란 차이를 보이고 있다.

(가) 여기에서 제시된 것과 이미 발표된 탄소동위원소의 자료에 의하면 남극해와 인도양의 심층수괴는 빙하기동안 어떤 지역의 수괴에 비하여 영양염이 충분하게 나타난다. 카드뮴 자료에 의하면 빙하기동안 남극해의 심층수괴는 현재에 비하여 매우 적은 변화를 보이고 인도양의 수괴는 낮은 영양염 농도를 나타낸다. 또한 이 두 지역의 심층수괴는 빙하기동안 동적도태평양의 심층수괴에 비하여 낮은 영양염 농도를 보인다.

(나) 현재의 대양과 비교할 때, 빙하기동안의 탄소동위원소 자료는 태평양의 상층수괴 영양염 농도가 심층수괴에 비하여 현재와 거의 비슷하거나 약간 감소된 것으로 나타난다. 카드뮴 자료에 의하면 태평양 중층수의 경우 약간의 영양염 감소가 나타나지만 전반적으로 중층수괴의 경우 영양염 농도가 심층수괴에 비하여 높게 나타난다.

(다) 탄소동위원소 자료는 북서태평양과 동적도태평양의 심층수괴 영양염 농도가 두 지역에서 차이가 거의 없이 현재의 것과 유사하게 관측되었다(Keigwin, 1987). 반면에, 카드뮴 자료에 의하면 동적도태평양의 경우에는 확실하게 낮은 영양염 농도를 지시하고 북서태평양의 경우에는 현재에 비하여 매우 낮은 영양염 농도가 관측되었다. 두 지역사이에는 동적도태평양에 비하여 북서태평양이 더 낮은 카드뮴 농도를 보인다.

(라) 탄소동위원소는 전지구적 평균값으로 볼 때 대양의 상층수괴가 심층수괴보다 더 낮은 영양염 농도를 보이지만, 카드뮴의 자료는 빙하기와 간빙기 사이에 영양염의 수직적인 재분포를 보이지 않고 거의 일정하게 관측된다.

(2) 탄소동위원소와 카드뮴 추적자들 사이의 주요한 차이점과 그 가능한 원인들

남대서양에서 얻어진 두 개의 주상시료와 남인도양에서 채취된 한 개의 주상시료는 탄소동위원소와 카드뮴 자료사이에 매우 큰 차이점을 보여준다(Fig. 4-8; 부록 2). RC13-228(Curry et al., 1988)과 RC13-229(Oppo et al., 1990)은 남대서양 동쪽 지역의 Walvis해령의 남쪽 경사면에서 채취되었고, RC11-120(Curry et al., 1988)은 인도양의 남극해쪽에서 채취되었다. 이들 주상시료에서 분석된 *Cibicidoides*의 탄소동위원소 자료는 동적도태평양에서 채취된 주상시료(V19-30, TR163-31b; Curry et al., 1988)에서 측정된 *Cibicidoides*의 탄소동위원소 자료와 비교되었다. 왜냐하면 동적도태평양의 탄소동위원소 변화는 아마도 전지구적인 탄소동위원소의

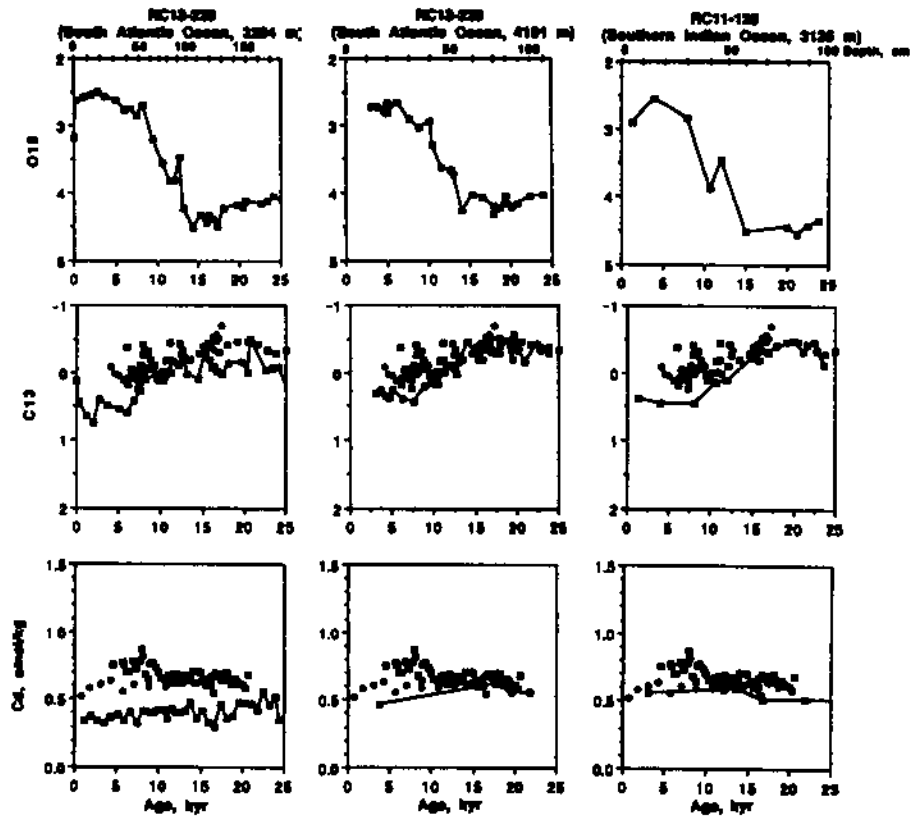


Fig. 4-8. Downcore comparisons of paleochemical data from the Southern Ocean with data from the Eastern Tropical Pacific: cores RC13-228, RC13-229, and RC11-120(Southern Ocean) shown as open squares with connecting line; Eastern Tropical Pacific cores TR163-31B(*dark squares*) and V19-30 (*dark circles*) shown as symbols only. Benthic foraminiferal  $\delta^{18}\text{O}$  and  $\delta^{13}\text{C}$  values from *Cibicidoides* spp. reported as ‰ relative to PDB standard (no species offset applied).

평균변화를 지시하기 때문이다. 남극해 지역에서 측정된 카드뮴 자료 또한 동적도태평양 지역에서 얻어진 카드뮴자료와 비교되었다(카드뮴의 경우에 여러 가지 종류의 종들이 사용되었으나, 일반적으로 종들 사이의 차이는 거의 일정성을 보이지 않는다). 각각의 카드뮴 자료는 반복적인 분석에 의해 측정되었기 때문에 평균값들 사이에 보이는 약간의 차이조차 매우 중요성을 지시한다.

남극해에서 측정된 모든 탄소동위원소 자료들은 빙하기동안 거의 1% 이상 차이를 보이며 상당히 낮은 값으로 관측되었지만 카드뮴 자료들은 거의 변화를 보이지 않았다. 북대서양으로부터 지형적으로 분리되었다고는 하지만, 수심 3204m에서 채취된 RC13-228 주상시료는 대부분 북대서양의 북쪽기원 수괴의 영향을 받는다(Broecker et al. (1991)에 의하면 약 65%). 그 결과 태평양의 심층수괴에 비하여 현세후기의 탄소동위원소값은 약 0.6‰ 높게 측정되고 카드뮴 농도는 약 0.4nmol/kg 낮게 측정된다. 이 지역에서 빙하기동안 탄소동위원소의 값은 태평양의 값과 유사해지지만 여전히 약 0.3‰정도 높게 측정된다. 그러나, 빙하기동안 카드뮴의 농도는 태평양의 심층수괴에 비하여 매우 낮은 값을 보이며, 이러한 사실은 북대서양의 영양염이 고갈된 심층수괴 또는 남극해 지역에서 새롭게 형성된 영양염이 고갈된 수괴의 지속적인 순환을 지시하는 것이다. 좀더 깊은 남대서양의 주상시료 RC13-229(4191m)도 여전히 남극해저층수괴의 영향을 받고 있으며, 태평양의 심층수괴에 비하여 현세후기의 탄소동위원소값은 약 0.4‰ 높게 측정되지만 빙하기에는 태평양과 거의 차이가 없이 관측되었다. 카드뮴의 자료는 현세후기에 태평양의 심층수괴에 비하여 약 0.25nmol/kg 낮게 측정되었고, 빙하기에는 이러한 차이가 다소 감소되었지만, 동적도태평양의 심층수괴에 비하면 0.1nmol/kg 낮게 유지되고 있다. 남극해쪽의 인도양에서 채취된 주상시료 RC11-20은 현재 해양환경에서 주극심층수괴(Circumpolar Deep Water)에 의해 영향을 받고 있는 지역으로 현세후기의 탄소동위원소는 동적도태평양에 비하여 약 0.5‰정도 높게 측정되고 카드뮴 농도는 약 0.25nmol/kg 낮게 관측된다. 그러나, 빙하기동안에는 이 지역의 탄소동위원소는 빙하기의 태평양심층수괴와 거의 분별이 되지 않지만, 카드뮴의 경우에는 태평양에 비하여 여전히 낮은 값( $\sim 0.2\text{nmol/kg}$ )을 유지하고 있다. 따라서, 이 지역들의 주상시료의 결과를 살펴볼 때,

탄소동위원소와 카드뮴 자료가 모두 해수의 영양염 농도와 관계된다고 가정할 때, 두 추적자들 사이에 심각한 차이가 발생하고 있는 것이다.

Fig. 4-9는 북서태평양과 동적도태평양의 중층수괴와 심층수괴에 대하여 산소동위원소, 탄소동위원소, 그리고 카드뮴 농도를 비교하고 있다(북서태평양의 중층수의 경우 *Cibicidoides*의 탄소동위원소는 없다). 탄소동위원소 자료에 의하면, 북서태평양과 동적도태평양 두 지역 모두 심층수괴인 경우에 현재(Fig. 4-4; Craig et al., 1982)와 현세후기 그리고 빙하기동안(Keigwin, 1987) 거의 유사한 영양염 농도를 나타내고 있으며, 중층수인 경우에는 빙하기와 현세초기동안 동적도태평양에서 심층수보다 더 낮은 영양염 농도가 관찰되었다(Mix et al., 1990). 반면에, 카드뮴인 경우에는 빙하기의 북서태평양에서 더 낮은 영양염 농도가 나타나고(Fig. 4-6a), 빙하기에는 동적도태평양과 북서태평양 모두 낮은 영양염 농도가 관찰되었다(Fig. 4-9). 북서태평양에서는 이러한 관점에서 주상시료의 상부에서 측정된 *Cibicidoides*의 탄소동위원소 자료가 부족하며 중층수의 *Cibicidoides* 탄소동위원소 자료가 없다는 것이 불리한 점으로 작용한다(Morley et al., 1991). 연속적인 수직분포의 기록이 이 지역에 있어서 빙하기와 현세초기의 시료에 의하면 커다란 차이를 보이지 않는다. 하지만, 동적도태평양인 경우에는 빙하기동안까지 수직적인 자료가 매우 완벽하여 탄소동위원소와 카드뮴 자료들 사이에 발생하는 차이가 자료의 부족 때문이라는 해석은 적용되지 않는다. 앞서 설명한대로 천해수괴에서 카드뮴의 분포계수를 예측하는데에 오차가 발생한다고 했지만, 주상시료 V19-27에서 나타난 탄소동위원소와 카드뮴 자료사이의 차이를 D에서 발생하는 오차로 해석하기에는 두 배에 가까운 차이를 설명하기에는 부족하다.

그렇다면, 탄소동위원소와 카드뮴 농도사이에 나타나는 차이를 어떻게 설명할 것인가? 이러한 특징들은 빙하기동안의 퇴적물에서 매우 잘 나타나는 특성이라는 것을 강조해야한다; 두 추적자들 사이에 나타나는 차이를 설명하는데 부족한 자료에 의한 정밀도의 부족이라는 변명은 합당하지 않다. (a) 어쩌면, 두 추적자중의 하나는 아니면 둘 모두 문제가 있을 지도 모른다. 예를 들면, 저서성 유공충은 항상 저층수의 화학적 조성을 정확하게 반영하지 않는다. 이러한 문제점이 *Cibicidoides*의 탄소동위원소 자료의 신뢰성에 대해 언급되었다(Keigwin et al., 1991). (b) 더욱 가능성이 있는 해석은 저서성



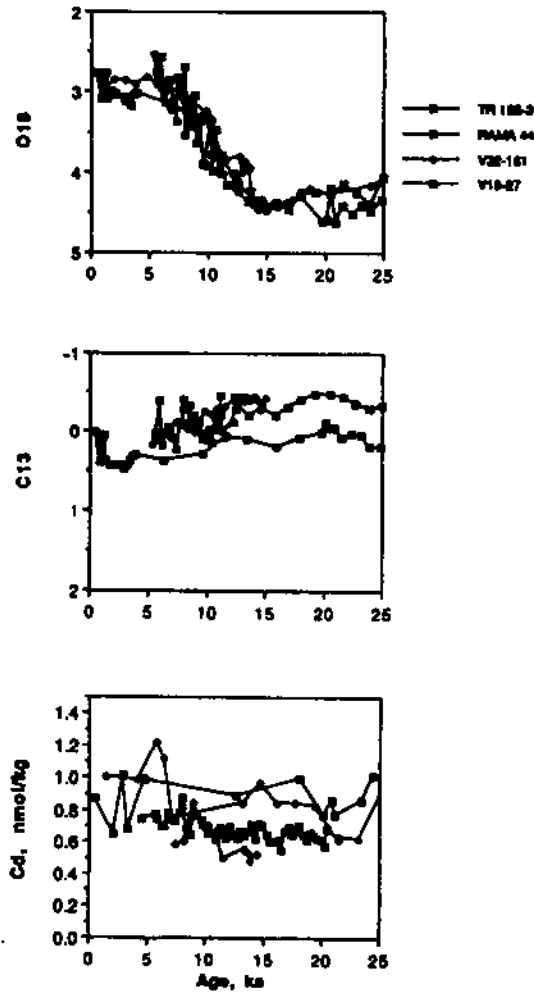


Fig. 4-9. Downcore comparison of paleochemical data from Northwest Pacific and Eastern Tropical Pacific. Shallow cores indicated by open symbols; deep cores shown by filled symbols. Eastern Tropical Pacific cores indicated by squares; Northwest Pacific cores indicated by diamonds. Benthic foraminiferal  $\delta^{18}\text{O}$  and  $\delta^{13}\text{C}$  values from *Cibicides* spp. (TR163-31B, V19-27, V19-30) reported as ‰ relative to PDB standard (no species offset applied); *Uvigerina* spp.  $\delta^{18}\text{O}$  data from V32-161 plotted with 0.64‰ subtracted to be comparable to *Cibicides* spp.

유공충이 두 추적자에 대하여 저층수괴의 화학적 조성을 반영하는 매우 좋은 신뢰성을 갖지만, 두 추적자가 함께 유사하게 행동한다는 우리의 예측이 잘못 될 수도 있다. 이러한 추적자들이 분리될 수 있는 지화학적 과정이 빙하기동안 더욱 중요하게 된다면, 그런 상황이 발생할 수도 있다. 이러한 가능성은 우리가 갖고 있는 지식보다 어쩌면 상상에 가까운 것일 지도 모르지만, 다음과 같이 제시되는 어느 정도의 알고있는 화학적 작용에 의해 두 추적자, 탄소동위원소와 카드뮴의 분별이 나타날 것이다.

(가) 해양과 대기사이의 기체교환; 이 과정은 카드뮴 농도에는 영향을 미치지 않고 표층수의 탄소동위원소의 값을 변화시킨다. 일반적으로, 기체교환이 표층수의 탄소동위원소비를 변화시키는 정도는 매우 제한적이라고 생각된다(Broecker, 1982). Charles와 Fairbanks(1990)는 현재 아남극지역의 표층수가 이러한 과정에 의하여 탄소동위원소가 더 높은 값을 보인다고 주장하고 있으나, 그들은 또한 이 지역에서 기체교환의 정도가 빙하기동안에 심각하게 달랐는지 논쟁하였다. 복잡한 상자모형의 결과에 의해 기체교환이 대양에서 탄소동위원소의 수직적인 변화를 조절한다고 예측하였다.

(나) 카드뮴에 대한 상대적인 탄소동위원소의 동위원소적 그리고 화학적 차별증가; 현재 남극지역에 서식하는 식물플랑크톤은 다른 지역의 것들보다 약 8‰ 정도 낮게 측정된다(Sackett et al., 1965; Rau et al., 1982, 1990, 1991, 1992). 이러한 동위원소비를 갖는 식물플랑크톤이 빙하기동안 더욱 양적으로 증가된다면, 카드뮴 농도의 변화 없이 탄소동위원소의 값이 낮게 나타날 것이다. 이러한 영향에 대한 제한은 수괴의 초기인농도가 0이 되어야하며, 수괴에 공급되는 모든 생리적인 탄소가 낮은 조성을 보여야되고 이 경우에 0.7‰의 차이를 보여줄 수 있다. 그러나, 아마 완벽하게 무시될 수는 없지만, 적어도 실제 상황에 있어서는 이러한 영향이 매우 미약할 것이다.

(다) 육성기원 탄소의 분해; 육상초목과 같은 유기탄소(매우 적은 카드뮴의 농도를 갖는)의 분해는 카드뮴의 변화 없이 탄소동위원소를 변화시킬 수 있다. 이러한 유기탄소가 다량으로 유입될 가능성은 매우 적기 때문에 넓은 대양지역에 영향을 미치지 않는 것이다. 그러나, 이 가능성조차

완벽하게 무시될 수는 없다.

심층수괴의 화학적 조성을 해석하는 더욱 진보적인 발달은 이러한 두 추적자 탄소동위원소와 카드뮴 사이의 차이를 정확하게 이해하는 것이다. 이러한 차이의 실제 원인을 야기하는 가능한 기작을 완벽하게 설명하기에는 어렵지만, 최대한의 가능성은 현재의 해양을 보다 잘 이해하는 상황에서 이러한 추적자들의 신뢰성을 더욱 잘 고찰하는 것이다.

#### 마. 결론

(1) 방해석질 저서성 유공충의 카드뮴 농도는 수심에 종속되고 있으며, 적어도 수심 3000m이하의 것에 비하여 1000m에서 나타나는 유공충의 카드뮴 농도는 적어도 두 배의 차이가 난다. 이러한 수심에 의한 기작의 원인은 확실하게 밝혀지지 않고 있으나, 이러한 현상이 온도보다는 압력이나 수심에 관련된 다른 성질에 의한 것 같다.

(2) 남극해의 심층수괴 카드뮴 농도는 빙하기와 간빙하기 동안 거의 유사하며, 동적도태평양의 심층수괴보다 더 낮은 농도를 보인다. 이러한 결과는 빙하기동안 더 낮은 값을 보이는 탄소동위원소와 차이가 난다.

(3) 수심 2500m이상의 북인도양 수괴의 카드뮴 농도는 현재에 비하여 약 40% 낮다. 이와 같은 결과는 탄소동위원소에 의한 이전의 결과와 동일하며 이 지역에 영양염이 결핍된 새로운 중층수의 형성을 제시한다.

(4) 빙하기동안 북서태평양의 심층수괴 카드뮴 농도는 현재보다 약 20-30% 낮게 측정되며, 동적도태평양의 빙하기 심층수괴의 카드뮴 농도보다 낮게 관찰된다. 이 결과는 이 지역에 영양염이 결핍된 새로운 수괴의 형성을 지시하지만, 탄소동위원소의 경우에는 영양염의 농도에 큰 변화가 없는 것을 지시한다. 북서태평양과 동적도태평양의 경우 탄소동위원소는 거의 유사하게 측정된다.

(5) 탄소동위원소와 카드뮴은 북대서양의 중층수괴가 현재에 비하여 영양염이 결핍되게 나타나며, 심층수괴에 비하면 영양염 농도는 확실하게 낮다. 북대서양과 적도대서양의 심층수괴는 현재에 비하여 영양염이 증가되게 나타나며 북인도양의 중층수는 현재에 비하여 영양염이 낮게 관측되었다.

(6) 탄소동위원소와 카드뮴의 차이를 해석하는 것이 앞으로 지구화학적 추적자를 연구하는 미래의 중요한 과제가 될 것이다.

## 5. 추적자(Cd, $\delta^{13}\text{C}$ )를 이용한 북태평양의 고해양학적 특성과 오호츠크해의 고해양학적 중요성

### 가. 서론

1970년대에 GEOSECS (Geochemical Ocean Section Study) 연구는 심층수괴가 북대서양에서 시작하여 북태평양으로 순환하는데 약 1000년이 걸린다는 결과를 설명하였으며, 이러한 사실은 Stommel이 제시한 일차적인 심해 순환 모형에 잘 부합된다(Stommel, 1952; Broecker and Peng, 1982). 이렇게 대양을 가로지르는 심층수괴의 순환은 대양분지마다 인이나 질산염 같은 영양염의 분포를 결정하는데 매우 중요한 역할을 한다. 현재의 대양에서 심층수괴는 북대서양과 남극해에서 형성되지만, 태평양의 경우에 해수가 낮은 온도를 보이지만 염도가 낮기 때문에 심층수괴를 형성하지 못한다(Warren, 1983). 북태평양은 이러한 심층수괴 순환의 종착역이기 때문에 영양염과 유사한 성질을 보이는 원소들의 농도가 다른 대양의 분지보다 매우 높게 관찰된다.

고해양학적인 관점에서 볼 때, 북대서양은 지난 제4기 후기동안에 나타난 심층수괴 순환의 변화를 복원하는데 매우 중요한 장소였다. 왜냐하면, 심층수괴가 형성되는 지역인 북대서양의 영양염 농도는 이 지역에서 심층수괴가 형성되는 속도에 매우 민감한 반응을 하기 때문이다(Boyle and Keigwin, 1987; Oppo and Fairbanks, 1987). 북대서양과 마찬가지로 북태평양도 심층수괴 순환을 연구해야 하는 다른 중요한 지역이다. 왜냐하면

북태평양에서 관찰되는 영양염 농도의 총량은 심층수괴의 순환 양상과 변화율을 반영한다고 생각되기 때문이다. 그러나, 북태평양의 고해양학적 연구는 북대서양에 비교하면 매우 부족하며 단지 몇 가지의 화학적 원소의 결과만이 보고되었을 뿐이다. 그 중요한 이유는 북태평양에는 탄산염 퇴적물의 분포가 매우 미약하고 광범위한 지역에 부정합이 발생하고 있기 때문이다.

본 절에서는 지금까지 북서태평양에서 발표된 저서성 유공충에 대한 탄소동위원소와 카드뮴 자료를 더욱 자세하게 정리하고 있다(Fig. 5-1; Table 5-1). 저서성 유공충은 저층수괴의 화학적 조성을 매우 잘 반영하고 있다(제2절, 제3절, 및 제4절 참조). 앞서 자세히 설명했듯이 카드뮴원소는 영양염 원소와 매우 유사한 성질을 가지고 있기 때문에, 그 자료들은 심층수괴의 영양염 농도 변화를 지시하는데 매우 중요한 역할을 한다(Boyle et al., 1976; Bruland, 1983). 따라서, 본 절에서는 이러한 카드뮴 자료와 탄소동위원소 자료를 이용하여 북서태평양에서 지난 빙하기에서 현재까지 나타난 심층수괴의 영양염 농도 변화를 심층수괴 형성에 대한 가능성을 토의하고자 한다.

#### 나. 탄소동위원소와 카드뮴 자료 결과

Fig. 5-2에는 주상시료 KT89-18 P-4에서 분석된 Cd/Ca의 수직적인 변화가 부유성 유공충(*Globigerinoides succulifer*)에서 분석된 산소동위원소와 저서성 유공충(*Melonis bareeanus*)에서 분석된 탄소동위원소와 함께 나타나 있다. Table 5-2에는 여기에서 사용된 자료들이 정리되어 있다. 카드뮴의 분석에는 대부분 *Uvigerina* spp.의 저서성 유공충이 사용되어졌다. 저서성 유공충이 없는 상부 180cm에서는 카드뮴의 자료를 얻을 수 없었다.

주상시료 P-4에서 분석된 Cd/Ca 자료의 가장 중요한 특성은 26kyr이후에 그 비율이  $0.121\mu\text{mol/mol}$ 에서 점차적으로 감소하여 15kyr에는  $0.056\mu\text{mol/mol}$ 이 측정되었고 그 이후에는 급격하게 증가하며 2kyr내에 그 비율이  $0.131\mu\text{mol/mol}$ 에 도달했다. 15kyr에서 측정된 카드뮴의 농도가 현재 심층수괴가 형성되고 있는 북대서양의 농도와 거의 같다는 것을 놀랄만한 것이다(Boyle, 1992).

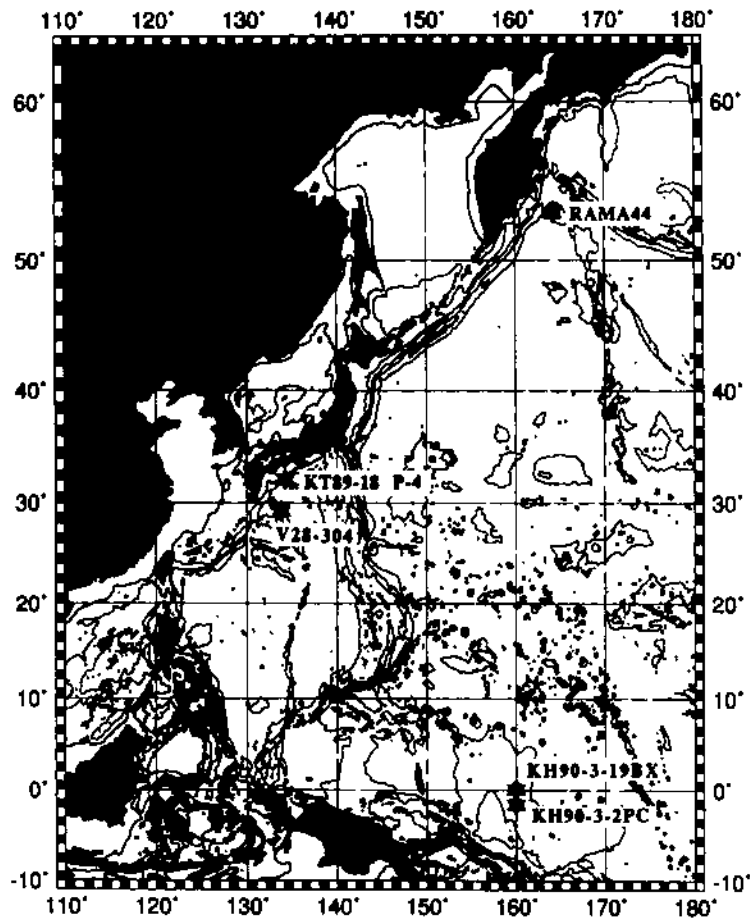


Fig. 5-1. Location of five cores used in this study. All of the cores were recovered from intermediate depths (2490-2980m) in the western Pacific. Contour interval is 200m.

Table 5-1. Results of benthic foraminifera and manganese analyses for core KT89-18 P-4.

Depth (cm)	<sup>14</sup> C Age (kyr)	Cd/Ca ( $\mu$ mol/mol)	S.D ( $\mu$ mol/mol)	CdW (nmol/kg)	Mn/Ca ( $\mu$ mol/mol)
186.1-190.1	9.79	0.141	0.010	0.799	141.4
205.0-209.0	10.83	0.090	0.006	0.510	112.1
261.0-265.0	12.30	0.106	0.012	0.618	120.9
281.0-285.0	12.64	0.131	0.005	0.742	145.0
301.0-305.0	12.93	0.066	0.011	0.561	97.6
321.0-325.0	13.21	0.066	0.009	0.561	123.7
341.0-345.0	13.54	0.094	0.009	0.533	101.9
360.4-365.0	14.13	0.070	0.003	0.397	124.5
380.0-385.0	14.71	0.060	0.000	0.340	133.0
399.6-404.6	15.29	0.056	0.005	0.317	107.9
419.2-424.2	15.87	0.062	0.005	0.351	124.9
438.8-443.8	16.45	0.065	0.006	0.368	107.5
458.0-463.0	17.02	0.076	0.011	0.431	144.1
478.0-483.0	17.62	0.086	0.008	0.487	125.8
498.0-503.0	18.21	0.082	0.003	0.465	130.2
518.0-523.0	18.81	0.064	0.012	0.363	77.3
538.0-543.0	19.98	0.085	0.009	0.482	72.8
559.1-564.1	21.50	0.100	0.011	0.567	120.6
579.2-584.5	22.96	0.109	0.008	0.618	110.5
599.9-604.9	24.42	0.105	0.003	0.595	109.5
620.3-625.3	25.88	0.121	0.006	0.686	62.8
640.7-654.7	27.27	0.080	0.000	0.453	85.9
661.5-66.5	28.65	0.084	0.001	0.476	103.3
681.5-686.5	29.98	0.111	0.003	0.629	87.3
701.5-706.5	31.14	0.102	0.003	0.578	84.5

S.D.=standard deviation of replicate analyses.

CdW=Estimated cadmium concentration in sea water.

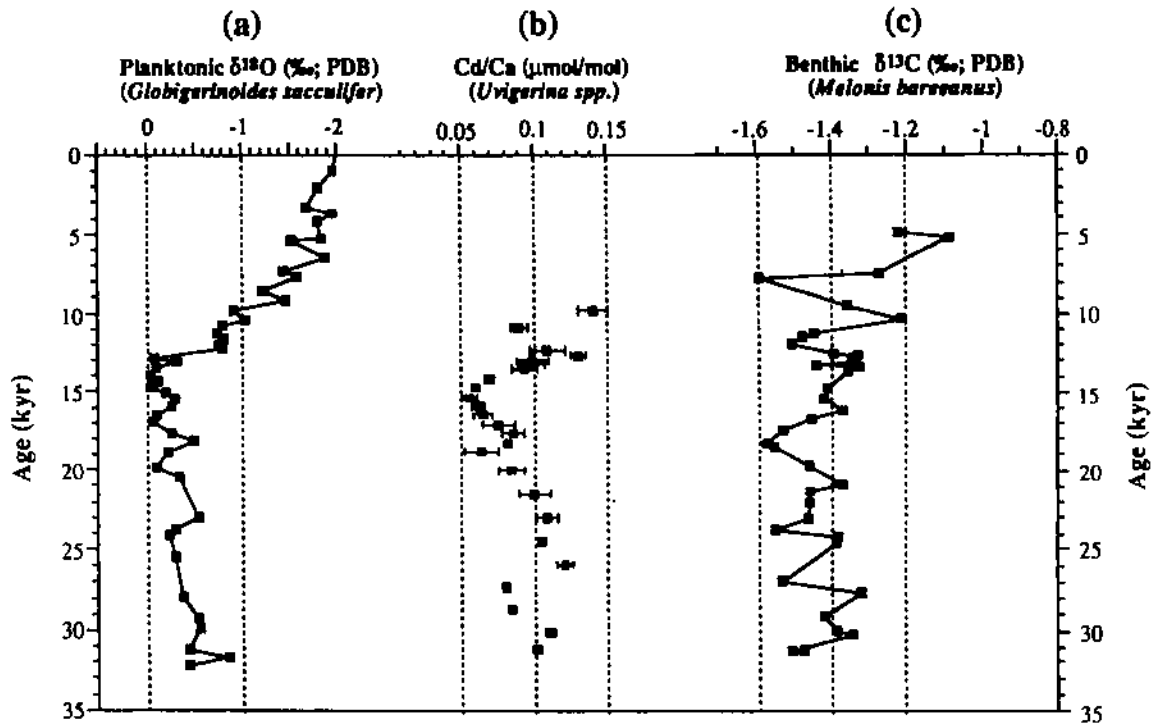


Fig. 5-2. Isotopic and elemental results of core KT89-18 P-4. (a) Planktonic foraminifera (*Globigerinoides sacculifer*)  $\delta^{18}\text{O}$  values. (b) Benthic foraminifera (*Uvigerina* spp.) Cd/Ca ratio. (c) Benthic foraminifera (*Melonis bareaanus*)  $\delta^{13}\text{C}$  values (Ohkouchi et al., 1994).



Fig. 5-3a에는 북서태평양과 서적도태평양에서 분석된 카드뮴 자료가 해수의 카드뮴 농도로 비교되어있다(Boyle, 1992; Okouchi et al., 1994). 이들 주상시료의 위치는 Fig. 5-1과 Table 5-1에 나타나있다. 모든 주상시료는 수심 2490m에서 2980m에 이르는 중층에서 채취되었다. Fig. 5-3a에 나타난 바와 같이 지난 22kyr에서 10kyr까지는 서적도태평양 해수의 카드뮴 농도가 북서태평양의 해수에 비해 상당히 높음을 보여주고 있다. 특히, 빙하기 후퇴하고 있는 시기인 15-8kyr동안은 두 지역의 카드뮴 농도가 상당히 변화하고 있다. 북서태평양에서 나타나는 두 개의 카드뮴 농도자료의 변화는 RAMA 44가 P-4에 비하여 약간 높게 나타나지만, 서로 매우 유사한 양상을 보인다. 8kyr이후에는 두 지역의 카드뮴 농도가  $0.9\mu\text{mol/kg}$ 에 가까워지고 현재 북태평양의 해수에서 관찰되는 농도와 거의 같아진다(Bruland, 1980). 이러한 기록들은 지난 빙하기동안 북서태평양(RAMA 44, KT89-18 P-4)과 서적도태평양(KH90-3-2PC, 19BX)사이의 중층지역에 존재하는 심층수괴의 카드뮴농도사이에 매우 큰 수평적인 차이가 존재했음을 지시하는 것이다. 지난 빙하기동안에 이 지역에서 관찰되는 카드뮴 농도의 차이는  $0.7\text{nmol/kg}$ 에 이르며, 이러한 차이는 현재 대서양과 태평양사이의 심층수괴에서 나타나는 차이와 거의 유사하다.

카드뮴 자료와는 다르게 주상시료 KT89-18 P-4의 저서성 유공충에서 분석된 탄소동위원소의 자료는 그 다지 큰 변화를 보이지 않고 지난 30kyr에서 12kyr사이에 -1.3%에서 -1.6%의 농도범위를 갖는다. 또한 카드뮴 자료에서 뚜렷하게 나타난 15kyr의 영양염 농도의 최소값을 보이지 않는다(Fig. 5-2). 다른 저서성 유공충(*Hoeglundina elegans*)에서 분석된 탄소동위원소 자료 또한 분석자료의 수는 그리 많지는 않지만 지난 같은 기간 동안에 1.3%에서 1.4%의 거의 유사한 값을 유지한다. 따라서, 이 들 두 개의 추적자, 카드뮴과 탄소동위원소는 지난 빙하기부터 현재까지 서로 다른 영양염 농도 변화의 역사를 기록하고 있다(제4절 참조).

Fig. 5-3b에는 북서쪽 가장자리(RAMA 44), 북서쪽(V28-304) 그리고 서적도(KH90-3-2PC)태평양에서 채취된 주상시료에서 분석된 저서성 유공충의 심층수괴 탄소동위원소가 비교되어있다. P-4의 탄소동위원소는 여기에 포함시키지 않았는데 그 이유는 저서성 유공충, *Melonis bareeanus*에 대하여 해수와 탄산염사이의 탄소동위원소 평형이 아직까지 밝혀지지 않았기

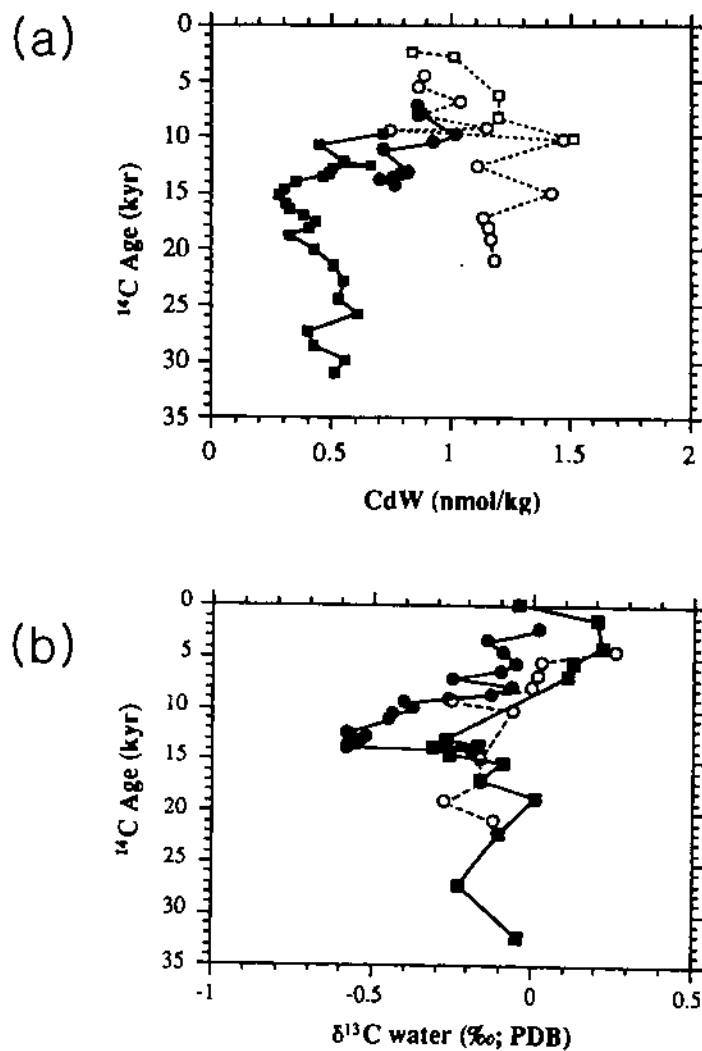


Fig. 5-3. (a) Deep-water cadmium concentration (CdW) reconstructed from benthic foraminifera Cd/Ca ratios of four cores recovered from the west Pacific. closed rectangles: KT89-18 P-4; closed circles: RAMA44; open rectangles: KH90-3-19BX; open circles: KH90-3-2PC. All of these cores are from the mid-depth range (2490-2980m). (b) Deep-water  $\delta^{13}\text{C}$  reconstructed from benthic foraminifera  $\delta^{13}\text{C}$  of three cores recovered from the west Pacific. closed rectangles: V28-304; closed circles: RAMA44; open circles: KH90-3-2PC. All of these cores are from the mid-depth range (2490-2980m).

때문이다. P-4 자료대신에, 비슷한 수심을 갖는 가장 가까운 지역에 있는 V28-304의 탄소동위원소 자료를 이용하였다(Fig. 5-1, Table 5-1; Curry et al., 1988). 이들 주상시료에 대하여 저서성 유공충 *Cibicidoides* spp.가 분석되었으며, 심층해수의 탄소동위원소를 예측하기 위하여 다음 방정식을 사용하였다;

$$\delta^{13}\text{C}_{\text{seawater}} = \delta^{13}\text{C}_{\text{foram}} - 0.15$$

Fig. 5-3b에 나타난 세 개의 심층수과 탄소동위원소 자료들은 카드뮴 자료와는 다르게 빙하기에서 현세에 이르는 동안 상대적으로 거의 유사한 변화를 보이고 있다. 이러한 특징은 이 지역에서 지난 빙하기동안 심층수과의 탄소동위원소가 0.0-0.3‰ 정도로 나타나다가, 그 이후에 현재의 상태에 도달하는 동안 약 0.3-0.5‰ 만큼 증가하였다. 빙하기 후퇴하는 시기동안에 북서태평양에서 약 0.2-0.4‰의 음의 편향을 관찰할 수 있다. 지난 빙하기부터 현세에 이르는 동안 대양해수의 평균 탄소동위원소가 약 0.3‰ 증가하였기 때문에(Boyle, 1992; 제3절 참조), 우리가 탄소동위원소와 인 농도사이의 관계에 대하여 빙하기시대와 현재 같다고 가정한다면, 현세보다 빙하기시대동안에 영양염 농도상태는 약간 더 높았다고 예측할 수 있다.

#### 다. 토의

##### (1) 탄소동위원소와 카드뮴 자료들 사이의 차이점

탄소동위원소 자료들은 카드뮴 자료와는 다르게 앞서 설명한 세 군데의 지역에서 지난 30만년동안 영양염 농도의 변화가 상대적으로 거의 유사하게 기록되고 있다(Fig. 5-3). 이와 같이 두 개의 추적자들 사이에 나타나는 이질성은 이미 남극해와 태평양지역에서 관찰되었다(Boyle et al., 1998; 제4절 참조). 이러한 차이점을 설명하기 위해 여러 가지 가설들이 등장하였다. Broecker와 Mainer-Reimer(1992)는 빙하기동안 남극해에서 해양과 대기사이의 기체교환의 변화가 대양의 탄소동위원소에 영향을 미칠 수 있다고 지적하였다(제4절 참조). 그러나, 고해양학자들 사이에는 이러한 문제점을

해결하는 해석으로 받아들여지지 않고 있으며 여전히 수수께끼로 남아있는 실정이다(Broecker, 1993).

이러한 두 개의 추적자들 사이에 탄소동위원소보다는 카드뮴이 영양염의 농도를 대변할 수 있는 더욱 신뢰성이 있는 지시자로 간주되고 있다(Broecker and Mainer-Reimer, 1992; Ku and Luo, 1992). Broecker와 Mainer-Reimer(1992)는 화유원소와 영양염은 해양을 통해서 이동되고 순환되지만, 탄소는 해양 및 대기를 통해서 움직인다고 역설하였다. 카드뮴은 가스상태로 이동되지 않기 때문에 탄소동위원소보다 더욱 인농도의 변화에 가깝다. 탄소의 교환 과정에서 동위원소의 분별작용이 서로 다르게 발생하고 제4기 후기를 통해서 탄소동위원소의 보존량의 상태가 변화하였기 때문에 해양에서 탄소동위원소와 인과의 관계도 매우 많이 변화하였을 것이다(Boyle, 1986).

탄소동위원소 뿐만 아니라 카드뮴의 경우에도 영양염을 대표하는데 문제점이 있다. 어떤 학자들은 대서양에서 해수와 유공층 사이의 카드뮴에 대한 분포계수가 각 해양 분지마다 다르다고 보고하였으며, 이러한 분포계수는 심층해수 순환에 의존하는 어떤 매개변수에 의존한다고 하였다(Saagar and de Baar, 1993). 이것이 만일에 사실이라면, 영양염을 추적하는 카드뮴의 신뢰성에 대단히 큰 영향을 미치게 된다. 그러나, 살아있는 저서성 유공층 자료에 대한 증거 없이는 이러한 제안을 수용하기에는 아직 이르다. 북서태평양과 동적도태평양 사이에 빙하기동안 관측된 카드뮴 농도에 대한 차이는 카드뮴의 분포계수만으로 설명하기에는 너무 부족함이 많다.

## (2) 빙하기동안 북서태평양에서 심층수괴 형성에 대한 가능성

여기에서는 카드뮴과 탄소동위원소사이에 나타나는 정량적인 차이를 해결하는 방안이 부족하다고는 하지만, 카드뮴이 탄소동위원소보다 영양염을 추적하는 보다 신뢰성 있는 지시자라는 것을 가정하고 있다. 지난 빙하기와 빙하가 후퇴하는 시기동안 북서태평양과 적도태평양사이에 관측된 상당히 커다란 카드뮴 농도의 차이는 북태평양의 어디에선가 심층수괴의 형성이 발생한다는 것을 부정하고는 설명될 방법이 없다; 왜냐하면, 빙하기동안 남극저층수괴(태평양 심층수괴의 다른 가능성)의 카드뮴 농도는 북서태평양의

것에 비하여 약간 높기 때문이다(Boyle, 1992).

이러한 현상을 설명할 수 있는 한가지 가능한 전개는 다음과 같다; 지난 빙하기동안 북태평양에 P-4나 RAMA44지역의 심층수괴 카드뮴 농도를 감소시키는 수리학적 순환이 존재했을 것이다. 그러나 이러한 심층수괴의 형성은 그렇게 강하지 않아서 적도지역까지 분포하지는 못했다. 서적도태평양의 중층수괴(2500m에서 3000m)는 남극해와 북대서양에서 기원한 심층수괴의 영향을 받기 때문에 영양염 농도가 높게 관측된다. 이렇게 수평적으로 수괴의 분포가 비균질적인 것은 북서태평양과 서적도태평양사이에 발생하는 카드뮴 농도의 큰 차이에서 반영되는 것이다. 북태평양에서 심층수괴의 형성은 빙하기 후퇴하는 초기단계에 강화되었을 것이다. 북태평양의 심층수괴는 어떤 시기에 서적도태평양의 중층수괴까지 영향을 미쳐서 서적도태평양 지역에 심층수괴의 변화가 관측되는 것이다(Fig. 5-3a).

그렇다면, 이러한 심층수괴는 어디에서 형성되는 것인가? Zahn et al.(1991)은 북동태평양에서 채취한 주상시료의 부유성 및 저서성 유공충의 탄소동위원소와 산소동위원소 자료를 통하여 빙하기동안 이 지역의 상층수괴가 적어도 현재와 같이 안정성을 가지고 있었다고 밝혔다. 따라서, 심층수괴는 북동태평양에서 형성되지 않았다고 결론지었다. 현재의 북서태평양의 경우에 중층수괴가 겨울철에 해빙의 형성과 강한 냉각에 의하여 오토츠크해와 쿠릴열도 부근에서 형성된다고 알려져 있다(Ohtani and Nagata, 1990). 빙하기동안 오토츠크해의 Cd/Ca자료가 현재에 비하여 약 10-30% 정도 낮게 나타나기 때문에 빙하기동안에 이와 같은 중층수 및 심층수가 강화되었을 것이다(Boyle, 1988). CLIMAP 연구에 의하면 겨울철에 쿠릴열도 근처에 해빙이 매우 광범위하게 형성되고 있으며 이 지역에서 중층수 및 심층수가 강하게 형성된다고 보고되었다(CLIMAP Project Members, 1976). 북서태평양(일본의 동쪽해안)의 부유성 및 저서성 유공충의 연대차이는 수심 978m의 중층수의 경우 15.6kyr에서 13.1kyr동안에 매우 적은 차이(310yr에서 440yr)를 나타내고 있다(Duplessy et al., 1989). 그러나, 주상시료 P-4에서 채취된 부유성 및 저서성 유공충의 방사성 탄소동위원소 연령차이는 카드뮴 자료에서 얻어진 것만큼 그렇게 작게 나타나지 않았다. 하지만, 연령차이의 자료가 그렇게 많지 않기 때문에 자세하기 기록된 자료에서 적은 차이는 카드뮴의 경우 유용하다고 사료된다.

여기에서 제시되고 있는 가설은 주로 카드뮴 자료에 의거하여 지난 빙하기에서 빙하기 후퇴하는 시기동안 북서태평양에서 심층수괴가 형성된다는 것이다. 그러나, 다른 고해양학적 추적자들은 이러한 가설을 뒷받침하고 있지는 않다. 이러한 가설이 확실하게 증명되기 위해서는 다음 두 지역에서 더욱 많은 연구가 수행되어야 한다.

(가) 지난 빙하기동안 영양염이 고갈된 심층수괴와 빙하기 후퇴하는 시기동안 심층수괴의 변화에 대한 연구는 북서태평양에서 더욱 많은 저서성 유공충의 카드뮴 자료가 필요하다.

(나) 카드뮴 자료와 탄소동위원소 자료사이에 나타나는 차이를 정량적으로 해결하기 위한 이론은 과거 해양에서 영양염 농도의 분포를 하나로 통일시켜 복원하는데 필요하다.

### (3) 오호츠크해의 고해양학적 중요성 - 추적자 연구의 가능성

태평양은 현재 대양의 심층순환에 있어서 수괴의 종착역에 해당하기 때문에 빙하기와 간빙하기 동안 북태평양의 순환에 발생한 변화에 대하여 연구하는 것은 대기의 이산화탄소부분압의 변화를 이해하는데 매우 중요하다. 현재 대양의 순환은 태평양의 심층수괴에 이산화탄소를 축적시키는 역할을 하지만, 빙하기동안 태평양에서 새로운 심층수괴가 형성될 수 있었다는 많은 상상이 있었다(Mammerickx, 1985; Keigwin, 1987; Keigwin et al., 1992; Zahn et al., 1991). 더군다나, 북태평양의 주변해역들은 중간수층으로 분지의 순환을 형성하고 있다(Reid, 1973; Talley, 1991). 전 대양의 어느 곳에서나 이러한 중층수괴는 빙하기동안 심층수괴의 약화에 의해 상대적으로 순환이 강화되었다(Boyle and Keigwin, 1987; Kallel et al., 1988; Oppo and Lehman, 1993).

과거 연구들에 의하면, 오호츠크해는 과거 기후와 수괴순환의 복원을 연구하는데 매우 적합한 퇴적물들을 보존하고 있다고 밝혀졌다(Gorbarenko et al., 1988; Morley et al., 1991). 오호츠크해 분지에서 채취된 많은 주상시료들에서 반원양성 퇴적물의 퇴적속도가 매우 빠르게 나타나고 있고,

적어도 빙하기동안 저서성 유공충(*Cibicidoides*)의 함량이 많아서 중층수괴의 순환을 복원하는 연구에 적합하다(Fig. 5-4). 또한 주상시료 Volkanolog 34-91과 유사한 매우 좋은 자료를 포함하는 시료들이 수심 1000m에서 3200m사이에서 Akademia Nauk Rise의 주변을 따라서 100m간격으로 채취되었다.

오호츠크해에서 채취된 주상시료의 분석자료와 북서태평양의 Emperor 해중산 지역에서 얻어진 주상시료의 자료들이 Fig. 5-4에 함께 비교되어 있다. 이 두 지역에서 채취되어 분석된 온도, 염도, 인, 탄소동위원소, 용존산소 등의 여러 자료들은 오호츠크해의 수심 2300m에서 1000m사이의 수괴들이 태평양과 완벽하게 연결되고 있음을 보여주었다. 이러한 사실은 현재 크루젠츠턴해협(Kruzenshtern Strait; sill-1600m)을 통해서 오호츠크해로 유입되고 부솔해협(Bussol' Strait-2300m)을 통해 태평양으로 유출되는 중층수의 수괴순환과 매우 잘 일치하는 것이다(Fig. 5-5).

그렇다면, 빙하기시대에도 이렇게 오호츠크해와 태평양사이에 유지되는 중층수괴의 순환이 현재와 매우 유사했을 것이라고 가정할 수 있다. 또한, 현재 오호츠크해의 분지에는 *Cibicidoides*종의 저서성 유공충이 발견되지 않기 때문에 이러한 종들이 심층수괴 순환의 영양염 지시자로 작용하는 것과 마찬가지로 중층수괴의 영양염 상태를 반영할 수 있는 훌륭한 지시자로에 작용한다고 가정할 수 있다. 빙하기의 시대를 나타낼 수 있는 저서성 유공충 *Uvigerina*의 산소동위원소 자료를 이용하여 *Cibicidoides*에서 분석된 탄소동위원소 자료가 Fig. 5-6에 나타나있다. Fig. 5-6에서 굵은 실선으로 연결된 자료는 Emperor 해중산에서 얻어진 탄소동위원소 자료이고 가는 실선은 오호츠크해에서 분석된 탄소동위원소 자료이다. 앞서 설명하였듯이 두 지역에서 수심 2300m와 1000m사이에서는 물리해양학적으로 수괴의 구분이 되지 않는다. 현재 심해의 퇴적물에서 채취된 *Cibicidoides*의 탄소동위원소 자료(흰색원)는 수층의 자료와 거의 유사하다. 사할린섬(Sakhalin)의 근해에서 수심 1000m 지역의 오호츠크해로부터 채취된 주상시료 BC-32에는 유일하게 주상시료 상부에 *Cibicidoides* 저서성 유공충이 발견되고 있다.

빙하기동안 *Cibicidoides* 저서성 유공충은 이 지역에서 서식하였다. 빙하기시대의 유공충에서 분석된 탄소동위원소(검은색원) 자료는 주상시료의 상부에서 분석된 자료와 비교할 때 상당한 차이를 보이고 있으며, 이러한

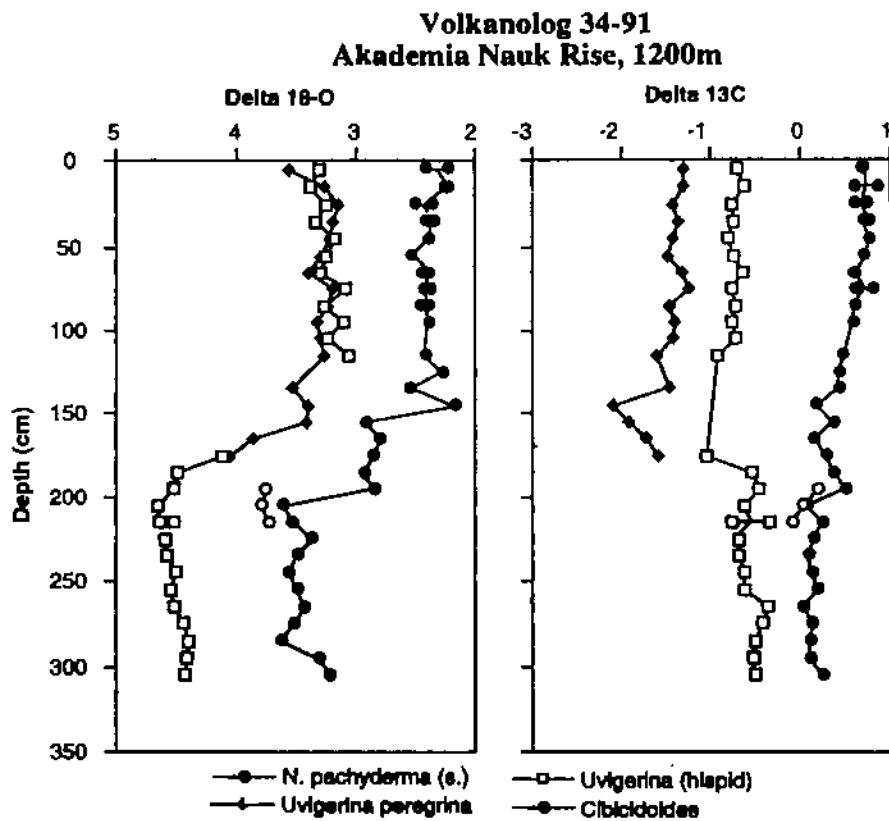


Fig. 5-4. Stable isotope record from core Volkanolog 34-91 at 1200m water depth on Akademia Nauk Rise. Oxygen isotope results on the benthic foram *Uvigerina* and the planktonic *N. pachyderma* (s.) show that there is about 150cm of Holocene section, with glacial maximum conditions deeper than 200cm. Carbon isotope analyses of *Cibicides* from the glacial maximum level at this and many other locations are used in making the paleohydrographic section shown in Figure 5-6.



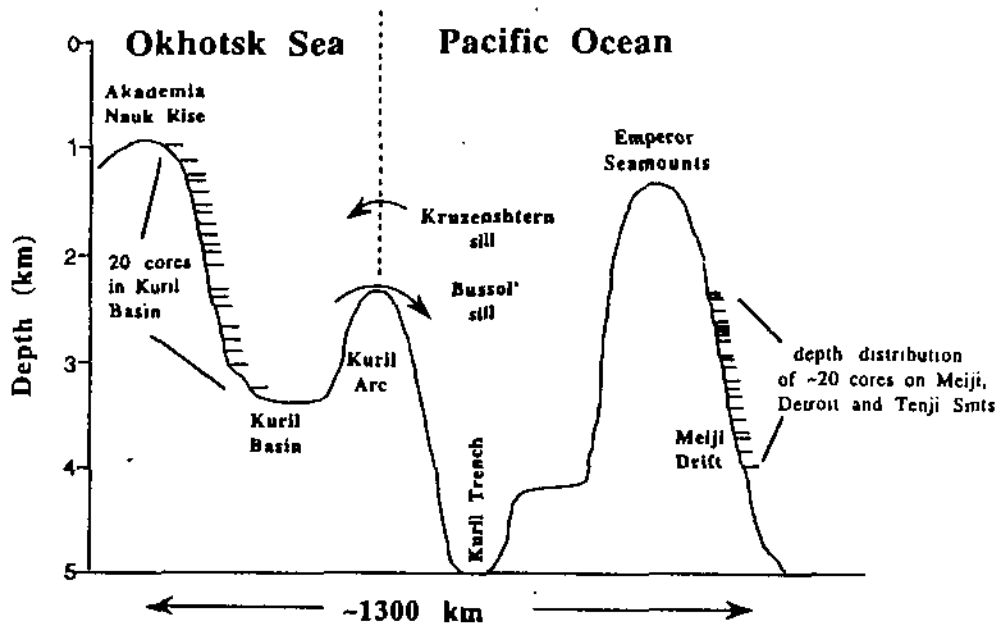


Fig. 5-5. A schematic diagram illustrating the physiography, circulation and distribution of some sediment cores in the Okhotsk Sea and on the northern Emperor Seamounts in the open Pacific Ocean.

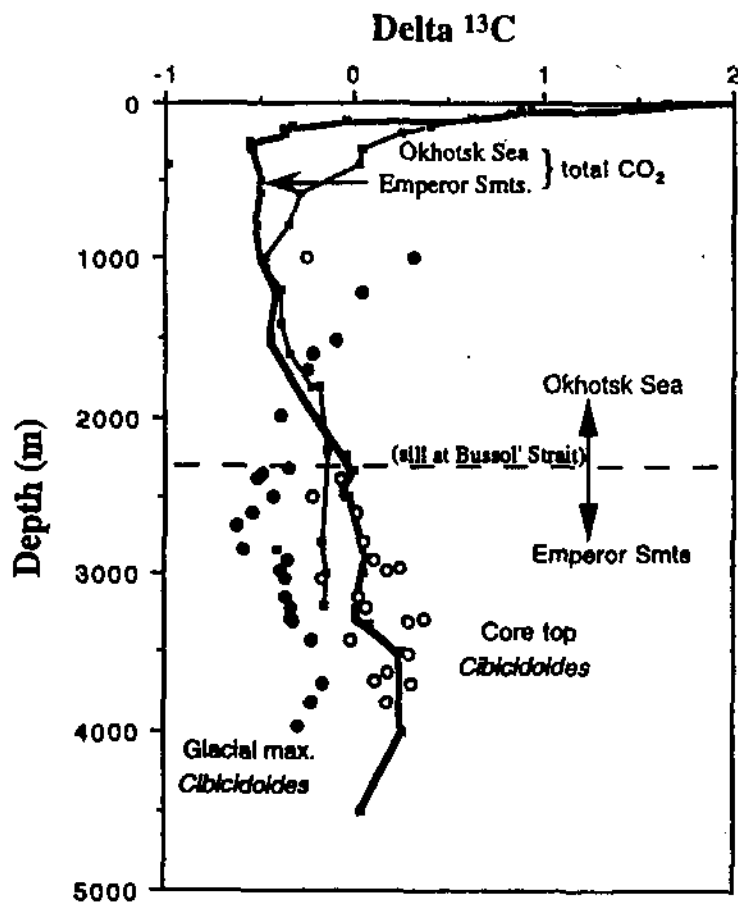


Fig. 5-6. Modern water column hydrography ( $\delta^{13}\text{C}$  of total  $\text{CO}_2$ ) in the Okhotsk Sea (thin line) and the open northwestern Pacific (thick line), compared to  $\delta^{13}\text{C}$  values of Holocene *Cibicidoides* (open circles) and glacial maximum *Cibicidoides* (filled circles). The paleohydrographic data depart from the modern circulation pattern above 2300m, where  $\delta^{13}\text{C}$  value increases indicating better ventilation. The fact that this change occurs at about the sill depth of the Okhotsk Sea suggests that that sea may have been the source region.

차이는 빙하기와 간빙하기를 지나는 동안 평균적으로 변화된 해수의 탄소동위원소비(0.3-0.4‰)와 거의 같다. 이러한 특징은 빙하기와 간빙하기 동안에 심층수괴 순환에 어떠한 변화도 없었다는 것을 지시하며, 앞 절에서 설명한 카드뮴의 자료와 상반되어 나타나는 것이다(Boyle, 1992). 그렇지만, 수심 2300m 이상에서는 오호츠크해의 탄소동위원소 자료가 상대적으로 증가된 순환의 양상을 보여주며, 이것은 대양의 다른 지역에서 관찰된 현상과 매우 유사하다. 빙하기와 간빙하기 동안에 변화된 해수의 평균 탄소동위원소 변화량인 0.3에서 0.4‰을 보정한다면, 수괴순환의 변화는 아마 부솔해협(Bussol' Strait)의 수심에서 시작되었을 것이다. 이러한 결과는 오호츠크해가 빙하기동안에 북태평양에 용존산소가 충분한 중층수괴를 더 활발하게 형성한 기원지라고 제시하는 것이다. 이렇게 활발히 발달된 순환에 의한 영향은 남쪽으로 이동하여 캘리포니아만(Gulf of California) 지역에서도 그 증거를 찾을 수 있다. 오늘날 태평양중층수괴(Pacific Intermediate Water)의 영향으로 무산소환경으로 나타나는 구아이마스분지(Guayma Basin)는 빙하기동안 용존산소가 충분한 심층수괴에 의해 저서성 생물들이 활발히 서식하였다(Keigwin and Jones, 1990). 그렇다면, 카드뮴 추적자를 이용하여 탄소동위원소 자료에서 나타난 결과를 뒷받침 할 필요가 더욱 절실하며, 오호츠크해에서 카드뮴 자료를 획득하는 고해양학적 연구는 북서태평양 및 전 지구적인 환경변화를 해결하는데 매우 중요한 역할을 할 것이다.

## 라. 결론

북서태평양의 중층수괴에서 나타나는 저서성 유공충의 카드뮴 자료는 빙하기동안 심층수괴의 카드뮴 농도가 현재에 비하여 약 20% 감소하였음을 보여준다. 특히 15만년전의 빙하기 후퇴하는 시기에는 카드뮴의 농도가 북대서양의 수괴에서 나타나는 값만큼 적게 측정되었다. 북서태평양과 서적도태평양에서 관측된 카드뮴 자료들을 종합해 볼 때 다음과 같은 세 가지 특징을 관찰할 수 있다.

(가) 지난 빙하기동안(22-15kyr) 서적도태평양 중층수괴의 카드뮴 농도가

북서태평양보다 매우 크게 측정되었다.

(나) 빙하가 후퇴하는 시기동안(15-8kyr)에는 두 지역의 중층수괴에서 관측된 카드뮴 자료가 변동하였다. 북서태평양에서는 빙하 후퇴하기 시작하는 초기단계인 15kyr에 카드뮴의 농도가 현재의 대서양에서 관측되는 것만큼 매우 낮게 측정되었다.

(다) 8천년 전 이후에는 두 지역에서 카드뮴의 농도가 현재의 태평양에서 나타나는 것과 같이 거의 같아졌다.

카드뮴의 자료와는 다르게 이러한 지역들에서 탄소동위원소비는 빙하기에서 현세로 오는 동안 거의 유사하게 증가되고 있다. 이러한 특성은 북태평양에서 낮은 탄소동위원소를 보이는 표층수에 기인한다. 표층수와 중층수 사이에 수괴의 순환이 북서태평양에 존재하고 있음이 제시된다. 북서태평양에서 이러한 순환은 빙하 후퇴하는 초기단계에 강화되었으며 그 당시에 북서태평양의 카드뮴 농도는 현재의 북대서양에서 나타나는 것만큼 낮은 농도를 유지하였고 그 당시에 서적도태평양의 카드뮴 농도의 변동을 초래하였다.

오호츠크해의 탄소동위원소 자료에 의하면 빙하기동안 수심 2300m 이상에서는 상대적으로 증가된 순환의 양상을 보여주며, 빙하기와 간빙기 동안에 변화된 해수의 평균 탄소동위원소 변화량인 0.3에서 0.4‰을 보정한다면, 수괴순환의 변화는 아마 부솔해협(Bussol' Strait)의 수심에서 시작되었을 것이다. 따라서, 오호츠크해가 빙하기동안에 북태평양에 용존산소가 충분한 중층수괴를 더 활발하게 형성한 기원지라고 제시할 수 있다. 결과적으로, 카드뮴 자료가 부족한 오호츠크해에서 추적자를 이용한 고해양학적 연구는 매우 필요하며 북서태평양 및 전 지구적인 환경변화를 해결하는데 커다란 기여를 할 것으로 사료된다.

## 참 고 문 헌

- Bainbridge, A.E., 1980, *GEOSECS Atlantic Ocean Expedition, vol. 2, Sections and Profiles*, U.S. Government Printing Office, Washington, D. C.
- Balsam, W. 1981. Late quaternary sedimentation in the western North Atlantic: stratigraphy and paleoceanography. *Paleogeog. Paleoclimatol. Paleoecol.* 35: 215-40
- Bard, E., Hamelin, B., Fairbanks, R. G., Zindler, A. 1990. Calibration of the  $^{14}\text{C}$  timescale over the past 30,000 years using mass spectrometric U-Th ages from Barbados corals. *Nature* 345: 405-10
- Barnola, J. M., Raynaud, D., Korotkevitch, Y. S., Lorius, C. 1987. Vostok ice core: a 160,000-year record of atmospheric  $\text{CO}_2$ . *Nature* 329: 408-14
- Belanger, P.E., W.B. Curry, and R.K. Matthews, 1981, Core-top evaluation of benthic foraminiferal isotopic ratios for paleoceanographic interpretation, *Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol.*, 33, 205-220.
- Bloemendal, J., Lamb, B., King, J. 1988. Paleoenvironmental implications of rockmagnetic properties of Late Quaternary sediment cores from the Eastern Equatorial Atlantic. *Paleoceanography*, 3: 61-87
- Boyle, E.A., 1981, Cadmium, zinc, copper, and barium in foraminifera tests, *Earth Planet. Sci. Lett.*, 53, 11-35.
- Boyle, E.A. 1983. Manganese carbonate overgrowths on foraminifera tests. *Geochim. Cosmochim. Acta* 47: 1815-19

- Boyle, E.A., 1984, Sampling statistic limitations on benthic foram chemical and isotopic data, *Mar. Geol.*, 58.
- Boyle, E.A., 1984, Cadmium in foraminifera and abyssal hydrography: Evidence for a 41 kyr obliquity cycle, in *Climate Processes and Climate Sensitivity, Geophys. monogr. Ser.*, vol. 29, edited by J. E. Hansen and T. Takahashi, pp. 360-368, AGU, Washington, D. C.
- Boyle, E. A. 1984. Benthic hydrography and the 41 kyr obliquity cycle . In *Climate Processes and Climate Sensitivity, Am. Geophys. Union Monogr. 29: 360-68*
- Boyle, E.A., 1986, Paired carbon isotope and cadmium data from benthic foraminifera: Implications for changes in oceanic phosphorous, oceanic circulation, and atmospheric carbon dioxide, *Geochim. Cosmochim. Acta*, 50, 265-276.
- Boyle, E.A., 1988a, The role of vertical chemical fractionation in controlling Late Quaternary atmospheric carbon dioxide, *J. Geophys. Res.*, 93.
- Boyle, E.A. 1988b, Cadmium: chemical tracer of deep-water paleoceanography. *Paleoceanography*, 3: 471-89
- Boyle, E.A. 1988c, Vertical oceanic nutrient fractionation and glacial/interglacial CO<sub>2</sub> cycles. *Nature* 331: 55-56
- Boyle, E.A. 1988d, The role of vertical chemical fractionation in controlling late Quaternary atmospheric carbon dioxide. *J. Geophys. Res.* 93: 15,701-14

- Boyle, E.A., 1992, Oceanic chemical distributions during the stage 2 glacial maximum: Cadmium and  $\delta^{13}\text{C}$  evidence compared, *Ann. Rev. Earth Planet. Sci.*, 20, 245-287.
- Boyle, E.A. and L.D. Keigwin, 1982, Deep circulation of the North Atlantic over the last 200,000 years: Geochemical evidence, *Science*, 218, 784-787.
- Boyle, E.A., and L.D. Keigwin, 1985/1986, Comparison of Atlantic and Pacific paleochemical records for the last 215,000 years: Changes in deep ocean circulation and chemical inventories, *Earth Planet. Sci. Lett.*, 76, 135-150.
- Boyle, E.A., and L.D. Keigwin, 1986, Glacial North Atlantic hydrography and atmospheric carbon dioxide, *EOS Trans. AGU*, 67, 868-869.
- Boyle, E.A., and L.D. Keigwin, 1987, North Atlantic thermohaline circulation during the last 20,000 years linked to high latitude surface temperature. *Nature* 330: 35-40
- Boyle, E.A., F.R. Sclater, and J.M. Edmond, 1976, On the marine geochemistry of cadmium, *Nature*, 263, 42-44.
- Boyle, E.A., S.S. Husted, and S.P. Jones, 1981, On the distribution of copper, nickel, and cadmium in the surface waters of the North Atlantic and North Pacific Ocean, *J. Geophys. Res.*, 86, 8048-8066.
- Boyle, E.A., S.S. Husted, and B. Grant, 1982, The chemical mass balance of the Amazon plume, II, Copper, nickel and cadmium, *Deep Sea Res.*, 29, 1355-1364.
- Boyle, E.A., D.F. Reid, S.S. Husted, and J. Hering, 1984, Trace metals and

radium in the Gulf of Mexico: An evaluation of river and continental shelf sources, *Earth Planet. Sci. Lett.*, 69, 69-87.

Boyle, E.A., S.D. Chapnick, X.X. Bai, and A. Spivack, 1985, Trace metal enrichments in the Mediterranean Sea, *Earth Planet. Sci. Lett.*, 74, 405-419.

Broecker, W.S., 1981, Geochemical tracers and ocean circulation, in *Evolution of Physical Oceanography*, edited by B.A. Warren and C. Wunsch, pp. 434-460, MIT Press, Cambridge, Mass.

Broecker, W.S., 1982a, Ocean chemistry during glacial time, *Geochim. Cosmochim. Acta*, 46, 1689-1705.

Broecker, W.S., 1982b, Glacial to interglacial changes in ocean chemistry, *Prog. Oceanogr.*, 11, 151-197.

Broecker, W.S., and T.-H. Peng, 1982, *Tracers in the Sea*, 690 pp., Eldigio Press, New York.

Broecker, W.S. and T.H. Peng, 1984, The climate-chemistry connection, in *Climate Processes and Climate Sensitivity*, *Geophys. Monogr. Ser.*, vol. 29, edited by J. E. Hansen and T. Takahashi, AGU, pp. 327-336, Washington, D. C.

Broecker, W.S., and Peng, T.-H. 1990, The cause of glacial to interglacial atmospheric CO<sub>2</sub> change: a polar alkalinity hypothesis. *Glob. Biogeochem. Cycles* 3: 215-240

Broecker, W.S., D.M. Peteet, and D. Rind, 1985, Does the ocean-atmosphere system have more than one stable mode of



- operation?, *Nature*, 315, 21-26.
- Broecker, W. S., Peng, T. H., Trumbore, S., Bonani, G., and Wolfli, W., 1990a, The distribution of radiocarbon in the glacial ocean. *Glob. Biogeochem. Cycles* 4: 103-117.
- Broecker, W. S., Bond, G., Klas, M., Bonani, G., Wolfli, W. 1990b. A salt oscillator in the glacial Atlantic? The concept. *Paleoceanography* 5: 469-78
- Broecker, W. S., Blanton, S., Smethie, W., and Ostlund, G., 1991. Radiocarbon decay and oxygen utilization in the deep Atlantic ocean. *Glob. Biogeochem. Cycles*
- Bruland, K.W., 1980, Oceanographic distribution of cadmium, zinc, nickel, and copper in the North Pacific, *Earth Planet. Sci. Lett.*, 47, 176-198.
- Bruland, K.W., 1983, Trace elements in seawater, in *Chemical Oceanography* vol. 8, edited by J. P. Riley and R. Chester, pp. 157-220, Academic, San Diego, Calif.
- Bruland, K.W. and R.P. Franks, 1983, Mn, Ni, Cu, Zn, and Cd in the western North Atlantic, in *Trace Metals in Seawater*, edited by C. S. Wong, E. Boyle, K. W. Bruland, J. D. Burton, and E. D. Goldberg, pp. 395-414, Plenum, New York.
- Bruland, K.W., G.A. Knauer, and J.H. Martin, 1978, Cadmium in northeast Pacific waters, *Limnol. Oceanogr.*, 23, 618-625.
- Bryden, H., and M. Hall, 1980, Heat transport by currents across 25°N latitude in the Atlantic Ocean, *Science*, 207, 884-886.

Chappell, J., and Shackleton, N.J., 1986, Oxygen isotopes and sea level. *Nature*, 324, 137-140.

Charles, C.D., and Fairbanks, R.G., 1990, Glacial to interglacial changes in the isotopic gradients of southern ocean surface water. In *Geological History of the Polar Oceans: Arctic vs. Antarctic*, pp. 519-537. Dordrecht: Kluwer.

Chung, Y., and H. Craig, 1973, Radium-226 in the eastern equatorial Pacific, *Earth Planet. Sci. Lett.*, 17, 306-318.

Climate: Long-Range Investigations, Mapping and Prediction PROJECT MEMBERS, 1976, The surface of the ice-age earth, *Science*, 191, 1131-1137.

Cofer-Shabica, N.B., and L.C. Peterson, 1986, Carbon isotope evidence for an O<sub>2</sub>-rich deep water in the eastern Caribbean Sea, *Geol. Soc. Am. Abstr. Programs*, 17, 567.

Collier, R., and J.M. Edmond, 1984, The trace element geochemistry of marine biogenic particulate matter, *Prog. Oceanogr.*, 13, 113-199.

Corliss, B.H., 1970, Quaternary Antarctic Bottom Water history: Deep-sea benthonic foraminiferal evidence from the southeast Indian Ocean, *Quat. Res.*, 12, 271-289.

Corliss, B.H., 1979, Recent deep-sea benthonic foraminiferal distributions in the southeast Indian Ocean: Inferred bottom water routes and ecological interactions, *Mar. Geol.*, 31, 115-138.

- Corliss, B.H., 1982, Linkage of North Atlantic and southern ocean deep-water during glaciation, *Nature*, 298, 458-460.
- Corliss, B.H., 1985, Microhabitats of benthic foraminifera within deep-sea sediments, *Nature*, 314, 435-438.
- Craig, H., W.S. Broecker, and R.F. Weiss, 1982, *GEOSECS Pacific Ocean Expedition, vol. 4, Sections and Profiles*, U.S. Government Printing Office, Washington, D.C.
- Curry, W.B., and G.P. Lohmann, 1982, Carbon isotopic changes in benthic foraminifera from the western South Atlantic: Reconstruction of glacial abyssal circulation patterns, *Quat. Res.*, 18, 218-235.
- Curry, W.B., and G.P. Lohmann, 1983, Reduced advection into Atlantic Ocean deep eastern basins during last glaciation maximum, *Nature*, 306, 577-580.
- Curry, W.B., and G.P. Lohmann, 1985, Carbon deposition rates and deep water residence time in the equatorial Atlantic Ocean throughout the last 160,000 years, in *The Carbon Cycle and Atmospheric CO<sub>2</sub>: Natural Variations Archean to Recent*, *Geophys. Monogr. Ser.*, vol. 32, edited by E. Sundquist and W. Broecker, 285-301, AGU, Washington, D.C.
- Curry, W.B., J.C. Duplessy, L.D. Labeyrie, and N.J. Shackleton, 1988, Changes in the distribution of  $\delta^{13}\text{C}$  of deep water between the last glaciation and the Holocene, *Paleoceanography*, 3, 317-342.
- Danielsson, L.G. and S. Westerlund, 1983, Trace metals in the arctic ocean, in *Trace Metals in Seawater*, edited by C.S. Wong, E. Boyle, K.W. Bruland, J.D. Burton, and E.D. Goldberg, pp. 85-96, Plenum,

New York.

Dansgaard, W., S.J. Johnsen, H.B. Clausen, D. Dahl-Jensen, N. Gundestrup, C.U. Hammer, and H. Oeschger, 1984, North Atlantic climate oscillations revealed by deep Greenland cores, in *Climate Processes and Climate Sensitivity, Geophys. Monogr. Ser.*, vol. 29, edited by J. E. Hansen and T. Takahashi, pp. 288-298, AGU, Washington, D. C.

Delaney, M.L., 1983, Foraminiferal trace elements: Uptake, diagenesis, and 100 m.y. paleochemical history, Ph.D. thesis, 253 pp., joint program in oceanography, Mass. Inst. of Technol./ Woods Hole Oceanogr. Inst., Woods Hole, Mass.

Delaney, M.L., 1987, Cadmium-to-calcium ratios in Late Miocene benthic foraminifera from DSDP Site 258B (Leg 74), Walvis Ridge, South Atlantic (Abstract), *EOS Trans, AGU*, 68.

Duplessy, J.C., 1982, North Atlantic deep water circulation during the last climatic cycle, *Bull. Inst. Geol. Bassin d'Aquitaine*, 31, 379-391.

Duplessy, J.C. and N.J. Shackleton, 1984, Carbon-13 in the world ocean during the last interglaciation and the penultimate glacial maximum, *Prog. Biometreol., Div. A*, 3, 48-54.

Duplessy, J.C. and N.J. Shackleton, 1985, Response of global deep-water circulation to Earth's climatic change 135,000-107,000 years ago, *Nature*, 316, 500-507.

Duplessy, J.C., Labeyrie, L., and Blanc, P.L., 1988, Norwegian Sea Deep Water variations over the last climatic cycle: paleoceanographical implications. In *Long and Short Term Variability of Climate*, pp.

83-116. Berlin: Springer-Verlag.

Duplessy, J.C., J. Moyes, and C. Pujol, 1980, Deep water formation in the North Atlantic Ocean during the last ice age, *Nature*, 286, 479-482.

Duplessy, J.C., N.J. Shackleton, R.K. Matthews, W. Prell, W.F. Ruddiman, M. Caralp, and C. Hendy, 1984,  $^{13}\text{C}$  record of benthic foraminifera in the last interglacial ocean: Implications for the carbon cycle and the global deep water circulation, *Quat. Res.*, 21, 225-243.

Duplessy, J.C., N.J. Shackleton, R.G. Fairbanks, L. Labeyrie, D. Oppo, and N. Kallel, 1988, Deep water source variations during the last climatic cycle and their impact on the global deep water circulation, *Paleoceanography*, 3, 343-360.

Ennever, F., and McElroy, M., 1985, Changes in atmospheric  $\text{CO}_2$ : Factors regulating the glacial to interglacial transition. In *The Carbon Cycle and Atmospheric  $\text{CO}_2$ : Natural Variations Archean to Present*, ed. E. Sundquist, W.S. Broecker, pp. 154-162. Washington, DC: Am. Geophys. Union.

Gorbarenko, S.A., 1996, Stable isotope and lithologic evidence of late-glacial and Holocene oceanography of the northwestern Pacific and its marginal seas. *Quat. Res.*, 46, 230-250.

Graham, D.W., B.H. Corliss, M.L. Bender, and L.D. Keigwin, 1981, Carbon and oxygen isotopic disequilibria of Recent deep-sea foraminifera, *Mar. Micropaleontol.*, 6, 483-497.

Hansen, J., Lacis, A., Russel, G., Stone, T.P., Fung, I., et al. 1984, Climate Sensitivity: analysis of feedback mechanisms. In *Climate Processes*

- and Climate Sensitivity*, ed. J. Hansen, T. Takahashi, pp. 130-163. Am. Geophys. Union. Monogr.
- Heggie, D., D. Kahn, and K. Fischer, 1986, Trace metals in metalliferous sediments, MANOP site M: Interfacial pore water profiles, *Earth Planet. Sci. Lett.*, *80*, 106-116.
- Hester, K., and E. Boyle, 1982, Water chemistry control of the Cd content of benthic foraminifera, *Nature*, *298*, 260-261.
- Imbire, J., J.D. Hays, D.G. Martinson, A. McIntyre, A.C. Mix, J.J. Morley, N.G. Pisias, W.L. Prell, and N. Shackleton, 1984, The orbital theory of Pleistocene climate: Support from a revised chronology of the marine  $\delta^{18}\text{O}$  record, in *Milankovitch and Climate*, edited by A. Berger et al., pp. 269-305, D. Riedel, Hingham, Mass.
- Kallel, N., Labeyrie, L.D., Juillet-Laclerc, A., and Duplessy, J.C., 1988, A deep hydrological front between intermediate and deep water masses in the glacial Indian Ocean. *Nature*, *333*, 651-655.
- Keigwin, L., 1982, Stable isotope stratigraphy and paleoceanography of Sites 502 and 503, *Initial Rep. Deep Sea Drill. Proj.*, *68*, 445-453.
- Keigwin, L.D., 1987, North Pacific Deep Water formation during the latest glaciation. *Nature*, *330*, 362-64
- Keigwin, L.D., 1998, Glacial-age hydrography of the far northwest Pacific Ocean. *Paleoceanography*, *13*, 323-339.
- Keigwin, L.D., and E.A. Boyle, 1985, Carbon isotopes in deep-sea benthic foraminifera: Procession and changes in low-latitude biomass, in *The*

*Carbon Cycle and Atmospheric CO<sub>2</sub>: Natural Variations Archean to Present*, *Geophys. Monogr. Ser.*, vol. 32, edited by E. T. Sundquist and W. S. Broecker, pp.319-328, AGU, Washington D. C.

Keigwin, L.D., and Jones, D.A., 1989, Glacial-Holocene stratigraphy, chronology, and paleoceanographic observations on some North Atlantic sediment drifts. *Deep-Sea Res.*, 36, 845-867.

Keigwin, L.D., Jones, G.A., Lehman, S.J., and Boyle, E.A., 1991, Deglacial meltwater discharge, North Atlantic Deep Circulation, and Abrupt Climate Change. *J. Geophys. Res.*, 96, 16,811-16,826.

Knauer, G.A., and J.H. Martin, 1981, Phosphorus-cadmium cycling in northeast Pacific waters, *J. Mar. Res.*, 39, 65-76.

Knauer, G.A., J.H. Martin, and K.W. Bruland, 1979, Fluxes of particulate carbon, nitrogen, and phosphorus in the upper water column of the northeast Pacific, *Deep Sea Res.*, 26, 97-108.

Knox, F., and M. McElroy, 1984, Changes in atmospheric CO<sub>2</sub>: Influence of biota at high latitudes, *J. Geophys. Res.*, 89, 4629-4637.

Kroopnick, P.M., 1974, The dissolved O<sub>2</sub>-CO<sub>2</sub>-<sup>13</sup>C system in the eastern equatorial Pacific, *Deep Sea Res.*, 21, 211-227.

Kroopnick, P.M., 1980, The distribution of <sup>13</sup>C in the Atlantic Ocean, *Earth Planet. Sci. Lett.*, 49, 469-484.

Kroopnick, P.M., 1985, The distribution of <sup>13</sup>C of ΣCO<sub>2</sub> in the world ocean, *Deep Sea Res.*, 32, 57-84.

- Labeyrie, L.D., J.J. Pichon, M. Labracherie, P. Ippolite, J. Duprat, and J.C. Duplessy, 1986, Melting history of Antarctica during the past 60,000 years, *Nature*, 322, 701-706.
- Labeyrie, L.D., J.C. Duplessy, and P.L. Blanc, 1987, Variations in mode of formation and temperature of oceanic deep waters over the past 125,000 years, *Nature*, 327, 477-482.
- Lea, D.W., and Boyle, E.A., 1990, Foraminiferal reconstruction of barium distributions in water masses of the glacial oceans. *Paleoceanography*, 5, 719-742.
- Lorens, R.B., 1981, Sr, Cd, Mn, and Co distribution coefficients in calcite as a function of calcite precipitation rate, *Geochim, Cosmochim, Acta*, 45, 553-561.
- Luz, B., and Shackleton, N.J., 1975, CaCO<sub>3</sub> solution in the tropical east Pacific during the past 130,000 years. In *Dissolution of Deep-Sea Carbonates*, ed. W.V. Sliter, A.W. H. Be, W.H. Berger, pp. 142-150. Cushman Found. Foraminiferal Res., Spec. Publ.
- Martin, J. H., and G.A. Knauer, 1976, The elemental composition of plankton, *Geochim, Cosmochim, Acta*, 37, 1639-1653.
- McCorkle, D.C., S.R. Emerson, and P. Quay, 1985, Carbon isotopes in marine porewaters, *Earth Planet. Sci. Lett.*, 74, 13-26.
- Mix, A., and R.G. Fairbanks, 1985, North Atlantic surface-ocean control of Pleistocene deep-ocean circulation, *Earth Planet. Sci. Lett.*, 73, 231-243.



- Mix, A.C., and Ruddiman, W.F., 1985, Structure and timing of the last deglaciation: oxygen isotope evidence. *Quat. Sci. Rev.*, 4, 59-108.
- Mix, A., Ruddiman, W.F., and McIntyre, A., 1986, Late Quaternary paleoceanography of the tropical Atlantic, I: spatial variability of annual mean sea-surface temperatures, 0-20,000 years B.P. *Paleoceanography*, 1, 43-46.
- Mix, A.C., Pisias, N.G., Zahn, R., Rugh, W., and Lopez, C., 1990, Carbon-13 in Pacific deep and intermediate waters, 0-370 kyr bp: implications for ocean circulation and Pleistocene CO<sub>2</sub>. *Paleoceanography*, 6, 205-226.
- Morley, J.J., and Shackleton, N.J., 1984, The effect of accumulation rate on the spectrum of geological time series: evidence from two South Atlantic cores. In *Milankovitch and Climate*, ed. A. Berger, J. Imbrie, J. Hays, G. Kukla, B. Saltzman, pp. 467-480. Reidel.
- Morley, J.J., Heuser, L.E., and Shackleton, N.J., 1991, Late Pleistocene/Holocene radiolarian and pollen records from sediments in the Sea of Okhotsk. *Paleoceanography*, 6, 121-131.
- Neftel, A., Oeschger, H., Staffelbach, T., and Stauffer, B., 1988, CO<sub>2</sub> record in the Byrd ice core 50,000-5,000 years BP. *Nature*, 331, 609-611.
- Newell, R.E., 1974, Changes in the poleward energy flux by the atmosphere and ocean as a cause of climate change. *Quat. Res.*, 4, 117-127.
- Oppo, D.W., and R.G. Fairbanks, 1987, Variability in the deep and intermediate water circulation of the Atlantic Ocean during the past 25,000 years: Northern hemisphere modulation of the Southern Ocean, *Earth Planet. Sci. Lett.*, 86, 1-15.

- Oppo, D.W., and Fairbanks, R.G., 1990, Atlantic ocean thermohaline circulation of the last 150,000 years: relationship to climate and atmospheric CO<sub>2</sub> *Paleoceanography*, 5, 277-288.
- Oppo, D.W., Fairbanks, R.G., Gordon, A.L., and Shackleton, N.J., 1990, Late Pleistocene Southern Ocean <sup>13</sup>C variability. *Paleoceanography*, 5, 43-54.
- Parkin, D.W., and Shackleton, N.J., 1973, Trade wind and temperature correlations down a deep-sea core off the Saharan coast. *Nature*, 245, 455-457.
- Peng, T.H., W.S. Broecker, G. Kipphut, and N. Shackleton, 1977, Benthic mixing in deep sea cores by <sup>14</sup>C dating and its implication regarding climate stratigraphy and the fate of fossil fuel CO<sub>2</sub> in *Fate of Fossil Fuel CO<sub>2</sub> in the Oceans*, edited by N. R. Andersen and A. Malahoff, pp. 355-373, Plenum, New York.
- Pisias, N.G., 1983, Geologic time series from deep-sea sediments: Time scales and distortion by bioturbation, *Mar. Geol.*, 51, 99-113.
- Prell, W.L., Hutson, W.H., Williams, D.F., Be, A.W.H., Geitzenauer, K., and Molfino, B., 1980, Surface circulation of the Indian Ocean during the last glacial maximum, approximately 18,000 yr. B.P. *Quat. Res.*, 14, 309-336.
- Rau, G.H., Froelich, P.N., Takahashi, T., and des Marais, D.J., 1991, Does sedimentary organic  $\delta^{13}\text{C}$  record variations in Quaternary Ocean [CO<sub>2</sub>(aq)]? *Paleoceanography*, 6, 335-347.

- Rau, G.H., Sweeney, R.W., and Kaplan, I.R., 1982, Plankton  $^{13}\text{C}/^{12}\text{C}$  ratio changes with latitude: differences between northern and southern oceans. *Deep-Sea Res.*, 289, 1035-1039.
- Rau, G.H., Takahashi, T., and Des Marais, D.J., 1990, Latitudinal variations in plankton  $\text{C}^{13}$ : implications for  $\text{CO}_2$  and productivity in past oceans. *Nature*, 341, 516-518.
- Rau, G.H., Takahashi, T., Des Marais, D.J., and Sullivan, C.W., 1991, Particulate organic matter  $\delta^{13}\text{C}$  variations across the Drake Passage. *J. Geophys. Res.*
- Reid, J.L., 1979, On the contribution of the Mediterranean Sea outflow to the Norwegian-Greenland Sea. *Deep Sea Res., Part A*, 26, 1999-1223.
- Romine, K., 1982, Late quaternary history of atmospheric and oceanic circulation in the eastern Equatorial Pacific. *Mar. Micropaleontol.*, 7, 163-187.
- Rubinson, M., and R.N. Clayton, 1969, Carbon-13 fractionation between aragonite and calcite, *Geochim. Cosmochim. Acta*, 33, 997-1002.
- Sackett, W.M., Eckelmann, W.R., Bender, M.L., and Be, A.W.H., 1965, Temperature dependence of carbon isotope composition in marine plankton and sediments. *Science*, 148, 235-237.
- Sakamoto-Arnold, C.M., A.K. Hanson, D.L. Huizinga, and D.R. Kester, 1987, Spatial and temporal variability of cadmium in Gulf Stream warm core rings and associated waters, *J. Mar. Res.*, 45, 201-230.
- Sarmiento, J.L., and J.R. Toggweiler, 1984, A new model for the role of the

oceans in determining atmospheric  $p\text{CO}_2$ , *Nature*, 308, 621-624.

Shackleton, N.J., 1967, Oxygen isotope analyses and Pleistocene temperatures reassessed. *Nature*, 215, 15-17.

Shackleton, N.J., 1977a, The oxygen isotope stratigraphic record of the Late Pleistocene, *Philos. Trans. R. Soc. London Ser. B.*, 280, 169-182.

Shackleton, N.J., 1977b, Carbon-13 in *Uvigerina*, tropical rainforest history and the equatorial Pacific carbonate dissolution cycles, in *Fate of Fossil Fuel CO<sub>2</sub> in the Oceans*, edited by N. R. Andersen and A. Malahoff, pp. 401-427, Plenum, New York.

Shackleton, N.J., 1985, Formation of bottom water in the glacial North Pacific, *EOS, Trans. AGU*, 66, 292.

Shackleton, N.J., and N.D. Opdyke, 1973, Oxygen isotope and paleomagnetic stratigraphy of equatorial Pacific core V28-238: oxygen isotope temperatures and ice volumes on a  $10^5$  year and  $10^6$  year scale, *Quat. Res.*, 3, 39-55.

Shackleton, N.J., and N.G. Pisias, 1985, Atmospheric carbon dioxide, orbital forcing, and climate, in *The Carbon Cycle and Atmospheric CO<sub>2</sub>: Natural Variations Archean to Recent*, *Geophys. Monogr. Ser.*, vol. 32, edited by E. Sundquist and W. Broecker, 303-317, AGU, Washington, D.C.

Shackleton, N.J., J. Imbrie, and M. A. Hall, 1983a, Oxygen and carbon isotope record of East Pacific core V19-30: Implications for the formation of deep water in the Late Pleistocene North Atlantic, *Earth Planet. Sci. Lett.*, 65, 233-244.

- Shackleton, N.J., M.A. Hall, J. Line, and C. Shuxi, 1983b, Carbon isotope data from core V19-30 confirm reduced carbon dioxide concentration in the ice age atmosphere, *Nature*, 306, 319-322.
- Siegenthaler, U., and T. Wenk, 1984, Rapid atmospheric CO<sub>2</sub> variations and ocean circulation, *Nature*, 308, 624-625.
- Slowey, N.C., 1990, *The Modern and Glacial Thermoclines along the Bahamas Banks*. PhD thesis. Mass. Inst. Technol./Woods Hole Oceanogr. Inst.
- Spivack, A., S.S. Husted, and E. Boyle, 1983, Copper, nickel, and cadmium in the surface waters of the Mediterranean, in *Trace Metals in Seawater*, edited by C. S. Wong, E. Boyle, K. W. Bruland, J. D. Burton, and E. D. Goldberg, Plenum, New York, pp. 505-512.
- Streeter, S.S., and N.J. Shackleton, 1979, Paleocirculation of the deep North Atlantic: 150,000-year record of benthic foraminifera and oxygen-18, *Science*, 203, 168-171, 1979.
- Takahashi, T., Broecker, W.S., and Bainbridge, A.E., 1981, Supplement to the alkalinity and total carbon dioxide concentration in the world oceans. In *Carbon Cycle Modelling*, ed. B. Bolin, pp. 159-200. New York: Wiley.
- Thompson, P.R., 1981, Planktonic foraminifera in the western North Pacific during the past 150,000 years: comparison of modern and fossil assemblages. *Paleogeogr. Paleoclimatol. Paleoecol.*, 35, 241-279.
- Thompson, P.R., Be, A.W.H., Duplessy, J.C., and Shackleton, N.J., 1979,

Disappearance of pink-pigmented *Globigerioides ruber* at 120,000 yrs. b.p. in the Indian and Pacific Oceans. *Nature*, 280, 554-558.

Thunell, R.C., and Williams, D.F., 1989, Glacial-Holocene salinity change in the Mediterranean Sea: hydrographic and depositional effects. *Nature*, 338, 493-496.

Toggweiler, R., and Sarmiento, J.L., 1985, Glacial to interglacial changes in atmospheric carbon dioxide: the critical role of ocean surface water in high latitudes. In *Carbon Dioxide and the Carbon Cycle, Natural Variations Archaen to Present*, ed. E. Sundquist, W. S. Broecker, pp. 163-184. Washington, DC: Am. Geophys. Union.

Warren, B.A., 1981, Deep circulation of the world ocean, in *Evolution of Physical Oceanography*, edited by B. Warren and C. Wunsch, pp. 6-41, MIT Press, Cambridge, Mass.

Warren, B.A., 1983, Why is no deep water formed in the North Pacific?, *J. Mar. Res.*, 41, 327-347.

Weiss, R.F., W.S. Broecker, H. Craig, 1982, *GEOSECS Indian Ocean Expedition, vol. 4, Sections and Profiles*, U.S. Government Printing Office, Washington, D. C.

Wenk, T., and U. Siegenthaler, 1985, The high-latitude ocean as a control of atmospheric CO<sub>2</sub>, in *The Carbon Cycle and Atmospheric CO<sub>2</sub>: Natural Variations Archaen to Present, Geophys. Monogr. Ser.*, vol. 32, edited by E. T. Sundquist and W. S. Broecker, pp. 185-194, AGU, Washington, D. C.

Weyl, P.K., 1968, The role of the oceans in climatic change: a theory of

the ice ages. *Meteorol. Monogr.*, 8, 37-62.

Woodruff, F., S.M. Savin, and R.G. Douglas, 1980, Biological fractionation of oxygen and carbon isotopes by Recent benthic foraminifera, *Mar. Micropaleontol.*, 5, 3-11.

Woodruff, F., S.M. Savin, and R.G. Douglas, 1981, Miocene stable isotope record: A detailed deep Pacific Ocean study and its paleoclimatic implications, *Science*, 212, 665-668.

Worthington, L.V., 1981, The water masses of the World Ocean: Some results of a fine-scale census, in *Evolution of Physical Oceanography*, edited by B.A. Warren and C. Wunsch, pp. 42-69, MIT Press, Cambridge, Mass.

Wust, G., 1978, *The Stratosphere of the Atlantic Ocean*, edited by R. J. Emery, (translation from 1935 original), 112 pp., Amerind Press, New Delhi.

Zahn, R., K. Winn, and M. Sarnthein, 1986, Benthic foraminiferal  $\delta^{13}\text{C}$  and accumulation rates of organic carbon: *Uvigerina peregrina* group and *C. Wuellerstorfi*, *Paleoceanography*, 1, 27-42.

Zahn, R., and M. Sarnthein, 1986, Benthic isotopic evidence for changes of the Mediterranean outflow over the last 30,000 years, Abstracts with Programs, paper presented at the Second International Conference on Paleoceanography, Woods Hole Oceanographic Institution, Woods Hole, Mass.

Zahn, R., M. Sarnthein, and H. Erlenkeuser, 1987, Benthic isotope evidence for changes of the Mediterranean outflow during the late Quaternary,

*Paleoceanography*, 2, 543-560.

Zahn, R., Winn, K., and Sarnthein, M., 1986, Benthic foraminiferal  $^{13}\text{C}$  and accumulation rates of organic carbon: *Uvigerina peregrina* group and *Cibicidoides wuellerstorfi*. *Paleoceanography*, 1, 27-42.



## Geochemical Proxies and Paleoceanographic Study of the Okhotsk Sea

**Abstract** : We summarize the  $\delta^{13}\text{C}$  and cadmium data in the late Pleistocene sediments and present their distributions for the ocean during the last 30,000 years, and from these data determine the consequences of glacial-interglacial climate change on thermohaline circulation. These data show that deep ocean circulation patterns were significantly different during the most recent glacial maximum. In particular, based on the cadmium records from the northwesternmost and western equatorial Pacific, a steep gradient in the deep-water cadmium concentration between two basins from the last glacial to deglacial periods suggests that there was a convection cell in the northwest Pacific during the last glacial period. Paleoceanographic proxies obtained from the Okhotsk Sea also support the role of waters that pass through the Okhotsk Sea as a source for the North Pacific Ocean.

APPENDIX 1. Isotopic data for *Cibicidoides* spp. from core distributed throughout the world's ocean.

Depth, m	Age, kyr	$\delta^{18}\text{O}$	$\delta^{13}\text{C}$
Core: V28-14			
65°N 30°W			
1855 m			
0.500	3.5	2.45	0.91
0.700	4.7	2.65	0.69
0.900	5.9	2.64	0.28
0.900	5.9	2.82	0.25
1.000	6.6	2.56	0.32
1.100	8.7	3.02	0.58
1.200	11.2	3.25	0.51
1.300	15.0	4.54	1.13
1.490	17.0	4.32	1.03
1.500	17.1	4.20	1.30
1.600	18.1	4.42	1.07
1.600	18.1	4.06	1.32
1.700	19.2	4.55	1.45
1.800	20.2	4.40	1.47
1.800	20.2	4.00	0.98
1.900	21.3	4.42	1.05
2.200	24.4	3.93	0.76
2.300	25.5	3.68	0.22

Source: Shackleton [unpublished data]

Species: *C. wuellerstorfi*

Depth, m	Age, kyr	$\delta^{18}\text{O}$	$\delta^{13}\text{C}$
Core: CH73-139C			
55°N 16°W			
2209 m			
0.000	0.0	2.67	0.96
0.150	1.2	2.66	0.95
0.200	1.6	2.65	0.93
0.300	2.4	2.68	0.89
0.400	3.2	2.72	0.96
0.500	4.0	2.75	0.88
0.600	4.8	2.74	0.97
0.700	5.6	2.83	0.76
0.850	6.8	2.90	0.69
0.900	7.2	2.91	0.76
1.000	8.0	2.97	0.67
1.100	8.8	3.01	0.73
1.200	9.6	3.48	0.89
1.300	10.4	3.49	0.79
1.350	10.8	3.54	0.81
1.450	11.6	3.50	0.76
1.500	12.3	4.14	0.41
1.550	13.0	3.96	0.59
1.600	13.7	4.42	0.59
1.700	15.1	4.81	0.61
1.750	15.6	4.59	0.71
1.850	16.7	4.54	0.72
1.900	17.3	4.61	0.74
2.000	18.3	4.56	0.80
2.100	19.4	4.30	0.56
2.250	21.0	4.70	0.36
2.350	22.1	4.69	0.36
2.450	23.2	4.58	0.61
2.550	24.2	4.22	0.43
2.650	25.3	4.18	0.51
2.750	26.4	4.30	0.65
2.850	27.5	4.57	0.54
3.000	29.1	4.76	0.26
3.100	30.1	4.47	0.25
3.200	31.2	4.49	0.06
3.300	32.3	4.33	0.25

Source Duplessy [1982]

Species: *C. wuellerstorfi*

Depth, m	Age, kyr	$\delta^{18}\text{O}$	$\delta^{13}\text{C}$	Depth, m	Age, kyr	$\delta^{18}\text{O}$	$\delta^{13}\text{C}$
Core: CHN82-24				Core: V26-176			
43°N 30°W				36°N 72°W			
3070 m				3942 m			
0.040	0.4	2.69	1.11	0.000	0.0	2.54	1.15
0.040	0.4	2.68	0.99	0.100	0.6	2.53	1.04
0.070	1.3	2.66	0.85	0.200	1.2	3.05	1.14
0.100	2.2	2.61	1.27	0.300	1.8	2.72	0.84
0.100	2.2	2.58	1.01	0.390	2.3	2.69	0.62
0.130	3.1	2.59	1.29	0.500	3.0	2.48	0.63
0.130	3.1	2.63	1.03	0.600	3.6	2.73	0.90
0.190	4.9	2.69	0.91	0.770	4.6	2.88	0.66
0.220	5.9	2.67	1.04	1.000	6.0	2.80	1.45
0.250	6.8	2.84	1.05	1.100	6.6	2.96	1.16
0.250	6.8	3.00	0.87	1.290	7.8	2.63	0.79
0.330	9.2	3.13	0.88	1.400	8.4	1.68	2.81
0.545	13.6	4.16	0.67	1.400	8.4	2.81	1.23
0.590	14.3	4.37	0.42	1.450	8.7	2.46	1.01
0.620	14.7	4.40	0.48	1.500	9.0	2.61	1.08
0.650	15.5	4.41	0.53	1.600	9.6	2.57	1.11
0.730	18.6	4.08	0.48	1.690	10.2	2.95	1.33
0.750	19.3	4.09	0.59	1.800	10.9	2.74	0.95
0.830	22.4	4.08	0.70	2.010	11.8	3.31	0.74
0.910	25.5	3.96	0.60	2.110	12.0	3.33	0.84
0.970	27.8	3.77	0.76	2.200	12.2	3.45	0.40
1.100	32.9	3.93	1.00	2.300	12.4	3.50	0.66
1.165	35.4	3.81	0.63	2.390	12.6	3.20	0.60
1.190	36.3	4.02	1.23	2.620	13.0	3.53	0.08
1.260	39.1	3.78	0.95	3.200	14.1	3.51	0.60
1.300	40.6	3.69	0.93	3.470	14.6	4.01	0.03
1.330	41.8	3.93	0.86	3.710	15.4	4.17	0.52
1.385	43.9	3.42	0.89	3.810	16.8	3.56	0.90
				3.920	18.4	4.05	0.18
				4.280	23.4	3.76	0.55
				4.690	29.2	3.45	0.35
				4.790	30.6	3.70	0.17
				4.980	33.2	2.61	1.15
				5.080	34.6	3.69	0.24
				5.180	36.0	3.77	0.31
				5.320	38.0	4.07	0.63
				5.430	39.6	3.99	-0.51

Source: Boyle and Keigwin [1985/86]

Species: *C. wuellerstorfi*, *C. kullenbergi*

Source: Keigwin [unpublished data]

Species: *C. wuellerstorfi*, *C. kullenbergi*

Depth, m	Age, kyr	$\delta^{18}\text{O}$	$\delta^{13}\text{C}$
Core: CH72-02			
40°N 22°W			
3485 m			
0.000	0.0	2.92	0.90
0.040	2.2	3.00	0.90
0.100	5.4	2.76	0.92
0.250	13.1	3.78	0.75
0.300	15.1	4.27	0.80
0.350	16.5	4.29	0.82
0.400	18.0	4.24	0.70
0.520	21.4	4.16	0.84
0.600	23.7	4.00	0.92

Source: Duplessy [unpublished data]

Species: *Cibicides* spp.

Depth, m	Age, kyr	$\delta^{18}\text{O}$	$\delta^{13}\text{C}$
Core: CH75-03			
10°N 57°W			
3410 m			
0.013	0.4	2.88	0.89
0.075	2.3	2.77	0.84
0.150	6.8	2.99	0.78
0.225	8.5	3.33	0.55
0.512	11.4	3.58	0.76
0.837	15.1	4.68	0.04
0.937	17.5	4.65	0.31
1.237	24.6	4.25	0.48
1.268	25.3	4.28	0.39
1.450	29.6	4.69	0.04
1.487	30.5	4.64	0.15

Source: Duplessy [unpublished data]

Species: *Cibicides* spp.

Depth, m	Age, kyr	$\delta^{18}\text{O}$	$\delta^{13}\text{C}$
Core: CH75-04			
10°N 56°W			
3820 m			
0.000	0.0	2.82	0.86
0.125	4.0	3.20	0.48
0.425	7.5	3.07	0.56
0.525	8.6	3.31	0.52
0.613	9.6	3.75	0.62
0.637	9.9	3.84	0.49
0.687	10.4	3.14	0.51
0.962	15.1	4.60	0.08
1.087	16.6	4.48	-0.03
1.175	17.8	4.48	-0.02
1.288	19.2	4.58	-0.05
1.375	20.3	4.60	-0.41
1.475	21.6	4.56	-0.17

Source: Duplessy [unpublished data]

Species: *Cibicides* spp.

Depth, m	Age, kyr	$\delta^{18}\text{O}$	$\delta^{13}\text{C}$
Core: CH74-227			
35°N 29°W			
3225 m			
0.300	5.0	3.27	0.46
0.400	6.7	3.27	0.86
0.500	8.4	3.24	0.68
0.600	10.1	3.76	0.23
0.700	11.9	3.84	0.22
0.800	15.2	4.41	0.16
0.900	18.5	4.44	0.18
1.000	21.7	4.41	-0.01
1.100	25.0	4.03	0.03
1.200	28.3	3.87	0.08
1.300	31.5	3.98	0.29
1.400	34.8	3.75	0.11

Source: Duplessy [unpublished data]

Species: *Cibicides* spp.

Depth, m	Age, kyr	$\delta^{18}\text{O}$	$\delta^{13}\text{C}$
Core: V30-49			
18°N 21°W			
3093 m			
0.010	0.4	2.23	0.86
0.040	1.6	2.28	0.80
0.080	3.3	2.22	0.91
0.100	4.1	2.18	1.06
0.100	4.1	2.45	0.94
0.120	4.7	2.44	0.97
0.160	5.6	2.17	0.71
0.240	7.3	2.22	0.48
0.300	8.6	2.69	0.71
0.320	8.9	2.71	0.47
0.400	10.2	2.92	0.53
0.440	10.9	3.20	0.49
0.480	11.6	3.09	0.43
0.500	12.1	3.36	0.20
0.500	12.1	3.49	0.51
0.520	12.7	3.36	0.56
0.560	13.9	3.45	0.46
0.600	15.1	4.10	0.25
0.640	15.9	4.08	0.11
0.700	17.1	3.99	0.16
0.720	17.6	4.20	0.32
0.760	18.4	4.06	0.23
0.800	19.2	3.84	0.22
0.840	20.0	4.04	0.14
0.880	20.8	3.74	0.02
0.900	21.2	3.88	0.27
0.920	21.7	3.77	0.23
1.000	23.3	3.98	0.54
1.040	24.1	3.26	0.02
1.080	24.9	3.25	-0.01
1.100	25.3	3.54	0.37
1.120	25.7	3.46	0.38

Source: Mix and Fairbanks [1985]

Species: *C. wuellerstorfi*

Depth, m	Age, kyr	$\delta^{18}\text{O}$	$\delta^{13}\text{C}$
Core M12592			
25°N 17°W			
2573 m			
0.006	0.1	2.66	0.96
0.032	0.7	2.69	1.01
0.032	0.7	2.55	1.11
0.032	0.7	2.49	1.12
0.075	1.5	2.90	0.80
0.087	1.8	2.41	1.02
0.087	1.8	2.15	0.85
0.125	2.7	2.16	0.92
0.138	3.0	2.53	1.15
0.138	3.0	2.58	1.02
0.187	4.2	2.51	0.99
0.237	5.4	2.61	1.04
0.237	5.4	2.56	0.99
0.312	7.3	2.73	0.96
0.412	9.1	3.09	0.65
0.512	10.1	3.54	0.70
0.562	10.6	3.31	0.51
0.613	11.1	3.20	0.57
0.613	11.1	3.32	0.22
0.712	12.1	3.67	0.51
0.762	12.6	3.75	0.35
0.812	13.0	3.62	0.23
0.913	14.0	3.82	0.25
1.013	15.0	4.47	0.41
1.013	15.0	4.57	0.77
1.112	15.6	4.50	0.46
1.212	16.2	4.45	0.26
1.212	16.2	4.56	0.23
1.312	16.8	4.36	0.31
1.413	17.4	4.51	0.25
1.490	17.8	4.48	0.48
1.513	18.0	4.09	0.51
1.612	18.6	4.36	0.45
1.712	19.2	4.39	0.29
1.712	19.2	4.37	0.56
1.812	19.7	4.36	0.36
1.913	20.3	4.22	0.32
2.013	20.9	4.13	0.21
2.015	20.9	4.77	0.53
2.112	21.5	4.13	0.21
2.193	22.0	4.31	0.21
2.312	22.7	4.25	0.27
2.412	23.3	4.18	0.30
2.513	24.0	3.98	0.45
2.612	25.0	4.06	0.38
2.713	26.1	4.01	0.34
2.810	27.1	4.23	0.32
2.812	27.1	4.23	0.25
2.912	28.1	4.03	0.60
3.013	29.1	4.00	0.41
3.112	30.2	3.84	0.45
3.213	31.2	3.79	0.10
3.220	31.3	4.11	0.06
3.312	32.2	3.85	0.37
3.412	33.2	4.04	0.41
3.513	34.2	3.99	0.24
3.592	35.1	3.73	0.25

Source: Shackleton [1979], Zahn et al [1986]

Species: *C. wuellerstorfi*

Depth, m	Age, kyr	$\delta^{18}\text{O}$	$\delta^{13}\text{C}$
Core: KNR110-82			
4°N 47°W			
2816 m			
0.010	2.0	1.94	1.08
0.070	3.2	1.98	1.24
0.100	3.8	1.71	0.67
0.100	3.8	1.85	1.15
0.130	9.2	2.25	0.80
0.130	9.2	2.94	0.75
0.170	10.9	2.93	0.90
0.200	11.9	3.18	0.59
0.230	12.5	3.29	0.96
0.230	12.5	3.45	0.43
0.270	13.2	3.61	0.55
0.300	13.7	4.35	0.24
0.300	13.7	3.95	-0.08
0.300	13.7	4.31	0.24
0.300	13.7	4.25	0.63
0.300	14.3	4.08	-0.08
0.370	15.0	4.32	0.45
0.370	15.0	4.26	0.23
0.400	15.5	3.73	0.50
0.400	15.5	4.12	0.16
0.400	15.5	4.57	0.22
0.430	15.9	4.52	0.56
0.430	15.9	4.18	0.21
0.470	16.6	4.16	0.15
0.470	16.6	4.13	-0.01
0.500	17.0	4.20	0.05
0.500	17.5	4.04	-0.04
0.570	18.1	4.32	0.16
0.600	18.6	3.87	0.17
0.630	19.0	3.72	0.73
0.630	19.0	4.11	0.44
0.670	19.7	4.18	0.15
0.670	19.7	4.14	-0.08
0.700	20.1	4.04	0.41
0.730	20.6	4.15	0.31
0.770	21.2	4.05	0.38
0.800	21.7	4.06	0.10
0.800	21.7	3.46	-0.03
0.800	21.7	4.37	-0.08
0.830	22.1	4.12	0.47
0.870	22.7	3.99	0.56
0.900	23.2	4.00	0.54
0.900	23.7	3.80	0.59
0.970	24.3	3.75	0.64
0.970	24.3	3.15	0.44
1.000	24.8	3.24	0.62
1.000	24.8	3.62	0.07
1.030	25.2	3.77	0.65
1.030	25.2	3.26	0.68
1.070	25.8	3.58	0.48
1.100	26.3	3.65	0.58
1.100	26.3	3.80	0.48
1.130	26.8	3.18	0.31
1.130	26.8	3.90	0.71
1.130	26.8	4.04	0.70
1.170	27.4	3.15	0.67
1.200	27.8	3.50	0.86
1.230	28.3	3.62	1.12
1.230	28.3	3.76	0.85
1.270	28.9	3.40	0.80
1.300	29.4	3.75	0.71
1.300	29.4	3.87	0.95
1.330	29.9	3.33	0.65
1.330	29.9	3.69	0.67

Source: Curry and Lohmann [in manuscript]  
Species: *C. wuellerstorfi*

Depth, m	Age, kyr	$\delta^{18}\text{O}$	$\delta^{13}\text{C}$
Core: KNR110-75			
4°N 47°W			
3063 m			
0.010	0.2	2.52	0.41
0.010	0.2	2.40	1.20
0.070	1.7	2.35	1.02
0.070	1.7	2.78	1.49
0.100	2.5	2.33	0.84
0.130	5.1	2.03	0.54
0.130	5.1	2.66	1.36
0.170	9.5	3.02	0.32
0.200	11.3	2.92	0.50
0.230	13.4	4.01	0.65
0.230	13.4	3.96	0.36
0.270	14.0	3.67	0.28
0.270	14.0	3.90	0.07
0.300	14.5	3.11	-0.43
0.300	14.5	3.36	-0.03
0.300	14.5	4.02	0.14
0.330	15.0	4.01	0.47
0.330	15.0	4.00	-0.24
0.370	15.7	3.66	0.34
0.400	16.2	3.90	0.47
0.430	16.7	4.10	0.30
0.430	16.7	3.87	0.25
0.430	16.7	4.23	0.19
0.470	17.4	3.28	-0.04
0.470	17.4	3.79	0.01
0.470	17.4	4.16	0.16
0.500	17.9	3.85	0.41
0.530	18.4	3.76	0.30
0.570	19.1	3.95	0.38
0.600	19.6	3.78	0.48
0.630	20.1	3.65	0.19
0.630	20.1	3.28	-0.29
0.630	20.1	3.95	0.39
0.670	20.7	3.69	0.22
0.670	20.7	3.60	0.19
0.700	21.3	3.65	0.30
0.730	21.8	3.69	0.34
0.770	22.4	3.91	0.42
0.800	23.0	3.98	0.72
0.830	23.5	2.84	0.13
0.870	24.1	3.65	0.60
0.870	24.1	3.70	0.75
0.900	24.6	3.75	0.60
0.930	25.2	3.65	0.72
0.970	25.8	3.70	0.64
1.000	26.3	3.80	0.77
1.030	26.9	3.58	0.60
1.070	27.5	3.37	0.56
1.070	27.5	2.89	0.44
1.070	27.5	3.60	0.63
1.070	27.5	3.99	0.65
1.070	27.5	3.68	0.67
1.100	28.0	3.67	0.42
1.130	28.6	3.22	0.61
1.130	28.6	4.11	0.35
1.170	29.2	4.04	0.59
1.200	29.7	3.86	1.18
1.200	29.7	3.68	1.04
1.200	29.7	3.97	0.84
1.230	30.2	3.36	0.58
1.270	30.9	3.44	0.84
1.300	31.4	3.46	0.70
1.330	31.9	3.67	0.92
1.330	31.9	3.88	0.70

Source: Curry and Lohmann [in manuscript]  
Species: *C. wuellerstorfi*

Depth, m	Age, kyr	$\delta^{18}O$	$\delta^{13}C$
----------	----------	----------------	----------------

Core KNRI10-71  
 47N 47W  
 3164 m

0010	1.1	2.44	1.20
0010	1.1	2.16	1.22
0010	1.1	2.25	1.20
0070	3.5	2.22	0.99
0070	3.5	2.19	0.96
0100	7.0	2.96	1.36
0100	7.0	2.20	0.85
0100	7.0	2.54	1.39
0130	9.2	2.57	1.37
0130	9.2	3.16	0.76
0130	9.2	3.11	1.07
0170	10.4	3.13	0.81
0170	10.4	2.80	0.56
0200	11.3	2.95	0.75
0200	12.2	3.62	0.28
0200	12.2	3.30	0.28
0270	13.3	3.33	0.64
0270	14.2	4.41	0.64
0300	14.2	3.74	0.34
0300	14.2	4.33	0.49
0370	15.0	4.19	0.51
0370	15.0	4.20	0.48
0400	16.6	4.07	0.29
0400	17.2	3.94	0.34
0470	18.1	3.12	-0.01
0470	18.1	3.86	0.47
0500	18.8	3.65	0.26
0500	19.4	4.24	0.36
0570	19.4	3.05	0.27
0570	20.3	3.54	0.25
0600	21.0	4.11	0.44
0600	21.7	4.06	0.34
0630	21.7	3.84	0.37
0630	22.5	3.90	0.17
0700	23.2	3.61	0.33
0700	23.9	3.46	0.48
0770	24.9	3.46	0.30
0800	25.6	3.70	0.50
0800	26.4	3.61	0.77
0830	26.4	4.25	0.52
0870	27.4	3.75	0.42
0900	28.1	4.12	0.71
0900	28.1	3.62	0.67
0970	29.6	3.49	0.67
0970	29.6	3.49	0.80
1000	30.6	4.00	0.79
1000	30.6	4.08	0.49
1000	30.6	4.13	0.67
1030	31.3	3.95	0.64
1070	32.3	3.48	0.54
1070	32.3	3.91	0.36
1100	33.1	3.54	0.81
1130	34.8	3.48	0.77
1200	35.6	3.50	1.04
1200	36.3	3.42	1.04
1270	37.3	3.58	0.78
1300	38.0	3.10	0.49
1370	38.6	3.82	1.27
1400	40.5	3.01	0.75
1430	41.3	3.83	0.95
1470	42.3	4.01	0.86

Source: Curry and Lohmann [in manuscript]

Species: *C. wuellerstorfi*

Depth, m	Age, kyr	$\delta^{18}O$	$\delta^{13}C$
----------	----------	----------------	----------------

Core KNRI10-66  
 57N 45W  
 3547 m

0000	0.0	1.90	0.50
0000	0.0	2.33	0.64
0000	0.0	2.44	0.80
0000	0.0	2.42	0.80
0070	1.4	1.80	0.86
0070	1.4	2.46	0.86
0070	1.4	2.42	0.90
0100	2.0	1.53	0.04
0100	2.0	2.25	1.63
0100	2.0	2.51	0.28
0100	2.0	1.96	0.43
0120	2.6	1.96	0.58
0170	5.9	2.29	1.18
0200	7.3	2.57	0.40
0200	7.3	2.68	1.01
0200	8.1	2.46	0.79
0200	8.1	2.34	0.10
0270	9.1	2.72	0.59
0300	10.1	3.54	0.04
0300	10.1	3.29	0.35
0330	11.1	2.76	-0.24
0330	11.1	3.28	0.75
0370	11.9	3.15	-0.12
0400	12.5	3.65	-0.01
0400	13.1	3.66	0.03
0470	13.9	3.54	-0.15
0500	14.5	3.36	0.22
0500	15.1	4.44	0.43
0530	15.1	4.20	0.43
0530	15.1	4.10	0.27
0570	15.9	3.63	0.35
0570	15.9	3.94	0.42
0600	16.6	4.21	0.27
0600	16.6	4.00	0.48
0630	17.2	3.58	0.21
0670	18.0	2.77	-0.07
0700	18.6	3.85	0.36
0700	19.6	3.38	-0.25
0730	19.6	4.05	0.23
0770	20.1	4.05	0.33
0800	20.7	4.05	0.33
0800	21.3	3.82	0.32
0870	22.2	3.77	0.34
0900	22.8	4.01	0.35
0900	23.4	3.86	0.28
0930	23.4	3.32	-0.15
0970	24.2	3.52	0.17
0970	24.9	4.11	0.78
1000	24.9	3.72	0.74
1000	25.5	3.22	0.13
1030	25.5	3.15	0.05
1070	26.3	3.30	0.25
1100	26.9	3.30	0.34
1120	27.6	3.95	0.62
1170	28.4	4.40	0.82
1170	28.4	3.51	0.18
1200	29.0	3.28	0.48
1200	29.6	3.04	0.65
1270	30.5	3.28	0.70
1270	30.5	3.79	0.94
1300	31.1	3.65	-0.01
1300	31.1	4.19	0.62
1300	31.1	3.95	0.59
1330	31.7	3.48	0.56
1330	31.7	4.00	0.85

Source: Curry and Lohmann [in manuscript]

Species: *C. wuellerstorfi*

Depth, m	Age, kyr	$\delta^{18}O$	$\delta^{13}C$
Core KNR110-91			
5°N 43°W			
3910 m			
0.000	1.4	2.27	0.86
0.020	1.4	2.30	0.89
0.070	1.9	2.40	0.86
0.070	1.9	2.19	0.82
0.100	2.5	2.29	0.81
0.100	3.3	2.13	0.52
0.130	10.0	2.77	0.50
0.130	10.0	1.36	0.66
0.130	10.0	2.82	0.53
0.130	10.0	3.13	0.15
0.170	12.4	3.81	0.20
0.200	13.0	3.73	0.22
0.200	13.0	3.30	0.41
0.220	13.6	3.63	-0.21
0.270	14.4	3.58	-0.37
0.270	14.4	4.47	0.22
0.270	14.4	4.05	0.30
0.270	14.4	4.28	0.04
0.300	15.0	4.03	-0.10
0.300	15.0	4.37	0.08
0.300	15.0	4.48	0.06
0.330	15.8	4.14	-0.10
0.330	15.8	4.29	0.28
0.330	15.8	4.03	0.35
0.370	16.8	3.75	-0.13
0.370	16.8	4.43	0.30
0.400	17.6	3.30	0.07
0.400	17.6	4.75	0.67
0.400	17.6	4.17	0.29
0.400	17.6	4.15	0.04
0.430	18.3	3.71	0.07
0.470	19.4	3.72	0.02
0.470	19.4	3.07	0.40
0.500	20.1	3.68	-0.06
0.530	20.9	3.65	-0.17
0.570	21.5	3.73	-0.04
0.570	21.5	4.01	0.25
0.600	22.7	3.50	0.25
0.600	22.7	4.13	0.02
0.630	23.5	3.47	-0.03
0.630	23.5	3.95	0.22
0.670	24.6	3.76	0.24
0.700	25.5	3.45	0.28
0.730	26.3	3.97	0.28
0.770	27.5	3.79	0.51
0.770	27.5	3.50	0.25
0.800	28.3	3.57	0.11
0.830	29.2	3.46	-0.06
0.830	29.2	4.43	0.10
0.860	29.2	3.95	0.13
0.870	30.4	3.53	0.41
0.900	31.0	3.86	0.47
0.930	32.1	4.07	0.77
0.930	32.1	3.73	0.33
0.970	33.2	3.47	0.47
1.000	34.1	3.48	0.44
1.030	34.9	3.94	0.73
1.060	35.9	4.23	0.30
1.070	36.1	3.68	0.43
1.100	36.9	3.40	0.63
1.130	37.8	3.50	0.56
1.130	37.8	3.68	0.27
1.170	39.0	3.77	0.24
1.200	39.8	3.79	0.50
1.270	41.8	3.61	0.48
1.300	42.7	3.60	0.57
1.300	42.7	3.54	0.26
1.330	43.5	3.58	0.47

Depth, m	Age, kyr	$\delta^{18}O$	$\delta^{13}C$
Core KNR110-50			
5°N 43°W			
3935 m			
0.010	0.1	2.46	0.56
0.010	0.1	2.45	0.94
0.070	1.8	2.48	0.68
0.070	1.8	3.00	1.21
0.100	4.5	2.26	0.23
0.100	4.5	1.82	0.47
0.100	4.5	3.00	0.03
0.130	10.3	3.13	0.31
0.130	10.3	3.71	0.23
0.170	11.5	3.23	-0.05
0.170	11.5	3.41	-0.25
0.200	13.4	3.78	-0.25
0.230	15.1	4.26	0.10
0.230	15.1	4.32	0.09
0.270	15.7	3.95	-0.01
0.300	16.2	3.86	-0.01
0.300	16.2	4.22	0.34
0.330	18.2	4.06	0.13
0.330	16.2	3.80	-0.12
0.330	16.7	4.18	0.42
0.370	16.7	4.09	0.14
0.400	17.4	4.13	0.22
0.430	17.9	4.16	0.17
0.470	18.4	4.07	0.28
0.470	19.1	3.81	0.06
0.500	19.1	4.01	0.23
0.530	19.6	4.14	0.16
0.570	20.1	4.14	0.12
0.570	20.7	3.91	0.20
0.600	21.2	3.89	0.06
0.600	21.2	3.79	0.26
0.640	21.8	4.10	0.38
0.670	22.4	3.85	0.17
0.670	22.4	4.02	0.31
0.700	22.9	3.46	0.67
0.700	22.9	3.89	0.15
0.730	22.9	3.90	0.23
0.730	23.4	3.67	0.57
0.730	23.4	3.96	-0.15
0.730	23.4	4.10	0.45
0.770	24.0	3.11	0.16
0.770	24.0	3.95	0.13
0.800	24.5	3.97	0.08
0.800	24.5	3.91	0.31
0.830	25.0	3.88	0.41
0.870	25.7	3.66	0.20
0.900	26.2	3.48	0.28
0.930	26.7	3.30	0.17
0.970	27.3	3.73	0.46
1.000	27.8	3.17	0.17
1.000	27.8	3.74	0.11
1.030	28.3	3.66	0.26
1.070	29.0	3.71	0.76
1.100	29.5	3.39	0.65
1.130	30.0	4.23	0.96
1.150	30.0	3.78	0.43
1.170	30.7	3.71	0.56
1.200	31.2	3.80	0.33
1.230	31.7	3.21	0.37
1.230	31.7	4.26	0.46
1.230	31.7	4.05	0.34
1.270	32.3	3.65	0.60
1.300	32.8	3.74	0.60
1.330	33.3	3.89	0.75
1.330	33.3	4.07	0.65

Source: Curry and Lohmann (in manuscript)

Source: Curry and Lohmann (in manuscript)

Species: *C. wuellerstorfi*

Species: *C. wuellerstorfi*



Depth, m	Age, kyr	$\delta^{18}O$	$\delta^{13}C$
Core KNR110-5A			
57N 45W			
4341 m			
0.010	0.2	2.17	0.73
0.010	0.2	2.17	0.20
0.010	0.2	2.20	0.64
0.030	0.6	2.61	0.36
0.070	1.4	2.50	1.05
0.070	1.4	2.96	0.80
0.100	2.0	2.47	0.79
0.100	2.0	2.79	0.61
0.130	2.6	2.70	0.85
0.130	2.6	2.91	0.37
0.170	3.6	2.44	0.40
0.170	3.6	2.54	0.80
0.200	9.3	3.31	0.48
0.200	9.3	3.17	0.28
0.230	11.6	3.29	0.24
0.230	11.6	3.32	0.27
0.270	13.0	3.96	0.22
0.270	13.0	4.02	-0.36
0.300	14.1	3.38	0.24
0.300	14.1	4.29	0.21
0.330	15.1	4.79	0.51
0.330	15.1	4.01	-0.01
0.330	15.1	4.29	0.10
0.370	16.0	4.19	-0.05
0.370	16.0	4.12	0.31
0.370	16.0	4.01	0.17
0.400	16.7	4.19	0.08
0.400	16.7	4.18	0.09
0.400	16.7	4.36	0.00
0.430	17.4	4.02	-0.23
0.430	17.4	4.36	-0.11
0.470	18.3	4.10	-0.14
0.500	19.0	4.19	0.00
0.530	19.7	3.74	-0.15
0.530	20.7	4.11	0.00
0.600	21.3	4.14	0.07
0.630	22.0	4.15	0.19
0.670	23.0	3.99	-0.03
0.730	24.6	3.84	0.20
0.730	25.9	3.77	0.14
0.770	25.9	3.89	-0.06
0.800	26.8	4.00	0.16
0.830	27.8	4.08	0.21
0.870	29.0	3.35	0.12
0.870	29.0	3.87	0.27
0.870	29.0	3.43	0.46
0.870	29.0	3.67	0.09
0.900	30.0	3.90	0.36
0.930	30.9	3.76	0.26
1.000	33.1	3.75	0.24
1.030	34.1	3.81	0.31
1.030	34.1	3.87	0.40
1.070	35.4	3.42	0.09
1.070	35.4	3.77	-0.10
1.100	36.3	3.73	0.00
1.130	36.3	3.96	0.33
1.130	37.2	3.48	0.18
1.130	37.2	3.64	0.50
1.170	38.5	3.37	0.22
1.170	38.5	3.79	0.27
1.200	39.5	3.31	0.56
1.230	40.4	3.63	0.30
1.230	40.4	4.20	0.10
1.270	43.7	3.85	0.53
1.300	42.6	3.51	0.20
1.300	42.6	3.57	0.32

Source: Curry and Lohmann [in manuscript]

Species: *C. wuellerstorfi*

Depth, m	Age, kyr	$\delta^{18}O$	$\delta^{13}C$
Core KNR110-55			
57N 45W			
4566 m			
0.010	0.3	2.56	0.61
0.010	0.3	2.65	0.21
0.010	0.3	2.57	0.85
0.030	1.0	2.10	0.08
0.030	1.0	3.27	0.54
0.030	1.0	2.70	0.70
0.070	2.4	2.16	0.43
0.070	2.4	2.10	0.51
0.070	2.4	2.09	0.46
0.070	2.4	2.26	0.02
0.100	3.0	2.30	0.54
0.100	3.6	1.74	0.34
0.100	3.6	2.72	0.69
0.130	4.9	2.59	0.44
0.170	6.7	3.46	0.32
0.170	6.7	2.56	0.50
0.170	6.7	2.56	0.95
0.200	7.9	2.07	0.07
0.270	9.2	2.89	0.66
0.270	9.2	2.76	0.09
0.270	10.5	3.64	0.04
0.300	11.1	3.28	0.50
0.300	11.1	3.68	0.36
0.330	11.7	3.70	0.29
0.330	11.7	3.62	0.24
0.370	15.1	4.51	0.06
0.400	15.8	4.18	0.13
0.400	15.8	3.91	-0.34
0.400	15.8	3.94	0.24
0.430	16.5	3.85	0.15
0.470	17.4	3.97	0.17
0.470	17.4	4.29	0.12
0.500	18.1	4.22	0.22
0.500	18.1	4.45	0.16
0.530	18.8	3.98	0.25
0.530	18.8	3.98	0.17
0.570	19.8	3.09	0.30
0.570	19.8	3.97	0.06
0.600	20.5	4.07	0.03
0.630	21.2	4.08	0.17
0.670	22.1	3.80	0.06
0.700	22.8	4.04	0.01
0.730	23.5	3.74	0.03
0.770	25.5	4.00	0.10
0.770	24.5	3.21	0.27
0.770	24.5	3.75	0.28
0.800	25.2	4.17	0.41
0.830	25.2	4.04	0.31
0.830	25.2	4.05	0.19
0.830	25.9	3.46	0.13
0.830	25.9	3.67	0.35
0.870	26.8	3.41	0.18
0.900	27.5	3.41	0.42
0.930	28.2	3.96	0.42
0.930	28.2	4.21	0.21
0.970	29.2	3.33	0.21
0.970	29.2	3.88	0.08
1.000	29.9	3.69	0.15
1.030	30.6	3.50	0.11
1.030	30.6	3.67	0.12
1.070	31.5	3.62	0.01
1.100	32.3	3.61	0.18
1.130	33.0	3.61	0.20
1.170	33.9	3.56	0.27
1.200	34.8	3.62	0.08
1.230	35.3	3.76	0.05
1.230	35.3	3.89	0.37
1.240	35.3	3.83	0.56
1.270	36.3	3.94	0.60
1.270	36.3	4.02	0.06
1.300	37.0	3.62	0.15
1.300	37.0	4.12	0.53
1.300	37.0	3.91	0.48

Source: Curry and Lohmann [in manuscript]

Species: *C. wuellerstorfi*

Depth, m	Age, kyr	$\delta^{18}\text{O}$	$\delta^{13}\text{C}$
Core: V25-59			
1°N 33°W			
3824 m			
0.000	0.0	2.68	0.96
0.025	0.9	2.52	0.81
0.050	1.8	2.41	0.95
0.075	2.7	2.63	0.87
0.100	3.5	2.56	0.85
0.150	5.3	2.78	0.99
0.175	6.2	2.87	0.94
0.200	7.1	2.75	0.92
0.225	8.0	2.94	0.80
0.250	8.8	2.98	0.95
0.300	10.6	3.50	0.71
0.325	11.5	3.08	0.95
0.350	12.2	3.77	0.04
0.400	13.7	3.60	0.37
0.425	14.4	3.51	0.02
0.450	15.1	4.30	0.09
0.475	15.6	4.07	0.02
0.500	16.2	4.23	0.14
0.550	17.4	4.28	0.00
0.600	18.5	4.29	0.06
0.675	20.5	4.35	0.14
0.700	21.8	4.18	-0.13
0.725	23.1	4.15	0.01
0.750	24.0	3.93	-0.05
0.775	24.4	3.90	0.02
0.800	24.9	3.84	-0.05
0.825	25.4	3.76	0.01
0.850	25.9	3.80	-0.03
0.875	26.4	3.90	0.31
0.900	26.9	3.86	0.23
0.925	27.3	3.56	0.62
0.950	27.8	3.72	0.33
0.975	28.3	3.61	0.51
1.000	28.8	3.62	0.42
1.025	29.3	3.68	0.57
1.050	29.8	3.62	0.71
1.075	30.2	3.70	0.61
1.100	30.7	3.54	0.45
1.125	31.2	3.76	0.54
1.150	31.7	3.58	0.70
1.175	32.2	3.54	0.56
1.200	32.7	3.63	0.37
1.225	33.1	3.69	0.51

Source: Mix and Fairbanks [1985]  
 Species: *C. wuellerstorfi*

Depth, m	Age, kyr	$\delta^{18}\text{O}$	$\delta^{13}\text{C}$
Core: VZ2-197			
14°N 10°W			
3167 m			
0.080	0.7	2.55	0.69
0.080	0.7	2.51	0.46
0.100	0.8	2.67	0.67
0.150	1.2	2.70	0.79
0.150	1.2	2.80	1.01
0.200	1.6	2.88	1.08
0.250	2.0	2.75	0.97
0.250	2.0	2.60	0.75
0.300	2.5	2.50	0.62
0.350	3.6	2.71	0.90
0.400	4.6	2.99	0.53
0.450	5.6	3.12	0.69
0.500	6.6	2.77	0.77
0.550	7.1	3.64	0.37
0.600	7.5	3.15	0.61
0.650	8.0	2.70	1.17
0.780	9.4	3.40	0.02
0.960	11.4	3.39	0.36
1.050	13.1	4.31	0.19
1.150	15.1	4.56	0.14
1.150	15.1	4.26	0.08
1.240	16.3	4.42	0.25
1.350	17.8	4.31	0.21
1.450	19.1	4.41	0.27
1.550	20.5	4.41	0.05
1.650	21.8	4.35	0.18
1.750	23.2	4.39	0.08
1.850	24.5	3.97	0.03
1.950	25.8	4.04	0.18

Source: Shackleton [unpublished data]  
 Species: *Cibicides* spp.

Depth, m	Age, kyr	$\delta^{18}\text{O}$	$\delta^{13}\text{C}$
Core: EN066-38			
5°N 20°W			
2981 m			
0.030	2.2	2.52	0.98
0.030	2.2	2.75	1.11
0.060	4.2	2.69	1.24
0.090	6.3	3.17	0.93
0.090	6.3	2.82	0.85
0.120	8.3	2.96	1.09
0.160	11.0	3.17	0.69
0.190	12.4	3.99	0.41
0.220	13.6	4.05	0.50
0.260	15.1	4.23	0.69
0.290	17.1	3.98	0.59
0.320	19.2	3.93	0.41
0.350	21.2	4.00	0.52
0.390	24.0	3.94	0.55
0.390	24.0	3.90	0.60
0.420	26.0	3.85	0.62
0.460	28.8	3.89	0.70
0.490	30.8	3.92	0.53

Source: Curry and Lohmann [1983, 1985]  
 Species: *C. wuellerstorfi*

Depth, m	Age, kyr	$\delta^{18}\text{O}$	$\delta^{13}\text{C}$
Core: EN066-16			
5°N 21°W			
3152 m			
0.040	1.1	2.54	0.94
0.070	2.3	2.44	0.99
0.100	4.9	3.35	0.57
0.140	8.4	2.81	0.95
0.170	11.0	3.09	0.77
0.200	12.9	4.14	0.47
0.240	15.0	4.38	0.44
0.270	15.7	4.19	0.31
0.300	16.3	4.35	0.43
0.340	17.2	4.38	0.43
0.370	17.8	4.30	0.40
0.400	18.5	4.08	0.46
0.440	19.3	4.13	0.51
0.440	19.3	4.15	0.50
0.470	20.0	4.20	0.54
0.500	20.6	4.14	0.44
0.500	20.6	3.96	0.28
0.600	22.8	4.02	0.71
0.700	24.9	3.55	0.84
0.700	24.9	3.97	0.81

Source: Curry and Lohmann [1983, 1985]  
 Species: *C. wuellerstorfi*

Depth, m	Age, kyr	$\delta^{18}\text{O}$	$\delta^{13}\text{C}$
Core: EN066-44			
5°N 22°W			
3428 m			
0.040	2.4	2.62	1.15
0.040	2.4	2.55	0.94
0.070	7.8	2.95	0.95
0.070	7.8	2.90	1.15
0.100	9.7	3.69	0.61
0.140	11.6	3.59	0.59
0.170	15.0	4.40	0.60
0.200	16.4	4.31	0.54
0.200	16.4	3.87	0.40
0.240	18.3	4.36	0.45
0.270	19.8	4.60	0.62
0.270	19.8	3.94	0.48
0.300	21.2	4.71	0.48
0.300	21.2	4.16	0.50
0.340	23.1	4.65	0.75
0.340	23.1	4.02	0.55
0.370	24.5	4.14	0.61
0.370	24.5	4.01	0.57
0.370	24.5	3.81	0.53
0.400	25.9	4.04	0.69
0.440	27.8	4.17	0.62
0.470	29.3	3.94	0.71
0.470	29.3	3.97	0.84
0.470	29.3	3.82	0.67
0.470	29.3	4.01	0.49

Source: Curry and Lohmann (1983, 1985)

Species: *C. wuellerstorfi*

Depth, m	Age, kyr	$\delta^{18}\text{O}$	$\delta^{13}\text{C}$
Core: EN066-10			
7°N 22°W			
3527 m			
0.040	2.8	2.25	0.82
0.070	5.2	2.49	0.80
0.100	7.7	2.69	0.85
0.140	9.6	3.21	0.48
0.170	10.9	2.92	0.55
0.240	13.9	3.96	0.53
0.270	15.2	4.02	0.40
0.300	16.9	3.87	0.36
0.340	19.1	4.11	0.19
0.370	20.7	3.91	0.47
0.400	22.4	3.81	0.54
0.440	24.6	3.79	0.44
0.470	26.3	3.79	0.54
0.470	26.3	3.89	0.48
0.500	27.9	3.79	0.65

Source: Curry and Lohmann (1983, 1985)

Species: *C. wuellerstorfi*

Depth, m	Age, kyr	$\delta^{18}\text{O}$	$\delta^{13}\text{C}$
Core: EN066-21			
4°N 21°W			
3995 m			
0.030	2.5	2.50	0.78
0.060	4.0	2.54	0.83
0.110	6.5	2.55	0.90
0.160	9.7	3.06	0.69
0.200	12.1	3.42	0.54
0.230	13.0	3.53	0.34
0.260	13.9	3.88	0.17
0.300	15.0	4.09	0.12
0.330	16.2	4.07	0.19
0.360	17.4	3.72	-0.02
0.400	19.0	4.03	0.27
0.430	20.2	3.98	0.28
0.460	21.4	3.97	0.42
0.500	23.1	3.84	0.39
0.560	25.5	3.42	0.09
0.660	29.5	3.64	0.55
0.660	29.5	3.82	0.43

Source: Curry and Lohmann [1983, 1985]

Species: *C. wuellerstorfi*

Depth, m	Age, kyr	$\delta^{18}\text{O}$	$\delta^{13}\text{C}$
Core: EN066-36			
4°N 20°W			
4270 m			
0.040	2.6	2.59	0.99
0.040	2.6	2.91	0.51
0.070	4.8	2.87	0.63
0.100	7.1	2.99	0.60
0.140	9.3	3.56	0.58
0.170	10.7	3.12	0.75
0.200	12.2	3.75	0.33
0.240	14.9	4.28	0.38
0.270	16.3	4.24	0.19
0.300	17.6	4.18	0.06
0.340	19.4	4.29	0.23
0.340	19.4	4.33	0.16
0.370	20.7	4.27	0.03
0.400	22.0	4.16	0.14
0.440	23.7	3.95	0.22
0.470	25.1	3.95	0.14
0.600	30.8	3.70	0.17

Source: Curry and Lohmann [1983, 1985]

Species: *C. wuellerstorfi*

Depth, m	Age, kyr	$\delta^{18}\text{O}$	$\delta^{13}\text{C}$
Core: EN066-26			
3°N 20°W			
4745 m			
0.040	2.5	2.64	0.84
0.100	6.3	2.67	0.52
0.140	8.8	3.04	0.24
0.170	10.7	3.28	0.51
0.200	12.6	3.62	0.20
0.240	15.0	4.19	0.19
0.270	15.9	4.11	0.10
0.300	16.9	4.16	-0.16
0.340	18.1	4.23	-0.18
0.370	19.0	4.03	-0.25
0.400	19.9	4.10	-0.06
0.440	21.1	4.23	0.10
0.470	22.0	4.01	0.05
0.500	22.9	3.97	0.13
0.600	26.0	3.59	0.07

Source: Curry and Lohmann [1983, 1985]

Species: *C. wuellerstorfi*

Depth, m	Age, kyr	$\delta^{18}\text{O}$	$\delta^{13}\text{C}$
Core: EN066-32			
2°N 20°W			
5003 m			
0.040	1.4	2.76	0.86
0.070	2.9	2.68	0.91
0.100	4.5	2.88	0.90
0.140	6.6	3.18	0.60
0.170	8.1	2.93	0.82
0.200	9.7	3.31	0.54
0.240	11.8	3.46	0.63
0.300	15.0	4.11	0.41
0.340	16.1	4.09	0.04
0.370	16.9	4.08	0.06
0.400	17.7	4.05	-0.30
0.440	18.8	4.12	-0.20
0.640	24.2	3.89	-0.19
0.700	25.8	3.80	0.22
0.740	26.9	3.73	0.14
0.770	27.7	3.74	0.17

Source: Curry and Lohmann [1983, 1985]

Species: *C. wuellerstorfi*

Depth, m	Age, kyr	$\delta^{18}\text{O}$	$\delta^{13}\text{C}$
Core: EN066-29			
2°N 20°W			
5104 m			
0.040	2.9	2.41	0.85
0.040	2.9	2.72	0.84
0.100	6.1	2.86	0.48
0.140	8.3	3.01	0.77
0.200	11.5	3.14	0.21
0.200	11.5	3.19	0.18
0.240	15.0	4.03	-0.04
0.300	16.5	3.87	-0.29
0.300	16.5	4.24	-0.34
0.400	19.0	3.50	-0.16
0.500	21.5	4.00	-0.23
0.540	22.0	3.99	0.01
0.600	24.0	3.62	0.27
0.640	25.0	3.44	0.01
0.700	26.5	3.75	0.06

Source: Curry and Lohmann [1983, 1985]

Species: *C. wuellerstorfi*

Depth, m	Age, kyr	$\delta^{18}\text{O}$	$\delta^{13}\text{C}$
Core: BT4			
4°S 10°E			
1000 m			
0.050	0.5	2.57	0.33
0.190	3.2	2.47	0.43
0.290	8.6	3.00	0.15
0.390	9.9	3.08	0.09
0.500	10.9	2.87	0.20
0.590	11.4	2.93	0.03
0.690	12.2	3.36	0.10
0.790	13.2	3.46	-0.06
0.900	14.3	3.70	0.24
0.990	15.2	3.83	0.19
1.090	16.6	3.77	0.16
1.190	18.0	3.49	0.00
1.290	19.4	3.63	0.07
1.490	22.2	3.59	0.02
1.590	23.6	3.47	0.02
1.690	25.0	3.30	0.19
1.790	26.4	3.52	0.19
1.890	27.7	3.48	0.01

Source: Shackleton (unpublished data)

Species: *Oibicoides* spp.

Depth, m	Age, kyr	$\delta^{18}\text{O}$	$\delta^{13}\text{C}$
Core: RC13-228			
22°S 11°E			
3204 m			
0.000	0.0	3.19	0.14
0.020	0.3	2.62	0.44
0.070	0.9	2.58	0.64
0.130	1.7	2.53	0.75
0.180	2.4	2.51	0.40
0.230	3.1	2.58	0.49
0.320	4.5	2.63	0.55
0.380	5.4	2.77	0.59
0.430	6.1	2.75	0.42
0.480	6.9	2.87	0.27
0.520	7.5	2.70	0.12
0.630	9.0	3.21	0.05
0.730	9.9	3.54	0.06
0.820	10.7	3.81	-0.15
0.880	11.2	3.82	-0.12
0.930	11.6	3.47	-0.25
0.980	12.7	4.22	0.03
1.070	15.0	4.51	0.09
1.130	15.6	4.33	-0.29
1.180	16.1	4.44	-0.06
1.200	16.3	4.34	-0.09
1.230	16.6	4.39	-0.02
1.270	17.0	4.50	0.03
1.320	17.6	4.23	-0.14
1.430	18.7	4.18	-0.15
1.480	19.2	4.21	0.00
1.500	19.4	4.12	-0.49
1.630	20.7	4.15	-0.03
1.680	21.2	4.12	-0.06
1.730	21.8	4.05	-0.08
1.820	22.7	4.16	0.33
1.880	23.3	4.21	0.20
1.930	23.8	3.94	0.09
1.980	24.3	3.81	0.21
2.020	24.7	3.80	0.27

Source: Shackleton [unpublished data]

Species: *Cibicides* spp.

Depth, m	Age, kyr	$\delta^{18}\text{O}$	$\delta^{13}\text{C}$
Core: RC13-229			
26°S 11°E			
4194 m			
0.025	3.2	2.73	0.31
0.025	3.2	2.16	0.47
0.045	3.9	2.73	0.25
0.065	4.6	2.76	0.35
0.085	5.3	2.81	0.39
0.100	5.9	2.66	0.27
0.100	5.9	2.83	0.25
0.145	7.5	2.67	0.41
0.200	8.9	2.92	0.44
0.250	9.5	3.04	0.20
0.300	10.2	2.96	0.19
0.310	10.9	3.30	0.16
0.350	12.0	3.61	-0.10
0.400	12.7	3.65	0.03
0.410	12.8	3.72	-0.15
0.450	15.0	4.26	-0.47
0.500	15.8	4.03	-0.20
0.550	16.6	4.07	-0.42
0.600	17.4	4.20	-0.29
0.600	17.4	4.31	-0.52
0.650	18.2	4.23	-0.48
0.700	19.0	4.05	-0.20
0.710	19.2	4.16	-0.57
0.750	19.8	4.21	-0.33
0.800	20.6	4.15	-0.16
0.900	22.2	4.04	-0.42
1.000	23.3	4.03	-0.37

Source: Oppo and Fairbanks [1987]

Species: *C. wuellerstorfi*, *C. kullenbergi*



Depth, m	Age, kyr	$\delta^{18}\text{O}$	$\delta^{13}\text{C}$
Core MD84-527			
44°S 51°E			
3269 m			
0.050	0.3	3.09	0.28
0.130	0.8	3.05	0.51
0.230	1.4	3.03	0.19
0.300	1.8	2.84	0.46
0.400	2.5	2.53	0.13
0.500	3.1	2.88	0.23
0.530	3.3	3.17	0.42
0.600	3.7	2.84	0.13
0.700	4.3	3.15	0.37
0.730	4.5	2.99	0.31
0.800	4.9	2.84	0.14
0.830	5.1	2.95	0.26
0.900	5.5	2.89	0.07
1.000	6.2	3.02	0.00
1.100	6.8	2.73	-0.24
1.130	7.0	3.19	-0.16
1.200	7.4	2.82	-1.25
1.300	8.0	2.65	-0.18
1.430	8.7	3.03	-0.18
1.500	9.0	3.09	-0.11
1.600	9.3	3.21	0.00
1.700	9.7	3.30	-0.15
1.800	10.1	3.26	-0.51
2.100	11.2	3.42	-0.12
2.200	11.6	3.56	0.01
2.300	11.8	3.74	-0.12
2.400	12.1	3.79	-0.40
2.500	12.3	3.81	-0.31
2.600	12.5	3.96	-0.22
2.700	12.7	3.97	-0.29
2.800	13.8	4.49	-0.38
2.900	15.0	4.54	-0.35
2.930	15.2	4.40	-0.55
3.000	15.6	4.28	-0.38
3.020	15.7	4.62	-0.44
3.100	16.2	4.34	-0.33
3.130	16.4	4.38	-0.77
3.200	16.9	4.29	-0.64
3.300	17.5	4.31	-0.45
3.400	18.1	4.33	-0.68
3.500	18.7	4.30	-0.54
3.600	19.4	4.24	-0.80
3.700	20.0	4.22	-0.47
3.800	20.6	4.22	-0.47
3.900	21.2	4.23	-0.09
4.000	21.8	4.32	-0.86

Source: Labeyrie [1987]

Species: *Cibicides* spp.

Depth, m	Age, kyr	$\delta^{18}\text{O}$	$\delta^{13}\text{C}$
Core: RC11-120			
44°S 80°E			
3193 m			
0.050	0.9	2.92	0.39
0.150	3.9	2.37	0.29
0.150	3.9	2.74	0.61
0.300	8.5	2.84	0.45
0.400	10.7	3.88	0.15
0.450	11.4	3.45	0.12
0.600	14.9	4.52	-0.23
0.800	20.8	4.45	-0.48
0.850	22.2	4.55	-0.32
0.900	23.7	4.43	-0.46
0.950	25.1	4.36	-0.12

Source: Shackleton (unpublished data)

Species: *Cibicides* spp.

Depth, m	Age, kyr	$\delta^{18}\text{O}$	$\delta^{13}\text{C}$
Core: MD76-135			
14°S 510E			
1895 m			
0.000	0.0	2.41	-0.14
0.100	2.1	2.29	-0.17
0.200	3.5	2.45	-0.15
0.300	4.1	2.64	-0.06
0.400	4.6	2.68	-0.16
0.500	5.1	2.75	-0.07
0.600	5.6	2.64	-0.10
0.700	6.2	2.54	-0.08
0.800	6.6	2.52	-0.17
0.900	6.9	2.64	-0.27
1.000	7.2	2.72	-0.08
1.100	7.6	2.82	-0.10
1.200	7.9	2.73	-0.17
1.300	8.2	2.86	-0.26
1.400	8.6	2.51	-0.11
1.500	9.1	2.62	0.02
1.600	9.6	2.91	-0.45
1.700	10.2	3.27	-0.61
1.800	10.7	3.33	-0.85
1.900	11.3	3.20	-0.20
2.000	12.0	3.26	-0.13
2.100	13.6	3.93	0.00
2.200	15.2	4.16	-0.11
2.300	16.7	3.95	-0.01
2.400	18.3	4.16	-0.10
2.500	19.9	3.95	-0.21
2.600	21.4	3.47	-0.17
2.700	23.0	3.83	-0.20
2.800	24.6	3.93	-0.12
2.900	26.2	3.55	-0.24
3.000	27.7	3.65	-0.13

Source: Duplessy and Labeyrie (unpublished data)

Species: *Cibicides* spp.

Depth, m	Age, kyr	$\delta^{18}\text{O}$	$\delta^{13}\text{C}$
Core: MD79-254			
18°S 39°E			
1934 m			
0.000	0.0	2.74	0.71
0.100	0.5	2.71	0.62
0.300	1.5	2.65	0.66
0.400	2.1	2.43	0.62
0.700	5.7	2.59	0.64
0.800	6.9	2.82	0.65
0.900	8.0	2.60	0.51
1.000	9.2	2.74	0.46
1.100	10.4	3.80	0.30
1.200	10.9	3.27	0.09
1.300	11.5	3.19	0.31
1.400	12.0	3.77	0.10
1.500	12.4	3.95	0.00
1.600	12.7	3.32	0.08
2.100	14.7	3.58	0.33
2.200	15.1	4.22	0.08
2.300	15.8	4.19	-0.02
3.100	21.3	3.95	0.27
3.400	23.4	3.77	0.08
3.500	24.1	3.66	0.39

Source: Duplessy and Labeyrie (unpublished data)

Species: *Cibicides* spp.

Depth, m	Age, kyr	$\delta^{18}\text{O}$	$\delta^{13}\text{C}$
Core: MD76-125			
8°S 75°E			
1878 m			
0.000	0.0	2.62	0.29
0.100	1.2	2.85	0.21
0.200	2.5	2.52	0.17
0.300	4.3	2.65	0.26
0.400	6.1	2.95	0.12
0.500	7.8	2.72	0.26
0.600	9.6	3.33	0.14
0.700	11.4	3.32	0.14
0.800	12.7	3.50	0.15
1.000	15.0	4.03	-0.02
1.100	15.5	3.75	-0.04
1.200	16.0	4.04	-0.08
1.300	16.5	4.08	-0.07
1.400	17.0	3.89	-0.22
1.500	17.5	4.01	-0.15

Source: Duplessy and Labeyrie (unpublished data)

Species: *Gibberoides* spp.

Depth, m	Age, kyr	$\delta^{18}\text{O}$	$\delta^{13}\text{C}$
Core: TR163-31			
4°S 84°E			
3210 m			
0.010	0.8	2.75	0.11
0.050	1.9	2.56	-0.38
0.070	3.9	2.97	0.18
0.110	5.1	2.88	0.03
0.120	5.3	2.85	-0.04
0.130	5.6	2.86	0.02
0.160	6.3	3.10	0.09
0.190	7.0	3.37	0.11
0.200	7.3	2.81	0.24
0.230	8.0	3.05	-0.11
0.240	8.3	2.98	-0.09
0.250	8.5	3.04	-0.08
0.260	8.7	2.69	-0.40
0.280	8.7	3.54	-0.26
0.270	8.9	3.22	-0.30
0.310	9.7	3.43	-0.32
0.320	9.9	3.13	-0.04
0.350	10.5	3.05	-0.19
0.360	10.7	3.39	-0.07
0.370	10.9	3.65	-0.10
0.400	11.5	3.36	-0.11
0.430	11.8	3.90	0.04
0.440	11.9	3.82	0.11
0.480	12.2	3.39	0.00
0.510	12.3	3.80	-0.02
0.520	12.3	3.98	0.14
0.550	12.5	3.48	-0.18
0.560	12.5	3.80	-0.01
0.580	12.7	4.03	-0.19
0.590	12.7	3.79	-0.45
0.610	12.9	4.02	0.00
0.710	13.4	4.02	-0.11
0.720	13.5	4.09	-0.42
0.730	13.6	4.19	-0.26
0.750	13.7	4.24	-0.33
0.850	14.3	4.23	-0.20
0.970	15.0	4.45	-0.28
1.080	15.8	4.37	-0.20
1.210	16.6	4.46	-0.30
1.330	17.5	4.25	-0.40
1.450	18.3	4.25	-0.47
1.580	19.3	4.27	-0.47
1.710	20.2	4.14	-0.43
1.830	21.0	4.26	-0.34
1.950	21.9	4.39	-0.28
2.070	22.7	4.06	-0.33
2.150	23.3	4.14	0.03
2.190	23.6	4.00	-0.48
2.310	24.4	3.76	-0.39
2.430	25.3	4.18	-0.23
2.550	26.1	3.93	-0.10
2.670	26.9	3.83	-0.25

Source: Shackleton (unpublished data)

Species: *Gibberoides* spp.

Depth, m	Age, kyr	$\delta^{18}\text{O}$	$\delta^{13}\text{C}$
Core: V28-304			
29°S 134°E			
2942 m			
0.000	0.0	2.69	0.11
0.040	1.4	2.67	0.35
0.120	4.1	2.69	0.37
0.160	5.5	2.59	0.20
0.160	5.5	2.67	0.28
0.200	6.9	2.80	0.26
0.400	13.0	3.71	-0.12
0.440	13.7	4.22	-0.02
0.480	13.8	3.85	-0.16
0.760	14.6	4.15	-0.11
0.900	15.3	4.42	0.06
1.000	17.0	4.36	-0.01
1.100	18.7	4.33	0.16
1.300	22.2	4.12	0.05
1.600	27.3	3.77	-0.08
1.900	32.4	3.55	0.11

Source: Shackleton (unpublished data)  
 Species: *Gibbardoides* spp

Depth, m	Age, kyr	$\delta^{18}\text{O}$	$\delta^{13}\text{C}$
Core: KNR73-4-3			
0°N 106°W			
3606 m			
0.100	0.7	2.58	0.29
0.135	1.5	2.46	0.29
0.170	2.2	2.31	0.28
0.200	3.2	2.54	0.16
0.270	5.3	2.57	0.01
0.300	6.2	2.64	0.22
0.335	7.3	2.81	0.97
0.370	8.4	2.57	0.30
0.400	8.9	3.13	-0.11
0.470	9.8	2.99	0.08
0.500	10.2	3.04	0.01
0.535	10.7	3.29	-0.09
0.600	11.5	3.12	-0.13
0.635	12.1	3.37	-0.39
0.670	14.0	3.84	-0.11
0.700	15.3	4.01	-0.23
0.735	16.1	4.00	-0.22
0.770	16.9	3.80	-0.20
0.800	17.6	3.59	-0.37
0.835	18.3	3.72	-0.21
0.900	19.8	3.86	-0.10
0.950	21.0	4.01	-0.19
1.035	22.9	3.78	0.01
1.070	23.7	3.56	-0.11
1.100	24.4	3.67	0.09
1.135	25.2	3.68	0.03
1.170	26.0	3.56	0.19
1.200	26.7	3.65	0.09
1.270	28.3	3.85	0.03
1.300	28.9	3.55	0.01
1.335	29.7	3.43	0.19

Source: Boyle and Keigwin (1985/86)  
 Species: *C. wuellerstorfi*, *C. kullenbergi*

Depth, m	Age, kyr	$\delta^{18}\text{O}$	$\delta^{13}\text{C}$
Core: V19-30			
0°S 83°W			
3091 m			
0.320	4.1	2.66	-0.09
0.360	4.6	2.85	0.03
0.380	4.9	2.96	0.04
0.480	6.2	2.84	0.08
0.500	6.5	2.67	-0.03
0.560	7.2	3.07	0.00
0.600	7.7	3.22	-0.01
0.630	8.1	3.41	0.03
1.180	15.1	4.47	-0.39
1.200	15.3	4.36	-0.26
1.230	15.4	4.42	-0.33
1.270	15.7	4.20	-0.44
1.300	15.9	4.35	-0.41
1.320	16.0	4.26	-0.19
1.350	16.2	4.24	-0.53
1.390	16.4	4.27	-0.33
1.410	16.6	4.28	-0.47
1.440	16.7	4.12	-0.56
1.480	17.0	4.36	-0.51
1.520	17.2	4.26	-0.70

Source: Shackleton (unpublished data)  
 Species: *Cibicides* spp

Depth, m	Age, kyr	$\delta^{18}\text{O}$	$\delta^{13}\text{C}$
Core: V36-05			
7°N 112°W			
1950 m			
0.020	0.2	2.68	-0.02
0.050	0.4	2.32	0.02
0.070	0.6	2.27	-0.02
0.125	1.1	2.46	0.11
0.125	1.1	2.41	0.02
0.125	1.1	2.34	0.01
0.650	5.5	2.43	0.01
0.725	6.2	2.46	-0.15
0.900	7.7	2.60	-0.10
0.925	7.9	2.71	0.01
0.975	8.3	2.42	-0.25
1.075	9.1	2.85	-0.18
1.125	9.4	2.75	-0.20
1.175	9.7	2.60	-0.37
1.230	10.1	2.89	0.00
1.250	10.2	2.90	-0.24
1.325	10.7	2.87	-0.35
1.375	11.1	3.29	-0.22
1.425	11.4	3.05	-0.19
1.550	12.0	3.25	-0.14
2.475	15.2	3.87	-0.33
2.475	15.2	3.92	-0.39
2.775	17.2	3.90	-0.31
3.090	19.3	3.81	-0.46

Source: Oppo and Fairbanks (1987)  
 Species: *C. wuellerstorfi*, *C. kullenbergi*

APPENDIX 2. Cd/Ca data from cores distributed throughout the world's ocean.

*Uvigerina* spp. data

Core	Depth (cm)	Cd/Ca ( $\mu$ mol/mol)		Core	Depth (cm)	Cd/Ca ( $\mu$ mol/mol)	
CHN82-4	58	.103	.110 .118	MD76-128	186	.109	.093 .088
	61	.075	.114 .109		215	.194	.108
	64	.200?	.111 .115	MD76-135	232	.115	.115
DHN82-11	73	.108		294	.108	.093	
	78	.105		MD77-176	542	.108	
	83	.094		MD77-182	63	.068?	
	98	.091		75	.134?		
CHN82-20	73	.108		MD77-191	684	.069	.062
	75	.093		MD77-202	175	.158	
	79	.114		195	.131	.141	.132
	81	.109		215	.155	.170	
	83	.097		235	.151		
	85	.115		258	.126	1.47	
	87	.094		278	.143	1.52	
EN66-10GGC	34	.157	.161	MD77-203	335	.143	1.60
EN66-38GGC	27	.152		378	.151		
ISO82-1	62	.128	.145 .147 132	408	.148	1.34	
	64	.148	.151 .142	MD77-204	93	.070	
	67	.154	.147	MD79-254	239	.108	
	69	.146	.136	RAMA 44	111	.125	1.53
	78	.126		126	.152	1.51	
	86	.106		RC11-120	67	.120	
	88	.111		88	.158	1.42	
	102	.130		102	.130		
KNR73-3	69	.182	.217 .213	RC11-147	45	.132	
	72	.190	.217	51	.128	.127	.111
	75	.203	.207 .170	61	.128	.138	
	79	.178	.202	RC12-230	34	.211	
	82	.186		RC12-267	70	.132	
	87	.174	.182	81	.136		
	92	.208	.279?	RC12-294	42	.154	.173
	103	.153		45	.150	.134	
	114	.194		56	.144	.134	
	132	.186		RC12-339	40	.143	
KNR73-4	45	.210		45	.122		
	48	.221		55	.098	.133	
	50	.185	.219	RC13-228	102	.183	.561? .132 .152
	52	.228		107	.143	.109	.112 .113
	55	.112?		112	.110	.092	.339?
M12392	131	.093		117	.192	.112 .144	
MD76-125	114	.098	.110	122	100	.422? .388?	.112
	127	.115	.120 .845?	127	.148		
	156	.122	.105	132	.123	.148	
MD76-127	35	.118	.110	RC13-229	59	.150	.160 .145
	43	.106	.094	72	.132	.156	.202 .138
	55	.098	.105 .104	86	.144	.164	
RC14-37	53	.134	.154	V22-197	147	.118	.100
	56	.142	.196	135	.132	.124	
	62	.147	.193	167	.139	.126	

*Uvigerina* spp. data (continued)

Core	Depth (cm)	Cd/Ca ( $\mu\text{mol/mol}$ )			Core	Depth (cm)	Cd/Ca ( $\mu\text{mol/mol}$ )		
RC15-61	60	.152	.126	.152	V25-59	46	.113	.134	
	71	.152	.178			73	.117		
	86	.131	.179			56	.130	.100	
RC17-69	49	.136	.216	.196	V26-176	355	.098		
	75	.146	.201	.158		367	.177?	.151	
TR163-31B	80	.191	.208	.143 .145	V28-235	385	.085	.183	
	84	.203	.180	.212		29	.146		
	87	.222	.201		36	.150			
	87	.303?	.189		44	.167			
	90	.210	.173	.228 .246	V28-238	56	.149		
	94	.170	.199	.186	V28-304	69	.134		
	97	.235	.140		90	.140			
V17-42	100	.193			99	.128	.132		
	112	.153	.140		128	.134	.106	.107	
	88	.157	.115		V29-179	76	.105	.161	
78	.168			93		.117			
V19-27	99	.106			V30-40	62	.142	.122	
	127	.129				64	.141	.113	
	112	.130	.200			76	.140	.206	.177
V19-28	133	.154			92	.124			
	118	.192	.216	.169 .171	V30-49	62	.164	.140	
	127	.224?	.184			64	.133	.198	
142	.230			74		.154	.131		
V19-29	135	.156	.201		84	.172	.129		
	127	.178	.175		V30-51K	52	.137	.089	.089 .120
	125	.183	.231	.240 .169		61	.136	.096	
V19-30	154	.189	.229	.195 .160	V30-97	131	.094	.091	
	158	.138	.176	.193 .214		142	.091	.150	
	127	.157	.163	.191 .199		169	.109	.171	
V19-188	144	.188	.152	.151	V32-159	44	.154	.111	.122
	137	.219				51	.287?		
	58	.150	.437?			56	.126	.226	.212
V19-240	65	.154	.150		59	.123			
	47	.357?	.164		65	.209	.088	.110	
	108	.106	.302?		71	.107	.135		
V21-30	61	.144	.122		74	.105	.148	.171	
	71	.328?			V32-161	145	.150	.147	.139
	31	.111				155	.173	.153	.149
48	.111	.133		165		.143	.129		
53	.127			175		.127			
36	.136	.108		185		.160	.096	.131	
43	.167			186		.132	.101		
V22-174	49	.110			196	.085			
	53	.159?			206	.109			
	174	.075	.072		220	.169			
V24-1	198	.076	.079		237	.905?			
	161	.078	.084						

*Cibicidoides wuellerstorfi* Data

Core	Depth (cm)	Cd/Ca ( $\mu\text{mol/mol}$ )			Core	Depth (cm)	Cd/Ca ( $\mu\text{mol/mol}$ )			
AII107-65GGC	34	.096	.120		MD77-181	125	.188?			
	39	.122	.144			145	.222?	.156?		
	43	.133	.102		MD77-182	75	.194?			
AII107-131GG	26	.108	.109		MD77-183	115	.141?			
	29	.088	.113		MD77-191	684	.062			
	32	.122	.118		MD77-202	175	.177			
	35	.084	.076			195	.170	.162		
	38	.112	.101	.079		215	.170	.158		
CHN82-15	29	.036			235	.154	.134			
	31	.047			278	.421?				
CHN82-20	73	.076			MD77-203	335	.161			
	75	.098				378	.141	.138		
	77	.127				408	.164	.140		
	79	.093			MD79-254	239	.139			
	81	.121			RC11-120	67	.178			
	83	.102				88	.145			
	85	.092			RC11-147	102	.168			
	87	.102			45	.132	.128			
EN66-10GGC	34	.206	.209	.183	229	51	.150	.266?	.142	
EN66-16GGC	34	.218	.228	.172	.223	71	.159	.174		
EN66-32GGC	33	.109				RC11-230	24	.349?		
EN66-38GGC	27	.148	.214	.237			34	.176		
KNR64-5PG	32	.026				RC12-267	81	.172		
	35	.039					86	.095		
	39	.053				RC12-294	42	.203	.162	
	41	.038	.040				45	.175	.163	.203
	69	.184			RC13-228	107	.121	.093		
KNR73-3	79	.238				112	.151			
	82	.150				117	.021?			
	120	.067				122	.072			
M12392	131	.071				127	.119			
MD76-125	114	.096				132	.087			
	127	.131	.102		RC13-229	59	.282?	.101	.092	
	145	.096	.134			72	.184	.140		
MD76-127	35	.108	.144		RC13-229	86	.234	.121?	.205	
	43	.242?	.124		RC14-37	53	.183	.218		
	55	.112	.127			56	.201	.225		
MD76-128	186	.081	.114			62	.243	.269		
	215	.103	.110		RC15-61	60	.294?	.182		



*Cibicoides wuellerstorfi* Data (continued)

Core	Depth (cm)	Cd/Ca ( $\mu\text{mol/mol}$ )		Core	Depth (cm)	Cd/Ca ( $\mu\text{mol/mol}$ )		
MD76-135	232	.114	.130	RC17-69	49	.219	.121?	.205
	294	.111	.140		62	.179	.218	
MD77-171	279	.381?		75	.199	.225		
	289	.098	.107	V25-59	46	.206	.269	
MD77-176	542	.054		56	.171	.182		
TR163-31B	80	.173		73	.214	.244		
	84	.177		V27-60	189	.061		
	87	.202	.188	V27-88	50	.116	.228	
	94	.181		122	.108	.203		
V17-42	97	.196		V28-14	170	.028	.204	
	100	.231		200	.033	.205		
	78	.182	.222	V28-235	29	.134		
	88	.196		36	.185	.073	.087	
V19-27	112	.283?	.487?	44	.212			
	99	.108	.129	V28-304	64	.141		
	109	.128		79	.126	.036		
	112	.120		90	.141	.158		
V19-28	127	.108		99	.145	.149		
	133	.158		V29-179	76	.187?	.183	
	118	.148	.192?	93	.107			
	127	.304?		V30-40	62	.119		
V19-30	142	.278?	.176	64	.171			
	127	.152	.220	76	.155			
	137	.210		92	.184	.105		
V19-188	144	.213?	.134	V30-49	62	.145	.073	
	158	.148	.170	64	.327?	.131		
	47	.767?		74	.126			
V19-240	58	.182		84	.136	.162		
	61	.119		V30-51K	52	.160	.196	
	71	.479?	.666?	61	.139	.173	.148	
V22-174	108	.161	.255	72	.127			
	49	.070	.083	V32-126	42	.142	.190	.211
V22-197	53	.093		43	.129	.182	.148	
	135	.108	.108	V32-128	36	.153	.145	
V23-100	147	.096	.097	46	.166	.140		
	167	.099		V32-161	196	.108	.126	
	37	.180		V24-1	174	.041	.081	
	57	.121	.194	198	.074			

## Cd data from core RC13-22R

Depth (cm)	Cd/Ca ( $\mu$ mol/mol)						n <sup>d</sup>	r <sup>e</sup>				
	Uvi <sup>2</sup>	kul	wue	avg <sup>b</sup>	sd <sup>c</sup>							
7	.119		.074	.103	.099	.023	3					
12	.150?		.111		.111		1	1				
17	.111		.085		.098	.018	2					
22	.115	.097	.087	.057	.103	.092	.022	5				
27	.093	.267?	.125	.106		.108	.016	3	1			
32	.121		.087	.151?	.128	.112	.022	3	1			
37	.097		.090		.109	.099	.010	3				
42	.129		.105			.117	.017	2				
47	.156?		.092			.092		1				
52	.121		.113		.121	.118	.005	3				
57	.121		.113		.111	.115	.005	3				
62	.140		.106		.101	.116	.021	3				
67	.128		.120		.118	.122	.005	3				
72	.130	.136	.122	.112	.108	.122	.012	5				
77	.130		.082		.103	.105	.024	3				
82	.124		.126			.125	.001	2				
87	.143		.103		.099	.115	.024	3				
92	.136	.129	.092		.102	.115	.021	4				
97	.127				.113	.120	.010	2				
102	.132	.152	.183?	.561?	.130		.138	.012	3			
107	.102	.112	.143?	.109	.087		.093	.121	.104	.013	6	
112	.110	.092	.339?		.099	.151		.120	.027	3	1	
117	.144	.092	.112		.128		.021	.095	.057	5	1	
122	.112	.100	.388?	.422?	.066		.072	.087	.022	4		
127	.148						.119	.134	.021	2		
132	.123						.087	.105	.025	2		
137	.130						.087	.108	.030	2		
142	.147						.133	.140	.010	2		
148	.156						.122	.139	.024	2		
152	.136						.137	.137	.001	2		
157	.122						.119	.120	.002	2		
162	.147						.176	.161	.021	2		

<sup>a</sup> Uvi=*Uvigerina* spp; kul= *Cibicidoides kullenbergi*; wue=*Cibicidoides wuellerstorfi*.

<sup>b</sup> avg=average of analyses at a given depth.

<sup>c</sup> sd=standard deviation.

<sup>d</sup> n=number of analyses included in average.

<sup>e</sup> r=number of analyses excluded in average.

## Cd data from core V19-27

Depth (cm)	Cd/Ca ( $\mu\text{mol/mol}$ )			wue	
	Uvi	Cpa <sup>a</sup>			
6	.135	.105		.112	
24				.097	
36.5	.139			.128	
49				.102	
60.5	.130			.163	
77.5	.139			.126	
93.5	.159			.138	
98.5	.106	.115		.108	.129
108.5				.128	
111.5	.130	.104	.108	.120	
126.5	.139	.110			
127.5				.108	
132.5	.154	.141		.158	

<sup>a</sup> Cpa=*Cibicidoides pachyderma*.

Cd data from core V19-30<sup>a</sup>

Depth (cm)	Cd/Ca ( $\mu\text{mol/mol}$ )						
			avg	sd	n		
4.5	.134	.123		.129	.008	2	
6	.139	.163		.151	.017	2	
14	.167	.173		.170	.004	2	
23.5	.168	.169	.197	.178	.016	3	
33	.204	.193	.189	.151	.184	.023	4
44.5	.160	.159	.174	.158	.163	.008	4
54.5	.182	.155	.203	.175	.176	.020	4
68	.167	.179	.184		.177	.009	3
77	.182	.231	.184		.199	.028	3
84.5	.181	.164			.172	.012	2
94.5	.180	.181	.173		.178	.004	3
105.5	.194	.189	.167		.183	.014	3
115	.197	.168	.197		.187	.017	3
127	.195	.160	.157	.229	.185	.034	4
137	.191	.199	.219	.163	.193	.023	4
144.5	.193	.214	.188	.176	.193	.016	4
157.5	.138	.231	.240	.169	.195	.049	4

<sup>a</sup> *Uvigerina* spp.

Cd data from core RC13-229

Depth (cm)	Cd/Ca ( $\mu\text{mol/mol}$ )											n	r
	Uvi <sup>2</sup>			Cib		wue	umb		avg	sd			
5	.137	.150	.144	.141	.143	.122	.102	.144	.149	.137	.015	9	0
59	.150	.160	.145	.183	.282?	.101				.139	.067	7	1
72	.156	.202	.138	.132		.184	.092			.159	.028	6	0
86	.164	.144		.144	.234	.140				.169	.043	6	0
						.121							

\*Uvi = *Uvigerina* spp; Cib = *Cibicides* spp; wue = *Cibicides wuellerstorfi*;  
 umb = *Nutallides umbonifera*; avg = average for sample; sd = standard deviation of  
 samples included in mean; n = number of samples included in mean; r = number of samples  
 excluded from mean.

*Cibicidoides kullenbergi* data

Core	Depth (cm)	Cd/Ca ( $\mu$ mol/mol)	
CHN82-20	77	.069	
	81	.101	
	84	.104	
KNR110-82	34	.094	
	44	.094	
	71	.077	
KNR64-5PG	32	.034	
	35	.042	
	39	.023	
KNR73-3	72	.147	
	79	.185	
RC11-120	102	.149	
RC12-339	45	.188	
	55	.121	
RC13-228	102	.130	
	107	.087	
	112	.099	
	117	.128	
	122	.066	
RC13-229	59	.183	
	86	.144	
RC14-37	53	.155	
	62	.141	
RC15-61	60	.159	.187
	86	.169	
TR163-31B	97	.165	
V19-188	47	.504?	
V22-197	147	.100	
	135	.115	
V23-100	57	.142	
V25-59	46	.219	
	56	.145	
V27-86	50	.190?	
V28-235	200	.086	
V28-235	29	.156	
	36	.129	
V29-179	76	.117	
V30-40	62	.243?	
	92	.187	
V30-49	62	.190	
	74	.110	.190
	74	.153	
	84	1.624?	

*Cibicidoides pachyderma* data

Core	Depth (cm)	Cd/Ca ( $\mu$ mol/mol)	
MD76-125	114	.107	
	127	.165?	
	145	.095	
MD76-127	35	.104	.137
	43	.90	.100
	55	.123	.096
MD76-128	186	.104	.075
	215	.101	.090
MD76-135	232	.148	.129
	294	.114	.117
MD77-171	279	.068	
	308	.118	
MD77-176	542	.071	
MD77-181	117	.181?	
	145	.109?	
MD77-182	75	.175?	
MD77-202	175	.232?	
RC11-147	45	.190	.105
	51	.112	
V17-42	641	.113	
	78	.237	.183
V19-27	88	.193	
	112	.198	
V19-27	112	.104	.108
	127	.110	
	133	.141	

*Cibicidoides* spp. data

Core	Depth (cm)	Cd/Ca ( $\mu\text{mol/mol}$ )	
RC12-267	70	.079	
	89	.119	
V19-240	61	.138	.151
	71	.653?	.827?
	108	.207	.204
V30-51K	61	.152	
	72	.132	

*Nutallides umbonifera* data

Core	Depth(cm)	Cd/Ca ( $\mu\text{mol/mol}$ )	
EN66-10GGC	34	.242	
EN66-16GGC	34	.197	
EN66-32GGC	33	.160	.144
KNR73-3	79	.138	
	82	.203	
	109	.166	.187
	132	.182	
MD76-127	55	.133	
RC11-147	45	.242?	
	61	.003?	
RC13-229	86	.121	
V23-100	37	.172	.142
	57	.139	.125
V25-59	46	.468?	
	73	.120	
V32-159	74	.101	
	56	.122	
V30-51K	72	.135	.115
V30-40	92	.143	
V32-126	46	.143	
V32-159	65	.166	.164

Cd data from core RC11-120

Depth (cm)	Cd/Ca ( $\mu\text{mol/mol}$ )			
	Uvi <sup>a</sup>	Cib	wue	
12		.153	.150	.195
46	.152	.154	.157	.210
53	.196	.154	.173	.161
67	.120			.178
88	.158	.142		.145
102	.130	.149		.168

Cd data from core Ramda 44<sup>a</sup>

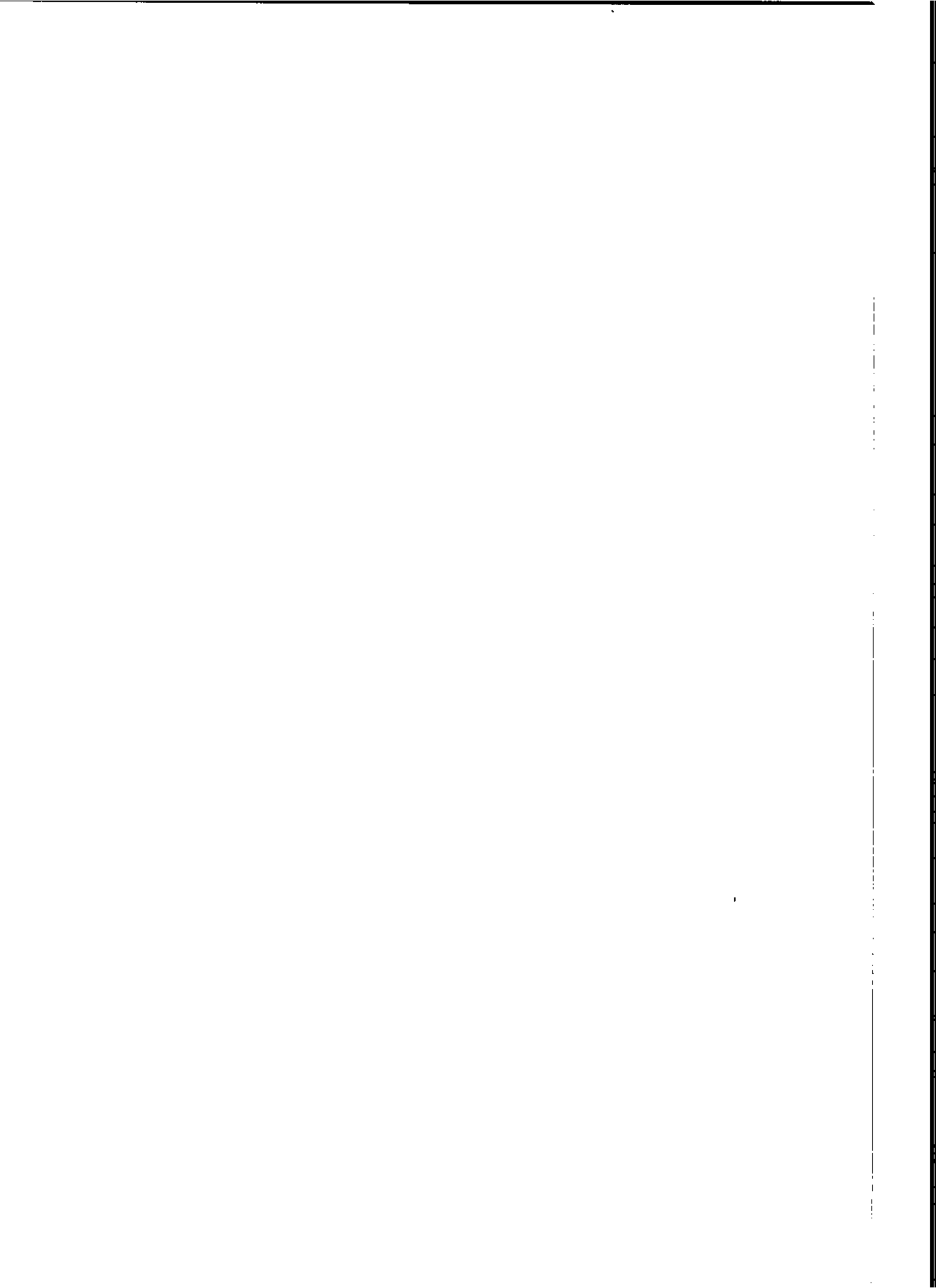
Depth (cm)	Cd/Ca ( $\mu\text{mol/mol}$ )	
31	.171	
36	.174	
51	.202	.180
56	.186,	
61	.143	
91	.163	
96	.157	.153
106	.151	.151
111	.125,	
126	.152,	
141	.525?	

<sup>a</sup> *Uvigerina* spp.

## 제 2 장

오호츠크해 메탄수화물 연구

(Studies on Methane Hydrate in the  
Sea of Okhotsk)





## 오호츠크해 메탄수화물 연구

**요약 :** 최근 수 십년동안 오호츠크해 여러 곳에서 메탄수화물이 발견되어 많은 연구가 진행되어 왔다. 메탄수화물은 미래의 대체에너지, 지질학적 위험성, 온실가스의 배출 등과 같은 이유 때문에 연구 가치가 높다. 그러므로 전 세계적으로 많은 지역에서 메탄수화물에 대한 연구가 활발히 진행되어 왔다. 지금까지 오호츠크해에서 메탄수화물에 대해 연구된 내용을 보면, 오호츠크해 메탄수화물의 특성 및 분포, 생성기작, 메탄수화물 발견 지역의 지구물리적 탐사 특성과 지화학적 특성, 해수중에서 대기로 방출되는 메탄가스양, 해저면에서 분출되는 메탄가스 원천 등이 있다. 하지만 오호츠크해에서 메탄수화물에 대한 연구가 1980년대 말에 본격적으로 시작되었기 때문에 아직도 미흡한 점이 많다. 앞으로 오호츠크해 메탄수화물에 대한 연구는 다음 세가지 사항에 초점을 맞추어 진행되어야 한다. 첫째, 오호츠크해에서 지금까지 메탄수화물이 발견되지 않은 지역에서 메탄수화물을 찾는다. 둘째, 해수중 메탄농도 변화로부터 해양 지각운동을 예측한다. 셋째, 퇴적물에서 해수중으로 방출되는 메탄가스 유출량을 파악한다.

### 1. 서론

최근에 메탄수화물에 대한 연구가 전세계적으로 활발히 진행되고 있다. 이렇게 메탄수화물에 대해 관심이 많은 것은 메탄수화물에 포함되어 있는 메탄가스가 미래의 중요한 에너지 자원이고 온실효과를 통해 지구 온난화를 야기시키는 기체이기 때문이다 (Kvenvolden, 1993). 해양과 대기 사이의 메탄가스 이동량을 산출하게 되면 메탄가스가 지구 온난화에 얼마만큼 영향을 주는 지 알 수 있다. 현재 시베리아에서는 메탄수화물을 직접 채취하고 있다. 메탄수화물은 전 세계 해양에서 발견되지만, 메탄가스의 공급이 메탄수화물 형성하기에 충분하고 온도와 압력의 특정한 조건을 만족시키는 곳에서 주로 발견된다. 이런 조건들을 충족시키는 지역은 표층해수에서 일차 생산력이 크고 수

심이 500 - 2000 m되는 대륙사면이나 대륙대이다. 특히 오호츠크해에서는 메탄수화물이 여러 곳에서 발견되어 현재 많은 연구가 진행되고 있다.

오호츠크해는 북서 태평양에 위치하며 태평양에서 두 번째로 큰 대륙 주변해이다. 북서 방향으로 아시아 대륙과 접해 있고 남동 방향으로는 크릴-캄차카 열도 (Kurile-Kamchatka Island Arc)에 의해 베링해와 태평양으로부터 분리되어 있다. 오호츠크해는 동쪽에 위치한 여러 해협을 통해 태평양과 해수가 상호 교환하는데 이런 해수 교환은 북서 태평양에서 해수 순환과 중간 해수 (intermediate water) 형성에 커다란 영향을 미친다. 그러므로 이런 해수 교환은 북서 태평양 전체지역의 해황과 기후에 계속적인 영향을 미친다. 오호츠크 분지는 남북 방향으로 호카이도와 사할린 섬에 의해 동해와 아시아 대륙으로부터 분리되어 있다. 오호츠크해는 특수한 지각구조, 뚜렷한 사계절 특성, 높은 일차 생산성 등 여러 특징적인 성격 때문에 다른 대륙 주변해보다 학문적 흥미가 많은 곳이다.

오호츠크해의 가장 특징적인 것은 북반구에 있는 해양중 오호츠크해에서 메탄가스가 가장 많이 생성된다는 것이다. 그러므로 오호츠크해에서 생성된 메탄가스가 대기로 방출되어 대기중 메탄가스 농도 증가에 커다란 영향을 미친다. 가스 분출구가 사할린섬 부근 대륙붕과 대륙사면, 그리고 크릴 열도의 파라무쉬어 섬 근해에서 많이 발견된다. 가스 분출구를 통해 메탄가스, 이산화탄소, 수소 등이 해저면으로부터 해수중으로 분출되고 일부는 다시 대기중으로 나간다. 이런 가스 분출구가 해양 생태계, 해양과 대기의 물질 순환에 얼마만한 영향을 끼치는지는 아직 불분명하다. 오호츠크해는 또한 높은 일차 생산성에 의해 특징되어 진다. 일차 생산성은 계절적 변화가 뚜렷하고 주로 규토질의 식물성 플랑크톤 (siliceous phytoplankton)에 의해 만들어진다. 그리고 오호츠크해에서는 해저면 구조와 수심이 변화가 매우 크다. 그러므로 해저 퇴적물은 원양성 진흙에서부터 유기물이 많은 대륙붕 퇴적물까지 종류가 다양하다.

본 연구에서는 메탄수화물의 일반적 특성, 전세계 분포와 매장량, 메탄수화물의 연구가치 등에 대해서 먼저 알아보고 그 후에 오호츠크해에서 발견되는 메탄수화물의 특성, 분포, 생성기작, 그리고 메탄수화물과 관련되어 발표된 연구 결과를 정리하려고 한다. 마지막으로 지금까지 알려진 사실들을 바탕으로 하여 앞으로 오호츠크해 메탄수화물에 관련하여 어떤 연구를 수행해야 하

는 지를 제시하려고 한다.

## 2. 연구배경

### 가. 메탄수화물이란 무엇인가?

메탄수화물은 메탄가스가 물분자 격자 내에 포함되어 자연적으로 형성된 고체 덩어리이다 (Fig. 2-1). 메탄수화물은 물이 얼음처럼 육각구조 (hexagonal system)가 아닌 동일구조 (isometric system)로 결정화된 것이다. 메탄수화물에 포함되어 있는 메탄가스 최대량은 메탄수화물의 결정구조에 의해 조절되어진다. 완전히 포화된 메탄수화물에는 1몰 (mole) 메탄가스가 5.75 몰 물분자 속에 포함되어있다. 이론적으로 1 m<sup>3</sup> 메탄수화물이 용해하면 이상적인 상태에서 164 m<sup>3</sup> 메탄가스가 방출된다. 그러므로 해저면 이하 1.5 km 이내의 얕은 곳에 있는 메탄수화물은 같은 부피의 가스상태로 존재하는 것보다 단위 부피 당 더 많은 메탄을 함유하고 있다.

자연상태에서 메탄수화물의 출현은 온도, 압력, 화학조성들 사이의 상호관계에 의해 결정된다 (Fig. 2-2). 메탄수화물의 온도와 압력 영역에서 경계선의 위치는 가스 혼합물의 조성 뿐 만아니라 물의 이온함량에 따라서도 결정된다. 일반적으로 퇴적물 공극내에 있는 가스와 물의 정확한 화학조성은 알려지고 있지 않기때문에 Fig. 2-2에서 보여진 순수한 메탄-물 시스템은 자연적으로 생성된 메탄수화물이 안정되게 존재하는 퇴적물 깊이와 온도를 예측하기 위한 것이다. 해양 퇴적물에서 메탄수화물은 주로 저층수 온도가 0 °C 가량되고 수심이 300 m가 넘는 지역에서 발견된다. 메탄수화물이 출현 가능한 가장 깊은 깊이는 저열류량이 깊이에 따라 어떻게 변화하는지에 따라 달라지는데, 일반적으로 최고 깊은 깊이는 해저면으로부터 2000 m 가량된다.

메탄수화물 형성하는데 얼마만한 메탄가스가 필요한지는 아직 불분명하다. 메탄수화물에는 표준조건 (standard condition)에서 단위 물 부피당 150 부피의 메탄가스가 포함되어 있다 (Sloan, 1990). 그러나 해수에서 메탄가스 용해도는 매우 작아, 표준조건에서 단위 물 부피당 약 0.045 몰 부피의 메탄가스가 녹는다. 그러므로 메탄수화물 형성에 필요한 메탄가스 양은 물에서 메

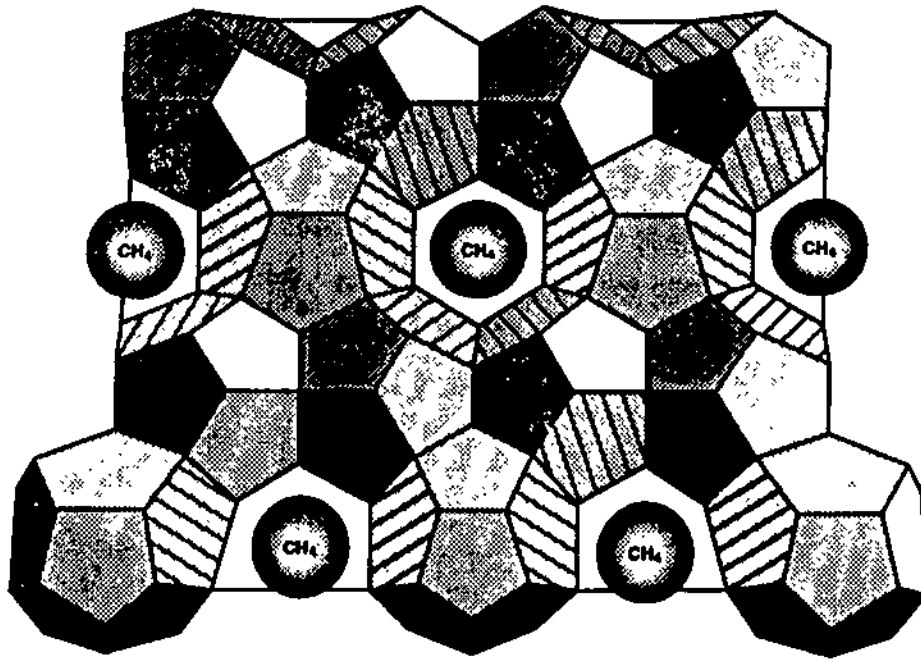


Fig. 2-1. Gas hydrate structure.

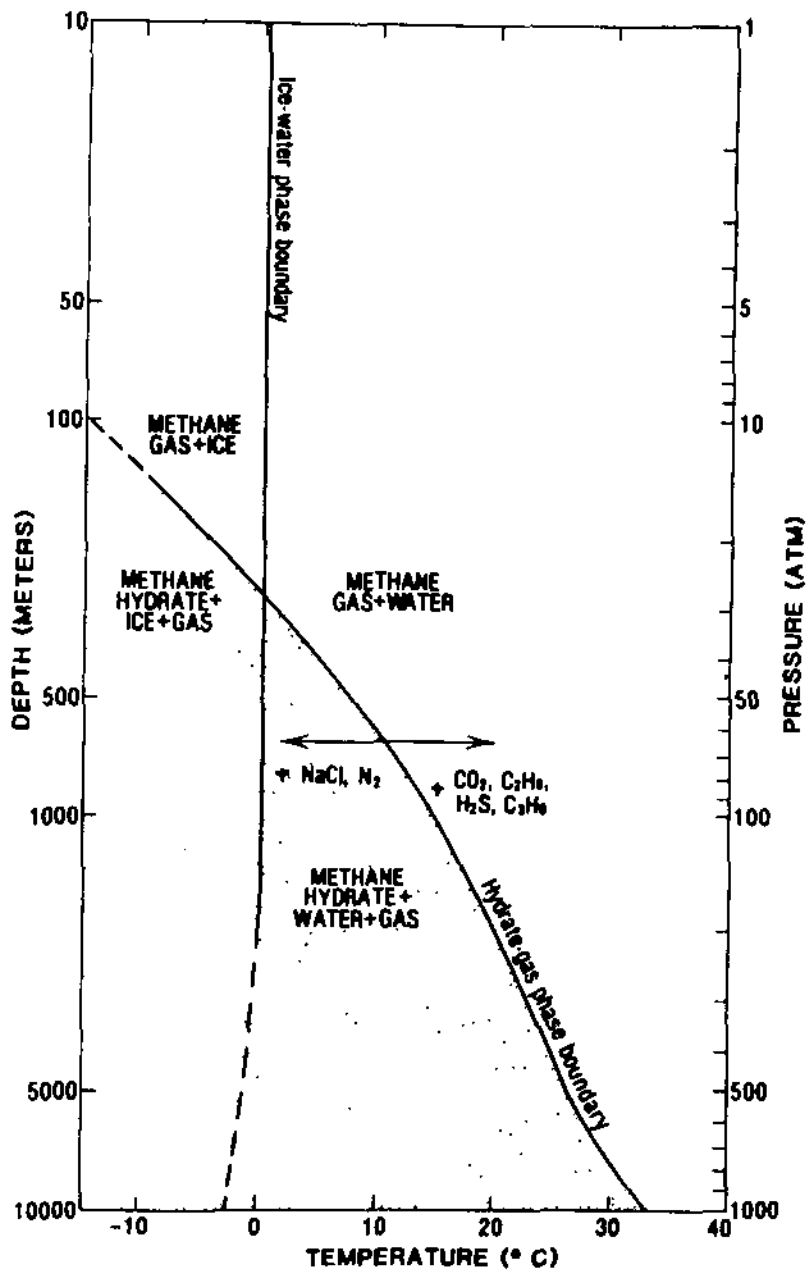


Fig. 2-2. Phase diagram showing the boundary between free methane gas and methane hydrate for a pure water and pure methane system.

탄가스 용해도를 훨씬 초과한다. 메탄수화물 형성에 있어서 이렇게 많은 양의 메탄가스가 필요하기 때문에 지구상에서 메탄수화물은 제한된 지역에서만 발견된다.

#### 나. 메탄수화물은 어느 곳에서 생성되는가?

메탄수화물은 메탄가스의 공급이 메탄수화물을 형성하기에 충분하고 온도와 압력의 특정한 조건을 만족시키는 곳에서 생성된다. 이런 특정한 조건을 만족시키는 곳은 주로 두 지역으로 다음과 같다; (1) 표면온도가 0 °C 보다 낮은 고위도 대륙, (2) 저층수 온도가 0 °C 가량 되고 압력이 3Mpa 이상되는 대륙사면과 대륙대 (continental slope). 그러므로 메탄수화물은 온도가 충분히 낮아 영구동토층(permafrost)이 존재하는 지역에서 발견된다. 대륙주변부 해양퇴적물에서는 메탄수화물기 저층수 온도에 따라 수심이 500m 넘는 곳에서 발견된다. 전세계적으로 메탄수화물이 발견되는 곳들이 Fig. 2-3에 보여진다 (Kvenvolden et al., 1993).

북극지역에서는 아주 낮은 표면온도로 인해 영구동토층이 출현하게 되고 퇴적층 속에 메탄수화물 형성에 적절한 압력과 온도가 만들어진다. 메탄수화물이 서시베리아의 메소야카 (messoyakha) 가스층에서 발견되었다 (Makogon et al., 1972). 그리고 티만 (Timan) 페코라 (Pechora) 지역, 북동시베리아, 캄차카 지역을 포함하는 북러시아의 다른 영구동토층에서도 메탄수화물이 발견된다 (Cherskiy et al., 1985). 영구동토층과 관련된 메탄수화물이 북미 북극지역에서도 또한 발견된다; Mackenzie Delta, Sverdrup Basin, Arctic Platform, Arctic Islands, North Slope of Alaska (Judge, 1982; Collett, 1990). 북극지역 대륙의 영구동토층 뿐만아니라 해양의 영구동토층에서도 메탄수화물이 발견된다; Beaufort Sea shelf of Canada, Continental shelf of Siberia (Weaver and Stewart, 1982; Bell, 1983). 북극 영구동토층에서 메탄수화물은 지하 130 m - 2000m 깊이에서 주로 발견된다. 남극지역에서도 메탄수화물이 대륙과 해양에서 발견되는데, 육지에서는 주로 지하 2000m 깊이에서 발견된다 (MacDonald, 1983).

심해시추계획 (Deep Sea Drilling Project)에 의한 시추와 지구물리 탐사 결과에 따르면 해양에서 메탄수화물이 전세계 해양 면적의 10 % 미만에서 발

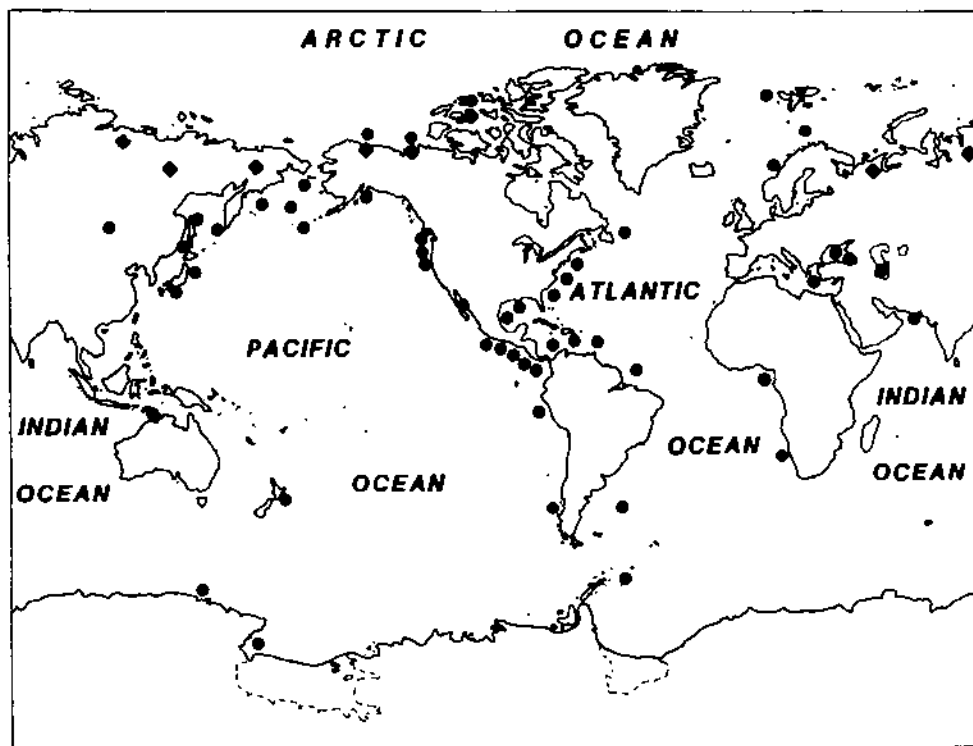


Fig. 2-3. Map showing world-wide locations of known and inferred methane hydrate in oceanic sediments and in continental regions.

견되는데, 이것은 메탄수화물이 주로 수심 500m 이하의 대륙사면과 대륙대 퇴적물에 제한되어 존재하기 때문이다 (Tucholke et al., 1977). 메탄수화물 존재의 지구물리적 증거는 탄성과 탐사 기록에서 보여지는 bottom-simulating reflections (BSR)의 발견이다. 메탄수화물 BSR은 해저면 이하 100 - 1100m 깊이에서 발견되고 해저지형과 평행되게 보이는 고진폭 음극의 탄성과 반사파 (seismic reflections) 이다 (Fig. 2-4). BSR이 발견되는 깊이는 메탄수화물이 안정되게 존재하는 지역의 밑부분이다. 메탄수화물이 안정되게 존재하는 지역의 깊이는 압력이 증가할수록 깊어지고 지열류량 기울기에 따라 달라진다 1990년까지 메탄수화물이 해양에서 36 지역에서 발견되었다 (Ginsburg et al., 1990). 메탄수화물에 대한 지질학적, 지구물리적, 지화학적 자료를 종합해 보면 현재까지 메탄수화물이 해양에서 47 지역에서 발견된 것으로 보인다 (Kvenvolden et al., 1993). 이들 지역중 14 지역에서는 메탄수화물이 직접 채취되었다. 심해시추에 의해 메탄수화물이 9 지역에서 채취되었다 (offshore Peru, Costa Rica, Guatemala, Mexico, southeastern United States, western United State, two locations offshore from Japan, Gulf of Mexico). 얕은 퇴적물 깊이에서 피스톤 코어러와 중력 코어러에 의해 메탄수화물이 채취된 지역은 6 지역이다 (Black Sea, Caspian Sea, offshore from northern California, northern Gulf of Mexico, two locations in the Okhotsk Sea).

#### 다. 전세계 메탄수화물에 포함되어 있는 메탄가스 양은 얼마인가?

전세계 메탄수화물에 포함되어 있는 메탄가스 총량은 현재 불분명하다. 비록 메탄수화물이 전세계적으로 존재한다고 생각하지만 이것의 존재에 대한 자세한 지질학적 이해가 아직은 충분치 않아 메탄가스 매장량 예측에 있어서 큰차이를 보이고 있다 (Table 2-1). 하지만 1988년 이후에는 메탄수화물에 있는 메탄가스 매장량 예측에 있어서 학자들 사이에 상당한 접근을 보이고 있다. 현재 추정되는 메탄가스 매장량은  $1.0 \times 10^{19}$  g 또는  $2.0 \times 10^{16}$  m<sup>3</sup> 이다 (Kvenvolden, 1988; MacDonald, 1990). 지구상에서 유기탄소 저장소로써 메탄수화물의 상대적인 양이 Fig. 2-5에 보여진다. 메탄수화물에 있는 메탄가스 양은 현재 개발 가능한 메탄가스 양 ( $1.4 \times 10^{17}$  g) 보다 거의 100 배가량 많고 지금까지 알려진 석탄, 석유, 천연가스를 모두를 합친 양보다도 2배 가량



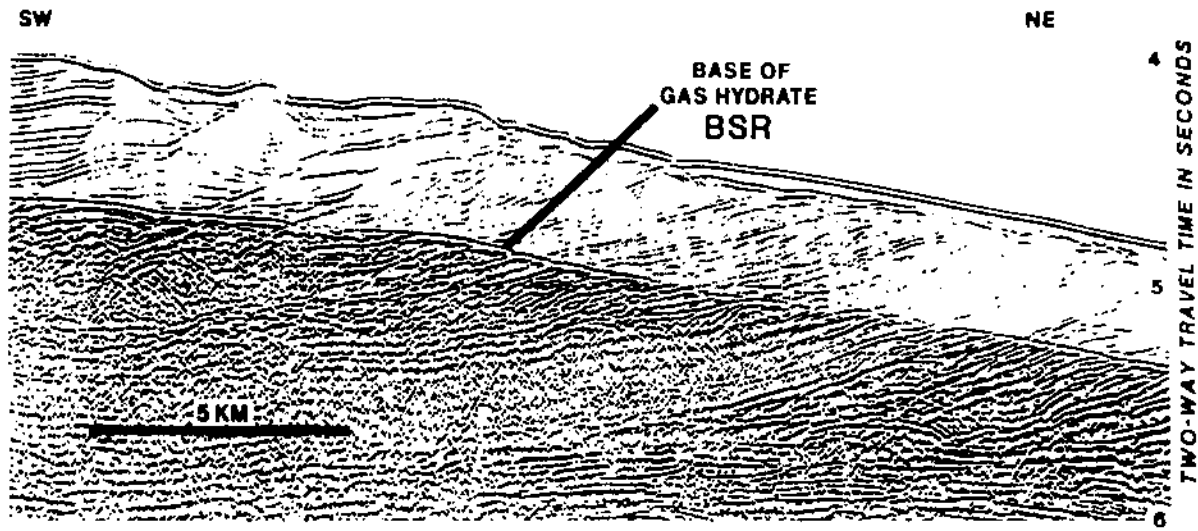


Fig. 2-4. A 12-fold multi-channel reflection profile from the crest and eastern flank of the Blake Outer Ridge.

Table 2-1. World estimates of the amount of methane in methane hydrates in continental and oceanic settings.

Methane carbon	Methane gas	Reference
Continental		
$7.6 \times 10^{12}$	$1.4 \times 10^{13}$	Meyer (1981)
$1.7 \times 10^{16}$	$3.1 \times 10^{13}$	McIver (1981)
$3.0 \times 10^{16}$	$5.7 \times 10^{13}$	Trofimuk et al. (1977)
$1.8 \times 10^{19}$	$3.4 \times 10^{13}$	Dobrynin et al. (1981)
Oceanic		
$1.7 \times 10^{18}$	$3.1 \times 10^{13}$	McIver (1981)
$2.7-13.4 \times 10^{18}$	$5 - 25 \times 10^{12}$	Trofimuk et al. (1977)
$4.1 \times 10^{21}$	$7.6 \times 10^{18}$	Dobrynin et al. (1981)

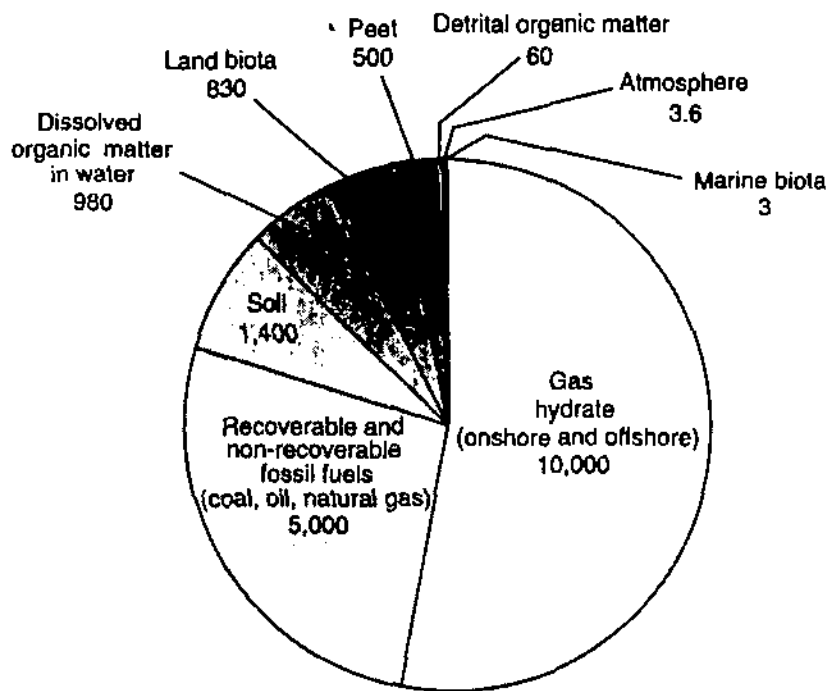


Fig. 2-5. Distribution of organic carbon in the Earth. Numbers are in units of  $10^{15}$  g of carbon.

많다.

## 라. 메탄수화물 연구가 왜 중요한가?

### (1) 중요한 에너지 자원

메탄수화물은 두가지 점에서 중요한 에너지 자원으로써 가치가 있다. 첫째는 메탄수화물에 포함되어 있는 메탄가스 양이 지금까지 알려진 석탄, 석유, 천연가스를 모두를 합친 양보다도 두 배 가량 많다는 것이다. 그리고 둘째는 메탄수화물이 전세계 어느 곳이나 존재한다는 것이다. 메탄수화물에 포함되어 있는 메탄가스를 채취하는데 세가지 방법이 개발되었다. 첫번째 방법은 메탄수화물이 존재하는 퇴적층에 열에너지를 집어넣어 메탄수화물이 열에 의해 분해되도록 만든 후에 메탄가스를 추출한다. 두번째 방법은 메탄수화물이 존재하는 퇴적층의 압력을 감소시켜 메탄수화물을 분해시킨다. 세번째 방법은 메탄올을 메탄수화물이 존재하는 퇴적층에 집어넣어 메탄수화물을 분해시킨다. 이들 세가지 방법 중에서 뜨거운 물을 집어넣음과 동시에 압력을 감소시켜 메탄수화물을 분해시켜 메탄가스를 채취하는 방법이 가장 실용성이 크다 (Holder et al., 1984). 메탄수화물을 분해시키기 위해 사용된 열에너지 비용 보다 메탄수화물이 분해되어 나온 메탄가스 가치가 커야 비로소 메탄수화물이 중요한 에너지 자원이 된다. 메탄수화물을 개발하기 위한 미래의 가능한 방법은 따뜻한 표층해수를 메탄수화물이 존재하는 퇴적층에 순환시켜 메탄수화물을 분해시키는 것이다.

메탄수화물로부터 메탄가스를 생산하기 위해서는 다음과 같은 조건들이 만족되어야한다; 적당한 공극 (porosity)과 침투성 (permeability)를 갖는 저장소, 충분한 메탄가스 공급, 메탄가스가 새지 않도록 가두어 놓는 덮개, 메탄수화물이 존재하는 퇴적층 밑 깊은 곳에서 올라온 메탄가스의 중요한 공급원. 메탄수화물이 퇴적층 깊은 곳에서 올라오는 메탄가스를 가두어 놓는 덮개 역할을 한다 (Fig. 2-6). Fig. 2-6에서 돔형 (domal shape)와 배사형 (anticlinal shape) 메탄수화물 층은 메탄가스를 가두어 놓는데 아주 효과적이다.

지난 25년 동안 시베리아 메소야카 유전지역에서는 메탄가스가 자연적으로 형성된 메탄수화물로부터 채취되었다 (Makogon, 1981). 알라스카에서 시

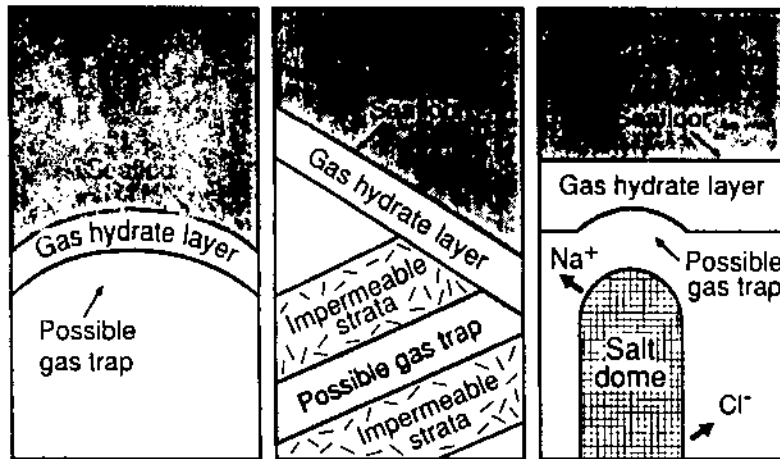


Fig. 2-6. Schematic diagrams of geological situations in which methane hydrates serve as seals forming traps for methane.

추를 통해 메탄수화물을 집적 채취함으로써 Prudhoe Bay 와 Kuparuk River 유전지역에 메탄수화물이 존재하는 것이 확인되었다. 대략  $1.1 \times 10^{12} \text{ m}^3$  메탄가스가 이 지역의 메탄수화물에 존재하는 것으로 관측되었다 (Collett, 1992). 이런 메탄가스 양은 같은 지역에서 메탄수화물에 관계없이 채취되는 메탄가스 양보다 1.4배 가량 많고 미국 전체 메탄가스 매장량의 13%를 차지한다. 만약 미국에서 메탄수화물로부터 메탄가스를 상업적으로 채취한다면 상당한 양의 메탄수화물이 발견되고 개발될 것이다. 비록 현재 메탄수화물이 중요한 에너지 자원으로 인식되고 있지만 본격적으로 메탄수화물로부터 메탄가스를 채취하는 것은 21세기에야 가능할 것이다.

## (2) 메탄수화물 분해에 따른 지질학적 위험

메탄수화물이 퇴적물내에서 생성되기 전에는 상당한 양의 메탄가스와 물이 퇴적물내 공극사이를 자유롭게 이동한다. 메탄수화물이 형성되는 동안 메탄가스와 물은 고체형태로 전환되어 이동이 불가능하게 되고 일정한 공극내에 존재하게 된다. 액체상태의 물 대신 고체상태 물이 퇴적물 공극을 차지하고 광물의 침전, 고형화와 같은 퇴적작용이 방해를 받는다. 가스와 액체에 대한 퇴적물의 침투성 정도가 메탄수화물이 형성됨에 따라 감소한다. 결국에는 메탄수화물이 안정되게 존재할 수 있는 퇴적층 전체를 메탄수화물에 의해 차지된다. 메탄수화물이 점점 깊게 묻히게 되면 깊이에 따라 지열이 증가되어 결국에는 메탄수화물이 존재하는 퇴적층의 밑부분에서 메탄수화물이 불안정하게 되어 분해된다. 그러므로 메탄수화물이 존재하는 층의 밑부분은 새로 방출된 메탄가스에 의해 압력이 증가되어 퇴적기반이 약하게 된다. 이로 인해 퇴적층이 붕괴되어 해저면 사태 (submarine landslide)가 발생한다. 메탄수화물 붕괴는 해수면이 낮아지거나 저층해수 온도가 증가함으로써 발생할 수 있다. 해수면 하강과 저층해수 온도증가에 의해 메탄수화물이 안정되게 존재할 수 있는 압력과 온도가 달라져서 메탄수화물이 불안정하게 되어 분해된다. 메탄수화물 붕괴에 의한 해저면 사태가 발생하는 것을 Fig. 2-7에 잘 보여진다.

메탄수화물이 존재하는 지역과 해저면 사태가 일어나는 지역사이의 관계가 McIver (1977)에 의해 처음으로 제시되었고 그후에 많은 예들이 기술되었다; surficial slides and slumps on the continental slope and rise of South

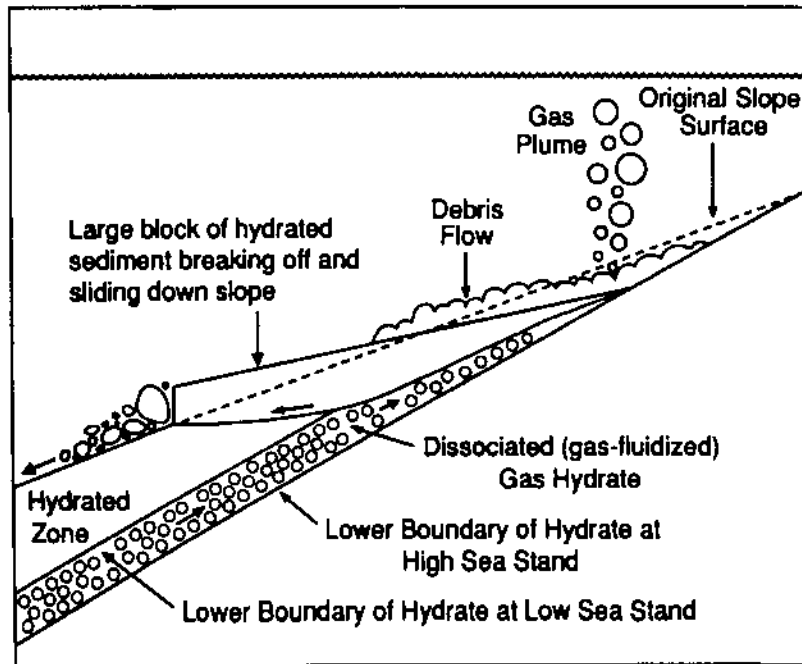


Fig. 2-7. Diagram showing the effects of changes in pressure and temperature on submarine methane hydrates and the resulting seafloor failures and gas release.

and West Africa, slumps on the U.S. Atlantic continental slope, large submarine slides on the Norwegian continental margin, sediment blocks on the seafloor in British Columbia fjords, massive bedding plane slides and rotational slumps on the Alaskan Beaufort Sea continental margin, submarine mud volcanoes in the Casian Sea and offshore from north Panama. 주기적인 플라이스토세 해수면 변동은 해양에 존재하는 메탄수화물의 성패를 설명해 준다. 지난 플라이스토세 해수면 하강 동안 해수면은 28,000년부터 17,000년 사이에 100m 가량 낮아졌다. 그 결과 해저면에 가해졌던 압력이 1000kPa 정도 감소했다. 이런 압력감소가 메탄수화물 분해를 야기시켰고 이로 인해 메탄가스와 물이 방출되었다. 결과적으로 메탄가스와 물의 방출로 인해 퇴적물내 공극에서의 압력이 증가하여 퇴적층이 붕괴하여 해저면 사태가 발생했다. 뷰포트해 (Beaufort Sea) 대륙사면에서는 대규모의 해저면 사태 지역과 메탄수화물이 존재하리라 예상되는 지역이 거의 동일하다 (Fig. 2-8). 과거 지구기온 변동 또한 메탄수화물이 존재하는 대륙주변부 지역에서 또 다른 해저면 사태를 야기시켰을 것이다 (Yakushev and Collett, 1992).

### (3) 메탄수화물 생성과 분해에 따른 기후변화

메탄은 대기를 구성하는 중요한 미량 기체이다. 대기중 메탄농도는 매년 1.0 % 속도로 증가하고 있다 (Watson et al., 1990). 메탄은 방사성이 매우 강한 기체이기 때문에 같은 양의 이산화탄소 보다 20배나 강한 온난화를 일으키는 온실 기체이다. 대기중에서 메탄은 다양한 공급과 제거 작용에 의해 영향을 받는다. 메탄수화물에 포함되어 있는 메탄의 양은 대기중에 존재하는 메탄의 양보다 3000배 가량 많다. 메탄수화물이 분해되어 방출되는 거대한 양의 메탄은 대기조성에 커다란 영향을 미쳐서 지구기후를 변화시킬 가능성이 크다 (MacDonald, 1990b). 플라이스토신 기후변동은 메탄수화물로부터 메탄가스 방출을 야기시켰다. 메탄수화물로부터 방출된 메탄가스는 다시 지구기후를 변화시킨다.

지구가 더웠을 때는 빙하가 녹고 해수가 팽창하여 해수면이 상승한다. 이런 해수면 상승이 해저면에 압력을 가하게 되어 대륙주변부에 존재하는 메



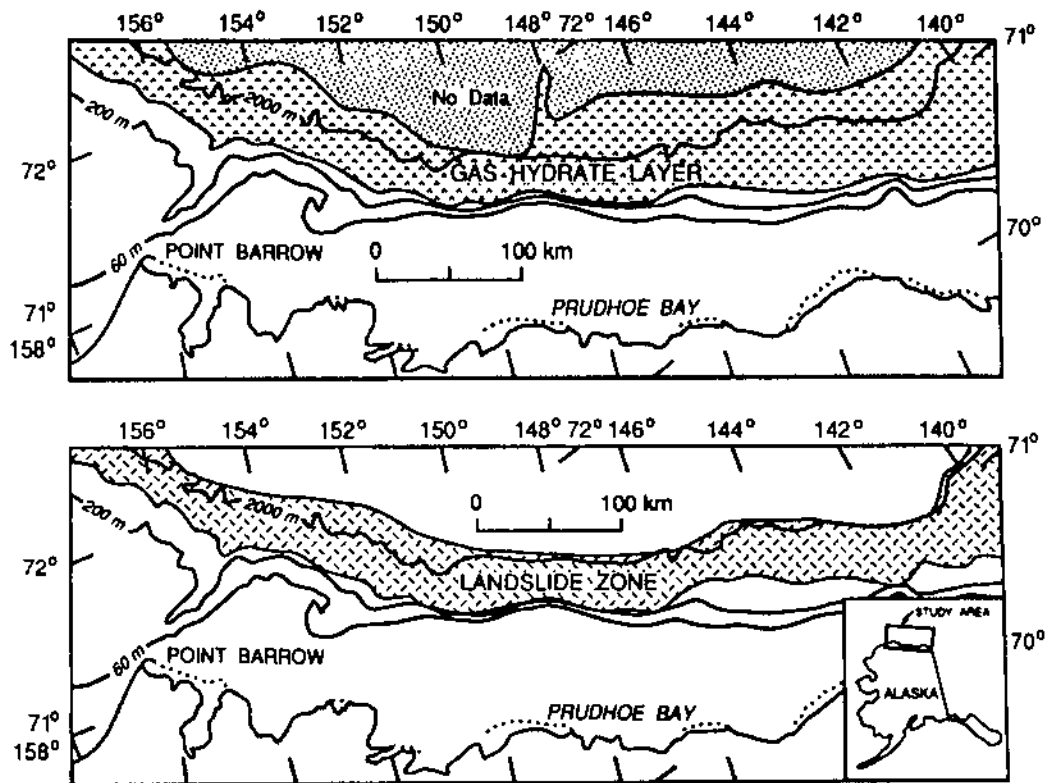


Fig. 2-8. Map of the continental margin of the Beaufort Sea offshore from Alaska showing the coincident regions of large landslides and methane hydrates.

탄수화물을 보다 안정되게 만든다. 한편 대륙에서는 지구기온의 증가로 인해 대륙에 존재하는 메탄수화물이 불안정하여 분해되어 메탄가스가 대기중으로 방출된다. 북극 대륙붕에 존재하는 메탄수화물에 대해서는 앞에서와는 다른 결과가 산출된다. 대기 기온 증가가 대륙붕에 있는 해수 온도를 증가시킨다. 보다 중요한 것은 해수면이 상승함에 따라 북극의 차가운 대륙붕 바닥이 따뜻한 해수로 덮히게 되는 것이다. 비록 얼마간은 해수면 상승에 의한 압력 증가가 메탄수화물을 안정되게 하지만 대륙붕 바닥이 따뜻한 해수로 덮히게 되면 메탄수화물이 불안정하게 되어 북극 대륙붕에 존재하는 메탄수화물은 결국 분해되고 메탄가스가 방출된다. 그러므로 지구가 더웠을 때는 심해에 존재하는 메탄수화물은 안정하게 되지만 북극 대륙과 대륙붕에 존재하는 메탄수화물은 불안정하게 되어 상당히 긴시간 동안 메탄가스를 대기중으로 방출한다. 이런 공급원에 의한 메탄가스 대기 방출은 지구 온난화를 야기시켰다.

지구가 추웠을 때는 전체 시스템이 정반대로 된다. 빙하가 생성되어 증가하게 되면 물이 해양으로부터 빠져나가고 해양은 열적 수축하게 된다. 그 결과 해수면은 하강하고 대륙붕이 대기중에 노출된다. 해수면 하강에 의해 해저면에 가해졌던 압력은 감소하게 되고 메탄수화물은 불안정하게 된다. 북극 대륙과 대륙붕은 보다 추워져 메탄수화물이 보다 안정된다. 북극지역에서는 대륙에 얼음으로 덮히게 되면 압력이 증가하여 메탄수화물이 보다 더 안정된다. 해수면이 하강하면 대륙사면과 대륙대에 존재하는 메탄수화물은 불안정하여 메탄가스를 대기중에 방출한다. 그러므로 빙하기와 간빙기 지구 기후변화 동안 메탄수화물은 표면 압력과 온도 변화에 민감하게 반응한다. 하지만 메탄수화물로부터 방출된 메탄가스가 어느 정도 기후변화에 영향을 미치는지는 아직도 불확실하다. 그럼에도 불구하고 기후변화에 있어서 메탄수화물의 역할을 설명하기 위해 많은 아이디어들이 제시되었다. 예를 들면, Nisbet (1990)는 대륙에 존재하는 메탄수화물로부터 방출된 메탄가스로 인해 대기중 메탄과 이산화탄소 농도가 급격히 증가하여 13,500년전 빙하기 말에 지구온도가 빠르게 상승했다고 주장했다. 그의 기본적인 생각이 Fig. 2-9에 잘 보여진다. Fig. 2-9에서 대륙에 존재하는 메탄수화물은 빙하 감소와 온도 증가에 의해 불안정하게 된다. 결과적으로 지구 온난화가 메탄가스 방출을 촉진하는 양의 귀환 (positive feedback)을 제공하여 결국 빙하기에 종결되도록 만들었다. 하지만 이런 상황은 메탄수화물로부터 조절할 수 없는 정도의 메탄가스가 방출되고

## CLIMATE CHANGE

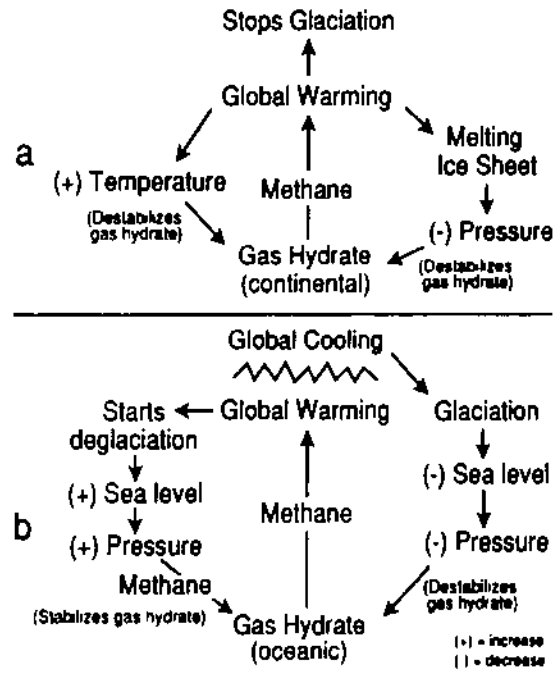


Fig. 2-9. Diagrams illustrating how methane hydrate decomposition may affect glacial cycles (a) continental methane hydrates (b) oceanic methane hydrates.

이로 인해 지구 온난화가 상당히 촉진되지만 보스톡 아이스 코어 (Vostok ice core)에서는 지난 160,000년 동안 메탄가스가 대기중으로 조절할 수 없을 정도로 방출되었다는 증거를 찾을 수 없다. 이와 다른 상황이 Paull et al. (1991)에 의해 제시되었다. 그들은 해수면 하강 동안, 즉 빙하기 동안에 대륙사면에 존재하는 메탄수화물로부터 메탄가스가 방출되었다고 주장했다. 해수면 하강에 의한 해저면 압력 감소가 메탄수화물을 불안정하게 만들어 메탄가스가 방출되었다. 대기중으로 방출된 메탄가스는 지구 온난화를 야기시켜 빙하기가 종결되도록 했다. 그러므로 대륙사면에 존재하는 메탄수화물로부터 방출된 메탄가스는 빙하기 동안 기온감소를 제한하는 중요한 요인이었다.

메탄수화물이 현재 기후변화에 영향을 미치는지는 아직 미지수이다. Kvenvolden (1988b)는 북극 대륙붕에 있는 메탄수화물이 현재 기후변화에 상당히 민감하다고 제시하였다. 한때 매우 추운 기후 (-10 ~ -20 °C)에 노출되었던 넓은 북극 대륙붕이 보다 따뜻한 해수 (0 °C)에 의해 침수되었다. 그러므로 북극 대륙붕 바닥은 지난 10,000 동안에 10 °C 이상의 온도 증가를 경험하였다. 비록 해수면이 약 100 m 상승하여 해저면에 가해지는 압력은 증가하였지만 압력증가에 따라 메탄수화물이 안정되는 정도보다는 온도증가에 의해 메탄수화물이 불안정하게 되는 정도가 더 컸을 것이다. 이 과정에서 방출된 메탄가스 양이  $3 \times 10^{12}$  g/yr으로 추정된다. 만약 이 주장이 옳다면 북극 대륙붕에 있는 메탄수화물로부터 방출된 메탄가스가 관측되어야 한다. 이 주장을 입증하기 위한 테스트가 알래스카 북쪽 대륙붕에서 실시되고 있다 (Kvenvolden et al., 1992). 그들은 얼음 밑에 있는 물에서 메탄농도가 대기과 평형을 이루는 농도보다 6 - 28배 가량 높다는 것을 발견하였다. 이런 결과는 대륙붕 해저면에서부터 메탄가스가 유출된다는 것을 제시해 준다.

### 3. 오호츠크해 메탄수화물에 대해 지금까지 알려진 연구 내용

#### 가. 오호츠크해 메탄수화물 발견 지역

오호츠크해에서 메탄수화물은 파라무쉬어 섬 (paramushir Island) 근해와 사할린 부근 대륙사면에서 발견되었다 (Fig. 3-1). 메탄수화물 발견은 1986년

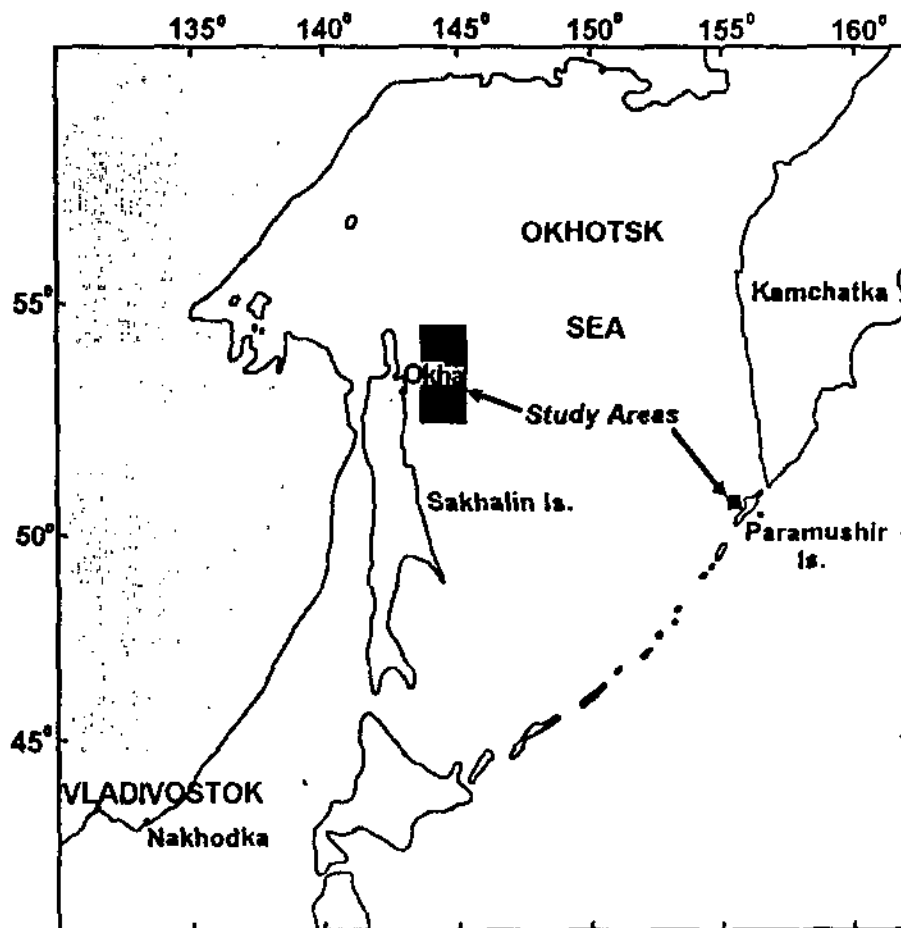


Fig. 3-1. Overall outline of the Okhotsk Sea where methane hydrates associated with gas-seepage fields have been observed.

러시아 조사선 Akademik Mstislav Keldysy 와 1991년 러시아 조사선 Geolog Piotr Antropov에 의해 이루어졌다 (Zonenshayn et al., 1987; Ginsburg et al., 1993). 11 곳의 해저 가스유출 지역이 파라무쉬어와 사할린 섬부근 메탄수화물이 존재하는 곳에서 발견되었다. 이들 지역에 보다 더 많은 가스유출 지역이 존재하리라 예측된다. 두 지역에서 메탄수화물이 중력 코어러에 의해 직접 채취되었고 다른 두 지역에서는 메탄수화물의 존재가 공극수와 가스 화학조성으로부터 추정되었다. 파라무쉬어 섬 근해 해저 가스유출 지역은 수심이 790 - 800m에 위치해 있다. 음향탐지기에 의해 해저면 부근에서 직경이 350 - 400m 나 되는 가스기둥 (gas plume)이 발견되었다 (Fig. 3-2). 10 곳의 해저 가스유출 지역이 사할린 섬 부근 수심이 620 - 1040m 되는 대륙사면에서 발견되었다. 이들은 길이가 약 130km 이고 폭이 20km 보다 좁은 곳에 위치해 있다. 한 가스유출 지역에서 지름이 250m인 메탄수화물이 5 곳에서 발견되었다 (Fig. 3-3).

#### 나. 오토츠크해 메탄수화물 특성

오토츠크해에서 발견된 메탄수화물을 포함하고 있는 퇴적층은 여러 가지 특수한 특성들을 지니고 있다. 첫 번째, 메탄수화물이 1m 내외의 매우 얇은 퇴적 깊이에서 발견된다. 이렇게 해저면 근처에서 메탄수화물이 존재하는 것은 메탄수화물과 함께 존재하는 물이 메탄가스에 대한 포화상태일 때만 가능하다. 이렇게 포화상태가 계속 유지되기 위해서는 퇴적물 밑에서부터 계속적으로 메탄가스가 공급되어야 한다.

두 번째, 메탄수화물 형성에 의해 퇴적층 구조가 특이하다. 퇴적층 구조가 시트 크기의 퇴적물이 결빙되는 동안 형성되는 냉동 구조 (cryogenic structure)와 비슷하다. 오토츠크해에서는 두가지 형태의 메탄수화물 층 구조가 관찰된다; subhorizontal lenticular-bedded, porphyraceous structure. 이 두가지 구조 중에 첫 번째 것은 두께가 서로 비슷한 수평적인 렌즈 형태의 줄 (streak)과 메탄수화물 층이 잘 보여진다 (Fig. 3-4). 메탄수화물 층 두께는 1 mm에서 수mm 에 이른다. 메탄수화물이 존재하는 퇴적층에서 메탄수화물 함량은 전체 퇴적물 부피의 30-40%를 차지한다. 메탄수화물 층 이외에 다른 특별한 층 구조는 관찰되지 않는다. 메탄수화물 층의 반암구조 (porphyraceous

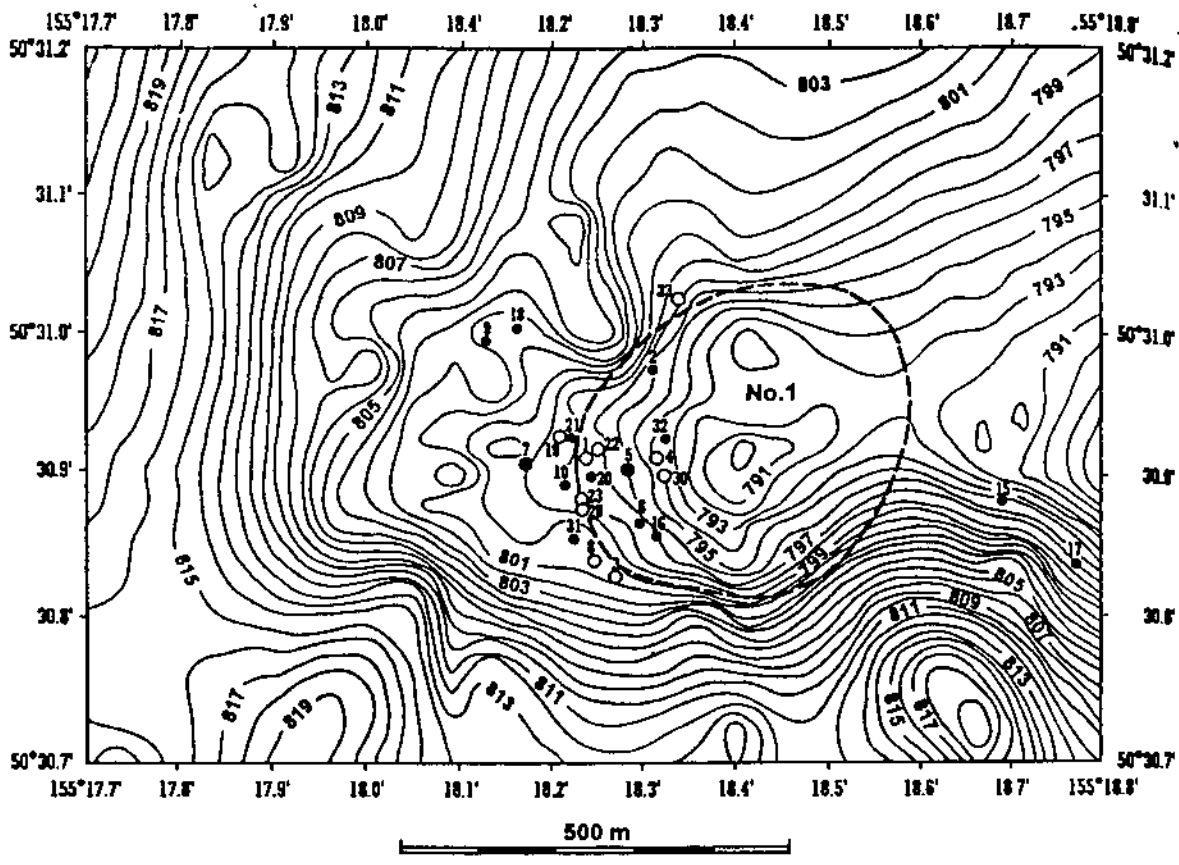


Fig. 3-2. Echo-sounder bathymetric map with location of the gas plume (dashed line) offshore Paramushir Island.

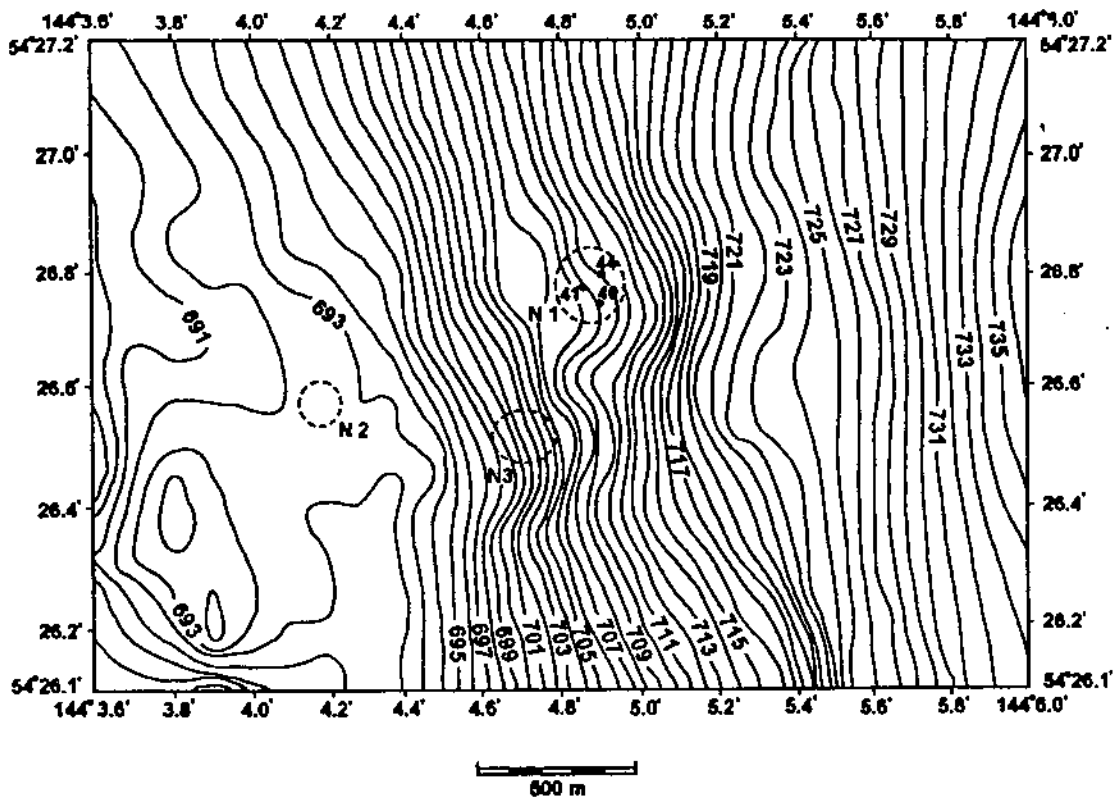


Fig. 3-3. Echo-sounder bathymetric map with location of the gas plume (dashed line) offshore Sakhalin Island.



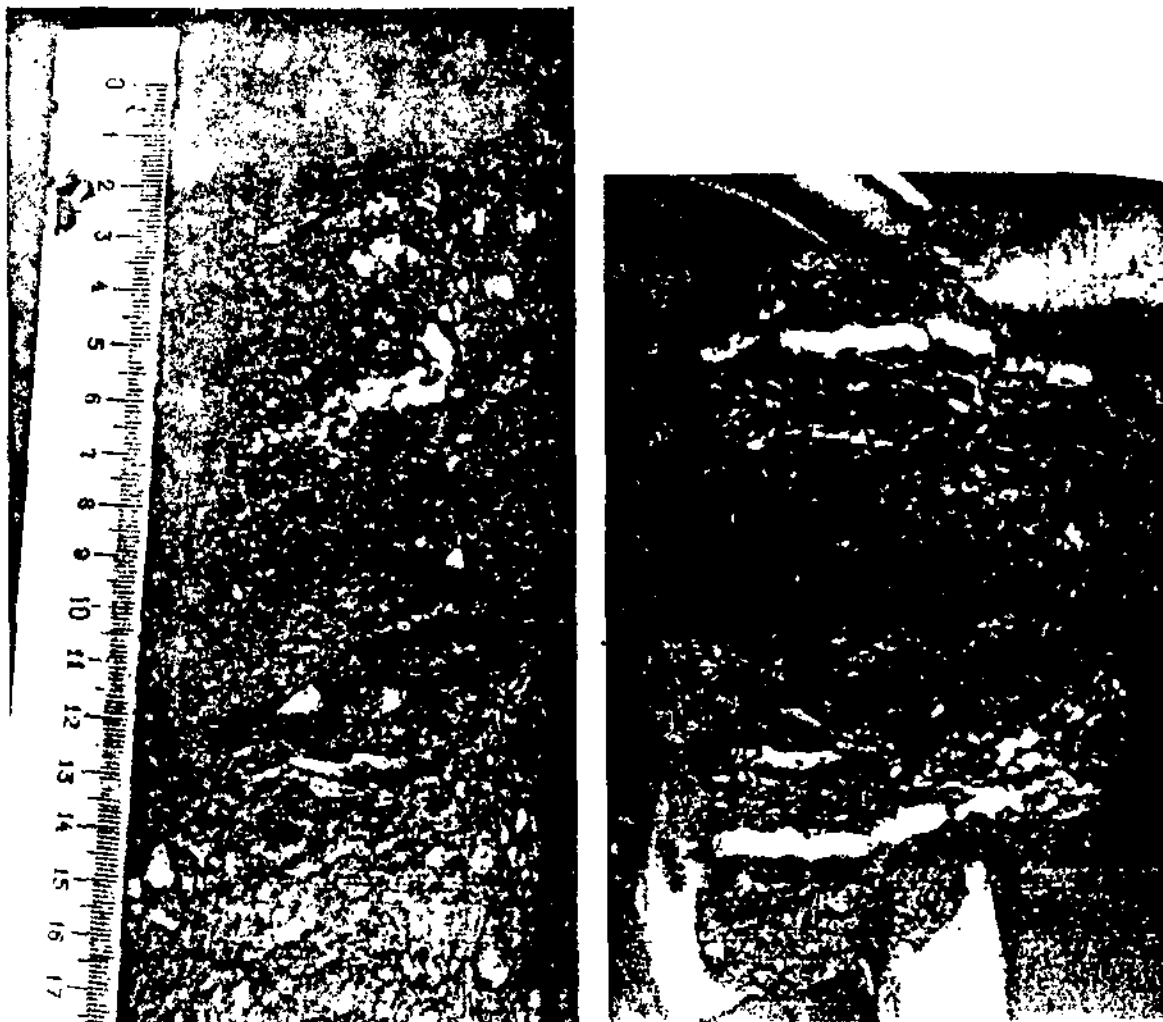


Fig. 3-4. The lenticular-bedded structure caused by methane.

structure)는 동간격으로 존재하는 메탄수화물의 관입에 의해 형성된다. 각 관입된 층들은 두께가 수cm에 이른다.

세 번째, 퇴적층내 특이한 함수량 분포를 보인다. 사할린 섬 부근 대륙사면 지역에서 메탄수화물을 포함하고 있는 퇴적물의 함수량은 65 - 66% 인데 비해 메탄수화물을 포함치 않은 바로 위 퇴적물의 함수량은 60%도 되지 않는다 (Ginsburg et al., 1993). 표층 퇴적물에서 함수량이 자연적으로 퇴적물 깊이가 깊어질수록 증가하는 것은 예상하기 힘들다. 그러므로 외부로부터 물의 유입이 있음이 분명하다. 이런 함수량 분포는 지금까지 세계 어느 지역에서도 알려지지 않았다. 이렇게 깊이에 따라 함수량이 증가하는 것은 밑부분에 있던 메탄수화물이 분해되어 물이 퇴적물 공극내로 유입되었기 때문이다. 메탄수화물이 존재하는 층 사이 퇴적물의 함수량은 극히 낮다.

네 번째, 메탄수화물이 존재하는 퇴적층에 방해석도 함께 발견된다. 방해석은 메탄이 산화되어 이산화탄소가 생성되고 이것이 공극수 내에서 포화상태가 되기 때문에 방해석이 생성된다 (Brooks et al., 1986).

#### 다. 오호츠크해 메탄수화물 생성기작

높은 함수량과 메탄수화물이 존재하는 퇴적층의 특수한 구조는 메탄수화물 생성이 얼음 결정 생성과 동일하다는 것을 지시해 준다. 대륙 빙하는 결빙 경계면으로 물이 이동하여 생성된다. 이와 같은 경우에는 지하수의 존재, 온도 기울기, 물이 이동하기에 충분한 퇴적물의 침투성이 필수적이다. 이런 조건들이 해저 가스유출 지역 표층 퇴적물에서 만족되기 때문에 메탄수화물이 생성된다. 만약 메탄수화물이 축적되는 과정이 세립 퇴적물의 결빙에 의한 얼음 생성과 같다면 물 이동이 렌즈 형태와 반암 구조를 갖는 메탄수화물 층이 축적되는 동안에 일어났을 것이다.

Fig. 3-5와 3-6에서 보여지는 것 같이 메탄수화물 생성의 보다 좋은 역학적 조건이 해지면 바로 밑 메탄수화물이 안정되게 존재하는 지역의 윗부분에서 일어난다. 이 부분은 과냉각 ( $\Delta T$ )과 과압력 ( $\Delta P$ )이 최고가 되는 곳이다 (Fig. 3-5와 3-6). 퇴적물내에서 윗부분으로 올라오는 메탄가스의 흐름이 공극수내에서 메탄가스를 포화상태로 만들고 일정 시기에 메탄수화물 생성이 일어난다. 이것은 공극수가 메탄수화물에 대해 과포화되었다는 것이 증명되었

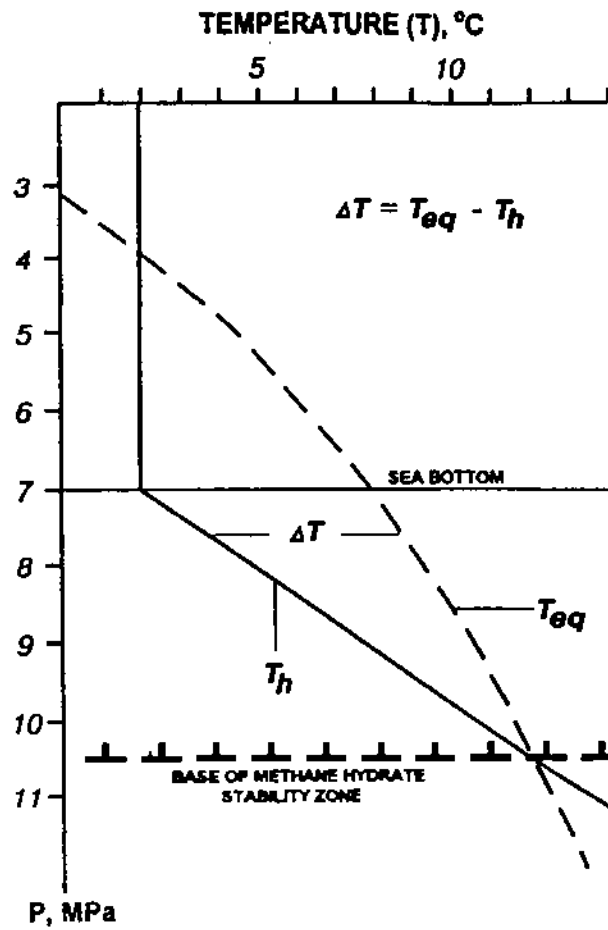


Fig. 3-5. Thermobaric conditions of methane hydrate formation in the vicinity of hydrate accumulations near Sakhalin Island.  $T_h$  = the actual distribution of temperature vs. depth;  $T_{eq}$  = equilibrium temperature curve of methane hydrate formation.

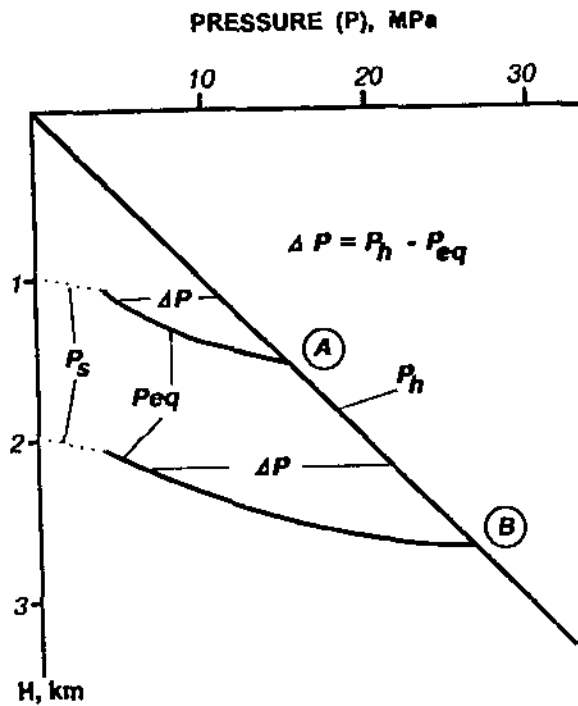


Fig. 3-6. Pressure distribution vs. depth within the limits of the submarine methane hydrate stability zone.  $H$  = total depth;  $P_h$  = conditional hydrostatic pressure;  $P_{eq}$  = equilibrium pressure of methane hydrate formation in water depth of 1 km (A) and 2 km (B);  $P_s$  = saturation pressure of dissolved methane in the sulfate-reduction zone.

기 때문에 가능하다. 이런 환경에서 메탄수화물이 계속 집적되는 것은 확산에 의한 메탄이 포화된 공극수 증가와 메탄수화물이 생성되는 퇴적층으로 물의 이동에 의해 가능하다. 확산은 메탄수화물 집적되는 곳에서 메탄가스를 운반하는 중요한 기작이다. 확산 무리 (diffusion halo)는 가스유출 지역에서 퓨가시티 (fugacity)의 수평적 기울기에 의해 상승하는 메탄가스 주위에서 형성된다. 이 기울기는 자유 메탄가스와 용존 메탄가스의 퓨가시티 사이 압력 차이로 정의된다. 게다가 "directional diffusion recondensation" 양상을 따르는 상승 확산 가스 흐름이 가스 유출지역에서 일어난다. 이것은 물질의 용해도에 영향을 미치는 요인의 기울기 면에서 용존 물질을 확산 이동시키는 작용이다. "Recondensation" 이란 말은 용해도가 보다 높은 시스템의 일부분에 녹아있는 물질을 의미한다. 용해도에 영향을 미치는 요인은 온도인데, 이것은 해저면으로 갈수록 감소한다. 이런 작용에 의해 메탄수화물 집적이 해저면 상부층에서 일어난다. 해저면 부근에서 용존 메탄의 수직적인 확산 흐름은 메탄농도의 수직적 기울기에 의해 좌우된다.

메탄수화물 집적 동안에 물이동 기작은 얼음 형성 과정과 동일하다. 삼투작용 (osmosis)은 메탄수화물 생성 그 자체가 염분 기울기를 야기시키기 때문에 물 이동에 중요한 역할을 한다. 공극수가 밑에서 올라온 메탄가스에 의해 포화상태가 되면 처음 메탄수화물 생성은 우연하게 일어난다. 메탄수화물 생성과 집적은 동시에 여러 장소에서 시작될 가능성이 높다. 얼음 생성 과정과 마찬가지로 이미 메탄수화물이 존재하는 퇴적물의 공극수가 새로운 메탄수화물 생성에 관여한다. 생성된 메탄수화물의 양, 관입의 크기, 메탄수화물 층의 두께 등은 활발히 움직이는 메탄가스와 물의 존재와 그것들이 메탄수화물 집적 장소로 응집일수 있는 능력에 따라 달라진다. 표층 퇴적물에서 메탄수화물 생성의 상부한계와 메탄수화물 집적 장소는 같은 농도의 메탄가스를 갖는 면적에 의해 결정된다. 그러므로 수평적 렌즈모양의 메탄수화물 구조는 주로 편평한 해저면 바로 밑에서 만들어 진다 (Fig. 3-7). 퇴적물 깊이가 증가하거나 해저면이 불규칙해지면 반암구조의 메탄수화물 층이 형성된다 (Fig. 3-7).

#### 라. 파라무쉬어 섬 부근 메탄수화물이 발견되는 지역의 지구물리 탐사 특성

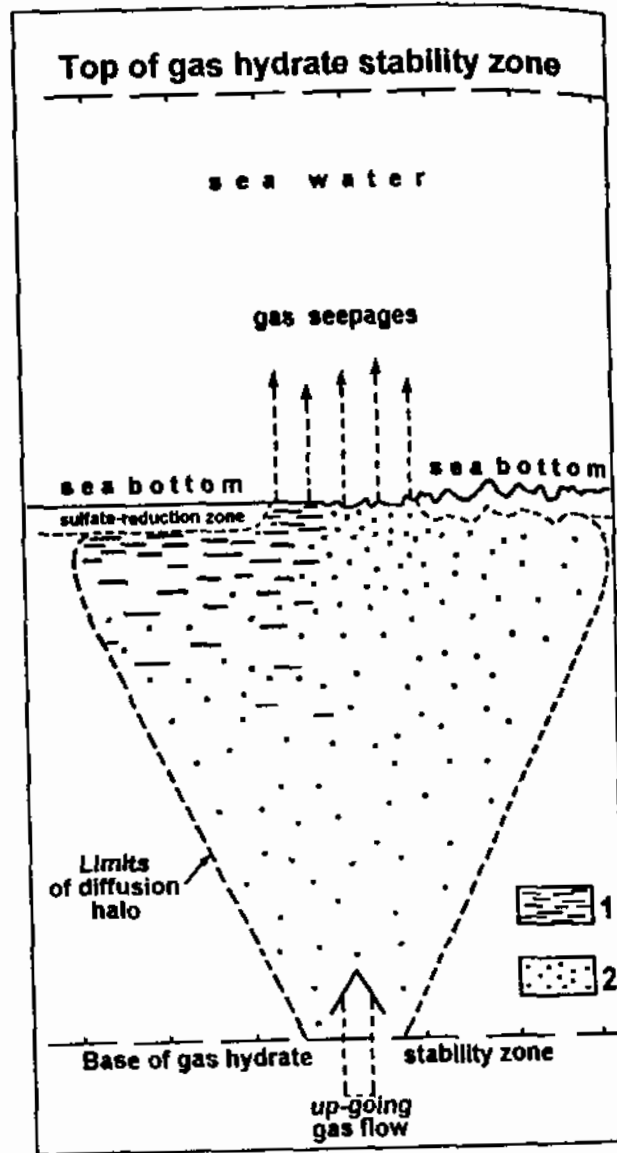


Fig. 3-7. Scheme of the structural formation of hydrate-bearing sediments in submarine gas-seepage fields. 1 = lenticular-bedded structure; 2 = porphyraceous structure.

과라무쉬어 섬의 서쪽 대륙주변부에서 다섯 가지의 특징적인 탄성과 페이시스 (seismic facies)가 발견되었다 (Basov et al., 1996). 첫 번째 페이시스는 강하고 계속적이며 잘 성층되고 평행한 반사파이다 (Fig. 3-8). 이것은 퇴적층 맨 윗부분에 형성되어 있다. 이 페이시스는 깊이가 깊어질수록 페이시스 2, 3, 4로 변한다. 두 번째 페이시스는 회절을 보이는 복잡한 반사파의 존재에 의해 특징지어진다. 이 페이시스는 또한 렌즈 형태와 하나의 층 형태로 특징되고 대부분이 BSR 위에 위치한다 (Fig. 3-9). 이런 특징적 반사파, 분포 양상, 페이시스 2의 지질학적 설정 등은 퇴적물이 메탄가스에 의한 포화상태의 결과이거나 화산기원 또는 생물기원 퇴적물의 재동 결과임을 지시해 준다. 페이시스 2는 협곡지역과 과거 퇴적물이 드러나 있는 언덕지역의 특징적 형태이다. 세 번째 페이시스는 강하고 계속적이며 잘 성층되고 평행한 반사파에 의해 특징되고 항상 페이시스 1 밑에 존재한다 (Fig. 3-8). 네 번째 페이시스는 불연속적이고 강하며 성층된 평행된 반사파를 보인다 (Fig. 3-8). 이것은 과라무쉬어 주변 남동쪽에 나타나고 교란된 퇴적층을 지시한다. 다섯 번째 페이시스는 투명하고 반사파가 없거나 반사파 없는 안쪽 회절을 보인다 (Fig. 3-9). 이것은 과라무쉬어 섬 주변에 넓게 분포해 있다.

탄성과 자료와 수심 자료에 근거하여 과라무쉬어 섬 서쪽 주변부의 구조적이고 지형학적인 양상을 지도로 도시할 수 있다 (Fig. 3-10). 이 지도는 매우 복잡한 지역을 도시하고 있다. 이것은 북동-남서 방향의 협곡 뿐만 아니라 협곡에 평행한 단층에 의해 크게 두 지역으로 나뉘어진다. 남동지역은 보다 복잡한 구조를 갖는다. 이것은 약간 상승한 위치와 해저면까지 뻗어있는 여러 개의 단층에 의해 특징된다. 북서쪽 끝에서 이 지역은 가파른 북서 기울기를 갖는 화산기원의 언덕들에 의해 특징된다. 이 지역 퇴적층은 일반적으로 페이시스 1, 2, 3, 4를 보이는데 이들 중에 페이시스 2와 4가 우세하다. 이 지역에 교란된 퇴적층들이 널리 분포한다. 이런 교란은 지각운동이나 화산활동에 의해 야기된 것으로 보인다. 그리고 과거 화산 분출구와 메탄가스로 포화된 퇴적물들이 남동지역에 분포한다. 이런 탄성과 페이시스와 이 지역 지형과의 연대는 과거에 메탄수화물이 이 지역에 존재했었다는 것을 지시해준다. 북서지역은 정상적이고 교란되지 않은 퇴적층을 보인다. 북서지역의 중요한 특징은 BSR의 존재이다 (Fig. 3-9와 3-10). BSR은 서쪽 부근에서 여러 탄성과 기록

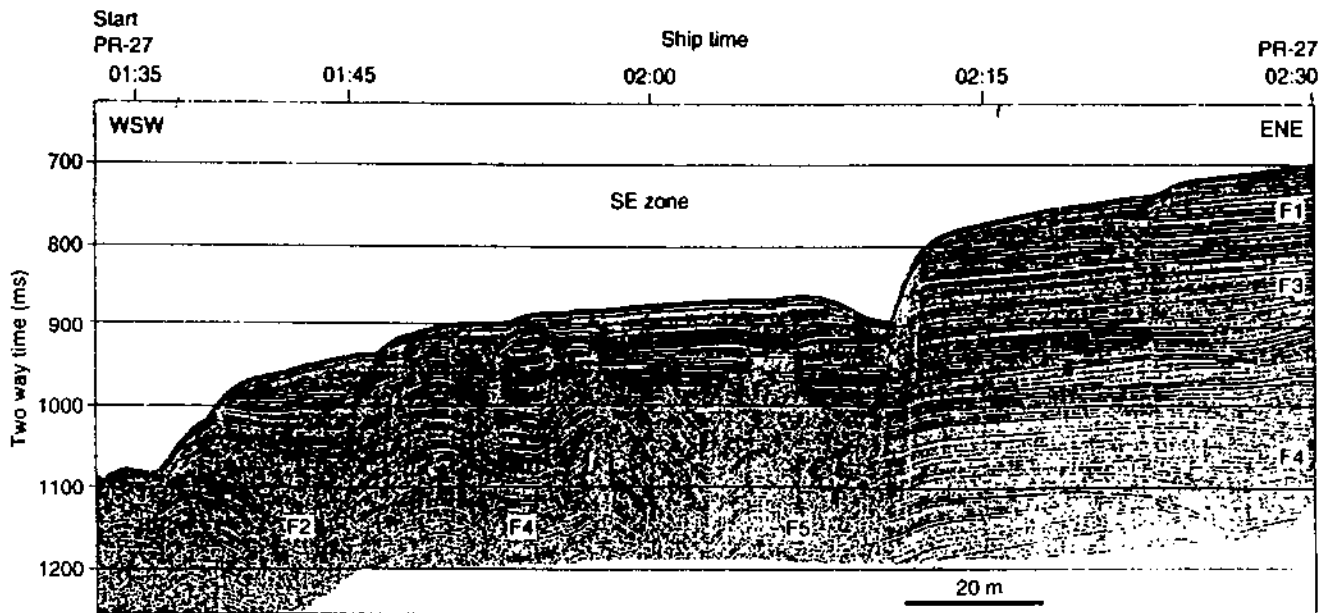


Fig. 3-8. Seismic profile PR-27. F1, F2, F3, F4, F5 are the seismic facies 1, 2, 3, 4, and 5.



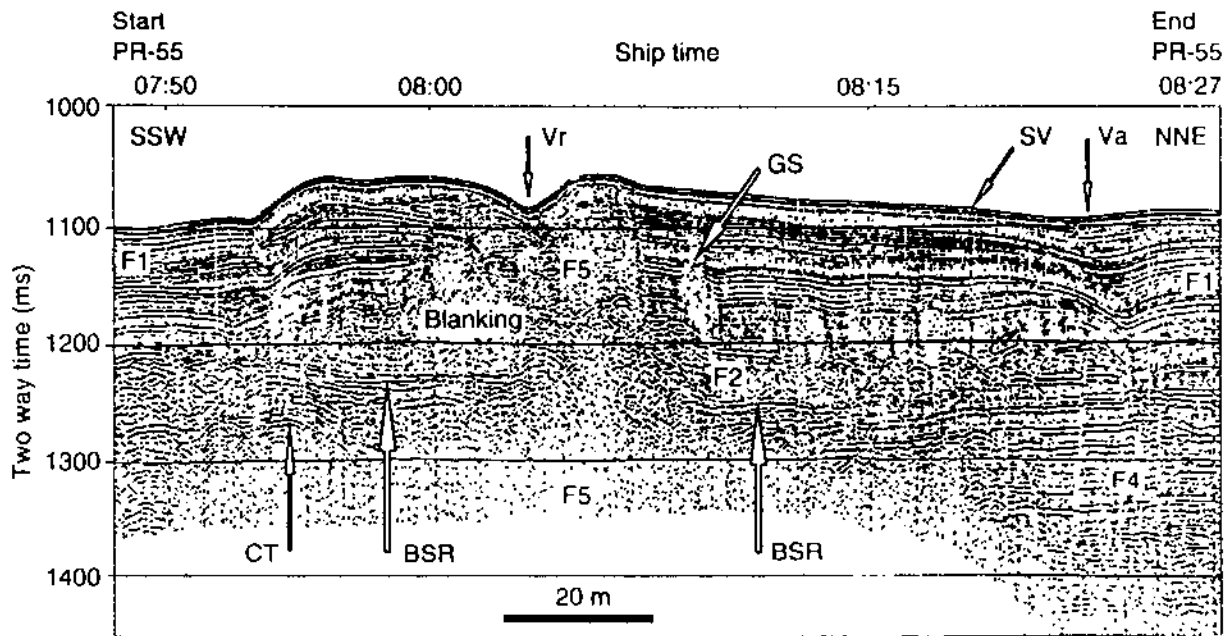


Fig. 3-9. Seismic profile PR-55. Va = ancient gas vent, GS = gas in sediments, SV = small scale gas vent, CT = conventional gas trap.

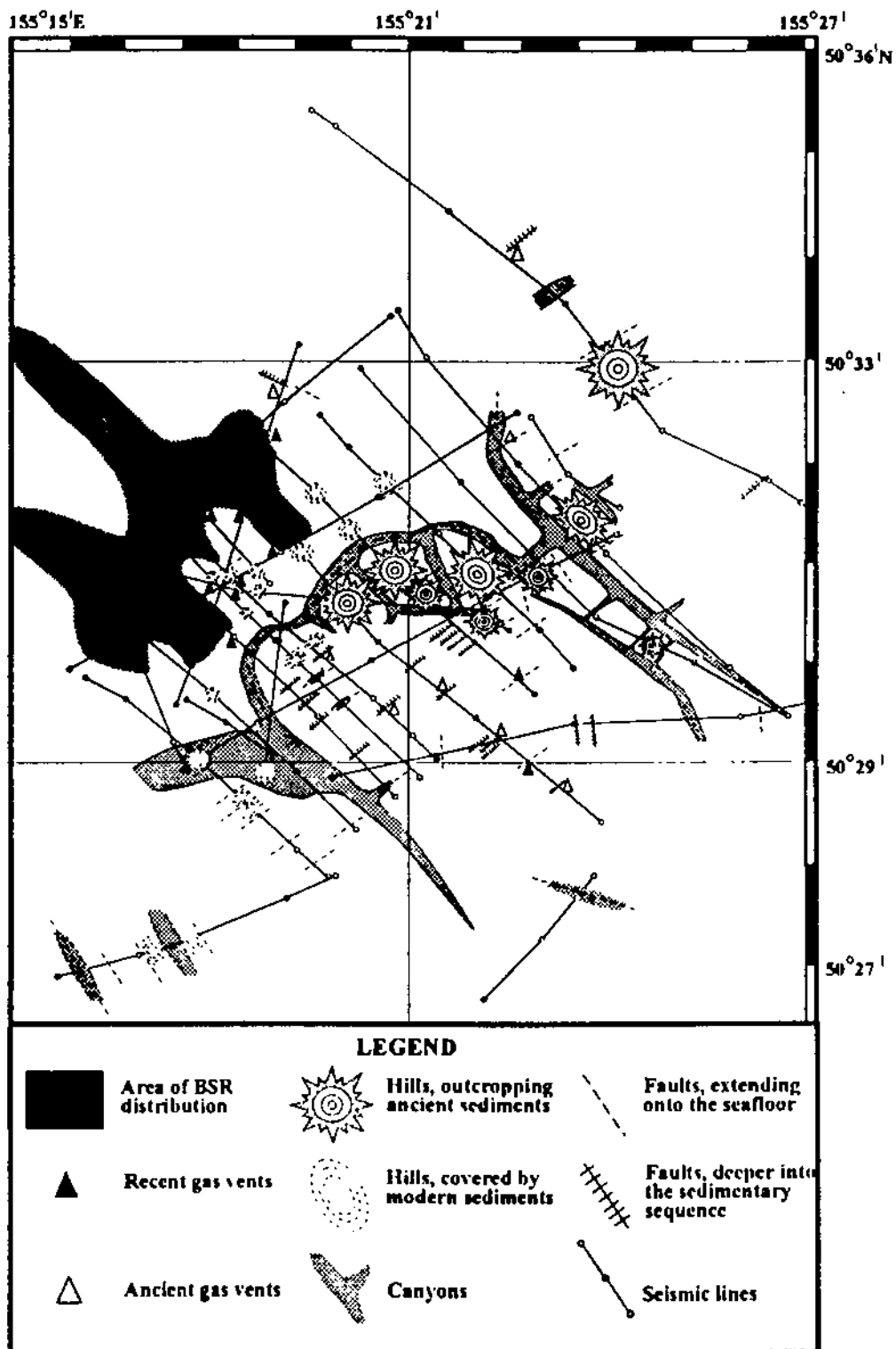


Fig. 3-10. Morphological and structural map on the western margin of Paramushir Island.

에 보여진다.

BSR은 다음과 같은 여러 특징들을 가지고 있다 (Hyndman and Davis, 1992; Hyndman and Spence, 1992; Lee et al., 1994). 첫째, BSR은 해저면 지형과 비슷한 모양을 갖는 매우 강한 반사과이다. 이것은 해저면보다도 더 강한 반사과이다. 둘째, 모든 탄성과 기록에서 메탄수화물 층의 밑부분의 저항 대비가 BSR 밑에서 작은 음향 저항 때문에 매우 강하다. 셋째, BSR 윗부분에서 복잡한 특성의 탄성 반사과는 메탄수화물과 메탄가스를 포함하는 퇴적물이 존재한다는 것을 지시해 준다. BSR 윗부분에서 강한 반사과가 없는 것은 윗쪽으로 점차적으로 메탄수화물이 포함되지 않은 퇴적물이 있다는 것을 나타낸다. 넷째, BSR 밑부분에 강하고 불연속적이고 곡선의 반사과는 돔 형태의 가스 트랩 (trap)을 지시한다.

BSR은 파라무쉬어 섬 주위 해저면에서 127 - 154m 깊이에 위치하고 페이스 2와 5사이에 존재한다. 탐성과 기록에 의하면 이 지역에서 BSR은 몇 가지 특징적인 양상을 보인다. Fig. 3-10에서 보여지는 것 처럼 BSR의 동쪽 끝은 작은 언덕들의 존재에 의해 특징된다. 이런 언덕들은 탐성과 페이스 1과 2의 퇴적물로 구성되어 있다. 그리고 BSR 분포의 동쪽 지역은 해저면으로부터 작은 규모의 가스유출에 의해 특징되고 가스가 유출되는 것이 탄성과 기록에도 보여진다 (Fig. 3-9). 이런 가스유출은 퇴적물내에 존재하는 메탄수화물이 분해되어 메탄가스가 방출된 것이다. 이 지역에서 해수와 퇴적물을 채취하여 분석한 결과, 저층수에서 메탄농도가 1000 nl/l 정도로 매우 높게 측정되었다 (Zonenshanin et al., 1987; Cranston, 1991). 그리고 어떤 지역에서는 퇴적물과 동물군이 서로 특수한 관계를 보였다; carbonated mud, carbonate nodules, carbonate crusts, shells of Conchocele, polychaete worms. 이런 지역은 호형 (arclike shape)이고 파라무쉬어 섬 부근 북쪽에서 남쪽으로 15 마일 이상 뻗어 있다. 이 지역에서 메탄수화물이 채취되어 분석되었다 (Cranston, 1991). 메탄수화물에 포함되어 있는 가스는 메탄 97%, 이산화탄소 2%, 에탄 30 ppm, 프로판 15 ppm, 부탄 7 ppm이다. 메탄수화물로부터 방출된 메탄가스의 안정동위 원소를 분석한 결과 메탄수화물은 생물기원 메탄가스에 의해 형성된 것으로 밝혀졌다 (Cranston et al., 1994).

BSR의 가장 흥미롭고 이상한 양상은 가스유출 지역으로 향하면서 BSR이 점점 위로 올라가는 것이다. 이것은 BSR이 해저면과 평행되게 존재한다는

일반적인 이론과 상반되는 것이다. 이 지역에서 BSR이 아주 강한 반사파를 보이는 것에 근거하면 메탄수화물의 두께는 수 미터에서 수십 미터에 이를 것이라 추정된다. 이 지역에서 BSR의 이상한 분포양상을 설명하기 위해서는 저층수 온도, 압력, 기열류량 기울기 등 메탄수화물 생성에 영향을 미치는 주요 요인들을 조사해야 한다. 저층수와 표층 퇴적물의 온도는 2.2 - 2.6 °C이고 지열류량 기울기는 1 - 4 °C/100 m 이다. BSR 깊이는 해수면 이하 대략 1050 - 1100m 이다. 그러므로 메탄수화물의 안정도를 나타내는 그림에 따르면 (Fig. 3-11), BSR은 메탄수화물이 안정되게 존재하는 구역에 위치한다.

가스유출 지역에서 지열류량 기울기는 19.5 °C/100 m 의 매우 높은 값을 보인다. 이것은 이 지역에서 화산활동에 의한 높은 열 흐름 때문이다. 몇 개의 화산구조와 분출구가 이 지역에서 발견되었다 (Avdeyko et al., 1984). 한 개의 열 원천을 가정하면 열 분포는 열 원천 주위에 구처럼 보일 것이고 시스템 주위를 향해 열은 점차적으로 감소할 것이다. 그러므로 메탄수화물이 안정되게 존재하는 지역의 밑부분을 지시하는 BSR은 메탄수화물과 메탄가스의 경계면에 도착하기 전까지 해저면을 향해 점차적으로 위로 올라온다. 이 시점에서 메탄수화물은 불안정하게 되고 메탄가스가 분출되어 일부는 퇴적물에 남아 있고 나머지는 해수로 빠져나간다. 이 지역에서 메탄수화물 층 변화와 가스분출구 형성이 Fig. 3-11에 잘 도시되었다. 이 기작에 의해 오토츠크해에 있는 가스분출구가 형성된 것으로 보인다. 잘 알려지지 않은 지각운동과 최근 화산활동에 의해 과라무쉬아 섬 주위 지역에서 지열류량 기울기가 증가하고 있다 이 지열류량 기울기 증가가 메탄수화물 안정되게 존재하는 지역을 해저면 쪽으로 상승하도록 야기시켜 메탄수화물이 불안정하게 되어 분해된다. 메탄수화물 분해로 인해 메탄가스가 생성되고 퇴적물은 메탄가스로 포화상태가 되고 결국에는 퇴적물과 해수를 통해 대기중으로 방출된다.

#### 마. 사할린 섬 부근 대륙사면에서 발견된 메탄수화물의 지화학적 특성

1991년 사할린 섬 부근 대륙사면에서 러시아 조사선 Geolog Pyotr Antropov을 이용하여 탐사한 결과 10 곳의 해저 가스유출 지역이 20 kHz 음향탐지기에 의해 발견되었다 (Table 3-1) (Ginsburg et al., 1993). 탐성과 탐사 자료에 의하면 가스유출 지역들은 거의 수직적인 단층에 의해 서로 연결

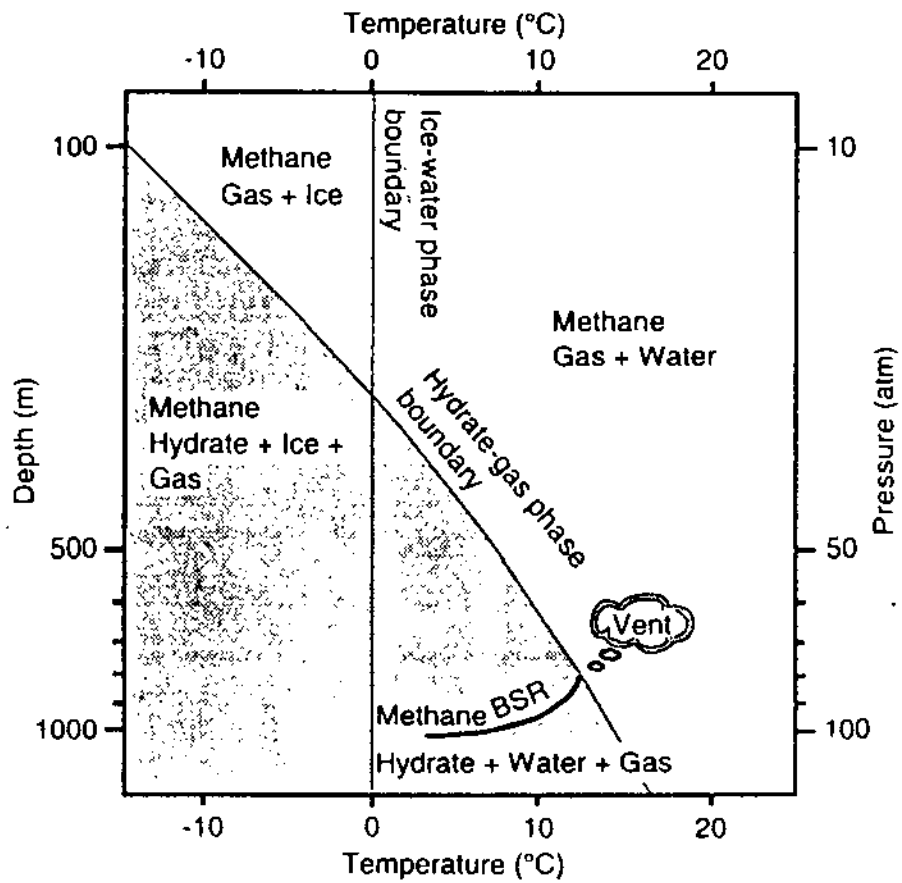


Fig. 3-11. Phase diagram showing methane hydrate stability field for a pure water and pure methane system and the character and uplift of the BSR in relationship to the observed gas vent formation.

Table 3-1. Submarine gas-vent fields found by echo sounder from the continental slope offshore Sakhalin Island, Okhotsk Sea.

Gasvent field	Latitude	Logitude	Water depth (m)	Comments
1	54°26.782'N	144°04.858'E	710	Gas hydrate recovered in 5 cores
2	54°26.584'N	144°04.170'E	700	No sampling
3	54°26.526'N	144°04.686'E	700	No sampling
4	54°26.086'N	144°12.612'E	865	Vent field found by one transect: no sampling
5	53°22.718'N	144°25.390'E	640	Inferred gas hydrate from pore water and gas analysis
6	53°22.371'N	144°31.041'E	760	Vent field found by one transect: no sampling
7	53°22.364'N	144°25.090'E	620	Inferred gas hydrate from pore water and gas analysis
8	53°22.329'N	144°32.440'E	700	Vent field found by one transect: no sampling
9	53°20.666'N	144°39.543'E	1040	Vent field found by one transect: no sampling
10	53°20.634'N	144°29.206'E	700	Vent field found by one transect: no sampling

되어 있다. 단층지역의 너비는 수백 m에서 1 km이고 각 단층들은 서로 어지럽게 놓여있다. 이들 단층들은 메탄가스가 이동할 수 있도록 도랑 역할을 하는 것으로 보인다. 메탄수화물은 Table 3-1에 보여지는 지역 1의 다섯 코어시료에서 발견되었다 (Table 3-2). 이들 코어들은 지역의 중심에서 250m에 위치한다. 이 지역 중심에서 700m 떨어져 있는 코어 43은 길이가 2.45m 인데 이 코어에서는 메탄수화물이 발견되지 않았다. 이것은 메탄수화물이 더 깊은 곳에 위치하거나 가스유출구 가까이에서만 생성되는 것을 시사해 준다. 지역 1에서 메탄수화물이 발견되는 퇴적물 깊이는 0.3 - 1.2m 이다. 이 퇴적물 구간에서 뚜렷한 층 구조는 메탄수화물의 존재에 의해 야기된 것이다. 메탄수화물의 두께는 0.1 - 1.0m 인데 메탄수화물을 포함하는 퇴적층의 밑부분은 코어러에 의해 관통되지 못했다. 메탄수화물을 포함하는 퇴적물은 주로 실트와 니질로 구성되어 있다. 코어 40과 44에서 (Table 3-2), 메탄수화물은 얼음을 포함하는 영구동토층을 닮은 렌즈 형태의 구조를 보인다. 메탄수화물 층 또는 렌즈의 두께는 0.5 - 7mm이다. 많은 경우에 메탄수화물 층들이 코어내에 가로로 놓여있다. 간혹 메탄수화물은 지름이 5mm이고 길이가 5cm인 튜드 형태로 생성된다. 이것은 아마도 폴리키타 (polychaete)가 만든 구멍에 메탄수화물이 채워져서 만들어진 것 같다. 많은 메탄수화물이 퇴적물내 공극에 채워져 있는 것 같다. 메탄수화물을 포함하는 퇴적물 총 부피 중에 메탄수화물이 30 - 40 % 정도 차지한다. 코어들 사이에 퇴적물 깊이에 따라 메탄수화물 형태나 분포가 큰 차이를 보이지 않는다.

메탄수화물을 포함하는 코어의 특징들중 하나는 퇴적물내 함수량이 높은 것이다. 이것은 코어가 선상으로 올라오면서 메탄수화물이 분해되어 물이 퇴적물 공극으로 흘러 들어갔기 때문이다. 메탄수화물을 포함하는 퇴적물의 함수량은 65 - 66%이고 바로 위 메탄수화물을 포함하지 않는 퇴적물의 함수량은 48 - 60% 이다 (Fig. 3-12). 메탄가스가 들어있는 퇴적물이 메탄수화물이 포함하는 퇴적물 바로 위에 존재한다. 코어가 절개되었을 때 퇴적물은 특징적으로 단단한 형태의 불규칙한 표면을 보인다. 두께가 0.3m 정도 되는 메탄수화물이 들어있는 퇴적물은 해지면 밑 0.4 - 1.2m 깊이에 존재한다. 이들 퇴적물 뿐만아니라 메탄수화물을 포함하는 퇴적물은 색깔이 회색-녹색인 반면 메탄수화물이나 메탄가스를 포함하지 않는 퇴적물은 색깔이 올리브 녹색 (olive green)이다. 한 코어에서는 메탄수화물이 0.3 미터 깊이에서 채취되었는데 이

Table 3-2. Some characteristics of methane hydrated cores from field 1.

Core No.	Water depth (m)	Hydrated interval (m)	Hydrate content (%)	Water content(%)	Cl <sup>-</sup> (g/liter)
91-02-39	719	0.30-0.40	20-30	nd	nd
91-02-40	708	0.95-1.95	35-40	66.2	12.6
91-02-41	708	1.20-1.40	80-90	66.3	7.0
91-02-42	710	1.00-1.20	50-60	nd	11.2
91-02-44	708	0.70-1.60	30-40	65.1	15.9

nd = not determined



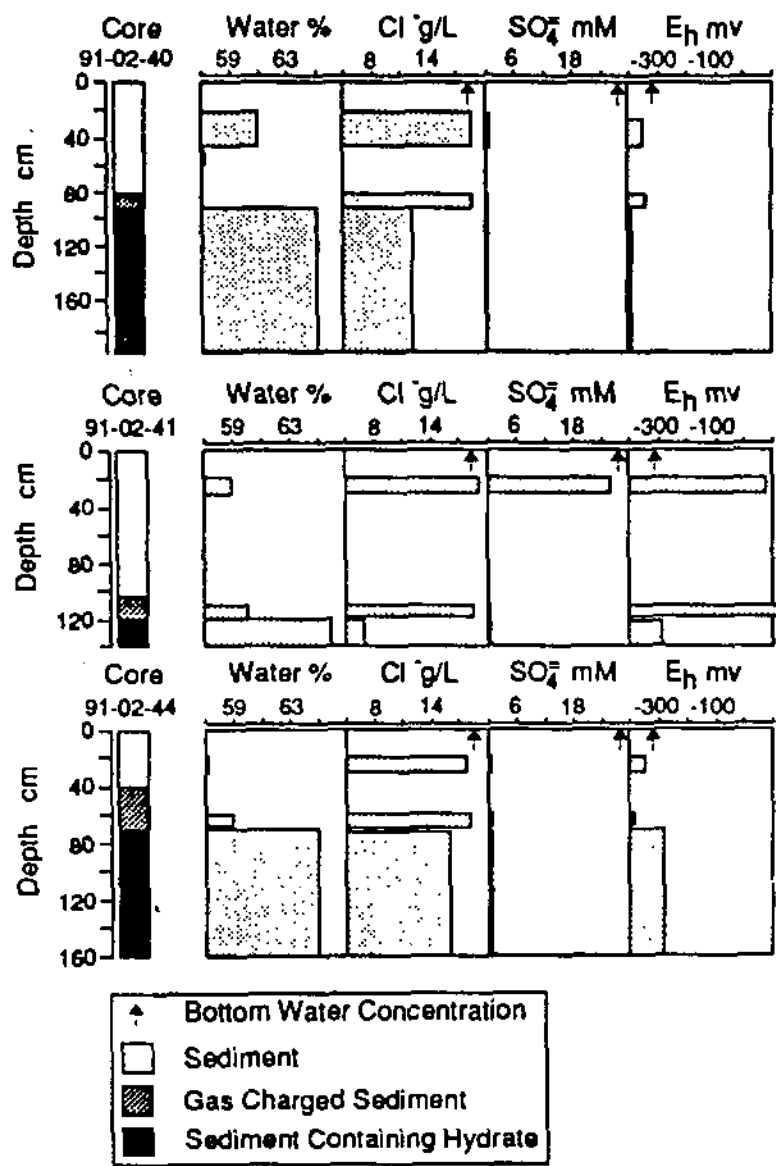


Fig. 3-12. Water content (%), chloride (g/L), sulfate (mM), and Eh (mv) of pore water in methane hydrate and non-methane hydrate containing cores.

메탄수화물은 지역 5와 7에서는 발견되지 않았다 (Table 3-1). 그러나 적당한 압력과 온도 그리고 가스 분출구의 존재가 메탄수화물이 이를 지역에 존재한다는 것을 지지해 준다. 저층수 온도는  $2^{\circ}\text{C}$ 이고 2 미터 깊이의 퇴적물 온도는  $2.2^{\circ}\text{C}$ 이다. 수심은 620 - 640m 인데 이 깊이에서의 압력은 6.2 - 6.4 MPa 이다. 지역 5의 한 코어에서 메탄수화물이 퇴적물에 존재했다는 증거를 발견했다. 깊이 1.65 - 1.85m에서 메탄가스를 발견했고 저층수의 온도가  $2^{\circ}\text{C}$  인데 비록 코어를 채취한 후 바로 측정된 온도가  $0.1^{\circ}\text{C}$  이었다. 이것은 메탄수화물이 분해되어 온도가 감소하고 메탄가스가 방출되었다는 것을 지지해 준다. 그리고 코어의 상부에서는 방해석 콘크리트가 발견되었다. 이를 지역에서 얻은 다른 코어에서도 방해석 콘크리트와 메탄가스가 들어있는

적용내 메탄수화물 한량과 서로 반비례 관계를 보인다.

탄수에 의해 공급수의 염소이온이 희석되었기 때문이다. 염소이온 농도는 퇴각한다 (Fig. 3-12). 이런 낮은 염소이온 농도는 메탄수화물이 분해되면서 나온 메탄수화물을 포함하는 퇴적물의 공급수에서 분석된 염소이온 농도는 해수보다 기원과 열기원 메탄가스가 메탄수화물에서 나타난다 (Brooks et al., 1986). 메와 비슷한 경우가 멕시코 만 석유생산지역에서 보여지는데 이곳에서는 생물 100km 이내에만 메탄수화물로부터 방출된 메탄가스는 생물이원이다. 이 (Whiticar et al., 1986). 가스 분출구는 사할린 섬 거대한 석유 생산 지역에서 (-207%)은 메탄가스가 박테리아에 의한 탄산염 광원의 산물임을 지지해준다. 메탄가스의 탄소안정 동위원소 값은 -64.3%이다. 그리고 수소안정 동위원소 값 가스의 화학조성은 거의 대부분이 메탄가스이고,  $\text{C}_1/\text{C}_2$  비율이 37000이고 메탄가스가 생물기원임을 지지해 준다 (Table 3-3). 메탄수화물로부터 방출된 메탄수화물이 분해되어 방출된 가스의 화학조성과 안정 동위원소 값은

지시하는 좋은 증거라고 주장하였다.

- 49.2%)과 유사하다. 이들은 이런 방해석 콘크리트가 메탄수화물 침적을 안정 동위원소 값이 -54.6% 인데 이 값은 방해석의 탄소 동위원소 값 (-47.5 하여 방해석이 생성된다. Lein et al. (1989)의 연구에 따르면 메탄가스의 탄소 공급수내에 포화되어 생성됐다고 주장하였다. 이산화탄소가 환성이온과 결합 1987). 이들은 방해석 콘크리트는 메탄가스가 산화되어 방출된 이산화탄소가 석 콘크리트의 판련이 파라부석어 성 부근에서도 보였다 (Zonenshayn et al., 깊이 바로 위에 방해석 콘크리트가 관찰됐다. 이와 비슷한 메탄수화물과 방해

Table 3-3. Detailed shore-based gas analyses and isotopic compositions of gas hydrate from core 91-02-40.

CO <sub>2</sub> (%)	N <sub>2</sub> (%)	He (%)	H <sub>2</sub> (%)	Methane (%)	Ethane (ppm)	Ethene (ppm)	Propane (ppm)
0.49	2.74	<0.002	<0.002	97.1	26.0	0	17.8

Propene (ppm)	Butane (ppm)	C <sub>1</sub> /C <sub>2</sub>	C <sub>1</sub> /C <sub>3</sub> log	δ <sup>13</sup> C ‰ methane	δ <sup>13</sup> C ‰ CO <sub>2</sub>	δ D ‰ methane
0.4	19.6	37000	4.74	-64.3	-24.9	-207

퇴적물을 발견하였다. 지역 5와 7에서 메탄수화물이 존재한다는 다른 간접적인 증거는 염소이온 농도가 퇴적물 깊이가 증가 할수록 감소하고 함수량이 증가한다는 것이다 (Fig. 3-13). 그러나 Fig. 3-13에서 코어 51과 57에서는 염소이온 농도가 퇴적물 깊이에 따라 증가하였다. 이것은 메탄수화물이 담수에 의해서만 생성되어 염분이 남아 있는 공극수로 추출되어 염소이온 농도가 증가한 것이다.

메탄수화물은 물-메탄가스 경계면 또는 메탄가스가 포화된 퇴적물에서 생성된다. 퇴적물이 메탄가스에 의해 포화된 상태는 퇴적물 공극수를 통해 메탄가스의 확산에 의해 유지된다. 메탄가스의 확산과 이에 따른 메탄수화물 생성은 퇴적물내 침수성이 가장 높은 부분에서 진행된다. 메탄가스로 포화된 지역의 형태와 크기는 가스 유출구의 구조, 퇴적물의 침투성에 영향을 가장 미치는 요인, 단층지역의 존재, 확산지역 경계면에서 용존메탄 농도에 의해 결정된다. 메탄가스로 포화된 지역의 위에서는 메탄가스가 황산염 환원지역에서 산화되기 때문에 메탄가스 농도가 매우 낮다. 메탄가스 농도 기울기가 가장 큰 곳은 황산염 환원지역의 바로 밑이다. 메탄수화물이 생성될 때 염수이온이 남아있는 공극수로 추출되어 메탄수화물을 포함하는 퇴적물의 공극수 염소이온 농도가 증가한다. 이런 염소이온 농도 증가는 메탄수화물 집적을 방해하고 동시에 염소이온은 농도가 낮은 바깥 쪽으로 확산되어 이동하고 바깥 쪽에 있는 염소이온 농도가 낮은 공극수는 안쪽으로 이동한다. 그러므로 공극수는 메탄수화물을 포함하지 않는 퇴적물에서 메탄수화물을 포함하는 퇴적물로 이동한다. 메탄수화물 생성에 이용된 공극수를 충당하기 위하여 해저면 바로 위에 있는 해수가 퇴적물 속으로 유입되는 것으로 보인다. 메탄수화물 집적은 물과 메탄가스의 유입량과 용존 염분의 유출량에 좌우된다. 메탄가스 농도의 빠른 증가 또는 빠른 퇴적속도는 메탄수화물이 생성되는 퇴적층이 빠르게 위쪽으로 이동하여 메탄수화물을 포함하는 퇴적물이 층 구조를 이룬다. 가스 유출구와 관련된 메탄수화물 집적은 Dillon and Paull (1983)에 의해 제시된 메탄가스의 이동을 방해하는 불침투성의 벽을 형성하지는 않는다. 이런 차이는 아마도 가스 유출구와 관련된 메탄수화물은 표층 퇴적물에서 생성되고 렌즈형태의 구조를 갖는 반면 다른 곳에서 발견되는 메탄수화물은 해저면에서 아주 깊은 곳에서 생성되고 대량의 메탄수화물 집적이 일어나기 때문인 것으로 보인다.

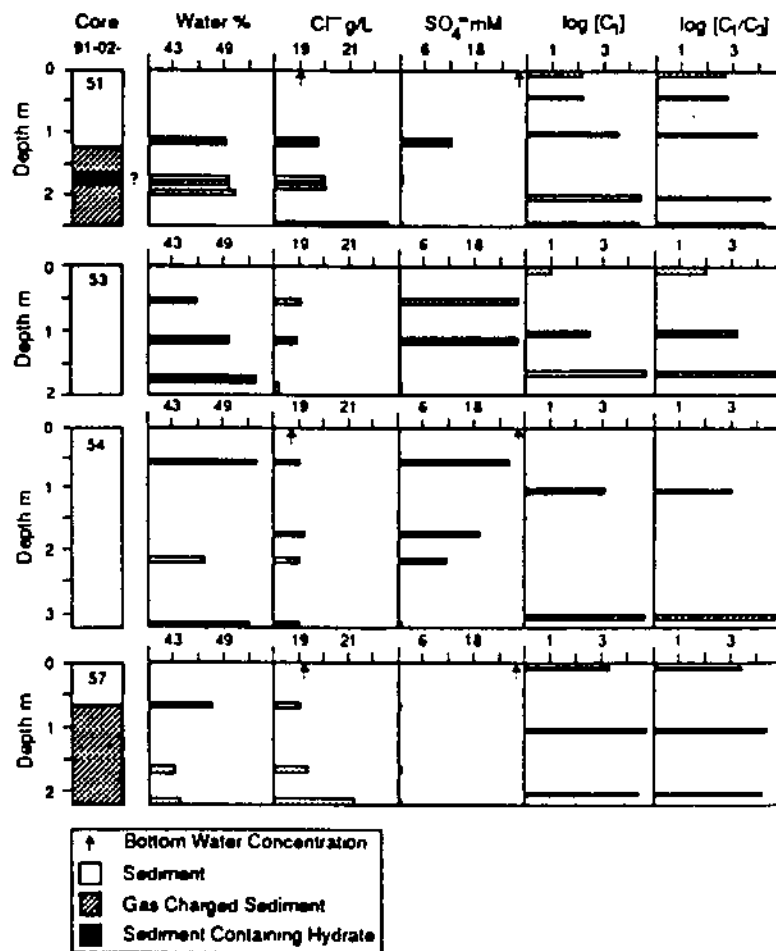


Fig. 3-13. Water content (%), chloride (g/L), sulfate (mM), in pore waters, and concentrations of methane (log [C<sub>1</sub>]) and methane/propane ratio (log [C<sub>1</sub>/C<sub>3</sub>]) from the cores and bottom waters.

#### 바. 오호츠크해 해수중 메탄 농도와 대기중으로 방출되는 메탄가스 양

오호츠크해는 북반구에서 대기중으로 상당한 양의 메탄가스를 방출할 가능성이 있는 주변해 (marginal sea) 중 하나이다. 최초의 대규모 오호츠크해 탐사에서 높은 농도의 메탄가스가 두 지역의 표층 퇴적물에서 발견었는데 이 메탄가스는 열기원인 것으로 밝혀졌다 (Geodekyan et al., 1976). 이 두지역은 북동 오호츠크해의 틴리오 분지 (Tinrio basin)와 사할린 섬 동쪽의 대륙붕과 다륙사면이다. 그후에 Avdeiko (1984)에 의해 파라무쉬어 섬 부근 해수중에서 대규모의 메탄가스 기둥과 열수기원의 탄화수소물을 발견했다. Obzhirov (1989, 1992)는 많은 탐사를 통해 오호츠크해의 저층수에서 높은 농도의 메탄가스를 발견했고 메탄가스의 농도분포를 도시했다. 오호츠크해의 20% 지역에서 생물기원과 열기원 메탄가스가 퇴적물에 축적되고 있다.

1991년 봄과 1992년 여름동안에 사할린 섬 북동쪽 52°30'N와 53°30'N 사이에서 대기중으로 메탄가스의 방출량을 밝히기 위해서 표층해수에서 메탄농도를 측정하였다 (Lammers et al., 1995). 측정된 메탄농도는 Fig. 3-14에 도시되었다. 봄동안에는 메탄농도가 북동쪽으로 갈수록 95 nmol/L에서 385 nmol/L로 증가한다. 심해 저층수에서 용존메탄농도는 0.7 - 2 nmol/L이고 대기 메탄가스 농도와 평형상태에 있는 표층해수의 메탄농도는 대략 4 nmol/L이다 (Wiesenburg and Guinasso, 1979). 따라서 봄에 측정된 메탄농도는 대기에 비해서 2000 - 9500 % 과포화되었다. 여름에 측정된 메탄농도는 6 - 76 nmol/L이고 얼음 밑에서 측정된 값보다 상당히 낮았다. 가장 낮은 농도는 대기와 평형상태에 있는 것보다 2배 가량 높고 가장 높은 농도는 봄에 측정된 가장 낮은 농도보다도 낮았다. 그럼에도 불구하고 여름에 측정된 평균 메탄농도는 대기중 메탄농도에 비해 1000%의 과포화를 보인다. 이렇게 표층해수의 메탄농도가 대기중 메탄농도에 비해 과포화된 것에 근거하면 오호츠크해에서 상당한 양의 메탄가스가 대기중으로 방출되는 것으로 보인다. 표층해수에서 메탄농도의 과포화되는 정도가 계절적으로 큰 변화를 보이는 것으로 보아 대기와 해양 사이에 메탄가스 교환이 얼음으로 덮혀있는 겨울동안에는 일어나지 않고 해빙 밑에 축적되었다가 봄에 해빙이 녹으면서 한꺼번에 많은 양의 메탄가스가 대기중으로 방출되는 것 같다.

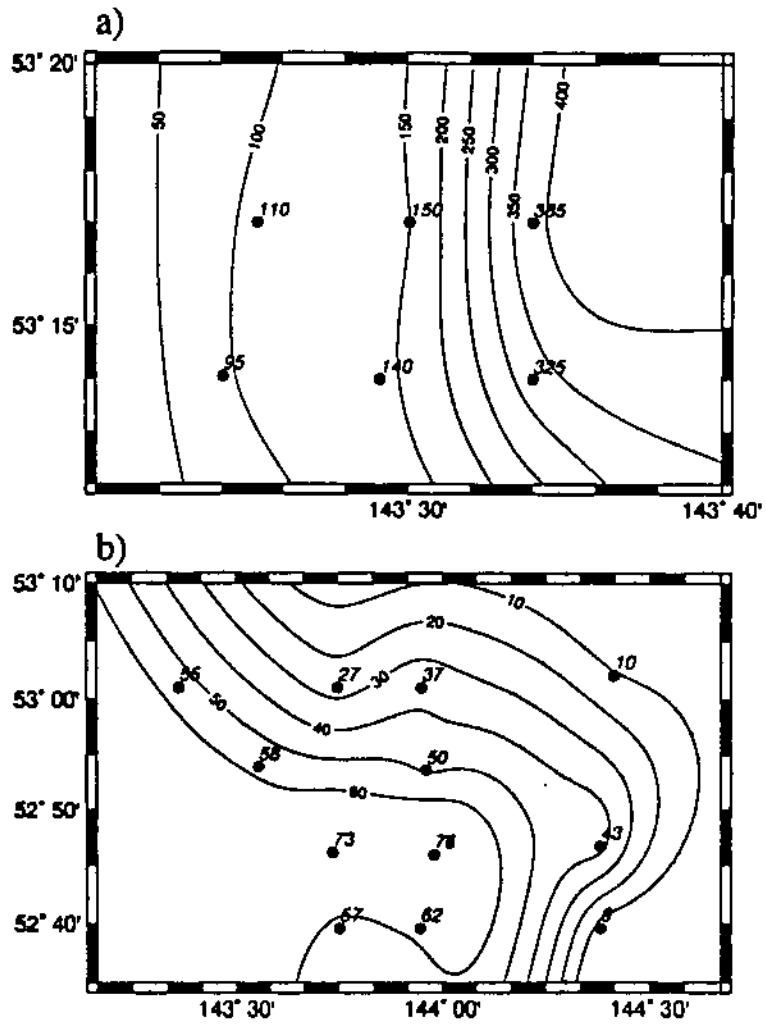


Fig. 3-14. (a) Dissolved methane in the surface waters NE of Sakhalin, in March of 1991 below the ice cover and (b) in July of 1992.

대기와 해양 경계면을 통한 메탄가스 방출량은 대기와 해양사이의 농도 기울기  $\Delta C$  와 교환계수  $k$ 의 함수이다 (Wanninkhof, 1992);

$$F = 0.31 v^2 (Sc/660)^{0.5} \Delta C$$

농도 기울기  $\Delta C$ 는 해수의 메탄농도와 wiesenburg and Guinasso (1979)에 의해 계산된 평형농도 사이의 차이를 가리킨다. 슈미트 (Schmidt) 넘버,  $Sc$ 는 물의 점도와 메탄가스의 확산계수 사이의 비율로 정의된다. 경계면을 통한 가스교환은 바람속도의 제곱에 따라 달라지므로 해빙은 바람속도를 감소시키는 매우 효과적인 장벽역할을 한다. 위에 보인 계산식에 의해 메탄가스 유출량이 계산되었다. 봄에 대기중으로 메탄가스 유출량은  $560 \text{ mol/km}^2/\text{d}$  이고 여름에는  $150 \text{ mol/km}^2/\text{d}$ 이다. 일년동안의 대기중으로 메탄가스 방출량이 Fig. 3-15에 도시되었다. 사할린 북동 지역에서 일년동안 총 메탄가스 방출량은  $7.3 \times 10^5 \text{ g/km}^2$  이고 이중에 74%가 4월과 7월 사이에 대기중으로 방출된다. 오호츠크해 전지역의 15%에서 메탄가스가 대기중으로 방출된다고 가정하면, 전체 오호츠크해에서 일년 동안 총 메탄가스 방출량은 대략  $0.13 \times 10^{12} \text{ g}$ 이다. 오호츠크해와 비슷한 위도에서 측정된 대기중 메탄가스 농도변화에 따르면 4월과 7월 사이에 지역적으로 높은 메탄가스 농도가 관측된다. 그러므로 봄과 여름 사이에 대기중 높은 메탄가스 농도는 오호츠크해와 같은 고위도 대륙주변해에서 봄에 해빙이 녹으면서 상당한 양의 메탄가스가 대기중으로 방출되어 야기된 것으로 보인다.

#### 사. 파라무쉬어 섬 부근 해저면에서 분출된 메탄가스 원천

1982년 파라무쉬어 섬 부근 수심 800 미터에서 500 미터 높이의 가스기둥이 음향탐지기에 의해 발견되었다. 이 가스기둥은 1982 - 1985년 동안에 러시아 조사선 Vulkanolog에 의해 조사되었다 (Avdeyko and Krasnov, 1985). 연구결과, 가스기둥은 열수기원의 용존 수소, 메탄, 규소산화물로 구성되어 있다. 가스기둥은  $50^{\circ}30.8' \text{ N}$ ,  $155^{\circ}18.2' \text{ E}$ 에 위치한다. 음향탐지기에 의하면 가스기둥은 씨가형태로 위와 아래가 가느다란 모습을 보인다 (Fig. 3-16). 이 가스기둥의 형태와 크기가 아주 강력한 가스가 해저면으로부터 해수중으로 뿜어져 나오는 것을 지시해 준다. 이 가스기둥은 파라무쉬어 섬 해안가로부터 10 마일정도 떨어져 있다 (Fig. 3-17). 이 지역 해저면은 섬으로부터 1000 미



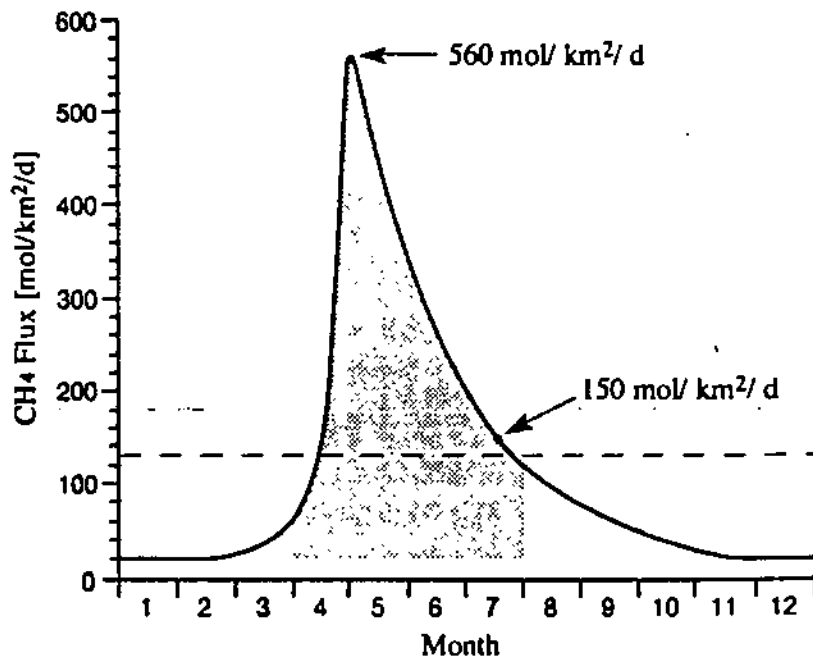


Fig. 3-15. Extrapolated production of atmospheric methane in the offshore of Sakhalin.



Fig. 3-16. Echo sounding image of underwater gas source. Visible flare is produced by reflection from small gas bubbles.

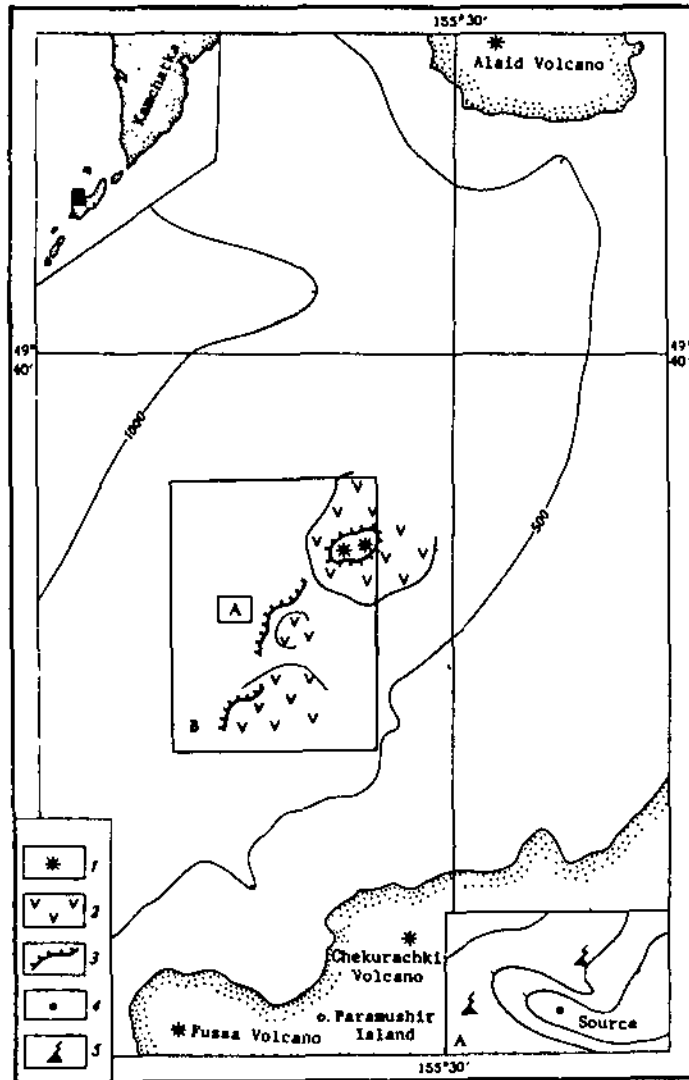


Fig. 3-17. Location of gas source in Sea of Okhotsk: 1) bottom exposures of volcanic rocks, 2) lava domes indicated by DSS data, 3) steep scarps in relief, up to 100 m high, 4) gas source, 5) transponders.

터 스십까지 북서 방향으로 완만하게 기울어져 있다. 해저면 밑에는 1500 미터 두께의 퇴적층이 놓여있다. 대륙사면에는 파라마쉬어 섬 화산활동에 의해 분출된 퇴적물들이 쌓여있다. 이 지역 퇴적속도는 200 mm/1000 yrs로 빠르다. 가스기원은 폭이 400 미터이고 길이가 800 미터, 높이가 15 미터인 돌출부 꼭대기이다. 이 돌출부는 북서 방향으로 300도로 향해 있다. 이 가스기원으로부터 멀어질수록 해저면은 구조류를 많이 포함하는 옅은 노란색과 회색의 퇴적물로 덮혀 있다. 해저 퇴적물은 생물체에 의해 심하게 교란되어 있다. 해저 생물군은 비록은 다양한 종들이 있으나 양은 많지 않고 넓은 지역에 퍼져 있다. 퇴적물과 생물군 조성이 가스기원인 돌출부 근처에서 갑자기 변한다. 이 가스기원 주위 퇴적물은 거의 계속적으로 이어진 하얀 가루에 의해 덮혀 있다. 여러개의 큰 조개 껍데기 (10 - 15 cm)가 흩어져 있고 갯지렁이가 살았던 흔적으로 보이는 지름이 1 미터 정도되는 갈색의 진흙이 여기저기에서 관찰된다. 가스기원 지역의 가장 특징적 형태는 복잡하게 분포되어 있는 굴뚝과 구멍들이다 (Fig. 3-18). 이 구멍들은 길이가 1 - 1.5 미터이고 깊이는 1 미터 정도이며 달걀 모양이거나 구형태이다. 이 구멍들은 깊이가 깊어질수록 좁아져 깔대기 모양과 비슷하다. 구멍들은 지협에 의해 분리되어 있고 다른 구멍과 대략 0.5 - 2 미터 정도 떨어져 있다. 가스기원 지역의 바닥은 황화수소에 의해 오염된 검은 색의 우즈 (ooze)로 구성되어 있다. 수 센티미터 두께의 메탄수화물이 1.8 미터 퇴적물 깊이에서 발견된다. 지름이 1 센티미터 되는 가스 기포들이 구멍들로부터 0.2 m/s 속도로 방출된다. 이 가스 기포들은 메탄가스가 가장 많고 때때로 수소도 포함되어 있다.

#### 아. 오호츠크해 메탄수화물이 생성되는 지역 저층수와 공극수의 안정 동위원소

메탄수화물이 생성되는 지역 저층수의 안정 동위원소 연구는 새롭게 연구되는 분야이어서 지금까지 연구가 미미하다. 이 분야에 대한 연구가 미미한 것은 해양 퇴적물에서 메탄수화물을 채취하기가 어렵기 때문이다. 메탄수화물과 물의 시스템은 독특한 안정 동위원소 분화 기작 (isotope fractionation mechanism)을 보인다. 무게가 무거운 산소 안정 동위원소가 메탄수화물이 생성될 때 선택적으로 이용되고 가벼운 산소 동위원소는 공극수에 남아 축적된

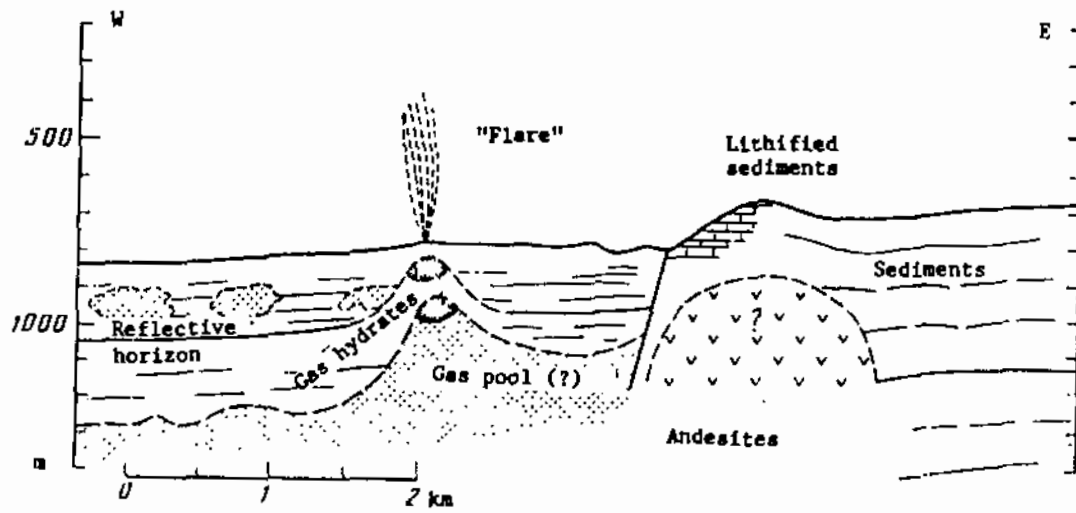


Fig. 3-18. Geological section through gas source.

해저면에서 메탄가스가 분출되는 지역의 공극수의 분석된 산소 동위원소 값이 Table 3-4에 보여진다. 대부분 공극수의 산소 동위원소 값은 0 - 0.9‰이고 평균값은 0.5‰ 이다. 메탄수화물을 포함하는 정점 1423의 공극수에 서 산소 동위원소 값은 -0.4 - -1.2‰이고 메탄수화물의 산소 동위원소 값은 +1.9‰이다. 공극수의 산소 동위원소 값은 여러 작용에 의해 영향을 받는다: 저층수와의 교환, 석회암과의 교환, 메탄수화물 생성에 의한 산소-18 동위원소 고관, 메탄수화물 분해에 의한 산소-18 동위원소 증가. 산소-18 동위원소의 수치적 분포와 염수이온의 수치적 분포를 비교해 보면 이 두 개의 분포가 왜

형되었다기 때문이다.

때문이다. 그리고 시료를 채취할 때 저층 해류의 방향이 달라져 오래된 물이 유출된 산소 동위원소 값은 퇴적물 속으로 무거운 동위원소 값을 갖는 물이 유입된 것 보다는 공극수가 높은 염분도를 보인다. 그러므로 이렇게 공극수내 무거운 산소 동위원소 값은 염분도 낮게 측정되어야 한다. 하지만 무거운 산소 동위원소 값은 화물이 분해되어 무거운 산소 동위원소가 공극수로 유입되었기 때문이라면 이렇게 공극수에서 저층수보다 높은 산소 동위원소 값을 보이는 것이 메탄수 (-0.5‰)이 측정되었다. 이 시료들은 가스가 분출되는 지역에서 채취되었다. 함된 퇴적물의 공극수 중 두 시료에서 저층수보다 높은 산소 동위원소 값 보다는 염분이 낮은 저층해류의 영향 때문인 것으로 보인다. 메탄수화물이 포 보이는 것은 해저면으로부터 가벼운 산소 동위원소를 갖는 물이 분출된 것 동위원소 값은 -1.1 - -1.2‰이다. 저층수가 이렇게 가벼운 산소 동위원소를 부터 새어 나온다. 메탄수화물이 발견되는 지역의 저층수에서 분석된 산소-18 감소하고 온도가 올라가기 때문에 메탄수화물이 분해되어 메탄가스가 코어로 이리로 분리된다. 메탄수화물을 포함하는 코어가 선상으로 올라오면 압력이 높을 메탄가스로 포화되어 있고 퇴적물 코어가 쪼개지면 퇴적물은 커다란 덩어리가 많이 포함하는 원원상태의 우즈 (ooze)이다. 메탄수화물을 포함하는 퇴적물 오호조크해에서 메탄수화물이 생성되는 지역의 퇴적물은 화산기원 물질

형 수 있게한다.

면화를 추적 가능하게 한 뿐만 아니라 공극수가 저층수로 이동하는 정도를 밝

은 산소-18 동위원소 농도가 증가한다. 안정 동위원소는 메탄수화물 조성의 분해되고 그 속에 있던 무거운 산소 동위원소가 공극수로 빠져나와 공극수 다 (Pashkina and Yesikov, 1989). 공극수를 추출하는 동안에 메탄수화물이

Table 3-4. Isotopic composition of interstitial waters in the area of gas plumes in the Sea of Okhotsk.

Station No.	Coordinates	Water depth (m)	Sediment interval (cm)	$\delta O^{18}$ (‰)
V15-15	50°30.8'N 155°18.45'E	820	0-9	-0.5
			9-19	-0.8
V15-18	50°29.7'N 155°16.9'E	820	0-5	-0.8
			5-18	-0.6
V15-20	50°30.8'N 155°17.7'E	820	0-10	-0.6
			10-35	-0.6
			35-60	-0.5
			60-80	-0.6
V15-22	50°30.8'N 155°18.45'E	820	80-102	-0.6
			0-10	-0.6
			10-30	-0.7
			30-50	-0.8
V15-117	50°31.4'N 155°11.3'E	950	50-60	-0.5
			0-30	-0.8
			30-60	-0.4
			60-90	-0.6
			90-120	-0.9
V15-119	50°31.4'N 155°14.8'E	875	120-150	-0.7
			150-182	-0.8
			0-30	-0.3
			30-60	-0.3
V17-56	50°30.3'N 155°17.0'E	825	60-90	-0.5
			90-133	-0.6
			0-30	-0.5
			30-60	-0.4
V17-56	50°30.3'N 155°17.0'E	825	60-90	0
			90-128	0

Table 3-4. (continue)

V17-57	50°31.4'N 155°17.7'E	815	0-30	0
			30-60	0
			60-97	-0.3
V17-59	50°31.8'N 155°19.35'E	785	0-30	0
			30-60	0
			60-99	-0.2
V17-63	50°30.6'N 155°18.0'E	795	0-30	-0.4
			30-60	-0.1
			60-90	-0.1
			90-150	-0.8
			150-180	-0.8
V17-67	50°31.2'N 155°17.75'E	807	0-30	-0.4
			30-60	-0.7
			60-90	-0.7
			90-120	-0.3
			120-148	-0.6
1423	50°30.80'N 155°18.08'E	786	0-10	-1.0
			30-40	-1.2
			56-68	-0.9
			95-105	-0.8
			106-115	-0.5
			123-131	-0.4
			142-151	-0.8
			162-170	-1.0
			200-210	-1.2
220-235	-0.9			
1403	50°31.29'N 155°16.41'E	830	0-2	-0.6
			80-90	-0.6
			150-160	-0.6
			205-215	-0.7



Table 3-4. (continue)

1418	50°34.32'N 155°10.68'E	990	0-2 63-70 180-190 235-240	-0.2 -0.6 -0.6 -0.2
1413	50°30.84'N 155°18.73'E	798	0-30	-0.9
1395-T-2	50°30.90'N 155°18.16'E	785	183-185	+1.9

오호츠크해에서 지금까지 알려진 메탄수화물 발견 지역은 피라무쉬어 섬 근해와 사할린 부근 대륙사면이다. 이곳들은 해저면에서 메탄가스가 분출되어 나오기 때문에 그동안 많은 연구가 이루어져 메탄수화물 분포가 잘 알려져 있다. 하지만 이 두곳 이외에 다른 지역에서도 메탄수화물이 존재할 가능성이 있다. Lammer et al. (1995)은 오호츠크해의 저층수에서 높은 농도의 메탄가스가 발견되는 지역이 전체 오호츠크해의 15%에 이룬다고 예측했다. 만약 저

가. 지금까지 알려지지 않은 지역에서 메탄수화물 존재 파악

4. 앞으로 연구 방향 및 연구 내용

준다.

소안정 동위원소 조성변화는 메탄수화물의 생성과 분해되는 정도를 지시해 준다. 소 조성은 메탄수화물의 생성과 분해에 의해 크게 달라지므로 공극수의 산이다. 오호츠크해 메탄수화물이 생성되는 지역의 공극수 중 산소안정 동위원소 채취하는 동안에 메탄수화물에 포함된 물이 퇴적물에 의해 오염되었기 때문 (Davidson and Least, 1983). 그러므로 이 두값 사이의 차이는 메탄수화물을 포만되어진 메탄수화물에 포함된 물의 산소 동위원소 값은 +2.3%이다. 낮은 +1.9%이고 수소 동위원소 값은 +23%이다. 그러나 실험실에서 인공적으로 물이 분해되었기 때문이다. 메탄수화물이 분해되는 생긴 물의 산소 동위원소 소는 약간 증가하고 염소이온 농도는 감소한다 (Fig. 3-19). 이것은 메탄수화물이 220 - 235cm 이고 메탄수화물층 포함하는 퇴적물에서 산소-18 동위원소 3-19). 이것은 공극수내에 메탄수화물이 생성되었기 때문이다. 마지막으로 빙공 산소 동위원소 퍼센트가 염소이온 농도 증가와 함께 증가한다 (Fig. 3-19). 이것은 메탄수화물층 포함하는 퇴적물에서 산소-18 동위원소가 많은 석회질 퇴적물과 공극수 사이의 교환작용에 의한 것이다. 표어의 밑부분 (140 - 210cm)에서는 가 어 중간부분에 많이 존재하고 산소-18 동위원소가 많은 석회질 퇴적물과 공극수 사이의 교환작용에 의한 것이다. 표어의 밑부분 (110 - 130cm)에서 염소이온은 공극수 시료에서 산소-18 동위원소는 -0.4%까지 증가한다 (Fig. 3-19). 이런 산소-18 동위원소 증가는 표이까지는 공극수가 가벼운 산소 동위원소 값을 갖는 저층수와 비슷하기 때문이다. 표면 이하 110 센티미터까지는 잘 일치한다 (Fig. 3-19). 이것은 아마도 이

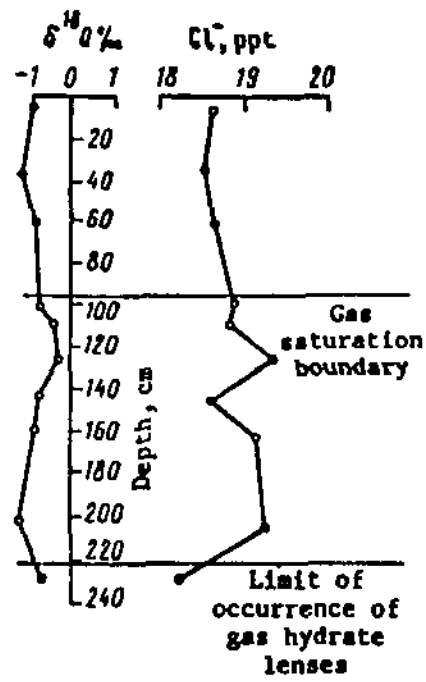


Fig. 3-19. Distribution of oxygen-18 and chlorine in interstitial waters.

층수중 높은 메탄가스 농도가 메탄수화물의 분해에 의해 해저면으로부터 유입된 것이라면 오호츠크해의 15% 지역에서 메탄수화물이 존재할 것이다. 메탄수화물은 주로 수심이 500 - 2000 m 되는 지역에 존재하므로 오호츠크해 거의 대부분의 대륙사면과 대륙대에 메탄수화물이 존재할 가능성이 높다. 먼저 메탄수화물이 존재하는 것으로 알려진 사할린 부근 대륙사면에서부터 시작하여 대륙사면과 대륙대를 따라 남쪽으로 내려오면서 탐성과 탐사를 하여 BSR을 찾는다. 앞에서 이미 설명한 바와 같이 BSR은 해저면과 평행한 탐성과 반사파로서 메탄수화물이 존재하는 퇴적층의 밑부분에서 나타난다. 그러므로 BSR은 메탄수화물의 존재를 지시해 준다. 오호츠크해에서는 메탄수화물이 퇴적물 표층 1 - 2 m에서도 발견되므로 BSR이 존재하는 지역에서 피스톤 코어를 이용하여 길이 5 m 내외의 주상 퇴적물을 채취하여 그 속에 메탄수화물이 존재하는 지를 알아본다. 만약 메탄수화물이 채취되면 그것을 액체질소 통속에 보관하여 분해가 되지 않도록 한다. 실험실에서 온도를 높여 메탄수화물을 분해시켜 메탄가스와 물을 채취하여 이들의 산소와 탄소 안정 동위원소를 분석하여 메탄가스의 기원을 밝힌다. 피스톤 코어를 채취하여 선상으로 올라오면 온도가 증가하고 압력이 감소하기 때문에 메탄수화물이 분해되어 없어져 버리기 때문에 코어 속에 존재하고 있었어도 발견되지 않는다. 그러므로 퇴적물속의 메탄가스 농도를 측정하고 공극수를 추출하여 산소 동위원소와 염소이온 농도를 측정하면 메탄수화물의 존재여부를 밝힐수 있다. 메탄수화물이 코어 속에 메탄수화물이 존재하고 있었다면 퇴적물 속이 메탄가스로 포화되어있고 공극수의 산소 동위원소 값이 증가하고 염소이온 농도가 감소한다. 메탄수화물에 있는 메탄가스는 미래의 중요한 대체 에너지로 이용될 가능성이 크므로 오호츠크해에서 메탄수화물 분포와 매장량을 정확히 파악하는 것이 중요하다. 뿐만아니라 메탄가스는 온실효과를 일으키는 중요한 가스이므로 메탄수화물 분포와 매장량을 정확히 파악해야 메탄가스에 의한 지구 온난화 정도를 예측할 수 있다.

#### 나. 해수중 메탄농도 변화로부터 해양 지각운동 예측

독일과 러시아 과학자들의 의한 연구에 따르면 1987년 이전에 오호츠크해 저층수의 메탄농도는 가스 분출구가 없는 지역에서는 30 - 40 nI/l이고 가

스 분출구가 있는 지역에서는 300 - 400 nI/l이었다. 그러나 1987년 이후에는 그 메탄농도가 가스 분출구가 없는 지역에서는 70 - 80 nI/l로 증가했고 가스 분출구가 있는 지역에서는 2000 - 3000 nI/l로 급격히 증가하였다. 이런 메탄농도 증가는 오호츠크해에서 1987년 이후에 지각운동이 활발해져서 퇴적층 속에 존재하는 메탄수화물이 분해되어 메탄가스가 해수중으로 새어나왔기 때문이라고 해석하였다. 실제 오호츠크해에서 1995년 5월 27일에 강도 7.6 지진이 발생하였다. 그리고 오키나와 협곡 (trough)과 타이완 근해에서도 해수중 메탄농도가 증가하였는데 이런 메탄농도 증가가 이 지역에서 1994년과 1996년에 일어난 지진과 상관이 있다고 보고하였다. 그러므로 오호츠크해 가스 분출구가 있는 지역의 저층수에서 매년 계속적으로 메탄가스 농도를 측정하여 그 농도변화 양상을 분석하면 해양 지각운동에 따른 지진활동을 예측할 수 있다. 매년 전 세계적으로 지진에 의한 피해는 엄청나다. 그러므로 세계 각국들은 지진 경보 시스템 개발에 매년 상당한 연구비를 투자하여 연구하고 있으나 아직까지 효과적인 지진 경보 시스템을 개발하지 못하였다. 만약 위에서 언급한 것과 같이 해수중 메탄농도 시간적 변화로부터 지각변동에 따른 지진 활동을 예측할 수 있다면 효과적인 지진 경보 시스템 개발이 가능할 것이다. 우리나라도 비록 강도는 아직 강하지 않지만 매년 지진 빈도수가 증가하고 있어 이제는 더 이상 지진 안정 지대가 아니다. 그러므로 자체적으로 지진 경보 시스템을 개발해야 하겠다.

#### 다. 퇴적물에서 해수중으로 방출되는 메탄가스 유출량 파악

메탄가스는 이산화탄소 다음으로 온실효과를 일으켜 지구 온난화를 야기시키는 중요한 기체이다. 1990년 이전까지 대기중 메탄가스 농도를 증가시키는 기원으로서 해양은 중요하게 인식되지 않았다. 하지만 1990년 이후에 오호츠크해를 비롯한 고위도 대륙 주변부 해양에서 메탄농도를 측정한 결과 표층해수 메탄농도가 대기중 메탄가스 농도보다 상당히 높게 나왔다. 그래서 많은 연구자들은 해양도 대기중 메탄가스 농도를 증가시키는 중요한 요인으로 생각하고 많은 연구가 진행되고 있다. 하지만 표층해수의 메탄농도가 대기중 메탄가스 농도보다 높은 이유는 아직 명확히 규명되지 않았다. 오호츠크해의 경우에는 표층해수의 메탄농도가 높은 이유가 해저면으로부터 메탄가스가 해수

메탄수화물에 포함된 메탄가스 양이 지금까지 알려진 석탄, 석유, 천연가스 등 화석연료의 양보다 두배가량 많기 때문에 메탄수화물은 미래에 중요한 에너지 자원으로 사용될 가능성이 높다. 그리고 메탄수화물이 해수면 변동에 의해 분해되면 메탄수화물을 포함하는 퇴적층이 붕괴되어 대규모의 해저면 사태가 발생되는 지질학적 위험성을 내재하고 있을 뿐만 아니라 메탄가스가 대기중으로 유출되면 온실효과를 통해 지구 온난화를 촉진시키기 때문에 이

## 5. 결론

을 이해할 수 있다.

으로 방출되는 메탄가스의 기원을 파악할 수 있고 해수중에서 메탄가스 순환 계수중으로 방출되는 메탄가스 양을 정확히 측정하게 되면 해양에서 대기중 탄소도와 저층수의 메탄농도 측정함으로써 계산할 수 있다. 해저면으로부터 때문에 그 양도 상당히 많은 것이다. 이 메탄가스 방출량은 표층퇴적물의 메탄보다 적지만 오토조크해 대부분이 해저면에서 메탄가스 방출이 일어나기 해수중으로 방출되는 메탄가스 양이 가스 분출구를 통해 방출되는 메탄가스 해수보다 훨씬 높으면 가스 분출구의 존재를 지시해 준다. 퇴적물로부터 직접는다. 이 경우에는 저층수를 채취하여 메탄농도를 분석하여 메탄농도가 주위 거나 해류가 강해 빨리 해수중으로 분산되면 음향탐지기에 의해 탐지되지 않 지기에 의해 쉽게 탐지된다. 하지만 가스 분출구로 나오는 메탄가스 양이 작 출구를 통해 나온 메탄가스 양이라는 해수보다 밀도가 가뻗기 때문에 음향탐 면서 생성된 것이기 때문에 메탄수화물이 발견되는 지역에 존재한다. 가스 분 탄수화물이 지각운동에 의해 분해되어 발생한 메탄가스가 해수중으로 방출되 았지만 존재 가능성이 많다. 오토조크해에서 가스 분출구는 퇴적층에 있는 메 세히 보고되어 있다. 하지만 이를 지역이외에서는 가스 분출구가 발견되지 않 대륙사면에 많이 존재한다. 그러므로 이 두지역에서는 가스 분출구 위치가 상 다. 이런 가스 분출구는 파라부쉬어 섬 부근 해역과 사할린 섬 부근 대륙붕과 부터 많은 양의 메탄가스 방출이 가스 분출구 (gas seepage)를 통하여 일어난 되는 메탄가스 유출량은 정확히 밝혀지지 않았다. 오토조크해에서 해저면으로 중으로 방출되기 때문이다. 그러나 아직까지 해저면으로부터 해수중으로 방출

앞으로 이 지역 메탄수화물에 대한 연구는 다음 세가지 사항에 초점을 맞추어 진행되어야 한다. 첫째, 오토조크해에서 지금까지 메탄수화물이 발견되지 않은 지역에서 메탄수화물을 찾는다. 메탄수화물에 있는 메탄가스는 중요한 에너지 자원으로 이용될 가능성이 크기 때문에 오토조크해에서 메탄수화물 분포와 매장량을 정확히 파악해야 메탄가스에 의한 지구 온난화 정도를 예측할 수 있다. 둘째, 물체, 해수층 메탄농도 변화로부터 해양 지각 메탄수화물 분포와 매장량을 정확히 파악해야 메탄가스에 의한 지구 측면에서 중요하다. 뿐만 아니라 메탄가스는 온실효과를 일으키는 중요한 가스 화물 분포와 매장량을 정확히 파악하는 것이 미래의 에너지 자원 확보라는 측면에서 중요하다. 뿐만 아니라 메탄가스는 온실효과를 일으키는 중요한 가스 자원으로 이용될 가능성이 크기 때문에 오토조크해에서 메탄수화물 분포와 매장량을 정확히 파악하여 메탄가스의 유출량에 대해서는 거의 알려지지 않았다. 해저면으로부터 해수층으로 방출되는 메탄가스의 양을 정확히 파악하면 해양에서 대기층으로 방출되는 메탄가스의 기원을 밝힐 수 있고 해수층에서 메탄가스 순환을 이해할 수 있다.

이 많은  
 대한 연구가 1980년대 말에 본격적으로 시작되었기 때문에 아직도 미흡한 점  
 서 분출되는 메탄가스 원천 등이 있다. 하지만 오토조크해에서 메탄수화물예  
 사 특성과 지화학적 특성, 해수층에서 대기로 방출되는 메탄가스양, 해저면에  
 메탄수화물의 특성 및 분포, 생성기작, 메탄수화물 발견 지역의 지구물적 탐  
 화물에 대한 연구가 활발히 진행되어 왔다. 연구된 내용을 보면 오토조크해  
 에 대한 연구는 중요한 가치를 지니고 있다. 지금까지 오토조크해에서 메탄수

## 참 고 문 헌

- Avdeiko, G.P., G.M. Gavrilenko, L.B. Chertkova, V.I. Bondarenko, V.A. Rashidov, V.L. Guseva, V.I. Maltseva, and A.P. Sazonov, 1984. Submarine gasohydrothermal activity on the northwestern slope of the Paramushir Island (Kurile Islands). *Volcanology and Seismology*, 6: 66-81.
- Avdeiko, G.P. and S.G. Krasnov, 1985. Sulfide ores and their relationship to underwater volcanoes and hydrotherms of island arcs. *Vulkanologiya*, 4: 26-39.
- Basov, E.I., T.C.E. van Weering, C. Gaedike, B.V. Baranov, E.P. Lelikov, A.I. Obzhirov, and I.N. Belykh, 1996. Seismic facies and specific character of the bottom simulating reflector on the western margin of Paramushir Island, Sea of Okhotsk. *Geo-Mar. Lett.*, 16: 297-304.
- Bell, P.R., 1983. Methane hydrate and the carbon dioxide question. In: *Carbon Dioxide Review 1982*. W.C. Clark (Ed). p. 401-406. Oxford Univ., New York.
- Brooks, J.M., B.H. Cox, W.R. Bryant, M.C. Kennicutt, R.G. Mann, and T.J. McDonald, 1986. Association of gas hydrates and oil seepage in the Gulf of Mexico. *Org. Geochem.*, 10: 221-234.
- Cherskiy, N.V., V.P. Tsarev and S.P. Nikitin, 1985. Investigation and prediction of conditions of accumulation of gas resources in gas-hydrate pools. *Petroleum Geol.*, 21: 65-89.
- Collett, T.S., 1992. Potential of gas hydrates outlined. *Oil and Gas Jour.*, 90: 84-87.



- Collett, T.S., K.A. Kvenvolden, and L.B. Magoon, 1990. Characterization of hydrocarbon gas within the stratigraphic interval of gas-hydrate stability on the North Slope of Alaska, U.S.A. *Appl. Geochem.* 5: 279-287.
- Cranston, R.E., 1991. Gas hydrate investigations in the Okhotsk/Japan seas. Geological Survey of Canada Open File Report 2446, 100pp.
- Cranston, R.E., G.D. Ginsburg, V.A. Soloviev, and T.D. Lorenson, 1994. Gas venting and hydrate deposits in the Okhotsk Sea. *Bull. Geol. Soc. Denmark*, 41: 80-85.
- Davidson, D.W. and D.G. Least, 1983. oxygen-18 enrichment in the water of a clathrate hydrate. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 47: 2293-2295.
- Dillon, W.P. and C.K. Paull, 1983. Marine gas hydrates-II: Geophysical evidence. In: *natural Gas Hydrates: Properties, Occurrence and Recovery*, J.L. Cox (Ed), Boston, Butterworth, pp 73-90.
- Dobrynin, V., Y. Korotajev, and D. Plyushev, 1981. Gas hydrates: a possible energy source. In: *Long-Term Energy Resources*, R. Meyer and J. Olson (Eds), Pitman, Boston, pp 727-729.
- Geodekyan, A.A., V.Y. Trotsyuk, and Z.I. Verkshovskaya, 1976. Hydrocarbon gases in bottom sediments of the Sea of Okhotsk. *Dokl. Akad. nauk SSSR*, 226: 228-230.
- Ginsburg, G.D., I.S. Gramberg and V.A. Soloviev, 1990. Gas hydrates of continental slopes. *Geologiya Nefti Gaza*, 11: 43-45.

- Ginsburg, G.D., V.A. Soloviev, R.E. Cranston, T.D. Lorenson, and K.A. Kvenvolden, 1993. Gas hydrates from the continental slope offshore Sakhalin Island, Okhotsk Sea. *Geo-Mar. Lett.*, 13: 41-48.
- Holder, G., V. Kamath, and S. Godbole, 1984. The potential of natural gas hydrates as an energy resource. *Annual review of energy*, 9: 427-445.
- Hyndman, R.D. and E.E. Davis, 1992. A mechanism of the formation of methane hydrate and seafloor bottom-simulating reflector by vertical fluid expulsion. *J. Geophys. Res.*, 97: 7025-7041.
- Hyndman, R.D. and G.D. Spence, 1992. A seismic study of methane hydrate marine bottom simulating reflectors. *J. Geophys. Res.*, 97: 6683-6698.
- Judge, A.S., 1982. Natural gas hydrate in Canada. In: *Proceedings of the Fourth Canadian Permafrost Conference*. M.H. French (Ed). p. 320-328. National Research Council of Canada. Ottawa, Canada.
- Kvenvolden, K.A., 1988a. Methane hydrate - a major reservoir of carbon in the shallow reservoir? *Chemical Geol.*, 71: 41-51.
- Kvenvolden, K.A., 1988b. Methane hydrates and global climate. *Global Biogeochemical Cycles*, 2: 221-229.
- Kvenvolden, K.A., 1993. Gas hydrates - geological perspective and global change. *Review of Geophysics*, 31: 173-187.
- Kvenvolden, K.A., T. Lorenson, and M. Lilley, 1992. Methane in the Beaufort Sea on the continental shelf of Alaska. *EOS*,

Transactions, Am. Geophys. Union, 73: 309.

Kvenvolden, K.A., G.D. Ginsberg, and V.A. Soloviev, 1993. Worldwide distribution of subaquatic gas hydrates. *Geo-Marine Lett.*, 13: 32-40.

Lammers, S., E. Suess, M.N. Mansurov, and V.V. Anikiev, 1995. Variations of atmospheric methane supply from the Sea of Okhotsk induced by the seasonal ice cover. *Global Biogeochemical Cycle*, 9: 351-358.

Lee, M.W., D.R. Hutchinson, W.F. Agena, W.P. Dillon, J.J. Miller, and B.A. Swift, 1994. Seismic character of gas hydrates on the southeastern U.S. continental margin. *Marine Geophys. Res.*, 16: 163-184.

Lein, A.Y., V.F. Gal'chenko, B.G. Pokrochkiy, I.Y. Shabayeva, L.V. Chertkova, and Y.M. Miller, 1989. Carbonate nodules produced by microbial gas hydrate oxidation in the Sea of Okhotsk. *Geokhimiya*, 10: 1396-1406.

MacDonald, G.T., 1983. The many origins of natural gas. *J. Petroleum Geol.*, 5: 341-362.

MacDonald, G.T., 1990a. The future methane as an energy resource. *Annual Review of Energy*, 15: 53-83.

MacDonald, G.T., 1990b. Role of methane clathrates in past and future climates. *Climatic Change*, 16: 247-281.

Makogon, Y.F., 1981. *Hydrates of Natural Gas*. Pennwell, Tulsa, OK.

- Makogon, Y.F., F.A. Trebin, A.A. Trofimik, V.P. Tsarev, and N.V. Cherskiy, 1972. Detection of a pool of natural gas in a solid (hydrated gas) state. *Doklady Academy Science USSR, Earth Science Section*, 196: 197-200.
- McIver, R.D., 1977. Hydrates of natural gas - important agent in geological processes. *Geol. Soc. Am.*, 9: 1089-190.
- McIver, R.D., 1981. Gas hydrates. In: *Long-Term Energy Resources*, R. Meyer and J. Olson (Eds), Pitman, Boston, pp 713-726.
- Meyer, R., 1981. Speculations on oil and gas resources in small fields and unconventional deposits. In: *Long-Term Energy Resources*, R. Meyer and J. Olson (Eds), Pitman, Boston, pp 49-72.
- Nisbet, E., 1990. The end of the ice age. *Canadian Journal of Earth Science*, 27: 148-157.
- Obzhurov, A.I., 1992. Gas geochemical manifestations of gas hydrates in the Sea of Okhotsk. *Alaska Geol.*, 21: 1-7.
- Obzhurov, A.I., B.A. Kazanskiy, and Y.I. Melnischenko, 1989. Effects of sound dispersion in the near bottom water in marginal parts of the Okhotsk Sea. *Pacific Geol.*, 2: 119-121.
- Pashkina and Yesikov, 1989. Isotope investigations of bottom and interstitial waters of the Sea of Okhotsk in an area of gas hydrate occurrence. *Oceanology*, 29: 173-177.
- Paull, C., W. Ussler, and W. Dillon, 1991. Is the extent of glaciation limited by marine gas hydrates? *Geophysical Res. Lett.*, 18: 432-434.

- Sloan, E.D., 1990. *Clathrate Hydrates of Natural Gas*. Marcel Dekker, New York.
- Trofimuk, A., N. Cherskiy, and V. Tsarev, 1977. The role of continental glaciation and hydrate formation on petroleum occurrences. In: *Future Supply of Nature-made Petroleum and Gas*, R. Meyer (Ed.), Pergamon, New York, pp 919-926.
- Tucholke, B.E., G.M. Bryan and J.I. Ewung, 1977. Gas-hydrate horizons detected in seismic-profiler data from the western North Atlantic. *Am. Assoc. Petroleum Geol. Bull.*, 61: 698-707.
- Wanninkhof, R., 1992. Relationship between wind speed and gas exchange over the ocean. *J. Geophys. Res.*, 97: 7373-7382.
- Watson, R., H. Rodhe, H. Oeschger, and U. Siegenthaler, 1990. Greenhouse gases and aerosols. In: *Climate Change, The IPCC Scientific Assessment*, (eds) Houghton, J., G. Jenkins, and J. Ephraums. Cambridge Univ. Press, New York, p. 919-926.
- Weaver, J.S. and J.M. Stewart, 1982. In-situ hydrate under the Beaufort Sea Shelf. In: *Proceedings of the Fourth Canadian Permafrost Conference*. M.H. French (Ed). p. 312-319. National Research Council of Canada. Ottawa, Canada.
- Whiticar, M.J., E. Faber, and M. Schoell, 1986. Biogenic methane formation in marine and freshwater environments: CO<sub>2</sub> reduction vs. acetate fermentation-isotopic evidence. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 50: 693-704.

- Wiesenburg, D.A. and N.L. Guinasso, 1979. Equilibrium solubilities of methane, carbon monoxide and hydrogen in water and seawater. *J. Chem. Eng. Data*, 24: 356-360.
- Yakushev, V. and T. Collett, 1992. Gas hydrates in Arctic regions - risks to drilling and production. In: *International Offshore and Polar Engineering Conference*. v. 1. ISOPE, Gordon, Co, p. 669-673.
- Zonenshaya, L.P., L.O. Murdmaa, B.V. Baranov, A.P. Kuznetsov, V.S. Kuzin, M.I. Kuzmin, G.P. Avdeiko, P.A. Stunzhas, V.N. Lukasin, M.S. Barash, G.M. Valyashko, and L.L. Dyomina, 1987. An underwater gas source in the Sea of Okhotsk west of Paramushir Island. *Oceanology*, 27: 598-602.

## Studies on Methane Hydrate in the Sea of Okhotsk

**Abstract** : Recently many methane hydrates have been found in the Sea of Okhotsk. Studies on methane hydrate have been actively conducted because it is very valuable as a potential energy resource, geologic hazard, and ebullition of green-house gas. Until now there have been several studies on methane hydrate in the Sea of Okhotsk; characteristics and distribution of methane hydrate, mechanisms of methane hydrate formation, geophysical and geochemical characteristics in the methane hydrate forming areas, methane flux into the atmosphere from the seawater, and underwater methane source. However, more researches are needed to understand explicitly the formation and distribution of methane hydrate in the Sea of Okhotsk. The future studies must be forced on the three aspects: 1) more methane hydrates have to be found in the place where they have never been observed. 2) tectonic activity can be predicted on the basis of the change in underwater methane concentration. 3) methane flux into the bottom water from the seafloor has to be estimated quantitatively.





## 제 3 장

오호츠크해 퇴적물에서 메탄가스 분석  
기법 개발

(Analytic Method for Methane in the  
Sediments of the Okhotsk Sea)



## 오호츠크해 퇴적물에서 메탄가스 분석 기법 개발

**요약 :** 오호츠크해 퇴적물에서 메탄가스를 연구하기 위하여 퇴적물에 존재하는 메탄가스 분석방법을 소개하였다. 가스 크로마토그래프를 이용한 메탄분석의 정밀도는 1.0 - 6.3 %이고 분석 농도범위는 1.8 - 10,000 ppmv이다. 오호츠크해 퇴적물에서 추출한 메탄가스는 이런 분석 농도범위에서 회석이나 농축 없이 가스 크로마토그래프를 이용하여 직접 측정할 수 있다.

### 1. 서론

현재 많은 해양 퇴적물에서 탄화수소 가스가 발견된다. 탄화수소 가스는 생지화학적 작용에 의한 유기물의 분해에 의해 생성된다. 이런 탄화수소 가스 중에는 메탄가스가 가장 많고 이외에 에탄, 프로판, 부탄가스들도 미량으로 존재한다 (Claypool and Kvenvolden, 1983). 메탄가스는 이산화탄소 다음으로 중요한 온실효과를 일으키는 기체로 전체 온실효과 중 15 %를 기여한다 (Houghton et al., 1990). 이산화탄소와 마찬가지로 메탄가스도 석탄, 석유, 천연가스와 같은 화석연료를 태울 때 발생하여 대기 중으로 방출된다. 매년 대기 중 메탄가스 농도가 1 %씩 증가하여 지구환경 변화에 심각한 영향을 미치는 기체로 인식되고 있다 (Blake and Rowland, 1988).

지난 20년 동안 오호츠크해 해수와 퇴적물 중에서 메탄가스 분포양상에 대한 연구가 활발히 진행되었다. 이런 연구는 주로 메탄가스가 지층내 석유, 천연가스, 메탄수화물이 존재하는 지를 알려주는 지시자로서 적합한 지를 알아보는데 집중되었다. 그 결과, 메탄가스 이상 (methane gas anomaly)이 저층 해수에서 발견되었고 이런 메탄가스 이상은 주로 석유, 천연가스, 메탄수화물이 존재하는 퇴적층 위에서 발견되었다 (Zonenshain et al., 1987; Obzhairov et al., 1989). 메탄가스 이상이 발견되지 않는 해수에서의 메탄 농도는 50 - 80 nl/l 인데 비해 메탄가스 이상이 발견되는 해수의 메탄 농도는 10,000 nl/l로 100 배 이상 농도가 높았다. 퇴적물에서도 메탄수화물이 존재하는 곳에서도

메탄가스 이상이 발견되었다. 메탄가스 이상이 발견되는 퇴적물에서 메탄 농도는 10.2 ml/l로 메탄가스 이상이 발견되지 않는 퇴적물 (0.001 - 0.003 ml/l)에서 보다 농도가 무려 10,000 배 이상 높았다 (Obzhirov et al., 1989). 그러므로 퇴적물의 메탄 농도를 측정함으로써 메탄수화물이 존재하는 지 여부를 쉽게 알 수 있다.

지금까지 퇴적물에서의 메탄가스 분석 방법이 많이 개발되어 많은 사람들이 이용하고 있지만 우리나라에서는 퇴적물에서의 메탄가스 분석 방법이 잘 알려져 있지 않다. 따라서 본 연구에서는 현재까지 알려진 분석 방법 중 가장 효율적인 방법을 소개하고 그 방법을 이용하여 실험한 결과를 보여주고자 한다.

## 2. 퇴적물에서 메탄가스 분석법

### 가. 퇴적물로부터 메탄가스 추출법

#### (1) 메탄가스 추출 용기

퇴적물로부터 메탄가스를 추출하는데 쓰이는 용기로는 용량이 500 ml인 페인트 통이 적당하다. 페인트 통 상부 끝에서부터 1.5 cm 아래에 2 cm 간격으로 주사바늘이 들어갈 수 있을 정도 크기의 구멍 두개를 뚫는다 (Fig. 2-1). 이 구멍에 직경 1 cm의 가스 크로마토그래프 분석용 셉텀(septum)을 실리콘 접착제를 이용하여 단단히 붙인다. 증류수로 3-4 차례 페인트 통 내부를 세척한 후에 물기를 킴와이프스를 이용하여 제거하여 녹이 슬지 않도록 주의한다. 각 페인트 통에 번호를 표기하고 그 무게를 재어 기록한다.

#### (2) 메탄가스 추출 방법

(가) 피스톤 코어러나 중력 코어러를 이용하여 퇴적물 주상시료를 채취하여 선상에서 질개한다.

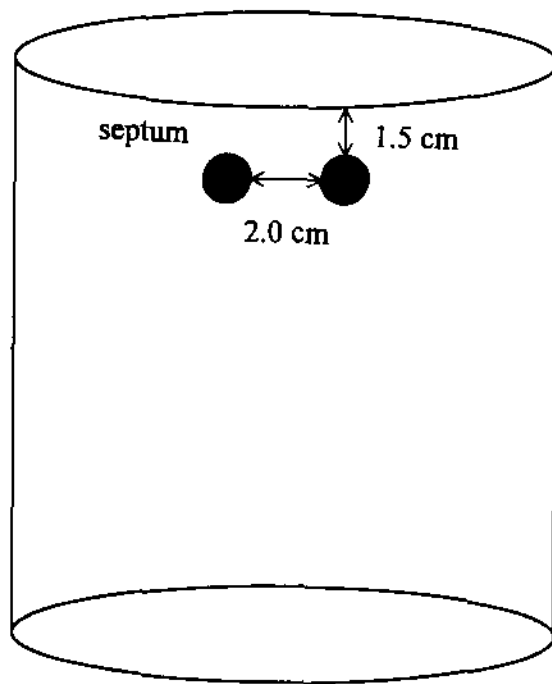


Fig. 2-1. Bottle for methane extraction from marine sediments.

나. 가스 크로마토그래프를 이용한 메탄가스 분석법

- 마토그래프에 주입시켜 메탄가스 농도를 측정한다.
- 응 동해 페인트 용 빈 공간에 있는 메탄가스를 채취하여 가스 크로  
 (자) 1 ml 가스 크로마토그래피 분석용 주사기로 페인트 통에 있는 샘플  
 빈 공간으로 빠져나오도록 한다.
- 트 용을 충분히 흔들어 주어 퇴적물 속에 들어있는 모든 메탄가스가  
 (자) 실험실에서 가스 크로마토그래피로 분석하기 전에 다시 한번 페인  
 (아) 실험실로 공반되기 전까지 페인트 통을 냉장 보관한다.
- 가 빈 공간으로 빠져나오도록 한다.
- (사) 페인트 통을 충분히 흔들어 주어 퇴적물 속에 들어있는 모든 메탄가스  
 바를 용 통해 증류수가 나오지 않도록 주의한다.
- 스로 채워진 수 있도록 20ml정도 질소가스를 유입시킨다. 이때 주사  
 록 한다. 페인트 용 빈 공간에 들어있는 공기가 모두 나가고 질소가  
 으로 유입시키고 다른 주사바늘을 통해 유입된 질소가스가 유출되도  
 에 질소가스를 연결하여 100 ml/min 속도로 질소가스를 페인트 속  
 (바) 페인트 통에 붙어있는 두 셀럼에 주사바늘을 꽂은 후 한 주사바늘  
 량생하지 않도록 해준다.
- 시약으로 퇴적물에 존재하는 박테리아를 죽여 더 이상 메탄가스가  
 공간 (head space)이 생기게 만든다. Sodium azide는 독성이 강한  
 통 뚜껑을 가스가 새지 않도록 단단히 닫아 페인트 속에 100 ml 빈  
 채취하여 버리고 1 g Sodium azide를 페인트 속에 넣은 후 페인트  
 (마) 100 ml 주사기를 이용하여 정확히 100 ml 증류수를 페인트 통에서  
 룰리에칠렌 병에 가득 붓어 공기와 질소를 피하여 보관한다.
- 정도 Bubbling 하여 제거한다. 용존 산소를 제거한 증류수는 1 리터  
 증류수의 용존산소는 증류수를 충분히 끓인 후에 질소가스로 30 분  
 (라) 미리 용존 산소를 제거한 증류수를 페인트 통 속에 가득히 붓는다.  
 페인트 통 속에 들어있는 퇴적물 무게를 정확히 기록한다.
- (다) 공기와 질속을 막기 위해서 가능한 한 빨리 페인트 통 무게를 재어  
 페인트 통에 넣는다.
- (나) 연구 목적에 맞게 10 - 50 cm 간격으로 대략 100 g 퇴적물을 퍼서

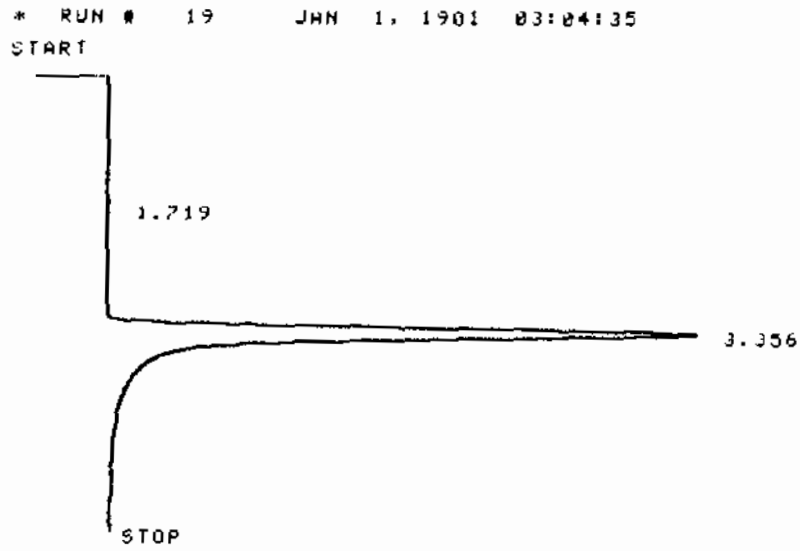
메탄가스 분석이 이루어지는 가스 크로마토그래프 부분은 FID (Flame Ionization Detector)이 부착된 HP 5890 Series II 가스 크로마토그래프이다. 헬륨을 운반 기체로 사용하였고 운반 기체의 흐름 속도는 25 ml/min으로 유지하였다. FID에 불꽃을 만들기 위해 수소와 공기를 사용하였고 수소와 공기의 흐름 속도는 각각 20 ml/min 과 200 ml/min으로 유지하였다. 혼합 기체로부터 메탄가스를 분리하기 위하여 Carboxen-1000 충전관 (60/80 mesh, 4.5 m × 2.1 mm I.D.)을 사용하였다. 가스 크로마토그래프 오븐 온도는 분석이 시작되어 끝날 때까지 200 °C를 유지시켰다. FID 온도와 시료 유입구 온도는 각각 220 °C와 200 °C를 유지시켰다. 1 ml 가스 크로마토그래프용 주사기를 이용하여 1 ml 시료를 취하여 시료 유입구를 통해 직접 가스 크로마토그래프에 주입시켰다. 크로마토그래프로부터 나오는 전기적인 출력 신호를 적분기를 이용하여 처리하였으며 적분기에 의하여 적분된 피크 (peak)의 면적 적분값을 농도의 정량에 이용하였다. 위와 같은 분석 조건에서 분석한 시료의 전형적인 크로마토그램을 Fig. 2-2에 보였다. 메탄가스의 머무름 시간은 3.4 분으로 6 분안에 분석을 마칠 수 있었다.

#### (1) 표준 메탄가스

표준 메탄가스로는 깨끗한 공기 (1.8 ppm)와 Scott Specialty Gases 회사의 97.8, 10,000 ppmv 메탄가스를 이용하였다. Scott Specialty Gases 회사의 표준 메탄가스는 질소가스로 희석되어 만들어 졌고 정확도는 ±2%이다.

#### (2) 분석 정밀도 (Precision)

세 개의 표준 메탄가스를 이용하여 분석 정밀도를 조사하였다 (Table 2-1). 1.8 ppmv, 97.8 ppmv, 10,000 ppmv 표준 메탄가스의 분석 정밀도는 각각 6.3 %, 1.2 %, 1.0 %로 측정되었다. 비교적 높은 농도의 표준 메탄가스는 정밀도가 1.0 % 내외로 낮게 측정되었지만 낮은 농도의 표준 메탄가스에서는 비교적 높게 측정되었다. 이것은 낮은 농도의 메탄가



RUN# 19              JAN 1, 1981 03:04:35

AREA%	RT	AREA	TYPE	WIDTH	AREA%
	3.356	12500480	P8	.193	100.00000

TOTAL AREA=1.2500E+07

MUL FACTOR=1.0000E+00

Fig. 2-2. A typical chromatogram of FID-GC system.



Table 2-1. Analytic precisions of methane.

Methane standard gas (ppm)	Peak areas	Precisions (%)
1.8	2647, 2304, 2756, 2423, 2587	6.3
97.8	126259, 124490, 126968, 129167, 125981	1.2
10000	12759936, 12687200, 12322264, 12508480, 12416008	1.0

스를 측정할 때는 크로마토그램에서 피크가 작게 나와서 피크를 적분하여 피크 면적을 계산할 때 오차가 크기 때문인 것으로 사료된다.

### (3) 분석 농도 범위

시료를 회석시키거나 농축시키지 않고 직접 가스 크로마토그래프를 이용하여 농도 측정을 할 수 있는 농도 범위를 알아보기 위하여 위의 세 개의 표준 메탄가스를 분석하여 농도 대 피크 면적을 Fig. 2-3에 도시하였다. Fig. 2-3에서 보는 바와 같이 분석된 농도 범위 (1.8 - 10,000 ppmv)에서 일직선의 정비례 관계를 보여 이 농도 범위에서는 시료를 회석시키거나 농축시키지 않고 직접 측정할 수 있다.

## 3. 토의 및 결론

오호츠크해 퇴적물에서 측정된 메탄가스 최고농도는 10.2 ml/l이고 최저농도는 0.001 ml/l 이다 (Obzhirov, 1992). 이런 농도 범위의 메탄가스를 위에서 기술한 메탄가스 분석방법으로 시료를 회석시키거나 농축시키지 않고 직접 시료를 가스 크로마토그래프에 주입시켜 분석이 가능한 지를 알아볼 필요가 있다. 왜냐하면 가스 시료를 회석하거나 농축시키는 일이 현실적으로 어렵기 때문에 앞에서 표준 메탄가스로부터 측정된 분석 농도 범위를 벗어나게 되면 분석이 불가능하기 때문이다. 메탄가스 분석 용기에서 시료를 채취하여 분석된 메탄 농도를 퇴적물의 메탄 농도값으로 환산하기 위해서는 퇴적물의 함수량과 공극률 자료가 필요하다. 그러므로 메탄 농도를 측정한 퇴적물에서 함수량과 공극률을 측정하는 것은 퇴적물의 메탄 농도를 정량하는데 필수적이다. 오호츠크해 퇴적물에서 함수량과 공극률 자료가 발표되지 않아 구할 수 없기 때문에 일반적인 해양 퇴적물의 함수량 (50 %)와 공극률 (0.7)을 오호츠크해 퇴적물에 적용하면 퇴적물의 메탄 농도가 최고일 때 (10.2 ml/l) 메탄가스 추출용기 빈공간의 메탄가스 농도는 5100 ppmv 이고 최저일 때 (0.001 ml/l)는 5 ppmv이다. 이들 메탄가스 농도는 앞에서 기술한 분석 농도 범위에 포함되므로 오호츠크해 퇴적물의 메탄 농도 측정에 있어서 아무런 문제가 없다. 그

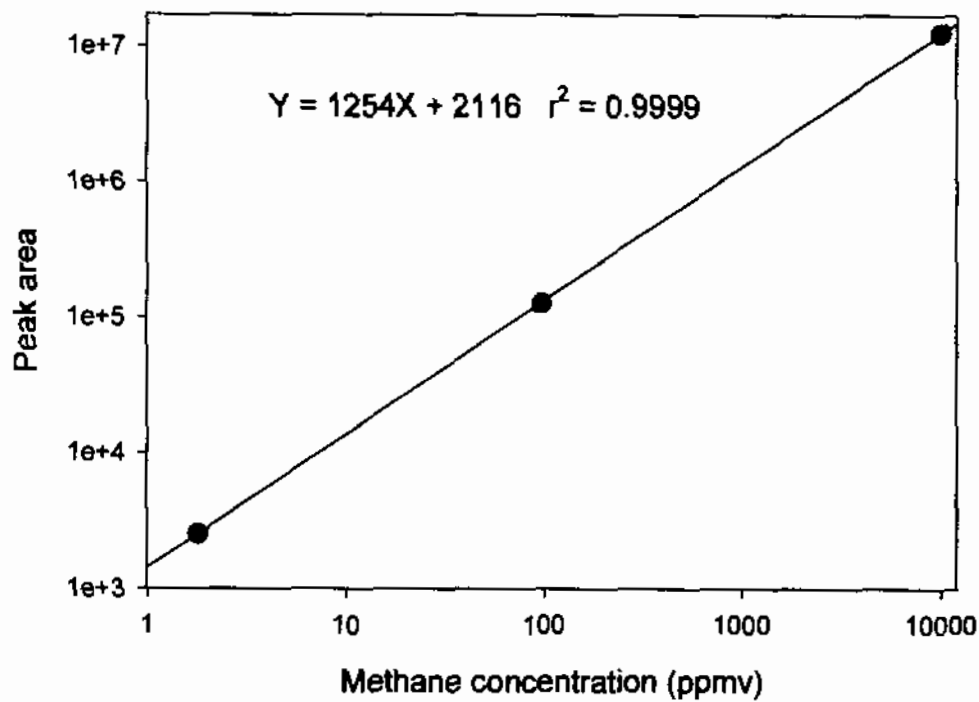


Fig. 2-3. Plot of methane concentration vs. peak area. The line indicates the best fit of the least square regression.

리고 오호츠크해 퇴적물의 함수량과 공극률이 일반 해양 퇴적물의 것들과 크게 다르다해도 메탄가스 농도가 분석 농도 범위를 벗어나는 일은 거의 없을 것으로 보인다.

## 참 고 문 헌

- Blake, D.R. and F.S. Rowland, 1988. Continuing worldwide increase in tropospheric methane. *Science*, 239: 1129-1131.
- Claypool, G.E. and K.A. Kvenvolden, 1983. Methane and other hydrocarbon gases in marine sediments. *Ann. Rev. Earth Planet. Sci.*, 11: 299-327.
- Houghton, J.T., G.J. Jenkins, and J.J. Ephraums, 1990. *Climate Change: The IPCC Scientific Assessment*. Cambridge Univ. Press, New York, 365pp.
- Obzhurov, A.I., 1992. Gas geochemical manifestations of gas hydrates in the Sea of Okhotsk. *Alaska Geol.*, 21: 1-7.
- Obzhurov, A.I., B.A. Kazanskiy, and Y.I. Melnischenko, 1989. Effects of sound dispersion in the near bottom water in marginal parts of the Okhotsk Sea. *Pacific Geol.*, 2: 119-121.
- Zonenshaya, L.P., L.O. Murdmaa, B.V. Baranov, A.P. Kuznetsov, V.S. Kuzin, M.I. Kuzmin, G.P. Avdeiko, P.A. Stunzhas, V.N. Lukasin, M.S. Barash, G.M. Valyashko, and L.L. Dyomina, 1987. An underwater gas source in the Sea of Okhotsk west of Paramushir Island. *Oceanology*, 27: 598-602.

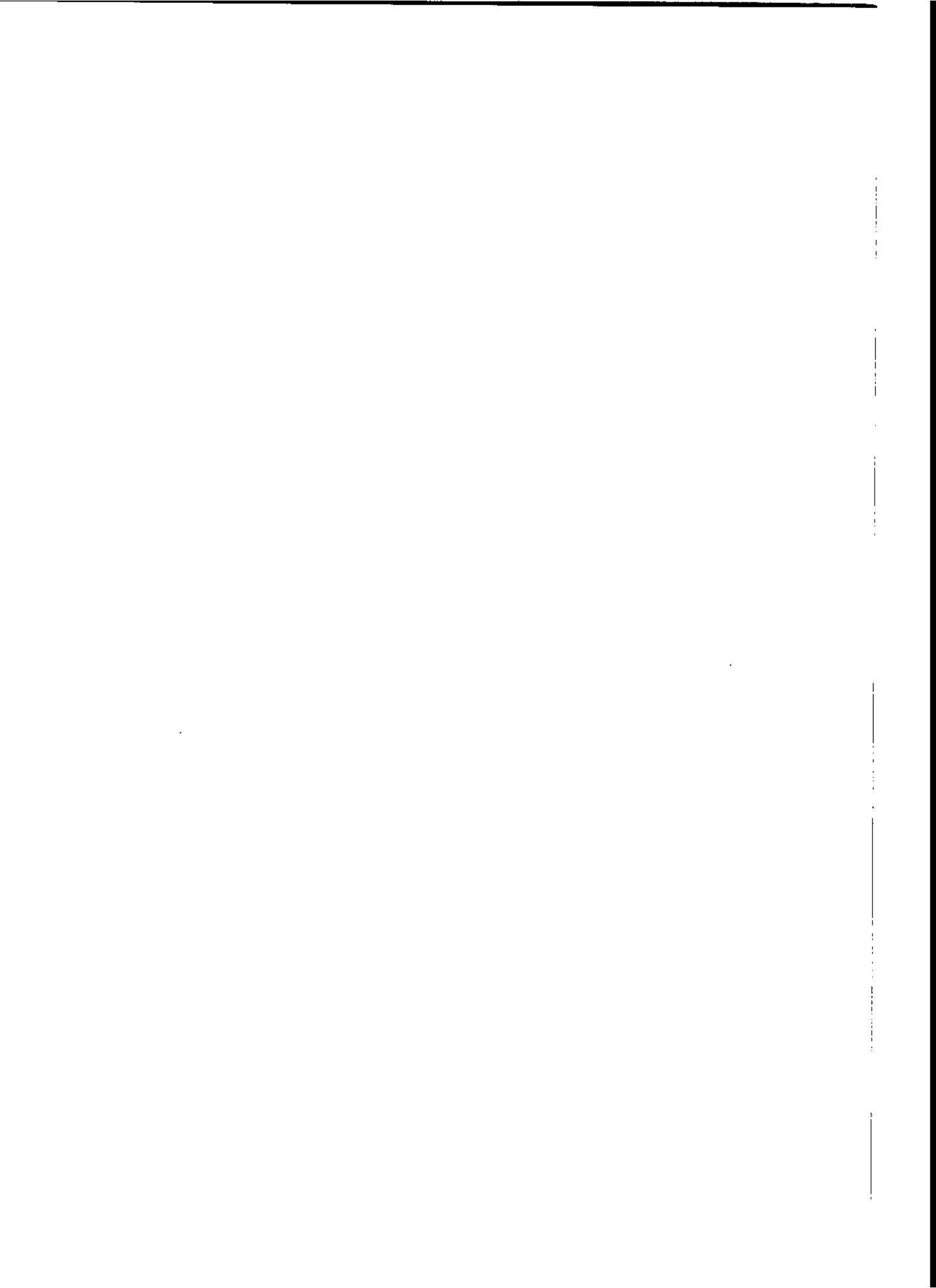
## Analytic Method for Methane in the Sediments of the Okhotsk Sea

**Abstract** : In order to investigate methane in the sediments of the Okhotsk Sea, the analytic method for methane contained in the sediments is introduced. Analytic precision is 1.0 - 6.3 % and concentration range is 1.8 - 10,000 ppmv when methane is analyzed by a gas chromatography. The methane extracted in the sediments of the Okhotsk Sea can be directly analyzed by a gas chromatography without dilution or concentration at the above analytic range.

## 제 4 장

오호츠크해의 제 4기 후기

빙하기-간빙하기의 고해상 층서와  
고기후 및 고해양 환경에 관한 연구  
(High-resolution stratigraphy and Late  
Quaternary glacial-interglacial  
Paleoclimate and Paleoceanography  
from the Sea of Okhotsk)





# 오호츠크해의 제 4기 후기 빙하기-간빙기의 고해양 층서와 고기후 및 고해양 환경에 관한 연구

**요약 :** 오호츠크해에서 후기 제 4기 빙하기-간빙기의 고해양과 고기후 변화에 관한 연구를 수행하기 위하여 참고문헌에 발표된 기존의 자료를 이용하였다. 후기 제 4기 빙하기-간빙기에 일어난 고기후와 고해양 변화를 복원하기 위해서는 고해양도의 층서 정립이 필수적이다. 일반적으로, 정확한 age control과 시추된 퇴적물 코아 사이의 층서 대비에는 부유성인 *N. pachyderma* sin.와 저서성인 *Uvigerina* sp. 유공충의 산소와 탄소 안정동위원소 기록이 이용한다. 또한 50,000년 전의 연대는 AMS  $^{14}\text{C}$  연대 측정이 주로 이용된다. 오호츠크해의 후기 제 4기층서 정립에는 암상(lithofacies), Magnetic susceptibility 기록이 이용된다. 또한 미화석인 규조류, 방산충 그리고 유기질 화분 포자 등은 생층서를 확립하는데 이용된다. 최근 들어 오호츠크해에서 양질의 긴 퇴적물 코아의 시추로 인하여 약 36만년 전 이후의 층서의 기록과 이 기간의 고해양과 고기후 변화가 규명될 수 있다.

## 1. 서론

### 가. 오호츠크해에서의 고기후 및 고해양 환경 연구의 필요성

최근 전 세계의 해양퇴적물, 대륙빙상코아, 호소 퇴적물 및 대륙의 Loess 등에서 후기 제 4기의 고기후 및 고해양에 관한 연구가 활발해 지면서, 북서 태평양과 오호츠크해에서도 이 분야의 연구에 대한 관심이 증대되었다(Zahn et al., 1991a-b; Gorbarenko, 1996; Maslin et al., 1996; Keigwin, 1998). 북동 아시아와 북서 태평양 지역은 후기 제 4기의 대륙과 해양 기후의 기록을 자세하고 직접적으로 대비 할 수 있는 중요한 지역이다(e.g., Morley et al., 1991). 특히 고해양 연구의 관점에서 볼 때, 오호츠크해는 전지구 규모 및 지역적 고해양 환경변화를 이해하는데 매우 중요한 해역임에도 불구하고 이 분야에 대

한 연구가 일부 고해양학자에 의해 부분적으로 수행되었다(Gorbarenko, 1996; 1996; Keigwin, 1998). 이 해역은 북서 태평양에 위치한 다른 주변해인 동해나 베링해와 같이 인접한 대륙으로부터 많은 양의 육상퇴적물이 공급되는 곳이다. 그리고 북서 태평양에와 같이 규조류(i.e., diatom)등의 식물성 플랑크톤에 의한 일차 생산력이 매우 높으며, 퇴적물내의 탄산염 함유량이 낮은 지역으로서 북극해역 및 남극대륙 주변해역과 유사한 퇴적환경을 시사한다(e.g., Sancetta, 1981; Yoon, 1995; Nam, 1997). 이러한 이유로 오호츠크해는 육지기원의 쇄설성 및 해양기원의 퇴적물이 다량으로 공급되어 퇴적율이 매우 높은 곳으로 알려졌다(e.g., Nuernberg et al., 1997; Keigwin, 1998). 오호츠크해에는 후기 제 4기와 홀로세에 일어난 전지구적인 기후 변화와 관련된 해수순환, 표층수내의 생물생산력, 해수면 변화 그리고 바다 얼음의 분포 등이 태평양에서 보다 더 잘 기록되어 있는 것으로 보고되었다(Nuernberg et al., 1997). 따라서 오호츠크해에는 후기 제 4기의 빙하기-간빙기에 일어난 고해상도(high-resolution)의 지구환경 변화의 기록이 잘 보존되어 있기 때문에 고기후 및 고해양 연구에 매우 적합한 곳으로 생각된다. 특히 GIN (Greenland-Iceland-Norwegian) Sea에서 형성되는 심층수와 유사하게 오호츠크해에서 생성되는 중층수는 후기 제 4기 빙하기와 간빙기에 일어난 기후 변화와 깊은 관계가 있는 것으로 생각된다.

북대서양의 아한대에 위치한 GIN Sea의 연구 결과에서 밝혀진 것과 같이, 급격한 기후 변화에 의한 오호츠크해의 중층수 생성의 변화는 퇴적물내에 산출되는 미화석의 종조성의 분포 및 이들의 지화학 분석 또는 퇴적학적 연구로 규명 될 수 있다(e.g., Nuernberg 1991; Jung 1996; Nam, 1997). 특히, 석회질인 부유성 및 저서성 유공충의 패각에서 측정된 산소 및 탄소 안정동위원소 값을 이용하여, 바다 얼음의 분포, 표층수의 순환 및 중층수의 생성과 변화를 추적 할 수 있다. 더욱이 저서성 유공충의 탄소 동위원소 값이나 카드뮴/칼슘(Cd/Ca) 비를 이용하여 후기 제 4기 빙하기와 간빙기 동안 오호츠크해에서 중층수 생성의 역사를 밝히고, 북태평양에서의 수괴순환의 영향과 그에 의한 고해양 환경변화를 복원하는데 본 연구의 필요성이 있다(e.g., Ohkouchi, et al., 1994). 그리고 지난 수 만년 이후 NADW(North Atlantic Deep Water) 순환과 밀접한 관련이 있는 그린랜드 빙상코어(Greenland Ice Core)에 기록된 전지구(global) 규모로 일어난 millennial-scale의 급격한 기후변화의 기록을 오호츠크

오호츠크해의 평균 대기 온도는 서쪽에서는 -20°C에서 12°C이며 동쪽에 서는 -2°C에서 10°C의 변화를 보인다(Morley et al., 1991). 서부해역에 비하여 동부해역의 온도가 계절적으로 작은 변화를 보이는 것은 북태평양의 영향 때문인 것이다. 특히 겨울철에는 발달된 압부선 저기압(Aleutian Low)과 시베리아 고기압(Siberian High) 전선의 상호작용에 의해 서풍이나 북서풍이 발생하여 매우 강력한 북풍우를 동반한다. 그러나 7월중에는 매우 다르게 변화하여 북서

오호츠크해는 북서 태평양의 고위도에 위치한 주변해(marginal sea)로서 북서와 북쪽으로는 아시아 대륙이 경계를 이루고 있으며, 동쪽과 남동쪽으로 북동-남서 방향의 북풍우로 이어지는 쿠릴-캄차카 호상열도(Kuril-Kamchatka Island Arc)가 오호츠크해를 베링해(Bering Sea)와 태평양에서 분리한다(Fig. 1-1). 오호츠크 분지(Okhotsk Basin)는 남-북으로 이어진 쫓카이도-사할린(Hokkaido-Sakhalin) 산맥에 의해 동해와 아시아 대륙으로부터 분리된다. 오호츠크해는 매우 다른 지형적인 특징이 존재한다. 대륙붕은 비교적 넓게 북부 지역에 발달되어 있으며, 동쪽과 서쪽 지역에는 좁게 발달되어 있다(Fig. 1-2). 심해저 평원은 매우 적게 분포한다. 대륙붕의 해저 지형은 약 1000-1500 m의 수심에 위치하는 완만한 경사를 지닌 대지(Plateau)로 구성되어 있다(Sancetta, 1981). 대륙사면은 동쪽이나 동북쪽에 비하여 서쪽 지역이 더 급격하다. 특히 지구역학 및 해양환경의 관점에서 볼 때 북서 태평양에 분포하는 주변해(ie, 오호츠크해, 베링해, 동해)는 독특한 해양역으로 물리, 화학, 생물 및 지질 등의 연구에 적합한 지역이다. 그 중에서 오호츠크해는 독특한 지각구조의 특징, 뚜렷이 나타나는 기후와 해수의 사계절의 특징, 겨울에 형성되는 바다 얼음의 분포변화 그리고 높은 일차생산력 등으로 인하여 해양학적 관점에

### 나. 오호츠크해의 지역개관 및 기후

크에서 그 관련성을 밝히는데 그 중요성이 있다. 더욱이 오호츠크해는 인접한 동북아의 대륙성 기후의 영향을 받은 뿐 아니라, 우리 나라의 동해 그리고 북서 태평양과 해수 교환이 일어나는 해양역으로 동북아시아-동해-오호츠크해-북서 태평양으로 이어지는 제 4기 빙하기-간빙기에 일어난 기후 변화를 반영하는 곳으로 매우 중요한 의미를 지니고 있다.

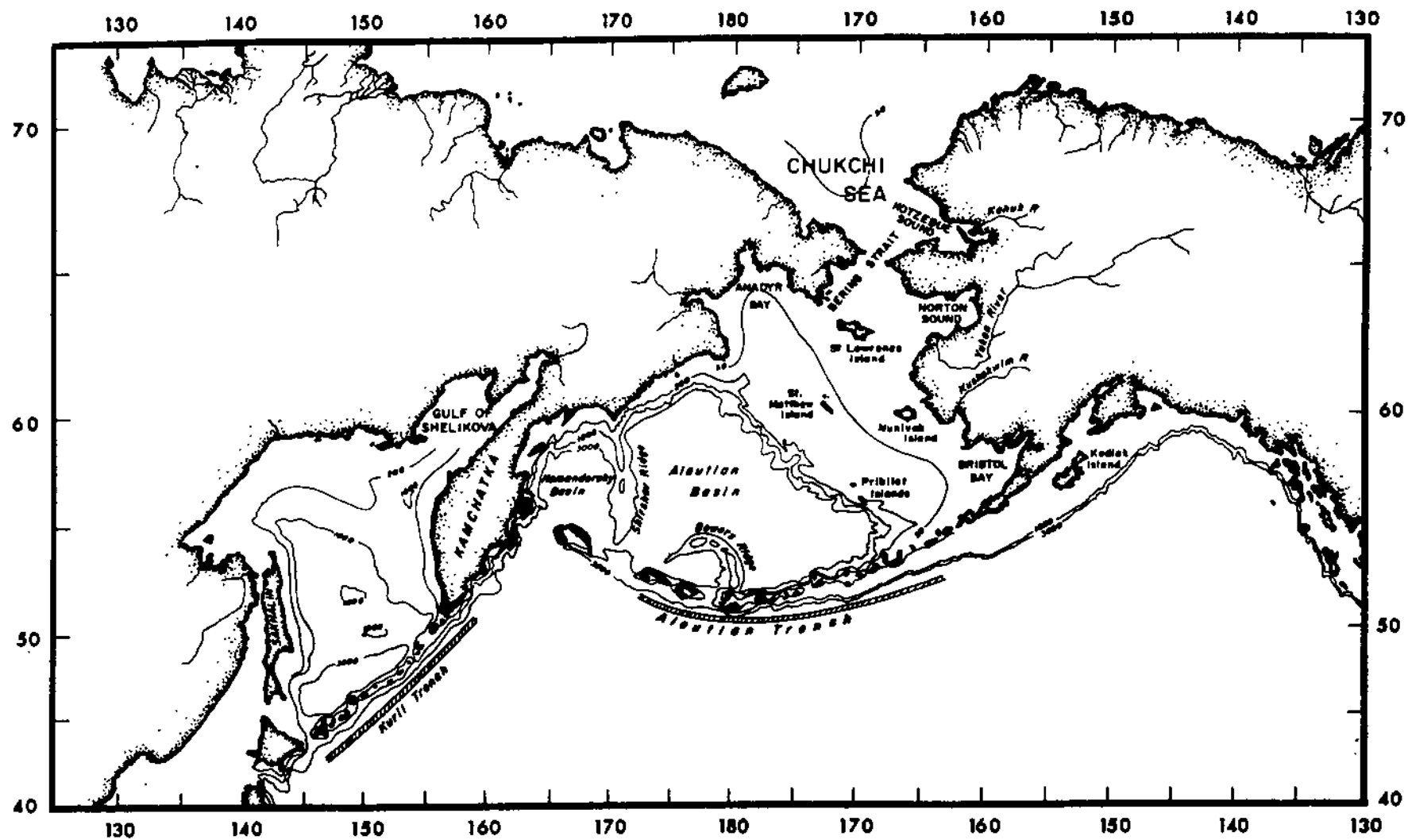


Fig. 1-1. Physiography of the Okhotsk and Bering seas. Contours are 3000, 1000, 200, and 50 m. From Sancetta (1981).

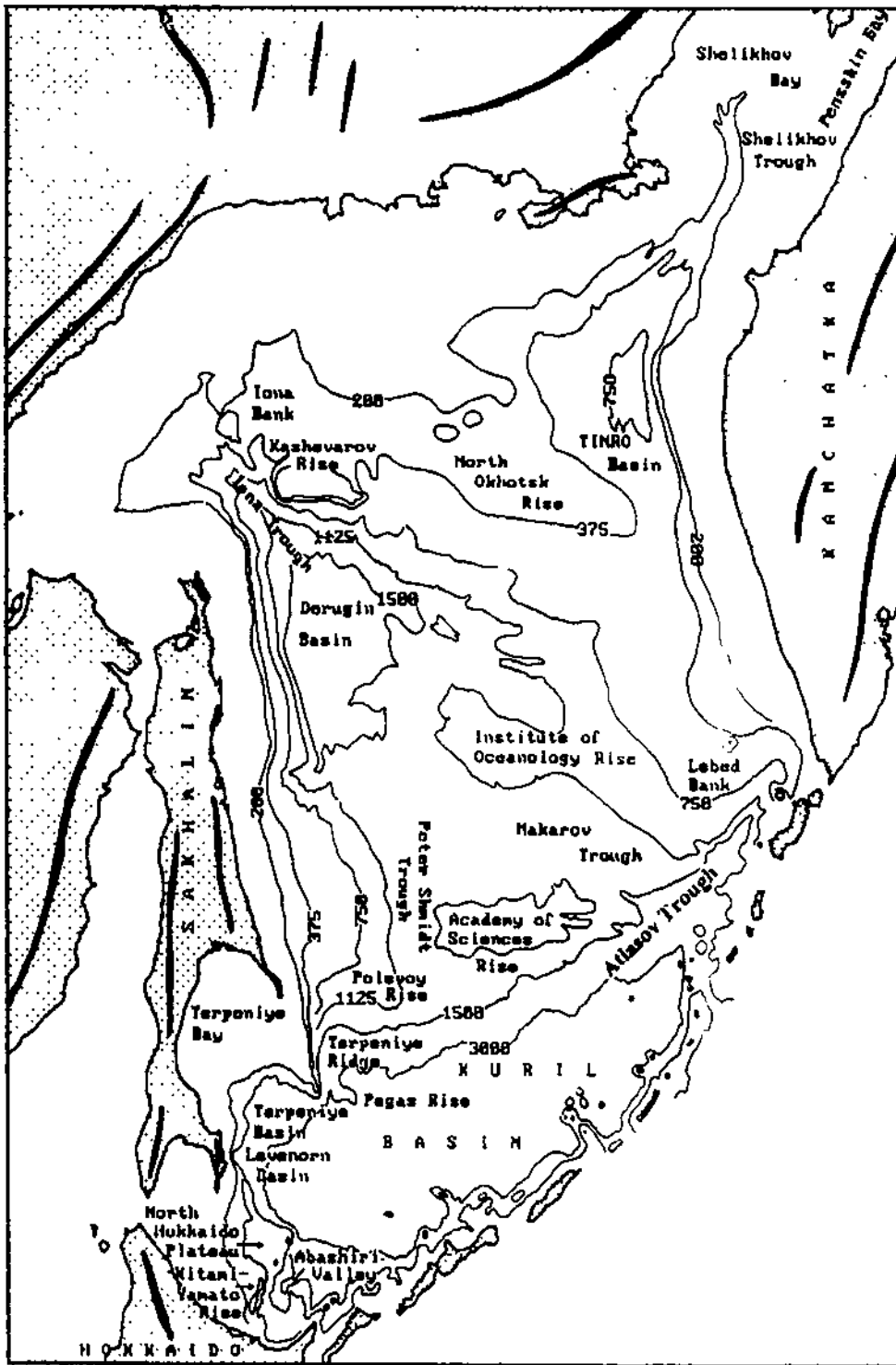


Fig. 1-2. Main morphology elements of the Okhotsk Sea floor. Thick lines indicate mountain ranges on land. From Nuernberg et al. (1997).

태평양과 오토츠크 고기압대의 영향으로 대부분 남쪽에서 지역풍이 불어온다 (Terada & Hanzawa, 1984).

오토츠크해의 표층수는 기원이 다른 두 해류에 의해 영향을 받는다(Fig. 1-3a-b). 그 하나는 동해에 유입된 온난하고 고염분의 특징을 지닌 쓰시마 해류의 지류가 사할린과 홋카이도 사이에 위치한 소야 해협(Soya Strait)을 통하여 순환이 일어나며, 특히 남동쪽으로 흐르는 지류는 Bussol 해협과 Kurzenshtern 해협을 통해 인접한 북태평양과 해수의 교환이 일어난다. 쿠릴 열도를 따라 북동쪽으로 흐르는 지류는 차고 저염인 오토츠크 표층수와 혼합된다(Yasuoka, 1967). 다른 하나는 동캄차카 해류(East Kamchatka Current)로 북부 쿠릴을 통해 오토츠크해로 들어와 캄차카 해안을 따라 북쪽으로 흐른다. 이 해류는 북쪽의 대륙주변을 따라 흘러 서쪽으로 방향을 바꾸어 사할린 섬을 따라 남쪽으로 흐르며 저기압성의 환류(cyclonic gyre)를 형성한다(Fig. 1-3a-b). 오토츠크해는 북반구의 북서 태평양에 위치하면서 북위 45° 와 60° 사이에 위치하지만 겨울철에 바다 얼음이 형성되는 극지 기후의 독특한 특징을 보인다. 특히 겨울철에 바다 얼음이 결빙됨에 따라 밀도가 높아진 표층수는 하강하며, 이렇게 생성된 중층수는 북태평양의 중층수와 심해수 형성 및 수괴순환에 중요한 역할을 한다(Talley, 1991). 오토츠크해의 표층해수 온도는 하절기인 6월부터 9월까지 6°C에서 12°C로 나타난다(Zenkevitch, 1963). 초가을이 되면 해수는 급격히 냉각되기 시작하여 11월말에는 바다 얼음의 결빙이 시작되어, 이듬해 3월이 되면 해수면이 최대 70-80% 까지 결빙되며 6월초까지 지속된다(Zenkevitch, 1963)(Fig. 1-4a-b). 겨울철에는 해수의 결빙으로 해수의 밀도가  $<27.2\sigma_t$  정도로 증가하여 수괴의 역전이 가능하게 된다. 반대로 이렇게 광대하게 결빙된 얼음이 늦봄부터 녹아 형성된 용빙수와 Amur 강으로부터 유입되는 대량의 담수는 여름부터 늦가을까지 오토츠크해의 표층수의 염분도가 낮아지게 하는 원인이 되게 하여, 표층수의 Overtum을 방해하여 140 m에 이르는 성층화된 저온의 안정된 수괴를 형성한다(Reid, 1965).

Fig. 1-5는 오토츠크해 주변을 둘러싸고 있는 대륙의 여러 가지 뚜렷한 식물군의 변화를 보여준다(Morley et al., 1991). 오토츠크해를 둘러싼 가장 주요한 식물군은 툰드라와 북방의 한대종 삼림군이다. 캄차카 반도를 중심으로 분포하는 툰드라 식물군은 수목이 아닌 nonarboreal 종이 우세하고, 한대종 식물군에는 비교적 낙엽송이 적은 소나무와 같은 침엽수가 우세하게 분포되어

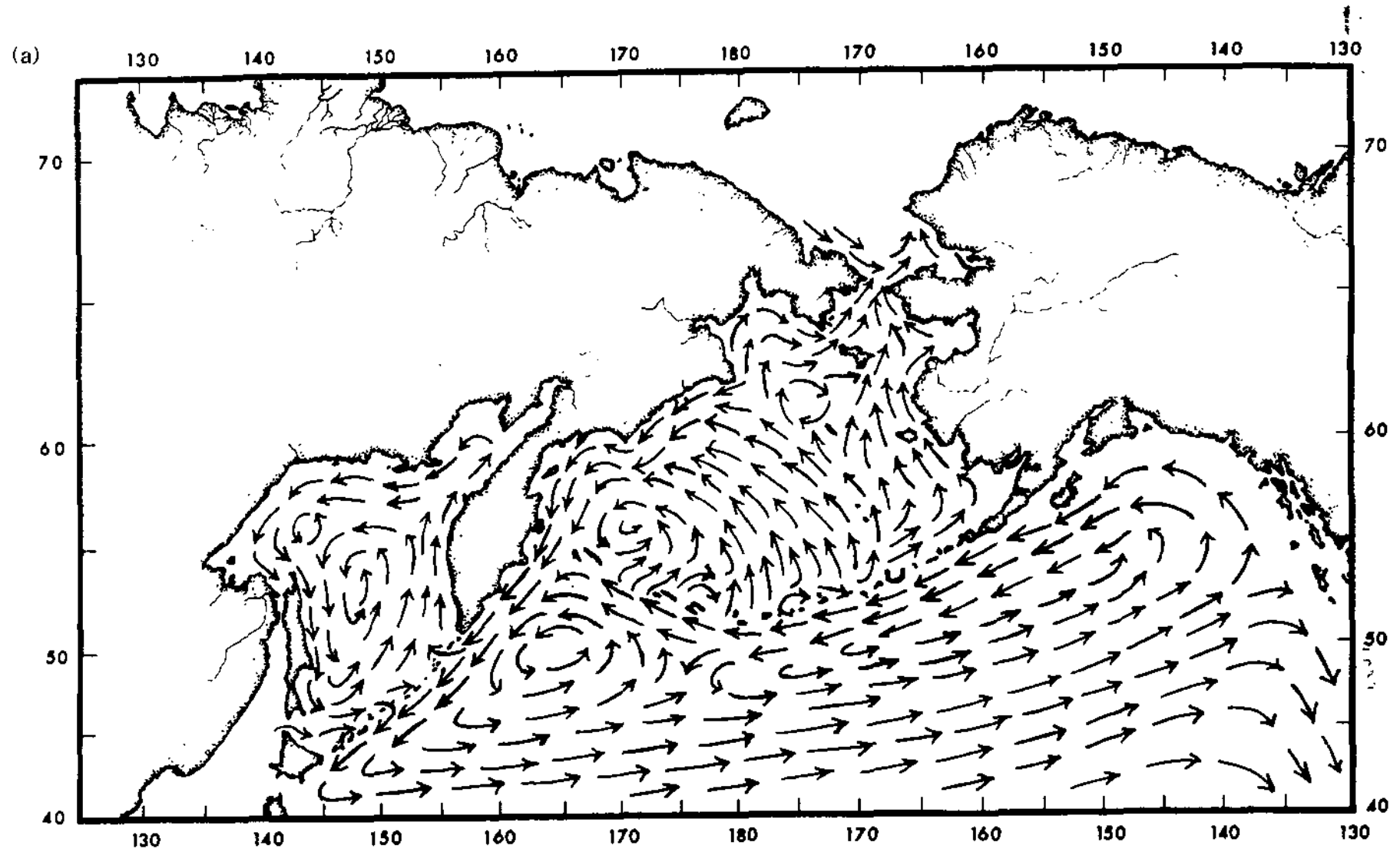
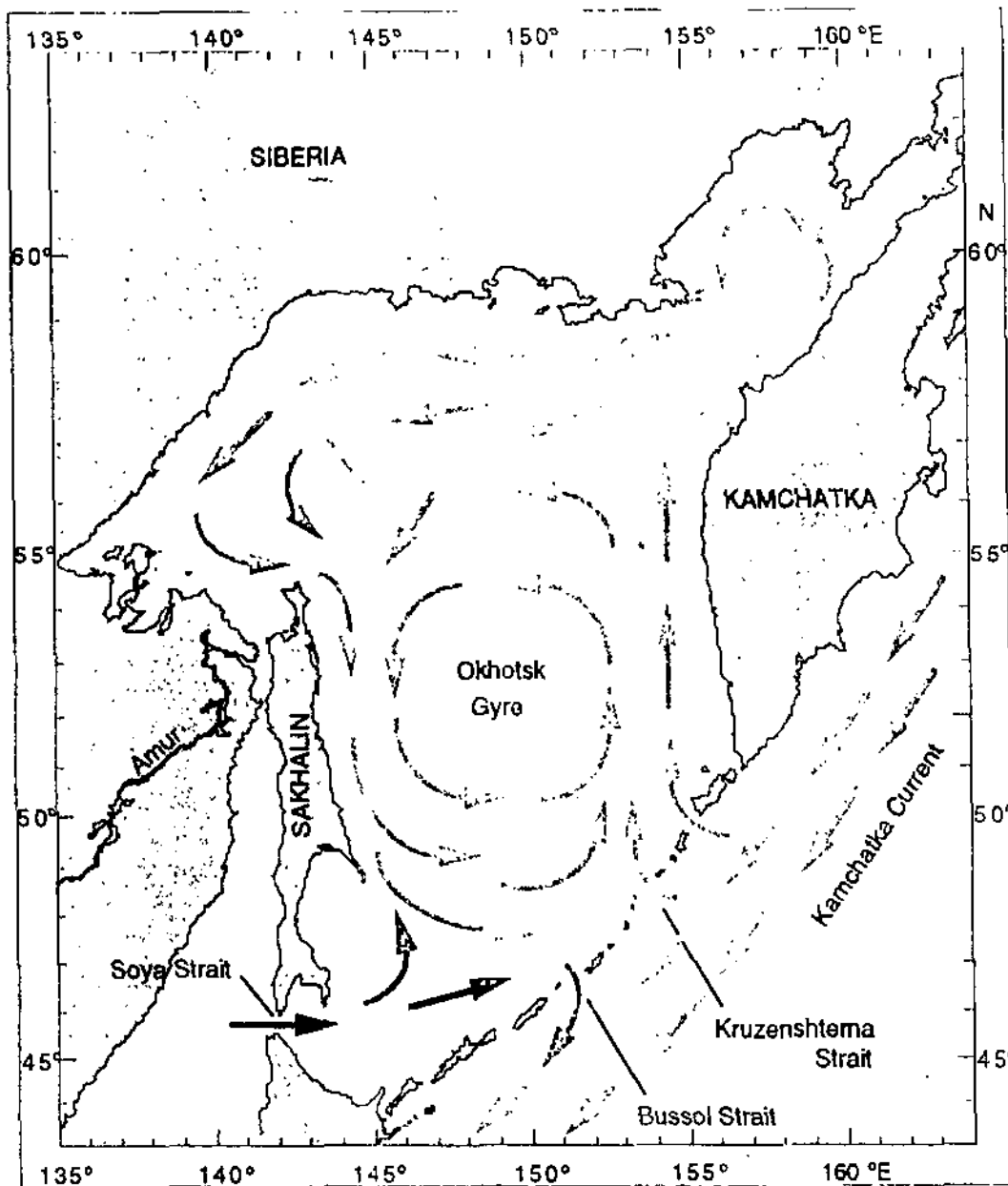


Fig. 1-3. (a) Generalized circulation in the North Pacific and marginal Seas. From Sancetta (1981). (b) Major surface current systems in the Sea of Okhotsk. Modified from Sancetta (1981).

(b)





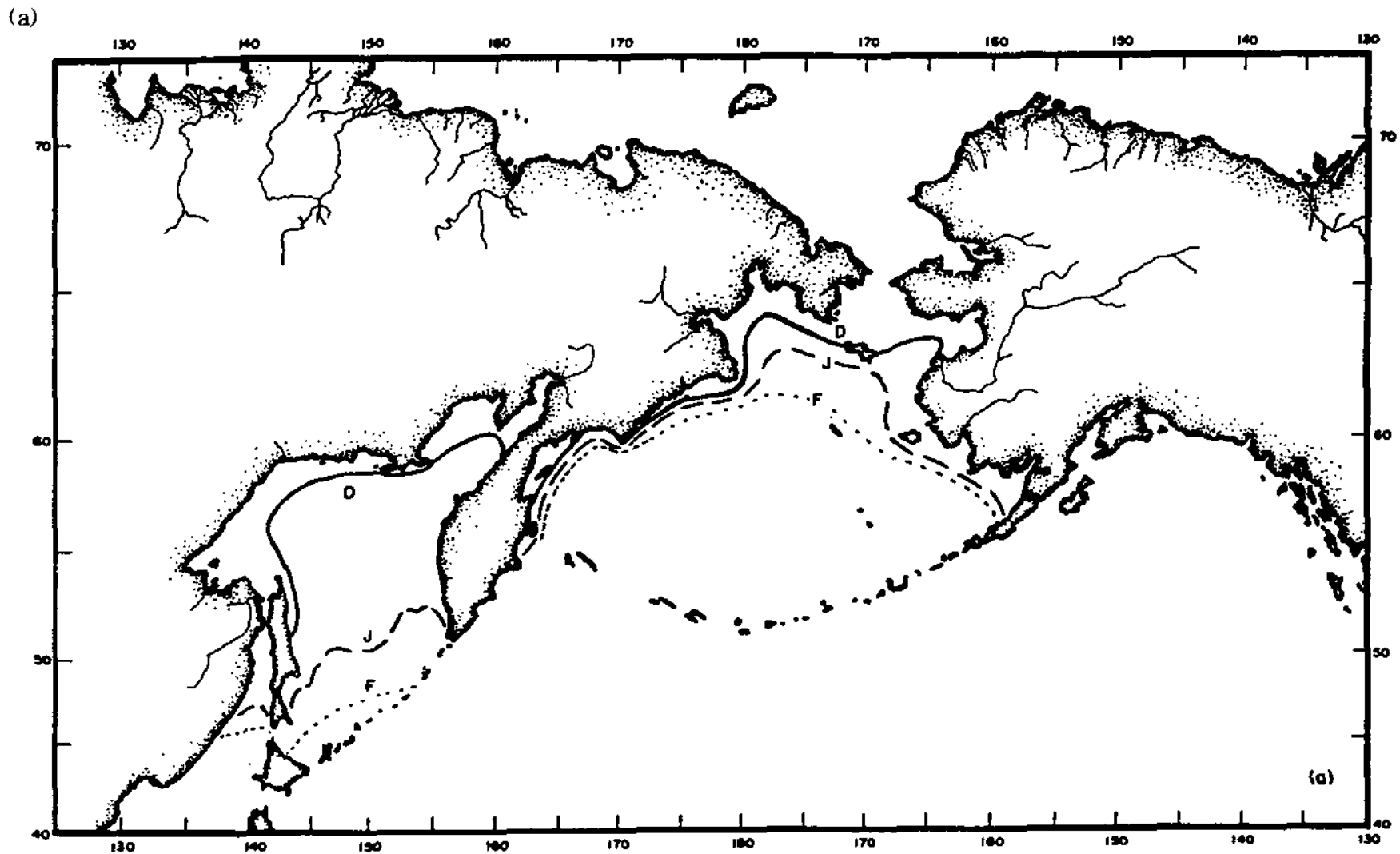
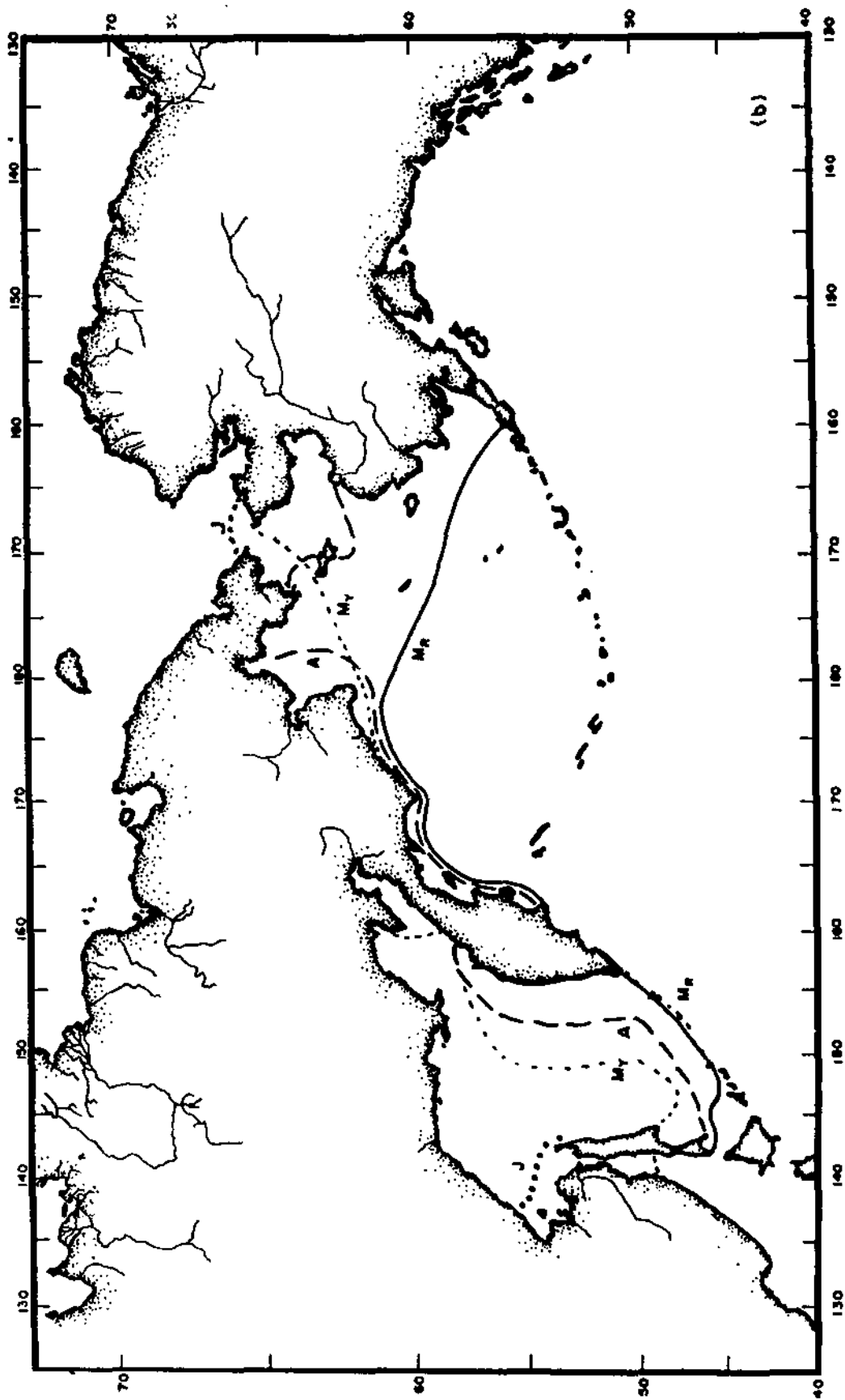


Fig. 1-4. Monthly limit of sea ice. (a) Limit for December (solid line), January (dashed line), and February (short dashed line). (b) April (dashed line), May (short dashed line), and June (dotted line). From Sancetta (1981).

(b)



(b)

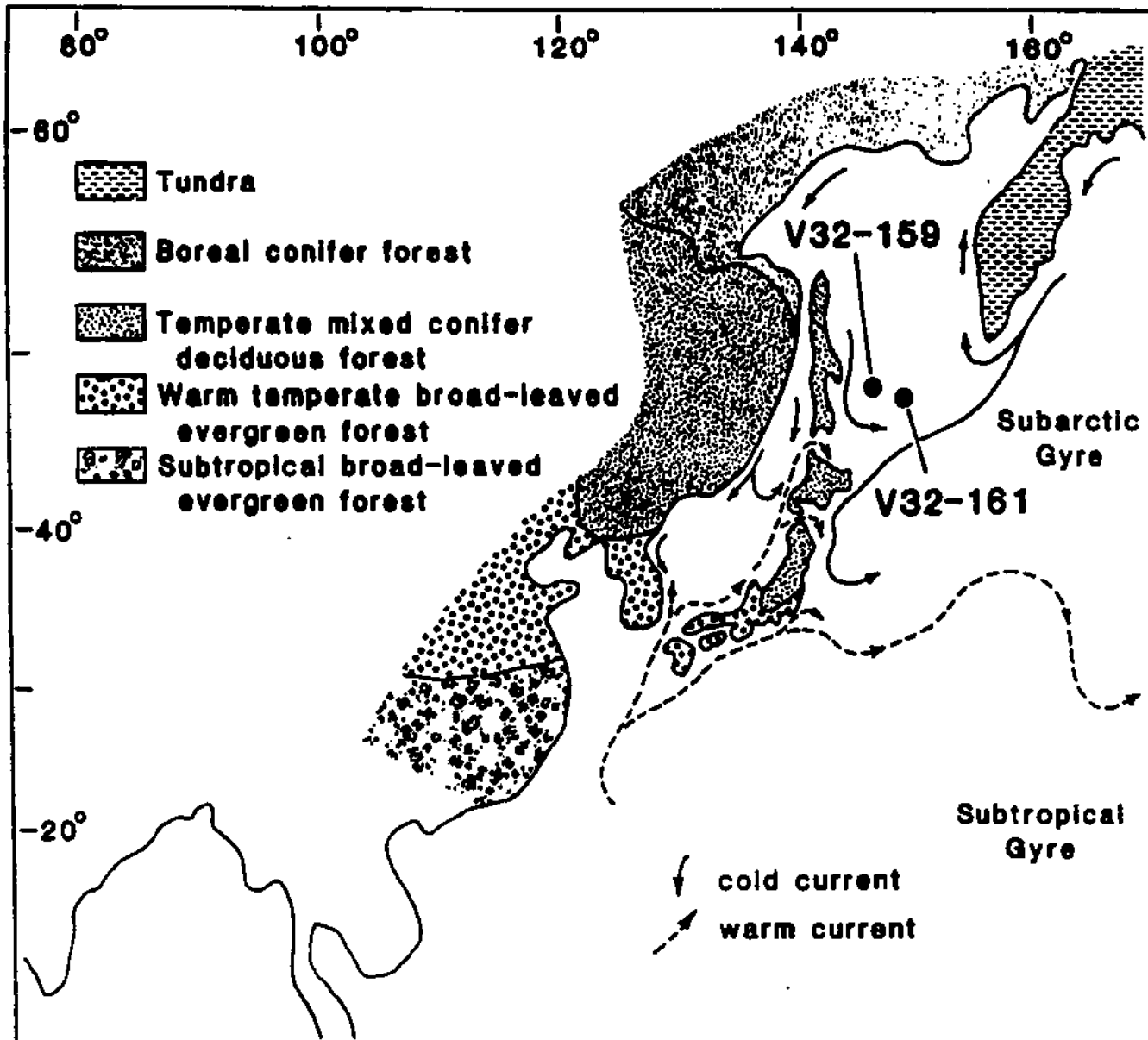


Fig. 1-5. Location and regional setting of cores V32-159 and V32-161 taken from the Sea of Okhotsk. Arrows indicate flow of major surface ocean currents in the northwest Pacific and its marginal seas. The two major vegetation units around the Sea of Okhotsk are tundra and boreal forest. From Morley et al. (1991).

있다(Morley et al., 1991).

#### 다. 오호츠크해에서의 해양지질 연구현황

1950, 60년대에 Bezrukov(1955)와 Zhuze(1962) 등 러시아의 과학자들에 의해 오호츠크해에서 채취된 표층퇴적물에의 암석학, 지화학 및 미고생물 연구가 시작되었으나, 이 해역에서 생물기원 탄산염이 매우 낮게 산출되기 때문에 정확한 층서 연구나 고해양학 분야의 연구가 매우 제한적으로 이루어졌다. 1978년 일본의 Aoki와 Oinuma는 오호츠크해 표층퇴적물에 분포하는 점토광물은 주로 montmorillonite, chlorite와 illite로 이루어졌고 적은 양의 kaolinite는 사할린 섬 동부 대륙사면에 주로 분포되어 있음을 밝혔다(Fig. 1-6). 이들 점토광물은 지역에 따라 다른 분포양상을 보이며, 주로 화산 기원의 물질과 주변의 대륙에서 기원한 다양한 암석이나 토양에 의해 영향을 받는 것으로 밝혀졌다(Aoki & Oinuma, 1978). Sancetta(1981)는 표층 퇴적물에서의 구조류의 종조성 분포와 표층 생산력은 오호츠크해의 주요 수괴분포 및 결빙된 바다 얼음의 지속성과 밀접한 관계가 있음을 규명하였다. 특히 오호츠크해의 표층 퇴적물에서 *Thalassiosira trifulta*와 *Actinocyclus curvatulus*가 우점종으로 산출되며, 이들은 주로 Okhotsk Gyre의 중앙부에 분포한다(Fig. 1-7). 또한 *Chaetoceros* 포자(spores)와 *Bacterosira fragilis*의 포자는 대부분 동부와 서부의 대륙사면을 따라 분포한다(Fig. 1-8). *Chaetoceros* 포자는 오호츠크해의 높은 일차 생산력을 지시하는 종으로 이 같은 현상은 남극의 브랜스필드 해협 의 퇴적물 코아에도 뚜렷하게 나타난다(Sancetta, 1981; 한국해양연구소, 1997). *Denticulopsis seminae*와 *Thalassionema nitzschioides* 종은 온난하고 고염도를 지닌 오호츠크해로 유입되는 쓰시마 난류의 영향을 받는 해역인 오호츠크해의 심해저 분지의 퇴적물에 주로 분포한다(Fig. 1-9).

특히 지난 10여 년 동안 이 지역에서 채취한 퇴적물을 이용하여 산소동위원소 분석, 탄소연대 측정과 여러 가지 지화학 분석 그리고 미화석에 대한 연구가 수행되었으며, 그 결과 오호츠크해에서 일차적인 층서가 부분적으로 정립되었다(Morley et al., 1991; Gorbarenko et al., 1988; Keigwin, 1991, 1998). 중앙 오호츠크해의 "Academy of Sciences Rise"의 남부 대륙사면에서 시추된 퇴적물 코아의 연구결과에 의하면 오호츠크해의 환경변화는 북서 태평

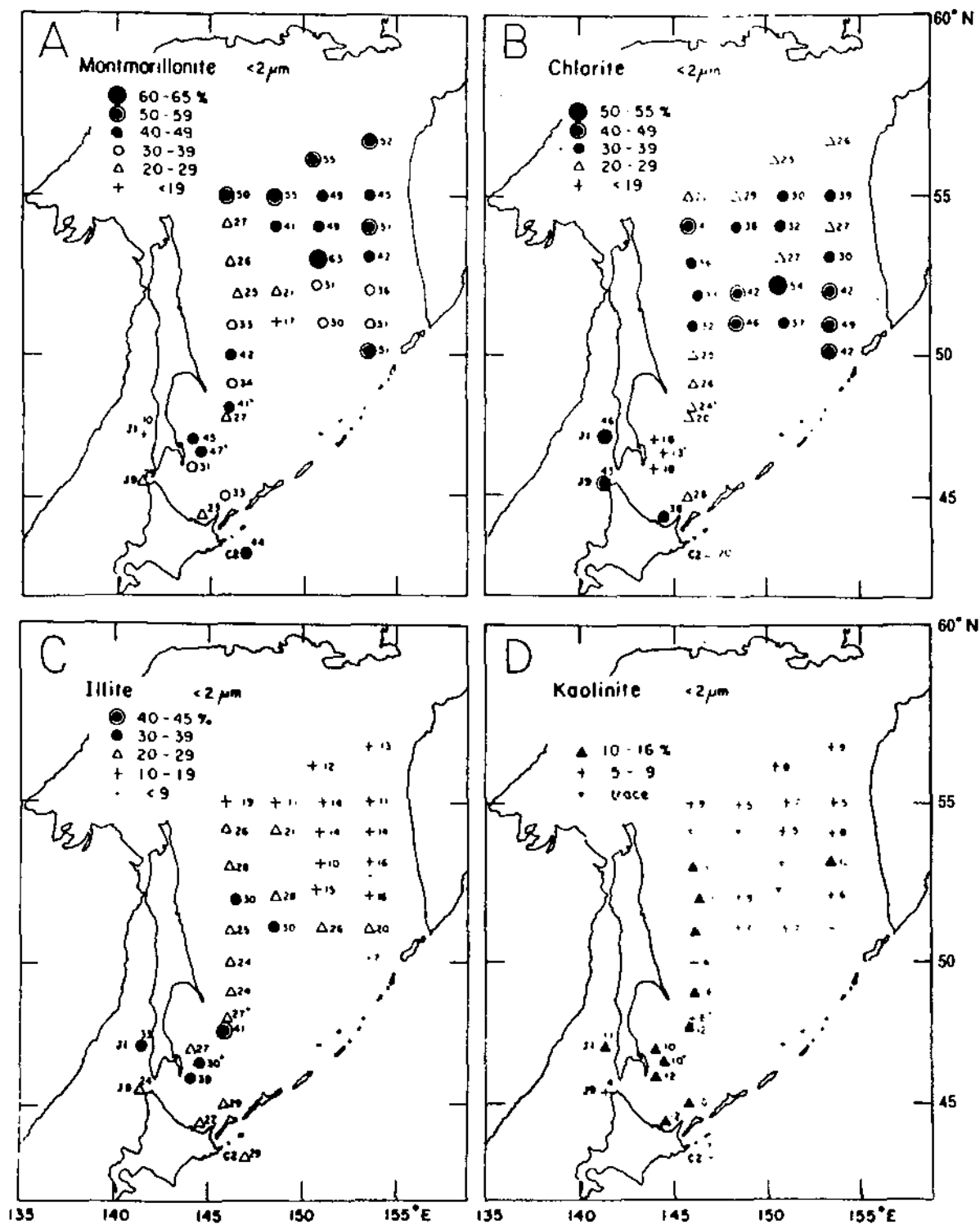


Fig. 1-6. Contents of montmorillonite (A), Chlorite (B), Illite (C), and Kaolinite (D) in the clay fractions finer than  $2\ \mu\text{m}$ . Numbers indicate the percentages of clay minerals. Data on clay mineral compositions from the Japan Sea (J1 and J9) and the Pacific Ocean (C2) are quoted from a paper Oinuma and Aoki (1976). From Aoki & Oinuma (1978).

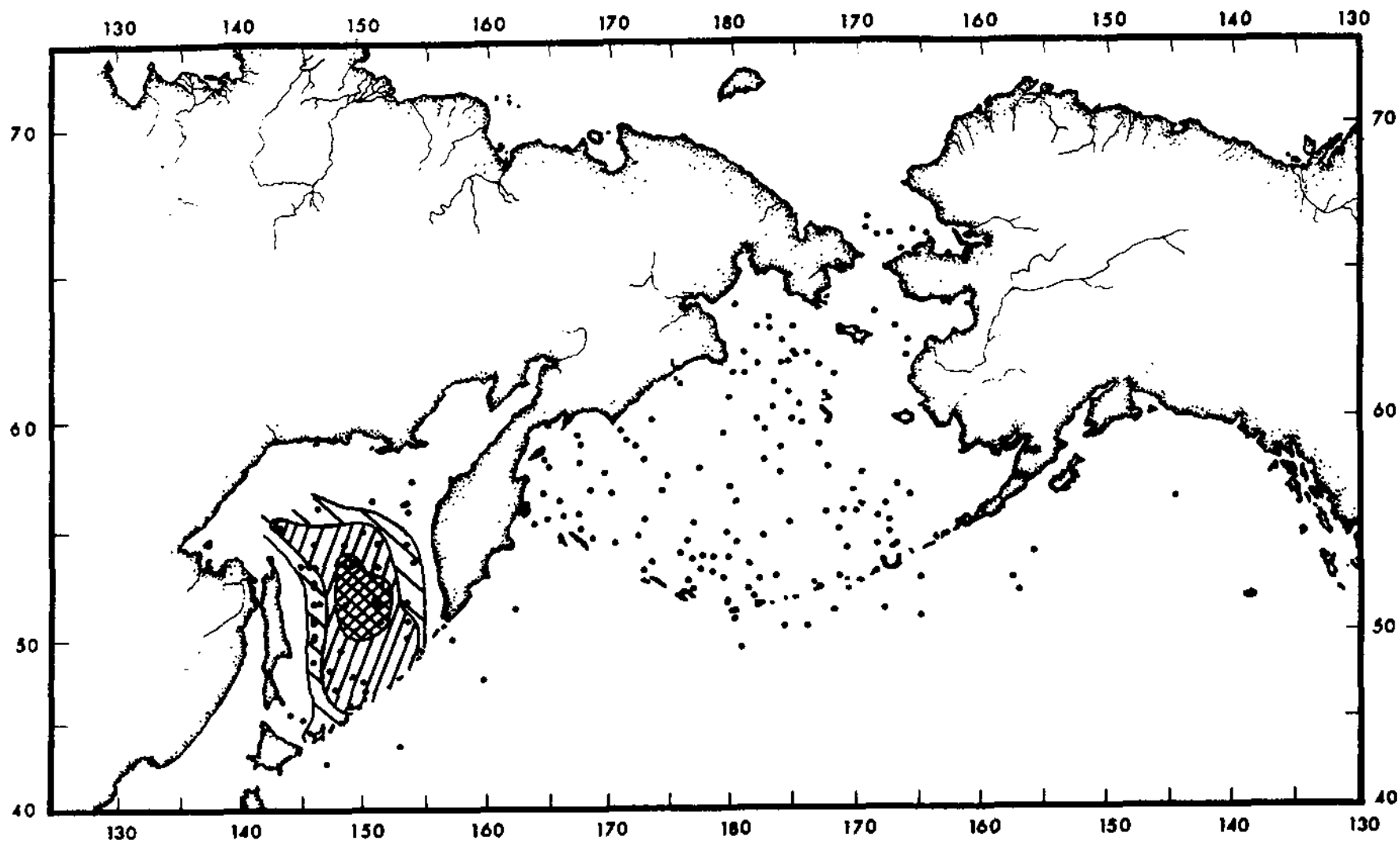


Fig. 1-7. Distribution of Okhotsk Gyre assemblage (*T. trifulta* and *A. curvatulus*). Contours at factor loadings of 0.900, 0.600 and 0.300). From Sancetta (1981).

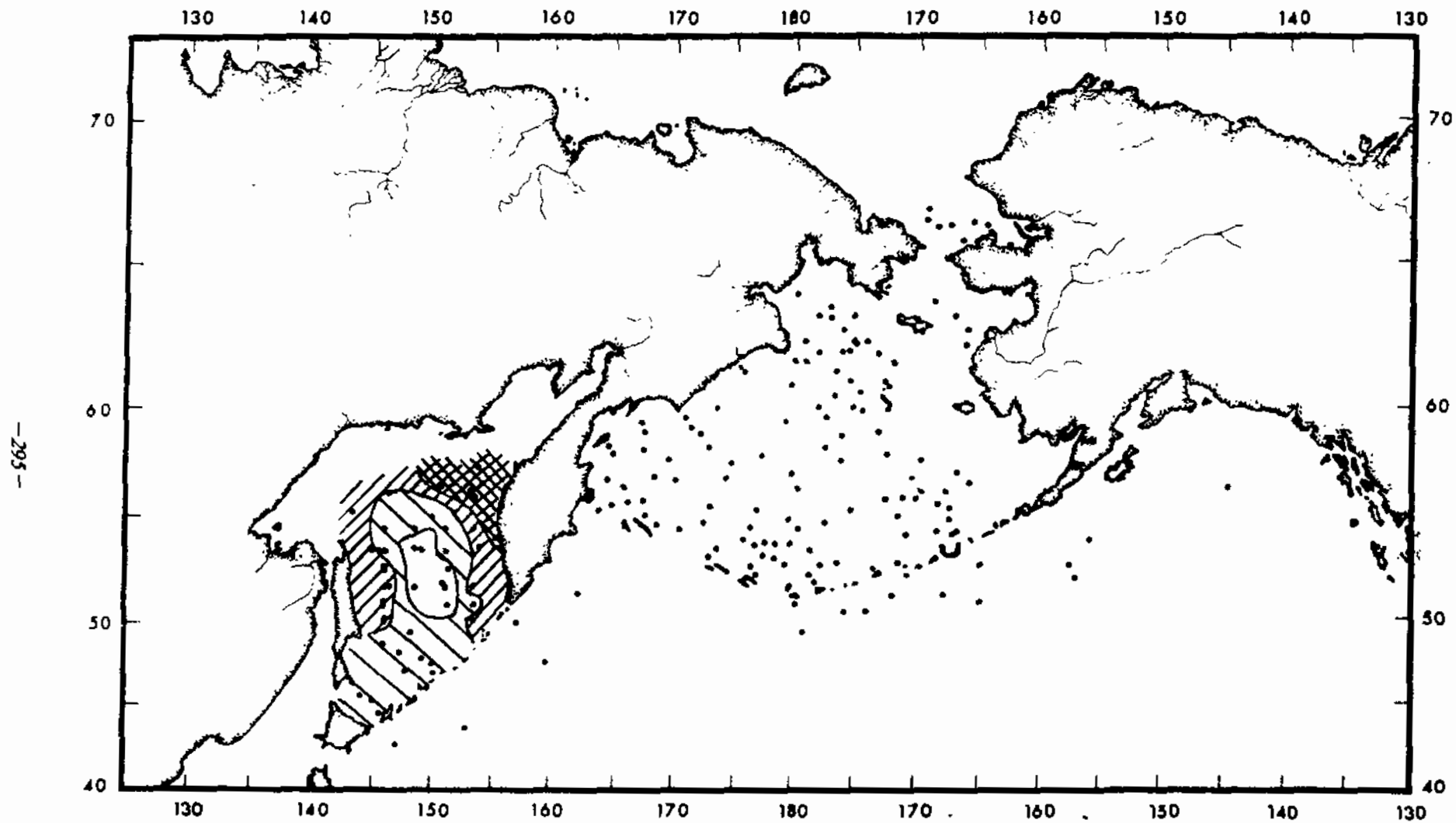


Fig. 1-8. Distribution of Okhotsk Slope assemblage (*Chaetoceros* spores and *B. fragilis* spores). Contours at factor loadings of 0.900, 0.600 and 0.300). From Sancetta (1981).

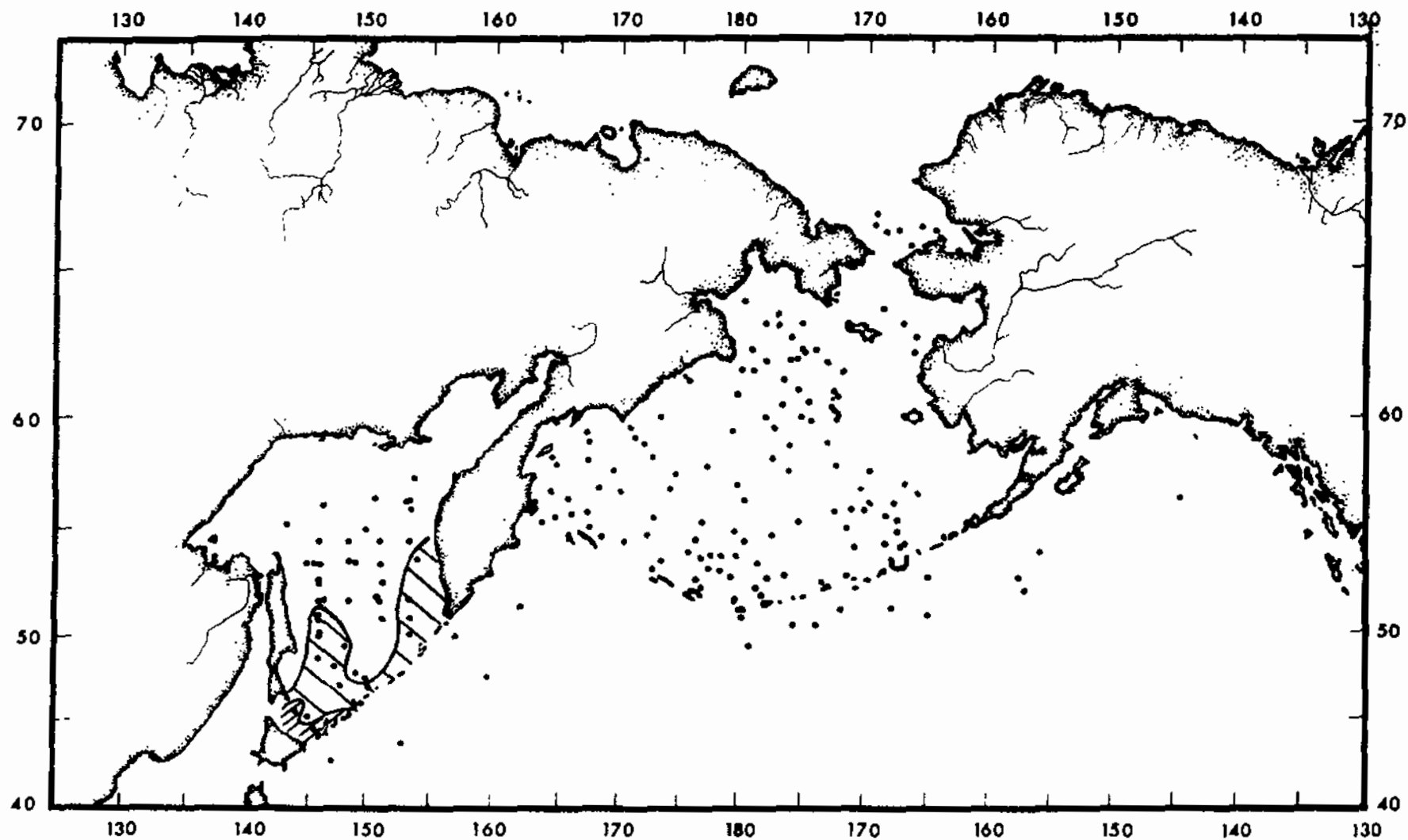


Fig. 1-9. Distribution of Okhotsk Basin assemblage (*D. seminæ* and *T. nitzschioides*). Contours at factor loadings of 0.600 and 0.300). From Sancetta (1981).



양의 조건과 매우 밀접한 관계가 있는 것으로 밝혀졌다. Gorbarenko(1996)는 북서 태평양과 오호츠크해 그리고 베링해에서 시추한 퇴적물 코아를 이용하여 산소 동위원소, 지화학, 퇴적암상 및 미화석 연구를 하였다. Keigwin(1998)은 오호츠크해의 Akademia Nauk Rise와 북서 태평양의 Detroit Seamount 지역에서 시추한 30여 개의 퇴적물에 분포하는 저서성 유공충인 *Cibicidoides*와 *Uvigerina*의 산소동위원소를 분석하여 마지막 빙하기의 고해양 복원에 관한 연구를 수행하였다.

90년대에 이르러 러시아의 정치적 변화로 인하여 서구 여러 나라에 의해 오호츠크해에 관한 연구가 점차 개방됨에 따라 그 관심도가 증대되어 왔다. 특히 독일의 GEOMAR 해양지질연구소는 러시아의 블라디보스톡에 있는 태평양 해양연구소(POI; Pacific Oceanographical Institute in Vladivostok), 모스크바의 P. P. Shirshov 해양연구소와 공동으로 오호츠크해에 대한 종합 해양 연구를 수행하고 있다. Fig. 1-10과 1-11은 GEOMAR 해양지질연구소와 러시아 POI와 P. P. Shirshov 해양연구소와 공동으로 1996년과 1998년에 부산을 출발하여 오호츠크해역에서 수행한 해양지질 및 지구물리 탐사 지역 그리고 시추코아의 위치를 나타낸다(Nuernberg et al., 1997; Nuernberg, personal communication, 1998). 이들 연구소는 1996년 중앙 오호츠크해와 동부 사할린 섬 대륙사면에서 교란되지 않은 양질의 수 십 점의 퇴적물 코아를 시추하였다(Figs. 1-12, 1-13). 또한 이들 연구팀은 1998년 하계(8월 7일 - 9월 12일)에 오호츠크해에서 러시아 지질조사 선인 R. V. Akademik Lavrentyev호를 이용하여 Sakhalin slope-Central Okhostk Sea-Kamchatka slope를 잇는 탐사를 수행하여 20여 점의 중력 코아를 채취하였다(Fig. 1-14). 아울러 일본의 홋카이도 대학의 저온연구소 등과 미국의 우즈홀 해양연구소(Woods Hole Oceanographic Institution) 역시 수 년 전부터 이 지역에 대한 관심을 가지고 연구를 수행하고 있다. 최근에는 영국의 스코트 극지연구소(Scott Polar Research Institute)에서도 러시아의 Russian Academy of Sciences (KIEP)와 공동으로 "PROJECT KAMCHATKA '98"의 프로그램으로 오호츠크해의 동부에 위치한 캄차카 반도를 중심으로 생태학 연구가 시작되어 수행되고 있다.

## 2. 연구의 목적

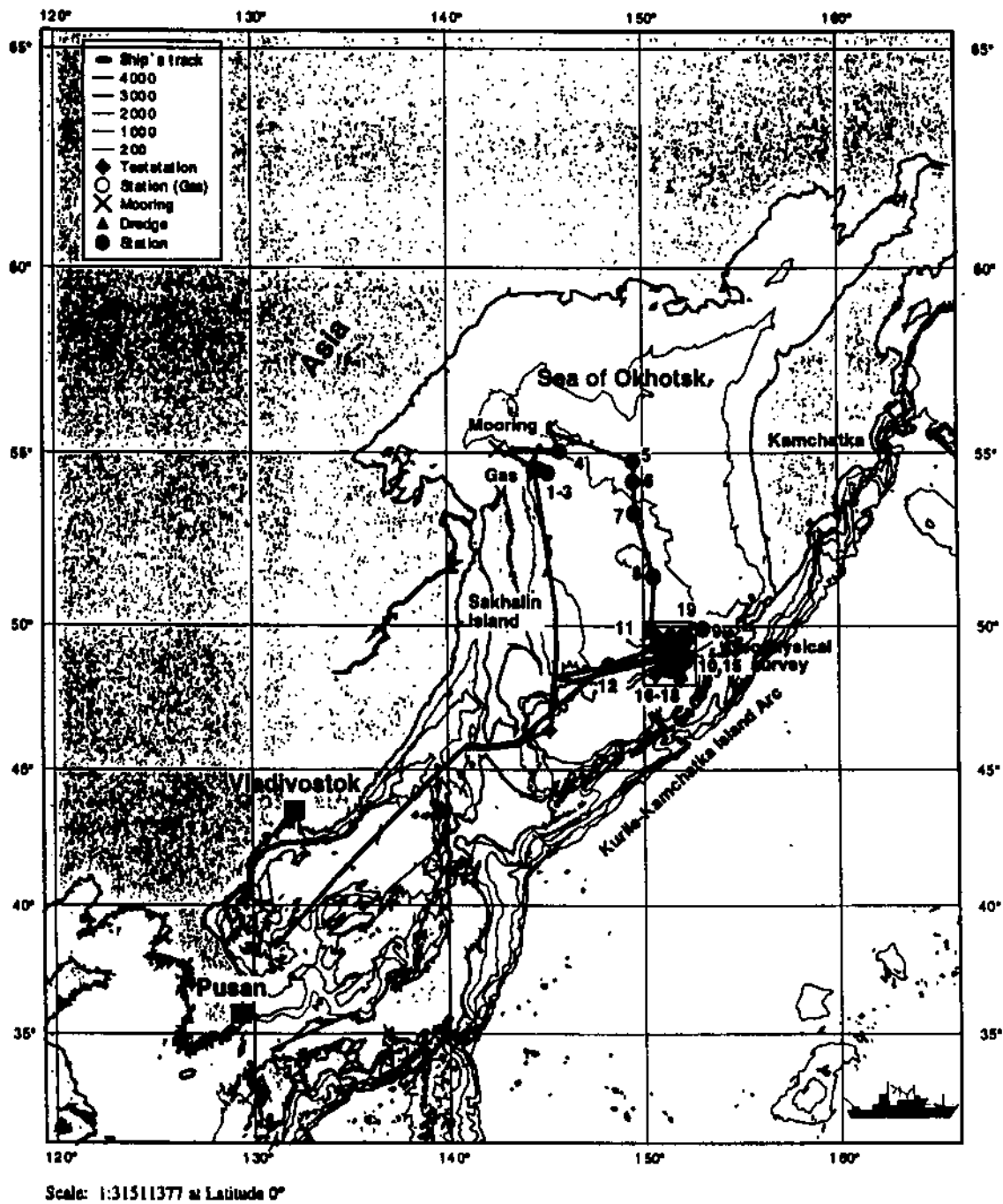
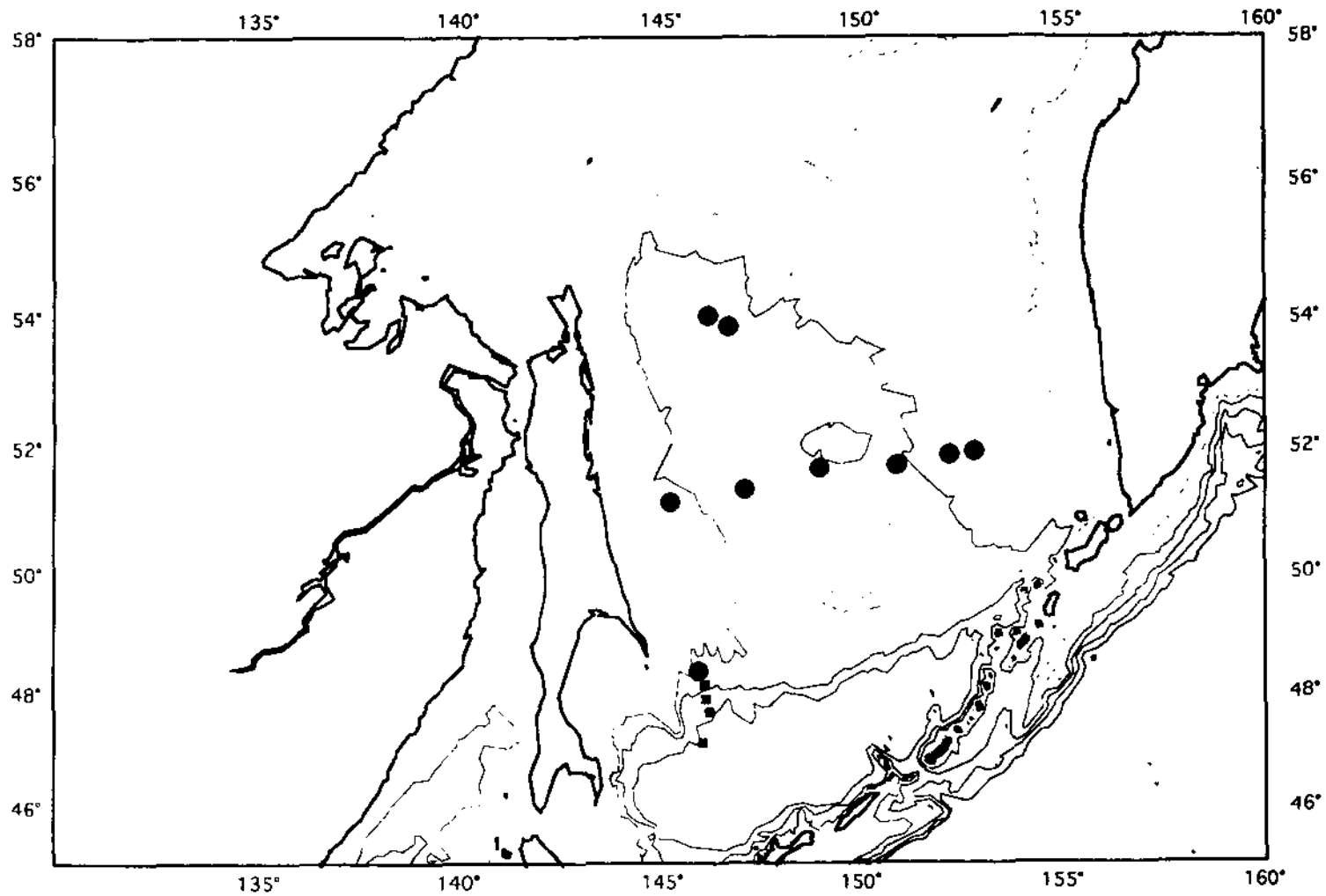
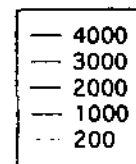


Fig. 1-10. Ship's track of R/V Akademik Lavrentyev during cruise 27 and site locations. From Nuernberg et al. (1997).



Scale: 1:20349680 at Latitude 0°

Fig. 1-11. Core locations in the Sea of Okhotsk. From Nuernberg (Unpublished data, personal communication, 1998).



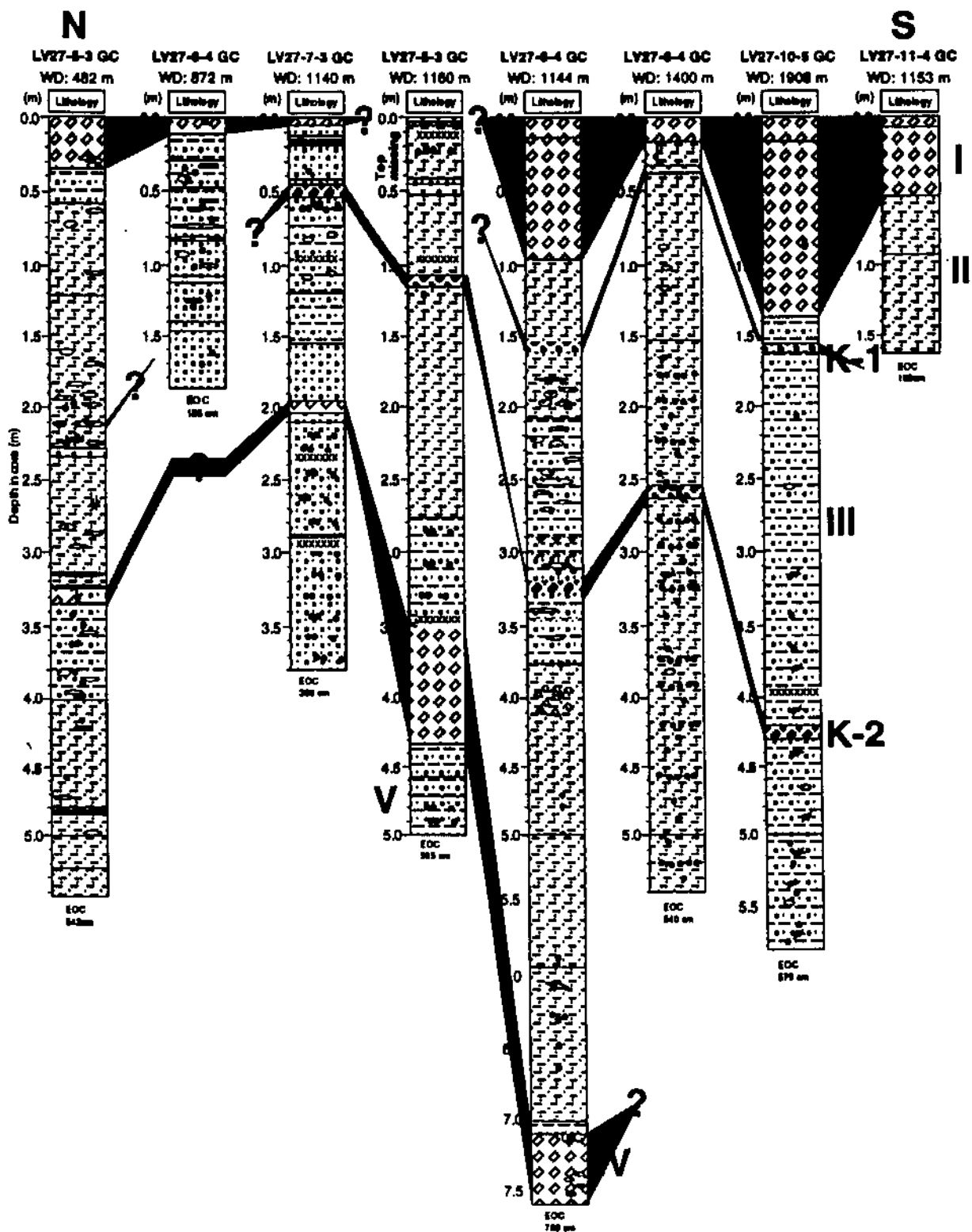


Fig. 1-12. Lithostratigraphy of central Okhotsk Sea sediment cores and core correlation (shading) based on lithology and magnetic susceptibility records. From Nuernberg et al. (1997).

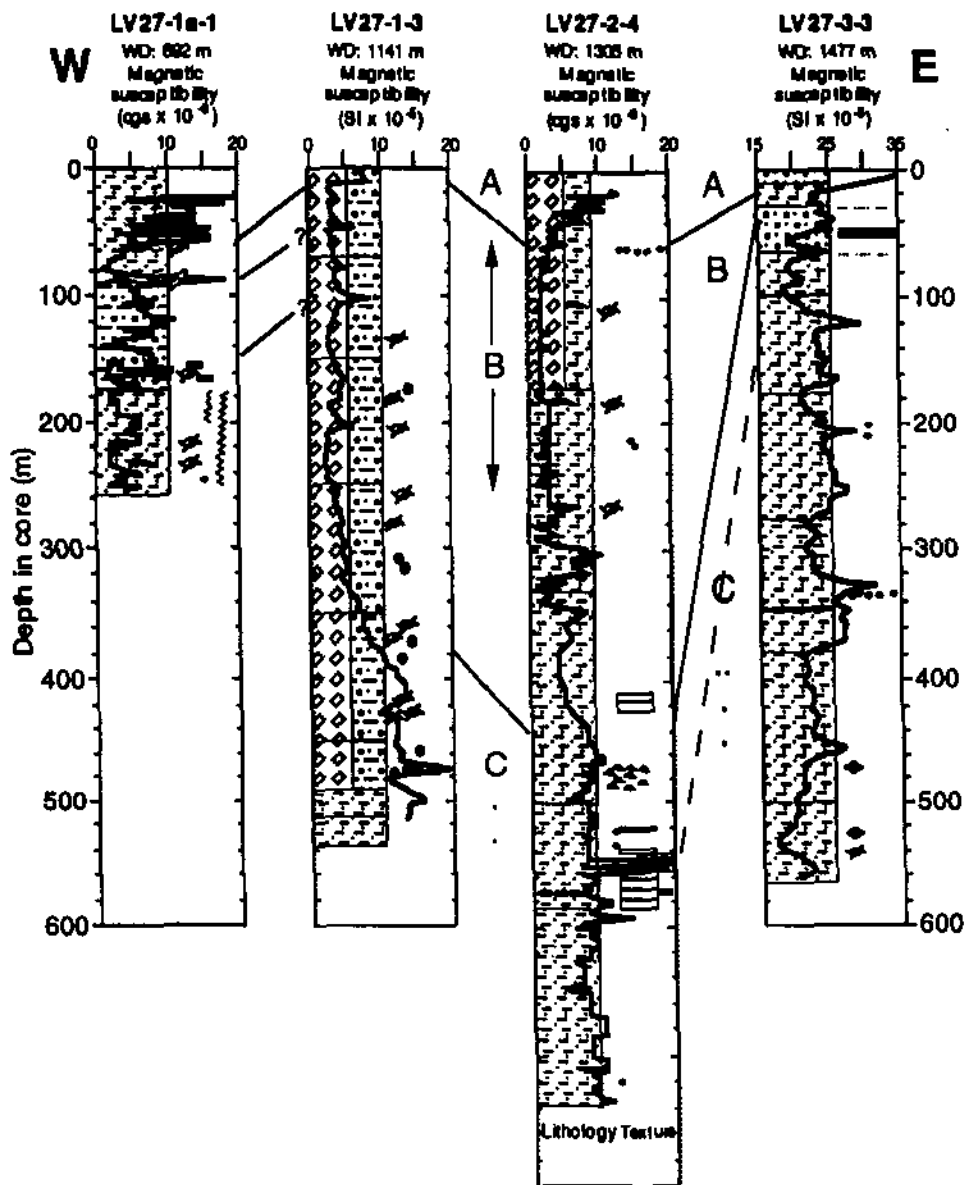


Fig. 1-13. Tentative correlation of eastern Sakhalin slope cores (54° 30'N) based on magnetic susceptibility, physical property and lithology. From Nuernberg et al. (1997).

# Lithostratigraphy and core correlation along an East-West transect across the Sea of Okhotsk

(based on sediment records recovered by the GEOMAR gravity corer system)

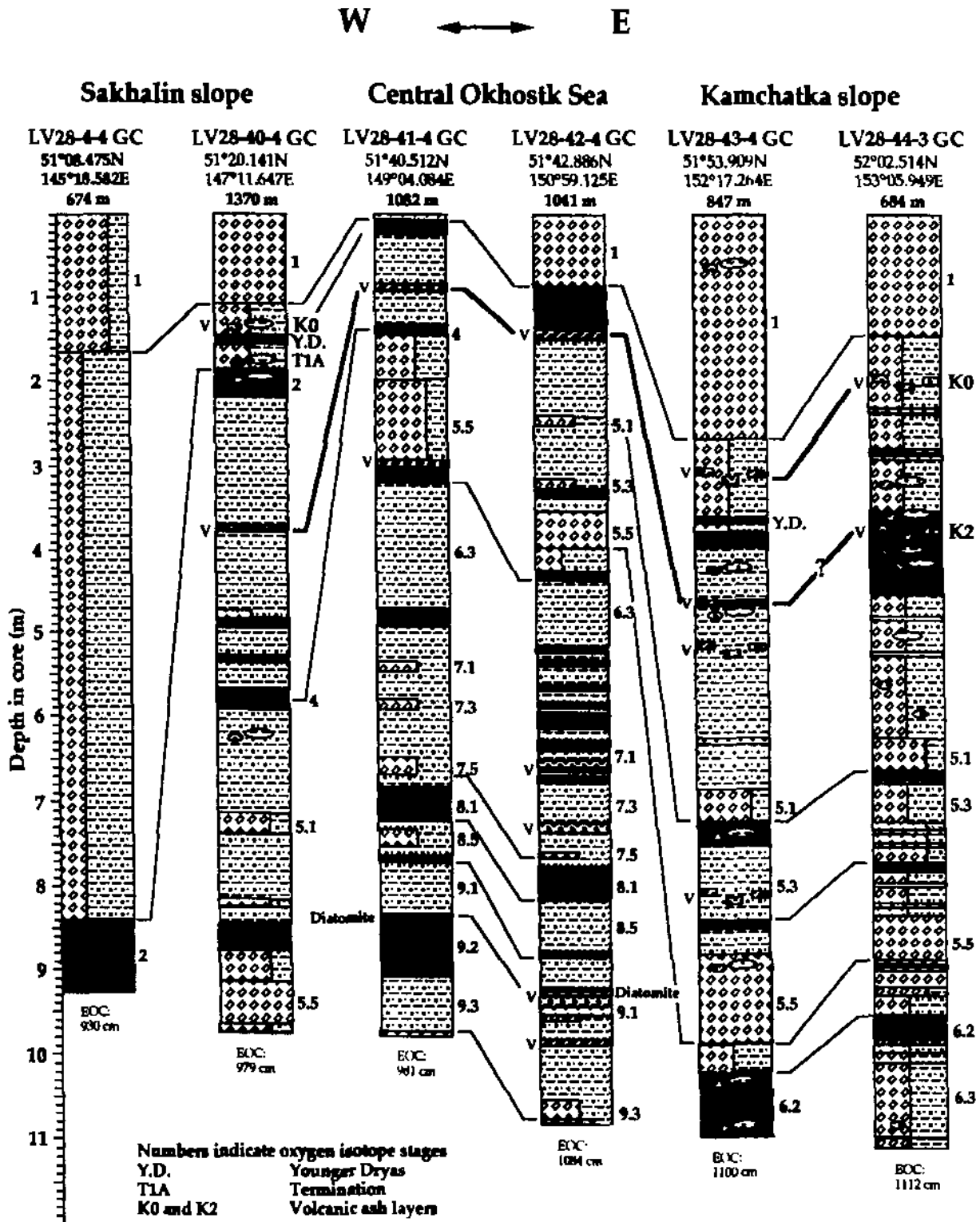


Fig. 1-14. Lithostratigraphy and core correlation along an East-West transect across the Sea of Okhotsk. From Nuernberg (unpublished data, personal communication, 1998).

본 연구의 목적은 1998년부터 한국해양연구소 극지연구센터에서 수행하는 오호츠크해 종합해양연구의 세부과제로 향후 이 지역에서 제 4기 고기후 및 고해양 연구 수행에 필요한 자료의 수집하여, 중·장기적 연구계획에 필요한 자료로 이용하는데 있다. 또한 지금까지 타국에 의해 수행된 오호츠크해에서의 연구결과를 정리하여 향후 수행될 정확한 연구과제를 개발하고 이에 필요한 사전 지식을 얻고자 목적이 있다. 따라서 이 보고서는 제 1차 년도에 수행한 과제의 부분으로, 특히 그 동안 이 지역에서 다른 나라의 과학자들에 의해 수행되어온 고해양 및 고기후 연구에 관점을 두어 설명하고자 한다.

또한 본 연구의 지속적이고 성공적인 수행함에 있어 다음과 같은 연구과제를 중심으로 2차 년도부터 과제가 수행되어야 할 것으로 생각된다. 따라서 2차 연도인 1999년부터 해양조사선을 이용하여 양질의 퇴적물 코어를 시추한 후 수행되어야 하는 구체적인 연구과제는 다음과 같다.

가. 오호츠크해서의 후기 제 4기 빙하기와 간빙기에 일어난 고해양 환경변화의 증거를 밝히기 위해 고해상도(high-resolution)의 층서를 확립한다.

나. 부유성(*N. pachyderma* sin.) 및 저서성(e.g., *C. wuellerstorfi*, *Uvigerina* sp.) 유공충의 석회질 각질을 이용하여 산소 및 탄소 안정동위원소와 카드뮴(Cd)을 분석하여 후기 제 4기 빙하기와 간빙기 동안의 오호츠크해서의 중층수 생성과 북서 태평양의 중층수 형성과의 관계를 규명하고 수괴순환과 영양염류의 변화를 추적한다.

다. 부유성(*N. pachyderma* sin.)과 저서성(e.g., *C. wuellerstorfi*, *Uvigerina* sp.) 유공충의 산소 및 탄소 안정동위원소 측정하여 마지막 빙하기 동안에 일어난 짧은 주기를 가진 급격한 기후변화의 기록을 밝혀 우리 나라의 동해, 북태평양, GIN Sea 및 그린란드(Greenland Ice Core) 및 남극(Vostok Ice Core) 빙상코아에 기록된 millennial-scale 기후변화와 대비하여 전지구(global) 규모 및 지역적인 지구환경 변화와 그 원인을 규명한다.

라. 후기 제 4기 빙하기와 간빙기 동안의 해수의 순환, 퇴적환경 및 고해양

환경(i.e., 해수면 변화, 바다 얼음 분포, 음빙수 유입, 표층수의 생물 생산력)의 복원과 이 기간에 해저 퇴적물에 유입된 유기물의 기원(육상 또는 해양)을 규명하고 그 유입량(Flux)을 추정한다.

마. 규조류, 와편모조류, 방산충, 유공충 등 미화석의 종 분류를 통하여 생층서를 정립하고 수괴의 특징 및 순환을 비롯한 해양 환경을 복원한다. 더욱이 화분포자의 연구를 통하여 대륙의 기후변화와 동시대적으로 일어난 고해양 환경 변화의 관계를 밝힌다.

### 3. 연구방법

본 연구에 필요한 연구 방법을 간단히 서술하면 다음과 같다.

#### 가. 대자율 측정(Magnetic Susceptibility)

MS는 시추퇴적물을 절개하기 전에 Bartington M.S.2.C Magnetic Susceptibility Meter를 이용하여 선상에서 직접 측정하거나 실험실로 운반하여 1-2 cm 간격으로 측정한다. Fig. 1-13과 3-1은 동부 사할린 섬 대륙사면과 중앙 오호츠크해에서 시추된 퇴적물 코아에서 측정한 MS 값을 이용하여 시추된 코아들 간의 층서 대비를 나타낸 것이다(Nuernberg et al., 1997).

#### 나. 부유성 및 저서성 유공충의 산소 및 탄소 안정동위원소를 이용한 분석방법

피스톤 또는 중력 코아러를 이용하여 본 연구 목적에 필요한 길이가 길고 양질이며 교란되지 않은 해양퇴적물 시추한다. 시추된 퇴적물 시료를 63  $\mu\text{m}$ 의 체를 이용하여 습식 체질하여 건조시킨 후, 크기 125-250  $\mu\text{m}$ 인 부유성(*N. pachyderma* sin.)과 >250  $\mu\text{m}$ 인 저서성(*C. wuellerstorfi*, *Uvigerina* sp.) 유공충을 각각 10-20 그리고 2-4 개체수를 선택한다. 선택된 유공충은 Finnigan MAT 251 Mass Spectrometer를 이용하여 분석한다.



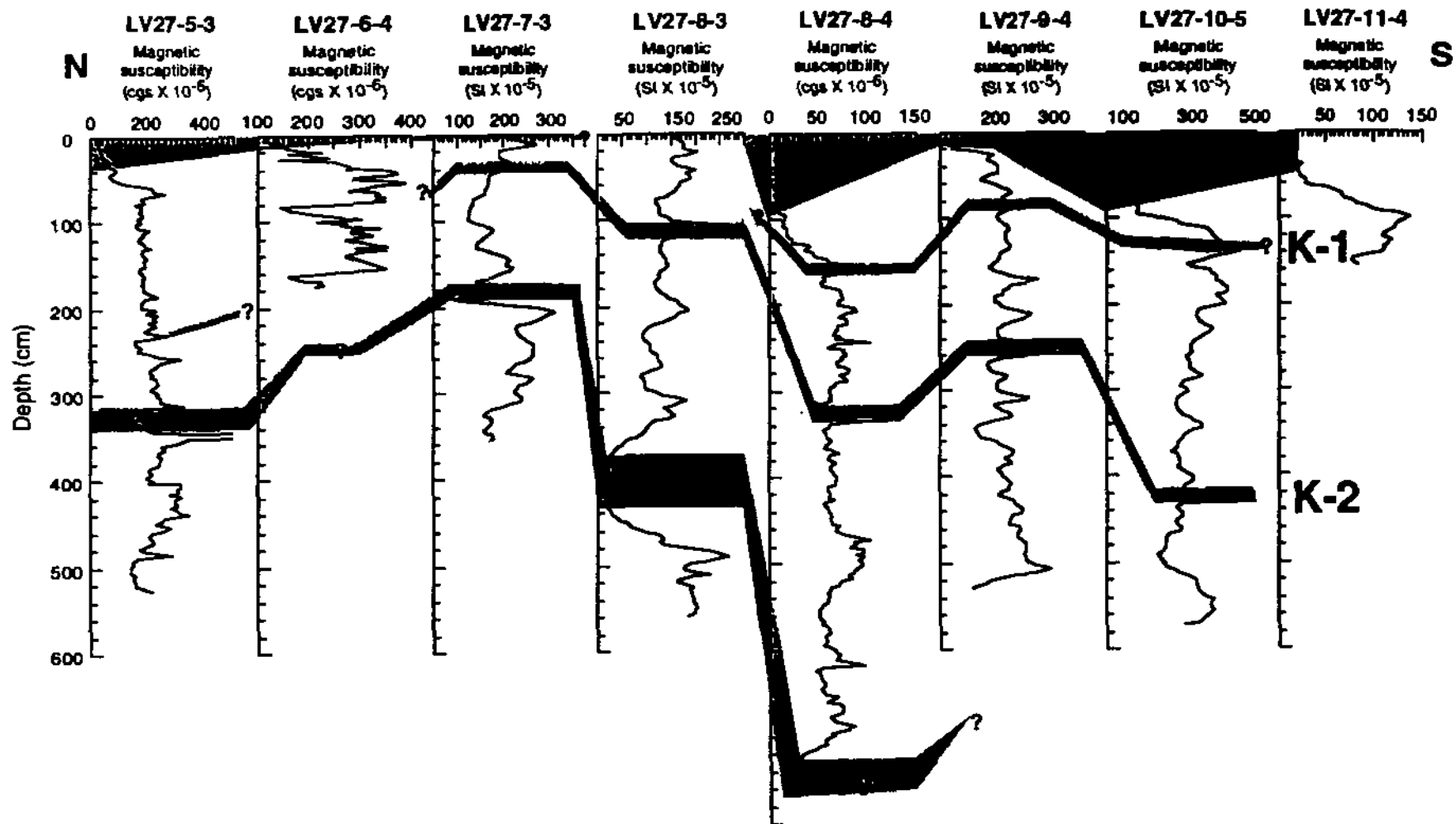


Fig. 3-1. Magnetic susceptibility records of central Okhotsk Sea sediment cores. Core correlation is indicated by thick shadow lines. K-1 and K-2 indicate volcanic ash layers. From Nuernberg et al. (1997).

#### 다. AMS $^{14}\text{C}$ 연대측정

특히 코아의 상부층은 고해양 연구에 필수적인 절대연령 측정을 위하여 약 2000개의 부유성 유공충인 *N. pachyderma* sin.나 다량으로 산출되는 저서성 유공충을 선택하여 AMS(Accelerator Mass Spectrometer)  $^{14}\text{C}$  연대측정에 이용한다.

#### 라. 퇴적학 분석

채취한 퇴적물 시료의 입도분석, X-radiograph, 사진(125-250  $\mu\text{m}$ )내의 육상 및 해양 기원의 조성과 성분비를 밝히고, 빙하와 바다얼음에 의해 운반되어 쌓인 쇄설성 IRD (Ice-rafted debris; > 500  $\mu\text{m}$ )를 X-radiograph에서 counting한다.

#### 마. 유기 지화학 분석

균질한 분말의 퇴적물 시료를 이용하여 TOC,  $\text{CaCO}_3$ , C/N Ratio,  $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$ , Rock-Eval Pyrolysis 및 Biogenic opal 그리고 Barium의 값을 측정한다.

#### 바. 미화석 분석

미화석 종류에 따라 약 10 g의 퇴적물 시료를 채취하여 각각의 연구에 알맞는 방법에 의해 준비를 한다. 유공충은 63  $\mu\text{m}$ 의 체를 이용하여 습식 체질하여 건조시킨 후, 125- 250  $\mu\text{m}$  크기의 시료에서 실체 현미경하에서 동정한다(i.e., Nam 1997). 규조류나 방산충은 퇴적물내의 탄산염을 녹인 후, random settling 방법(e.g., Moore, 1973; Sancetta, 1981; Zielinski, 1993; Brathauer, 1996)으로 박편을 제작하여 미화석을 동정한다. 와편모류나 화분류 화석은 염산과 불산으로 탄산염과 쇄설성 퇴적물을 녹인 후, 유기질 성분의 미화석을 농축시켜 박편을 제작하여 동정한다.

#### 4. 오호츠크해에서의 고기후 및 고해양 연구

후기 제 4기 빙하기-간빙기의 주기와 관련된 고기후와 고해양 환경변화의 역사를 규명하고 복원하기 위하여 퇴적물 코아의 정확한 층서 대비와 절대연령 측정이 필요하다. 가장 일반적으로 석회질의 부유성과 저서성 유공충의 각질의 산소 및 탄소 안정동위원소 값을 측정하여 층서에 이용하는 방법이다. 특히 대략 40,000년 이후에 쌓인 퇴적물 코아의 상부층은 석회질 유공충의 AMS  $^{14}\text{C}$  연대를 측정하여 지질시대에 일어난 사건 등을 밝히고 전지구적 또는 지역적으로 일어난 지질시대의 기록과 대비시킬 수 있다. 이 밖에도 퇴적물을 분석하여 얻은 여러 가지 변수인 암상, 대자율, 미화석의 종조성 분포, 탄산염과 유기물 함량변화, 화산재, Opal 또는 Barium 등도 서로 대비하여 층서를 정립하는데 응용될 수 있다(e.g., Figs. 4-1, 4-6).

북서 태평양의 퇴적물 코아에 산출되는 방산충인 *Lychnocanium grande*, *Rhizosolenia complex*와 *Druppatractus acquilonius* 종이 출현되는 상부층의 제한 연대는 각각 49,000년, 276,000년 그리고 329,000년으로 보고되었기 때문에 (Morley et al., 1982), 이 들 종을 이용한 퇴적물 코아간의 생층서 정립과 대비에 유용하게 이용될 수 있다. Fig. 4-2는 아남극권 해역, 북서 태평양 그리고 북 대서양의 퇴적물 코아에서 *C. davisiana* 종이 빙하기와 간빙기에 산출하는 경향을 나타낸다. 특히 서로 다른 해역에서 시추된 퇴적물에서 *C. davisiana* 종은 간빙기에서보다 빙하기에 산출량이 뚜렷하게 증가하고, 후기 제 4기 빙하기-간빙기에 산출되는 경향은  $\delta^{18}\text{O}$  기록과 양호하게 대비된다 (Fig. 4-2). 따라서 *C. davisiana* 종은 오호츠크해와 같은 아한대 및 고위도 해역에서 생층서를 확립하는데 중요한 종으로 이용된다(Hays et al., 1976; Morley et al., 1991). Fig. 4-3은 오호츠크해의 사할린 동부 대륙사면-중앙 오호츠크해-캄차카 반도 서부 대륙사면을 잇는 Transect에서 시추한 퇴적물 코아의 MS 값과  $\delta^{18}\text{O}$  기록을 대비하여 코아간의 층서 대비에 이용 할 수 있음을 보여준다. 다른 한편으로, 오호츠크해의 퇴적물 코아에 기록되어 있는 화산재 층은 코아의 상호 대비를 통하여 층서 확립 뿐 아니라 화산재 기원을 밝히는데 중요하게 이용된다(Fig. 4-3). 특히 오호츠크해의 중앙 분지에서 시추된 두 점의 코아(LV28-42-4, LV28-43-4)에는 동위원소 Stage 9-7 기간에 5개의

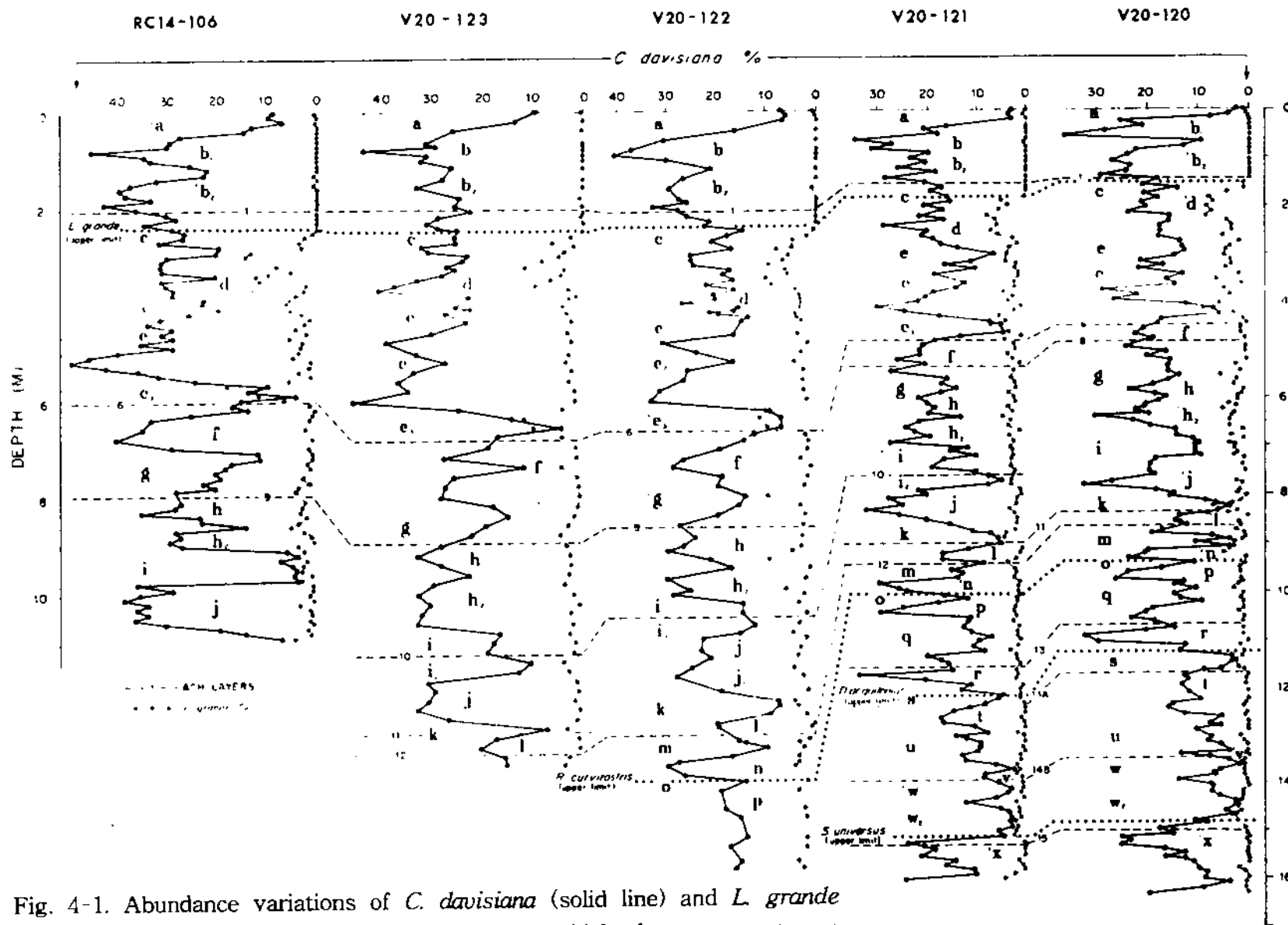


Fig. 4-1. Abundance variations of *C. davisiana* (solid line) and *L. grande* (small dotted line) in five cores which form a west-east transect in the northwest Pacific. Volcanic ash layers (dashed lines), floral and faunal upper limits (large dotted lines). From Morley et al. (1982).

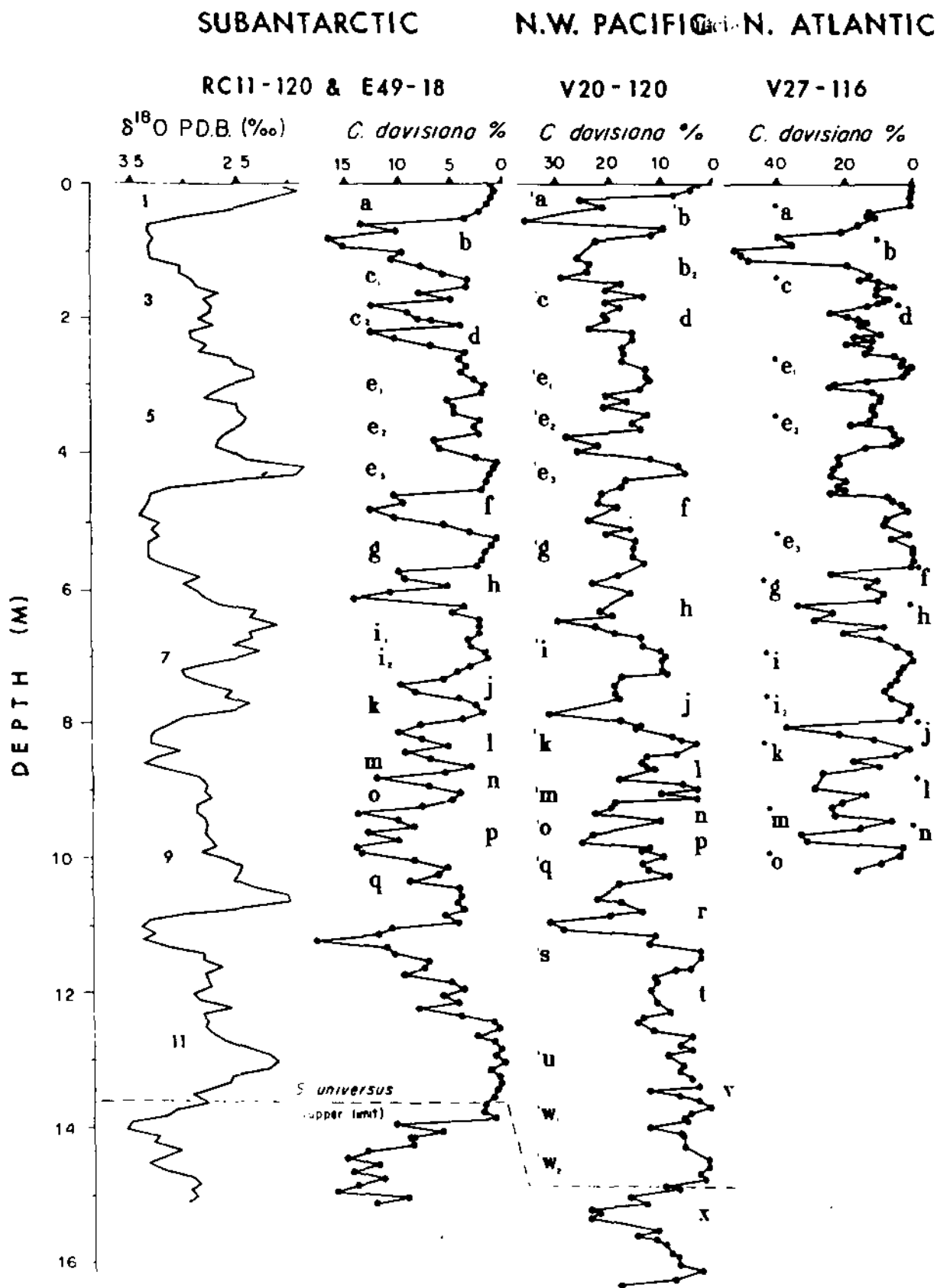


Fig. 4-2. Abundance variations of *C. davisiana* in records from the subantarctic northwest Pacific, and North Atlantic along with oxygen isotope records from the subantarctic record. From Morley et al. (1982).

Comparison of  $\delta^{18}\text{O}$  global climate record and magnetic susceptibility records from the Okhotsk Sea versus age

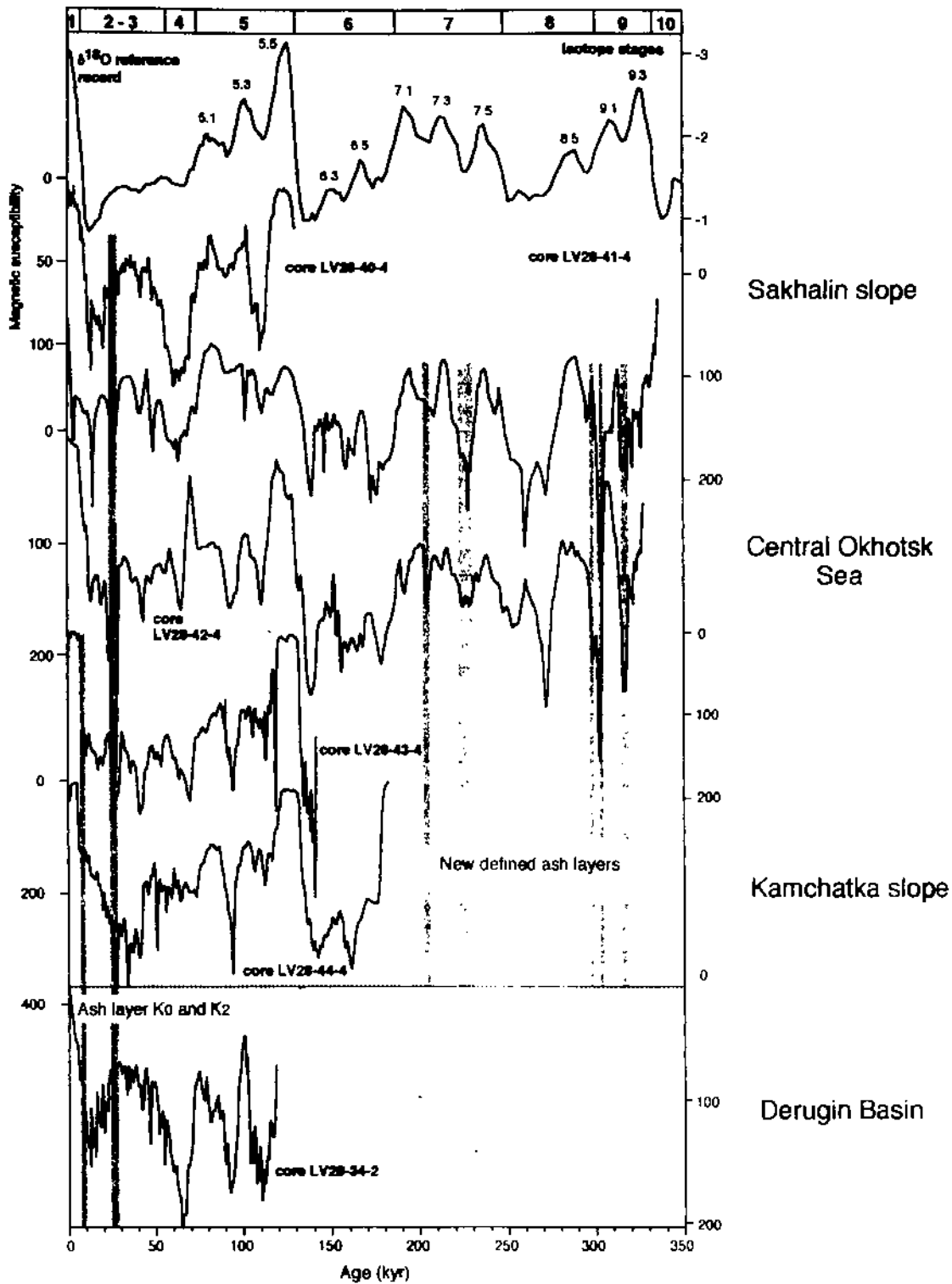


Fig. 4-3. Comparison of  $\delta^{18}\text{O}$  global climate record and magnetic susceptibility records from the Okhotsk Sea versus age. Thick shadow lines indicate ash layers found in the Okhotsk Sea sediment cores. 5 new defined ash layers are recorded in cores LV28-42-4 and LV28-43-4 recovered from central Okhotsk Sea. From Nuernberg (Unpublished data, 1999).

새로운 화산재 층이 기록되어 있음이 밝혀졌으며, 이는 향후 오호츠크해와 인접 북태평양 지역에서 시추될 비교적 긴 퇴적물 코아의 연대를 추정하고 층서 대비에 중요한 자료로 이용될 수 있다(Nuernberg, personal communication, 1998).

#### 가. 마지막 빙하기(Isotope Stage 2) 이후의 층서 및 고해양 환경 연구

오호츠크해에서 시추된 퇴적물에는 석회질 부유성과 저서성 유공충이 적고 불연속적으로 산출되기 때문에, 이들의 산소 및 탄소 동위원소 값을 측정하여 이용한 층서 연구는 매우 제한적으로 수행되었다. Morley et al.(1991)은 사할린 섬 동부 대륙사면에서 시추한 두 점(Core V32-159, Core V32-161)의 퇴적물 코아에서 저서성 유공충인 *Uvigerina* sp.의 산소 및 탄소 동위원소 값을 측정하여 마지막 최대 빙하기인 LGM(Last Glacial Maximum)과 홀로세의 층서 해석에 이용하였다(Fig. 4-4). 마지막 최대 빙하기와 홀로세 그리고 두 시기의 변환기(Transition period)의 산소 동위원소 값은 인근 북서 태평양에서 얻은 값과 유사한 경향을 보인다. 특히  $\delta^{18}\text{O}$ 의 경향은 방산충의 종조성 그리고 화분 포자의 분포 경향과 잘 대비된다. 일반적으로 빙하기에 비하여 홀로세에는 방산충의 산출이 뚜렷하게 증가한다. 빙하기 퇴적물에는 *Echinomma delicatulum*과 *Actinomma* sp. 종이 우세하게 나타난다(Morley et al., 1991). 이와 반대로, 홀로세에는 방산충의 종조성이 다양하게 나타나며, 특히 *Cycladophora davisiana* 종의 증가가 뚜렷한 특징을 보인다. 오호츠크해와 같이 탄산염 함량이 낮은 고위도 해역의 해양빙퇴적물(glaciomarine sediment)에서 *C. davisiana* 종의 상대적 산출 빈도는 층서 확립에 유용하게 이용된다(Morley et al., 1991). 앞서 언급한 것처럼, *C. davisiana* 종은 북대서양(Morley & Hays, 1979), 아남극권 해역(Hays et al., 1979)과 베링해(Bering Sea)(Morley & Robinson, 1986)에서는 홀로세 보다 빙하기 퇴적물에 산출량이 매우 높게 나타난다(Fig. 4-2). 그러나 오호츠크해의 표층 퇴적물과 홀로세 퇴적물에서는 *C. davisiana*이 우점종으로 산출되는데(Morley & Hays, 1983; Morley et al., 1991), 이는 빙하기 동안에 주변해의 물리적 조건이 변화한 결과로 생각된다(Morley et al., 1991). 오호츠크해의 퇴적물에 산출되는 화분 포자 역시 빙하기와 홀로세 동안에 종조성의 분포에 뚜렷한 변화를 보인다. 빙

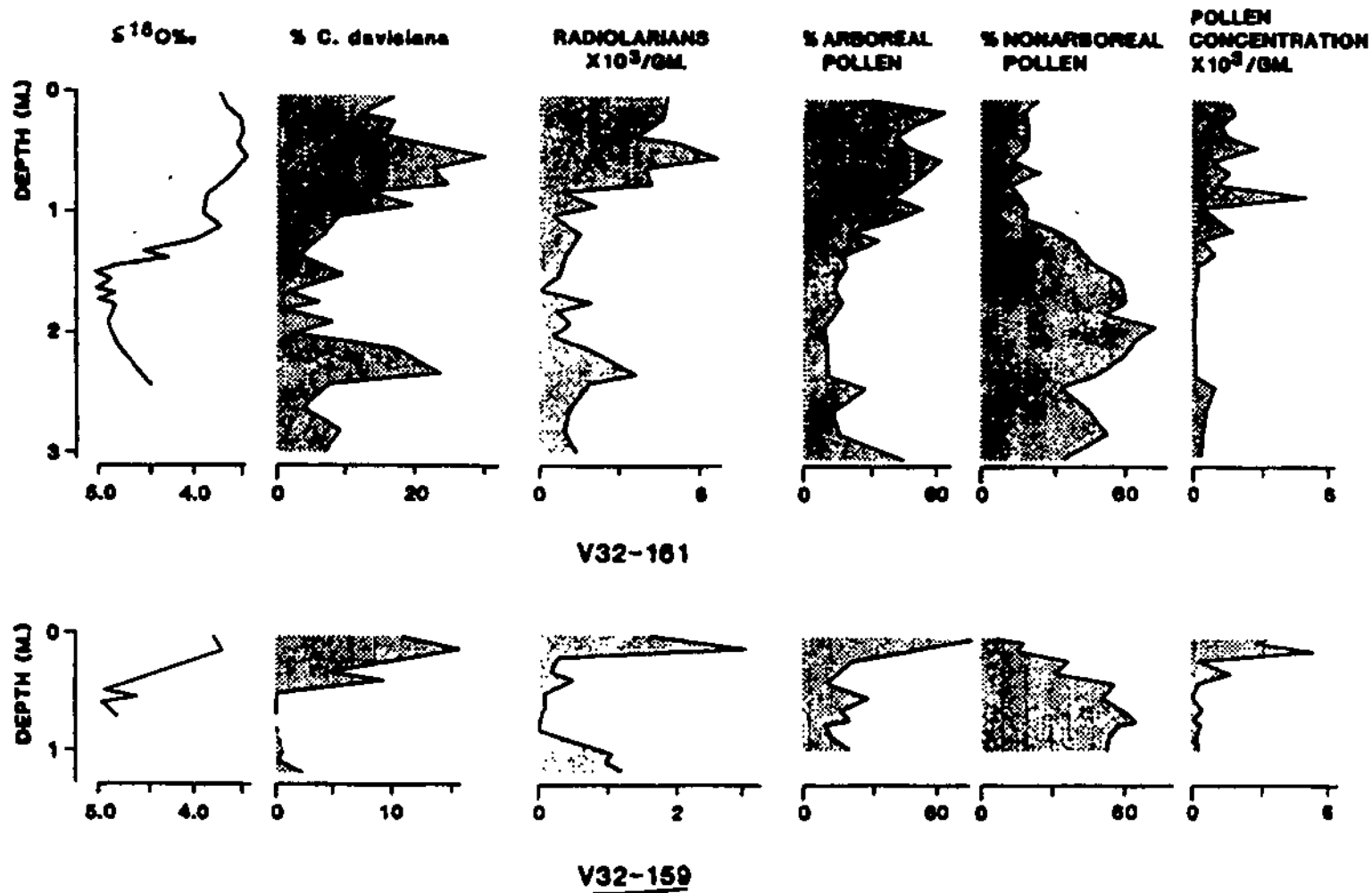


Fig. 4-4. Depth plots of oxygen isotopes, relative abundance of radiolarian *C. davisiana* (dashed intervals indicate barren zones), radiolarians per gram of sediment, percentage of arboreal and nonarboreal pollen (relative to total pollen sum), and pollen grains per gram of sediment. From Morley et al., (1991).



하기에는 nonarboreal(grasses, sedges) 화분이 우점종을 이루며 홀로세에는 arboreal(i.e., spruce, oak, fir, pine) 화분이 뚜렷하게 증가한다(Fig. 4-4). 화분 연구에 의하면, 두 점의 코아가 시추된 오호츠크해 남부 해안의 마지막 빙하기의 온도와 강수량은 현재의 북서 해역에서와 같이 대륙성 기후의 영향하에 있었음을 지시한다. 더욱이 동해에서 시추된 퇴적물 코아에서 80,000-10,000년 사이의 빙하기에 산출되는 화분 포자의 종조성은 현재 오호츠크해의 해양퇴적물에서와 유사하게 산출된다(Morley et al., 1986). 따라서 화분 포자의 연구는 북동 아시아-동해-오호츠크해-북태평양을 잇는 대기순환과 같은 고기후 변화와 해수순환에 의한 고해양 환경변화의 연구에 매우 유용하다.

오호츠크해에서 산출된 저서성 유공충인 *Uvigerina* sp.의  $\delta^{13}\text{C}$  값은 적도 부근의 동태평양에서 얻은 마지막 빙하기 값과 다르게 무거운(heavy value) 경향을 보여준다(Morley et al., 1991). 무거운  $\delta^{13}\text{C}$  값은 빙하기 동안에 오호츠크해에서 생성된 북태평양 심층수 기원의 가능성을 추론하였으나, *Uvigerina peregrina*와 *Uvigerina senticosa*에서 얻은  $\delta^{13}\text{C}$  값이 서로 다르기 때문에 심층수 기원을 밝히는 데 이용되지 못하였다(Morley et al., 1991). Ohkouchi et al. (1994)은 북서 태평양의 퇴적물 코아에서 *Uvigerina* sp.의 Cd를 분석하여 마지막 빙하기에서 홀로세로 변화하는 초기 간빙기에 북태평양의 심층수 형성이 심화되었음을 주장하였다. 따라서 그들은 북서 태평양에서 형성되는 심층수의 기원이 쿠릴열도 부근의 해역에서 겨울철에 급격히 결빙되는 바다 얼음과 급속한 해수의 냉각에 의해 형성되었을 것으로 추정하였다. 그러나 오호츠크해 기원의 중층수 생성에 관한 연구는 보다 많은 부유성과 저서성 유공충의 Cd/Ca 분석과 AMS  $^{14}\text{C}$  연대측정 자료, 동일 종에서 불일치 하는 경향을 보이는  $\delta^{13}\text{C}$  값과의 비교, 그리고 보다 정확한 Cd 분석방법의 개선을 통하여 밝혀질 수 있다(e.g., Boyle & Keigwin, 1985/6; Boyle, 1992; Ohkouchi et al., 1994).

Gorbarenko(1996)는 오호츠크해의 중앙부(Core K-105)와 Academy of Sciences Rise의 대륙사면(Core V34-90)에서 시추한 두 점의 코아 퇴적물에서 부유성(*N. pachyderma* sin.)과 저서성(*Uvigerina* sp.) 유공충에서 측정된  $\delta^{18}\text{O}$  값을 이용하여 마지막 빙하기와 홀로세의 고해양 연구를 수행하였다(Fig. 4-5). 부유성과 저서성 유공충의  $\delta^{18}\text{O}$  값은 오호츠크해의 인접지역과 북서 태평양에서 얻은 기록과 잘 대비된다(Morley et al., 1991; Gorbarenko, 1996).

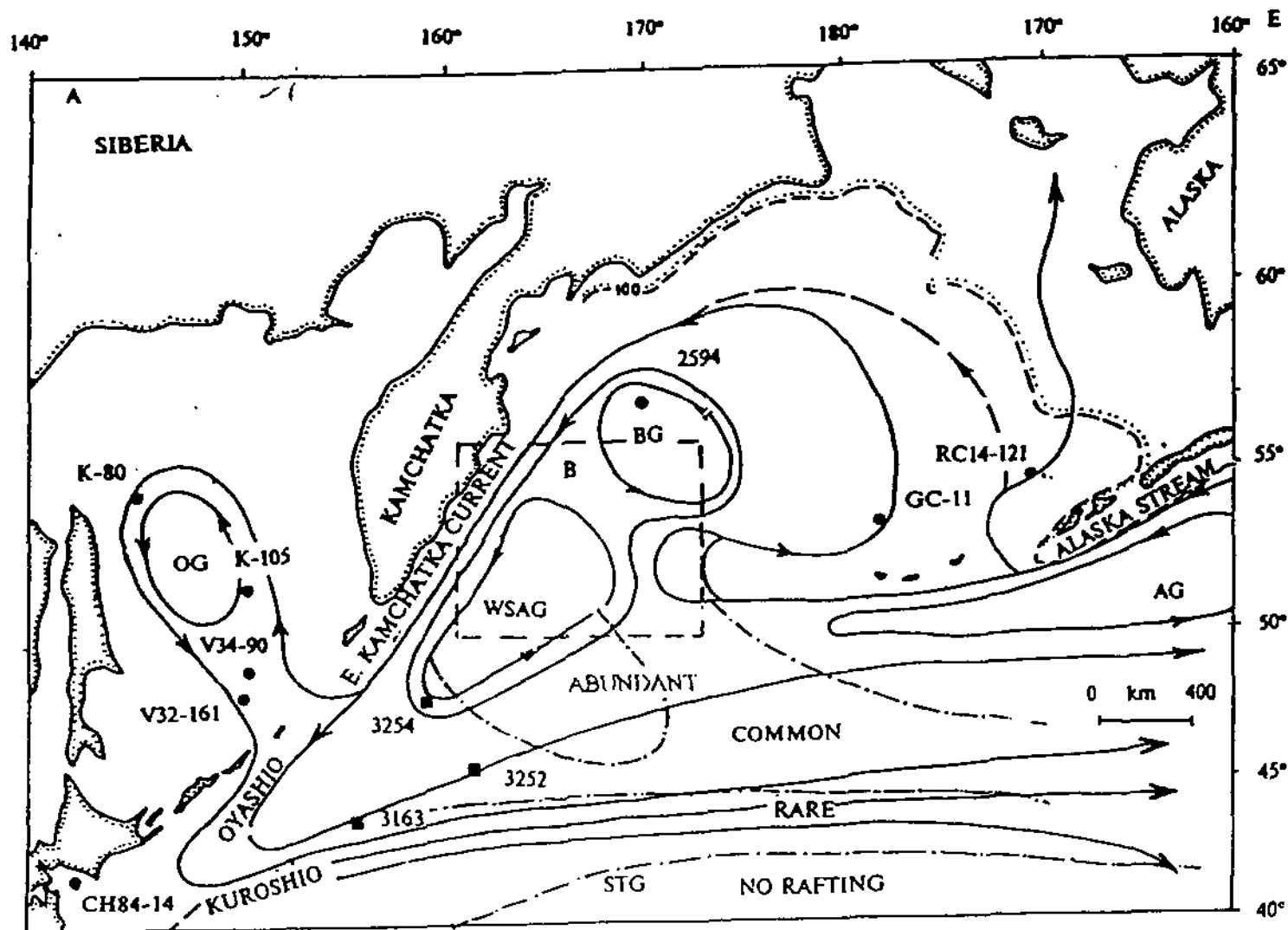
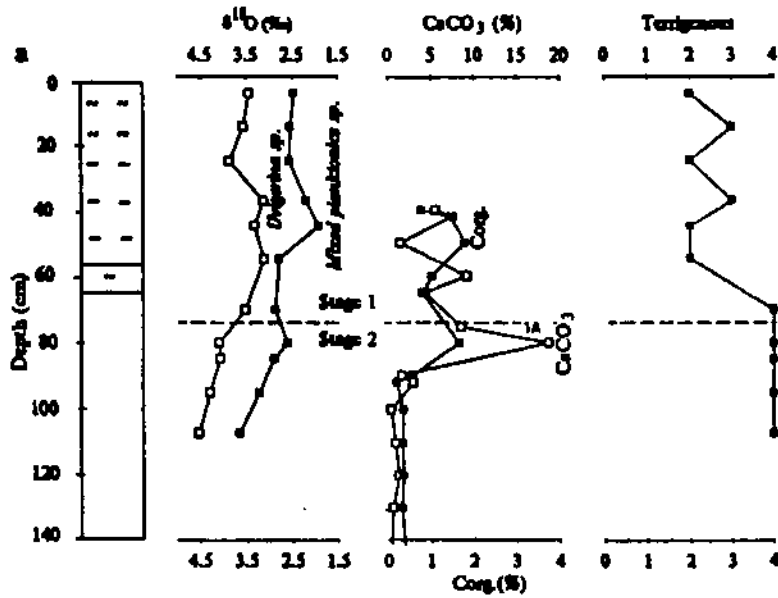


Fig. 4-5. Location of core sites (K-105, V34-90) recovered from the Sea of Okhotsk. Detailed description of surface-water circulation pattern is found in Gorbarenko (1996).

특히 코아 V34-90에서 얻은 *N. pachyderma* sin.과 *Uvigerina*의  $\delta^{18}\text{O}$  기록에서 LGM에서 홀로세로 전환되는 기후변화의 기간에 T1ANP(Termination 1A in North Pacific)과 T1BNP\_(Termination 1B in North Pacific)의 기록이 보고되었다(Fig. 4-6). 이러한 T1ANP과 T1BNP의 기록은 북서 태평양의 코아 퇴적물에 기록된 동일시대의 것과 대비된다(Kallel, et. al., 1988; Keigwin et al., 1992; Zahn et al., 1991b). 특히 T1ANP은 홋카이도의 태평양 해역(Kallel, et. al., 1988)과 일본열도 부근(Chinzei et al., 1987)에서 보고된 지역적 온난화와의 기록과 잘 대비된다. 더욱이 탄산염, 유기탄소, opal 그리고 쇄설성 퇴적물 유입의 뚜렷한 변화가 이 기간에 나타난다(Gorbarenko, 1996) (Fig. 4-6). 마지막 빙하기 동안 *Uvigerina*의  $\delta^{18}\text{O}$  값이 *N. pachyderma* sin.보다 약 2‰ 무거운 값을 보이는데, 이는 심층수와 표층수 사이의 온도, 염분도 및 해수중의  $\delta^{18}\text{O}$  성분의 뚜렷한 차이를 반영한다. 홀로세에는 두 종의 유공충 사이의  $\delta^{18}\text{O}$  값의 차이가 약 1‰로 감소한다. 특히 홀로세에 *N. pachyderma* sin.보다 *Uvigerina*의  $\delta^{18}\text{O}$  값이 더욱 뚜렷하게 변하는 경향을 보이는데, 이는 이 시기에 심층수의 특성이 더욱 뚜렷하게 변화하였음을 시사한다. LGM 기간에는 쇄설성 퇴적물의 뚜렷한 증가의 특징을 보이며, 이는 천해의 대륙붕에서 형성된 바다 얼음이나 대륙에서 이동된 빙산에 의해 운반된 것으로 빙하의 영향이 강하였음을 지시한다. 이 시기에는 또한 탄산염과 유기물 그리고 규조류나 방산충의 생산성을 반영하는 opal의 양이 최저 값을 보이며, 이는 그 당시 빙하의 영향과 바다 얼음의 결빙이 확장되어 제한된 빛의 유입으로 표층수의 생물생산력이 매우 낮았음을 의미한다(Gorbarenko, 1996). 그러나, Gorbarenko (1996)에 의해 연구된 북서 태평양의 빙하기 퇴적물내의 유기탄소 함량이 홀로세 보다 높은 값을 보이는데, 이는 규조류의 생산력 역시 홀로세 보다 빙하기에 높게 나타나는 Sancetta (1992)의 연구 결과와 일치한다. 그러나 주변해인 오호츠크해와 베링해에서는 반대의 경향을 보인다. 홀로세에는 해양환경이 현재의 조건과 유사하게 변화되면서 표층수내의 생산력이 증가하여 유기물, 탄산염과 opal은 뚜렷하게 증가하고, 쇄설성 퇴적물은 뚜렷한 감소를 보인다 (Fig. 4-6).

Keigwin(1998)은 해저 수심 995 m에 위치한 Akademia Nauk Rise와 수심 1980 m에 이르는 쿠릴 분지를 횡단하여 시추한 5 점(GGC-27, B34-91, GGC-20, GGC-18, GGC-15)(Fig. 4-7)의 퇴적물 코아에서 저서성 유공충인

K-105



V34-90

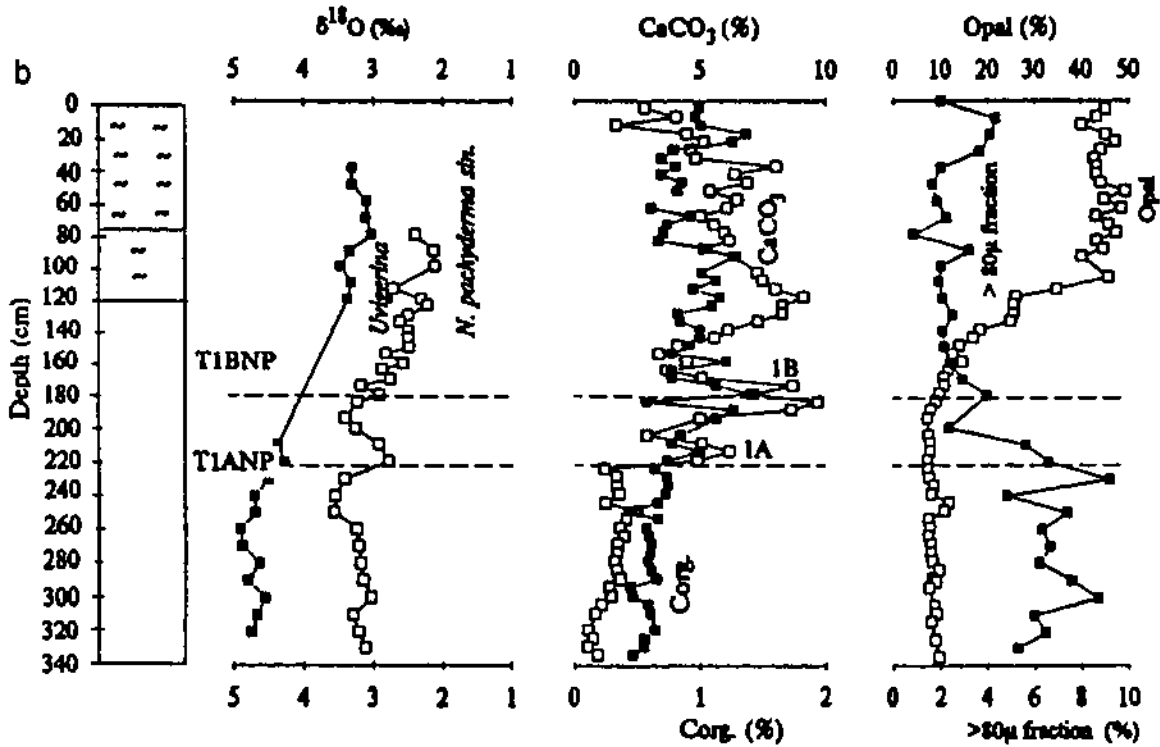


Fig. 4-6. Records of  $\delta^{18}\text{O}$  of mixed planktonic species, *Uvigerina* sp. and *N. pachyderma* sin., *U. senticosa* are in cores K-105 and V34-90, respectively.  $\text{CaCO}_3$ , organic carbon, and opal contents are in percent of dry sediment weight. Terrigenous component contents are in  $>100\mu$  fraction of core K-105 and in  $>80\mu$  fraction of core V34-90 (fraction weight in percent of dry bulk sediment).

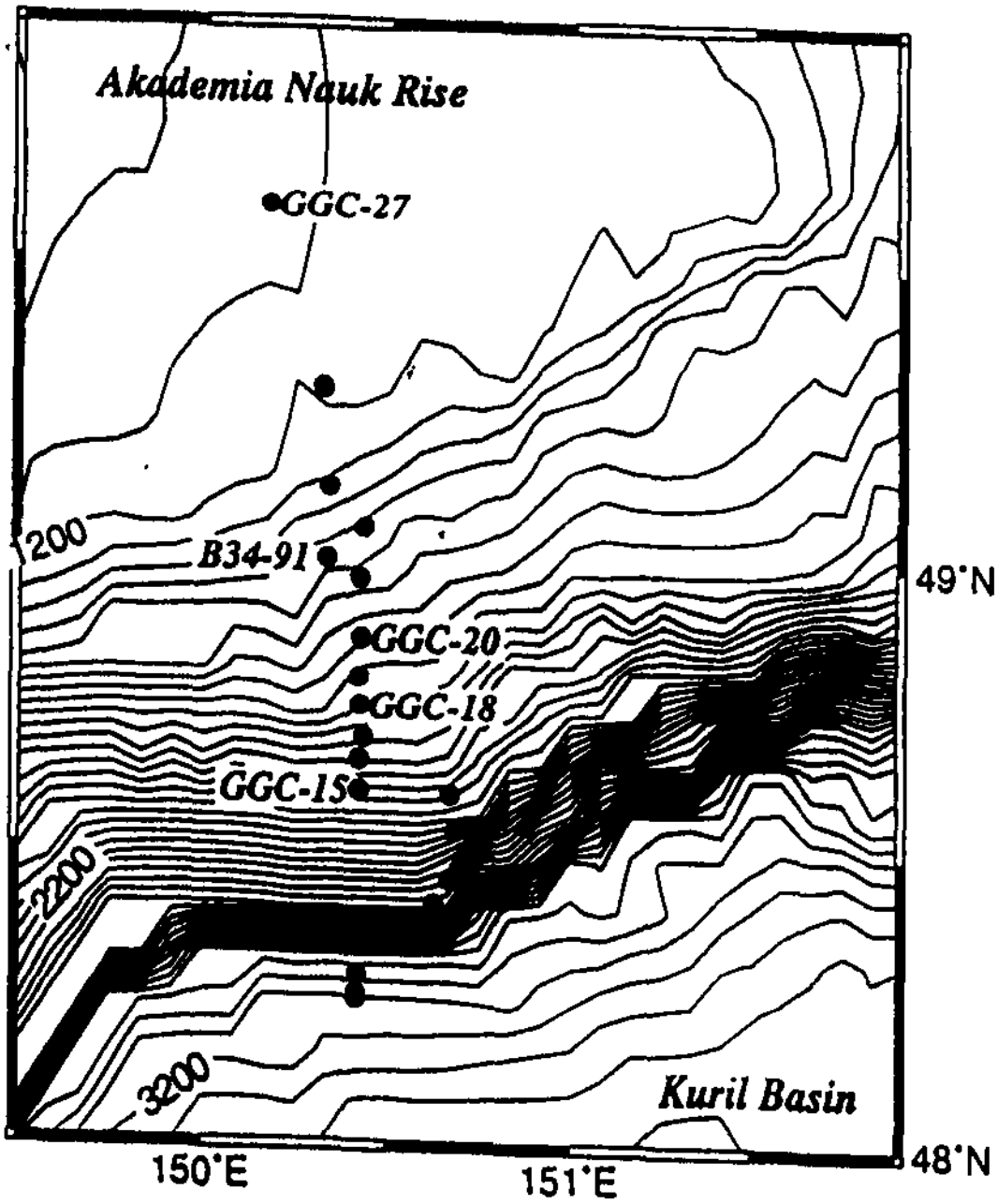


Fig. 4-7. Bathymetry (50 m countour interval) and core locations on the Akademia Nauk Rise, Okhotsk Sea. From Keigwin (1998).

*Uvigerina* 중에서 hispid와 striated한 형태를 갖는 종의  $\delta^{18}\text{O}$ 와  $\delta^{13}\text{C}$  값을 얻어 LGM과 홀로세의 층서를 대비하였다(Figs. 4-8, 4-9). 5점의 퇴적물 코아에 산출되는 *Uvigerina*의  $\delta^{18}\text{O}$  값은 LGM에서 홀로세로 변하면서 약 1.3‰ 정도 가벼워지는 경향을 보이며 이는 전지구적으로 나타나는 Ice-volume effect에 의한 변화한 값과 유사하다(Shackleton et al., 1984; Chappell & Shackleton, 1986). 이와 반대로, 쿠릴 열도 부근에서 시추한 코아 GGC-18와 GGC-15의 퇴적물에서 얻은 *Uvigerina*의  $\delta^{13}\text{C}$ 는 빙하기와 간빙기에 거의 일정한 값을 보이며, Akademia Nauk Rise 부근에서 시추된 코아 GGC-27, B34-91, GGC-20의  $\delta^{13}\text{C}$  값은 빙하기보다 홀로세의 값이 약 0.5‰ 가벼워지는 경향을 보인다(Fig. 4-9). 홀로세 기간에 더 가벼운  $\delta^{13}\text{C}$  값이 보이는 것은 규조류 층, 증가된 탄산염 함량과 잘 일치하는 것으로 보아 이 시기에 증가된 생산력의 영향인 것으로 생각된다(Zahn et al., 1986; Keigwin, 1998). 그러나 Hispid와 striated한 형태를 가진 두 종류의 *Uvigerina*  $\delta^{13}\text{C}$  값은 Vital effect에 의한 영향도 배제할 수 없다(Fig. 4-9). Akademia Nauk Rise에서 시추된 약 390 cm 길이의 코아 GGC-15에서 *N. pachyderma* sin.과 hispid한 *Uvigerina* 종의  $\delta^{18}\text{O}$  값의 경향은 북서 태평양의 시추 퇴적물의 LGM과 홀로세 사이에 기록된 step-like의 변화가 나타나지 않는다(Fig. 4-10). 또한, hispid한 *Uvigerina*  $\delta^{13}\text{C}$  값이 LGM과 홀로세에 변화하지 않는 반면, *N. pachyderma* sin.의  $\delta^{13}\text{C}$  값은 LGM에서 홀로세 후기에 이르면서 점진적으로 무거운 값(약 +1‰)으로 변한다. 이는 홀로세가 시작되면서 결빙된 바다 얼음이 감소되어 해양과 대기의  $\text{CO}_2$  순환이 증가되고, 해수에 투과되는 빛의 양이 증가됨에 따라 표층생산력이 높아진 결과로 생각된다(e.g., Nam, 1997). 특히 비교적 수심이 낮은 지역에서 시추된 코아 GGC-27은 산소동위원소 stage 6(약 19 만년)에 이르는 지질시대의 기록을 보인다. 일반적으로 북서 태평양과는 다르게 저서성 유공충인 *Cibicidoides*는 오토츠크해에서는 홀로세에는 거의 산출되지 않고, 주로 LGM이나 초기 deglaciation 동안에 적은 양이지만 연속적으로 출현하는 경향을 보인다(Keigwin, 1998).

#### 나. 마지막 빙하기 이전의 층서 및 고해양 연구

오토츠크해에서 시추된 코아 퇴적물에서 2만 4천년 전(마지막 빙하기)의

## Okhotsk Sea Benthic $\delta^{18}O$

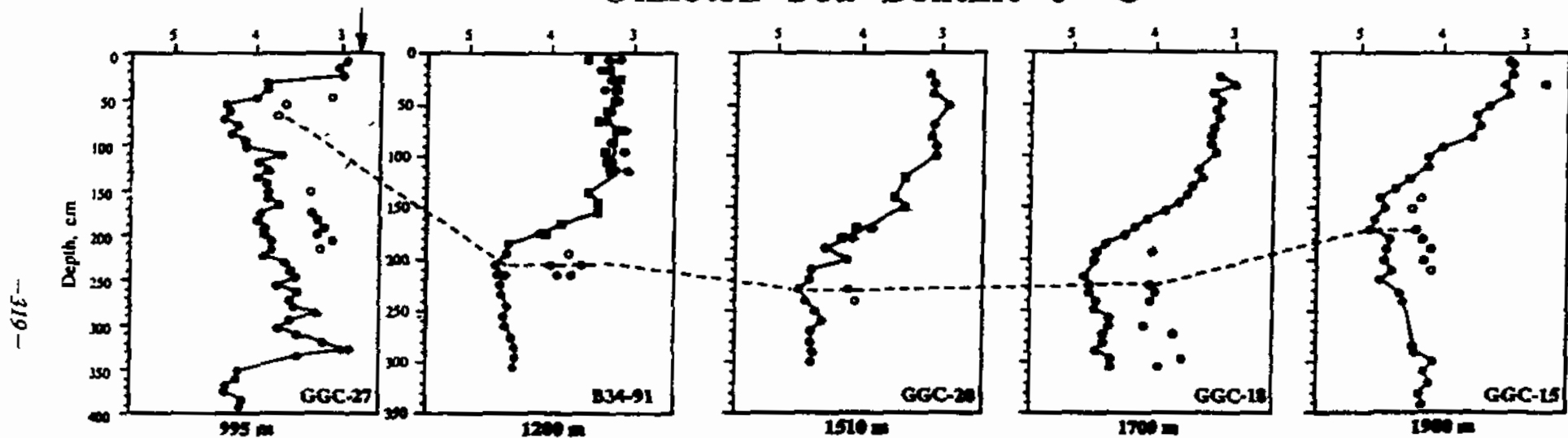


Fig. 4-8. Oxygen isotope stratigraphy of Okhotsk Sea cores during the last glacial maximum. Dashed line indicates the correlation of the LGM level between cores. Solid circles represent the hispid variety of *Uvigerina*; solid squares are the striated variety; and open circles are *Cibicidoides*.

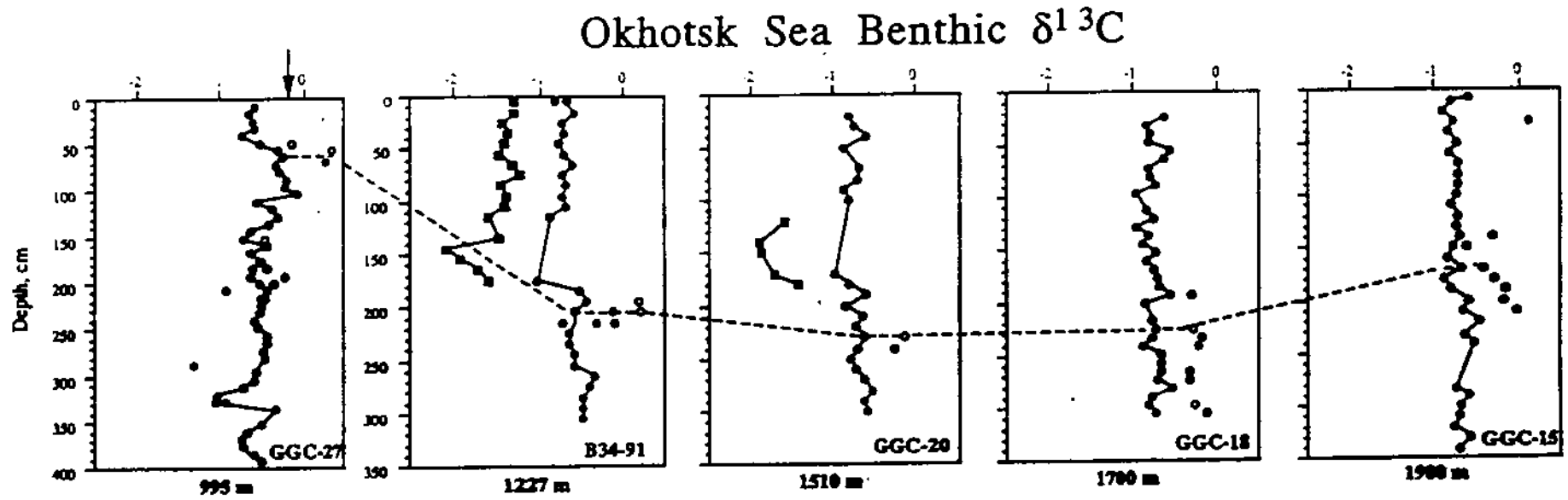


Fig. 4-9. Carbon isotope stratigraphy of Okhotsk Sea cores during the last glacial maximum. Symbols shown in Figure 23. Note the large vital effect between the two varieties of *Uvigerina*. Dashed line indicates the correlation of the LGM level between cores.



**Nesmeyanov 25, GGC-15  
Akademia Nauk Rise, 1980 m**

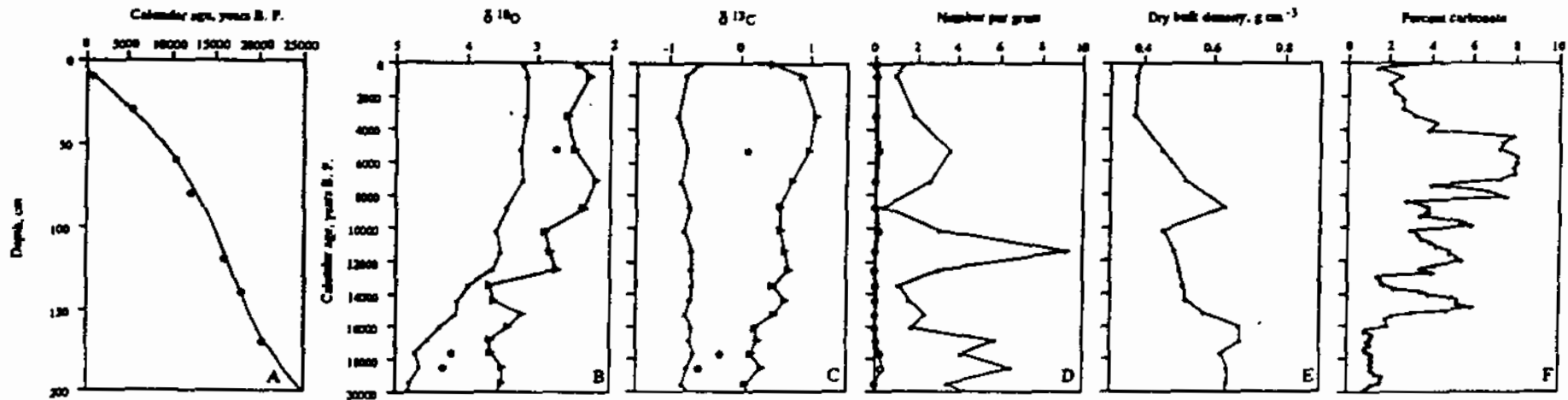


Fig. 4-10. Data from core GGC-15 recovered from the Akademia Nauk Rise, Okhotsk Sea. Results are represented against calendar years before present (B.P.). In stable isotope records, solid points represent the hispid variety of *Uvigerina*; triangles are *N. pachyderma* sin.; and open circles are *Cibicidoides*. In the foraminiferal abundance plots (D & J), solid points are *Uvigerina*, and open circles are *Cibicidoides*.

층서에 기초한 고해양 연구는 거의 수행되지 않았다. Gorbarenko(1991)는 오호츠크해의 중앙부에서 시추한 코아 K-105의 확립되지 않은 동위원소를 기초로 규조연니(diatomaceous ooze)와 쇄설성 퇴적물이 교호로 나타나는 층을 대비하여 K-105의 연령을 대략 산소동위원소(Oxygen isotope) stage 5로 추정하였다. Keigwin (1998)은 수심 995 m인 Akademia Nauk Rise에서 시추된 코아 GGC-27에 산출되는 저서성 유공충으로 hispid 형태를 지닌 *Uvigerina* 종의  $\delta^{18}\text{O}$ 과  $\delta^{13}\text{C}$ 을 측정하여 이 코아의 연대가 빙하기 stage 6인 약 19만년인 것임을 밝혔다(Fig. 4-8). 이 코아에서 얻은  $\delta^{13}\text{C}$ 의 값과는 다르게,  $\delta^{18}\text{O}$  값의 경향은 전지구적인 빙하기-간빙기의 양상과 잘 대비된다.

1996년 독일 GEOMAR 해양지질연구소는 러시아의 태평양 해양연구소(POI), P. P. Shirshov 해양연구소와 공동으로 오호츠크해에서 중력 코아러를 이용하여 비교적 긴 코아 퇴적물을 시추하였고, Multicorer를 이용하여 교란되지 않은 표층 퇴적물을 채취하였다(Nuernberg et al. 1997). 오호츠크해의 중앙분지에서 시추한 5 점의 퇴적물 코아에 분포하는 두 번째 화산재 층(K2)이 산소동위원소 stage 3의 후기인 28,000년으로 확인되었고 이 층의 MS 값이 매우 높게 나타난다(Fig. 3-1; Nuernberg et al., 1997). 따라서 쿠릴열도의 기원으로 추정되는 화산재 층인 K2는 오호츠크해에서 시추된 빙하기 층의 time-marker로 시추 코아 사이의 시대적 대비에 이용된다. 98년도에 시추한 퇴적물 코아에도 K0와 K2의 화산재 층이 기록되어 있다(Fig. 1-14). 이 지역에서 시추된 퇴적물 코아(i.e., LV27-8-3 GC, LV27-8-4 GC)에 협재하는 화산재 층인 K2 하부에는 쇄설성 퇴적물이 우세한 빙하기에 쌓인 층이 나타나고, 그 하부에는 Unit IV인 규조연니 층이 다시 나타난다(Fig. 1-12). 이 층은 생물교란을 많이 받은 층으로 MS 값이 뚜렷하게 감소하며, 유공충의 산출이 증가하고 유기물 함량이 매우 높게 나타나기 때문에 substage 3.3으로 추정된다(Gorbarenko, 1991). Substage 3.3에 퇴적된 규조연니 층은 캄차카 해류(Kamchatka Current)와 같은 태평양 표층수의 유입으로 인하여 높은 영양염류의 공급이 증가하여 표층수의 생산력이 높았음을 지시한다(Nuernberg et al., 1997). 그 당시 캄차카 해류는 현재와 비슷한 조건인 비교적 온난한 표층수로서 안정된 수괴를 촉진하였고, 결빙된 바다 얼음이 감소되어 규조류 성장에 좋은 여건이 형성되었다. Substage 3.3에 쌓인 규조연니 층은 북에서 남쪽으로 갈수록 더 발달된 것으로 보아 북쪽 해역에서의 규조류 생성과 상장 조

건이 더욱 열악했음을 의미한다. 이는 북쪽 해역에서 저온, 저염인 천해의 연 인류에 의해 연중 바다 얼음의 결빙의 영향이 남쪽 해역에서보다 우세하였기 때문이다. 더욱이 코아 LV27-8-3 GC의 규조연니 층 하부에는 substage 3.3보다 오래된 빙하기에 쌓인 층(Unit V)이 나타나며 Pebble과 같은 빙하기원의 쇄설성 퇴적물이 많이 분포한다.

독일 GEOMAR 해양지질연구소는 러시아의 태평양 해양연구소(POI) 그리고 P. P. Shirshov 해양연구소와 공동으로 1998년 오호츠크해에서 해양지질 탐사를 수행하였다. 이 탐사 기간에 지구물리, 해양지질, 해양화학 등의 분야에 관한 종합적인 연구가 수행되었다. 특히 사할린 동부해역과 캄차카 반도를 따라 20여 점의 양질의 퇴적물 코아가 중력 코어를 이용하여 시추되었다. 특히 사할린 대륙붕과 중앙 오호츠크해, 캄차카 반도 대륙붕을 잇는 6 점의 시추 코아를 절개하여 퇴적학적 분석이 선상에서 수행되었다. 특히 Bartington M.S.2.C Magnetic Susceptibility Meter를 이용하여 측정된 Magnetic susceptibility(MS) 값과 육안으로 기술한 퇴적상의 변화 그리고 smear-slide 관찰에 의하면 이 지역에서 시추된 코아 퇴적물에는 과거 36만년 이후의 빙하기-간빙기의 기후 변화가 뚜렷하게 기록되어 있음이 확인되었다(Figs. 1-14, 4-3). 특히 중앙 오호츠크해에서 시추된 코아 LV28-41-4와 LV28-42-4는 MS 값의 변화에 기초한 층서에 의하면 산소동위원소 Substage 9.3인 약 36만년의 기록이 아른다(Figs. 4-3, 4-11). 특히 빙하기-간빙기 사이에 나타나는 뚜렷한 MS 값의 변화는 시추 코아의 암상 변화와도 잘 대비된다(Fig. 4-12). 일반적으로 간빙기인 stage 9, 7, 5, 3과 홀로세에는 해수 표층의 생산력 증가로 규조류가 주를 이루는 생물기원이 뚜렷한 층은 낮은 MS 값을 보이며, 빙하기인 stage 8, 6, 4, 2에는 빙하의 영향에 의한 육성기원의 쇄설성 퇴적물의 증가가 뚜렷한 시기에는 MS 값이 높게 나타난다(Figs. 4-11, 4-12).

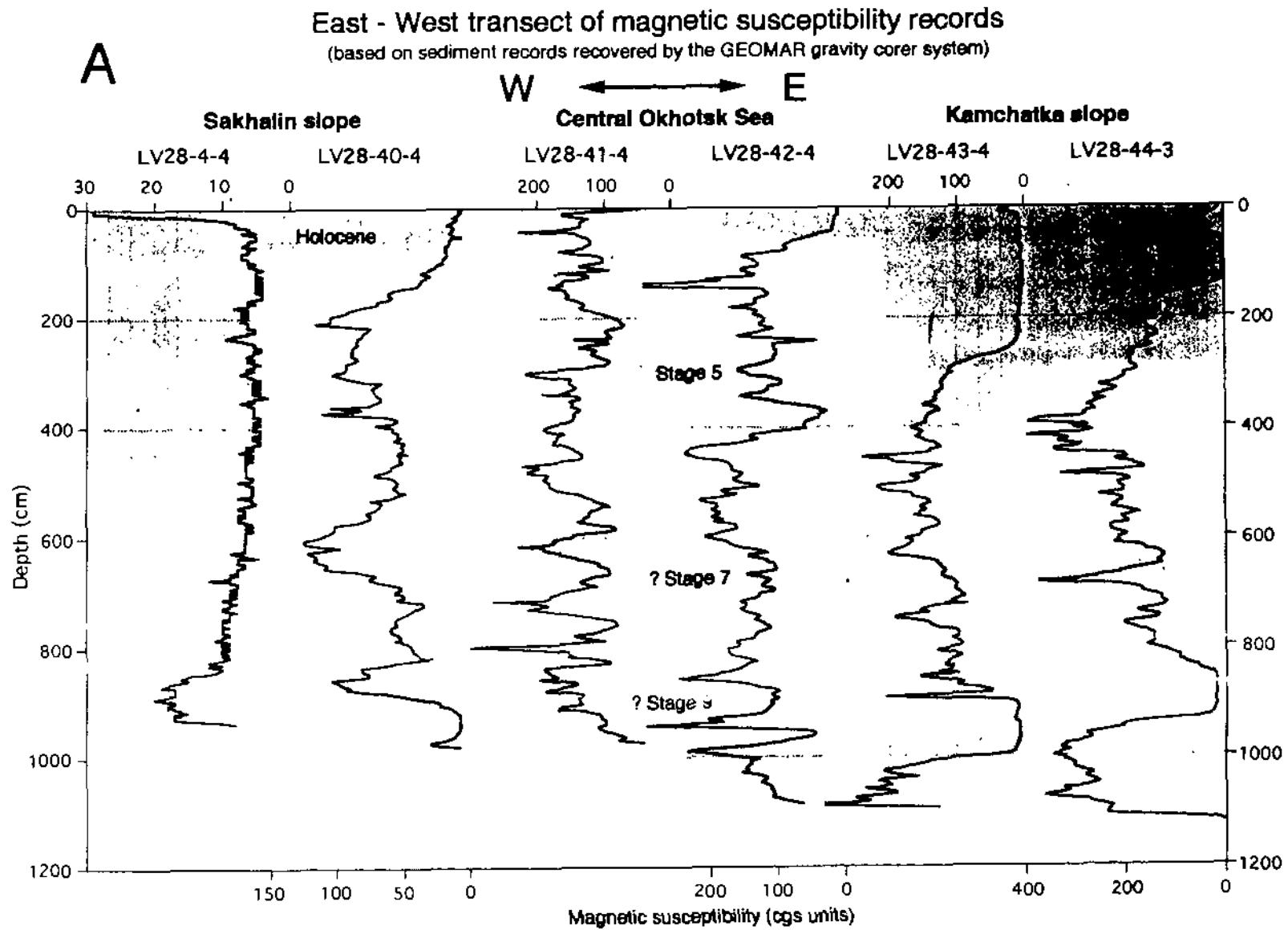


Fig. 4-11. East-West transect of magnetic susceptibility records based on sediment records recovered by the GEOMAR gravity corer system). From Nuernberg (Unpublished data, personal communication, 1988).

## Stratigraphic framework from core LV 28-40-4

Summary of lithostratigraphy, tephrochronology, biostratigraphy and cycle-stratigraphy  
(magnetic susceptibility)

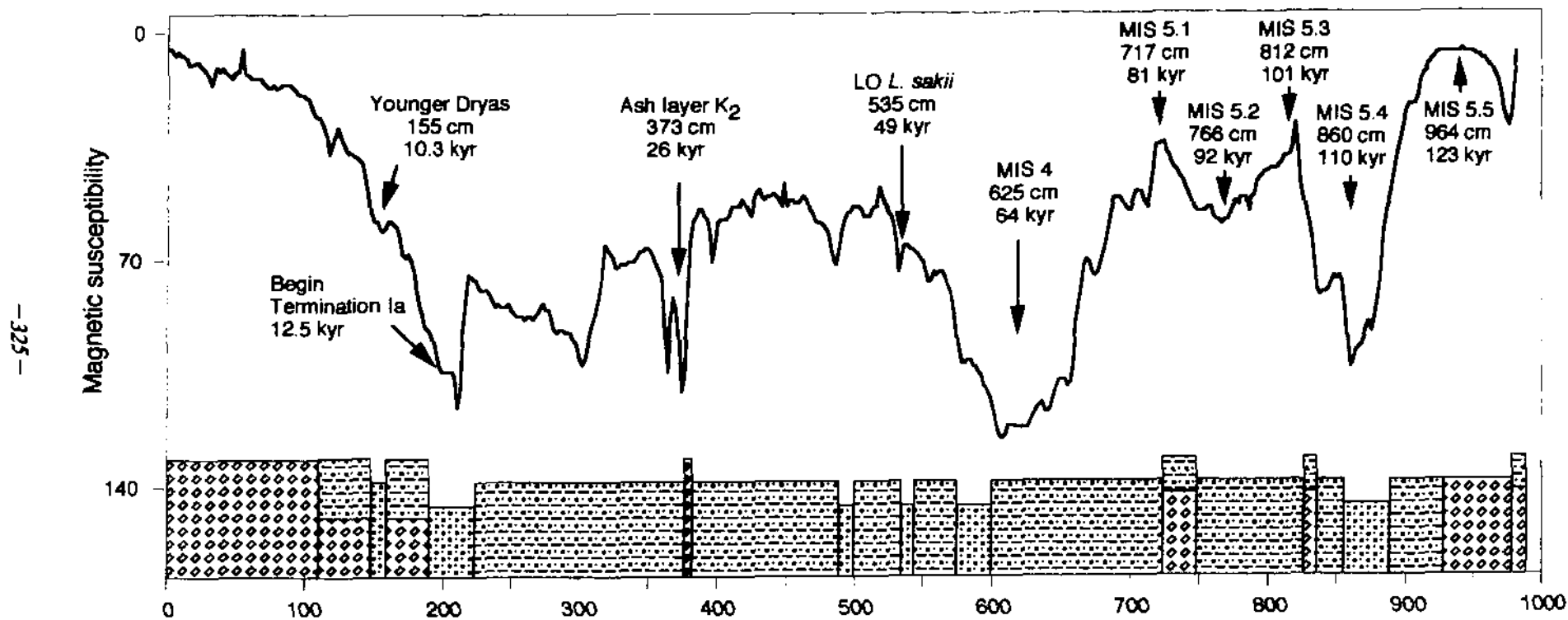


Fig. 4-12. Stratigraphic framework from core LV-28-40-4. Comparison between lithostratigraphy, tephrochronology, biostratigraphy and magnetic susceptibility). From Nuernberg (Unpublished data, personal communication, 1988).

## 참 고 문 헌

- 한국해양연구소, 1997. '97 남극해저지질 조사사업 보고서, 346 pp.
- Aoki, S. & K. Oinuma, 1978. The distribution of clay minerals in Recent sediments of the Okhotsk Sea. *Deep-Sea Research*, 25, 659-667.
- Bezrukov, P.L., 1955. On the migration and velocity of siliceous sediments accumulation in the Okhotsk Sea. *Doklady Akademii Nauk*, 103(N3), 473-476 (in Russian).
- Boyle E.A. & L.D. Keigwin, 1985/6. Comparison of Atlantic and Pacific paleochemical records for the last 215,000 years: changes in deep ocean circulation and chemical inventoreis. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 76, 135-150.
- Boyle E.A., 1992. Oceanic chemical distributions during stage 2 glacial maximum: Cadmium and  $\delta^{13}\text{C}$  evidence compared. *Ann. rev. Earth Planet. Sci.*, 20, 245-287.
- Brathauer, U., 1996. Rekonstruktion quartaerer Klimaaenderungen im atlantischen Sektor des Suedpolarmeeres anhand von Radiolarian. *Berichte zur Polarforschung*, Bremerhaven, 216, pp.
- Chappell, J. & N.J. Shackleton, 1986. Oxygen isotopes and sea level. *Nature*, 324, 137-140.
- Chinzei, K., K. Fujioka, H. Kitazano, I. Koizumi, T. Oba, M. Oda, T. Sakai & Y. Tanimura, 1987. Postglacial environmental change of the Pacific Ocean of the coasts of central Japan. *Marine Micropaleontology*, 11, 273-291.

- Gorbarenko, S.A., 1991. Stratigraphy of the upper Quaternary sediments of the Central Okhotsk Sea and their paleoceanography using  $\delta^{18}\text{O}$  and their methods. *Okeanologiya*, 31, 1036-1042.
- Gorbarenko, S.A., 1996. Stable isotope and lithologic evidence of Late -Glacial and Holocene Oceanography of the Northwestern Pacific and its marginal seas. *Quaternary Research*, 46, 230-250.
- Hays, J.D., J.A. Lozano, N. Shackleton & G. Irving, 1976. Reconstruction of the Atlantic and western Indian Ocean sectors of the 18,000 B.P. Antarctic Ocean. *Mem. Geol. Soc. Am.*, 145, 337-372, 1976.
- Jung, S.J.A., 1996. Wassermassenaustausch zwischen NE-Atlantik und Nordmeer waehrend der letzten 300.000/80.000 Jahre im Abbild stabiler O- und C-Isotope. *Berichte aus dem SFB 313, Universitaet Kiel, Germany*.
- Kallel, N., L.D. Labeyrie, M. Arnold, H. Okada, W.C. Dudley J.-C. Duplessy, 1988. Evidence of cooling during the Younger Dryas in the Western North Pacific. *Oceanologica Acta*, 4, 369-475.
- Keigwin, L.D., G.A. John & P.A. Froelic, 1992. A 15,000 year paleoenvironmental record from Meiji Seamount, far northwestern Pacific. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 111, 425-440.
- Keigwin, L.D., 1995. Northwest Pacific paleoceanography. - In: *Global fluxes of carbon and its related substances in the coastal sea-ocean-atmosphere system, Proceeding of the 1994 Sapporo IGBP Symposium*, S. Tsunogai et al. (Editors), M. and J.

- International, Yokohama, Japan, 473-478.
- Keigwin, L.D., 1998. Glacial-age hydrography of the far northwest Pacific Ocean. *Paleoceanography*, 13, 323-339.
- Moore, T.C., 1973. Method for randomly distributing grains for microscopic examination. *J. Sediment. Petrol.*, 43, 904-906.
- Morley, J.J. & J.D. Hays, 1979. *Cycladophora davisiana*: A stratigraphic tool for Pleistocene North Atlantic and interhemispheric correlation. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 44, 383-389.
- Morley, J.J. & J.D. Hays, J.H. Robertson, 1982. Stratigraphic framework for the late Pleistocene in the northwest Pacific Ocean. *Deep-Sea Research*, 29, 1485-1499.
- Morley, J.J. & J.D. Hays, 1983. Oceanographic conditions associated with high abundances of the radiolarian *Cycladophora davisiana*. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 66, 63-72.
- Morley, J.J. & S.W. Robinson, 1986. Improved method for correlating late Pleistocene/Holocene records from the Bering Sea: Application of a biosiliceous/geochemical stratigraphy. *Deep-Sea Research*, 33, 1203-1211.
- Morley, J.J., L.E. Heusser & T. Sarro, 1986. Latest Pleistocene and Holocene paleoenvironment of Japan and its marginal sea. *Palaeogeogr., Palaeoclimatol., Palaeoecol.*, 53, 349-358.
- Morley, J.J., L.E. Heusser, N.J. Shackleton, 1991. Late Pleistocene/Holocene radiolarian and pollen records from sediments in the Sea



- of Okhotsk. *Paleoceanography*, 6, 121-131.
- Nam, S.-I., 1997. Late Quaternary glacial history and paleoceanographic reconstructions along the East Greenland continental margin: Evidence from high-resolution records of stable isotopes and ice-rafted debris. *Berichte zur Polarforschung, Alfred-Wegener-Institute, Bremerhaven*, 241, 157 pp.
- Nuernberg, D., 1991. Haupt- und Spurenelemente in Foraminiferengehaeser: Hinweise auf klimatische und ozeanographische Aenderungen im noerdlichen Nordatlantik waehrend des Spaetquartaers. *GEOMAR Report*, 8, Universitaet Kiel, Germany.
- Nuernberg, D., B.V. Baranov & B.Y. Karp., 1997. RV Akademik M.A. Lavrentyev Cruise 27 Cruise Report GREGORY (German Russian Expedition for Geological/Geophysical Okhotsk Sea Research), *GEOMAR Report*, 60, Kiel, Germany.
- Ohkouchi, N., H. Kawahata, M. Murayama, M. Okada, T. Nakamura & A. Taira, 1994. Was deep water formed in the North Pacific during the Late Quaternary? Cadmium evidence from the northwest Pacific. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 124, 185-194.
- Oinuma, K. & S. Aoki, 1976. Analytical data on clay mineral compositions of the surface samples from the seas around the Japanese islands. *J. of the Toyo University, General Education (Natural Science)*, No. 10, 1-15.
- Reid, J.L., 1965. Northwest Pacific Ocean waters in winter. *Oceanogr. Stud.* 5, 96 pp., John Hopkins Press, Baltimore, Md.

- Sancetta, C., 1981. Oceanographic and ecologic significance of diatoms in surface sediments of the Bering and Okhotsk seas. *Deep-Sea Research*, 28A, 789-817.
- Sancetta, C., 1992. Primary production in the glacial North Atlantic and North Pacific. *Nature*, 360, 249-251.
- Shackleton, N.J., J. Backman, H. Zimmermann, D.V. Kent, M.A. Hall, D.G. Roberts, D. Schnitker, J.G. Baldauf, A. Disprairies, R. Homrighausen, P. Huddleston, J.B. Keene, A.J. Kaltenback, K.A.O. Krumsiek, A.C. Morton, J.W. Murray & J. Westberg-Smith, 1984. Oxygen isotope calibration of the onset ice-rafting and history of glaciation in North Atlantic region. *Nature*, 307, 620-623.
- Talley, L., 1991. An Okhotsk Sea Anomaly: Implication for Ventilation in the North Pacific. *Deep-Sea research*, 38, 171-190.
- Terada, K. & M. Hanzawa, 1984. Climate of the North Pacific Ocean. - In: *Climates of the Oceans*, H. Loon (Editor), 431-504, Elsevier, New York.
- Yasuoka, T., 1967. Hydrography in the Okhotsk Sea (1). *Oceanographical Magazine*, 19, 61-72.
- Yoon, H.I., 1995. Glaciomarine sedimentation pattern of Bransfield Strait and adjoining Fjords in South Shetland Islands, Antarctica: Implications for Late Quaternary glacial history. PhD Thesis, Inha University, 273 pp.
- Zahn, R., K. Winn & M. Sarnthein, 1986. Benthic foraminiferal  $\delta^{13}\text{C}$  and accumulation rates of organic carbon: *Uvigerina peregrina* group

and *Cibicidoides wuellerstorfi*. *Paleoceanography*, 1, 27-42.

Zahn, R., A. Rushidi, N.G. Pisias, B.D. Bornhold, B. Blaise. & R.Karlin, 1991a. Carbonate deposition and benthic  $^{13}\text{C}$  in Subarctic Pacific: Implications for changes of the oceanic carbonate system during the past 750,000 years. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 103, 116-132.

Zahn, R., T.F. Pederson, D. Brian, B.D. Bornhold & A.C. Mix, 1991b. Water mass conversion in the glacial Pacific (54° N, 148° W): Physical constraints and benthic-planktonic stable isotope records. *Paleoceanography*, 6, 543-560.

Zenkevitch, L.A., 1963. *Biology of the Sea of the USSR*. Wiley-Interscience, New York.

Zhuze, A.p., 1962. Stratigraphy and paleontological investigations in the North-West Pacific. Academy of Sciences Publishing House, 258 pp (in Russian).

Zielinski, U., 1993. Quantitative Bestimmung von Palaeoumweltparametern des Antarktischen Oberflaechemwassers im Spaetquartaer anhand von Transferfunktionen mit Diatomeen. *Berichte zur Polarforschung*, Bremerhaven, 126, 148 pp.

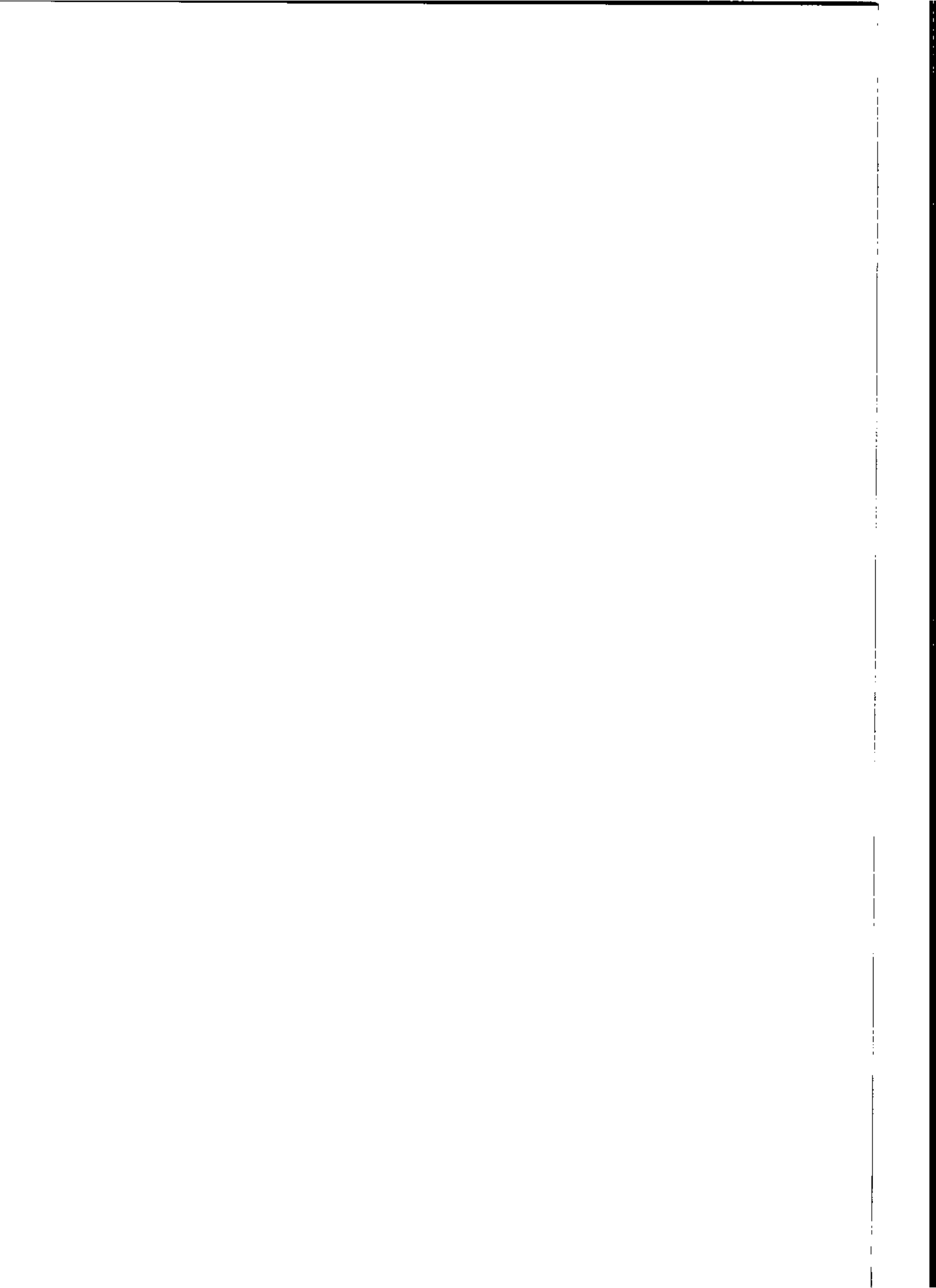
## High-resolution stratigraphy and Late Quaternary glacial-interglacial Paleoclimate and Paleoceanography from the Sea of Okhotsk

**Abstract** : Based on several data sets published in many papers, this study is carried out to get information about the late Quaternary paleoclimatic and paleoceanographic variations in the Sea of Okhotsk. The establishment of high-resolution stratigraphy is necessary for the reconstruction of changes in the paleoclimate and paleoceanography in relation to late Quaternary glacial-interglacial cycles. The age control and stratigraphic correlation of all retrieved sediment cores are based primarily on stable oxygen and carbon isotope records obtained from the planktonic (*N. pachyderma* sin.) and benthic (*Uvigerina* sp.) foraminifera. In addition, the determination of age younger than 50,000 years are based on AMS  $^{14}\text{C}$  dates. Furthermore, lithofacies and Magnetic susceptibility records were currently used to define the stratigraphic framework of the sediment cores taken in the Sea of Okhotsk. Microfossil (i.e., diatom, radiolaria, and organic pollen spores) assemblages were preferentially used for the establishment of precise biostratigraphy in the Sea of Okhotsk. Recently, the collection of relatively long sediment cores from the Sea of Okhotsk would be contribute to the establishment of precise stratigraphy as well as the reconstruction of the paleoclimatic and paleoceanographic variations over the last 360 ka.

## 제 5 장

오호츠크해의 일반해양학적 환경

(General Oceanography of  
the Okhotsk Sea)



## 오호츠크해의 일반해양학적 환경

**요약 :** 북동아시아의 오호츠크해의 일반해양학적 특성을 간단히 기술했다. 오호츠크해는 연중 최소한 6 개월 이상 결빙되며 알고 찬 곳에서 생긴 해빙은 해류를 따라 퍼진다. 표면염분은 강수에 큰 영향을 받으며 깊어지면 염분의 차이는 많이 없어진다. 입도가 비교적 큰 해저퇴적물은 해저지형의 영향을 받는 반면 점토광물은 화산 및 인근 지역의 지질의 영향을 받는다. 한편 오호츠크해는 과거에는 비밀지역이었으나 최근 개방되고 있다.

### 1. 일반해양학적 환경

오호츠크해(Okhotsk Sea)는 북동아시아 러시아변방(Russia 邊方)에 있는 바다로 알고 있는 수가 대부분이라 생각된다. 그러나 최근 한국해양연구소가 오호츠크해연구에 관심을 가지면서 오호츠크해는 단순히 멀리 있는 바다를 넘어 우리에게 가까이 오고 있다는 생각이 든다.

이 연구는 과거에 연구된 바에 근거해 오호츠크해의 일반해양학적 조건(一般海洋學的 條件)을 알아 보고 부차적으로 오호츠크해에 관련된 자연환경외적(自然環境外的) 분위기(霧圍氣)를 간단하게 보고하는 데에 있다.

#### 가. 수로(水路)와 해저지형(海底地形)

오호츠크해는 아시아대륙의 북동쪽에 있어 서쪽과 북쪽은 러시아본토, 북동쪽은 캄차트카반도(Kamchatka半島), 남동쪽과 남쪽은 쿠릴열도(Kuril列島)로 싸이며 남서쪽은 사할린(Sakhalin)섬 및 북해도(北海道 Hokkaido)로 싸여, 거의 완전히 둘러싸인 바다이다. 오호츠크해의 북동쪽으로는 러시아본토와 캄차트카반도사이에 셸리코프만(Shelikhov灣)이 깊게 발달한다. 오호츠크해의 면적은 1,528,100 km<sup>2</sup>이며 부피는 1,365,000 km<sup>3</sup>이다.

오호츠크해는 동해(東海)와는 타타르해협(Tatar海峽) 및 라 페루즈해

오호츠크해 해수면의 온도는 8-12°C이며 수심 150 m에서는 0°C 이하로 떨어지며 해저부근에서는 영상으로 올라가 2°C보다 약간 높아진다. 표

층은 쿠릴열도의 남쪽의 섬들 사이의 해협들을 지나 오호츠크해로 흘러 들어간다. 오호츠크해로 흘러 들어간다. 또한 북해도 동쪽의 비교적 따뜻한 태평양을 거쳐 동해로 흘러 들어간다. 동해의 비교적 따뜻한 물은 라 뎬투즈해협을 오호츠크해의 서쪽에 있는 비교적 찬물은 남쪽으로 흘러 타타르해협을 들어온 따뜻한 태평양의 물은 캄차트카반도를 따라 북쪽으로 흘러 올라간다. 오호츠크해 내에서만 흐른다고 말할 수 있다. 쿠릴열도 남쪽의 해협을 통해 이의 해협을 통해 들어온 지라도 쿠릴열도가 장애물(障植物) 역할을 해 주로 오호츠크해의 해류는 태평양의 물이 쿠릴열도 바로 남쪽에 있는 섬사

#### 나. 해류와 표면수온 및 표면염분

는 비교적 깊은 해저분지가 발달하고 있다 (Fig. 1-1). 대해저는 비교적 완만한 지형의 바다이다. 그러나 캄차트카반도의 중앙서쪽에 북서쪽도 급경사이며 해저분지가 발달한다. 그에 비해 캄차트카반도의 서쪽인 사지형으로 이루어져야 심해분지가 발달하고 있다. 사할린섬의 연안을 벗어난 분지로 수심은 3,657 m이다. 쿠릴열도의 서쪽, 특히 남쪽의 서쪽은 심한 급경 북서쪽부근 이우즈나야 심해분지(Iuzhnaya Deep-Water Basin)가 가장 깊은 를 포함하여 러시아본토쪽으로는 대륙붕(大陸棚)이 넓게 발달하며 쿠릴열도 있으며 평균수심 859 m에 보통 1,500 m 정도이다 (Udintsev, 1957). 사할린섬 오호츠크해의 해저에는 몇 개의 분지(盆地)와 해저구릉(海底丘陵)이 (Boussole Strait)으로 수심은 2,318 m이다.

인 우투포(Urup)섬과 그 북동쪽의 시무쉬르(Simusir)섬 사이의 부속해협 현을 하며 태평양과 통하는 가장 깊은 해협은 북해도 북동쪽으로 세 번째 수심은 55 m 정도이다. 쿠릴열도는 오호츠크해와 태평양사이의 분지망(sill)역 르해협의 수심은 12 m 정도이며 북해도와 사할린섬 사이의 라 뎬투즈해협의 협을 소야(宗谷)해협으로 부른다. 러시아본토와 동쪽의 사할린섬 사이의 타타 동한다 (일본에서는 타타르해협을 마미야(間宮)해협으로 부르며 라 뎬투즈해 협(La Perouse海峽)으로 통하며 태평양(太平洋)과는 쿠릴열도사이의 해협들로



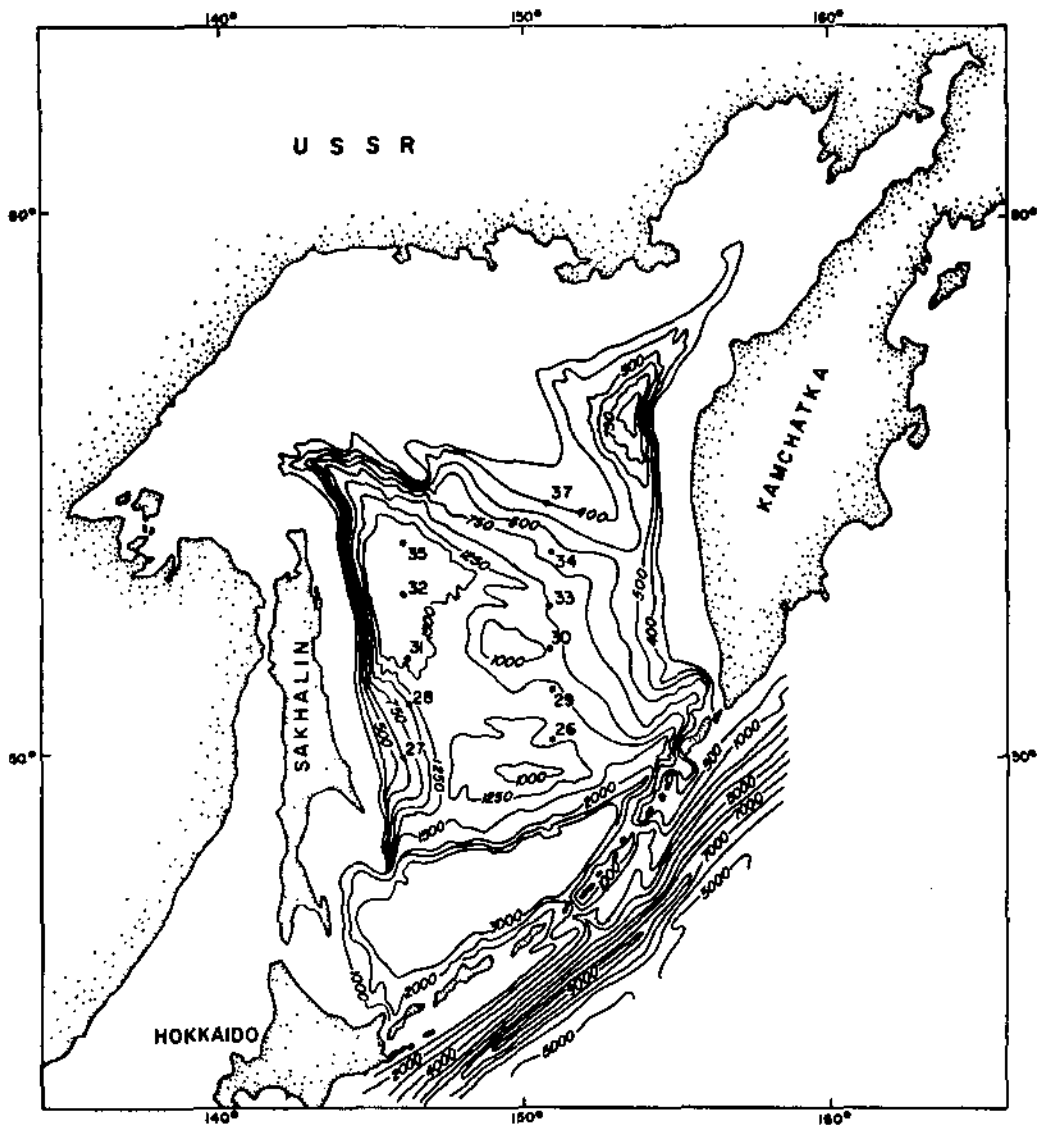


Fig. 1-1. Submarine topography of the Okhotsk Sea (after Lipps and Warne, 1966 originally after Bezrukov, 1960).

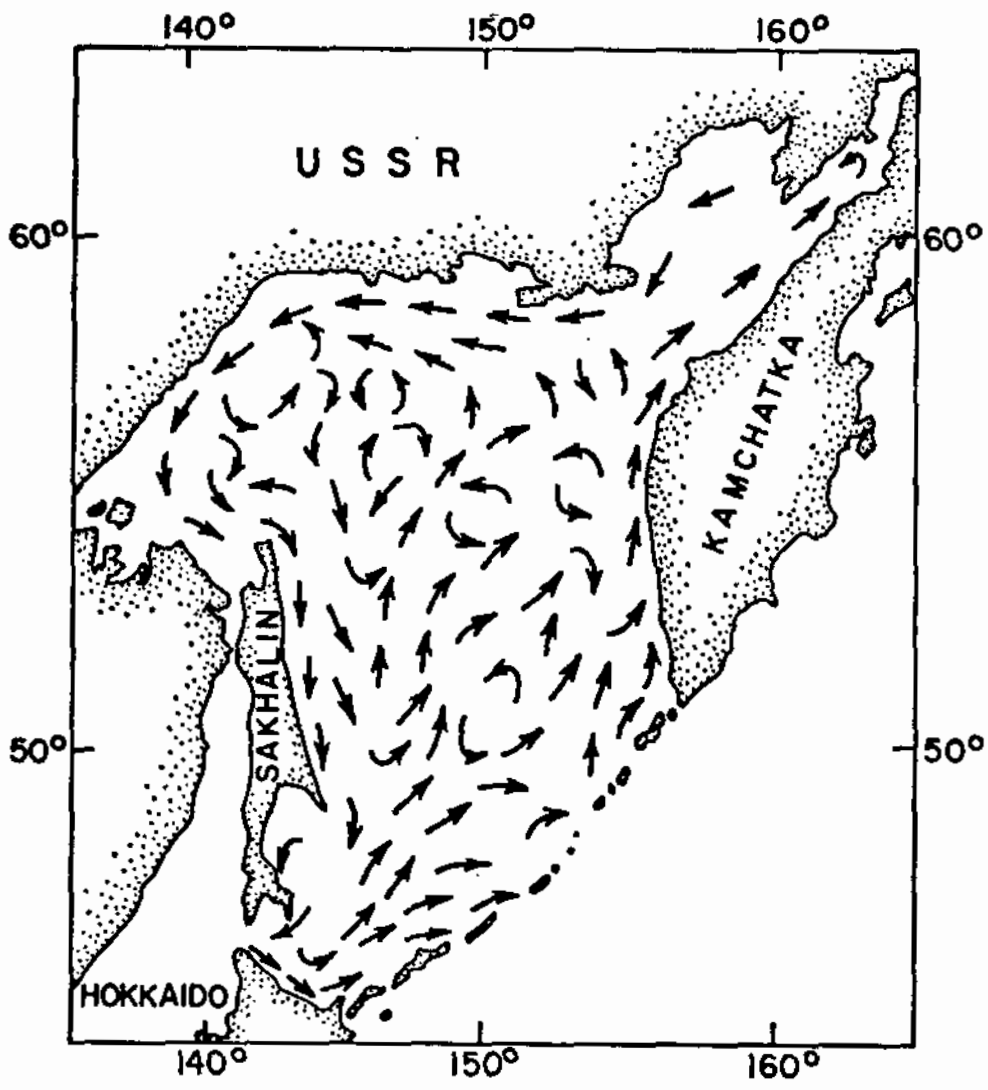


Fig. 1-2. Surface currents in the Okhotsk Sea (after Lipps and Warne, 1966 originally after Zenkevitch, 1963).

다. 해저퇴적물의 분포

있다 (Fig. 1-3). 서는 육지가 가까울수록 높고 오호츠크해전체가 거의 일정한 열분층 보이고 그러나 수심 50 m에서는 이런 현상은 많이 없으며 수심 200 m에

이런 현상은 표면열분의 지리적 분포에서 아주 뚜렷하다. 북은 아무르강 하구(河口) 주변에서는 낮으며 하구에서 멀어질수록 높아진다. 서쪽연안으로 유입되어 남쪽으로 열분이 낮아진다 (Bezrukov, 1960). 특히 열 호르는 아무르강(Amur江)을 통해 유입되며 강수의 집수면적(集水面積)은 2,66 6,000 km<sup>2</sup>로 만주(滿洲)의 상당지역에서 유입된다. 아무르강은 오호츠크해의

은 곳보다 낮다. 오호츠크해로 들어오는 강수는 만주에서 발원해 북동쪽으로 오호츠크해의 표면열분의 유입에 큰 영향을 받으며 1 m 사이에 온도차이가 큰 것으로 보인다 (Kawai and Kawamura, 1997). 수층 온도차이 최대값은 커진다. 이런 것으로 보아 오호츠크해의 표면과 수심

낮다. 그 값은 여름에는 0.6-0.8 °C이며 가을에는 0.9-1.1 °C이다. 바람이 약할 이는 인공위성에서 유추한 값이 여름과 겨울반의 수심 1 m의 열계수온보다 인공위성에서 유추(類推)한 오호츠크해표면의 수온과 열계수온의 차 는 강력한 감차트카해류에 많이 좌우된다 (Kovbasjuk and Mitnik, 1992). 1982). 특히 동쪽해역에서는 열층의 분포지역은 쿠릴열도에서 북쪽으로 흐르 계(反時計)방향으로 흐르고 발산(發散)하는 지역이다 (Kovshov and Sinynin, 따른 코리올리효과(Coriolis效果)에 지배된다. 열층이 없는 지역은 해류가 반시 서 확인된 열층 조각들과 열층이 없는 지역은 해류와 지구자전(地球自轉)에 로 보인다 (Parkinson and Gratz, 1977-1980년에 걸친 인공위성사진에 랑고 열분이 낮은 지역부터 생겨 Okotski-Kuntai 해류방향으로 따라 떠가는 것이 1973년부터 1976년까지의 인공위성영상용 분석한 결과 열층은 차고

한다. 은 8 개월, 즉 1 년의 2/3가 결빙되어 적어도 1 년의 반은 결빙된다고 보아야 결빙되기 시작한다. 11월부터 6월까지 결빙된다고 생각하면 오호츠크해는 연 시작하면서 6월에 완전히 해빙(解氷)된다 (Zenkevitch, 1963). 빠르면 11월부터 (結氷)되어 다음해 3월에는 전바다가 결빙되며 이후 해빙(海氷)은 점차 녹기 면수온은 가을부터 떨어지기 시작해 매년 늦어도 12월부터 북쪽부분부터 결빙

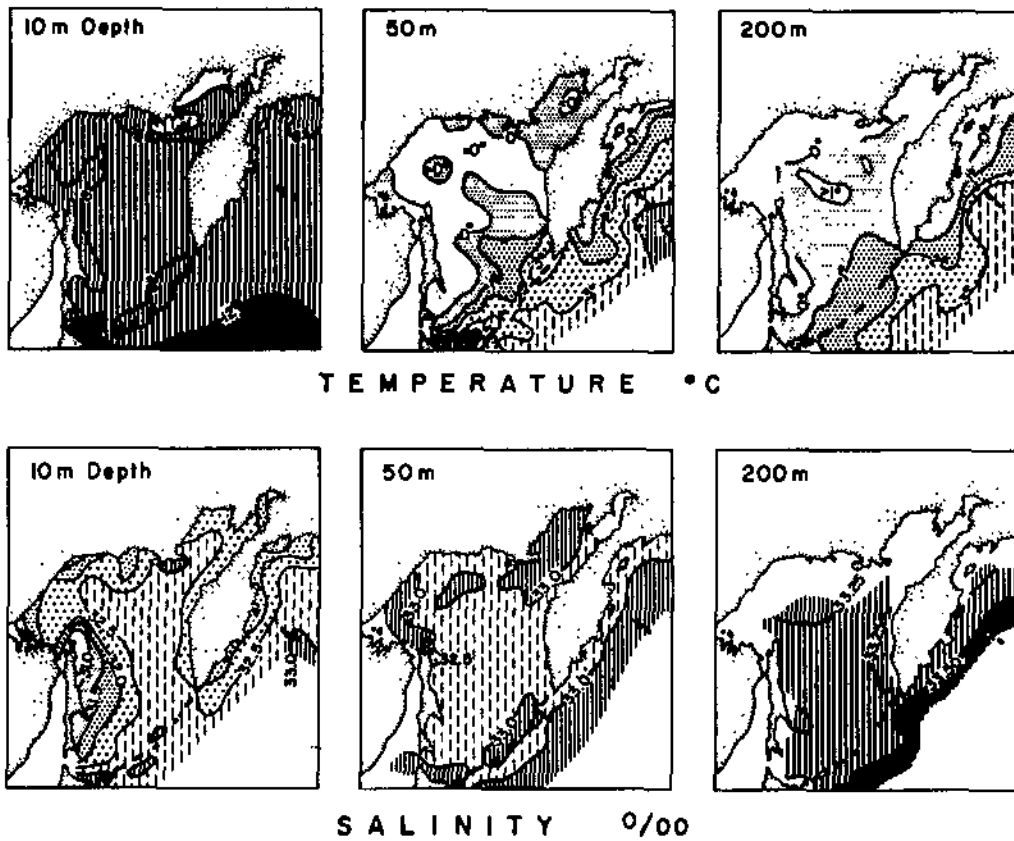


Fig. 1-3. Temperature and salinity at 10, 50, and 200 meters in the Okhotsk Sea (after Lipps and Warne, 1966 originally modified from Zenkevitch, 1963)

오호츠크해의 퇴적물(堆積物)은 해저지형의 영향을 받는다. 즉 연안의 얕은 곳과 해저중앙에서 높은 곳에는 주로 모래가 분포하며 드물게는 자갈도 분포한다. 쿠릴열도와 캄차트카반도 부근해저에는 화산성유리(琉璃)가 많으며 중앙의 해분은 대부분 규조(硅藻)가 많이 섞인 실트(silt)와 점토(粘土)로 되어 있다 (Petelin, 1957). 간혹 여기에는 얼음이 옮긴 것으로 보이는 자갈들이 섞여 있다. 오호츠크해 가운데 깊은 곳에서 얻은 시추심(core)에는 층리(層理)가 아주 불완전하게 발달하며 미세한 화산유리퇴적물도 교란되어 있다 (Lipps and Warne, 1966). 남쪽 오호츠크해의 퇴적물은 1,000 년에 1 cm 이상이며 나머지 지역은 그보다 느린 것으로 연구되었다 (Menard, 1964).

오호츠크해의 표면퇴적물에 존재하는 점토광물 가운데 특히 몬모릴로나이트(montmorillonite)와 클로라이트(chlorite) 및 일라이트(illite)가 비교적 많으며 카오리나이트(kaolinite)의 산출은 적다. 이들의 분포는 장소에 따라 다르며 해분이나 융기(隆起)된 곳 등 해저지형에는 지배받지 않는다. 대신 화산물질, 여러 종류의 암석, 주변지역의 토양 등 주로 점토광물의 공급요인에 따른다(Oinuma, 1978). 특히 몬모릴로나이트와 하이드로마이카(hydromica)가 많으며 지역에 따라서는 클로라이트도 많다. 몬모릴로나이트는 동쪽에 많으며 이질(泥質)의 화산기원 퇴적암에서 유래한다. 서쪽과 북쪽연안해저에서는 대륙지각인 퇴적암과 변성암이 침식되면서 하이드로마이카가 증가한다. 점토광물의 연구에서 기후에 따른 대상(帶狀)분포현상은 보이지 않는다 (Kurnosov and Murdmaa, 1978).

오호츠크해에 있는 대규모, 중규모, 소규모순환에 따르는 해류의 운동과 그 원인 및 각 해류에 서식하는 수산생물(水産生物)의 종합적 개관(概觀)을 위해서는 Chernyavskil(1981)을 보기를 권한다.

## 2. 오호츠크해와 관련된 기타사항

오호츠크해를 비롯해 캄차트카반도 일대는 러시아에서는 오지(奧地)나 다름 없다고 생각된다. 그러나 태평양에 면(面)해 있다는 점에서 전략적(戰略的)으로 대단히 중요한 곳이다. 그러나 오호츠크해를 비롯해 그 지역일대의

바다가 결빙(結氷)되므로 제정(帝政)러시아시절부터 부동항(不凍港)을 구하여 남하하였다. 그 결과 한반도 북동쪽 끝 바로 위의 페트라 벨리코고 만(Petra Velikogo灣)을 중심으로 항구도시 블라디보스톡(Vladivostok 樞東)이 건설된 것은 유명한 사실이다.

오호츠크해에 연한 항구 가운데 러시아본토쪽의 마가단(Magadan)과 사할린섬남쪽의 유즈노 사할린스크(Yuzno Sakhalinsk)가 큰 항구들이다. 마가단은 결빙지역에 있으며 유즈노 사할린스크는 그 보다는 덜 결빙되는 지역에 있다. 그러나 그보다 더 남쪽에 있는 블라디보스톡은 얼음의 영향이 현저히 적으므로 보통은 그 곳이 오호츠크해를 연구하는 선박의 출발지로 쓰인다.

또한 오호츠크해는 러시아의 내해로 군사기지(軍事基地)가 되어왔다. 또한 오호츠크해-캄차트카반도일대는 구소련의 장거리탄도탄(長距離彈道彈)의 탄착(彈着)지역으로 군사적으로 아주 중요한 곳이었다. 또한 그 일대는 과거 냉전시(冷戰時) 소련의 적국이었던 미국이 있는 북아메리카대륙에서 가장 가까운 곳으로 일선이나 마찬가지로였다. 그러므로 오호츠크해 일대에는 미국의 구소련의 군사활동, 특히 핵잠수함(核潛水艦)의 동향(動向)과 유도탄의 비밀을 탐지하는, 해저(海底)에 부설(敷設)한 전자시설과 미국 측의 탐지수단을 찾아내고 막으려는 소련의 활동이 첨예하게 대립된 지역이었다. 예컨대 미국이 10억 불을 투입하여 비밀리에 오호츠크해해저에 부설했던 음향청취장비(音響聽取施設)은 작동되었으나 1981년 뚜렷한 이유 없이 정지되었다. 그러나 당시 그 작전에 깊이 관여했던 미국 통신기술자가 구소련으로 비밀을 팔았다는 사실을 1986년 자백함으로써 그와 관련이 있는 것으로 보인다 (Broad, 1997).

따라서 오호츠크해는 외국인에게 개방(開放)되지 않아 외국인이 수행한 연구는 많지 않으며 단지 인공위성자료를 이용한 원격탐사연구들은 있다. 그러나 구소련이 붕괴되면서 러시아측은 오호츠크해연구를 서방학자들에게 개방하고 있다. 이런 점에서 러시아의 정책변환(政策變換)을 느낄 수 있다. 현재는 러시아 측과 합의한 연구를 위해서는 오호츠크해의 조사와 관측이 가능하다 (Freeland et al., 1998; Wong et al., 1998).

또한 북해도의 북동쪽으로 연결된 섬 4 개는 일본이 1945년 제 2차 세계대전에 패전(敗戰)하면서 러시아에게 병합된 섬으로 일본은 이의 반환을 계속해서 주장하는 상태이다.

## 참 고 문 헌

- Bezrukov, P. L., 1960. Donnye otlozheniya Okhotskogo Morya (Bottom deposits of the Okhotsk Sea): Akad. Nauk SSSR, Trudy Inst. *Okeanologii*, 32: 15-95.
- Broad, W. J., 1997. The Universe below: Discovering the secrets of the deep-sea, Simon & Schuster, New York, 432p.
- Chernyavskil, V. I., 1981. Tsirculyatsionnye sistemy Okhotskogo morya (Circulation systems in the Sea of Okhotsk), *Dinamika Chislennosti i Uslovia Vosproizvodstva Zhivotnykh dal Nevostochnykh morej* (Dynamics of abundance and reproduction conditions of commercial species in the Far Eastern Seas), Shuntov, V. P. ed. vol. 105: 13-19. .
- Freeland, H. J., A. S. Bychkov, F. Whitney, C. Taylor, C. S. Wong, and G. I. Yurasov, 1998. WOCE section P1W in the Sea of Okhotsk 1. Oceanographic data description, *Journal of Geophysical Research*, 103 (C8): 15,613-15,623.
- Kawai, Y., and H. Kawamura, 1997. Seasonal and diurnal variability of differences between satellite-derived and in situ sea surface temperatures in the south of the Sea of Okhotsk, *Journal of Oceanography*, 53(4): 343-354.
- Kovbasyuk, V. V. and L. M. Mitnik, 1992. The 7th International Symposium on Okhotsk Sea and sea ice, Abstract, 373p.
- Kovshov, V. A. and Yu. N. Sinyurin, 1982. Potoyannye razrezheniya ledyanogo pokrova votkrytykh Okhotskogo morya (Persistent

- broken ice areas in the open part of the Sea of Okhotsk), *Meteorol. Gidrol.*, 11: 76-81.
- Kurnosov, V. B. and I. O. Murdmaa, 1978. Clay minerals in Recent sediments of the Sea of Okhotsk, *Oceanol. Acad. Sci. USSR*, 18(4): 442-447.
- Lipps, J. H. and J. E. Warne, 1966. Planktonic foraminiferal biofacies in the Okhotsk Sea, *Contr. Cushman Found. Foramin. Res.*, 17(4): 125-134.
- Menard, H. W., 1964. Marine geology of the Pacific: McGraw-Hill, New York, 271p.
- Oinuma, K. 1978. The distribution of clay minerals in Recent sediments of the Okhotsk Sea, *Deep-Sea Research*, 25(7): 659-667.
- Parkinson, C. L. and A. J. Gratz, 1983. On the seasonal sea ice cover on the Sea of Okhotsk, *Journal of Geophysical Research*, C, 88(C5): 2793-2802.
- Petelin, V. P., 1957. Mineralogiya peschano-alevritovykh fraktsii osadkov Okhotskogo Morya (Mineralogy of the sand-silt fraction of the sediments of the Okhotsk Sea): Akad. Nauk SSSR, Trudy Inst. *Okeanologii*, 22: 77-138.
- Udintsev, G. B., 1957. Rel'ef dna Okhotskogo Morya (Relief of the floor of the Okhotsk Sea): Akad. Nauk SSSR, Trudy Inst. *Okeanologii*, 22: 1-76.
- Wong, C. S., R. J. Matear, H. J. Freeland, F. A. Whitney, and A. S.



Bychkov, 1998. WOCE line P1W in the Sea of Okhotsk 2 . CFCs and the formation rate of intermediate water, *Journal of Geophysical Research*, v. 103 (C8): 15,625-15,642.

Zenkevitch, L.A., 1963. *Biologiya morei SSSR* (Biology of the seas of the USSR): Akad. Nauk SSSR, Inst. *Okeanologii*, Moskva, 740p.

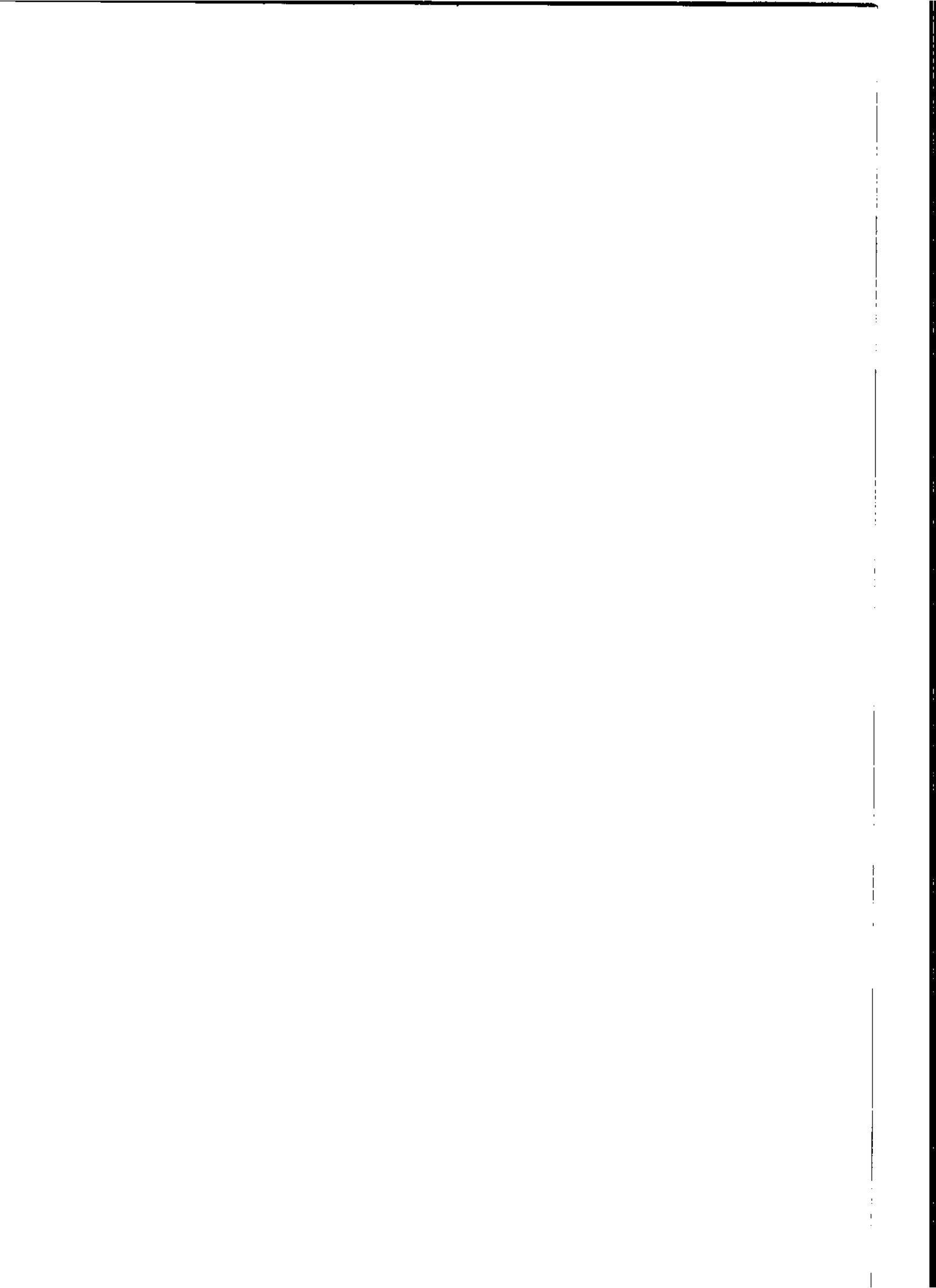
## General Oceanography of the Okhotsk Sea

**Abstract** : General oceanography of the Okhotsk Sea was briefly described. The Sea ice is developed for at least 6 months in a year and scattered along with the currents in the Okhotsk Sea. Surface salinity of the Okhotsk Sea is controlled by the input of the Amur River water and diluted in the depths of the Sea. Granulometry of the sediments is dependent on the submarine topography and clay minerals on the volcanoes and geology of the adjacent areas to the Sea. The Okhotsk Sea was classified as top secret in the past and now open to western scientists.

## 제 6 장

오호츠크해의 유공충

(Foraminifera of the Okhotsk Sea)



유공충은 바다에 사는 단세포원생동물(單細胞原生動物)로 완전한 개체의 크기가 작아 적은 양의 시료에서도 많이 나와 가장 많이 연구된 미고생물 가운데 하나이다. 유공충에는 바다의 바닥에서 서식하는 저서유공충(底棲有孔蟲)과 대양이나 열린 바다의 수층 50-100 m 깊이에 부유해서 서식하는 부유유공충(浮游有孔蟲)이 있다. 유공충은 생태적 환경에 따라 서식하는 종류와 조성(組成)의 차이가 생겨 군집(群集)을 형성한다. 특히 저서유공충은 수심(水深), 염분(鹽分), 수온(水溫), 퇴적물(堆積物) 등등의 특징에 따라 뚜렷한 군집을 형성한다. 반면 부유유공충은 수괴(水塊)의 생태학적 조건, 특히 수온에 따라 군집이 달라져 마뫌한 곳의 수괴에는 종류가 많고 개체수가 많다. 반면 찬수괴에는 종류가 적어지며 같은 종이라도 모양이 뚜렷이 달라진다.

한편 지질시대의 저서유공충은 시상(示相)화석으로서의 가치가 크나 생존기간이 너무 길어 표준(標準)화석으로서의 가치는 떨어진다. 반면 부유유공충은 생존기간이 짧고 대양(大洋)에 널리 분포해 표준화석으로 가치는 대단히 높다. 또한 대양에 서식하므로 고해양(古海洋), 특히 대양수괴(水塊)의 종은

### 1. 서론

요약 : 유공충(有孔蟲)은 해저퇴적물에 가장 많은 미고생물(微古生物) 가운데 한 종류이다. 오펜호크해의 퇴적물에도 유공충은 많아 1950년대초부터 연구되기 시작해 몇몇 학자에 의해 집중적으로 연구되었다. 특히 최근에는 고환경(古環境)을 해석하기 위하여 유공충을 재료로 한 지구화학(地球化學)적 분석도 시도되었다. 앞으로 오펜호크해의 고환경해석이라는 체계적이며 보다 큰 연구 목적에서 보다 많은 연구재료를 얻어 보다 상세한 연구를 수행할 필요가 있다. 그러나 러시아학자들에 의해 발표된 유공충은 대부분 러시아어언어로 기재(記載)되어 우리나라에서는 해독(解讀)하기 어렵고 그나마 구하기 어렵다는 문제점이 있다.

## 오펜호크해의 유공충

지시자가 된다. 반면 얇은 곳에는 거의 없어 연안(沿岸)에서는 거의 산출되지 않는다는 약점이 있다.

최근에 지구화학(地球化學)이 발전하면서 유공충껍데기를 만든 탄산칼슘에서 산소와 탄소의 안정동위원소(安定同位元素)들의 비율을 분석하여 고해양의 온도를 구하는 재료로 많이 쓰인다. 저서유공충은 해저의 온도를 구하는 재료이며 부유유공충은 대양의 표면수온을 구하는 재료로 쓰인다.

이 연구는 오호츠크해의 유공충연구를 간단히 일별하고 앞으로의 연구방향을 제시하고 연구에서의 문제점을 약술하려는 것이다.

## 2. 지금까지의 오호츠크해 유공충연구

오호츠크해의 유공충, 특히 부유유공충연구는 1953년 Shchedrina가 네 종류의 부유유공충을 기재한 이후 시작되었다. 그는 1958년 사할린군도 부근에서 발견한 다섯 종의 유공충을 추가했다. Saidova는 1957년 저서유공충을 집중적으로 연구하면서 퇴적물에서 발견한 부유유공충을 간단히 언급했다. Lipps(1966)는 부유유공충의 지리적 분포와 많기에 근거해 연안, 북쪽, 중앙, 남부 등 네 개의 생물장(生物場)의 존재를 발표했다 (Fig. 2-1). 그에 따르면 찬 바다에 많은 *Globigerina pachyderma*와 *G. bulloides*는 거의 모든 시료에서 산출되며 유공충군집의 95%를 이룬다. 그러나 쿠릴열도 사이의 해협을 지나 태평양물이 들어오는 곳 부근에는 *G. eggeri*, *G. quinqueloba*, *Globigerina glutinata*, *G. uvula*, *Turborotalia scitula* 등 소위 Bradshaw (1959)가 말하는 점이성 동물군(漸移性 動物群 Transition Fauna)이 나온다. *T. scitula*는 서태평양에서는 여기가 최북(最北)쪽의 산출지점이다. 한편 동해물이 들어오는 사할린섬의 아주 남쪽연안 해저에서는 더운 물에서 사는 *Globigerinoides ruber*와 *G. conglobatus*가 발견되나 그 보다 북쪽에서는 나오지 않는다.

반면 Saidova(1957a, 1960)는 서식지역과 수심에 따르는 저서유공충의 정량적 조성(定量的組成)을 집중적으로 연구하면서 부유유공충의 산출을 보고했다 (Fig. 2-2). Saidova(1994, 1997)는 최근 저서유공충의 분포와 조성 및 다양성(多様性) 등을 연구해 저서유공충의 군집은 태평양의 따뜻한 수괴와 웰리코프만과 북쪽 대륙붕의 찬물로 된 수괴의 영향에 따라 만들어지는 것으로

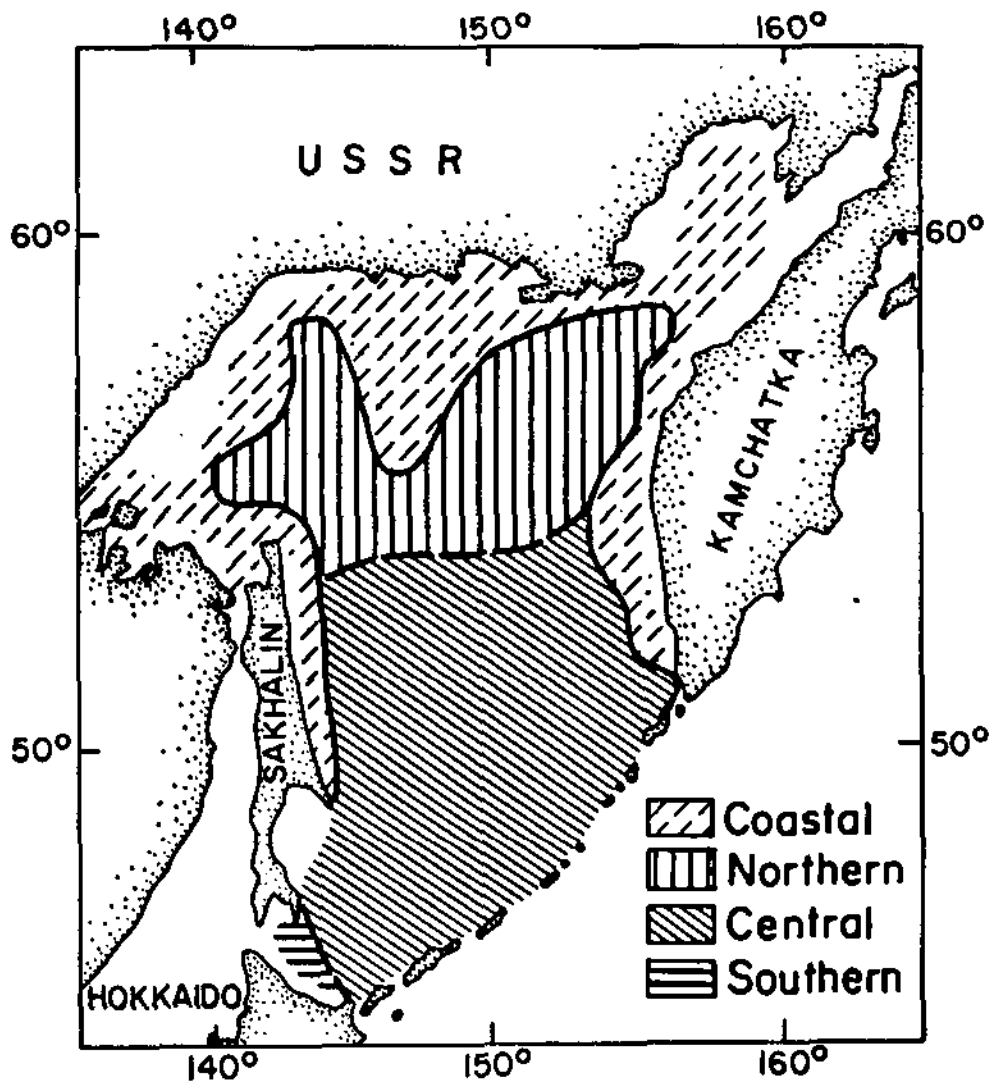


Fig. 2-1. Planktonic foraminiferal biofacies (Lipps and Warme, 1966).

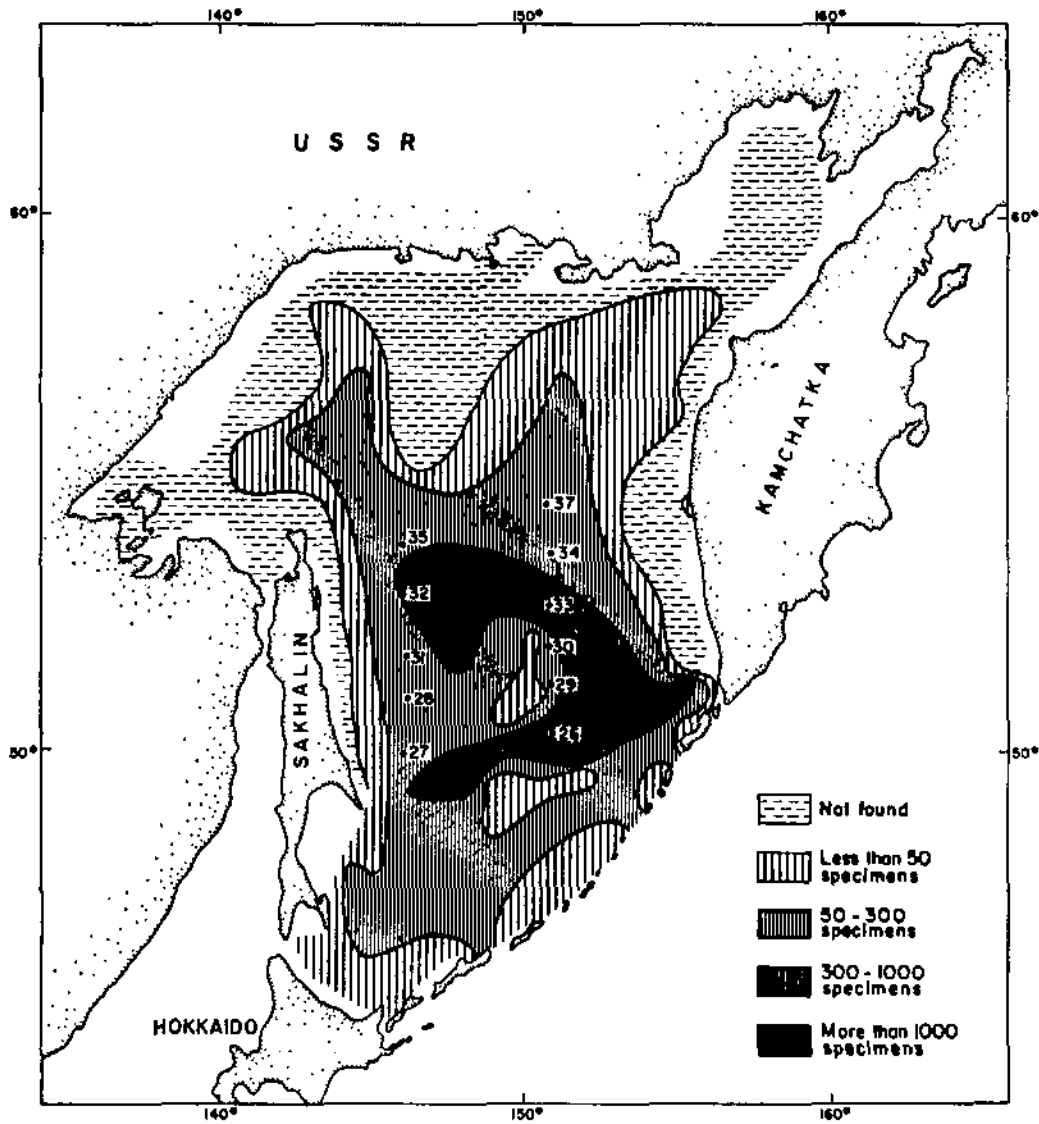


Fig. 2-2. Abundance of planktonic foraminiferal tests per 50 grams of bottom sediments (after Lipps and Warme, 1966 originally after Saidova, 1957a).



로 보고했다. 해수가 원형으로 흐르면서 해저온도가 영상인 캄차트카대륙붕에는 따뜻한 곳에 사는 종이 많으며 해저수온이 영하인 쉘리코프만의 북쪽과 북쪽 및 사할린대륙붕에는 찬물에 강한 종이 서식한다.

표층(表層)퇴적물 뿐 아니고 시추심(試錐芯 core)에서도 유공충의 연구를 통해 유공충의 조성과 고환경(古環境)의 변화를 밝히려는 연구가 있었다. Saidova(1957b)는 시추심에서 층에 따라 유공충의 군집변화를 얻어 그 변화를 고환경의 변화로 설명했다. Basov and Khusid(1983a,b)는 해저퇴적물내의 저서유공충의 생물량(生物量)을 연구했다. 그들의 연구에 따르면 저서유공충은 해저면 30 cm 깊이까지 서식한다. 저서유공충은 그 깊이에 상당히 오랜 동안 또 많이 서식하는 것으로 보인다. 해저표면의 1-21 g에 이르는 전체 저서유공충생물량 가운데 반 이상이 살아있는 경우도 있었다. 비교적 따뜻하고 산소가 많은 태평양물의 영향하에 있는 비교적 높은 곳에 살아있는 유공충이 많았다. 반면 깊고 우묵한 곳에서는 산소가 부족한 징후가 보이며 유공충의 생물량은 적다. 저서유공충의 생물량은 해저지형(海底地形), 수심, 퇴적물의 물리적 상태(物理的狀態)와 관계없이 해저표면에서 속으로 들어갈수록 감소되었다. 유공충의 생물량은 수심이 깊어지면서 전체적으로 적어진다. Basov and Khusid (1984)의 연구에 의하면 저서유공충은 해저표면과 최대 25-30 cm까지 서식하며 수심이나 퇴적물의 물리적 상태와는 관계가 없다. 살아있는 개체는 서식조건(棲息條件) 및 매몰(埋沒)특징과 특히 밀접한 관계가 있다. 퇴적물속에 살아있는 유공충은 퇴적물속으로 파고 들어가거나 퇴적과정이나 먹이를 찾는 과정에서 매몰되는 것으로 보인다.

Gorbarenko(1991)는 유공충의 산소동위원소를 분석해 빙하시대(氷河時代)와 대비(對比)했다. 그의 연구에 따르면 탄산칼슘, 유기탄소(有機炭素), 이산화규소(二酸化珪素  $SiO_2$ )성분이 많은 I층은 마지막 빙하기말기부터 홀로세에 걸쳐 쌓인 층이며 II층은 뷔름기중간의 따뜻한 시기에 쌓인 층이며 III층은 리스-뷔름사이의 간빙기(間氷期)에 쌓인 층이다. 유기물이 많이 쌓여 생긴 I층과 II층에서 탄산칼슘과 유기탄소보다 이산화규소가 천천히 증가하는 것은 대륙빙하(大陸氷河)가 최대로 녹으면서 생긴 신선한 담수(淡水)가 바다표면을 덮으면서 그 물이 더 강하게 수직(垂直)으로 순환(循環)했던 효과를 시사하는 것으로 생각된다. 그의 연구 시추심에서는 세 층의 얇은 화산재층이 발견되었다. Belyaeva and Burmistrova (1997)는 지난 6만 년 동안 오토츠크해 대부분

의 표면과 심해수(深海水)의 온도는 지금보다 낮았으며 5만 년 전, 3만 년 전 및 13,280 년전에 따뜻해졌던 적이 있었던 것을 밝혀내었다.

### 3. 앞으로의 연구

유공충이 미고생물학 내지는 고해양학(古海洋學)이나 고환경해석에서 차지하는 중요성에 비하면 오호츠크해의 유공충연구는 많은 편은 아니다. 이유는 러시아의 과학연구를 결정하는 정부관료들이 오호츠크해를 러시아의 심장부에서 대단히 먼 북동아시아 변방(邊方)이자 러시아의 내해(內海)로 생각해 안심하면서, 오호츠크해의 중요성을 소홀하게 생각한 결과가 아닌가 하는 의심이 든다. 또한 오호츠크해에 탄화수소(炭化水素) 등 해저자원(海底資源)이 부존되지 않았다고 생각하면서 연구를 소홀하게 했을 수도 있다. 그러나 그런 자원탐사문제는 연구가 진행되면서 새로운 사실을 밝힐 수 있다는 점에서 계속되어야 한다. 나아가서 오호츠크해가 겨울에 언다는 것도 오호츠크해에 관한 많은 연구가 없는 간접적인 원인의 하나로 생각된다.

그러나 그런 부정적 견해보다는 오호츠크해는 북동아시아의 가운데에 있는 바다로서 북동아시아에서 야기되었던 지질학적 현상과 고환경적 현상에 중요한 흔적(痕迹)을 가지고 있다고 생각되는 바, 오호츠크해의 연구는 북동아시아의 고환경을 해석하는 데 절대로 필요한 지역이다. 또한 우리나라의 바다인 동해의 바로 북쪽에 있는 바다라는 점에서 동해의 지질학적 현상이 연장(延長)되고 동해에 영향을 미쳤다는 점에서는 우리는 결코 소홀히 할 수는 없는 바다라고 생각된다.

그러므로 앞으로의 오호츠크해의 지질학적 연구는 표층퇴적물과 시추심을 획득해 산출되는 유공충의 미고생물학적(微古生物學的) 연구를 선행해야 한다. 물론 이 연구는 오호츠크해의 고환경해석이라는 큰 틀속에서 수행되어야 할 것이다. 다시 말하면 미고생물학적 연구는 오호츠크해의 퇴적학적, 지구화학적, 고생물학적, 절대연대학(絶代年代學)적, 자기층서학(磁氣層序學)적, 지구물리학적 연구 및 해저자원조사 등등 지질과학(地質科學)적 연구 및 상호관련된 연구분야의 종합적 연구분야의 일환으로 수행되어야 한다.

단순한 내용으로 생각될 수도 있으나 오호츠크해에서 산출되는 유공

충, 특히 저서유공충은 산출되는 종류가 수백 종 이상으로 많다는 점에서 저서유공충의 모양을 눈에 익힐 필요가 있다. 그러나 과거의 연구가 대부분 러시아어로 된 논문으로 국내에서는 구하기도 힘들고 구해도 해독하기는 불가능하다. 또한 논문의 대부분은 방법의 설명은 거의 없고 결과의 나열과 설명에 치우치고 그림이나 표 등 내용을 이해할 수 있는 자료가 부족해 이해하기도 어렵다. 더욱이 그림이나 표, 특히 유공충도판(圖版)들의 인쇄상태가 나빠 그들을 참고하기는 쉽지 않아 이런 것들이 상당한 장애가 되리라 생각된다.

#### 4. 결론

오호츠크해의 유공충을 포함한 미고생물 연구 내지는 지질과학적 및 해양과학적 연구는 북동아시아연해의 고환경을 이해한다는 점에서는 절대 필요한 연구분야이다.

그러나 러시아학자들의 연구를 구하기도 힘들고 구해도 이해하기 힘들다는 점에서 실질적으로는 처음부터 다시 연구하는 마음가짐으로 연구에 임해야 할 것이다. 그러므로 완전히 자력(自力)으로 오호츠크해에서 산출되는 유공충을 처음부터 다시 시작해야 한다. 우선 오호츠크해에서 산출되는 저서유공충을 눈에 익히는 데 상당한 시간과 노력이 필요하리라 믿어진다.

## 참고문헌 겸 오호츠크해 관련 유공충문헌

- Basov and Khusid, 1983a. Biomass of benthic foraminifera in sediments of the Sea of Okhotsk. *Oceanolo. Acade. Sci. USSR*, 23(4): 489-495.
- Basov and Khusid, 1983b. O biomasse benthonykh foraminifer v osadkakh Okhotskogo morya. (On the biomass of benthonic Foraminifera in the Sea of Okhotsk sediments. *Okeanologiya*, 23(4): 648-855.
- Basov and Khusid, 1984. Benthic foraminifera in Sea of Okhotsk sediments. *Sov. J. Mar. Biol.*, 9(6). 317-326.
- Belyaeva, N. V. and I. I. Burmistrova, 1997. K paleogidrologii Okhotskogo morya Vposlednie 60 tys. let (On the paleohydrography of the Okhotsk Sea during the last 60000 years), *Okeanologiya*, 37(3): 432-440.
- Bradshaw, J. S., 1959. Ecology of living planktonic foraminifera in the North and Equatorial Pacific, *Contr. Cushman Found. Foram. Res.*, 10(2): 25-64, pls. 6-8.
- Gorbarenko, 1991. The stratigraphy of the Upper Quaternary sediments in the central part of the Sea of Okhotsk and its paleoceanology according to data obtained by the D<sup>18</sup>O and other methods, *Oceanology*, 31(6): 761-766.
- Lipps, J. H. and J. E. Warne, 1966. Planktonic foraminiferal biofacies in the Okhotsk Sea, *Contr. Cushman Found. Foram. Res.*, 17(4): 125-134. pls. 9-10.
- Saidova, Kh. M., 1957a. Kolichestvennoe raspredelenie foraminifer v

- Okhotskom More (Quantitative distribution of foraminifera in the Okhotsk Sea), *Doklady Akad. Nauk SSSR*, 114(6): 1302-1305.
- Saidova, Kh. M., 1957b, On the distribution of foraminifera in the strata of the sediments of the Okhotsk Sea, *Doklady Akad. SSSR*, 115(6): 1213-1216.
- Saidova, Kh. M., 1960, Raspredelenie foraminifer v donnykh otlozheniyakh Okhotskogo Morya: Akad. Nauk SSSR, Trudy Inst. (Distribution of foraminifera in the bottom sediments of the Okhotsk Sea), *Okeanologii*, 32: 96-157.
- Saidova, Kh. M., 1994. Shel'fovye soobshchestva foraminifer Okhotskogo morya (Foraminiferal communities of the Okhotsk Sea shelf.), *Okeanologiya*, 34(6): 867-872.
- Saidova, Kh. M., 1997. Glubokovodnye soobshchestva foraminifer Beringova i Okhotskogo morej (Deep-sea foraminiferal associations in the Bering and Okhotsk seas), *Okeanologiya*, 37(1): 105-112.
- Shchedrina, Z. G., 1953. Novye dannye po faune foraminifer Okhotskogo Morya i ee raspredeleniyu: Akad. Nauk SSSR, Trudy Inst. (New data concerning the foraminiferal fauna of the Okhotsk Sea and its distribution), *Zoologicheskogo*, 13: 12-32.
- Shchedrina, Z. G., 1958. Fauna foraminifer (Foraminifera) morskikh vod iuzhnogo sakhalina i iuzhnykh Kuril'skikh Ostrovov (Foraminiferal fauna of the sea waters of southern Sakhalin and southern Kurile Islands) Issled. Dal'nev. Morei SSSR, 5, *Trudy Kurilo-Sakhalinskoi Ekspeditsii*, 1: 5-41.

## Foraminifera of the Okhotsk Sea

**Abstract** : Researches on the foraminiferal fauna, benthic as well as planktonic, on the Okhotsk Sea have been carried out since 1950s. Recent researches adopting geochemical analyses were carried out to reveal the paleoenvironmental changes of the Okhotsk Sea. More detailed micropaleontological research on Foraminifera is necessary with the goal to reveal paleoenvironmental changes in association with multi-disciplined principles in the Okhotsk Sea should be carried out. Most of the foraminiferal fauna occurred in the Okhotsk Sea were described by Russian which are difficult to obtain and understand in Korea. This actual situation should be overcome for the research on the foraminiferal fauna of the Okhotsk Sea.