

BSPE 00196 - 342 - 4

해양화학입문서 작성에 관한 연구

(Introduction to Chemical Oceanography)

1991. 4.

한국해양연구소



# 제 출 문

한국해양연구소장 귀하

본 보고서를 “해양화학입문서 작성에 관한 연구”의 보고서로 제출합니다.

1991년 4월

연구책임자 : 홍 기 훈

이 수 형

연 구 원 : 김 석 현

정 창 수

홍 선 욱



# 요 약 문

## I. 제 목

해양화학입문서 작성에 관한 연구

## II. 연구개발의 목적 및 중요성

우리나라에서도 해양화학이 교수되고 연구되어 온 지 20여년이 지나서 현재 해양학 인구는 대학에서만 1,000명이 넘고 해양전문인력도 약 400명에 달하고 있다. 급속한 경제성장의 결과 한반도 주변의 바다는 그 화학적 해양과정이 인위적인 요인들에 의하여 급격하게 변화되어 가고 있으며 때로는 사회·경제적으로 부정적인 현상도 나타나고 있어서 해양의 화학과정을 바르게 이해하는 일이 무엇보다도 시급하다. 그러나 우리나라에서는 몇 개의 번역본을 제외하고는 우리 실정에 맞는 적절한 해양화학입문서가 거의 존재하지 않는 형편이다. 그러므로 21세기를 준비하는 1990년대 초반에 해양화학을 구성하는 기초적인 지식을 수집·재정리, 분석하며 장래연구추세를 조망해 보는 작업은 필요하다. 따라서 국내의 해양관련 전문인은 물론이고 초보자까지도 쉽게 접근할 수 있는 해양화학입문서 작성이 필요하다.

## III. 연구개발의 내용 및 범위

1. 기후변동에서 해양과 탄소의 역할
2. 해양화학의 정의 및 발달사
3. 지구과학의 제분야 중에서 해양화학의 위상
4. 지구의 기원
5. 물
6. 해양물질순환과 원소의 분포

7. 해저 퇴적물에 기록된 해양과정
8. 해양과정의 속도 구하는 법
9. 해수 중 용존기체
10. 수괴 추적자
11. 경계면 과정
12. 해양의 과거, 현재, 미래 - 지구온난화
13. 해양오염 연구방법

#### IV. 연구개발 결과 및 활용에 대한 건의

해양화학의 학문분야를 인식하는 데 도움을 주며 해양화학적 연구방법이 널리 확산되어 인위적이나 자연적인 해양환경변화에 능동적으로 대처해 나가는 능력을 배양하며 향후 해양관련 대학에서 교재로 활용되고 해양관련 전문인들에게는 참고서적으로 활용될 것이다.

그러나 해양화학입문서 작성을 위한 자료, 수집, 정리, 분석하는 데는 11개월의 연구기간은 짧으며 본 연구를 통하여 마련된 토대 위에서 1년 정도의 보완, 수정하는 작업을 거쳐서 단행본으로서 출판이 가능할 것으로 사료된다.

# SUMMARY

## I. Title

Introduction to Chemical Oceanography

## II. Significance and Goal of the Study

In Korea, Oceanography has been taught and studied for more than 20 years. The size of the oceanographic community is about 1,000 in colleges and 400 in research and administrative institutions. A significant industrial development in the country since sixties has brought some negative impacts to the surrounding coastal waters. In order to provide necessary measures, we have to understand the chemical processes of the sea. Although a few Chemical Oceanography text books are available, all of them are translated versions of foreign workers. With the end of the twentieth century, we have a unique opportunity to collect, analyze all the chemical aspects of the ocean and ponder the future research trends in terms of the Korean perspectives. Therefore, writing text books on the chemical oceanography is urgent.

## II. Scope of the study

1. Ocean, carbon and climate change
2. A history of Chemical Oceanography
3. Chemical Oceanography among the Geophysical sciences
4. Origin of the Earth
5. Water
6. Distribution and cycles of chemical elements in the sea
7. Oceanographic processes recorded in the marine sediments
8. Methods determining rates of oceanographic processes
9. Dissolved gases in the sea
10. Water mass tracer

11. Boundary processes
12. Oceans, past, present and future – A global warming
13. Oceanographic investigation of marine pollution

### III. Results and discussion

This report is organized to provide an insight to the chemical oceanographic processes in the sea, and it will be used as a reference book for students as well as ocean scientists. However, at least a year of additional work is needed to publish.



## 책 머 리 에

우리는 항상 과학은 정확한 이론과 실험으로 구성되어 있다고 생각하지만 실제로는 과학자의 상상력, 직관 그리고 약간의 행운이 없다면 현재 우리가 누리고 있는 과학의 진전은 이루어지지 않았을 것이다. 또한 우리는 자연과학도 예술의 일종이며 논리 만큼이나 아이디어에 의하여 추진된다는 사실을 잊는 경향이 있다.

(Klaus Wyrтки, 1989년 Maurice Ewing Medal 시상식에서)



# 목 차

책머리에 .....	(7)
표 목 차 .....	(13)
그림목차 .....	(15)
제 1 장 서 론 .....	1
1. 우리 생활과 기후 변동 .....	1
2. 기후 변동에서의 해양과 탄소의 역할 .....	2
2.1. 해양과정과 대기 CO <sub>2</sub> .....	3
2.2. 탄소 수지의 균형 .....	5
2.3. 인공위성을 이용한 해양관측 .....	8
2.4. 과거 기후 변화 .....	9
2.5. 표층 해양에서의 탄소 플럭스 .....	12
2.6. 입자 형성과 변천 .....	14
2.7. 급속 침강, 완만 복귀 .....	16
2.8. 전 세계 해양을 대상으로 한 연구전략 .....	18
2.9. 새로운 발견의 장-해양 .....	20
제 2 장 해양화학 .....	23
1. 해양화학의 정의 .....	23
2. 해양화학 발달사 .....	23
2.1. 근대 .....	24
2.2. 현대 .....	26
2.3. 앞으로의 과제 .....	28
제 3 장 지구과학의 제 분야 중에서 해양화학의 위상 .....	31
1. 지구 기후에 관련된 측면 .....	31

2. 지구의 생지화학 측면 .....	33
3. 지구 환경 변화 연구 측면 .....	35
4. 고체 지구 과정 측면 .....	36
5. 천문학 측면 .....	37
<b>제 4 장 지구의 기원 .....</b>	<b>39</b>
1. 대기와 해양의 기원 .....	42
1.1. 대기의 기원 .....	43
1.2. 물의 기원 .....	43
1.3. 염의 기원 .....	44
<b>제 5 장 물 - 특성 .....</b>	<b>46</b>
1. 물의 물리·화학적 특성 .....	46
2. 수문학적 물 순환 .....	52
2.1. 대기 중의 물 .....	54
2.2. 해양에서의 얼음 .....	54
3. 염분 .....	55
3.1. 해수 조성의 항상성 .....	57
3.2. 염분의 변이 .....	58
3.2.1. 깊이에 따른 염분의 변화 .....	58
3.2.2. 표층 염분의 분포 .....	60
3.2.3. 염분 측정 .....	60
3.2.4. 국지적 염분 변화 .....	63
3.2.5. 해수로부터 염의 추출 .....	63
<b>제 6 장 해양 물질 순환과 원소의 분포 .....</b>	<b>64</b>
1. 영양염류 .....	70
1.1. 산화 및 기존형 영양염 .....	71
1.2. 인산염 이온 .....	72

1.3. 질소계 영양염류 .....	73
1.4. 규산염 영양염류 .....	73
1.5. 레드필드의 비 .....	74
2. 입자성 부유물질의 화학조성 .....	75
3. 대양에서의 원소의 수직분리 .....	80
4. 대양 심층수에서의 원소의 수평분리 .....	88
<b>제 7장 해저 퇴적물에 기록된 해양과정 .....</b>	<b>93</b>
1. 퇴적물의 종류 .....	93
2. 오팔의 분포 .....	94
3. 방해석의 해저분포 .....	97
4. CaCO <sub>3</sub> 포화도 .....	98
5. 해수 중 CO <sub>3</sub> <sup>2-</sup> 이온 농도 변이 .....	101
6. 해수의 산성도 .....	107
7. 대양수에서의 탄산염 광물 포화도와 수심 .....	109
8. 해저 퇴적물의 화학 형태와 시간 .....	112
<b>제 8장 해양과정의 속도 구하는 법 .....</b>	<b>116</b>
1. 해수 수직 혼합을 .....	116
2. 해양으로의 하천수 총 유입량 .....	121
3. 탄산칼슘(CaCO <sub>3</sub> ) 하강을 예측 .....	121
4. 해저 퇴적물의 퇴적 속도 .....	123
4.1. 방사능 탄소 연대 측정 .....	124
4.2. U 계열 연대 측정 .....	125
4.3. K-Ar 법 .....	129
5. CaCO <sub>3</sub> 퇴적속도 실측과 모델 검증 .....	131

제 9 장	해수 중 용존 기체	132
1.	해수에서의 기체 용해도	133
2.	과량 헬륨(He)	134
3.	표층수의 CO <sub>2</sub> 농도	136
4.	대기 - 해양 간의 기체 교환	139
5.	표층수와 대기 사이에 $\Sigma\text{CO}_2$ 농도 평형 이루는 속도	144
6.	심층수에서의 산소 사이클	146
7.	심층수에서의 산소 결핍	149
제 10 장	수괴 추적자	152
1.	수괴 추적자 O-18	152
2.	수괴 추적자 NO	160
3.	수직 혼합을 추적자	162
3.1.	해저 인접 수층에서의 수직혼합	162
3.2.	1,000~4,000m 수심에서의 수직혼합	166
제 11 장	해저-해양 경계면 과정	170
1.	해저-해양 경계면 과정	170
1.1.	용어의 정의	170
1.2.	목적	171
1.3.	연구내용	171
1.4.	연구방법	171
2.	퇴적물 트랩	173
2.1.	퇴적물 트랩연구 결과	174
제 12 장	해양의 과거, 현재, 미래-지구 온난화	176
1.	빙하기 순환	176

제 13장 해양오염의 연구방법 .....	195
1. 서론 .....	195
2. 폐기물의 해양 방출과 해양 생태계 .....	196
3. 생태학에서의 예측 .....	198
3.1. 경험론적 연구 .....	199
3.1.1. 산소의 공급과 소모 .....	201
3.1.2. 대기 .....	201
3.1.3. 기초생산 .....	202
3.1.4. 산소의 소모 .....	202
3.2. 생물학적 연구 방법 .....	204
4. 결론 .....	206

# 표 목 차

표 2-1. 염분의 조성 .....	25
표 2-2. 해수 화학조성의 정량화 .....	29
표 4-1. 다양한 온도에서 불활성 기체의 평균 분자 속도 .....	40
표 4-2. 다양한 기체 분자의 평균 속도 .....	40
표 4-3. 지구 내부 구조 .....	41
표 4-4. 지구 연대표 .....	42
표 4-5. 과량 휘발성 물질 수지 .....	45
표 5-1. 액체물의 특이한 물리적 성질 .....	47
표 5-2. 여러 다른 온도에서 순수한 물의 밀도 .....	48
표 5-3. 지구 표면 부분의 물의 양 .....	52
표 5-4. 해수 중 녹아 있는 주요 용존물의 농도 .....	56
표 5-5. 지구 지각에서 산소를 제외한 10개 주요 원소들의 분포 .....	56
표 6-1. 해양 생물의 화학조성 .....	70
표 6-2. 표층수에서 심층수로 하강하는 입자성 부유물질의 평균 원소조성 및 평균 표층수와 심층수의 원소조성 비교 .....	77
표 6-3. P, Si, Ba, Ca, S, Na에 대한 계산치 .....	88
표 6-4. 생물과정에 이용되는 원소들의 수평분리 .....	89
표 7-1. 대륙으로부터 하천이나 바람에 의하여 해양으로 유입 되는 쇄설성 퇴적물의 화학조성 .....	93
표 7-2. 수온과 압력에 따른 해수 중 $\text{CO}_3^{2-}$ 이온의 calcite와 aragonite에 대한 평형농도 .....	100
표 7-3. 가상적인 표층수와 심층수에서의 탄산염 화학조성 .....	102
표 7-4. 해수 중 입자 형성과 $\text{CaCO}_3$ 의 용해도 관계 .....	105
표 7-5. 여러 수괴에서의 탄산염 화학 .....	105



표 7-6. 해수에서의 전하 평형 .....	106
표 9-1. 표준 기체의 용해도와 대기-해수 간의 분배 계수 .....	133
표 9-2. 표층 해수의 각 기체 평형 농도 .....	134
표 9-3. 물에서 여러 기체의 분자 확산 속도 .....	141
표 13-1. 세계 주요 연안 해역의 용존산소 소모율 .....	203
표 13-2. 가상해역의 용존산소 수치 .....	203

# 그림 목 차

그림 1-1.	지표면의 해양의 분포 .....	4
그림 1-2.	식물 플랑크톤 .....	5
그림 1-3.	표층수의 $P_{CO_2}$ 값 .....	6
그림 1-4.	해양탄소순환 .....	7
그림 1-5.	대서양의 CZCS 영상 .....	8
그림 1-6.	서태평양의 CZCS 영상과 인도양 계절풍 효과 .....	9
그림 1-7.	과거 16만년 간의 대기 $CO_2$ 농도 변화 .....	10
그림 1-8.	남빙양에서의 영양염류 분포 .....	11
그림 1-9.	식물플랑크톤의 대번식 기간 동안의 표층해양의 $CO_2$ 분포 .....	12
그림 1-10.	식물플랑크톤에 의한 $CO_2$ 순환 .....	14
그림 1-11.	포식, 분해과정과 탄소 운반속도 .....	15
그림 1-12.	1989년 7월 북동대서양에서의 엽록소 분포도 .....	16
그림 1-13.	퇴적물 트랩의 계류와 봄-여름 시료 연속채취 .....	17
그림 1-14.	적도 태평양의 천연 방사능 핵종의 분포상 .....	18
그림 1-15.	북대서양 대번식 실험에 사용된 연구기재 .....	19
그림 1-16.	WOCE 관측정선과 JGOFS 관심해역 .....	20
그림 1-17.	$CO_2$ 흡수의 계절적 변동과 식물플랑크톤의 번식 상관관계 .....	21
그림 1-18.	해저 퇴적물 시추 .....	22
그림 3-1.	물리적 기후계 요인과 에너지, 물의 순환 과정 .....	32
그림 3-2.	생지구화화학적인 동력 .....	34
그림 3-3.	보존되어 있는 고기후와 고환경 기록의 기원 .....	35
그림 3-4.	지권의 접촉부에서 일어나는 지구 과정 .....	36
그림 3-5.	태양과 지구의 천문학적인 관계 .....	37
그림 3-6.	시간에 따른 태양상수의 변화 .....	38

그림 5-1.	H <sub>2</sub> O에서의 수소결합 .....	49
그림 5-2.	물 분자 모형 .....	49
그림 5-3.	물에서의 전자장 스펙트럼과 가시광선 전달 .....	50
그림 5-4.	물에서의 얼음 형성 .....	50
그림 5-5.	분자량-어는 점과 끓는 점 .....	51
그림 5-6.	수리학적 순환 .....	53
그림 5-7.	수심에 따른 염분의 변화 .....	59
그림 5-8.	여러 위도에서의 수직 밀도 단면 .....	61
그림 5-9.	온도-염분-밀도 관계 .....	62
그림 5-10.	위도에 따른 전 세계 해양의 평균 온도, 염분, 밀도 .....	62
그림 6-1.	태평양 두 지점에 대한 온도, 염분, 인산염, 질산염, 규산염, 산소 기체의 수직 분포 .....	67
그림 6-2.	본문에서 다루어지는 원소들의 간단한 주기율표 .....	68
그림 6-3.	coccolothophorida, foramnifera, diatoms, radiolarians 에 의해 형성된 단단한 부분의 사진 .....	78
그림 6-4.	해양 내에서 탄소, 질산염, 인산염의 이상적인 공변화 .....	79
그림 6-5.	바다에서의 생물활성 원소 이동을 보여주는 2상자 모델 .....	82
그림 6-6.	전 세계 해양의 수심 2,000m에서의 인산염 분포 .....	91
그림 6-7.	심층수와 표층수의 이상적인 수평, 수직 분포 .....	92
그림 7-1.	대양저에서 SiO <sub>2</sub> 가 풍부한 퇴적물의 분포도 .....	95
그림 7-2.	남반구 해양의 표층수에 녹아 있는 규산염, 질산염 양의 위도에 따른 분포 .....	96
그림 7-3.	대양저에서 CaCO <sub>3</sub> 가 풍부한 퇴적물의 분포도 .....	100
그림 7-4.	대서양과 태평양에서 깊이에 따라 변화하는 총 용존 무기 · 유기 탄소량 .....	101
그림 7-5.	Deffeyes의 도표: 해수의 총 용존 무기탄소 함량과 알칼리도의 관계 ...	107

그림 7-6. 대서양과 태평양에서의 깊이에 따른 아라고나이트와 방해석과 포화도 .....	111
그림 7-7. 중앙 해령에서 떨어져 가면서 거대한 암석권에 집적되는 퇴적 물 형태의 순서 .....	114
그림 7-8. 판이 중앙 해령에서 생산성이 높은 적도대를 가로질러 이동할 때 집적되는 퇴적물의 총서 .....	115
그림 8-1. 탄소-14 원자의 생주기 .....	117
그림 8-2. 표층과 심층 해양 간의 물, 탄소, 방사능 탄소의 순환에 대한 2-상자 모델 .....	118
그림 8-3. 대서양, 태평양 심층부에서 얻은 시료에 대한 총 용존 탄소량 과 C-14/C 비율 .....	120
그림 8-4. 바다에서의 CaCO <sub>3</sub> 순환 .....	122
그림 8-5. 화산암에 대한 K-Ar 연령측정으로 얻어진 자기 역전의 시간순서 .....	123
그림 8-6. <i>Sacculerifera</i> 껍질의 CaCO <sub>3</sub> 에서 얻어진 0-18 /0-16 비의 변화 .....	125
그림 8-7. 지구 상에서 발견된 $\alpha$ 입자를 방출하는 3 방사성 동위원소의 붕괴 사슬 .....	126
그림 8-8. 퇴적물과 Th-230 유입이 일정한 코어에서 깊이에 따른 과량 Th-230의 분포 .....	130
그림 9-1. 태평양 두 지점에서 0°C, 대기와 평형상태를 이루고 있을 때 예상되는 He-3의 과량 .....	135
그림 9-2. 위도에 따른 표층수 온도, 대기 중과 표층 해양에서의 Pco <sub>2</sub> , 표층해수의 $\Sigma$ CO <sub>2</sub> 량 분포 .....	138
그림 9-3. 기체 교환 모델 .....	140
그림 9-4. 대기와 평형을 이루던 100m 심해 저장고가 온도 1°C 하강함에 따라 나타나는 변화 .....	145
그림 9-5. 따뜻한 표층 해양에서의 산소 순환 .....	147

그림 9-6.	대서양의 다양한 온도의 해수 시료에서 측정된 산소 농도 .....	148
그림 9-7.	호흡활동에 따른 심해수의 O <sub>2</sub> 와 ΣCO <sub>2</sub> 함량 간의 관계 예측 .....	150
그림 10-1.	0-18의 분별 .....	154
그림 10-2.	연평균 기온과 강우량에 대해 관찰된 δ0-18과 염분의 관계 .....	156
그림 10-3.	북대서양 시료에 대한 δ0-18과 염분의 관계 .....	157
그림 10-4.	태평양에서 얻어진 표층수 시료에 대한 δ0-18과 염분의 관계 .....	158
그림 10-5.	주요 심층수의 염분과 0-18 함량 간의 관계 : NADW, AABW, PDW .....	159
그림 10-6.	대양에서의 일부 핵심 수괴에 대한 NO(O <sub>2</sub> + 7NO <sub>3</sub> )와 potential 온도의 관계 .....	161
그림 10-7.	대양저 위의 라돈의 이상적인 분포 .....	164
그림 10-8.	해저 위의 라돈 분포의 실제 측정치 .....	165
그림 10-9.	28°N, 122°W 지점의 온도, 염분, 밀도 분포 .....	167
그림 10-10.	그림 10-9 지점의 온도와 염분의 관계 .....	168
그림 12-1.	천체 주기와 빙하작용 .....	179
그림 12-2.	빙상(ice sheets)과 빙산(mountain glaciers) 분포 .....	180
그림 12-3.	빙하의 후퇴 시기 .....	181
그림 12-4.	해양에서의 심층수 이동 .....	182
그림 12-5.	북대서양에서 얻어진 퇴적물 코어의 전자현미경 사진 .....	183
그림 12-6.	약 11,000년 전 북미의 빙상이 후퇴하는 동안의 담수 (얼음 녹은 물)의 유로 변경 .....	184
그림 12-7.	마지막 빙하기가 끝날 때 나타난 기후 변화 양상 .....	185



# 제 1 장 서 론

## 1. 우리 생활과 기후 변동

현재로부터 향후 100년까지는 즉 산업혁명 이전보다 대기 중 CO<sub>2</sub> 농도가 2배로 되는 시기에는 해수면이 10년에 6cm 가량씩 높아질 것으로 예상된다. 해수면 상승의 주된 원인은 지구온난화에 따른 표층해양의 열팽창(10년에 평균기온 0.3℃ 증가 예상)과 고산지대의 빙하의 해빙이다. 그러나 해수면 상승과 함께 퇴적물의 자연적인 고화, 지하수 이용, 이에 따른 isostatic 조정 등 여러 지각구조 운동(tectonic phenomena)과 연관된 지반침강 등이 함께 일어나기 때문에 지역적으로 크게 차이가 난다. 해수면 상승예측을 정확히 하기에 어려운 것은 다음에 언급할 지구온난화의 진행속도 자체의 예측이 어렵기 때문이다.

고도가 낮은 해안에서의 해수면 상승에 따른 영향은 각 지역에 따라 지형구조, 퇴적암의 종류가 다르기 때문에 지역적으로 매우 다르게 나타난다. 해안 평야지대에서는 육상의 풍화물질의 축적, 암초나 모래톱의 성장, 갯펄의 성장, 육지-해양 경계면을 따라서 풍성퇴적물이 쌓여서 해수면의 완만한 상승은 주목할 만한 지형변화를 초래하지 않는다. 그러나 도시화된 해안역에서는 침강이 일어나고 삼각주나 강어귀에서는 염수 썩기가 육지쪽으로 침투해 들어와서 퇴적물의 침전과 운반의 형태에 크게 영향을 미친다. 퇴적물의 대규모 이동이나 해안 침식 등 현저한 지형적 변화는 최장 조석 발생시 폭풍을 동반한 파도의 발생이 겹쳐져서 일어나는 것이 보통이다. 이들 변화를 종합해 보면 향후 100년 후에는 해안선은 현재의 위치로부터 육지쪽으로 약 20km 정도 이동하게 된다. 특히 한반도의 경우 서부와 남부해안지대는 현재도 대규모 갯펄이 발달하여 있는 곳으로 만약 100년 후 해안선이 내륙으로 전 세계의 평균치인 20km 정도 후퇴를 한다면 우리나라 대부분의 산업기지와 도시가 바다 속으로 사라지게 될 것이다.

해수면 상승의 주 원인은 대기 중의 CO<sub>2</sub>를 비롯한 여러 미량기체농도 증가에 따른

지구온난화 현상이다. 특히 연안해역에서는 기온증가에 의한 직접적인 영향 이외에도 이에 따른 파급효과가 매우 크게 나타난다. 특히 우리나라가 위치한 중위도에서는 폭풍우의 발생빈도가 커지고 강우량이 증가할 것으로 보인다. 기온상승은 극지역에서 가장 현저하게 나타날 것이고 생리 및 생태학적 반응은 해양생물의 분포에 영향을 미치게 된다. 수문학적 순환(hydrological cycle)과 기온의 변화는 육상풍화과정을 변화시키게 되고, 담수를 포함한 물질의 육상으로부터 해양으로의 이동량에 변화를 가져와서 대륙붕 해역에서는 부력에 근거한 해수순환과 물질 및 에너지 교환을 변화시킬 것이다. 특히 해수면 상승, 강우량의 증가, 빙물의 표층수와 지하수 간의 분배율의 변화 등으로 해안지역에서의 담수 저장고에 염수가 침투하게 될 것이다.

해수면 변동과 지구온난화 등 기후변동의 상호관계는 이들 현상자체가 매우 복잡할 뿐만 아니라 현재의 과학기술로는 자연적인 변이와 인류활동에 의하여 초래된 변이를 서로 구분하기 매우 어렵다. 따라서 장래 대기 중 CO<sub>2</sub> 농도의 증가에 따라 지구온난화가 어떤 속도로 진행될 것인지 예측하기 위해서는 현재 지구 상의 탄소 순환 각 부분의 플럭스(이동량)를 정량적으로 이해하는 것이 필요하다.

## 2. 기후변동에서의 해양과 탄소의 역할

온실효과(greenhouse effect)는 지구표면이 냉동상태로 되는 것을 방지하는 자연적인 과정이다. 대기 중 열을 흡수하는 기체가 전혀 존재하지 않게 되면 지구표면의 평균기온은 현재보다 33℃나 낮아지게 된다. 현재 문제가 되고 있는 사실은 인류활동의 부산물로 온실효과 기체 총량은 과거 100년 동안에 크게 증가하였고 또 계속 증가하고 있어서 다음 세기에는 지구전체적으로 온난화 현상이 도래할 것으로 예측되기 때문이다.

그러나 현재 사용 중인 지구기후모델은 장기 기후변동 예측에 여러 불확실성을 내포하고 있다. 가상적 모델이 아닌 “실제 지구과정”에서는 해양은 50~100년의 시간 규모에서 대기 중의 온실화 기체의 농도를 조정하는 주 부분이다. 그럼에도 불구하고 해양·대기 상호작용을 고려하는 기후모델은 그 개발의 초기단계에 머물러 있



다. 온실효과 기체 중에서 대기의 이산화탄소(CO<sub>2</sub>)의 농도에 영향을 주는 해양과정은 아래의 이유 때문에 매우 중요하다.

- 해양이 인간이 배출한 CO<sub>2</sub>를 흡수(sink)할 수 있는 거대한 잠재력을 가지고 있으나 현재 흡수력의 크기는 믿을 만하게 추정되어 있지 않다.
- 과거 해류순환(Ocean dynamics)과 기초생산력 변동은 대기 중의 CO<sub>2</sub> 농도를 주로 결정해 왔고 따라서 지질학적 시대로서 최근의 기후변동을 주도해 왔다.
- 해양탄소순환의 기작은 현재 미약하게 이해되어 있고, 향후 지구온난화에 대한 해양의 반응기작은 거의 알려져 있지 않다.

이렇게 복잡한 계(system)를 전 지구적으로 연구하는 데 필요한 전문가와 재원은 해양과학 선진국이라도 어느 한 국가의 연구능력의 한계를 넘어서는 것이다. 따라서 국제적인 연구계획이 수립되어서 국제해양학연구위원회(Scientific Committee on Oceanic Research, SCOR)의 감독 하에 국제지구해양물질플럭스연구(Joint Global Ocean Flux Study)가 수립되었다. 이 JGOFS는 지구환경변동 관련 요인 중 매우 중요하면서도 잘 알려져 있지 않은 요인들을 이해하려는 범학문분야적이며 국제적인 연구기구인 국제 지권-생물권 연구(International Geosphere-Biosphere Program, IGBP)의 핵심과제로 추진되고 있다. 이 JGFOS 연구계획은 1984년에 미국을 비롯한 구미 선진국에서 태동하여 1990년에 연구계획을 완성하고 1989년에 북대서양의 “춘계대번식” 연구과제를 필두로 본격적인 현장조사 연구가 진행이 되고 있고 이에 따라 새로운 사실들이 속속 발견이 되고 있다.

## 2.1 해양과정과 대기 CO<sub>2</sub>

지구표면의 구성부분 중 해양은 탄소의 가장 큰 저장고이다. 해수 중에 녹아 있는 탄소량은 식물, 동물과 토양 등 육상에 존재하는 총량보다 20배나 많다. 또 해양에 저장된 탄소의 2%를 대기 중으로 내보낸다면 대기 중의 CO<sub>2</sub> 농도는 2배로 증가하게 된다. 또한 매년 인간활동에 의한 CO<sub>2</sub> 생산(화석연료 연소, 삼림벌채 등) 총량의 15배에 달하는 막대한 양을 해양은 자연적인 해양과정에 의하여 대기로부터 흡

수하고 내보낸다.

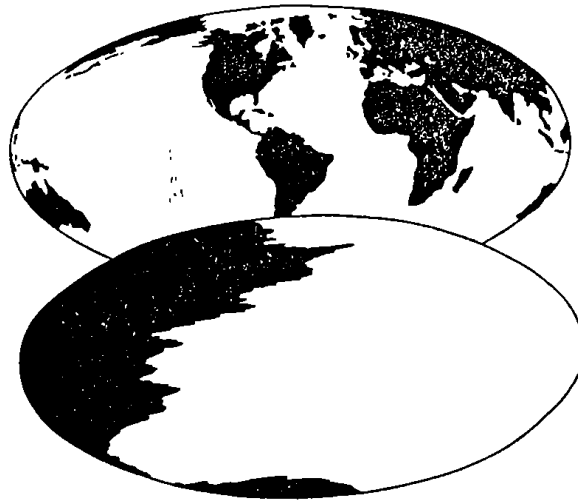


그림 1-1. 지구상의 탄소순환은 해양에 의하여 조절된다. 지구표면 중 북반구에서는 60%, 남반구에서는 80% 이상을 해양이 차지한다.

매년 해양으로 들어오고 나가는 CO<sub>2</sub> 총량은 거의 균형을 이룬다. 그러나 해양·대기 간의 CO<sub>2</sub> 교환은 여러 시간, 공간규모가 다르고 기후인자들과 직, 간접으로 관련을 가지는 과정에 의하여 지배된다. 그 결과, 지구온난화 현상이 해양-탄소 순환의 각 부분에 대한 영향은 그 크기와 시기에 있어서 서로 다른 가능성이 있다. 즉 CO<sub>2</sub>를 매개로한 해양-대기 되물림 상호작용(feedback interaction)에 의하여 새로운 평형이 이루어지기까지는 지구 온난화 진행 속도(기온변화)를 가속시키거나 늦추게 할 것이다. 해류순환형태와 그 외 다른 물리-화학적 조건은 CO<sub>2</sub> 용해도, 해양-대기 경계면에서의 기체 이동속도 등이 해양 내에서의 탄소 이동을 지배하게 된다. 이러한 과정들에 덧붙여서, 또는 이러한 과정들에 영향을 받아서 이산화탄소 순환에 크게 영향을 미치는 것은 2가지 생물학적 과정이다. 즉 식물이 CO<sub>2</sub>와 태양 에너지를 이용하여 복잡한 유기화합물을 생산하는 탄소고정의 광합성 작용과 이 합성된 물질들이 분해되어서 생명체에 대사 에너지를 공급하는 CO<sub>2</sub>를 유리하는 호흡 작용이다.

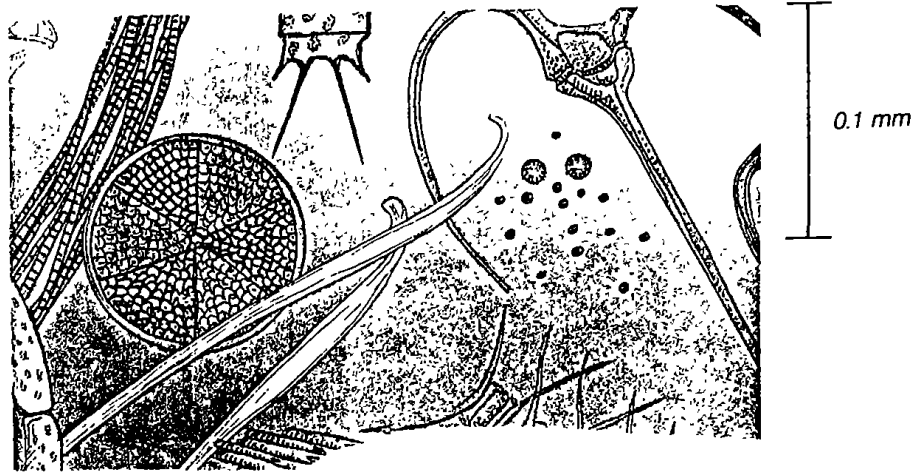


그림 1-2. 식물플랑크톤 : 현미경적 크기의 미세 부유식물로서 해양생물과 대기 사이의 주된 연결자.

광합성과정은 햇빛이 도달하는 해양의 표층에만 국한되어 일어나는 데 반하여, 호흡과정은 물기둥 전체에서 일어난다. 이러한 두 과정에 참여하는 생물은 거의 육안으로 보이지 않고 현미경 하에서만 관측이 되며 주로 수 백만종의 조류, 박테리아, 원생동물류이다. 이러한 미세한 생물들이 지구 기후변화의 주역이다. 지질학적 시간으로 보면, 해양플랑크톤은 해양과 해저 퇴적물에 막대한 양의 탄소를 축적시켜 왔고 대기의 화학조성을 변화시켜 왔으며 지구의 열 수지를 변화시켜 왔다. 향후 이러한 해양과정이 대기 중의 CO<sub>2</sub>에 어떠한 영향을 미치게 될 것인가에 대한 해답을 마련하기 위하여 JGOFS는 개발이 되었다.

## 2.2 탄소 수지의 균형

우리는 아직 수지(budget)를 정확히 계산하기 위하여서 필수적인 지구탄소 순환의 각 부분을 정확히 측정하지는 못하고 있다. 그러나 인류활동의 결과 매년 5~6십억톤(10<sup>9</sup>ton)의 탄소를 대기 중으로 방출하고 있고 대기 중의 CO<sub>2</sub> 함량은 매년 탄소로 따져서 30억톤이 증가하고 있다. 따라서 나머지 반 정도는 태양에 의하여 흡수되는 것으로 여겨지고 있으나 최초의 자료들을 종합하여 보면 적어도 10억톤은 행

방이 묘연하다(missing sink). 그러므로 위의 여러 자료의 질을 개선하고 해양의 탄소 흡수 기작에 대한 이해를 증진시키는 것이 향후 대기 중의 CO<sub>2</sub> 증가율을 예측하는 데 긴급하게 요구되고 있다.

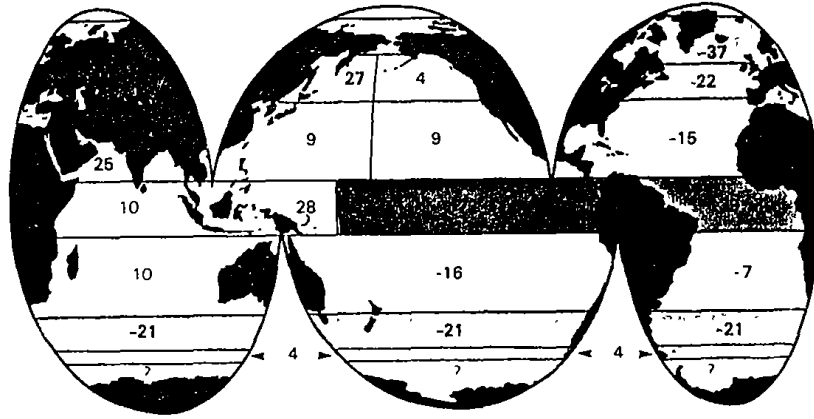


그림 1-3. 표층수의 P<sub>CO2</sub> 값이 대기-해양교환을 결정한다. 푸른색역은 (-) CO<sub>2</sub> 흡수해역이고, 붉은색 해역은 (+) CO<sub>2</sub> 방출지역이다.

이러한 문제를 해결하기 위하여, 더 넓은 해역에서 계절보다 더 짧은 시간규모별로 전 세계 표층해양에서 CO<sub>2</sub> 농도가 측정되어야 하고 물리 및 생물과정과 연계되어 연구되어야 한다. 현재로서는 개괄적인 테두리만 알려져 있는 상태이다. 즉 CO<sub>2</sub> 흡수는 대부분의 온대와 아한대 해역(특히 북대서양)에서 일어나고 CO<sub>2</sub> 방출은 적도해역(특히 태평양)에서 일어난다. 이러한 특성은 일반해수 순환 형태와 거의 일치하고 있다. 즉 표층수의 냉각과 침강은 CO<sub>2</sub> 흡수해역에서 일어나고 심층수 용승과 표층수 가열은 CO<sub>2</sub> 방출해역에서 일어난다. 대부분의 해양분지에서는 수평방향으로의 물의 흐름은 상층과 해저인접수층에서 서로 반대 방향이기 때문에 탄소를 전 세계 해양으로 운반하는 물리적 “수송대(conveyor belt)” 역할을 한다.

생물학적 CO<sub>2</sub> 펌프는 주로 수직방향으로 작동하며, 탄소를 표층수에서 심층수로 이동시킨다. 이 생물학적 CO<sub>2</sub> 펌프가 작동하는 경로는 다양하다. 즉 유기탄소와 탄산칼슘을 함유하는 식물과 동물 잔해의 침강, 회유성 동물플랑크톤의 섭식 여과 배

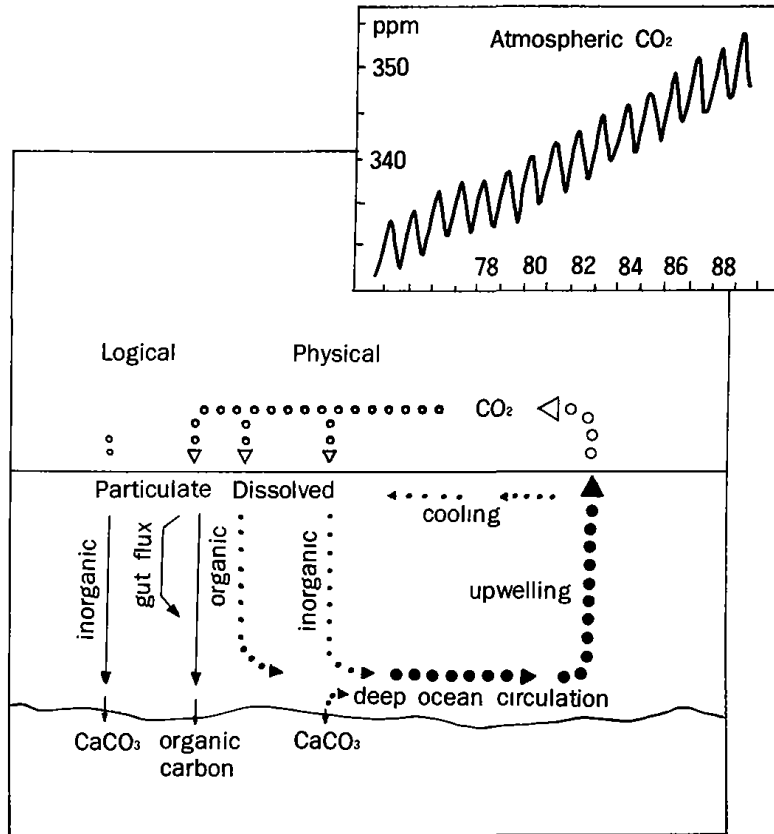


그림 1-4. 표층수로부터 CO<sub>2</sub>를 심층수로 이동시키는 생물학적 및 물리적 CO<sub>2</sub> 펌프는 해양탄소순환의 주 추진체이다.

설작용(배설물 플럭스, gut flux)에 의한 생물체 자체의 능동적인 운반, 상층해양에서 호흡과정에서 생성된 용존유기탄소가 침강하는 해류(downward advection)와 함께 이동하고 확산되는 경로가 그것이다. 이러한 생물과정의 순 효과(net effect)는 표층수에서의 P<sub>CO2</sub>(CO<sub>2</sub> 분압)를 감소시키게 되어 대기로부터 CO<sub>2</sub>를 이동시키게 된다. 해양으로부터 대기로 CO<sub>2</sub>가 되돌아 가는 속도는 호흡과 분해과정의 수심에 따른 분포와 물기둥에서 탄소운반에 영향을 주는 물리적 요인에 의하여 결정이 된다. 전세계 해양분지에서의 각각의 탄소 순환 과정들을 정량화하는 것이 JGOFS 프로그램의 주 목표이다.

### 2.3 인공위성을 이용한 해양관측

과거 10~15년 간의 인공위성 관측 기술의 급속한 진전은 해양학 연구방법의 새 시대를 열어 주었다. 이제는 두 세 시간 안에 분지규모 해양에서 수온, 풍향, 풍속, 얼음과 구름의 분포, 해수면 높이(와류구조와 해저지형의 간접적 지시), 부유 입자성 물질의 분포 등의 여러 다양한 물리 특성을 관측할 수 있게 되었다.

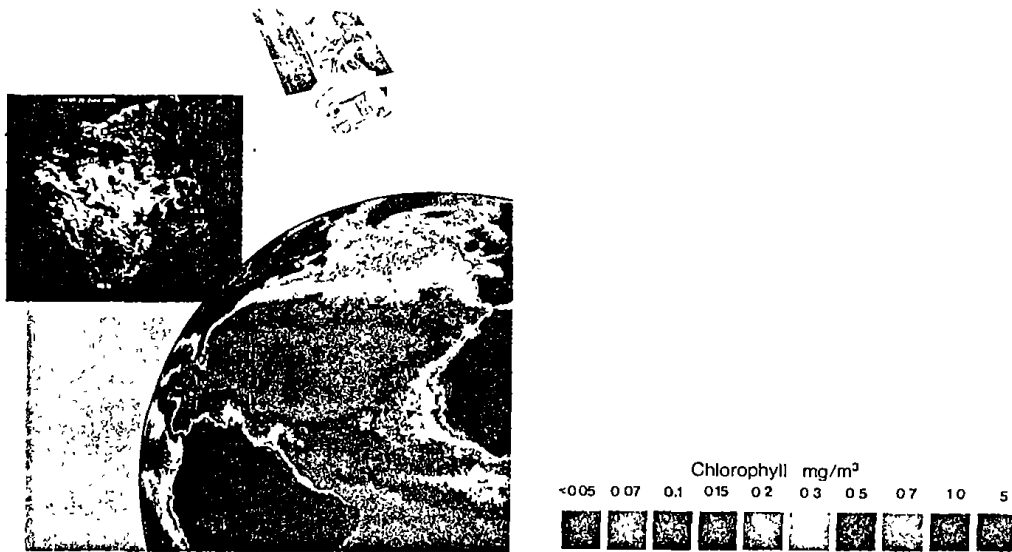


그림 1-5. 대서양 CZCS 영상은 연평균 표층 chlorophyll 함량에서 50~100배의 변이를 나타내 주고 있다. 삽입 그림은 Coccolithophorid 대번식의 AVHRR의 영상.

인공위성에서 관측할 수 있는 것에는 생물특성도 포함된다. 미국연방항공우주국 (US National Aeronautics and Space Administration)의 연안해양 천연색 스캐너 (Coastal Zone Colors Scanner, CZCS)는 표층해양에서 식물플랑크톤의 주 색소인 엽록소의 분포를 보여 주었는데 이는 다른 인공위성 과학감지기(sensors)로 관측한 물리적인 특성과 잘 일치하고 있다. 1990년대는 차세대 해양천연색 감지위성(ADEOS)을 사용하여 다음의 2가지 매우 중요한 문제에 도전하게 된다.

- 인공위성으로 직접 관측할 수 없는 특성을 간접적으로 처리하여 전 세계 해양의 물기둥 내에서의 기초생산력 측정 연구

- 색소신호(pigment signals)의 미세한 변이를 이용하여 식물플랑크톤 대번식기의 군집조성과 각각 종들의 성장률 추정 연구

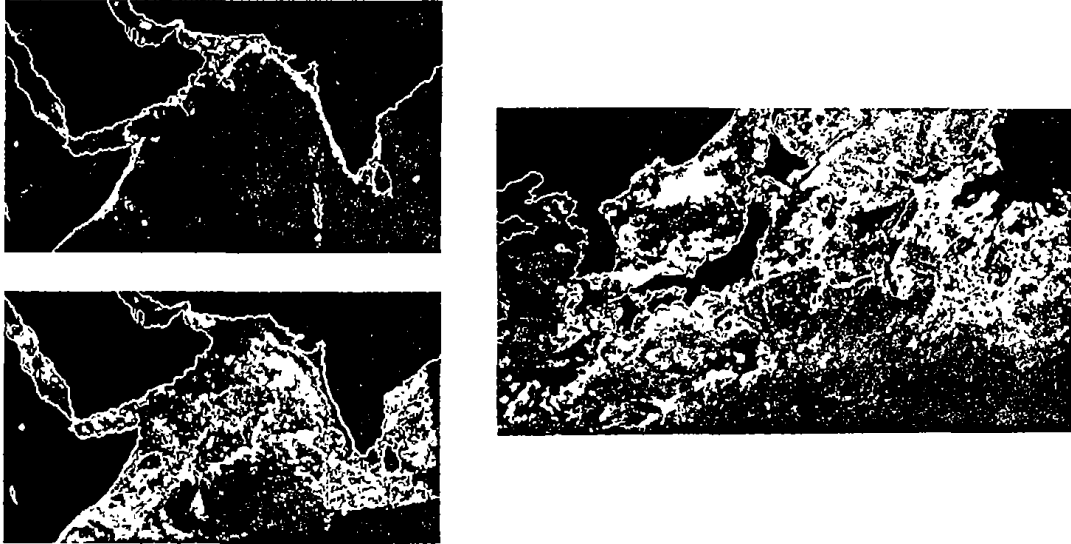


그림 1-6. 서태평양의 CZCS 영상과 인도양 계절풍 효과(monsoon effect).

현재 비행기에서는 레이저(laser)광을 사용하여 표층이하 부분을 조사할 수 있지만 이를 과학위성에서 사용하기는 어려운 것으로 보인다. 한편 기초생산력을 측정하기 위하여서는 표층해양의 색소관측과 함께 물리 특성 자료가 필요하고 또 이들의 시간에 따르는 변이를 파악하여야 한다. 인공위성 관측자료는 연구조사선을 사용하여 현장에서 관측한 자료를 바탕으로 검정(calibration)되어야 한다.

## 2.4 과거 기후 변화

지구는 과거 30억년 동안 수많은 기후변동을 경험하였다. 예를 들면 6천5백만년 전에 공룡이 사라진 후 평균 표층 수온은 10℃ 증가하였는데 이는 현재보다 5℃ 더 낮은 것이다. 여러 가지 요인이 지구형성과 그 변동에 기여하지만 자연온실효과(natural greenhouse effect)의 변동은 특별히 주목할 필요가 있다. 빙하기와 간빙기의 기후변동의 양극현상은 CO<sub>2</sub>와 다른 온실화 기체의 대기 중의 농도에 의하여

결정되는 것으로 여겨진다. 더욱이 대기 화학조성의 단기적 변동은 다른 요인들에 의하여 초래된 기온의 증가와 감소에 양의 되물림 고리 역할을 하여 그 속도를 증가시킨다.

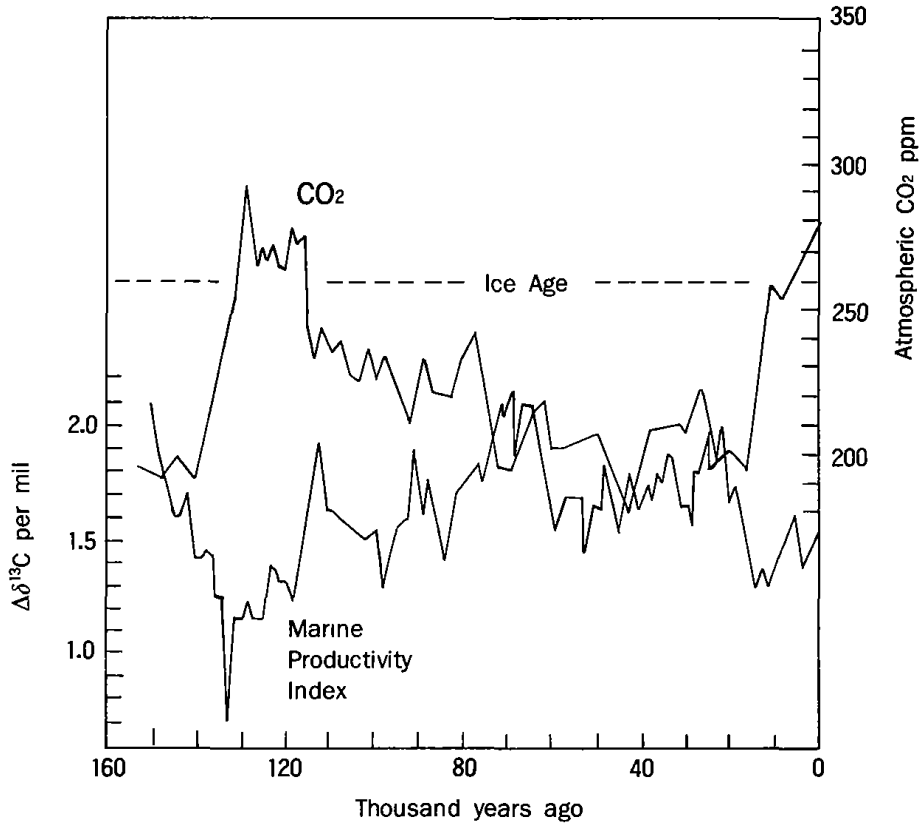


그림 1-7. 과거 16만년 간의 대기 CO<sub>2</sub> 농도변화는 탄소 안정성 동위원소 지시자로 본 플랑크톤 생산력과 잘 일치하고 있다.

극권 빙하에 갇혀 있는 고 대기의 분석은 지질학적으로는 최근의 빙하주기의 기 후변동에 관련하여 CO<sub>2</sub> 농도의 크기와 그 변화 속도를 잘 보여주고 있다. 지구궤도의 이상성(anomalies)은 빙하기-간빙기의 기온변동의 주도자이지만 그 변화 크기를 측정할 수 없다. 빙하기 즉 냉각기(cooling phase)에는 약 2천억톤의 탄소가 대기로부터 제거되어 있다. 이와 비슷한 양의 탄소가 냉각기보다는 빠른 속도로 진행하는 가열기(warming phaes) 즉 간빙기에는 다시 대기로 돌아온다. 빙하기에서 간빙기로의 전환 중 가장 최근의 것은 만년~만오천년 전에 일어났다. 그러면 이 막대



한 양의 CO<sub>2</sub>는 어디로 가고 어디서 다시 대기로 오는 것인가? 지구 부분 중에서는 이 교환가능한 탄소를 흡수하고 방출하는 것은 해양일 수 밖에 없다. 해저 퇴적물에 기록된 신호들을 보면 빙하기에는 간빙기보다 생물학적 CO<sub>2</sub> 펌프는 더 효율적으로 작동하였고 표층수-심층수 순환속도는 더 느렸다. 따라서 과거 해저 퇴적물 축적속도, 유기탄소 함량, 동위원소나 생지화학적 추적자(biomarker) 자료, 플랑크톤 군집의 종조성 변화 등을 연구함으로써 생물학적 펌프와 표층-심층수 해양 대순환의 속도변화폭과 그 변이를 파악하는 집중적인 연구가 요구된다.

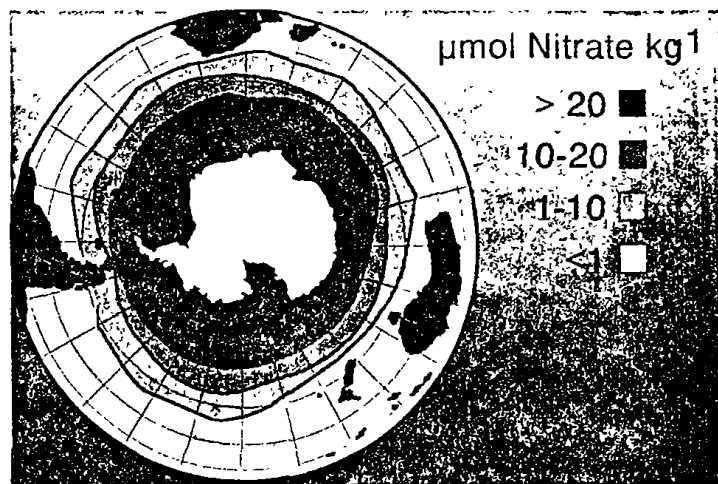


그림 1-8. 남빙양(Southern Ocean)에서의 영양염류는 현재 식물플랑크톤에 의하여 완전히 사용되지 않는다. 빙하기에는 바람에 의한 대륙먼지가 간빙기보다 더 많이 이곳으로 운반되어서 기초생산력을 증가시킨 것으로 여겨진다.

표층해양에 영양염류가 많아지면 기초생산력은 증가하게 된다. 표층해양에서의 영양염류 증가는 해류 대순환 형태가 변하여 심층수로부터 표층으로 영양염류 공급, 노출된 대륙붕으로부터 영양염류가 추가로 공급되든가, 또는 대기를 통하여 추가 공급되는 경우를 들 수 있고, 빙하시추 자료를 보면 빙하기(건조한 육상환경)에는 바람에 의하여 운반된 대륙먼지들이 극지방에 더 많이 운반된 것을 보여준다. 이 먼지들이 해양을 비옥하게 해 주었을 가능성이 있다. 왜냐하면 현재로서는 대부분의 남빙양, 태평양의 일부에서는 기초생산력은 바람에 의하여 운반되는 미량영양염류가 적어서 제한되고 있는 것으로 보이기 때문이다.

## 2.5 표층 해양에서의 탄소플럭스

CO<sub>2</sub>는 기체로서는 화학적으로 매우 안정한 물질이다. 그러나 일단 해수에 녹으면 반응성이 매우 커져서 다른 해양 구성분들과의 여러 복잡한 반응에 참가한다. 일련의 반응들이 평형에 이르는 데 걸리는 시간, pH와 알칼리도에 미치는 영향, 표층막(surface film) 근처에서의 혼합률 등에 관한 지식은 대기-해양 경계면을 통과하는 CO<sub>2</sub> 교환율을 1차적으로 조정하게 한다. 그러나 대기 중의 CO<sub>2</sub> 함량이 많으면 해양의 물리-화학적 흡수작용(physico-chemical uptake)을 촉진시키게 된다. 그러나 해양의 CO<sub>2</sub> 농도가 높아질수록 흡수속도는 늦어진다.

대기 CO<sub>2</sub> 농도증가에 따른 생물과정의 직접적인 반응은 기대되지 않는다. 왜냐하면 자연상태에서는 식물플랑크톤의 성장은 탄소함량에 의하여 제한을 받지 않기 때문이다. 그러나 영양염류양과 수리학적 조건에 따른 식물 기초생산과정은 기온변화에 따라 해수특성(영양염류+수리학적 조건)의 변화에 의하여 간접적으로 영향을 받을 수 있다.

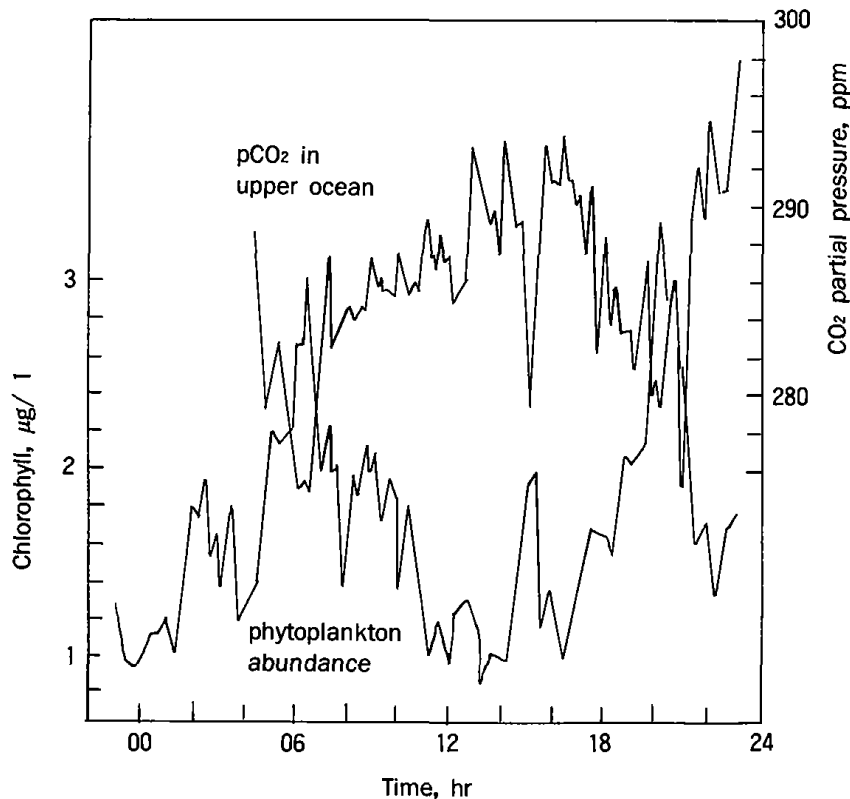


그림 1-9. 식물플랑크톤 대번식기간 동안의 표층해양의 CO<sub>2</sub>의 미세분포는 생물활동과 매우 잘 일치하고 있다. 북대서양에서 300km 구간의 연속측정 결과.

기초생산력, 해수순환, 이산화탄소 간의 밀접한 연관관계는 북대서양연구의 해수 특성 분포도 작성조사와 연속관측(time-series)을 통하여 이미 잘 알려져 있다. 북대서양에서 1989~1990년 간의 연구결과, 봄과 여름철 CO<sub>2</sub> 교환은 표층해양에서의 생물활동에 의하여 조절되고 이는 10~100km 크기의 해수순환에 의하여 결정이 된다. 이들 연구는 수온약층(표층혼합층과 심층수를 구분)의 발달을 따라서 식물플랑크톤이 대번식한다는 고전적인 대양 “봄철대번식” 현상이론을 확인시켜 주었다. 여름에는 표층영양염류가 소모되고 또 동물성플랑크톤에 의한 포식활동의 증가로 식물플랑크톤의 농도와 기초생산력은 다같이 감소한다. 이 현상은 “새생산(new production)”에서 “재생생산(regenerated production)”으로의 전환을 의미하는 것으로 심층수로부터의 질산염 이온(nitrate)의 공급이 줄고 대신에 재순환된 질소 즉 동물성플랑크톤과 미생물로부터 배출된 암모니아가 주로 사용이 된다. 탄소 역시 이 기간에는 계속 재순환되어서 재생생산은 대기로부터 CO<sub>2</sub>를 흡수하는 데는 덜 효율적이다. 따라서 표층해양으로부터 탄소의 심층수로의 수출은 적어지게 된다. 이러한 기초생산력의 계절특성은 해양분지마다 다르다. 그러나 기초생산력의 결정인자로서는 다같이 영양염류, 햇빛, 물기둥의 안정도, 분해속도가 생물학적 대기-해양 탄소 플럭스를 결정한다.

## ATMOSPHERE

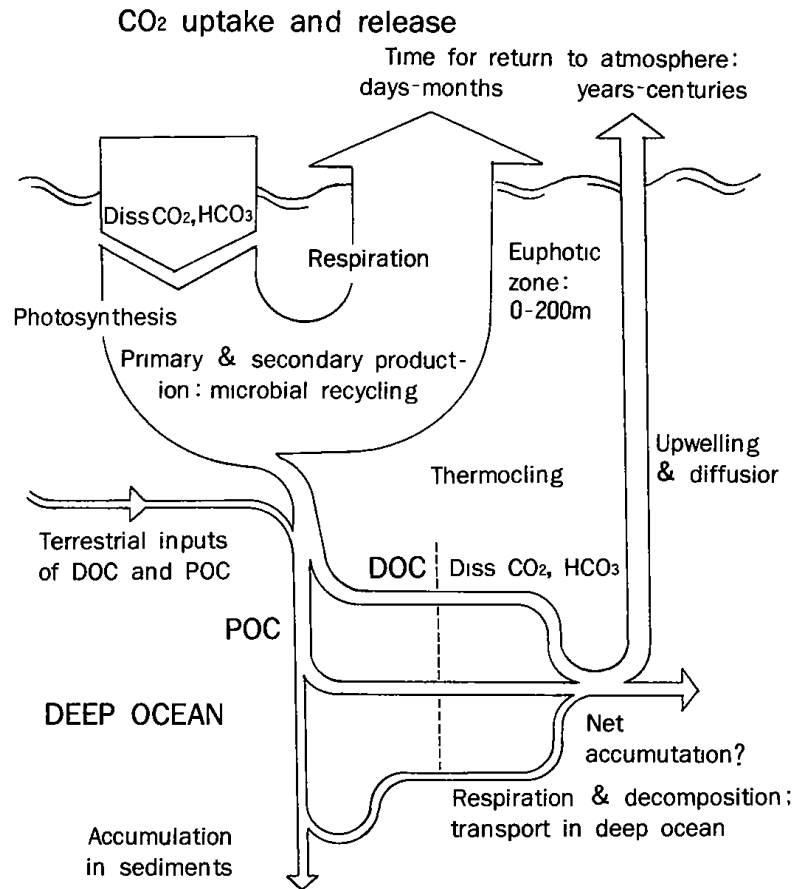


그림 1-10. 식물플랑크톤에 의하여 흡수된 CO<sub>2</sub>는 2~3주 내에 대기로 돌아간다  
DOC: 용존유기탄소(Dissolved Organic Carbon), POC: 입자성유기탄소(Particulate Organic Carbon).

### 2.6 입자형성과 변천

해양생물의 크기는 물고기나 고래처럼 수 m에서 1 $\mu$ m 이하 크기의 박테리아나 피코식물플랑크톤(picophytoplankton)에 이르기까지 광범위하다. 이 크기 범위에서 작은 쪽으로 갈수록 해양탄소순환에서는 특히 중요한 역할을 하는데 그 이유는 그 분포 농도와 대사율이 높기 때문이다. 크기로 보면 1mm 보다 작은 쪽의 생물량은 이 보다 큰 쪽의 생물량보다 적어도 두 배가 넘으며, 생물은 작으면 작을수록 세대기간이 짧고 또 빠른 성장률(growth rate)을 보인다.

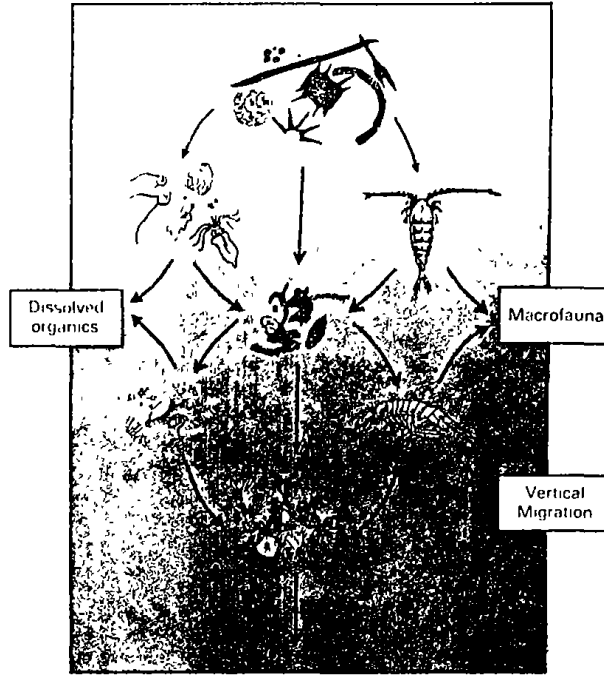


그림 1-11. 포식(feeding)과 분해과정이 입자크기를 증가시키거나 감소시켜서 표층 수로부터 탄소의 운반속도에 영향을 미친다.

해양에서의 포식관계에 관한 고전적인 견해는 먹이연쇄(food chain)를 따라서 크기가 점진적으로 증가되는 것에 근거한 것이다. 즉 규조류같은 식물플랑크톤에서 시작하여 작은 동물성플랑크톤, 그리고 작은 물고기, 큰 물고기의 순이다. 대부분의 초식동물은 육식동물이 배출하는 배설물 찌꺼기 공(fecal pellet)이 개개의 먹이보다 더 크기 때문에 초식(grazing)과 육식(predation)과정 등에 의한 재포장작용은 침강속도를 증가시키고 따라서 이는 심층수로의 물질이동을 크게 고양시키게 된다. 이 과정에서 박테리아의 역할은 배설물 찌꺼기와 죽은 생물체의 분해에만 참여할 뿐이다. 그러나 현대의 개념은 기초생산력의 상당부분은 최초에 단세포 미세동물플랑크톤과 박테리아에 의하여 이용되는 양이 크기가 더 큰 동물에 의하여 소비되는 양보다 커서 미생물 고리(microbial loop)의 중요성이 재인식되고 있다.

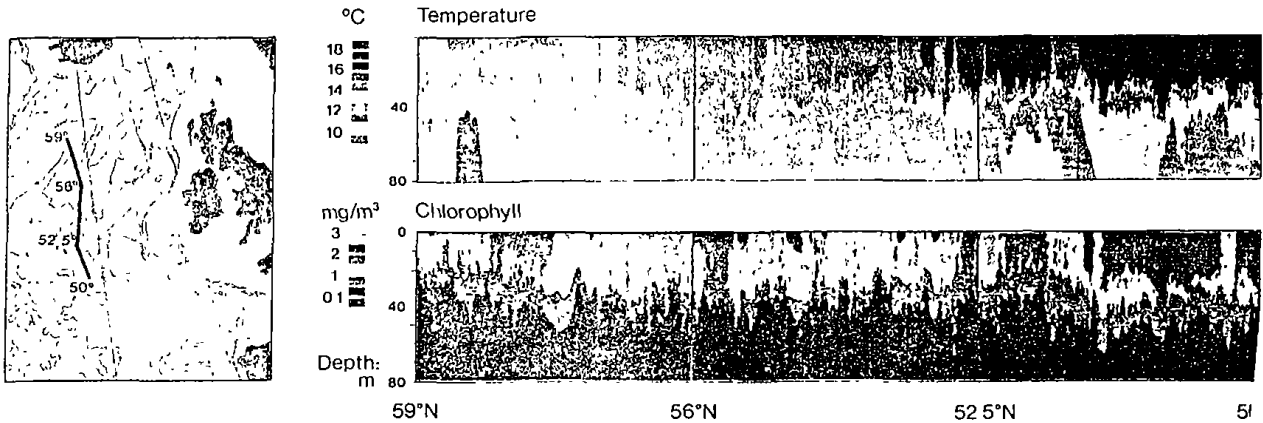


그림 1-12. 1989년 7월 북동대서양에서의 엽록소분포도. 횡단면에서 군집종조성의 변화는 표층해양에서의 입자크기와 탄소의 심층수로의 수출에 영향을 미친다.

특히 최근의 용존유기탄소(DOC) 측정방법의 개발은 표층해양에서  $1\mu\text{m}$  이하 크기 물질이 예상 외로 많다는 사실을 밝혀주어서, 입자 크기가 감소하는 방향으로의 경로도 적어도 입자가 증가하는 방향으로의 경로 만큼이나 중요하다는 것을 확인시켜 주었다. 기초생산력의 10~30%는 DOC로 전환되고, 확실하지는 않으나 이어서 광분해와 박테리아에 의하여  $\text{CO}_2$ 로 산화된다. 다른 부분은 “휘발성 유기물질(volatile organics)”로서 대기 중으로 직접 유리되거나, 비부착성 박테리아에 의하여 다시 입자로 형성되거나 확산이나 해수 이동에 의하여 심층수로 운반된다. 이러한 여러 경로들 간의 상대적인 크기는 현재 연구 중이다.

## 2.7 급속 침강, 완만 복귀

1980년대 초기 심해저에서의 사진촬영의 결과, 표층해양으로부터 생물잔해의 침강은 예상보다 매우 빠르다는 사실이 밝혀졌다. 표층해양에서 식물플랑크톤의 대번식 이후 2~3주 만에 녹색빛이 나는 갈색(규조류의 색깔)의 느슨하게 연결된 덩어리가 해저면 위에 6~7cm 두께로 쌓이는 것이 관측되었다. 이 물질은 해저-해양 경계면 바로 위층이나 표층퇴적물에 서식하는 심해저 군집(대형동물과 미생물)에 유기탄소를 공급해 주는 유일한 것이다.

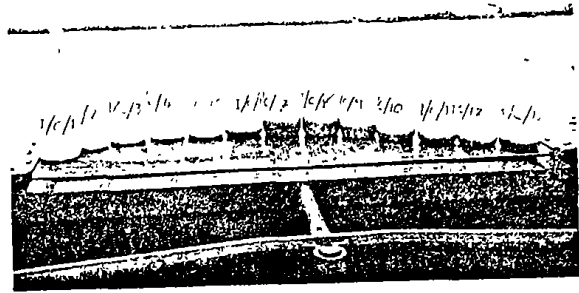
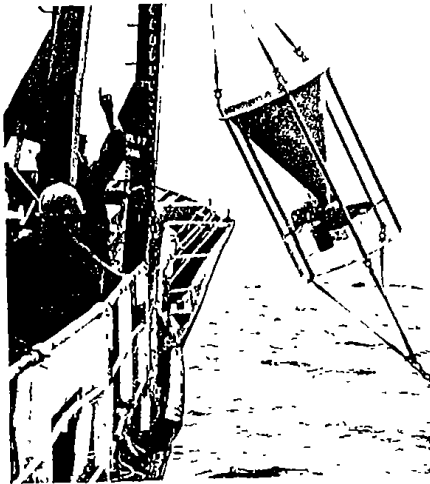


그림 1-13. 퇴적물 트랩의 계류(왼쪽)와 봄-여름 시료 연속 채취.

표층과 표층 퇴적물을 포함하는 해저인접수층(benthic layer)과의 연관성(coupling)을 연구하기 위하여 퇴적물 트랩이 계류 중이다. 퇴적물 트랩 이용은 물기둥 내에서의 입자의 변천과정을 밝혀 주며 또 해저면에서의 퇴적물 침전의 계절적, 격년적 변이를 알 수 있게 하여 준다. 현재까지 얻어진 자료들을 평균하여 보면, 표층 해양 기초생산에 의한 탄소총량 중 10%는 200m 깊이까지 도달하고, 500m에서는 5%, 3~5km의 수심에는 1% 이하가 도달한다. 그러나 이 평균치는 상당한 변이가 있다. 그 이유는 표층해양에서의 기초생산력 자체가 변이가 심하고 또 계절적 성층의 시작, 바다얼음의 후퇴, 심층수의 용승, 계절풍 등의 에피소드식 현상에 의하여 크게 영향을 받기 때문이다.

물기둥에서 침강하고 해저에 가라앉는 입자들은 표층해양으로부터 여러 미량원소들을 해수로부터 포획하고 심층수로 운반하여 해수의 화학조성을 조정하므로 지구 화학적으로 매우 큰 의미를 가진다. 우라늄과 토륨 계열의 천연 방사능 동위원소들의 분포에 대한 포획효과(scavenging effect)를 연구함으로써 입자몽침(aggregation)과 이산(break-up) 속도, 퇴적물 트랩의 효율, 해저 퇴적물 침전속도와 생물교란을 등을 측정할 수 있게 되었다. 해저에 가라앉는 물질의 유기물 성분과 그 변천을 이해하기 위하여 여러 생지화학적 추적자(biomarker)가 계속 연구 개발되고 있다.

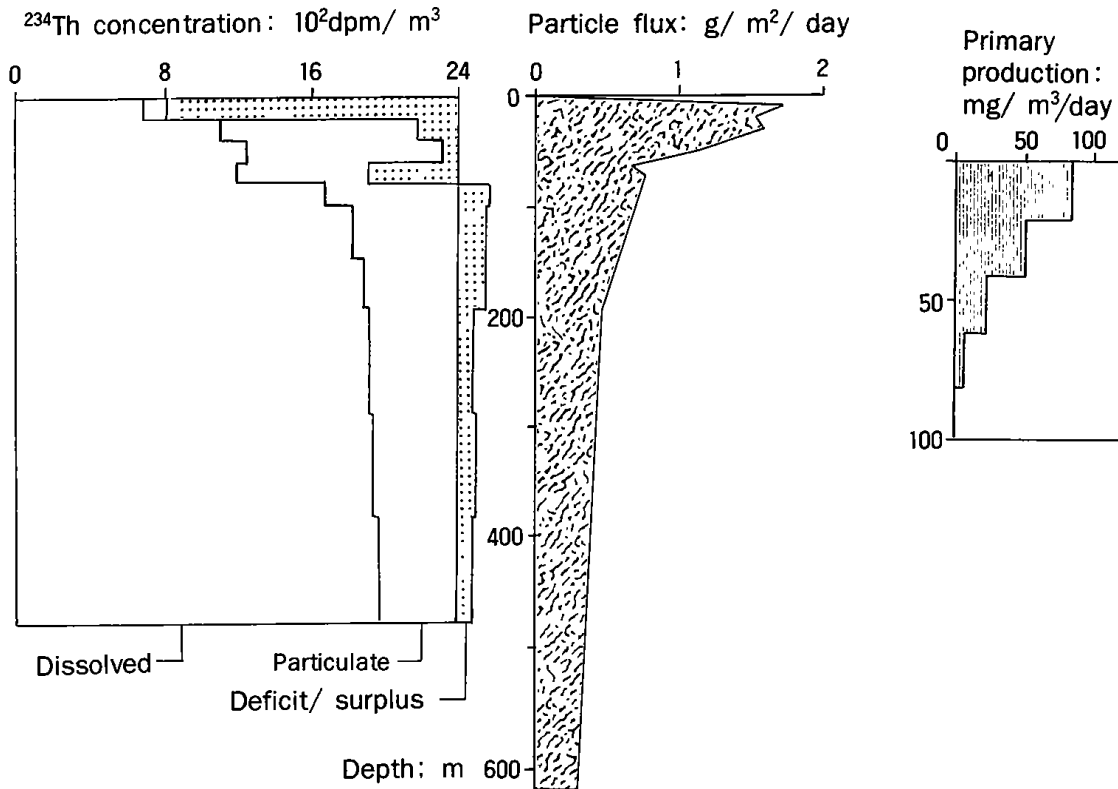


그림 1-14. 천연 방사능 핵종의 분포상은 입자형성과 이산, 플럭스율 등에 관한 정보를 제공해준다. 그림은 모델과 실제 현장관측자료로서 적도 태평양이 그 한 예이다.

매년 해저에는 입자성 유기·무기탄소가 500백만톤 가량 쌓인다. 이 중 90%는 생물학적 과정과 화학적 과정에 의하여 곧 분해되거나 용해되어서 무기탄소(대부분  $\text{HCO}_3^-$ )로서 상층해수로 되돌아 간다. 해양 대순환 과정은 해저에서 재생된 탄소를 대기로 되돌려 보내게 되는데 이 때 걸리는 시간은 약 100~1,000년 정도이다. 재순환되지 않고 남은 생물기원 물질들은 해저에 축적되어서 기후변동과 연계시킬 수 있는 해양 기초생산력의 변동기록을 간직하게 된다.

## 2.8 전 세계 해양을 대상으로 한 연구전략

해양탄소순환은 가장 복잡한 지구현상 중의 하나이다. 현재까지는 개괄적으로 알려져 있으나 현재 우리 지식은 인간활동에 의하여 이미 일어난 변화(거의 변동이



확실히 되는)를 검출하는 데에는 아직 미치지 못하며, 더욱이 미래의 변화양상(현재까지의 변화보다 더 큰 것으로 보이는)을 예측하기에는 부족하다. 따라서 인간에 의한 지구환경은 변화와 그 범위를 파악하기 위하여서는 자연적 지구과정 중 주요한 부분이면서 불확실하게 알려진 부분에 대하여 특별한 노력을 기울여야 한다.

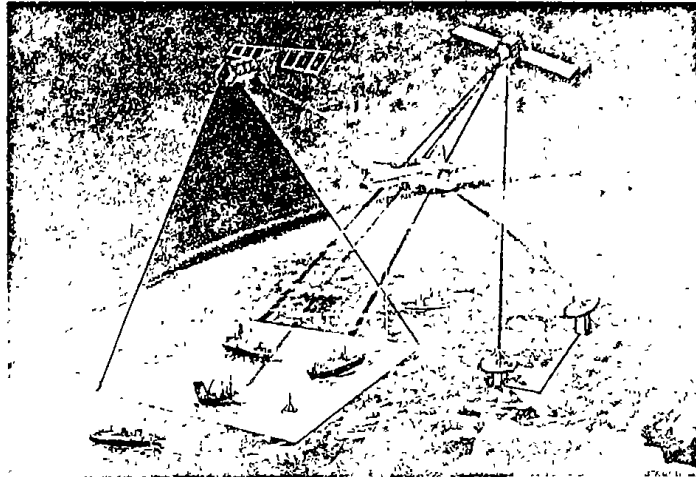


그림 1-15. 북대서양 대번식 실험(1989)에 사용된 연구기재, 다국적 전문가와 기술 사용.

이 목적을 위하여 JGOFS는 잘 조정된 범분야적 다국적 국가 간의 더 넓은 연구 테두리인 국제 지권-생물권 연구(International Geosphere-Biosphere Program) 중 연속관측계획, 대표적인 해역에서의 심층적인 과정연구를 중심으로 지구탄소수지에 크게 또는 적게 기여하는 전 세계 해양을 망라하는 11개 해역이 과정연구 해역으로 선정되었다. 해양과정은 3차원적이고 시간에 따른 변동성이 매우 커서 적절한 공간과 시간 주기로 시료를 채취하여야 한다. 대기-해양 교환과 물기둥에서의 과정뿐만 아니라 벤틱 플럭스 추정, 저경계면(lower boundary conditions)을 적절히 정의하여야 하고, 과거 기후변동기록의 지구화학적인 분석을 위한 퇴적물 기둥 채취 등도 포함이 된다. 그리고 아마존강이 적도대서양에 영향을 미치며 남동아시아에서 태평양으로 많은 퇴적물을 공급하는 등 하천으로 공급되는 유기 및 무기물이 대양의 심부에도 영향을 미치므로 대륙주변부 연구도 포함이 된다.

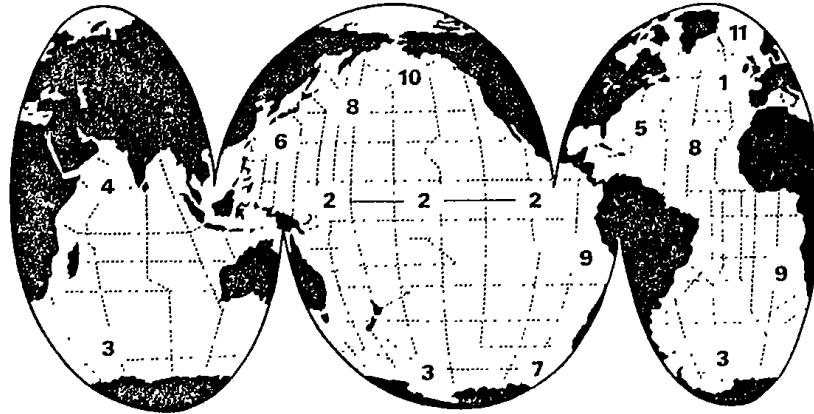


그림 1-16. WOCE 관측정선과 JGOFS 관심해역. 1. 북대서양, 2. 적도태평양, 3. 남빙양, 4. 북동인도양, 5. 멕시코만류, 6. 서태평양주변부, 7. 극지방 얼음, 8. 중부 gyre, 9. 동부태평양, 10. 아북극태평양, 11. 북대서양 북부

JGOFS 전 세계 해양조사는 인공위성을 통한 해양색깔관측과 물리특성관측을 제외하고는 CO<sub>2</sub> 각 변수 측정, 영양염류와 엽록소농도는 세계해양대순환(WOCE)의 관측정선에서 연구조사선을 이용하여 측정이 될 것이다. 전 세계 해양을 망라하는 연속관측 정점들이 퇴적물 트랩과 여러 자동 시료채취기 등의 계류를 위하여 수립 될 것이다. 얻어진 자료 관리는 JGOFS 철학에 의하여 원자료(basic data set)가 국제적으로 교환되고 자유롭게 이용이 될 것이다.

## 2.9 새로운 발견의 장 - 해양

지구환경변화에 관한 과학적 모델은 수학적 컴퓨터 모델로서 지구 각 부분 간의 상호작용을 연구하는 것이다. 이 수학적 지구환경모델개발의 목적은 기본적인 이론과 이용 가능한 자료들을 사용하여 복잡한 지구환경변화를 이해하고 가정을 검증하여 일반화시키는 것이다. 이러한 모델링은 JGOFS의 연구계획수립과 그 추진에서 중심역할을 하여 특정 생물·화학 및 물리 과정을 정량화할 뿐만 아니라 이들 상호관계를 종합하여 국지적, 지역적, 나아가 지구전체 규모에서 생태계 구조의 역동적인 면을 이해하는 데 도움을 주고 지구환경변화에 따른 해양의 반응을 예측하게 해준다.

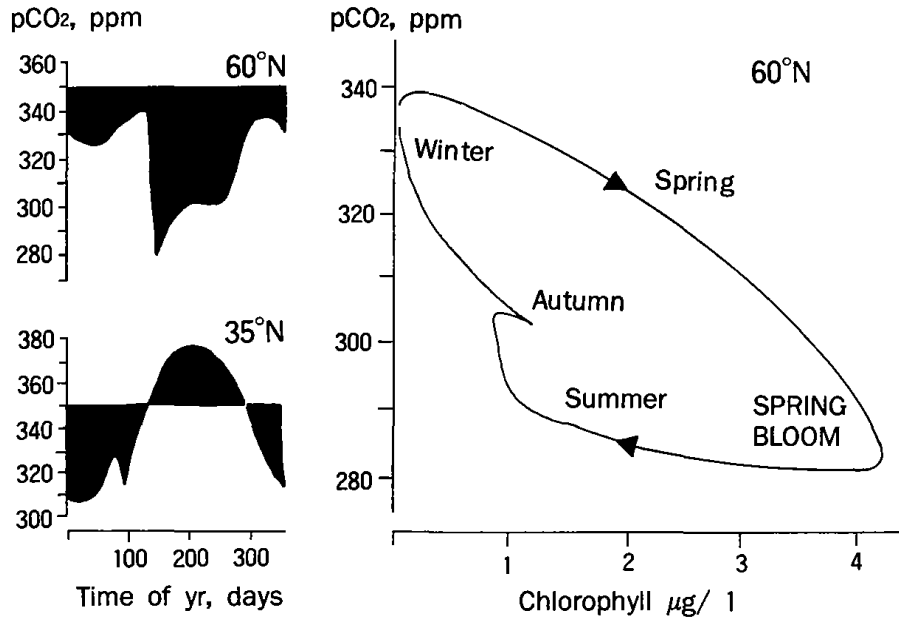


그림 1-17. 북대서양을 대상으로 개발된 모델로서 CO<sub>2</sub> 흡수와 계절적 변동, 그리고 식물플랑크톤 번식의 상관관계를 보여준다.

세계 해양에서의 탄소 이동과 변천의 실제적인 모델의 개발은 인류의 과학적 성과중 매우 큰 것이다. 그러나 그 다음 발전 단계로서는 기후를 조정하는 여러 물리적 부분(해양, 대기, 육상 및 천문학)과 향후 수백년 간의 예상되는 인류 활동으로 방출되는 온실효과기체의 증가에 의한 기후변동을 서로 연결함으로써 과거 기후계 변동에 관련이 있는 모든 인자들의 주요 조정자와 되돌림 과정을 총망라하여 앞으로의 기후변동을 예측하는 것이다.

이러한 목적을 달성하는 것은 현재의 지식으로는 거의 불가능하다. 현재의 컴퓨터는 필요한 시간규모, 와류(eddy)를 충분히 해석할 만한 공간규모(20~50km)에서의 해수순환모델을 운영하기에는 너무 느리다. 그리고 여러 생지화학적 과정들 간의 상대적인 중요성이 확실하게 파악되어 있지 않고 전 세계 해양에서 얻어진 자료가 충분하지 못하다. 따라서 10년의 장기간의 연구프로그램인 JGOFS로서도 이 사업은 완성되기 힘들다. 즉 복잡한 지구 기후계의 거동을 예측한다는 것은 필수적으로 불확실성을 내재하게 되므로 모델의 검증과 세련은 장기간의 관측을 필요로 한다.

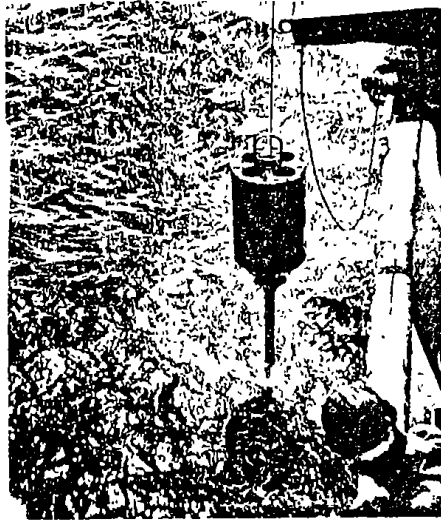


그림 1-18. 해저 퇴적물 시추 시료는 해양탄소순환이 과거 기후변동에 어떻게 반응하였는지 분석하기 위하여 필요하다

지구탄소순환은 아마도 기후변동기에는 무질서하게 움직이는, 내재적으로는 예상 불가능한 것일지도 모른다. 그렇다면 다음 세기에는 매우 놀라운 일이 벌어질지도 모른다. 그러므로 우리가 해양과정을 더 확실하게 이해하면 할수록 비정상적인 “이상 추세(anomalous trends)”가 더 일찍 감지되고 이를 극소화 하거나 재난적 악영향에서 벗어나게 될 대책을 강구하게 될 것이다.

## 제 2 장 해 양 화 학

### 1. 해양화학의 정의

해양학은 해양에서 일어나는 해양과정을 다루는 학문분야로서 해양생물학, 지질학, 물리 및 화학 등의 여러 분야를 포함하는 포괄적인 학문이다. 실제로 한 해양과정을 이해하기 위해서는 다른 학문분야의 도움을 필요로 하게 되는데, 이런 점에서 화학은 그 중심역할을 한다. 물리분야에서 해수 수괴의 성질과 그 기원, 움직임 등을 연구하기 위해서는 염분, 용존 산소 함량, 동위원소(안정성 및 방사성) 등 해수 추적자분포에 의존하게 된다. 또한 미량 영양염류의 분포는 해양생물학자들에게 생물의 활동을 이해하게 해주며, 지질학자들에게는 광물 형성과 과거 지질 기록들을 해석하는 데 기본적인 자료를 제공해주기 때문이다.

이 책의 목적은 대학생 및 관련분야 종사자들에게 축적된 지식을 전달하기 보다는 해양과정에 대한 해양 화학적 접근 방법론을 제시하는 데 있다.

### 2. 해양화학 발달사

초기 인류는 해수는 짜며 담수(호수, 강, 빗물)는 짜지않고 소금을 함유하지 않음을 발견하였다. 또한 물이 태양열에 의하여 증발되는 것을 보았으며 아마도 증발한 물이 다시 빗물이 되어 육상이나 해상으로 되돌아 온다는 것을 알았을 것이다. 지구 전체로 보면 하천은  $1 \times 10^6 \text{ m}^3/\text{sec}$  이상의 물을 바다로 보낸다. 이것은 상당히 많은 양이나 대양 해류에 비하면 아무것도 아니다. Gulf stream 혼자서도 북대서양에  $70 \times 10^6 \text{ m}^3/\text{sec}$  이상의 해수를 운반하고 있다. 또 매년  $1,000 \times 10^6 \text{ tons}$ 의 염분이 바다로 운반되지만 이것은 전체 해양 염량( $50 \times 10^9 \times 10^6 \text{ tons}$ )의  $2 \times 10^{-6} \%$ 에 지나지 않는다.

## 2.1. 근 대

Robert Boyle(1672 ~ 91)은 과학적 해양화학의 창시자로 여겨지고 있다. 그의 업적 “Observations and experiments on the saltiness of the sea” 에서 Boyle은 해수에 대한 질산은 적정을 설명하였고 비중의 측정은 염의 양을 정확히 대변한다는 사실을 발견하였다. 그보다 1세기 후에 Antoine Lavoisier(1703 ~ 94)는 Dieppe해안으로부터 4마일 떨어진 영국 해협에서 채취한 시료를 분석하였다. 그는 시료를 증발시켜서 남게 되는 염을 알코올에 일부 녹여서 염의 종류를 분류하였다. 비슷한 시기에 근대 분석화학의 창시자로 여겨지는 Torbern Bergman(1735 ~ 84)은 James Cook(1728 ~ 79)의 두 차례 항해에 동승하였던 선박의사로부터 Camary Islands 외해 깊이 60 fathom에서 채취한 시료를 얻어 분석하였다. 그는 리트머스 종이로 해수가 약알칼리성이라는 것을 알았고 침전방법으로 해수 구성성분 몇 가지를 정성하였다. 그 후 반세기가 지나서야 Svante Arrhenius(1859 ~ 1927)에 의해 용액 중의 전해질(electrolytes)이 다소 자유이온(free ion)으로 존재한다는 것을 알게 되었다.

세계 2차 대전(1939 ~ 1945) 이전에는 해양화학의 연구수준은 주로 물리해양학이나 생물해양학에 도움을 주는 정도에 국한되었다. 1950년 이전의 해양화학분야 연구의 주요 업적을 들면 다음과 같다. 영국 Challenger호는 세계 역사상 최초로 1873년에서 1876년까지 3년 동안 전 세계 해양을 체계적으로 탐사하였는데, Challenger호의 과학자들은 수심 1500m 깊이에서까지 해수시료를 얻었고 이산화탄소(CO<sub>2</sub>)의 농도도 측정하였다.

분석화학은 19세기에 들어와서 급격히 발달하게 되었다. Robert Bunsen(1811 ~ 99)은 아마도 19세기의 가장 뛰어난 분석화학자라고 할 수 있고, 그 조수 W. Dittmar(1833 ~ 94)는 챌린저 탐사에서 얻은 해수 시료를 분석하였다. 표 2-1에서 보면 Dittmar의 결과가 CO<sub>2</sub>를 제외하고는 현재의 값과 거의 일치한다. H. M. S. Challenger호는 선상에 화학실험실을 구비하고 있었고 탐사에 참여한 J. Y. Buchanan과 Dittmar는 CO<sub>2</sub>와 alkalinity를 측정하기 위하여 적정방법을 사용하였다.

표 2-1. Composition of sea salts according to Dittmar (1844) and modern figures. The numbers are given in grammes per 100 grammes chloride+bromide.

	Dittmar(1844)	modern	차 이
N <sub>2</sub> O	74.486	74.726	- 0.32 %
K <sub>2</sub> O	2.445	2.476	- 1.3 %
MgO	11.269	11.032	+ 2.1 %
CaO	3.025	2.973	+ 1.7 %
SO <sub>3</sub>	11.558	11.639	- 0.70 %
CO <sub>2</sub>	0.275	0.45 - 0.53	- 78 %

1884년 Dittmar는 이 때 얻어진 해수 시료에서 주요 원소를 분석하여 해수 중의 주요 원소들 간의 비가 해수 중에 녹아 있는 염의 총량과는 상관없이 일정함을 밝혔다. 이 때 발견된 주요 원소간 일정성분비의 법칙은 주요 원소 한가지만 측정하면 다른 원소의 함량을 계산에 의해 알 수 있게 하여, 물리에서 해수 밀도를 얻는 데 요구되는 염분(salinity)을 쉽게 얻을 수 있는 기본 개념을 정립시켜 주었다. 1899년에 Knudsen은 해수 중 주요 이온인 염소 이온(Cl<sup>-</sup>)을 정밀하게 측정할 수 있는 자동적정 기구를 개발하였다. 1902년에 Forch 등은 염분과 해수 밀도와의 상관관계를 얻었다. 이와 거의 동시대에 Winkler(1908)는 해수 중의 용존산소를 측정하는 방법을 개발하였다. 1920년대에 들어와서 분광 분석기의 개발은 해수 중 미량으로 존재하는 질산염 이온과 인산염 이온의 정량을 가능하게 하였다. 1차 대전 이후 1925 ~ 1927년 사이에는 남대서양이 Mcteor호에 의하여 탐사되고 남빙양이 Discovery II에 의하여 조사되었다. 1950년대 초기에 Steeman Nielsen이 탄소 방사성 동위원소를 사용하여 해양의 광합성량을 측정하여 표층 해양과정 이해에 중요한 공헌을 하였다. 1955년 이후부터는 2차 세계대전 동안 급격히 발달한 원자력 기술과 전기 전자 통신 기술로 인해 해양화학이 크게 발전하게 되었다.

## 2.2. 현 대

1957 ~ 1958년에 대대적으로 거행된 국제 지구물리년(International Geophysical Year) 연구는 해수 중에 녹아 있는 용존물과 해저 퇴적물에 묻혀 있는 물질의 이해를 높여서 과거와 현재 해양에서 일어나고 있는 과정들의 본성 이해에 큰 획을 그었다. 그 이후 각 분야의 연구는 활발하게 진행되었다. 주요한 연구들로는 지화학 해양분지 연구(Geochemical Ocean Sections Study)를 들 수 있는데, 대서양에서는 1972년 7월에서 1973년 5월, 태평양은 1973년 8월에서 1974년 6월, 인도양은 1977년 12월에서 1978년 3월에, 그리고 1979년 4월에는 하와이에서 타히티를 연결하는 관측선에서 조사가 실시되었다.

이 GEOSECS의 계획의 입안에는 해양물리학 분야에서 J. Reid와 H. Stommel, 해양화학 분야에서 W. Broecker, H. Craig, D. Spencer가 주도적 역할을 담당하였다. GEOSECS에서 중요한 역할을 한 사람은 IODE 연구 책임자인 Feenan Jennings와 GEOSECS 실행팀장인 Arnold Bainbridge이다. GEOSECS연구의 첨단적인 시료 채취기술과 분석기술 및 자료 운영 등은 과히 놀랄 만한 것이었다. 전기 전도도와 온도, 수심을 재는 CTD 측정장비와 표준장비로 되어 있다. GEOSECS 연구 조사 결과는 해수 순환모델을 검증하고 생물학적, 화학적 및 지질학적 과정 등에 의하여 오래된 화학변화의 모델을 검증하는 데 필수불가결한 자료이다. 표층수에서의 삼중수소(tritium) 측정치는 북대서양의 심부로 표층수가 침투해 들어가는 것을 극적으로 보여주었다.

GEOSECS의 목적은 지구 전체의 해양 분지 규모에서 화학적, 방사능 및 안정성 동위원소적 해수 특성을 조사하는 것으로서 이 연구 결과는 해양의 생지화학적 모델 개발의 새로운 장을 열어주었다. GEOSECS 연구 결과에 힘입어 방사능 동위원소, 특히 트리튬( $^3\text{H}$ )자료를 중심으로 한 한시적 해양과정 추적자의 분포를 집중 조사함으로써 해수 순환과 해양이 대기 중의 이산화탄소 농도에 어떠한 영향을 주는지를 연구한 TTO(Transient Tracers in the Ocean) 연구 사업이 1980년 초에



수행되었다. 또한 해양저 산맥에서의 열수계(hydrothermal system)의 발견, 수중 부유 침강 퇴적물 포집장치(sediment trap)의 계류, 해저 퇴적물의 공극수 화학조성, 입자성 부유물질의 현장 여과기술 등은 해양화학의 혁명을 이룬 것이라 하겠다. 이러한 GEOSECS 연구와 그 간 축적된 해수 순환의 지식에 힘입어 1989년부터는 향후 10개년 계획으로 국제 해양물질 수지 연구(Joint Global Ocean Flux Study)가 진행되고 있다. 이 연구는 지구 전체 규모의 해양에서 탄소와 이에 관계된 생물기원 화학원소들이 시간에 따라 변하는 플럭스를 결정하는 과정들을 측정하고 이해하는 것이며, 대기, 해저, 대륙과의 경계면에서의 탄소와 그 관련 생물기원 물질의 교환 속도를 측정하는 것으로서 과정 중심의 연구과제이다.

현재 해양의 화학조성은 수 백만년에 걸친 입력과 출력의 순결과(net result)이다. 우리는 흔히 주요 이온(major ions)에 대해서는 정상상태(steady-state) 균형을 이루고 있다고 가정하지만, 단지 플럭스들이 해양에 있는 원소량에 비하여 매우 작다는 것을 알고 있을 뿐이다. 즉 이는 과거의 변이를 제외시키는 것이다.

과거 1980년 초반에는 열수 플럭스(hydrothermal flux)가 여러 원소들의 지구화학적 순환에서 중요한 역할을 하는 것으로 인식되었다. 차가운 해수는 해저 산맥 정상부(ridge crest)를 통하여 순환하고, 새로 형성된 해양저 지각(hot basalts)과 상호 반응을 하며 Mg와  $SO_4^{2-}$ 을 제거하고 K와 Ca를 내놓는다. 또한 이들 중 Mg의 경우는 hydrothermal reactions에 의한 제거가 특별히 커서 Mg 순환의 걸보기 비균형 문제를 해결하는 듯이 보인다. 비슷하게  $SO_4^{2-}$ 의 제거 또한 중요하다.

해양화학(marine chemistry)은 해수를 화학반응의 매개체로 다루며 이들 화학반응의 압력과 온도에 따른 의존성을 연구한다. 화학해양학(chemical oceanography)은 해수 구성물의 분포에 관한 연구를 하는 것이다. 이 분포는 일반 화학 법칙들에 의해서 지배될 뿐만 아니라 생물학적, 지질학적, 해수 유동학적인 과정들에 의해서 좌우된다. 따라서 해양의 화학적 연구는 해양자원의 최적이용을 가능하게 해주고, 화학 및 자연산물(natural products)의 근본지식을 신장시켜 주는 것이다.

한편 1940 ~ 1960년 사이에 용액화학과 용액에서의 착이온의 조성(composition

of complex ions) 연구는 크게 진행되었다. 코펜하겐과 Lund에서 complex formation equilibrium 연구가 Janrik Bjerrum, Sture Fronaeow와 Ido Leden에 의하여 수행되었다. Stockholm에서는 이온의 hydrolysis에 관한 연구가 Lars Gunnar Sillen에 의하여 수행되었으며, Zürich에서 Gerold Schwarzenbach가 metal ions과 EDTA 같은 polyaminopolycarboxylic acids 사이의 평형을 연구하였다. 최초의 무기 유기 착염의 안정상수(stability constants)의 표가 Bjerrum, Schwarzenbach와 Sillen에 의하여 집대성되었다.

1950년대 말기에 Gustaf Arrhenius와 Edward Goldberg는 Lars Gunnar Sillen에게 해수에 존재하는 원소의 여러 존재형태 사이의 평형을 고려하도록 부탁하였다. Sillen의 응답 결과는 1959년에 발표되었는데 이는 그 이후 20여년 간 해양화학에 커다란 반향을 일으켰다. 고체상과의 평형을 포함한 화학반응과 이에 대한 온도와 압력의 관계도 연구되었다. 비록 평형개념이 해양화학의 일부분을 이해하는 데 매우 유용하지만 해수의 현재 모델은 입력과 출력(input과 output)과의 균형에 초점을 맞추고 있다. 이러한 입력과 출력은 하천의 집수구역, 열수구멍(hydrothermal vents), 빙하의 전진과 후퇴, 증발암의 형성(evaporite formation)과 생물학적 과정 등 여러 요인에 의하여 변화된다.

### 2.3. 앞으로의 과제

이러한 과거의 해양화학의 진전을 기초로 하여 해양의 화학을 조정하는 과정들에 대한 이해와 그 반응속도를 정량화하는 노력이 계속 요구되고 있다. 잠정적 해수 추적자 연구(Transient Tracers in Oceanography) 계획은 GEOSECS 연구 결과에 바탕을 두고 있다. TTO의 목적은 해양에서의 혼합과정을 연구하고 이산화탄소 저장고(sink)로서의 해양의 역할을 조사하는 것이다. 과거 수십년 간 대기의 이산화탄소의 증가는 서론에서 언급한 바와 마찬가지로 매우 큰 걱정거리가 되고 있다.

GEOSECS와 TTO 모두 C-14, tritium과 freon 등 오염물질이 해양에 녹아 들어가고 있는 것을 이용하는 것이다. 마찬가지로 방사능물질과 염화탄소(carbon tetra-

chloride와 tetrachloethylene) 등은 해수 혼합과정에 추적자로 상용될 수 있다.

살충제나 다른 유기 화합물에 의한 해양오염은 심각한 우려의 단계이다. 최근 10여년에 대해서 fused silica capillary-gas chromatography, tandem mass spectrometry with selected ion monitoring, high-resolution liquid chromatography with sensitive detectors 등의 기술 개발로 미량 유기물 분석에는 상당한 진전이 있었다. 해양환경에서의 organic pollution을 추적한다는 것은 생화학과정에 주요한 지식을 줄 뿐만 아니라 잠재적인 재해를 평가하는 데 도움을 준다.

해양의 상층부(upper layer)에서의 광합성과, 심층부에서와 퇴적물 표층에서의 분해는 해수의 화학조성을 변화시키는 데 가장 중요한 과정이다. GEOSECS 자료는 표 2-2와 같이 stoichiometric model로 적용될 수 있으나 미래에는 dissolved organic substance의 생성과 그 운명을 연구하는 것이 필요하다. 이러한 물질 중의 일부는 bioactive하여 특별한 의미가 있다.

표 2-2. The stoichiometry for the formation of carbohydrates, fats, proteins, opa and calcium carbonate normalized to one phosphate, ester

$$m = s + t + 2u + 2v + 1 + y$$

$$n = u + v$$

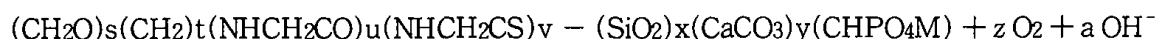
$$z = s + 1.5 + 3.5u + 5.5v + 1$$

$$a = n + 2p - 2r - 1$$

$\Delta z$  : the changes in the concentration of oxygen

$\Delta m$  : the changes in the concentration of total carbonate

$\Delta a$  : the changes in the concentration of total alkalinity



해양 표층의 유기질막(organic films)은 대기 ~ 해양 경계면에서의 기체 이동과 해양 에어로졸의 형성에 중요한 역할을 한다. 이러한 막은 간단한 lipids나 surfactant가 아니며 고차의 hydroxylation, carboxylation 또는 amination 되어 있는 polymeric compounds로 되어 있다.

지구표면을 변화시키는 측면에서 사람은 토양침식을 자연상태보다 거의 2배로 증가시켰다. 현재 하천에 의하여 해양으로 운반되는 부유물질의 양은  $18,000 \times 10^6 \text{t/yr}$ 이다. 이 물질의 대부분은 오염되어 있고 또 대부분 하구에 쌓인다. 또한 연안해역은 하천수유입 뿐만 아니라 저층수의 용승으로 물질의 표층으로 공급되어서 광합성된 물질의 생산과 소비가 매우 활발하다. 해저에 가라 앉은 유기물은 저서생물에게 먹이가 된다. 따라서 해저면은 계속 재작용을 받게 된다. 이러한 초기 측정과정은 오염물질의 순환을 지배하게 되므로 benthic chambers나 퇴적물 트랩을 이용하며 그 플럭스를 측정하여 유기물의 초기 속성과정을 정량화하는 것은 오염물질의 이동을 이해하고 오염을 방지하는 대책을 세우는 데도 필수적이다.

## 제 3 장 지구화학의 제 분야 중에서 해양화학의 위상

지구를 대상으로 하는 학문분야는 해양학, 기상학, 지질학, 지구물리학, 생물학 등 여러 분야가 있고 이들을 다시 세분할 수 있다.

### 1. 지구 기후에 관련된 측면

지구 열에너지 흐름에서 해양의 중요성은 다음과 같다. 우리가 매일 기상예보 시간에 TV에서 보는 지구 표면의 인공위성 사진에서 지구의 대부분이 물(바다)로 덮여 있고 또 바닥 위에 회오리 모양의 구름들이 있음을 보게 된다. 사실 이 해양과 대기는 매우 밀접한 관계를 가지고 있으며, 태양에너지가 동력원인 거대한 열기관이라고 볼 수 있다. 해수와 대기의 유동원인은 태양에너지와 지구 자전 때문이다. 즉 태양에너지가 일차적으로 대기의 순환(바람)을 일으키고, 이 바람이 해양 수온과 염분을 변화시켜서 밀도 차이에 의한 열염(thermohaline) 심층 해류를 유발시킨다.

지구는 구형이기 때문에 지구 표면에 도달하는 태양에너지의 양은 위도에 따라 달라서 적도에서 극으로 갈수록 감소하게 된다. 태양으로부터 지구 표면에 직접 도달하는 에너지와 지구 표면 복사량, 대기로부터의 재복사량 등을 고려하여 지구 표면의 열수지를 계산해 보면, 저위도 지방은 +이고 고위도 지방은 -이다. 그러나 저위도 지방은 점점 더워지고 고위도 지방은 점점 추워진다는 증거는 없다. 따라서 저위도에서 고위도로 열이 이동되어야 하며, 그 이동매체는 해류와 바람이다. 열을 극 지방으로 이동시키는 데 해류와 바람의 상대적인 기여도를 보면, 대략 저위도 지방에서는 해류의 공헌이 크고 고위도 지방에서는 바람의 역할이 더 중요하다. 또한 적도를 통과하여 북반구에서 남반구로의 열이동은 주로 해류에 의한다. 해류는 직접적으로 열을 저위도에서 고위도로 운반하는 데 반하여 바람은 고온기단이 고위도 쪽으로 이동되는 경우를 제외하고는 간접적으로 열을 재분배한다. 우리가 여름철에 흔히 겪는 태풍 등 열대성 저기압은 발생지인 열대 해역에서 물이 수증기로 바뀔

때 흡수한 잠열을 중위도 지역에서 다시 물(폭우)로 환원될 때 막대한 잠열을 내놓는다. 따라서 일기나 기후 변동에서 해양의 역할은 열에너지 흐름의 측면에서 지구 전체계에서 매우 중요하다. 즉 지구 상의 기후와 수리학적 계(hydrologic systems)는 대기와 해양 순환을 지배하는 대기, 해양, 육상 과정들과 서로 밀접한 관계를 지닌다.

이러한 관계는 그림 3-1에서 보면 (ㄱ) 구름이 태양에너지를 반사하거나 흡수하고 또 지구 표면으로부터 복사열을 흡수하는 등 지구의 열수지에 영향을 주고, 구름량은 열복사 강화(radiative forcing)나 대기의 에어로졸 함량에 따라 변하고, (ㄴ) 이에 따라 대기 순환과 해수 순환이 변하면 해양과 대기 간의 열교환이 변하게 되고, (ㄷ) 이는 육상의 면적, 빙하나 설원의 크기 변화와 육상 식물상에 변화를 가져오고, (ㄹ) 또한 빙하의 크기 변화는 해수면 상승, 하강과 연관된다. 그 결과 해수 순환과 강우등의 변화가 초래되고 이는 다시 해양의 화학과정에 영향을 크게 미친다.

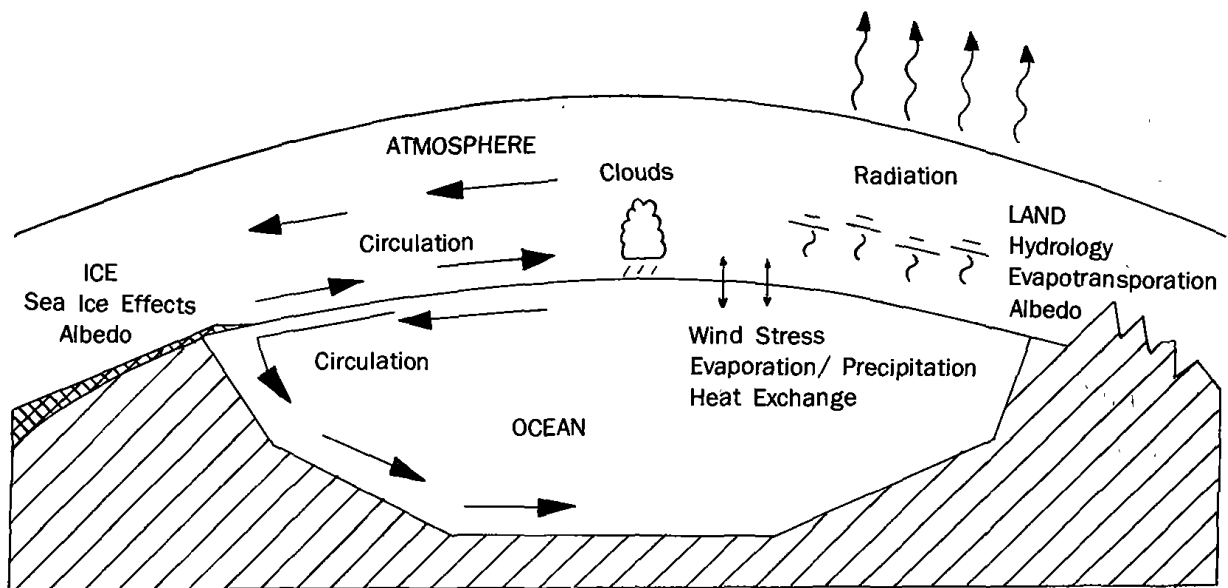


그림 3-1. A schematic representation of the components of the physical climate system and some of the significant processes in the fluxes of energy and water.

## 2. 지구의 생지화학(Biogeochemistry) 측면

물질순환에서의 주요한 지구부분을 파악하기 위해서는 관심 대상물질의 저장고들의 크기를 비교하게 된다. 수 십년 혹은 수 백년의 시간 규모에서 모든 생명체의 근간인 탄소의 중요한 저장고를 살펴 보면 다음과 같다. 대기에는 2%, 육상에 5% 그리고 해양에 93%의 탄소가 존재한다. 따라서 가장 큰 저장고인 해양에서 정상적인 해양과정이 교란되면 해양보다 저장규모가 훨씬 작은 대기, 육상에는 그 영향이 크게 증폭되어 나타난다. 현재 지구 온난화의 주범으로 인식되고 있는 이산화탄소의 경우를 보자. 현재 대기 중의 농도는 약 350 ppm이고 산업혁명 이전인 1800년에는 약 280 ppm이었다. 이처럼 200년이라는 짧은기간에 70 ppm의 이산화탄소가 증가한 것은 아마 지구 역사상 미증유의 것일 것이다. 대기 중의 이산화탄소의 농도 증가는 대기에만 영향을 미치는 것이 아니며 해양환경에도 크게 영향을 미친다. 현재 삼림의 황폐화와 화석연료의 사용은 탄소량으로 따져서 연간 60~70억톤에 이르는 이산화탄소를 배출하고 있다. 이 중 5억톤이 하천을 따라서 바다로 들어가고 20~30억톤은 물리적인 침층수 외의 교환이나 식물성 플랑크톤에 의한 광합성 작용으로 해양에 흡수되고 나머지 30억톤은 대기에 남아서 대기 중의 이산화탄소의 농도를 높이게 된다. 즉 인류 활동의 부산물로 방출된 이산화탄소의 약 절반을 해양에서 흡수하고 있는 셈이다. 해양 표층의 이산화탄소의 증가는 해양의 기초 생산을 높이게 된다. 해양 식물 플랑크톤의 종 중에서 이메틸황(dimethyl sulfide, DMS)을 생성하는 종이 있는데 만약 이 종이 더욱 번성하게 되면 대기로의 DMS 방출량이 증가되고 따라서 대기에서의 황산에어로졸 생산을 높여서 구름량을 증가시키며 이는 지구의 열수지에 크게 변동을 주게 된다. 따라서 해양의 생지화학적 과정은 지구 환경 변화를 이해하고 예측하기 위하여 필수적이다. 그러나 해양은 대기와 접촉하고 있는 표층에서 뿐만 아니라 심해저에서의 지구 내부와 물질 교환을 활발하게 하고 있다. 지구 상의 대부분의 화산활동은 해양저 산맥이나 해저 단층 등에서 일어나고 있음을 지도 상에서 쉽게 알 수 있다. 화산활동은 물 속에서 일어나고 있으므로 주위 해

수와의 물질 교환 또한 활발하다. 또한 대양저 산맥의 열수계를 중심으로 광합성이 아닌 화학합성에 의하여 유기물을 생산하는 먹이망에 근거하는 생태계가 새로 구성되고 있다. 이러한 사실들은 해양이 물질 순환에서 가장 중요한 지구부분이라는 사실을 입증해 준다.

그림 3-2에서 보는 바와 같이 공급된 영양염류는 육상 식물계나 해양 식물계에서 생물과정을 통하여  $N_2O$ ,  $CH_4$ ,  $CO_2$  등을 방출하게 되고 또 인간활동에 의하여  $CO_2$ , 염화불화탄소(chlorofluorocarbon) 등을 대기로 방출하게 된다. 또 자연적(화산 활동 등)이거나 인위적인 황이나 질소 함유 화합물은 대기로 방출되어 산성비, 산성눈 등으로 다시 육상과 해상에 도달하게 된다. 이는 삼림을 황폐화시켜서 토양의 침식을 증가시키며 따라서 증가된 부유물질과 영양물질이 해양으로 유입되어 수중 생태계를 변화시키게 된다. 특히 탄소는 변화시간이 매우 긴 지질학적인 저장고를 제외하고는 약 93%가 해양에 존재하므로 해양은 생지화학적 순환에서 매우 큰 역할을 한다.

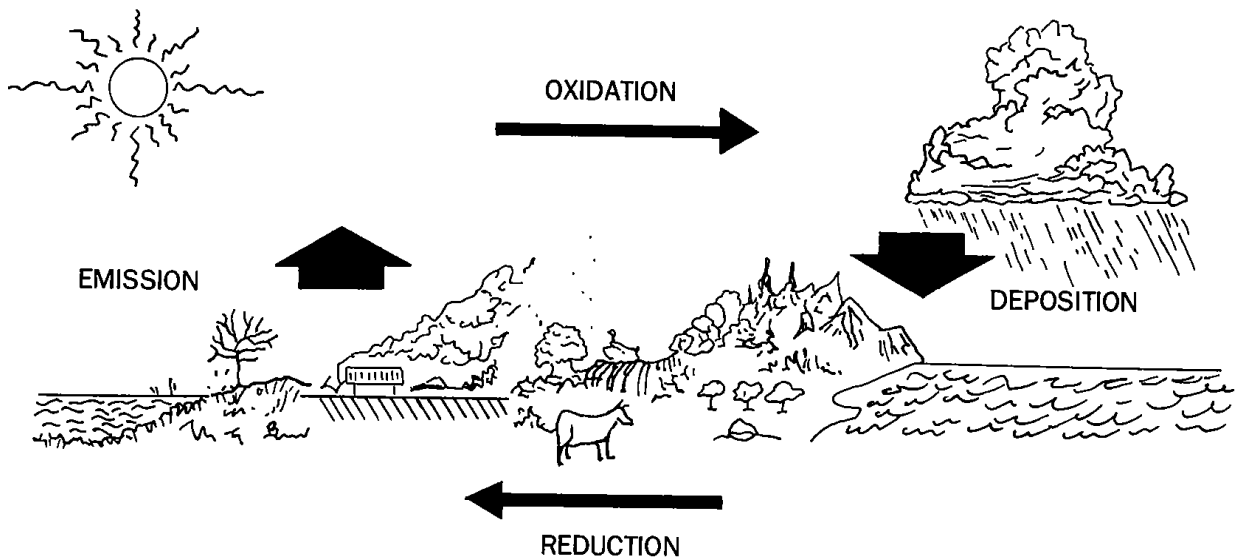


그림 3-2. Schematic representation of biogeochemical dynamics : the major reservoirs and the cycling processes that link them Solar energy drives the system : a gain of oxygen("oxidation") in the atmosphere and a loss of oxygen("reduction") in the biosphere.



### 3. 지구 환경변화 연구 측면

지질학적 기록들은 기후, 생태계, 수리학적 조건, 육상형태(landscape) 등의 과거 변화에 대한 정보를 제공해 주고 있다. 즉 과거의 해수면, 호수나 지하수면, 빙하나 해빙(sea ice)의 전진과 후퇴, 대기의 화학조성의 변화, 생물상의 변화기록들을 연구하는 목적은 지구의 자연적인 변화과정을 이해하여 미래의 변화를 예측하려는 것이다. 이러한 연구에 사용되는 과거의 기록들은 나무의 나이테(tree rings), 퇴적물 특성 등이다. 이 중에서 해양은 지구 표면의 70%를 차지하며 해저면은 육상 부분에 비하여 과거의 기록들이 잘 보존되는 경우가 많다. 해저면에서의 퇴적물의 연구는 지구 변화과정에 중요한 정보를 제공해 준다.

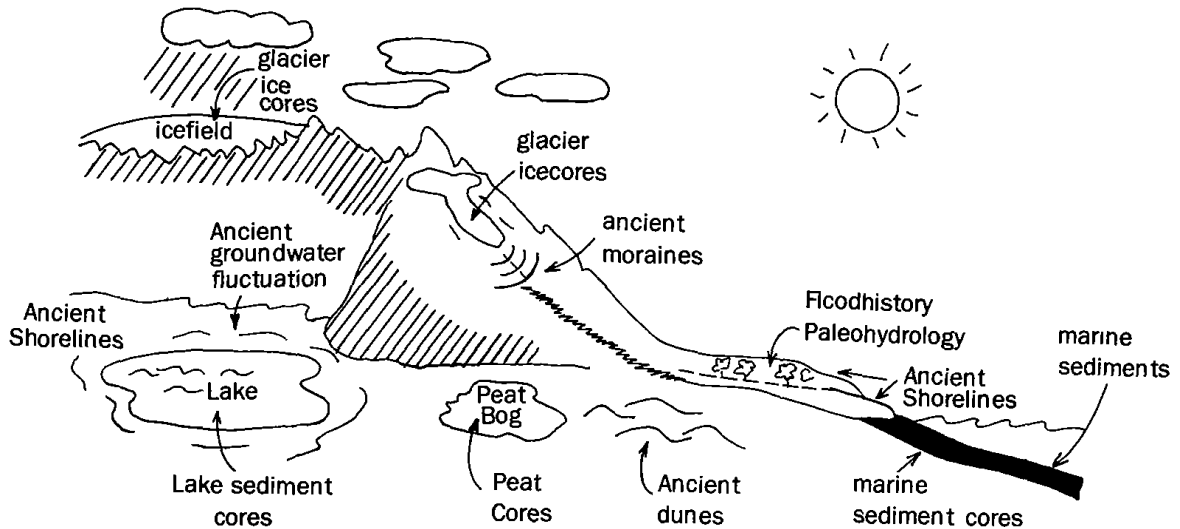


그림 3-3. Schematic representation of some of the sources of paleoclimatic and paleoenvironmental records preserved in the geologic record.

#### 4. 고체 지구 과정(Solid earth process) 측면

지질학에서의 주요 원리 중의 하나는 현재는 과거의 열쇠라는 것이다. 그러나 수십년, 수 백년의 시간 규모를 주로 다루는 해양학에서는 현재는 과거 기록들을 해석하는 데 뿐만 아니라 지구표면(Earth's surface)과 대기(atmosphere), 수권(hydrosphere), 냉권(cryosphere) 등과 생물권 사이에 영향을 미치는 고체 지구 과정의 이해에 직접적으로 도움을 준다. 이러한 연구 분야로는 (ㄱ) 대기 중이나 수 중의 분출화산이나 폭발성 화산 활동은 지구의 열 수지에 중요한 기체들을 배출하기 때문에 대거나 해양의 화학조성을 변화시키게 된다. (ㄴ) 육상, 해양, 대기에서 일어나는 자연적이거나 인위적인 표층과정은 풍화작용이나 퇴적물 운반, 사막화에 영향을 미친다. (ㄷ) 자연적이거나 인위적 활동에 의한 침강, 해수면 상승에 의한 해안 침식, 해양으로 운반되는 하천 퇴적물의 부피 변화 등, (ㄹ) 빙하의 분포와 유동(rheology)의 변화는 남극 대륙에서의 빙원의 성장과 수축 효과 등, 이러한 제 과정과 연관되어있는 지각운동(tectonic process) 등 여러 분야가 해양과정에 영향을 주고 있다.

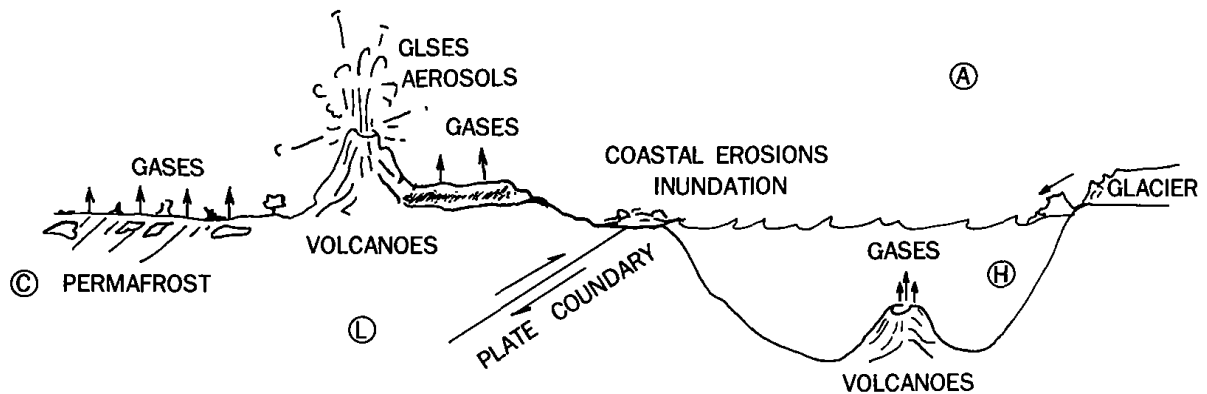


그림 3-4. Schematic representation of solid Earth processes active at various interfaces of the geosphere: subaerial and submarine volcanism, coastal erosion and inundation, glaciers, permafrost, and crustal motion. Elements of the geosphere are shown with letters: A, atmosphere; C, cryosphere; H, hydrosphere; and L, lithosphere.

## 5. 천문학 측면

태양은 지구 표면 에너지의 원동력이다. 그러나 태양은 그 자체가 계속 변화하고 있는 별이다. 우주 공간과 지상에서 관측한 결과 태양활동과 관련되어 0.1% 정도의 태양의 밝기가 변하고 있는 것으로 밝혀졌다. 지구 자전축의 기울기 변화와 지구 궤도의 이심률 변화, 지구 자전축의 세차운동 등이 빙하기의 진전, 후퇴와 관련있다. 또한 태양에서 방출하는 하전 입자들이 상층대기(지구 표면으로부터 100 km)에 도달하는 양은 연중 10,000%나 변화하고 있고 지구 표면으로부터 70 km까지 영향을 끼치고 있으며 지자기에도 영향을 주고 있다.

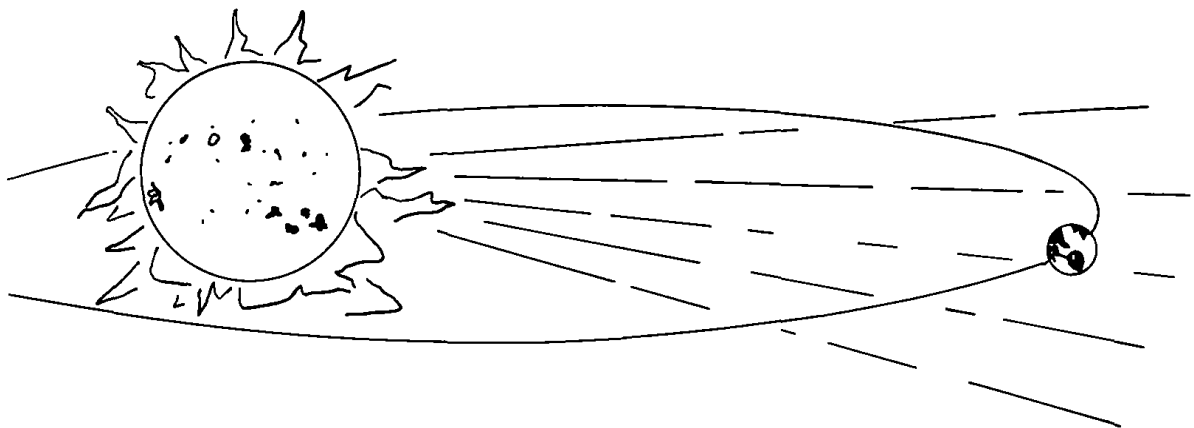


그림 3-5. The Sun-Earth relations: Solar output, orbital characteristics, and the Earth as a receptor.

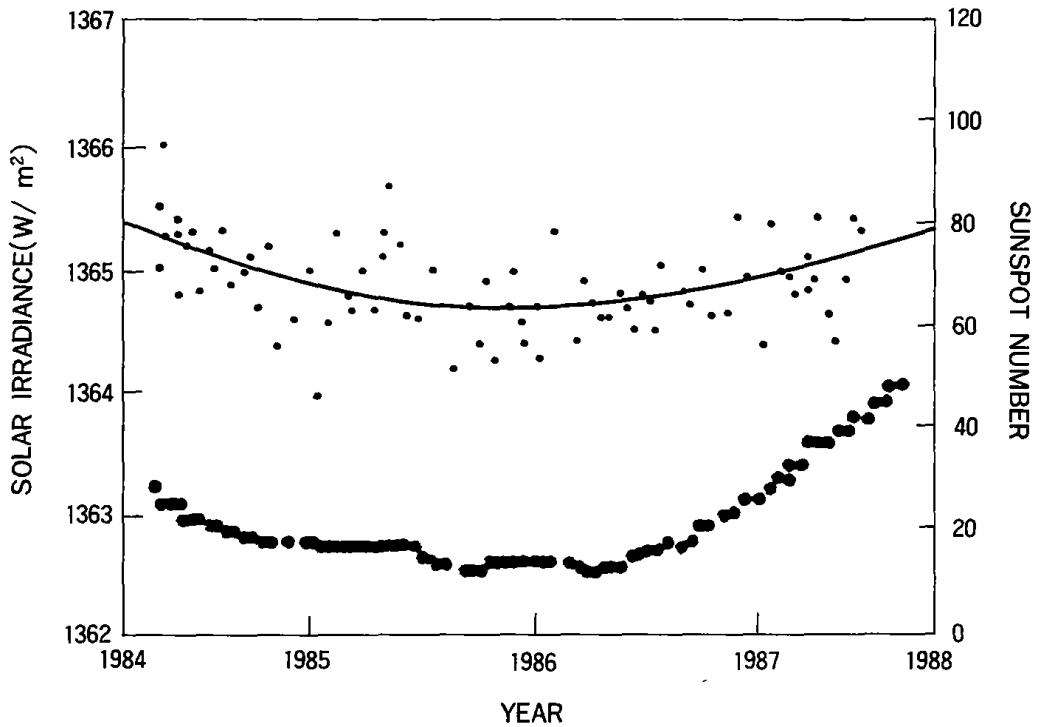


그림 3-6. Solar constant as a function of time, derived from the solar monitor on the Earth Radiation Budget Satellite. The blue curve represents a second-order polynomial fit to the solar constant values; the red dots represent smoothed(12-month running mean) sunspot numbers.

지금까지, 여러 지구과정 중에서 해양이 그 주요 요인이 되거나 또는 다른 지구부  
 분에서 일어나는 과정이 해양과정에 영향을 크게 주는 것을 간단히 살펴 보았다. 따  
 라서 해양과정에 관심을 두는 연구자는 반드시 해양화학 전공 분야 뿐만 아니라 다  
 른 인접 지구과학의 제 분야의 동향과 지식의 진전에 항상 관심을 기울여야 할 것  
 이다.

## 제 4 장 지구의 기원

지구의 기원에 대해서는 아직까지는 약간의 논란이 있지만 다음과 같이 설명할 수 있다. 은하물질이 그 회전축을 중심으로 회전운동을 하는 동안 별(star)은 인력에 의하여 우주입자(space particles)들이 서로 집적됨으로써 빛을 발하는 물체로 형성된다. 이러한 우주 먼지들의 집적과정은 국부적인 와류에 의하여 일어나며 별이 되기 위해서는 긴 시간이 요구된다. 이렇게 하여 형성된 별(항성)은 그 주위를 회전하는 위성 군집(assembly of planets)을 가지게 된다. 이러한 일반적인 순서에 의하여 우리의 태양(별, 항성)도 탄생하게 되었다. 초기 태양은 그 크기가 적어도 현재 태양계의 크기와 같았을 것이다. 이러한 거대한 기체와 우주 먼지 중의 일부는 우주 공간에 그대로 남게 되었다. 이 남은 물질은 서로 뭉쳐서 밀도가 증가하게 되고 일단 원반(disc) 모양으로 된다. 이 원반 모양의 뭉치가 밀도가 커지면 인력 때문에 불안정하게 되어 작은 덩어리로 갈라지게 된다. 이 작은 덩어리가 현재의 흑성의 전신이다. 초기 흑성으로서의 지구는 현재보다 1000배 이상 크고 500배나 더 무거운 것이었다. 이 흑성에서 무거운 물질은 중심부로 이동하여 핵(core)을 형성하고 가벼운 물질들은 바깥 쪽에 위치하게 된다. 이와 비슷한 방법으로 흑성의 위성 즉 달도 형성되었다. 초기 흑성과 그 위성이 형성될 무렵에 와서야 태양은, 우주물질이 뭉쳐져서 거대한 질량을 갖게 되었고 내부에 높은 중력이 형성되어서, “탄소 순환(carbon cycle)”이라는 에너지 생산방식으로 열에너지 즉 빛을 발하게 되었다. 수백만도의 고온에서 탄소 존재 하에서 수소(H) 원자가 헬륨(He) 원자로 전환되면서 막대한 에너지를 유리시킨다. 이때 태양으로부터 하전된 입자들도 같이 방출된다. 태양계의 형성 시초에 태양으로부터 방출된 하전 입자들(입자 등)이 흑성과 그 위성 주위의 성운 기체를 날려 보낸 것으로 생각된다.

태양 복사에너지로 가열된 초기 흑성들에서는 높은 온도 때문에 거의 모든 흑성 원시 대기성분이 우주 공간으로 탈출하게 되었다. 즉 흑성의 원시 대기는 주로 수소와 헬륨이었으므로 온도 상승은 이들 기체들이 쉽게 중력을 벗어나게 하였다. 기체

의 평균 분자 속도가 지구의 탈출 속도(약 11.2 km/sec)의 1/4만 되면 비교적 짧은 시간 내에 지구를 탈출할 수 있게 된다. 현재에도 수소와 헬륨은 지구로부터 우주공간으로 탈출하고 있으며 무거운 산소, 질소 등은 지구 상에 남아 있게 된다.

표 4-1. The average molecular velocities for the inert gases at various temperatures(for comparison, the escape velocity from the Earth is 11.2 km/sec).

Inert gas	분 자 량	평 균 속 도 (km/sec)		
		T = 300°k	1200°k	4800°k
He	4	1.26	2.52	5.04
Ne	20	0.56	1.12	2.24
Ar	40	0.40	0.80	1.60
Kr	84	0.28	0.55	1.10
Xe	131	0.22	0.44	0.88

표 4-2. The average speeds of various gas molecules(0°C).

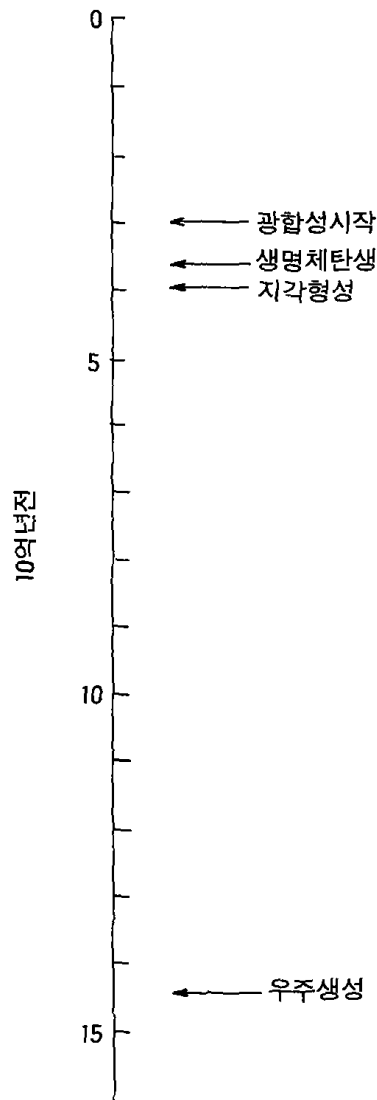
gas	분 자 량	평균속도 (km/sec)
H <sub>2</sub>	2	1.70
He	4	1.20
CH <sub>4</sub>	16	0.60
NH <sub>3</sub>	17	0.58
H <sub>2</sub> O	18	0.56
N <sub>2</sub>	28	0.45
O <sub>2</sub>	32	0.42
CO <sub>2</sub>	44	0.36

한편 태양으로부터의 하전 입자들의 방출과 중력의 증가에 의한 지속적인 수축은 지구 내부 핵에서 원자의 자발적인 붕괴를 가져와 열에너지가 발생하게 되었다. 따라서 지구 전체가 용융상태로 되어서 무거운 물질이 심부로 모이게 되었고 가벼운 것은 핵 주변으로 밀려 나가게 되었다. 핵 주위에는 철(Fe)과 니켈(Ni)이 농축되고 그 주위에는 철과 마그네슘의 규산염물질(Fe and Mg silicates)로 된 맨틀이 존재하고 맨 바깥 쪽에는 얇은 지각이 형성되게 되었다.

표 4-3. 지구 내부 구조

지 역	두께(km)	구 성 물 질	밀도( $g/cm^3$ )	
			범 위	평 균
대 륙 지 각	35 ~ 60 km			
해 양 지 각	4 ~ 10 km			
지 각 평 균	30 km	Fe, Mg, Al Silicates	2.5 ~ 3.3	2.8
맨 틀	30 ~ 2900 km	Fe, Mg, Silicates	3.3 ~ 5.7	4.5
외 핵	2900 ~ 5100 km	Fe, Ni 등	9.4 ~ 14.2	11.8
내 핵	5100 ~ 6370 km		10.8 ~ 17.2	17.0
전 체 지 구	0 ~ 6370 km		2.5 ~ 17.2	5.5

표 4-4. 연 대 표



## 1. 대기과 해양의 기원

46억년 전에 이르러서야 지각은 냉각되어서 고체화하기 시작하였다. 이로써 지질 역사가 시작되는 것이다. 이 때 지구는 얇은 원시 대기(수소, 헬륨)로 뒤덮여 있었다. 과거 지구의 온도는 다음과 같은 방법으로 추정할 수 있다. 휘발성 물질과 비휘발성 물질의 농도비를 과거와 현재의 암석에서 비교하는 것이다. 또한 만일 지구가



과거의 Ar(원자무게 40)을 대부분 잃어 버렸다면 이 때 Ar보다 가벼운 수증기(H<sub>2</sub>O), 질소(N<sub>2</sub>), 산소(O<sub>2</sub>)를 모두 잃어 버렸다고 가정할 수 있다. 비활성 기체의 고갈 상태 연구 결과, Ne는 매우 크게 고갈되어 있고 이 결핍 인자(depletion factor)는 원자의 질량이 증가할수록 감소하고 있다는 것을 발견하였다. 이는 지구 표면이 과거에는 현재보다 훨씬 더 뜨거웠음을 의미한다. 이러한 연구를 통하여 지구는 30억년 전에 이르러서야 현재의 온도로 냉각되었음이 밝혀졌다.

## 1.1. 대기의 기원

30억년 전에 지구는 현재의 온도 수준으로 식었지만 화산활동은 여전히 활발하였다. 화산 기체들이 상부 맨틀로부터 화산폭발에 의하여 지구 표면으로 방출(outgassing)되어서 대기를 형성하였다. 이 때 산소는 거의 없었으며 CO<sub>2</sub>와 수증기(H<sub>2</sub>O)로 가득 차 있었다. 지구가 충분히 식었기 때문에 이들 기체들을 지구권에 붙잡아 둘 수 있었다. 이 때 이산화탄소와 수증기로 된 구름은 지구 전체를 뒤덮어서 태양으로부터 오는 복사열을 60%나 우주로 반사시켰으며 나머지 40%의 복사열은 이 기체 구름층에 의하여 흡수되었다. 지구 내부로부터 방출된 수증기는 구름층에 붙잡혀 있다가 지구 표면이 더 냉각된 후에 액체로 지구 표면에 축적되기 시작하였다. 지구 표면의 냉각과정은 물 자체의 고열용량(heat capacity)과 고증발잠열(latent heat of evaporation) 특성 때문에 더 가속화되었다. 즉 물(H<sub>2</sub>O)이 지구 표면에 축적되는 것을 방지하던 열에너지는 수증기와 이산화탄소의 거대한 상층으로 이동하여 대기권의 외곽부분에서 얼음결정으로 변화됨으로써 매우 많은 양의 열을 우주 공간으로 방출하게 되었다. 이러한 방식으로 지구의 냉각과정은 더욱 가속화되었다.

## 1.2. 물의 기원

우리는 지금까지 대기과 해양에 있는 물은 지구 내부로부터 화산활동에 의하여 방출(outgassing)되는 것으로 보았다. 그렇다면 실제로 어떻게 증명할 수 있을까?

용암의 형태로 지구 표면으로 솟아오른 물질은 상부 맨틀에서 유래된 것이다. 맨틀은 그 부피가  $10^{27} \text{ cm}^3$  이고 밀도는 평균  $4.5 \text{ g/cm}^3$  이므로 맨틀의 총 질량은  $4.5 \times 10^{27} \text{ g}$  이다. 현재 해양분지에 존재하는 물의 총 질량은  $1.4 \times 10^{24} \text{ g}$  이다. 따라서 맨틀에서 지구 표면의 모든 물이 유래하였다면 맨틀은 0.031% 만큼의 질량이 감소하여야 한다. 이에 대한 검증은 우주 공간에서 지표면에 떨어진 운석을 이용한 것이다. 운석 중에는 규산염을 많이 함유하여 맨틀과 유사한 성분으로 구성된 것이 있는데 이러한 운석에서 물( $\text{H}_2\text{O}$ )의 함량을 알면 지구 맨틀의 물 함량도 알게 된다. 운석은 약 0.5%의 물을 함유한다. 만약 이러한 물이 맨틀에 함유되었다면 이는 현재 해양분지를 채우는 데 필요한 양보다 16배나 많은 셈이다. 실제로 현재 방출(out-gassing)되는 물의 양은 과거 46억년이라는 시간 동안 현재의 해양과 대기를 채우기에 충분한 양이다.

### 1.3. 염의 기원

초기 해양은 현재보다는 적은 양의 염을 함유하고 있었을 것이지만 지각을 구성한 1차 결정암(primary crystalline rocks)은 풍화되고 침식되었다. 화학적 풍화작용은 대기 중에서 이산화탄소와 수증기가 합하여 탄산( $\text{H}_2\text{CO}_3$ )을 형성하기 때문에 생긴 것이다. 즉 지구 표면에서의 화학적 풍화작용은 액체로서의 물이 지상에 존재한 뒤의 일이었다. 화학적 풍화작용의 1차 결정암에 갇혀 있던 원소들이 유리되어 나와서 이들 중 일부는 기체상태로 대기 중에 존재하게 되고 또 용액상태로 지상에 존재하기도 하고 또는 고체부분과 결합하여 고체로 남기도 한다. 풍화산물은 주로 하천에 의하여 운반되어 해양저에 쌓여서 “퇴적물(sediments)”을 만든다.

질량은 보존되어야 하므로(질량 보존의 법칙) 화학적 풍화작용을 받은 결정암의 총량은 대기, 해양, 퇴적물 등의 지구부분에 존재하는 풍화되고 난 후의 물질의 총량과 같아야 한다. 현재까지의 연구 결과는 대체로 이를 뒷받침하고 있다. 그러나 이러한 질량 보존의 법칙에 어긋나는 성분들이 있다.

$$\text{풍화된 결정암의 총량} = \text{해수 중 용존성분의 총량} + \text{대기 중에 존재하는 성분의 총량} + \text{해저 퇴적물 성분의 총량}$$

즉 성분에 따라서는 결정암들로부터 풍화된 양보다 훨씬 많은 양이 대기, 해양, 해저 퇴적물에 존재한다. 이러한 성분들을 과량 휘발성물질(excess volatiles)이라 부른다. 과량(excess)은 결정암들로부터 풍화된 양보다 훨씬 많은 양이라는 의미이고, 휘발성물질(volatiles)은 지구 표면온도나 혹은 그보다 약간 더 높은 온도에서 휘발하는 성분들이라는 의미이다. 과량 휘발성물질 중 대표적인 것은 수증기(H<sub>2</sub>O), 이산화탄소(CO<sub>2</sub>), 염소(Cl), 질소(N), 황(S), 수소(H), 불소(F) 등이다. 화산활동은 이들 기체를 지표면으로 배출한다. 물론 화산활동에 의하여 지표면으로 부상한 휘발성 물질의 대부분은 재순환된 것으로 지하수에 녹아 있다가 다시 나오는 것들이다. 그러나 이 중 일부 극소수는 지각의 결정암으로부터 처음으로 유리되어 나오는 것이다. 즉 용융상태의 마그마가 식으면서 고체 광물이 형성되고 이 때 마그마의 기체는 대부분 빠져나간다. 암석 결정 고화작용에서 유리되어 나오는 기체는 맨틀로부터 지구 표면으로 방출되는 새로운 물질(primodial)이 된다. 현재 온천이나 해저 화산에서 나오는 과량 휘발성물질은 해양분지 전체를 채우고도 남는 양이다.

표 4-5. 과량 휘발성 물질 수치 (단위 : 10<sup>20</sup> g)

저 장 고 \ 기 체	H <sub>2</sub> O	C(CO <sub>2</sub> 형태)	Cl	N	S	H, B, Br, Ar, F 등
대 기 와 해 양	14,600	1.5	276	39.0	13	1.7
해 저 퇴 적 물	2,100	920.0	30	4.0	15	15.0
소 계	16,700	921.5	306	43.0	28	16.7
결정암의 풍화량	130	11.0	5	0.6	6	3.5
과량 휘발성물질	16,570	910.5	301	42.4	22	13.2

## 제 5 장 물 - 특성

### 1. 물의 물리·화학적 특성

물( $H_2O$ )의 분자량은 18이다. 비슷한 분자량을 가지는 다른 수소 화합물과 비교하면 물은  $-90^{\circ}C$ 에서 얼고  $-68^{\circ}C$  경에서 끓어야 한다(예, 메탄( $CH_4$ ) 분자량 16, 어는 점  $-180^{\circ}C$ , 끓는 점  $-162^{\circ}C$ ). 대부분 고체의 밀도는 액체상태로 존재할 때보다 더 크며 액체의 밀도는 온도가 증가하면 감소한다. 그러나 얼음은 물보다 가볍고 순수한 물의 최대 밀도는  $4^{\circ}C$ 에서 나타난다. 이러한 특이성은 물의 분자 구조에 기인한다. 물( $H_2O$ )는 산소 원자(O) 1개가 수소 원자(H) 2개와 결합되어 있다. 이들 원자 간의 각도는  $105^{\circ}$ 이다. 산소와 수소의 전기음성도(electronegativity)의 차이로 수소 원자 쪽에서 약간의 양의 부하(positive charge)를 가지고 산소 원자(O) 쪽에서 약간의 음의 부하(negative charge)를 가진다. 이러한 극성구조(polar structure) 때문에 물 분자는 서로 끌어 당기고 있으며 따라서 서로 일정 방향으로 정렬하게 되는데 이 분자 간의 결합을 수소 결합이라 한다. 이 결합 때문에 물이 높은 어는 점과 끓는 점을 가지게 된다. 즉 다른 비슷한 분자량을 가지는 물질과 달리 van der Waals 인력 외에도 수소결합을 극복하는 데 따른 운동(kinetic) 에너지가 필요하게 된다. 이것이 순수한 물이  $4^{\circ}C$ 에서 최대 밀도를 가지는 이유이기도 하다. 예컨대  $20^{\circ}C$ 의 물을 냉각시키면 이는 분자의 열운동(thermal agitation)을 감소시키는 것이 되고 따라서 unbonded water molecule은 에너지 감소로 인하여 조밀하게 정렬하게 된다(ordering effect). 그러나  $4^{\circ}C$  이하에서는  $0^{\circ}C$ 로 접근하게 될 때 unbonded 분자의 감소된 에너지에 의한 부피 감소 외에 다른 작용이 있게 된다. 얼음 결정이 증가하는 효과가 크게 나타나게 되는 것이다. 얼음 결정은 open-six-sided 구조로서 물 분자가 서로 상당한 간격을 유지하게 되어 실제로는 부피가 증가하게 된다. 이러한 얼음 결정은  $0^{\circ}C$ 로 접근함에 따라서 점점 많아지게 되며 따라서 밀도는 감소하게 된다.

표 5-1. 액체물의 특이한 물리적 성질.

성 질	다른 물질과의 비교	물리, 생물학적 중요성
비열(specific heat) ( $=4.18 \times 10^3 \text{ Jkg}^{-1}\text{C}^{-1}$ ) 용융잠열(latent heat of fusion) ( $=3.33 \times 10^5 \text{ Jkg}^{-1}\text{C}^{-1}$ ) 증발잠열(latent heat of evaporation) ( $=2.25 \times 10^6 \text{ Jkg}^{-1}\text{C}^{-1}$ )	모든 고체보다 크고 액체 중에서는 $\text{NH}_3$ 보다 약간 작다  $\text{NH}_3$ 를 제외하고는 가장 크다	지구의 온도, 수온이 극한값을 가지는 것을 방지하고, 일정한 온도를 유지시키며, 해류에 의한 열이동이 크다. 어는 점에서의 잠열의 흡수와 유리에 의하여 항온 유지(thermostat effect)
열팽창	최대 밀도의 온도가 염분증가에 따라 감소하고, 순수한 물은 $4^\circ\text{C}$ 에서 최대 밀도	담수나 희석된 해수는 어느 점보다 높은 온도에서 최대 밀도에 도달, 정상 해수는 최대 밀도의 온도가 바로 어는 점이다.
표면 장력 ( $=7.2 \times 10^9 \text{ Nm}^{-1}$ )	액체 중 최고	세포 생리에 중요, 표면 현상과 물방울 형성에 중요
용해력 (siddolving power)	일반적으로 알려진 액체 중에서 가장 많은 종류의 물질을 녹이고 또 가장 많이 녹인다.	물리 및 생물작용에 중요
절연 상수 (dielectric constant) ( $=87$ at $0^\circ\text{C}$ , $80$ at $20^\circ\text{C}$ )	순수한 물은 $\text{H}_2\text{O}_2$ 와 $\text{HCN}$ 을 제외하고는 가장 높다.	높은 전리(high dissociation) 때문에 무기 용존물질의 이동에 큰 영향
전기 분해 (electrolytic dissociation)	매우 적다	물은 전기적으로 중성이나 약간의 $\text{H}^+$ 와 $\text{OH}^-$ 를 가진다
투명도	비교적 높다	IR과 UV 빛의 흡수는 크고 VIS 영역에서는 비교적 매우 적은 선택적 흡수가 일어난다. 따라서 순수한 물은 소량일 때는 색깔이 없으며 이러한 흡수 특성은 물리 및 생물과정에 영향을 준다.
열전도 (conduction of heat)	액체 중 최고 높다	생물 세포 같은 소규모에서는 중요하나 분자적 과정이 와류확산(turbulent diffusion)에 비해서는 무시될만하다
분자 점도 (molecular viscosity) ( $=10^{-3} \text{ Nsm}^{-2}$ )	대부분의 액체보다 낮다	압력 차이를 극복하기 위하여 쉽게 흐른다

표 5-2. 여러 다른 온도에서 순수한 물의 밀도.

온도(°C)	상태	밀도(kgm <sup>-3</sup> )
- 2	고 체	917.2
0	고 체	917.0
0	액 체	999.8
4	액 체	1000.0
10	액 체	999.7
25	액 체	997.1

### 용존염의 효과

액체에 다른 물질이 녹게 되면 그 액체의 밀도는 증가하게 된다. 따라서 녹은 물질의 양이 많으면 많을수록 그 밀도도 더욱 크게 된다. 물도 예외는 아니며 순수물의 밀도는  $1.00 \times 10^3 \text{ kgm}^{-3}$ 이다. 액체에 다른 물질이 녹게 되면 그 액체의 어는 점을 낮추게 된다. 물에 염을 추가하면 어는 점을 낮추게 된다(그 이유로 겨울에 소금을 뿌려서 빙판길을 녹이는 것이다). 또 순수물의 최대 밀도점인 4°C도 염이 추가되면 내려가게 된다. 왜냐하면 용존염은 물 분자가 ordered group을 형성하는 것을 방해하므로 해수의 밀도는 주로 열팽창에 의해서만 결정이 된다.

그림에서 보면 어는 점과 최대 밀도점의 온도는 염분 25(g/kg해수)에 이를 때 같게 된다. 해양은 이보다는 더 염분이 높기 때문에(약 35g/kg해수) 해수의 밀도는 온도의 감소와 함께 어는 점에 도달할 때까지 증가한다. 이는 담수와는 다른 해수의 특이점이며, 해수 순환과 해빙(sea-ice) 형성에서 중요한 의미를 가진다.

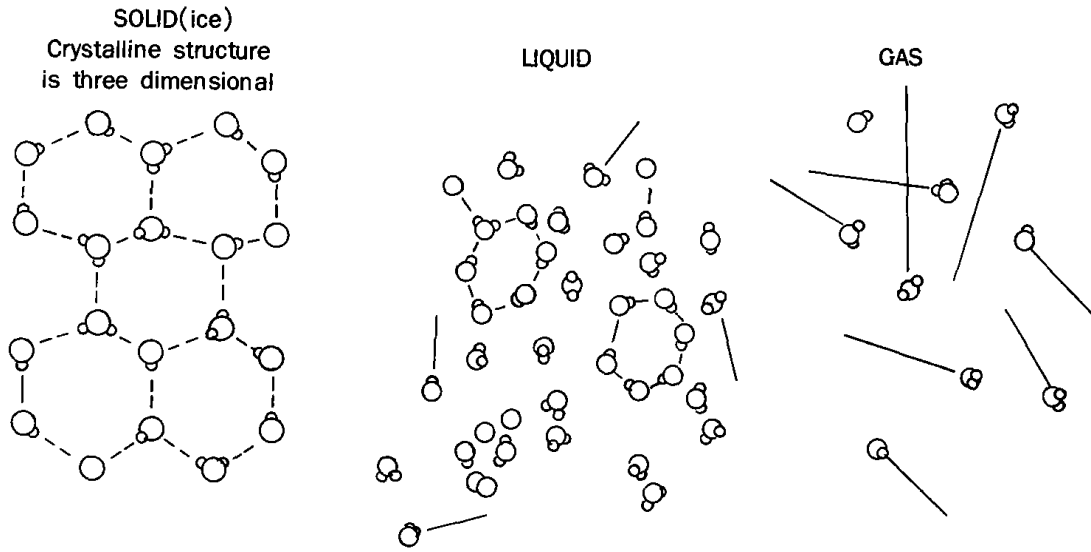


그림 5-1. Hydrogen Bonds in H<sub>2</sub>O.

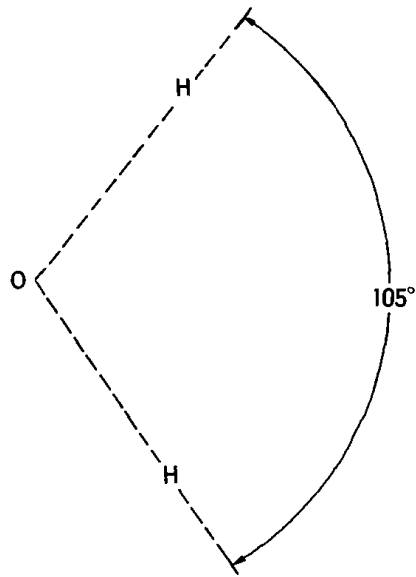


그림 5-2. Schematic view of the water molecule. It is electrically polarized. The oxygen side carries a small negative charge; the hydrogen side carries a small positive charge.

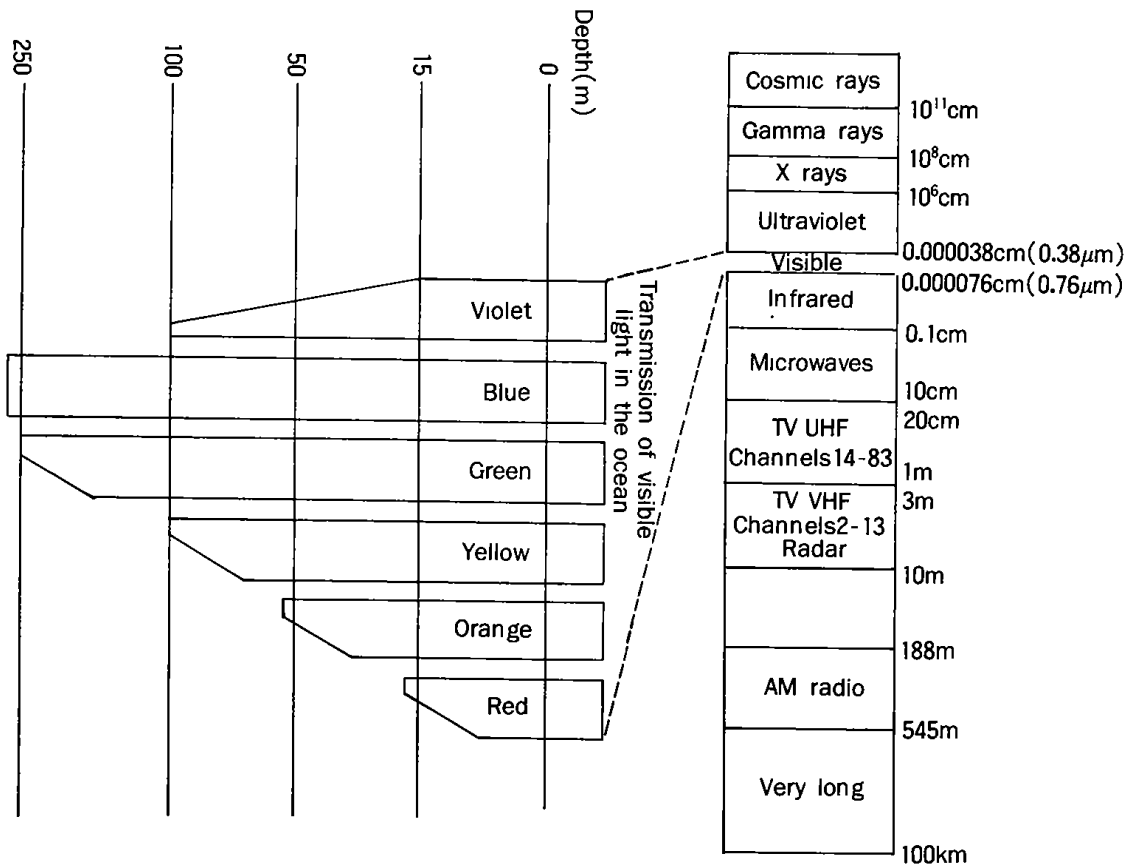


그림 5-3. The Electromagnetic Spectrum and Transmission of Visible Light in Water.

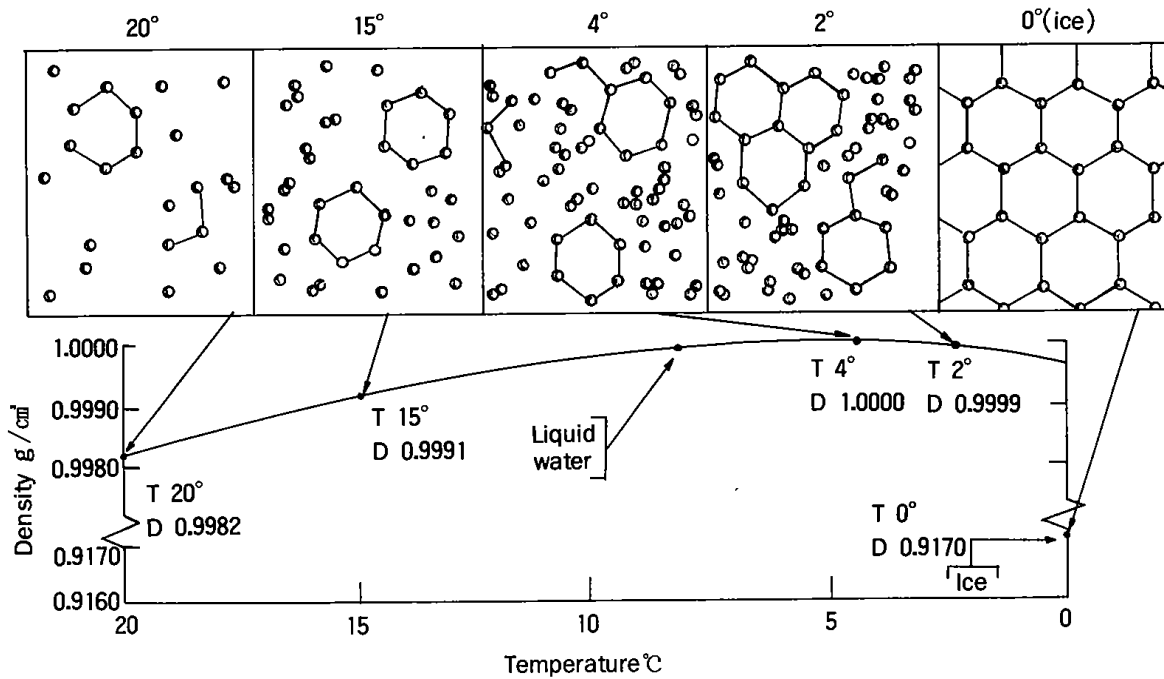


그림 5-4. Formation of Ice Clusters in Water.



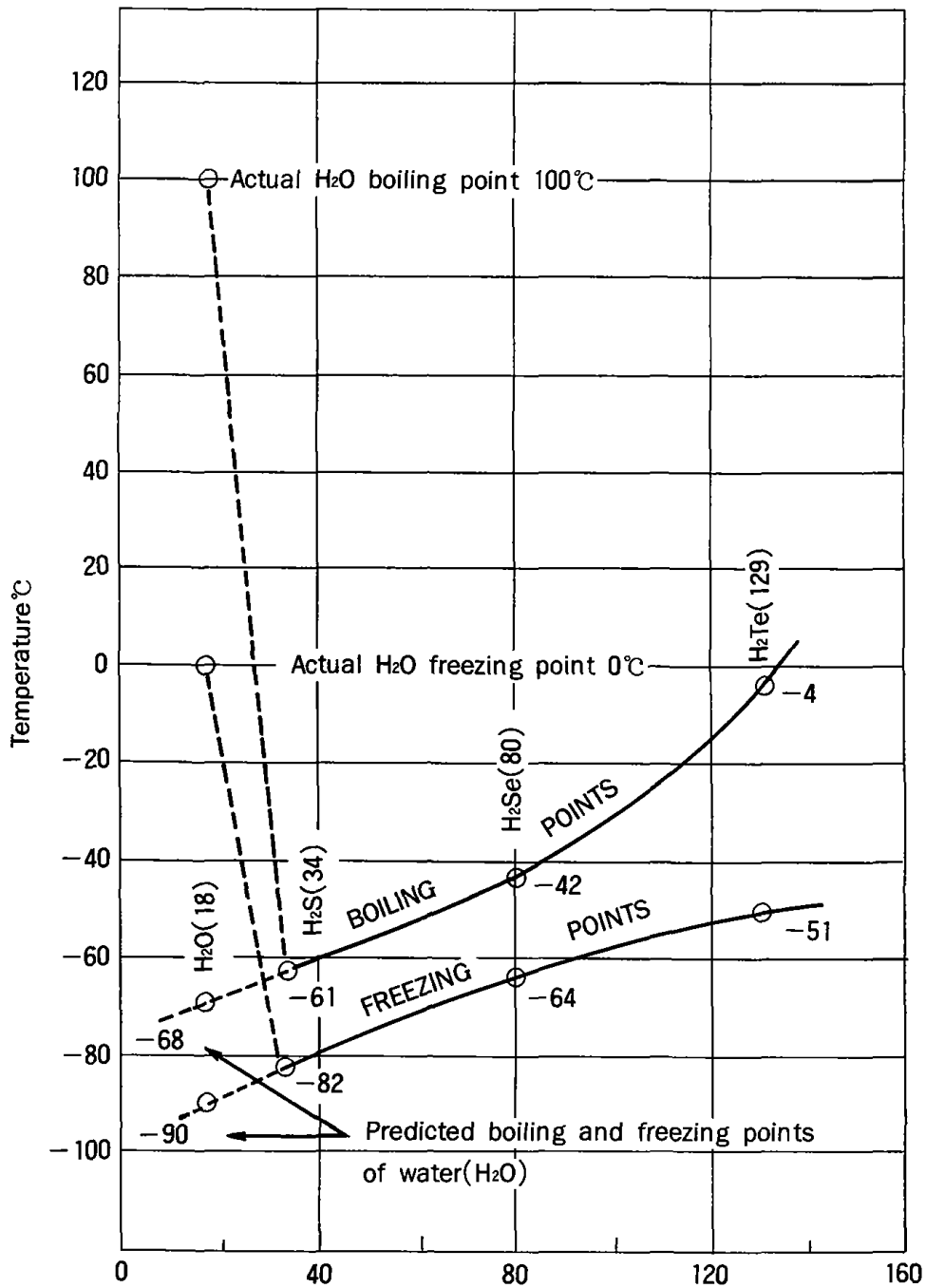


그림 5-5. Molecular Weight—Freezing and Boiling Points. Because of the hydrogen bonds that must be broken in addition to overcoming the van der Waals force in achieving changes of state, the freezing and boiling points of water are higher than would be expected for a compound of its molecular makeup.

## 2. 수문학적 물 순환(The hydrological cycles)

해양은 물 순환에 있어서 주된 저장고이다. 왜냐하면 지구 표면 전체 물의 97%가 해양에 존재하기 때문이다. 따라서 육상에서는 아주 큰 변화일지라도 해양에는 작은 변화로만 반영된다.

표 5-3. 지구 표면 부분의 물의 양( $\times 10^{15}$ kg)

육상 부분	표층수	하천	1
		담수로	125
		담수로 및 내륙해	104
			<hr/> 230
		빙하 및 ice-cap	29,300
		토양 공극수	70
		지하수	8,400
	계		<hr/> 38,000
	해 양		<hr/> 1,322,000
	지구 표면 전체		<hr/> 1,360,000

예를 들면, 과거  $2 \times 10^6$ 년 전의 빙하 최대기에  $50,000 \times 10^{15}$ kg의 물이 빙하나 ice-cap으로 추가되었다. 즉 현재의 빙하나 ice-cap의 크기와 비교하면 2.5배나 되는 것이다. 그러나 해수면은 전 세계적으로 100m 정도 낮아서 현재 대륙붕의 대부분은 빙하기 때 대기에 노출되어 있었다(현재 황해의 깊이는 최대 100m인 것을 생각해 보라). 그러나 이는 해양 전체로 보면 겨우 3.5%의 부피가 감소된 것이다.

In atmosphere 13

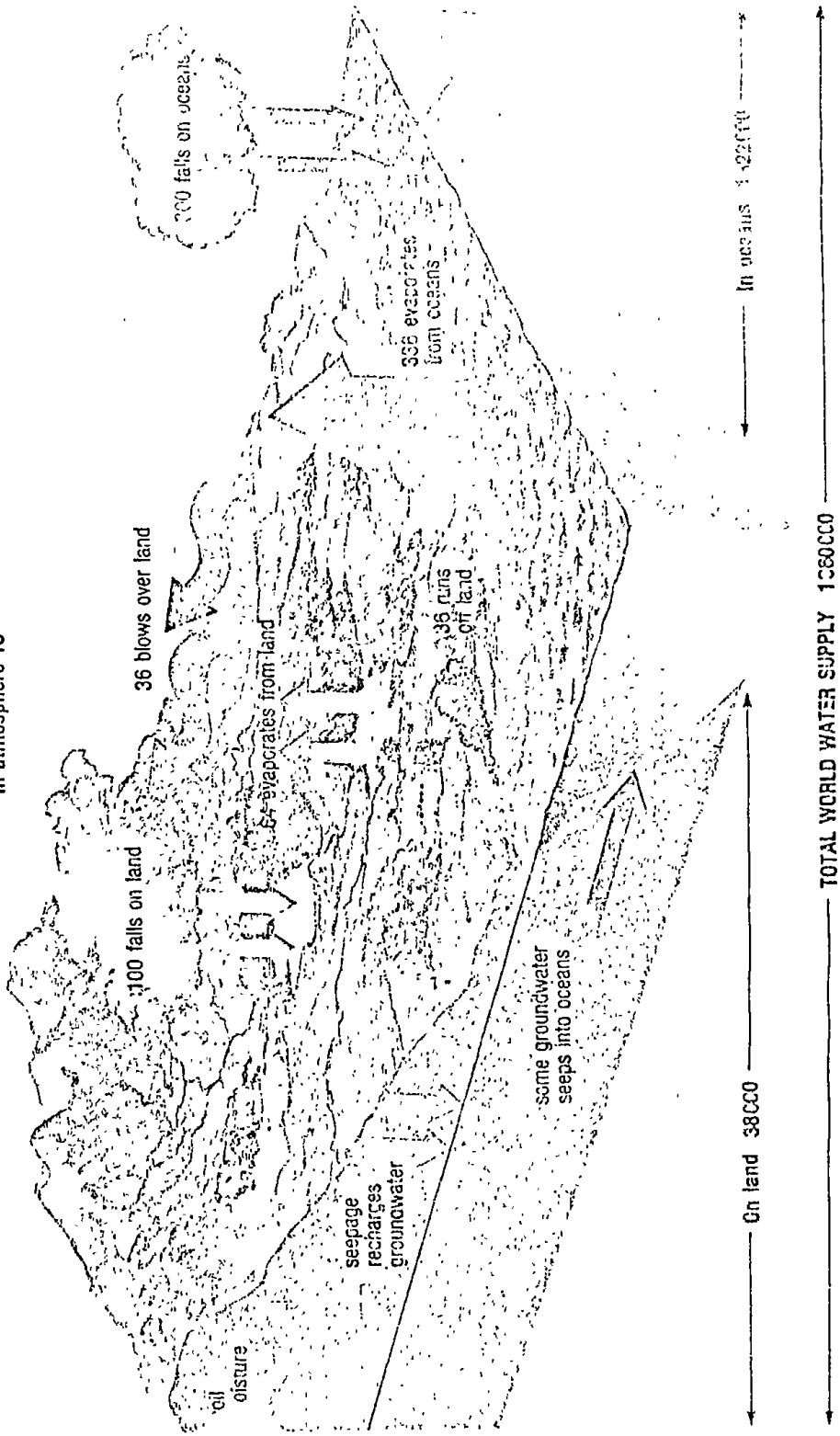


그림 5-6. The hydrological cycle, showing the Earth's inventory, annual movements of water through the cycle (black numbers), and amounts of water stored in different parts of the cycle (blue numbers). Note the overwhelming dominance of ocean water in the inventory. All quantities shown are  $\times 10^6$  kg.

우리는 이 그림에서 물이 각 저장고에서 평균적으로 머무를 수 있는 시간 즉 평균체류시간(residence time)을 계산할 수 있다. 이 평균체류시간은 수문학적 순환의 한 단계(저장고)에서 평균적으로 머무르는 시간으로 한 저장고에 있는 물의 양을 단위 시간 당 그 저장고로 들어가거나 나오는 양으로 나눈 값이다.

## 2.1 대기 중의 물

우리 눈에 쉽게 띄는 형태의 물은 구름과 안개이다. 구름과 안개는 대기 중의 작은 입자를 핵으로 하여 수증기가 응축된 물방울이거나 얼음 결정이다. 그러나 가장 많은 양은 수증기이다. 대기는 물의 증발과 응축(condensation)이 평형을 이루고 있을 때 수증기로 포화된다. 따라서 온도가 높으면 높을수록 증발에 필요한 에너지가 많이 얻어지므로, 고온 기단은 저온 기단보다 수분을 더 많이 함유하게 된다. 수증기로 불포화된 대기가 온도가 하강함에 따라 수증기로 포화되고 수증기의 응축이 일어나는 방법에는 2가지가 있다. 즉 공기가 상승하여 단열 팽창함으로써 냉각되는 경우와, 공기가 차가운 물체의 표면에 접촉하게 됨으로써 냉각되는 방법(예, 창문 성애)이 있다. 안개는 충분한 두께의 공기가 냉각된 지표면과 접촉하게 될 때 냉각되어 수증기로 과포화되어서 생긴다.

## 2.2 해양에서의 얼음

양극지방의 얼음 뚜껑(ice-cap)은 현재 지구의 중요한 특성이다. 눈으로 덮인 얼음층은 지구에 도달하는 일사량의 90% 이상을 다시 반사해 버리기 때문에 일단 얼음층이 형성되면 그 얼음층은 거의 영구히 존재하게 된다. 해빙(sea-ice)은 해수자체가 얼게 됨으로써 형성된다. 해수가 얼 때, 처음에는 순수한 얼음 결정이 만들어진다. 따라서 수면 해수의 염분과 밀도가 증가하게 되고, 어는 점이 내려가게 된다. 그러나 바다 표면은 파도 등으로 항상 유동적이기 때문에 순수한 얼음의 결정만 만들어지지 못하고 염(salt)을 포함한 해빙이 생기게 된다. 해빙에서의 염은 얼음이 형성될 때 brine droplets으로 농축된 형태로 존재하게 된다. 실제로 brine droplets

은 주위 얼음보다도 더 많은 염을 가지게 되어 얼음 형성 온도에서보다 더 낮은 온도에서도 액체상태로 남게 된다.

양극은 얼음의 성질이 서로 다르다. 남극 부근에서는 남극 대륙을 중심으로 얼음이 축적되고, 이는 다시 부빙붕(floating ice-shelf)에 의하여 둘러 쌓여 있다. 반면 북극 얼음은 북극해 분지에서 형성되며 따라서 부빙(floating sea ice) 즉 pack ice로 되어 있다. 양극에서 얼음의 공간적인 분포는 계절적으로 변하고, 또 연간 변동도 크다. 얼음과 물은 albedo가 서로 크게 달라서 지구 전체의 열수지에 영향을 주므로 극지방 얼음의 진전과 후퇴는 기후 변동과 밀접한 관계를 가지고 있기 때문에 얼음의 분포상태는 인공위성으로 계속 감시되고 있다.

바다에 등등 떠다니는 빙상의 형성 원인도 남반구와 북반구에서 서로 다르다. 북극권에서는 그린란드(Greenland)나 스피츠버르겐(Spitzbergen) 등의 육지에서 곡빙하(valley glacier)에 의해 바다로 유입된다. 따라서 이 빙상의 모양은 일정하지 않다. 남극권에서는 로스해(Ros Sea)나 웨델해(Weddell Sea)의 빙붕(ice-shelf)으로부터 얼음 덩어리가 떨어져 나오기 때문에 모양이 주로 탁상형(tabular)이다. 따라서 북극권에서의 빙산은 육성기원 물질인 토양이나 다른 찌꺼기를 함유하고 있는 것이 보통이고 밀도도 남극 빙산보다 더 크다.

북극 빙산은 주로 길이가 1km 미만이고 높이는 60m에 달하는 것도 있다. 반면에 남극 빙산은 수 평방 km의 길이와 35m 이하의 높이를 가진 것이 보통이다. 여름에 얼음이 녹게 되면 표층해수를 담수로 희석하게 되며 따라서 얼음이 떠 있는 주변 해수는 얼음이 없는 해수보다 염분이 낮다. 얼음이 녹을 때 발생하는 수피의 안정성이 해양의 기초 생산력을 높이는 역할을 한다.

### 3. 염 분

해수에 용존하는 염의 평균농도-염분(salinity)-은 무게로 3.5%이다. 표 5-4에서 보면 11개의 주요 원소가 해수 중 용존물의 99.9%를 차지하고 있다. 1980년 중반 이후부터는 염분을 표시할 때 % 단위를 구태여 기록하지 않는 경우도 있다.

표 5-4. 해수 중 녹아 있는 주요 용존물의 농도(무게 : 천분율, ‰)

이온		%(무게)	
염소이온	Cl <sup>-</sup>	18.980	총 음이온 21.861‰
황산이온	SO <sub>4</sub> <sup>2-</sup>	2.649	
아탄산이온	HCO <sub>3</sub> <sup>-</sup>	0.140	
브롬이온	Br <sup>-</sup>	0.065	
보레이트이온	H <sub>2</sub> BO <sub>3</sub> <sup>-</sup>	0.026	
불소이온	F <sup>-</sup>	0.001	
나트륨이온	Na <sup>+</sup>	10.556	총 양이온 12.621‰
마그네슘이온	Mg <sup>2+</sup>	1.272	
칼슘이온	Ca <sup>2+</sup>	0.400	
칼륨이온	K <sup>+</sup>	0.380	
스트론튬이온	Sr <sup>2+</sup>	0.013	
			전체 34.482‰

표 5-5. 지구 지각에서 산소를 제외한 10개 주요 원소들의 분포.

원소	%(무게)
Si	28.2
Al	8.2
Fe	5.6
Ca	4.2
Na	2.4
K	2.4
Mg	2.0
Ti	0.6
Mn	0.1
P	0.1

대양 표층수에서 염분의 범위는 33-37%이나 대륙붕 해역을 감안한다면 28-40% 혹은 그 이상이다. 기수(brackish water)는 염분이 25% 이하이고, hypersaline water는 40% 이상인 해수를 말한다. 표 5-4와 표 5-5를 비교해 보면 분명한 차이점을 발견하게 된다. 앞에서의 물의 수문학적인 순환이 해수의 모든 용존 물을 공급해 주게 되므로 이의 상이점은 1970년 후반부터 해양저 산맥에서의 열수 순환(hydrothermal circulation)에 의하여 조정된다. 표 5-5에서 가장 많은 원소 3가지(Si, Al, Fe)는 표 5-4에서는 아예 나타나지도 않는다. 이는 암석이 풍화작용을 받아서 하천에 의하여 바다로 유입될 때 각각 원소들의 용해도(solubility)와 반응성(reactivity)의 차이에서 기인한다. 암석에서 가장 흔한 원소인 Si, Al, Fe은 거의 물에 녹지 않는다. 따라서 이들은 모래(sand)나 진흙(clay)의 고체 입자(solid particles)로 운반되고 침전된다. 반면에 Na, Ca, K은 비교적 많이 물에 녹아서 액체상태(in solution)로 운반이 된다. 해저 확장과 관련된 열수과정은 어떤 원소를 공급하기도 하고 제거(remove)하기도 한다. 해양에서 용존물질 간의 상대적인 양의 비는 매우 복잡한 화학, 생물학적 과정에 의하여 결정된다.

### 3.1 해수 조성의 항상성(Constancy of composition)

해수 조성의 항상성(constancy of composition of sea water)은 해양학에서는 중요한 개념이다.

“주요 용존 이온들의 총 양은 해양의 위치에 따라 다르지만 주요 용존 이온 간의 비는 거의 일정하다.”

즉 염분은 변할 수 있지만 어떤 특정 이온의 다른 나머지 이온들에 대한 무게비는 일정하다.

염분의 변이는 주로 증발과 강우, 표층수와 심층수의 혼합에 의존하게 된다. 일반적으로 염분의 변화는 주요 이온들의 상대적 무게비에는 영향을 미치지 않는다. 이러한 일반론에 반하여 약간의 어긋남이 있는데 이는  $\text{Ca}^{2+}$ ,  $\text{HCO}_3^-$ 와  $\text{Mg}^{2+}$ 이다.  $\text{Ca}^{2+}$ 와  $\text{HCO}_3^-$ 는 해양 생물에 의해 사용되어 탄산 칼슘 껍질을 만들고, 또 생물체

가 죽게 되면 다시 녹기도 하기 때문이다. 따라서  $\text{Ca}^{2+}$ 와 염분과의 비는 심층수가 표층수보다 0.5% 높게 나타난다. Mg은 해양 생물체의 골격 형성시 Ca를 대리하기도 한다. 또한 Ca과 Mg은 해저 열수과정에서 해수와 암석 간의 반응에 활발히 참가하고 있어서 이러한 생물과정과 해수 열수과정이 Ca과 Mg의 염분에 대한 상대비를 정하게 된다.

## 3.2 염분의 변이

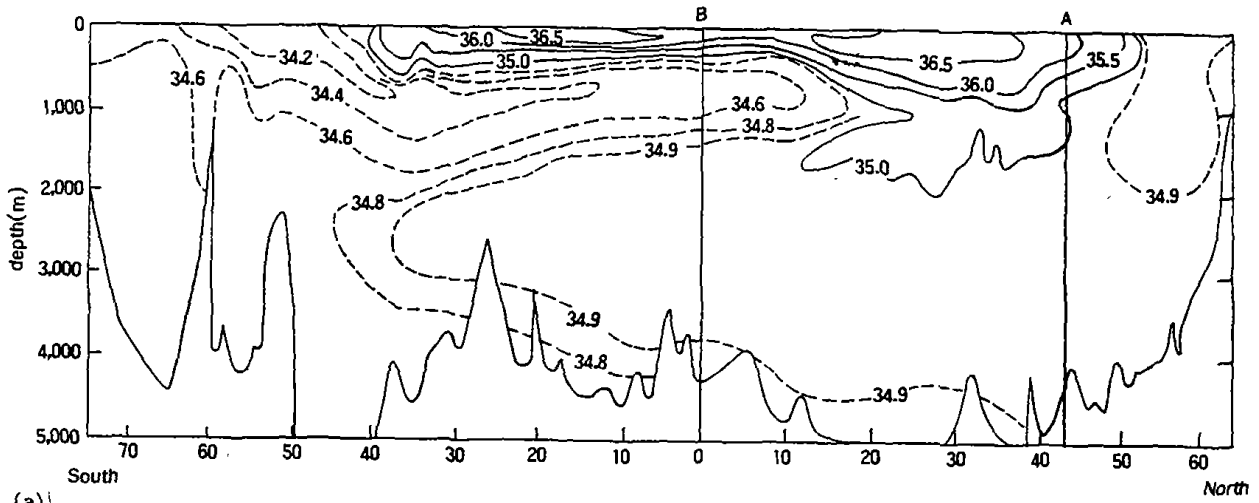
수온 분포와 마찬가지로 염분 분포는 장기간에 걸쳐서 동력학적 안정(dynamic stability) 즉 어느 특정 지역에서 염분의 값은 거의 연간 변화가 없지만 물 자체는 항상 변하고 있다.

### 3.2.1 깊이에 따른 염분의 변화

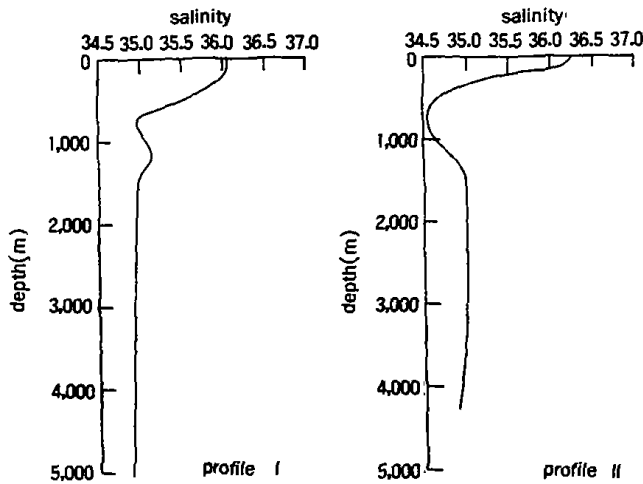
그림 5-7은 서부 대서양에서의 염분의 분포이다. 표층 염분의 분포는 주로 강우(precipitation)와 증발(evaporation)에 의하여 결정되고 강우와 증발은 기후적으로 조정된다. 그러나 1000m 이하의 깊이에서는 표층수에서의 변화는 거의 무시되고 염분은 거의 모든 위도에서 34.5-35%이다.

깊이의 증가에 따라 염분이 감소하는 지역은 저·중위도 지역이다. 표층 혼합층(mixed surface layer)과 심층수의 상부는 염분이 거의 일정하다.





(a)



(b)

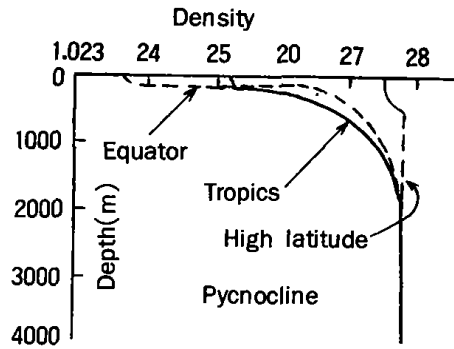
그림 5-7. (a) A vertical section showing the distribution of salinity in the western Atlantic Ocean layers is much greater than that of the main body of ocean water below 1,000m. This general pattern is typical of all ocean basins, although the detail will vary from ocean to ocean. Note the great vertical exaggeration. Lines joining points of equal salinity are called isohalines. Broken lines 0.1 and 0.2 interval; solid lines 0.5 interval. The vertical lines A and B relate (b) and are for use with Question 3.5. (b) Salinity profiles along lines A and B in (a), for use with Question 3.5.

### 3.2.2 표층 염분의 분포

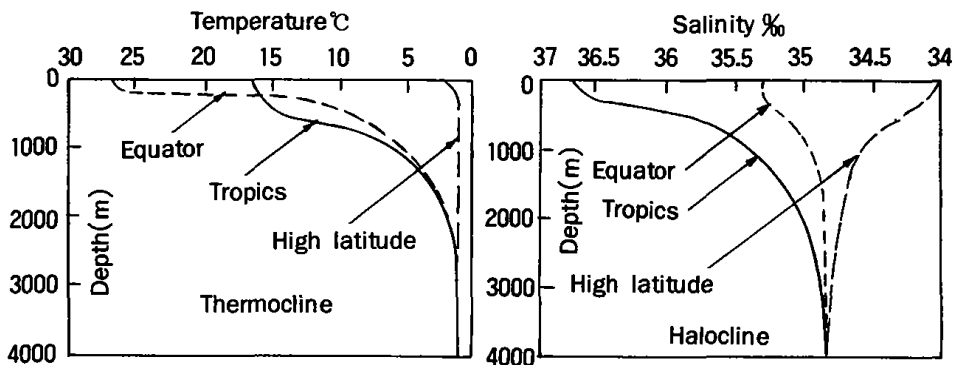
표층 염분의 최대값은 약 20°의 위도에서 발견된다. 이는 육상부분의 같은 위도에 존재하는 사막지대와 일치한다. 염분은 고위도 지방으로 갈수록 감소하며 또 적도로 갈수록 감소한다. 또한 국부적으로는 인접 육상육괴에 의하여 변화된다. 예를 들면 대하천 입구, 얼음의 녹음과 얼음 등. 반면 저위도 지역의 lagoon이나 반폐쇄성 해역에서는 증발이 많아지고 염분이 크다.

### 3.2.3 염분 측정

분석 기술의 발달로 19세기 초에 와서는 조성비의 항상성 등이 밝혀졌다. H.M.S. Challenger(1872-1876)에 의해 77 해수시료가 전 세계 해양에서 얻어져 분석되었다.



A. Because of natural tendencies toward stability, density can normally be expected to increase with depth. In low latitude equatorial and tropical regions a thin layer of low density surface water is separated from high density deep water by a zone of rapid density change, the pycnocline. The pycnocline is poorly developed or missing in high latitude waters. It is the absence of the stable pycnocline that facilitates vertical mixing in some high latitude areas.



B. The gravitationally stable pycnocline described above is primarily the result of and coincides with a zone of rapid vertical decrease in temperature, the thermocline. The thermocline is also more highly developed in low latitudes. A zone of rapid vertical change in salinity, the halocline, may also affect density. The halocline usually represents a decrease in salinity with increasing depth in low latitudes but may represent the opposite condition in high latitude areas (note that in B the temperature increases to the left. Although this is unconventional, it was done to make the curves easier to compare).

그림 5-8. Vertical Density Profiles for Various Latitudinal Regions.

After G. L. Pickard, *Descriptive physical oceanography* © 1963. By permission of Pergamon Press Ltd., Oxford, England.

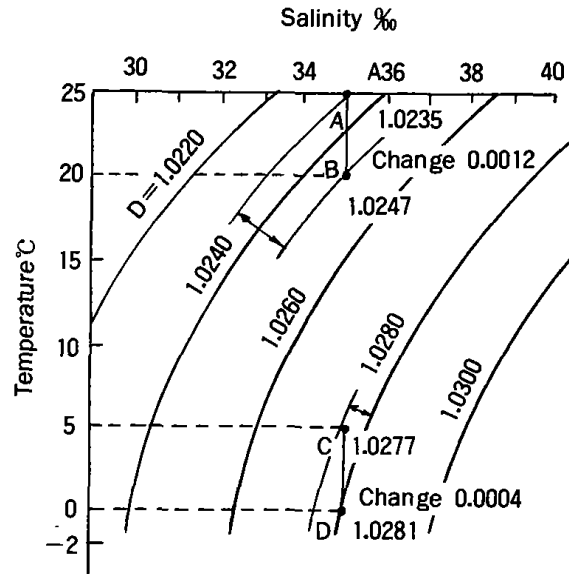


그림 5-9. Temperature-Salinity-Density Relationship. In high latitude areas characterized by low-temperature water, temperature has less effect on density than in the high-temperature, low-latitude areas. Measured at a salinity of 35‰, densities determined for points A, B, C and D show the density change is greater. D. L. Pickard, *Descriptive physical oceanography* © 1963. By permission of Pergamon Ltd., Oxford, England.

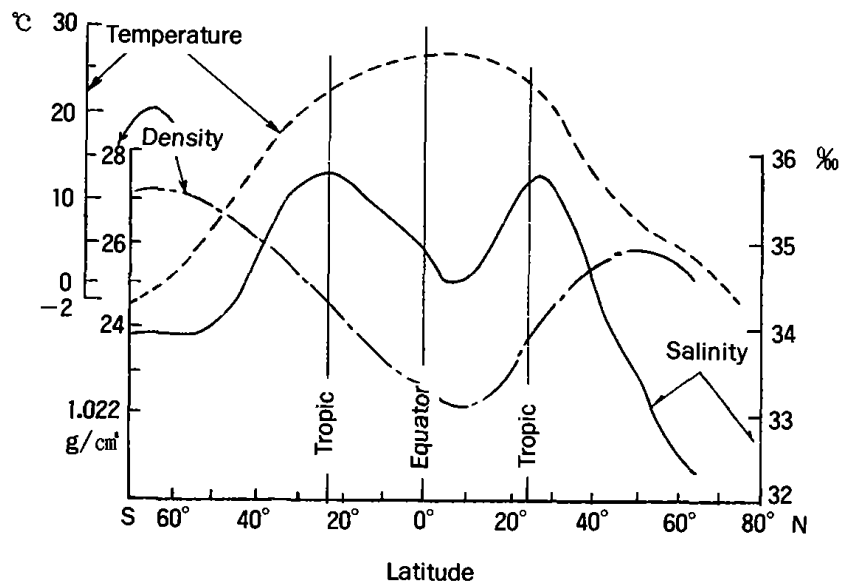


그림 5-10. Average Temperature, Salinity, and Density of World Ocean by Latitude. Density increases from about 1.022 near the equator to maxima of 1.026-1.027 near 50°-60° latitude in the surface water of the ocean. At higher latitudes it decreases slightly. Salinity maxima in the tropics do not seem to affect density, pointing out the importance of temperature in controlling density in low latitudes. After G. L. Pickard, *Descriptive physical oceanography* © 1963. By permission of Pergamon Press Ltd., Oxford England.

### 3.2.4 국지적인 염분 변화

1. 폐쇄된 해역, 강어귀(estuary) 등에서 하천수 유입량이 팽창하면 이들 해역은 용존염량이 적을 뿐만 아니라 매우 다른 이온 조성을 갖게 된다.
2. 분지, 피요르드 등과 같이 저층수 순환이 억제된 곳, sill이나 다른 장애 구조(subsurface barrier)가 존재하여 저층수와 산소가 풍부한 바깥의 외양수와의 교환을 억제하는 곳에서, 저층수에서의 박테리아에 의해 유기물이 산화되어 용존산소를 고갈시키게 되고 때로는 anoxic이나 anaerobic 환경이 된다. 이 때 황산이온은 환원된다.
3. 고온, 얇은 바다, 예를 들면 Bahama Banks에서는 화학적, 생물학적 탄산칼슘의 침전이 매우 활발하여  $\text{Ca}^{2+}$ 과 염분과의 상대비를 변화시킨다.
4. 퇴적물이 침전되고 난 후에 퇴적물의 공극수가 퇴적물 입자와 매우 활발하게 반응을 하는 해저 인접수층에서는 이온들의 상대비가 변화된다.
5. 해저 확장 해역, 활발한 해저 화산지역에서는 가열된 해수가 해양저 기각의 틈새(tracks, fissure)를 통하여 순환하면서 화학반응을 일으키게 된다. 따라서 열수용액(hydrothermal solutions)에서의 이온비는 정상적인 해수와는 매우 다르다. 또한 열수용액과 혼합된 해수는 다르다.

### 3.2.5 해수로부터 염의 추출

해수를 증발시키면 가장 적게 녹을 수 있는 염(salt)부터 포화상태에 이른다. 따라서 침전 형성 순서도 용해도가 증가하는 순서이며 양과는 관계없다. 가장 먼저 침전되는 것은  $\text{CaCO}_3$ 이다. 왜냐하면  $\text{CO}_3^-$  이온이 매우 적기 때문이다. 증발이 진행되어 최초 부피의 19%가 되면  $\text{CaSO}_4$ 가 침전하기 시작한다. 이 때 광물  $\text{CaCO}_3$ (anhydrite)나 혹은 석고( $\text{CaSO}_4 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$ )가 된다. 그리고 최초 부피의 9.5%가 되면 소금( $\text{NaCl}$ , halite)이 침전되기 시작한다. 마지막으로 K와 Mg, Cl가 침전된다. 이들은 가장 녹기 쉬운 것이다.

## 제 6 장 해양 물질 순환과 원소의 분포

해양은 대륙 풍화산물이 머무르는 일시적인 저장고이다. 해양으로 들어오는 모든 물질들은 궁극적으로 해저에 깔려서 퇴적물을 구성한다. 큰 지각운동(tectonic forces)이 지구 전체의 지괴 형태를 변화시키고 결국에는 이들 해저 퇴적물을 육상으로 올려 보내서 다시 풍화가 시작되는 사이클을 돌게 된다. 이들 풍화산물 중에서 일부는 입자 형태로 해양에 도달하게 된다. 또 바람에 의하여 해양으로 운반되기도 하고 하천에 의하여 연안해역으로 운반이 된다. 해양 환경에서 이들 암석 부스러기와 토양 찌꺼기(debris)는 화학적으로 매우 안정하여 거의 변화를 받지 않는다. 이 고체 물질들은 이들을 운반하는 매체 즉 하천수나 해류의 운반능력이 약해서 대부분 대륙 주변부 해역에 가라앉게 된다.

특별히 해양화학자에게 흥미로운 것은 풍화작용 동안 물에 녹아서 이온 형태로 운반되는 물질이다. 이 용존물질이 해수의 염분(salt)을 구성한다. 이온 상태로 존재하는 물질은 중력에 의하여 영향을 받지 않으며, 다른 해양과정에 의하여 궁극적으로 해저에 가라앉게 된다. 해수의 염의 화학적 조성은 하천수에서의 상대적인 농도비를 나타낼 뿐만 아니라 또한 고체 입자를 형성하기 어려울 정도를 나타낸다. 예를 들면 Na은 하천수와 해수에 많이 녹아 있는데 그 이유는 해수에서 Na은 거의 다른 물질들과 반응하여 고체를 형성하지 않기 때문이다.

해수의 주요 구성 성분의 화학조성은 지구 전체 해역에 걸쳐서 거의 변화하지 않으나 미량원소 분포는 해역에 따라서 100배 정도의 변화를 보인다. 이러한 농도의 차이는 생물활동에 의한 순환 때문이다. 식물은 햇빛이 비치는 해양의 표층에서만 살고, 또 식물체는 구성물질을 주위 해수로부터 얻게 된다. 생산된 식물체 조직은 동물이나 박테리아에 의하여 먹힌 후에는 배설물의 형태로 다시 해수로 되돌아가게 된다. 그러나 이 중 물에 녹지 않는 부분이나, 동물이나 박테리아가 먹기 곤란한 부분은 중력의 영향으로 해저로 가라앉게 된다. 일반적으로 생물조직의 분해 및 파괴는 성장, 사망 등의 생명 사이클과 대규모 해수 순환이 생물 관련 원소들의 해수

에서의 분포 뿐만 아니라 해저 퇴적물의 생성에도 큰 영향을 미친다.

이 책의 목적은 해수염을 구성하는 각각의 화학성분들의 평균농도에 영향을 주는 인자들을 알아내고 해양과 퇴적물에서 화학적 불균일성(chemical inhomogeneity)에 주로 책임이 있는 인자들을 알아내는 데 있다. 해양은 하천으로부터 원료를 공급받아 이를 퇴적물이라는 완제품으로 내보내는 거대한 화학공장이라고 할 수 있다. 이 공장에서 주요한 공정은 원료를 혼합(mixing)하는 것과 여러 과정에서의 촉매의 역할이다. 해수 혼합은 해류(current)와 와류(turbulent eddy)에 의하여 이루어지며, 여러 과정에서의 촉매는 해양에 서식하는 생물이다. 따라서 해수의 화학을 연구하는 데는 해양물리와 생물의 지식이 필수적인 것이다. 또한 해양화학의 연구 목적은 여러 과정들의 속도를 아는 것이다. 해수의 염에는 방사성 동위원소가 포함되어 있으며 이는 시계의 기능을 가지고 있다. 즉 해수 혼합의 절대 속도와 생물조직의 생성과 파괴에 관한 속도를 결정하게 해 준다. 그러나 이러한 시계들도 해양에서는 물리나 생물학적 과정에 의하여 조정되므로 이러한 영향들을 분리하여 이해하는 것이 이들 시계 바늘을 정확히 알아보는 데 필요하다.

해수 중에 녹아 있는 염은 그 주요 성분 간의 비가 놀랄 정도로 일정하다. 이러한 해수 염 조성의 특이성은 해양에서의 밀도 분포에 관심이 있는 물리해양학자들의 작업을 용이하게 해 준다. 밀도를 알기 위해서는 수온을 측정하고 주요 해수 성분 중 1개만 정확히 측정하면 된다. 이러한 일은 만일 해수의 화학조성이 복잡하다면 불가능하게 된다. 그러나 다행히도 “성분 일정비”는 해수의 주요 구성분에만 적용되고 미량 성분에는 적용되지 않는다. 만약 그렇지 않다면, 해양학자들은 해수의 미량 구성분의 변이로부터 해수 혼합, 생물학적, 퇴적학적 제과정을 해석하는 매우 강력한 연구 방법을 사용할 수 없게 될 것이다.

해수의 주요 이온 매트릭스(ion matrix)는 다음과 같다. 염소는  $\text{Cl}^-$ 의 형태, 황은 황산 이온  $\text{SO}_4^{2-}$ , 마그네슘, 칼륨, 칼슘, 나트륨은  $\text{Mg}^{2+}$ ,  $\text{K}^+$ ,  $\text{Ca}^{2+}$ ,  $\text{Na}^+$  이온의 형태로 존재한다. 이들 6가지 이온은 해수염의 대부분을 차지하고 이들 상호간 농도비는 해역이 변하여도 거의 일정하게 유지된다. 이 일정 성분비의 법칙은 소량 성분들

에도 일부 적용되기도 한다(B, Br, Sr, F, U, Cs 등).

해수의 용존 기체들을 제외하면, 해수성분 함량의 모든 변이들은 생물체에 의하여 표층 해수로부터 제거되거나 심해저로 가라 앉으면서 생물기원 입자들이 계속 분해되는 것에 기인한다. 만약 해양에 생물체가 존재하지 않는다면, 해수의 화학조성은 거의 완벽하게 균일할 것이다. 즉 대기와 표층 해양 간의 온도 차이로 인한 기체교환의 결과로 성분의 차이만 존재할 것이다.

식물 광합성에는 빛이 필요하기 때문에 해양 식물은 표층 해양에서만 생장이 가능하다. 생물체 조직의 화학성분이 산화나 분해에 의하여 해수로 다시 돌아오게 되는 것은 중력에 의하여 또는 회유동물에 의하여 이 생물체 조직 입자들이 심해로 이동된 이후이다. 그러므로 해양에서의 주된 화학성분 함량의 시·공간적 차이는 앞에서 언급한 생물작용에 의하여 주로 결정된다. 즉 심층수는 표층수에 비하여 생물 관련 입자들이 더 풍부하다.

그림 6-1은 태평양 두 곳에서의 6개 주요 특성(properties)의 수직분포이다. 모든 경우에 수직적으로 가장 급격한 변화가 일어나는 것은 물기둥(water column)의 상부 6-7백 m에서이다. 이것은 소위 주 수온약층(main thermocline)이 고온 표층수를 극지방으로부터 침해해 들어 오는 저온 저층수와 분리시켜 놓기 때문이다. 식물 영양염 원소 P, N, Si는 심층수 농축(enrichment)을 보여 준다. 반면에 용존산소기체는 심층수에서 고갈되어 있다. 심층수에서 입자로부터 유리되는 P, N과는 반대로 산소는 호흡에 의하여 소비되기 때문이다. 용존산소의 분포 형태는 저온수가 표층으로부터 하강하는 고온수보다도 더 용존기체를 많이 함유하고 있기 때문에 더욱 복잡하다. 남태평양 정점에서 표층수의 염분이 심층수보다 국부적으로 더 높게 나타나는 이유는 강우량을 증가하는 과잉 증발량 때문이다. 북태평양 정점의 500 m 수심에서 나타나는 염분극소층은 남극 중층수(Antarctic Intermediate Water)의 수평침입의 결과이다. 그러나 이러한 염분의 차이는 겨우  $\pm 0.6\%$ 로서 총 염분의 2%에 지나지 않는 반면 영양염류의 수직 농도 차이는 10배 이상이다.



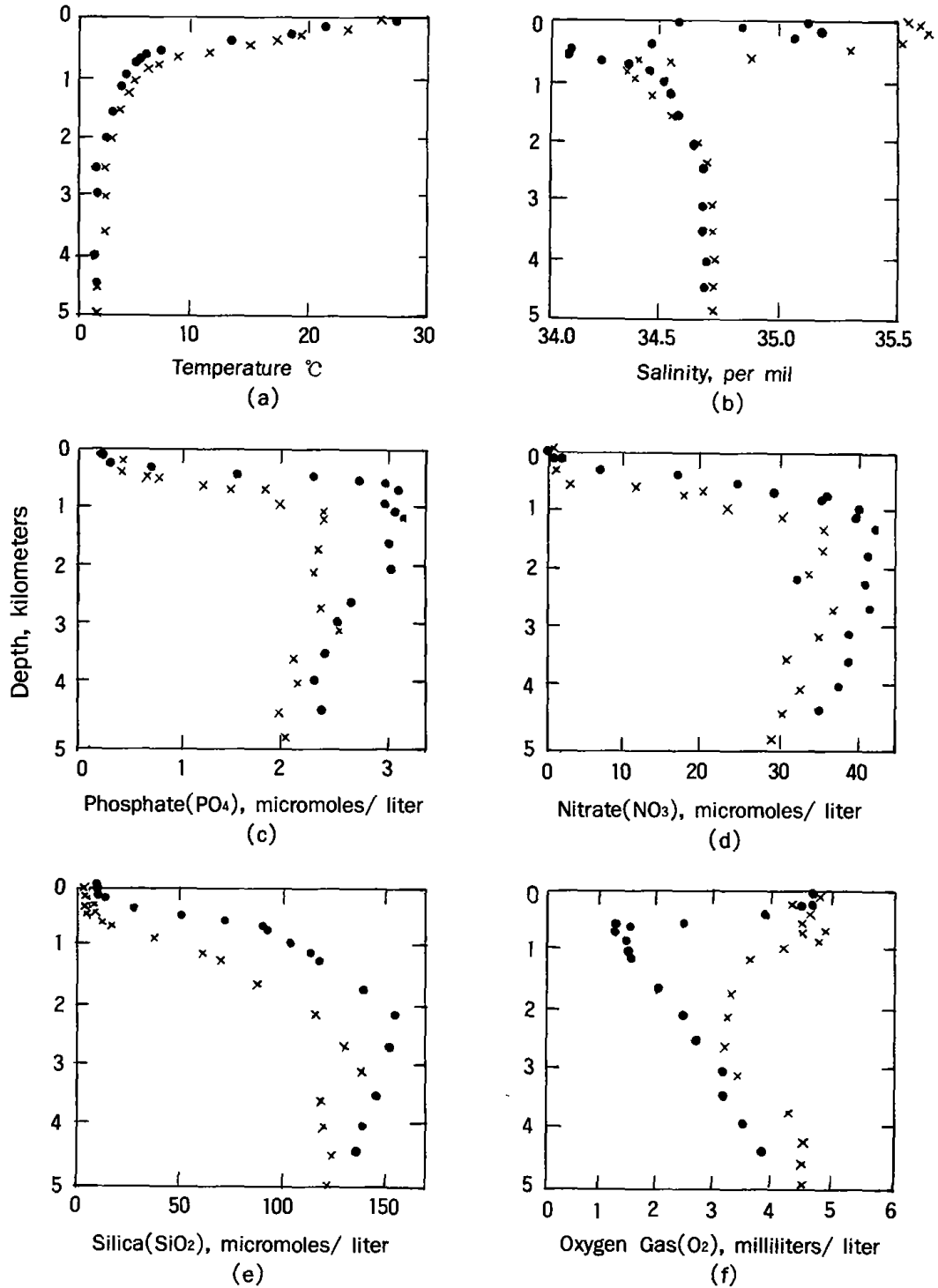


그림 6-1. The vertical distributions of temperature, salinity, phosphate, nitrate, silica, and oxygen gas for two stations in the Pacific Ocean as determined during the Southern Cross Expedition of the Japanese Research Vessel *HaKuho Maru*. The crosses represent data from a station at 23°S, 170°W; the circles, data from a station at 21°N, 170°W; (Data collected by Yoshio Horibe, Ocean Research Institute, University of Tokyo).

그림 6-2의 원소분류를 자세히 살펴 보면 첫째 기둥은 알칼리 금속으로 +1의 원자가를 가지고 해수에 녹게 되면 1개의 전자를 잃고 +1의 부하를 가지는 이온이 된다. 둘째 기둥의 알칼리 토금소 원소들은 해수에 녹게 되면 2개의 전자를 잃고서 +2의 전하를 가진다. 비활성 기체(noble gas)는 기둥(8)에 있으며 해수에서 화학반

(1)	(2)	(3)	(4)	(5)	(6)	(7)	(8)
Hydrogen H <sub>2</sub> O H <sup>+</sup> * Unlimited							Helium He Unlimited
Lithium Li <sup>+</sup> —	Beryllium Be <sup>++</sup> —	Boron H <sub>3</sub> BO <sub>3</sub> H <sub>2</sub> BO <sub>3</sub> <sup>-</sup> Unlimited	Carbon HCO <sub>3</sub> <sup>-</sup> CO <sub>3</sub> <sup>--</sup> CO <sub>2</sub> Intermediate	Nitrogen N <sub>2</sub> NO <sub>3</sub> <sup>-</sup> Limiting	Oxygen H <sub>2</sub> O O <sub>2</sub> Intermediate	Fluorine F <sup>-</sup> Unlimited	Neon Ne Unlimited
Sodium Na <sup>+</sup> Unlimited	Magnesium Mg <sup>++</sup> Unlimited	Aluminum † —	Silicon H <sub>4</sub> SiO <sub>4</sub> Limiting	Phosphorus H <sub>2</sub> PO <sub>4</sub> <sup>--</sup> H <sub>3</sub> PO <sub>4</sub> <sup>-</sup> Limiting	Sulfur SO <sub>4</sub> <sup>--</sup> HS <sup>-*</sup> H <sub>2</sub> S* Unlimited	Chlorine Cl <sup>-</sup> Unlimited	Argon Ar Unlimited
Potassium K <sup>+</sup> Unlimited	Calcium Ca <sup>++</sup> Intermediate					Bromine Br <sup>-</sup> Unlimited	Krypton Kr Unlimited
Rubidium Rb <sup>+</sup> Unlimited	Strontium Sr <sup>++</sup> Unlimited						Xenon Xe Unlimited
Cesium Cs <sup>+</sup> Unlimited	Barium Ba <sup>++</sup> Intermediate						Radon Rn Unlimited
	Radium Ra <sup>++</sup> Intermediate						

† Form in sea water is not known.

그림 6-2. Abbreviated periodic table showing the elements whose marine chemistry will be dealt with in this book. For each, the dominant ionic and molecular forms found in sea water are noted. For those elements whose distribution within the sea is sufficiently well understood, the designations biolimiting, biointermediate, and biounlimited are given. Asterisks denote minor constituents.

응에 참여하지 않고 대부분 중립을 유지하고 기체 형태로 존재한다. 기동(7)은 여분의 1개 전자를 받는 경향을 지녀서 모두 산소와 결합하며, 때로는 수소와도 결합하여 다원자 이온을 형성한다. 또 대부분의 경우 음으로 하전된 이온이 된다. 그러나 예외적으로 전기적인 중성 그룹을 형성하기도 한다. 그림 6-2에 있는 것 이외에 철, 망간, 니켈, 코발트, 구리, 우라늄, 토륨에 대해서는 나중에 자세히 다루게 될 것이다.

그림 6-2에 실려 있는 원소들은 3가지 범주로 나누어 진다: 생물 제한 원소(bio-limited, 표층수에서 거의 완전히 고갈), 생물 약제한 원소(biointermediate, 표층수에서 일부 고갈), 생물 무제한 원소(biounlimited, 표층수에서 고갈 안 됨). 3가지 범주 중 생물 제한 원소는 질소(N), 인(P), 규소(Si)이다. 식물 광합성 활동은 매우 강력하여 실제 표층수로부터 이들 원소들을 거의 고갈시킨다. 따라서 표층 해양에서의 식물 광합성은 질소, 인, 규소의 가용성(availability)에 의하여 결정된다. 심층수는 그림 6-1의 c, d, e에서 보듯 표층수에 비해 이들 원소들이 농축되어 있다. 심층수가 표층으로 돌아올 때에는 이들 원소들은 식물 광합성에 이용되어 입자성 물질로 고정되고 중력에 의하여 심층수로 되돌아 간다.

어떤 원소가 생물 제한적인지 생물 무제한적인지를 알기 위해서는 표층수와 심층수에서의 총 염과 그 원소와의 비를 측정하면 된다. 만약 두 결과가 측정 오차 내에서 같으면 식물체는 표층수로부터 이 원소를 측정할 수 있을 만큼 많이는 고갈시키지 않는 것으로 볼 수 있다. 현재까지의 지식으로는 생물 무제한 원소는 Na, K, Rb, Cs, Sr, B, S, F, Cl, Br이다. 또 생물 약제한 원소는 Ca, C, Ba, Ra이다. 표층수에서 Ca의 함량비는 심층수에 비하여 약 99%이다. 표층수의 C의 총 염에 대한 비는 심층수에 비하여 85%이고, Ba은 25%에 지나지 않는다. 물론 해수 중의 산소의 대부분은 물(H<sub>2</sub>O)로 존재한다. 그 외 다른 형태로 소량 존재하는 것 중의 하나가 산소 기체이다. 이 기체는 광합성에 의하여 생성되고 호흡에 의하여 소모되기 때문에 다른 원소들과는 반대 경향을 지닌다. 따라서 산소는 표층수에 풍부하고 저층수에서 고갈된다.

## 1. 영양염류(Nutrients)

영양염류는 해양 생물이 재생산하고 성장하는 데 필요한 물질이다. 따라서 해양 생물의 몸체를 구성하고 있는 모든 화학 원소들을 영양염류라 칭할 수 있다. 해수에 존재하는 거의 모든 원소들은 이에 해당된다. 물론 생물종 간에는 화학조성이 서로 다르다. 예를 들면 규조류(diatom)에는 Si가 풍부하다.

표 6-1. 해양 생물의 화학조성.

1차적 구성분 (1-60%)	2차적 구성분 (0.05-1%)	미량 (<0.05%)
C	S	B
H	Fe	Mn
N	Na	Cu
P	K	Si
O	Mg	I
	Cl	F
	Ca	Zn

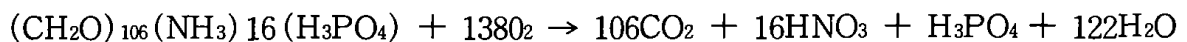
비록 해수의 거의 모든 성분이 해양 생물에 필요하다 하여도 대부분은 충분한 양으로 존재하고 있어서 이들 모두를 임계 영양염류(critical nutrients)로 여기지는 않는다. 여기서 주의를 기울이는 것은 식물 광합성 활동에 영향을 미칠수 있는 것으로 임의적으로 phosphate(P), ammonia-nitrite-nitrate(N), 그리고 silicate(Si)로 정한다. 그러나 CO<sub>2</sub>, O<sub>2</sub>, 수소(pH) 등은 이들 영양염류와 긴밀하게 관련되어 있어서 사실 이들을 배제하고서는 영양염 화학(nutrient chemistry)을 제대로 이해할 수 없다.

영양염 화학에서 근본적으로 중요한 점은 현장(in situ) 생지화학 과정(bio-geochemical processes)과 밀접하게 연관되어 있다는 것이다. 따라서 영양염류는 그 분포가 해류의 혼합과 운반에 의하여 영향을 받을 뿐만 아니라 생물과정(biological processes)에 의하여 영향을 받는 비보존성(non-conservative) 해수성분이다.

일반적으로 영양염류 자료는 silicate처럼 물리적으로 용해되는 것을 제외하고는 산화 영양염(oxidative nutrients)와 기존 영양염(preformed nutrients)의 두 부분으로 나눌 수 있다.

### 1.1 산화 및 기존형 영양염(Oxidative and preformed nutrients)

산화 영양염(oxidative nutrients)은 광합성으로 식물 플랑크톤에 의하여 합성된 유기물이 생화학적 산화(biochemical oxidation)에 의하여 원래 반응물질로 되돌아가 재생(regeneration)된 것이고, 기존 영양염(preformed nutrients)은 해수 덩치(parcel of sea water)가 해수 표면에서 대기와 접촉하고 있을 때의 것이다. 이러한 정의를 Richards' (1965)의 가상적인 유기물 모델에 대하여 살펴 보면



위의 모델에서 기체와 영양염류의 농도 변화를 보면

$-O_2 : CO_2 : N : P = -138 : 106 : 16 : 1$ 이다. 이러한 비율은 실제 바다에서 상당히 잘 적용된다.

우리가 산화 영양염 농도를 계산하기 위해서는 해양 생물에 의한 AOU(apparent oxygen utilization, 겉보기 산소 소모율)를 아는 것이 필요하다. AOU는 (100%  $O_2$  포화농도) - (현장 측정  $O_2$  농도)로서 정의되며 in-situ S와 T의 변화가 없는 것으로 가정한다. 또 심층수에서는 in-situ T 보다는 potential T를 사용한다. 즉 AOU는 해양에서 유기물의 생화학적 산화에 의하여 소모된 산소의 양이다. 따라서 이 AOU를 이용하여 산화 영양염의 농도를 구할 수 있다.

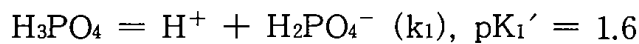
$$PO_4(\text{ox}) = \frac{1}{175} \text{ AOU}, PO_4(\text{preformed} = \text{initial}) = PO_4 - \frac{\text{AOU}}{175}$$

$$NO_3(\text{ox}) = \frac{16}{175} \text{ AOU} \text{로서 구해진다. 여기서 모든 화학종의 농도는 } \mu\text{M} \text{이다.}$$

산화 이산화탄소(oxidative CO<sub>2</sub>) 농도는 해양에서 CO<sub>2</sub> 사이클을 이해하는 데 주요한 변수이다. 여기서 우리는 산화 영양염의 최대 농도를 추정해 볼 수 있다. 북태평양의 35‰, 0℃, 100% O<sub>2</sub> 포화해수가 겨울에 심층으로 가라앉아 생물작용에 의하여 완전히 소모되었다고 가정한다. 35‰, 0℃ 포화 산소 농도는 약 357μM이다. 따라서 AOU는 357μM이다. 그러므로 PO<sub>4</sub>(ox) = 357/138 ≈ 2.6μM, NO<sub>3</sub>(ox) = (16/138)×357 ≈ 41μM, CO<sub>2</sub>(ox) = (106/138)×357 = 274μM이다.

## 1.2 인산염 이온(Phosphate)

인산염 이온은 해수에 0~3μM 범위로 존재한다. 또 해수의 pH 8 정도이므로 주로 존재하는 화학종은 HPO<sub>4</sub><sup>2-</sup>이다.



$$pH = pK_1' + \log \frac{H_2PO_4^-}{H_3PO_4}$$

$$pH = pK_2' + \log \frac{HPO_4^{2-}}{H_2PO_4^-}$$

$$pH = pK_3' + \log \frac{PO_4^{3-}}{HPO_4^{2-}}$$

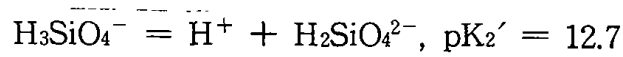
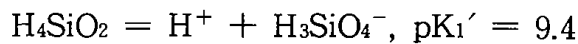
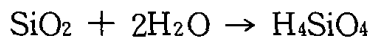
$$\Sigma PO_4^{3-} = H_3PO_4 + H_2PO_4^- + HPO_4^{2-} + PO_4^{3-}$$

### 1.3 질소계 영양염류(Nitrogen nutrients)

$\text{NO}_3^-$ ,  $\text{NO}_2^-$ ,  $\text{NH}_4^-$  로서 해수에서 0-40  $\mu\text{M}$  범위로 존재한다. N의 산화수는 -3에서 +5로 넓게 존재하고  $\text{HNO}_3$ 는 강산이므로 완전한 분리(dissociation)를 하여  $\text{NO}_3^-$ 가 된다. 따라서 N 영양염류의 경우 산화 환원이 각각 화학종의 분포에 크게 영향을 미친다.

### 1.4 규산염 영양염류(Silicates) (0-80 $\mu\text{M}$ )

비결정질  $\text{SiO}_2$ 의 해수에서의 용해도는 2 mM 정도이다. 따라서 대양 해수 전체는  $\text{SiO}_2$ 에 대하여 불포화되어 있다.



$$\text{pH} = \text{pK}_1' + \log \frac{\text{H}_3\text{SiO}_4}{\text{H}_4\text{SiO}_4}$$

$$8.2 = 9.4 + \log \frac{\text{H}_3\text{SiO}_4}{\text{H}_4\text{SiO}_4}$$

$$\therefore \frac{\text{H}_3\text{SiO}_4}{\text{H}_4\text{SiO}_4} \simeq 0.06$$

즉 pH 8.2 해수(정상해수),  $\text{H}_4\text{SiO}_4$ 는 94%,  $\text{H}_3\text{SiO}_4^-$ 는 6%이다. 따라서 silicate의 주종 화합물은 미분리된(undissociated)  $\text{H}_4\text{SiO}_4$ 이다.

silicate의 일부는 유기물이 분해될 때 Si : P = 23 : 1의 비율로 유기물 입자로부터 유리되어 나오고 일부는 P와 N과는 상관없이  $\text{SiO}_2$  골격으로부터 유리되어 나오기도 한다. 따라서 광합성이 일어나지 않는 심층수에서는 기존 영양염(pre-

formed nutrients)은 보존되고(conservative) 재생된(regenerated) 영양염류는 산화 + 무기용해(oxidative and in-situ inorganic)성분이다.

## 1.5 레드필드의 비(Redfield Ratio)

Redfield(1934)는 북대서양( $27^{\circ}\text{N} - 40^{\circ}\text{N}$ )의 여러 수심에서 얻은 해수 시료에 녹아 있는 nitrate, phosphate, oxygen과 총  $\text{CO}_2$  (total  $\text{CO}_2$ ) 농도 사이의 상관관계를 조사하였다. 그는 nitrate와 phosphate 농도에 대하여 전 수심에 걸쳐서 P : N 비는 1 : 20의 기울기를 가지는 직선 관계를 보임을 알았다. 또 Gulf of Maine에서 400m 보다 얇은 수층, Sargasso 해에서 1,000m 보다 얇은 수심역에서 산소와 nitrate 사이의 상관관계가 겉보기 산소 소모(apparent oxygen utilization)와 nitrate의 비가 6 : 1의 일직선 관계를 보임을 관찰할 수 있었다. 그러나 그 이하의 수심역에서는 위의 관계로부터 상당한 이탈이 있음을 발견하였다. 그는 이러한 이탈은 고위도에서 유래한 심층수의 높은 preformed 농도 때문으로 여겼다. 비록 nitrate와  $\text{CO}_2$  간의 관찰된 상관관계는 그리 좋은 편은 아니나 N : C ( $\text{CO}_2$ 로) 비가 약 1 : 7 이라고 추정하였다. Redfield는 이때 수괴 혼합에 의한 영향은 고려하지 못하였다. 그는 생물 찌꺼기(biological debris)가 산화되어서 해수로 방출하는  $\text{PO}_4$  :  $\text{NO}_3$  :  $\text{CO}_2$  비는 1 : 20 : 140이고 이 때 120 단위의  $\text{O}_2$ 가 소모된다고 주장하였다. 그는 총체적인 플랑크톤 시료의 P : N : C가 1 : 18 : 137이므로 그의 주장을 뒷받침하였다. 1942년 Redfield는 이 결과로  $58^{\circ}\text{N}$ 에서  $58^{\circ}\text{S}$ 에 이르는 전 대서양 동쪽에서 얻어진  $\text{PO}_4$ 와  $\text{O}_2$  자료를 등밀도선상 분석(isopycnal analysis)을 통하여 산소 극소층(oxygen minimum layer)의 기원을 연구하였다. 비록 남쪽 기원 수괴와 북쪽 기원 수괴 간의 혼합효과에 대하여 착상은 하였으나 혼합효과를 정량화하지는 못하였다. 그는 온대와 열대 대서양 해역에서 인산염 극대층(phosphate maximum layer)은 등밀도선을 따라서 이동해 온 polar water의 노후화에 기인한다고 결론지었다. 적도 부근 해역에서는 상당량의 인산염이 생물 찌꺼기가 가라앉아 분해되어 첨가된 것으로 보았다. Redfield et al. (1963)은 1934년의 결과를 바탕으로 플랑크



톤 화학조성 (Fleming, 1940), 해수 화학성분(Richards and Vaccaro, 1956)의 연구 결과를 취합하여 개정된 비  $P : N : C : -O_2 = 1 : 16 : 106 : 138$ 을 발표하였다. 이들은 preformed  $NO_3$  값이 잘 알려져 있지 않으며 수괴 형성 당시 고위도에서 산소의 불포화와 과포화가 모두 가능하므로, 플랑크톤의  $C : P$  값에 근거한 산소 소모값을 해수의  $NO_3$ 와  $O_2$ 의 비보다 더 선호하였다. 그들은  $C : O_2$  비는 1 : 1이고  $N : O_2$  비는 1 : 2,  $P : O_2$  비는 1 : 13으로 계산하였다. 즉 현재 많은 해양학 연구에서 사용되고 있는 Redfield Ratio는 해양에서 관측한 자료에 근거한 것은 아니다.

최근 Takahashi et al. (1985)의 대서양과 인도양의 GEOSECS와 TTO자료에서 27.0과 27.2  $\sigma$ 의 isopycnal surfaces에서의 수괴 혼합을 고려한 바에 의하면  $P : N : C : -O_2$ 는 1 : 16 : 122 ( $\pm 18$ ) : 175 ( $\pm 6$ )가 해양에서 관측한 자료에 의거하여 얻어졌다. 즉 Redfield ratio가 해양의 수온약층에서 분해되는 연질부분(soft biological residue)의 조성을 대변하는 것은 아니다.

## 2. 입자성 부유물질의 화학조성 (Composition of particulate matter)

해양의 표층수로부터 심층수로 떨어지는 입자는 유기물 조직, 탄산 칼슘( $CaCO_3$ ), 비결정질 규소( $SiO_2$ ) 등 3가지로 크게 나눌 수 있다. 모든 식물과 동물은 유기물 조직을 생산한다. 식물은 해수 중에 녹아 있는 특정 성분들을 추출하여 유기물 조직을 만들고, 동물은 식물과 다른 동물을 먹음으로써 이들 성분들을 재사용하게 된다. 또한 많은 미세한 크기의 식물과 동물은  $CaCO_3$ 나  $SiO_2$ 로 만들어진 “딱딱한 부분(hard parts)”을 생산해 내고 있다.  $CaCO_3$ 로 만들어진 딱딱한 부분은 coccolithophorida(식물), 유공충 foraminifera(동물), pteropods(동물)에 의해 생산된다. 규소질로 된 딱딱한 물질은 규조류 diatoms(식물), 방산충 radiolarians(동물)에 의해 생산된다.

식물체에 의하여 생산된 “부드러운” 유기물 조직의 화학조성은 전 세계 해양에 걸쳐서 거의 일정하다. 유기물 조직의  $P : N : C$  비율은 1 : 15 : 80이다. 심층수에서의  $P : N : C$  비율은 1 : 15 : 800이다. 따라서 만약 전형적인 태평양 심층수

를 해양의 표층으로 끌어 올리면, 식물은 인산염과 질산염을 해수로부터 추출하여 광합성에 이용하게 되며 식물의 광합성 활동은 P와 N이 완전히 고갈될 때까지 계속된다.

여기서 당분간  $\text{CaCO}_3$  생산에 사용되는 C는 무시한다. 즉 800개의 C 원자 중 80개만 사용되고 나머지 90%의 C는 해수 중에 용존상태로 남아 있게 된다. 왜냐하면 P와 N 없이는 식물이 더 이상 용존 탄소를 사용할 수가 없기 때문이다. 동물은 흡수한 에너지의 90%를 자체 대사작용(호흡)에 사용하고 나머지 10%만 유기물 조직을 만드는 데 사용한다. 즉 동물이 흡수한 유기물의 90%는 다시 주위 해수로 되돌아 오게 된다. 또한 해양 동물체의 P : N : C 화학조성비는 해양 생물체의 P : N : C 비와 거의 같다. 즉 해양 식물체 중 대다수인 플랑크톤은 육상 생물상에 견주어 본다면 거의 동물과 마찬가지로의 조성을 가지고 있다. 이러한 동·식물의 화학조성의 동일함은 해수화학을 매우 간단하게 해주는 요인이 되고 있다. 따라서 P, N, C 함량이 다른 해수는, 일차적 원인으로서는 살아 있는 생물체에 의하여 정해진 비율로 그 해수에서 추출되었거나 첨가된 것을 의미한다.

해수화학의 수수께끼의 하나는 P/N 비에 관한 것이다. 이유는 알 수 없지만 심층수가 표층으로 용승되면 인산염 이온이 거의 고갈될 때 질산염 이온도 거의 사라진다. 왜 해수 중의 N : P 비가 생물체가 요구하는 N : P 비와 같은지는 달걀과 닭의 관계와 비슷하다. 현재로서는 해수 중의 N : P가 15 : 1로 존재하기 때문에 생물체가 이에 적응하여 진화한 것인지 아니면 생물체의 생물과정에 의하여 긴 세월 동안 해수의 N : P 비가 15 : 1로 변화해 온 것인지 분명히 알 수 없다.

탄소는 또한 생물체에 의하여 탄산칼슘의 딱딱한 부분을 만드는 데 사용된다.  $\text{CaCO}_3$ 의 화학식에서 보는 바와 같이 C 원자 1개 당 Ca 원자 1개가 결합되어 있다. 그러나 심층수에서는 C 원자 1개 당 4개의 Ca 원자가 있다. 즉  $\text{CaCO}_3$ 의 생성은 탄소를 칼슘에 비하여 4배나 빨리 고갈시키게 된다.

평균적으로 표층수로부터 심층수로 하강하는 유기물 조직은 탄소 2개에 대하여  $\text{CaCO}_3$ 의 형태로 1개의 C 원자가 침강한다. 유기물 조직과  $\text{CaCO}_3$  형태의 조각이

표층수에서 심층수로 하강하는 데에는 1개의 P 원자에 대하여 15개의 N 원자와 120개의 C 원자(이 중 80개의 C 원자는 유기물 조직의 형태, 40개 원자는 CaCO<sub>3</sub> 형태)가 함께 입자 형태로 하강한다.

심층수에는 평균적으로 P 원자 1개 당 C 원자는 80개, Ca 원자는 3,200개가 존재하고 있다. 따라서 이 심층수가 표층해양으로 용승되었을 때 N, P가 모두 광합성에 의하여 고갈되더라도 800개의 C 원자 중 120개만 유기물 조직과 CaCO<sub>3</sub>를 생성하는 데 소모된다. 또 3,200개의 Ca 원자 중 40개만이 CaCO<sub>3</sub>을 생성하는 데 소모된다. 즉 총 Ca 원자 중 1% 남짓만 생물체에 의하여 이용되는 것이다. 이 이유 때문에 주요 염 중에서 Ca이 주요 원소 일정성분비의 법칙을 만족시키지 못하는 것이다.

표 6-2. 표층수에서 심층수로 하강하는 입자성 부유물질의 평균 원소조성 및 평균 표층수와 심층수의 원소조성 비교.

		P	N	C	Ca	Si
입자성 부유물질	연한조직	1	15	80	0	0
	딱딱한 부분	0	0	40	40	50
	복합 입자성 부유물질	1	15	120	40	50
해 수	표 층 수	0	0	680	3160	0
	심 층 수	1	15	800	3200	50

심층수에는 P원자 1개 당 약 50개의 Si원자가 있다. 50개의 규소를 함유하는 비결정질 석영(opal)은 거의 40개의 탄소를 함유하는 CaCO<sub>3</sub>와 80개의 C원자를 함유하는 유기물과 무게가 같아서, 표층수에서 심층수로 떨어지는 입자성 부유물질은 무게로서는 이 3가지 구성분이 거의 동일한 비중을 차지하고 있다.

그러나 해역에 따라서는 국지적인 표층수의 생태계 특성과 유기물 조직이 직접적으로 생명현상을 유지시키는 것이기 때문에 쉽게 다른 생물체에 의하여 소비되며 딱딱한 부분(CaCO<sub>3</sub>, SiO<sub>2</sub>)은 영양가치가 없고 유기물 조직은 딱딱한 부분보다는 더

얕은 깊이에서 분해되기 때문에 깊이에 따라서도 다를 수 있다. 아직 확실한 증거는 없지만 Ba는  $BaSO_4$ 의 형태로 해수로부터 제거된다. 표층수로부터 Ba 원자 1개가 제거되기 위해서는 3,000개의 C 원자가 필요하다. 따라서 입자성 부유물질에서  $BaSO_4$ 의 존재를 측정하기란 쉽지 않다. 원소 Ra은 화학적 친화도(Chemical Affinity)가 Ba와 거의 같고, Sr의 친화도는 Ca과 거의 같다. 따라서  $BaSO_4$ 와  $CaCO_3$ 의 형성은 표층수에서 Ba와 Ca 뿐만 아니라 Ra과 Sr도 제거시키게 된다. Ra 제거는 직접 관찰이 되었으나 Sr에 대해서는 아직 잘 알려져 있지 않다. 예측되는 Sr의 제거량은 매우 적어서 현재 이용 가능한 화학분석 방법의 측정한계(detection limit) 이하이다.

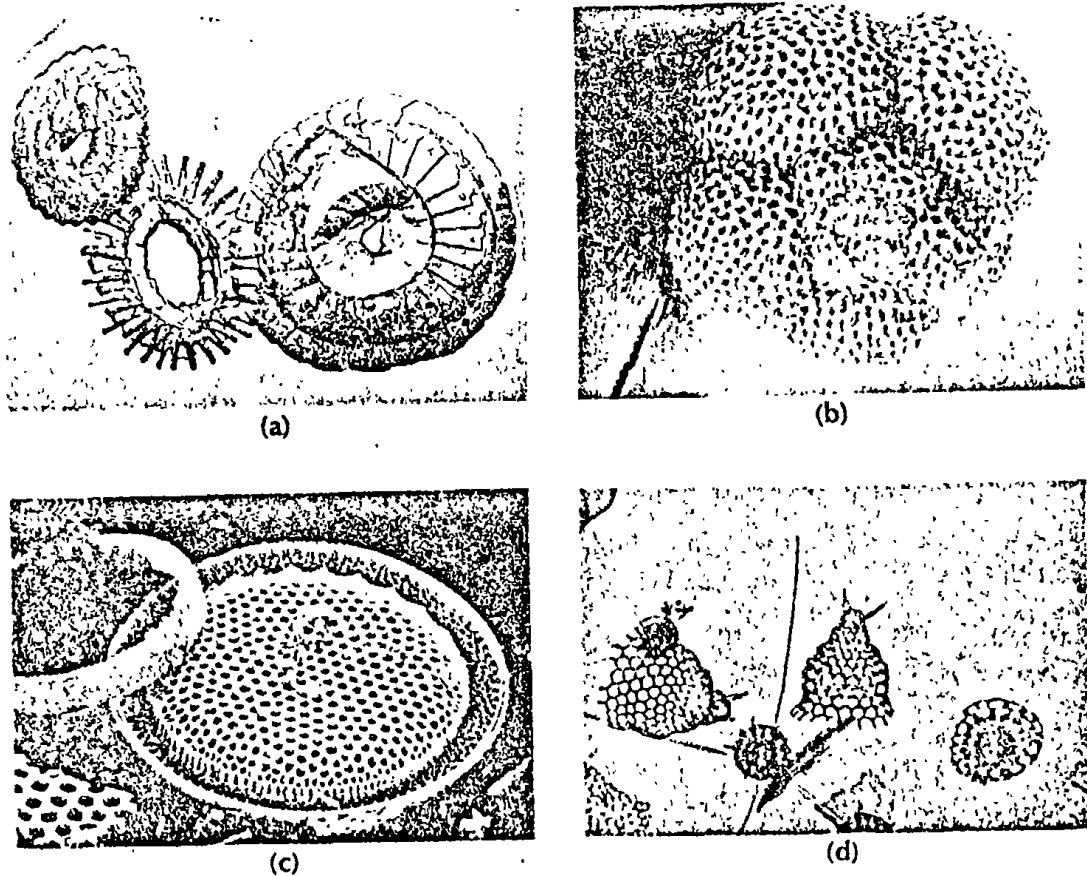


그림 6-3. Photographs of hard parts formed by (a) coccolithophorida, (b) foraminifera, (c) diatoms, and (d) radiolarians.

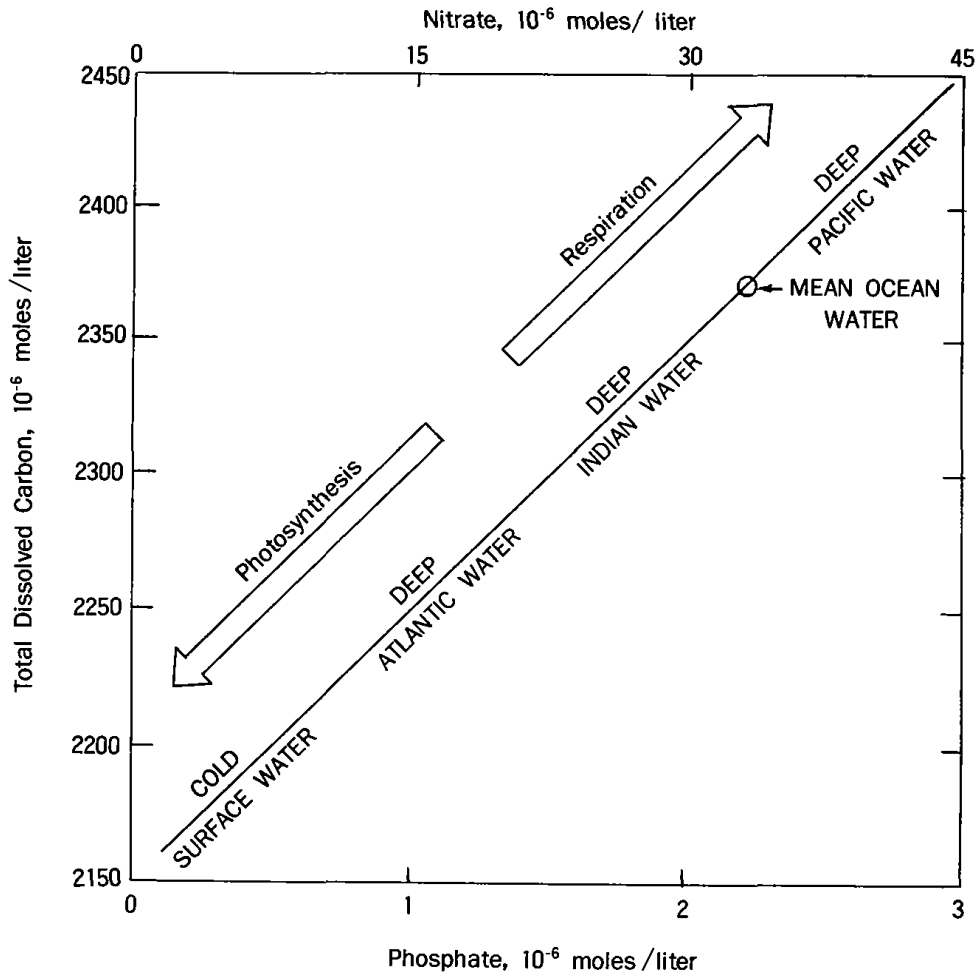


그림 6-4. Ideal covariance of carbon, nitrate, and phosphate within the ocean. Conditions at the lower(surface water) end of the line are achieved when the limiting nutrients have been exhausted by photosynthesis. The other extreme is fixed by the degree of horizontal enrichment of the nutrient elements within the deep sea. Intermediate values are produced mixing these end members in varying proportions.

### 3. 대양에서의 원소의 수직분리

바다라는 거대하고 복잡한 계(system)는 해수가 여러 개의 잘 혼합된 저장고의 합으로 이루어진 것이라고 이해하면 쉽다. 우선 여기서는 대양을 고온수와 저온수, 2개의 저장고로 나누어 보기로 한다(그림 6-1의 수온 분포와 그림 6-5(a)). 왜냐하면 대양에서의 수직 혼합에 주된 장애물은 열대 해역과 온대 해역에 존재하는 고온 표층수와 양극 지방과 열대 해역과 온대 해역의 심층수에 존재하는 저온수 간의 밀도 차이이기 때문이다. 이 밀도 경사면을 대양 수온약층(oceanic thermocline)이라 부르며 수심 100m에서 1000m 사이에 위치한다. 극지방으로 접근할 수록 대양 수온약층은 해양의 표층으로 상승하게 되어서 극지방 표층수와 온대 해역의 표층수가 수평적으로 구분된다. 해양 식물의 생명현상 즉 광합성은 햇빛이 도달하는 고온 표층수에서 집중적으로 일어난다. 이러한 대양의 단순도식화는 해양에서 일어나는 여러 과정 중 근본적인 과정을 이해하는 데 도움을 준다. 일단 이 2-상자 모델을 이해하게 되면 더 복잡한 실제 해양과정을 이해하는 데 도움을 주게 된다. 여기서는 이 2-상자 모델을 적용하는 데 다음과 같은 과정을 도입하여 더욱 단순화시켜 보기로 하자.

가정 1. 해양으로의 화학원소 첨가 방식은 대륙으로부터 하천수 유입에만 의한 것으로 가정한다. 즉 해저 화산활동과 대륙 주변부로의 지하수 유입에 의한 물질 유입은 무시한다.

가정 2. 해양수에서 용존물질이 제거되는 방법은 생물체가 생산한 입자성 부유물질이 해저에 침강함으로써만 이루어진다. 이 입자들 중 일부는 표층 저장고에서 심층 저장고로 하강할 때 포획자(predators), 청소자(scavengers)에 의해 분해되거나 화학적으로 녹지 않고 해저에 쌓여서 해저 퇴적물을 이룬다. 따라서 하천을 통하여 물질은 해양으로 공급되고 표층 저장고에서 입자가 생성되어 저층 저장고로 가라앉으면서 침강 입자의 대부분은 분해되거나 녹지만 일부는 해저에 쌓여서 해저 퇴적물을 이루는 방식으로 해양 수괴를 떠나게 된다. 우리는 많은 원소들이 해양수에서

일정한 주기성을 가지고(지질학적인 시간규모에서) 경질되고 있음을 알고 있다. 예로서 해양수에 존재하는 영양염류들은 10,000-1,000,000년의 주기로 전량이 경질되고 있다.

**가정 3.** 해양과정은 정상상태(steady state)에 있는 것으로 가정한다. 즉 단위 시간 동안 해양수로 유입되고 유출되는 물질들의 양이 서로 같다. 더 세부적으로는 고온 표층 저장고와 저온 심층 저장고로 각각 유입되거나 유출되는 물질의 양이 같아서 충분히 긴 시간 동안에는 그 농도가 일정하게 유지되며, 또 각 저장고에서는 어느 특정 지점에서의 원소의 농도가 시간에 따라 변하지 않는 것을 의미한다. 즉 각각의 계(system)는 소득(gain)과 손실(loss)이 같다. 각 원소들은 계속하여 경질되지만 그 총량은 시간에 따라 변하지 않는다.

생물 관련 원소들은 해양에서 해류 흐름에 따라 순환(circulation)하며 또한 내부 사이클(cycle)에 참여한다. 고온 표층 저장고는 해양으로 유입하는 하천수와 심층 저장고로부터 표층 저장고로 표층수와 교환되어서 용승하는 심층수, 이 2가지 근원으로부터 원소들을 공급받는다.

표층 저장고(surface ocean)에서 어떤 원소가 일정하게 농도를 유지하려면 표층수의 downwelling과 입자성 물질 침강(particulate settling)에 의한 손실은 심층수 용승(upwelling)과 하천수 유입에 의한 소득과 같아야만 한다. 생물 관련 원소들의 경우 표층 고온 저장고에서의 농도는 심층 저온 저장고에서보다 낮기 때문에 downwelling 만으로는 이러한 원소 분포의 수직적 분리 사실을 설명할 수 없다. 앞에서의 가정에 의하면 그 저장고는 정상상태에 있으므로 2개의 저장고의 부피가 변하지 않으려면 고온 표층 저장고로 유입된 저온수 부피만큼 고온 표층수는 심층 저장고로 내려가게 된다. 이 부족분은 입자성 물질이 표층 저장고에서 심층 저장고로 하강하여 매꿔진다. 우리는 고온 표층 저장고에서 저온 심층 저장고로 입자성 부유물질 형태로 하강하는 플럭스를 추정해 볼 수 있다. 우선 각각 저장고에서의 관심 원소의 농도와 표층 저장고와 심층 저장고 간의 용승(upwelling)과 하강(downwelling)되는 물 부피, 매년 해양으로 유입되는 하천수 부피 등을 변수화시키면 다음과 같다.

Input from Rivers

Net Evaporation

$V_{river} C_{river}$

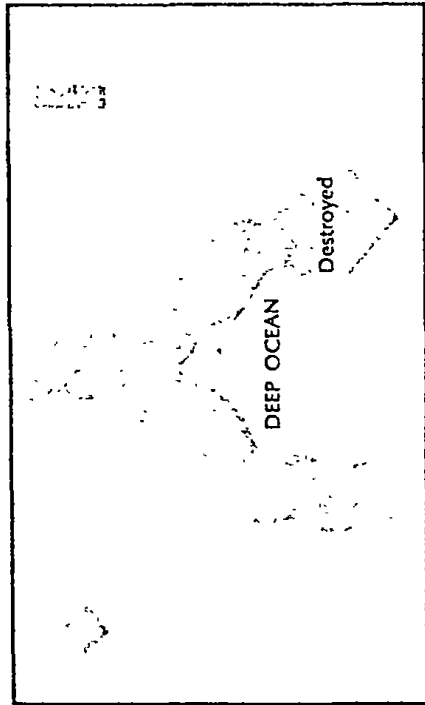
$V_{river} X_0$



Downwelling Water

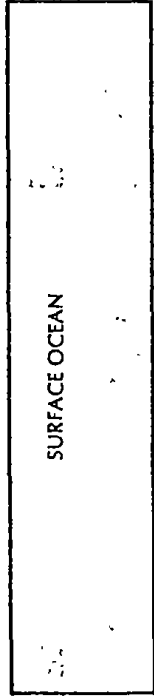
Falling Particles

Upwelling Water



Preserved in Sediment

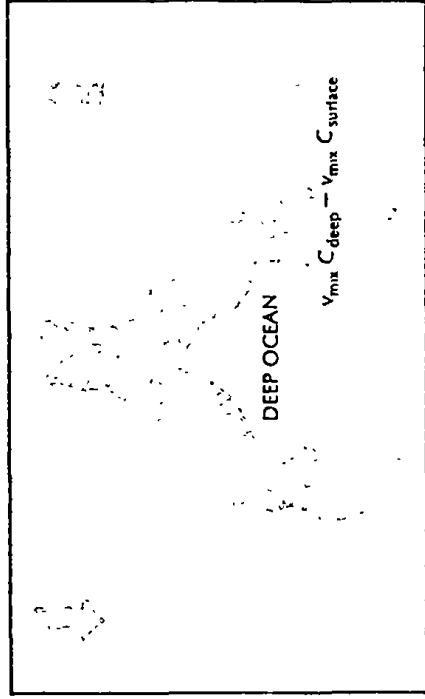
Destroyed



$V_{mix} C_{surface}$

$V_{river} C_{river} + V_{mix} C_{deep} - V_{mix} C_{surface}$

$V_{mix} C_{deep}$



$V_{river} C_{river}$

$V_{mix} C_{deep} - V_{mix} C_{surface}$

그림 6-5(a). Two-box model showing the major fluxes of biologically active elements in the sea. Straight arrows indicate the fluxes of water; wavy arrows, the fluxes of particles.

그림 6-5(b). The same model with the fluxes labeled in accord with the parameters defined in this chapter.



연안 유입 하천수량	$V_R$
연간 표층 고온 저장고와 심층 저장고 간의 교환량	$V_M$
하천수에서의 관심 원소의 농도	$C_R$
표층 저장고에서의 관심 원소의 농도	$C_S$
심층 저장고에서의 관심 원소의 농도	$C_D$

그러면 표층 고온 저장고로 매년 유입되는 원소 C의 총량은 하천수 유입에 의한 것과 심층 저장고로부터의 용승에 의한 것의 합이 된다.

$$\text{원소 C의 연간 표층 저장고로의 유입량} = V_R C_R + V_M C_D$$

표층 저장고로 유입된 원소량은 유출량과 같아야 한다. 표층 저장고로부터 물질이 유출될 수 있는 방법은 downwelling에 의한 입자성 부유물질의 침강이 있다. 표층 저장고로부터 대기로의 증발은 거의 물질(염)을 수반하지 않으므로 여기서는 제외하기로 한다.

$$\text{원소 C의 연간 표층 저장고로부터의 유출량} = V_M C_S + P$$

따라서 입자 플럭스 P는

$$P = V_R C_R + V_M C_D - V_M C_S \text{ 이다.}$$

여기서 표층 저장고에 도달한 원소 C 중 입자 형태로 다시 표층 저장고에서 제거되는 분율(fraction)을 g라고 가정하면

$$g(V_R C_R + V_M C_D) = V_R C_R + V_M C_D - V_M C_S \text{ 이다.}$$

g에 대하여 정리하면

$$g = \frac{V_R C_R + V_M C_D - V_M C_S}{V_R C_R + V_M C_D}$$

또

$$g = 1 - \frac{\frac{V_M}{V_R} \frac{C_S}{C_R}}{1 + \frac{V_M}{V_R} \frac{C_D}{C_R}} \quad \text{이 된다.}$$

제 3 장에서 보듯이 현재 해양에서  $V_M$ 과  $V_R$ 의 비는 약 20이다. 즉 매년 표층 저장고에서 심층 저장고로, 또 심층 저장고에서 표층 저장고로 용승 및 하강(upwelling, downwelling)하는 양은 하천수 중 유입량의 20배이다.

따라서

$$g = 1 - \frac{20 \frac{C_S}{C_R}}{1 + 20 \frac{C_D}{C_R}} \quad \text{이다.}$$

원소 P의 경우, 대략

$\frac{C_D}{C_R} = 5$  이고  $\frac{C_S}{C_R} = 0.25$  이다 (즉 평균적으로 P의 농도가 하천수에서는 심층 저장고보다 5배나 낮고, 표층 저장고에서보다는 4배가 높다.

$$g = 1 - \frac{20 \times 5}{1 + 20 \times 0.25} = 0.95 \quad \text{이다.}$$

즉 고온 표층 저장고에 도달하는 인산염 이온 중 95%는 입자 형태로 되어서 심층 저장고를 떠나게 된다.

또한 해수 저장고들은 정상상태를 유지하여야 하기 때문에 해양수피를 떠나는 원소 플럭스 L은 하천에 의한 유입 플럭스와 같게 된다.

$$L = V_R C_R$$

그런데 해수 수피로부터 원소 C의 제거는 입자 형태로서 표층 저장고에서 심층 저장고로 하강하여 해저에 퇴적되는 방법에 의한다. 따라서 고온 표층 저장고로부터 저온 심층 저장고로 가라앉는 입자 플럭스 P 중 분해되거나 녹지 않고 해저에 도달

하는 율을  $f$ 라 하면

$$L = f_p = V_R C_R \quad \text{이다.}$$

따라서

$$f(V_R C_R + V_M C_D - V_M C_S) = V_R C_R$$

$$f = \frac{1}{1 + \frac{V_M}{V_R} \left( \frac{C_D}{C_R} - \frac{C_S}{C_R} \right)}$$

여기서  $V_M/V_R = 20$  이므로

$$f = \frac{1}{1 + 20 \left( \frac{C_D}{C_R} - \frac{C_S}{C_R} \right)}$$

인산 이온의 경우  $f = 0.01$ 이다. 즉 입자 형태로 심층 저장고로 하강하는 인산염은 1%만이 분해되거나 녹지 않고 남아서 해저에 파묻히게 된다. 여기서  $f$ 와  $g$ 를 곱하면 우리는 매우 유용한 정보를 얻게 된다.  $g$ 는 표층 저장고에 도달한 물질 중 입자 형태로 표층 저장고로부터 제거되는 율이고,  $f$ 는 이 입자 형태로 표층 저장고에서 심층 저장고를 하강하는 입자 중 분해되거나 녹지 않고 해저에 도달하여 퇴적되는 율이므로  $f \times g$ 는 해수 혼합 1 주기 당 해수로부터 제거되는 물질의 비율이다.

$$f \times g = \frac{1}{1 + \frac{V_M}{V_R} \frac{C_D}{C_R}} = \frac{1}{1 + 20 \frac{C_D}{C_R}}$$

예로 인산염 이온의 경우  $f \times g = (0.01 \times 0.95) = 0.01$ 이 된다. 즉 해수피에 존재하는 인산염 이온의 1%는 대양수 혼합 1주기마다 해저 퇴적물을 형성함으로써 해수피를 떠나게 된다.

나중에 공부하게 되겠지만 해수 중 C-14 분포로부터 얻은 해양수 혼합 주기는

1,600년 가량이다. 즉 1,600년마다 심층 저장고에 있던 원소는 한번은 표층 저장고로 용승하게 된다. 따라서 해수 혼합 주기를  $f \times g$ 로 나누면 원소 C의 해수 중 평균 체류시간이 나오게 된다.

$$\tau = \frac{T_{\max}}{fg} = \frac{1,600\text{yrs}}{fg}$$

인산염 이온의 경우, 해수 혼합 1 주기 동안에 1%가 제거되므로 해양수에서의 평균 체류시간은  $1,600\text{yrs} / 0.01 = 160,000\text{yrs}$  이다.

전형적인 P 원자는 퇴적암이 화학물리적 풍화작용으로 침식되어 하천에 의해 바다로 유입된다. 일단 바다로 유입되면 평균 100회의 대양 해수 혼합 주기를 거친 후에 궁극적으로는 해저에 입자로 쌓이게 된다. 지구화학자의 계산에 의하면 P 원자는 약 2억년 동안은 퇴적암의 형태로, 167만년 동안은 해양에 존재하게 되므로 99.9%의 시간을 퇴적암의 형태로, 나머지 1% 미만을 해양에서 보내게 된다. 또 해양의 고온 저장고의 부피는 저온 저장고의 부피의 1/20에 지나지 않는다. 따라서 대양 해수는 대양수 혼합 주기 당 고온 저장고에서 80년, 저온 저장고에서 1,520년 동안 머무르게 된다. 고온 저장고에서 P 농도는 저온 저장고의 1/20이므로 P가 입자 형태로 고온 저장고로부터 저온 저장고로 제거되는 확률은 P가 downwelling water 형태로 고온 저장고로부터 저온 저장고로 제거되는 확률보다 적어도 20배 이상이 된다. 즉 고온 저장고로부터 저온 저장고로 물 자체가 제거되는(downwelling) 시간보다 입자 형태로서의 P의 제거는 약 20배 이상 빠르다. 따라서 P 원자가 고온 저장고에서 잔류하는 시간은 80년의 1/20 즉 4년이 된다.

우리가 어느 원소에 대하여 그 f와 g 값을 알게 되면 이제까지 유도한 방정식들을 이용하여  $C_S/C_R$ ,  $C_D/C_R$ ,  $C_S/C_D$  등을 추정할 수 있다. 이들에 대하여 풀어보면

$$\frac{C_S}{C_R} = \frac{1 - g}{fg} \frac{V_R}{V_M}$$

$$\frac{C_D}{C_R} = \frac{1 - fg}{fg} \frac{V_R}{V_M}$$

$$\frac{C_S}{C_D} = \frac{1 - g}{1 - fg} \text{ 이다.}$$

이제까지 개발한 간단한 화학모델을 바탕으로 해수에서의 원소 분류를 다시 한번 점검해 보자, 생물 강제한 원소들(biolimiting elements)은  $g$ 가 1에 가깝다. 왜냐하면 이들 원소들(주로 N, P, Si)은 해양의 표층에서 생물작용에 의하여 거의 고갈되기 때문이다. 또  $f$ 는 1보다 훨씬 적다. 왜냐하면 이러한 원소들을 표층 저장고에서 심층 저장고로 운반하는 입자들은 거의 하강 도중에 녹거나 분해되기 때문이다. 따라서 생물 강제한 원소들은

$$\frac{C_S}{C_R} \approx \frac{1 - g}{f} \frac{V_R}{V_M} = \frac{1 - g}{20f}$$

$$\frac{C_D}{C_R} \approx \frac{1}{fg} \frac{V_R}{V_M} = \frac{1}{20f}$$

$$\frac{C_S}{C_D} \approx (1 - g) \text{ 로 간략화된다.}$$

생물 무제한 원소(biounlimited elements)는  $g$ 가 거의 0에 가까우므로 이들 원소들에 대해서는

$$\frac{C_S}{C_R} \approx \frac{1}{fg} \frac{V_R}{V_M}$$

$$\frac{C_D}{C_R} \approx \frac{1}{f} \frac{V_R}{V_M}$$

$$\frac{C_S}{C_D} \approx 1 \text{ 로 간소화시킬 수 있다.}$$

Na은 생물 무제한 원소로서 총 염량에 대한 상대비(주요 성분 간의 일정비 법칙)는

표층수와 심층수가 서로 같다. 또 Na은 해수에서의 농도가 하천수에 비하여 약 500 배 정도이다. 따라서 fg는  $10^{-5}$  정도이고, 해수에 존재하는 Na의 대양수에서의 잔류 시간은  $100,000 \times 1,600$ 년 즉 1억6천만년이 된다.

생물 약제한 원소(biointermediate elements)의 경우, Ba을 예로 들어보면 평균적으로  $C_s/C_R = 0.18$ 이고  $C_s/C_D = 0.30$ 이다. 대략 표층수에 도달하는 Ba 중 70%는 생물체에 의하여 고정되어서 입자 형태로 심층 저장고로 하강한다. 나머지 30%는 생물체에 의하여 이용되지 않으며 downwelling water에 의하여 심층 저장고로 하강한다. Ba의 f 값은 0.11이다. 즉 입자 형태로 심층 저장고로 하강한 Ba 중 11%는 해저 퇴적물에 쌓이게 된다. 평균 Ca 입자는 해수 중에서 500회 대양 혼합 주기 즉 800,000년 동안 대양수에 머무르게 된다. 표층수에 도달하는 Ca 중 1%가 입자 형태로 하강한다.

표 6-3. P, Si, Ba, Ca, S, Na 에 대한 계산치.

분 류	원소	$C_s/C_R$	$C_D/C_R$	g	f	$f \times g$	$\tau$ (년)
biolimiting	P	0.25	5	0.95	0.01	1/100	$2 \times 10^5$
	Si	0.05	1.6	0.97	0.03	1/300	$6 \times 10^5$
biointermediate	Ba	0.20	0.60	0.70	0.11	1/13	$3 \times 10^4$
	Ca	30.0	30.3	0.01	0.16	1/500	$1 \times 10^6$
biounlimited	S	5,000	5,000	-	-	1/10,000	$2 \times 10^7$
	Na	50,000	50,000	-	-	1/100,000	$2 \times 10^8$

#### 4. 대양 심층수에서의 원소의 수평분리

앞에서 살펴 본 매우 간단한 2 상자 해수 화학 모델은 해양에서의 원소 수직 분포의 큰 줄거리 즉 표층 저장고의 심층 저장고 간의 수직적 원소분리, 원소의 체류 체류시간 등을 잘 설명해 주고 있다. 그러나 실제 여러 대양 표층에서는 원소들의 농도가 거의 일정하지만, 심층 저장고에서는 각 대양마다 상당한 변화를 보이고 있다. 심층수의 경우, 생물 제한 원소들(N, P, Si)의 농도는 대서양의 북쪽에서 남쪽

으로 내려가면서, 또 아프리카를 돌아서 인도양의 동쪽으로, 다시 태평양의 북부로 가면서 점진적으로 증가하고 있다(그림 6-6). 이러한 사실은 앞에서 살펴 본 생물 과정에 의한 입자 형성과 그 입자의 침강으로 인하여 일어나는 원소 수직 분포의 분리과정 이외에 다른 해양과정이 생물학적으로 이용되는 원소들을 태평양의 심층으로 농축시키고 있다는 것을 의미한다. 이러한 수평분리의 특성은 생물 제한 원소 (biolimiting elements)의 태평양 방향으로의 농축이며 또 딱딱한 껍질을 형성하는 원소(Si)는 연약한 조직 부분을 구성하는 원소(N, P)보다 더욱 태평양쪽으로 농축이 되어 있다는 것이다. nitrate와 phosphate는 태평양 심층에서의 농도가 대서양 심층에서의 농도의 2배에 지나지 않으나 silicon은 5배나 더 농축이 되어 있다.

표 6-4. 생물과정에 이용되는 원소들의 수평분리

원 소	$(C_D - C_S)_{Pacific} / (C_D - C_S)_{Atlantic}$
Nitrogen(as $NO_3^-$ )	2
Phosphorus	2
Carbon	3
Silicon	5
Barium	7

이러한 생물 관련 원소들이 대서양 심층수에 비하여 태평양의 심층수에 농축되어 있는가를 알기 위해서는 대양 심층수 순환이 이해되어야 한다. 전 세계 대양 심층수의 반은 북대서양의 Norway 해역에서 생성된다(북대서양 심층수, North Atlantic Deep Water, NADW). 이 새로이 형성된 심층수는 Greenland나 영국 제도를 가로지르는 대양저 산맥을 건너서 대서양으로 흘러 내려 Africa를 돌아서 인도양으로 통하여 태평양으로 북상하게 된다. 이러한 NADW는 진행 도중에 일부는 남빙양에서 다시 냉각되어서(남빙양 심층수, AABW) 태평양의 남미 대륙붕을 따라 하강하는 NADW와 혼합되어 북상하게 된다. 북대서양에서의 심층수 생성량은 거의 일정하게 유지되고 있고 이는 전 세계 대양에서 넓게 분포하는 용승작용에 의하여 균형이 이루

어진다. 즉 심층수 생성은 한정된 곳에서 일어나지만 용승과정(upwelling)에 의하여 표층으로 되돌아 오는 것은 전 대양에 걸쳐서 일어난다. 이러한 심층수 순환의 방식을 이해하면 생물 관련 원소들이 대서양 심층수(Atlantic Deep Water, ADW)보다 태평양 심층수(Pacific Deep Water, PDW)에 농축되는 이유를 알게 된다.

식물 광합성은 생물 관련 원소들을 표층수에서 거의 모두 흡수하여 입자 형태로 심층으로 가라앉는다. 대서양의 경우 NADW가 남하하면서 입자들은 표층 저장고로부터 심층 저장고로 하강하며 하강 도중에 대부분 분해되지만 일부는 해저에까지 도달하기도 한다. 이러한 수직분리에 합쳐져서 이동하는 NADW의 진행방향으로 농축되게 된다. 또 용승에 의하여 물은 표층으로 올라가지만 표층에서 영양염류는 생물과정에 의하여 생물체에 흡수되어 입자 형태로 심층 저장고로 되돌아 가게 된다.

이러한 심층수 순환과 생물과정의 상호작용의 순결과(net result)는 영양염류를 계속적으로 심층으로, 그리고 대서양에서 태평양의 심층으로 밀어내게 된다. 물론 이러한 생물 관련 원소의 수평농축은 원소마다 그 특성에 따라서 다르다. 연한 생물체 조직의 구성분(N, P)은 여러 생물체에 의하여 요구가 많으므로 주로 미생물 작용에 의하여 쉽게 분해되기 때문에 재생이 쉽게 된다. 그러나 딱딱한 부분의 구성분(Si)은 주로 물리적으로 녹는 것이므로 재생이 더 어렵다. 따라서 그림 6-1에서 보듯이 N, P의 최대 농도는 중층에 위치하고, 그보다 더 깊은 곳에서 Si의 농도 최대치가 나타난다.



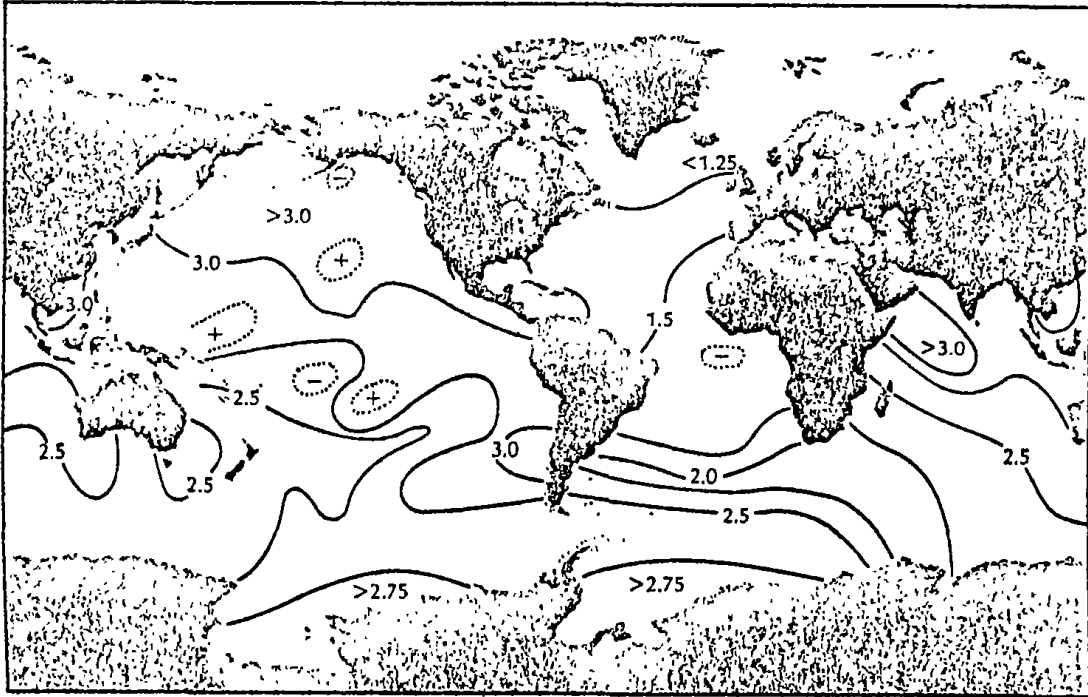


그림 6-6. Distribution of phosphate at depth of 2000 meters in the oceans of the world; contour interval,  $25 \times 10^{-6}$  moles/liter.

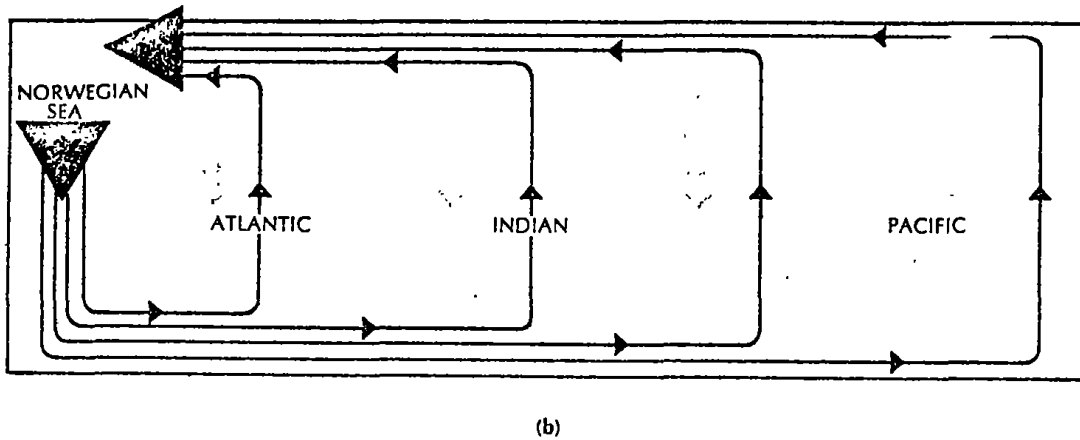
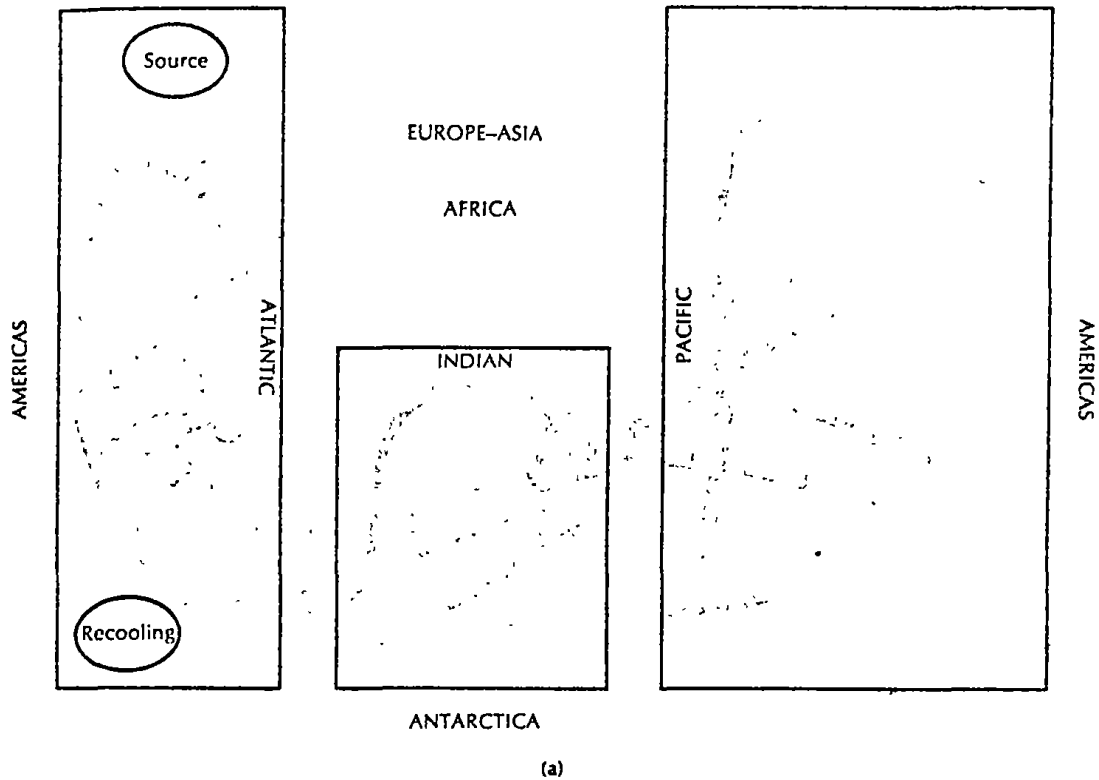


그림 6-7. (a) is an idealized map of the patterns of deep water flow(solid lines) and surface water flow(dashed lines). The large circles designate the sinking of NADW in the Norwegian Sea and the recooling of water along the perimeter of the Antarctic continent; the shaded circles indicate the distributed upwelling which balances this deep water generation. (b) is an idealized vertical section running from the North Atlantic to the North Pacific showing the major advective flow pattern(solid lines) and the rain of particles(wavy lines). The combination of these two cycles leads to the observed distribution of nutrients.

## 제 7 장 해저 퇴적물에 기록된 해양과정

해저 퇴적물의 특성은 표층 해양에서의 생물과정을 매우 잘 반영하고 있으며, 우리가 현재 이해하고 있는 대부분의 해양과정은 해저에 쌓인 퇴적물의 특성을 연구함으로써 얻어진다.

### 1. 퇴적물의 종류

심해저 퇴적물은 크게 3가지로 구분된다: 쇄설성 퇴적물, 자생 광물, 생물기원 퇴적물. 쇄설성 퇴적물은 대륙 암석의 풍화작용에 의하여 생성된 뒤 바람이나 하천수의 이동에 의하여 해양으로 유입된 것이다. 따라서 대륙 주변부 해저에 풍부하고 대륙으로부터 멀리 떨어진 대양 중심부 해저에는 적게 분포하고 있다. 대륙으로부터 2~3백km 떨어진 심해저에서의 쇄설성 물질의 퇴적률은  $0.2 \sim 1.0\text{g/cm}^2/1,000\text{yr}$ 이다. 생물기원 퇴적물이 많이 쌓이지 않는 곳에서는 이들 쇄설성 퇴적물만이 현저한데 이를 red-clay라 부른다.

표 7-1. 대륙으로부터 하천이나 바람에 의하여 해양으로 유입되는 쇄설성 퇴적물(aluminosilicate detritus)의 화학조성.

광물	화 학 조 성
석영(Quartz)	$\text{SiO}_2$
Orthoclase	$\text{KAlSi}_3\text{O}_8$
Plagioclase	$x\text{NaAlSi}_3\text{O}_8 + (1-x)\text{CaAl}_2\text{Si}_2\text{O}_8$
Kaolinite	$\text{Al}_2\text{Si}_2\text{O}_5(\text{OH})_4$
Illite	$\text{KAl}_3\text{Si}_3\text{O}_{10}(\text{OH})_2$
Montmorillonite	$\text{Al}_2\text{Si}_4\text{O}_{10}(\text{OH})_2 \cdot x\text{H}_2\text{O}$
Chlorite	$\text{Mg}_5\text{Al}_2\text{Si}_3\text{O}_{10}(\text{OH})_8$

자생 광물은 해저면이나 해저 산맥 근처의 퇴적물 기둥 내에서 화학적으로 결정 질화한 것으로 ferro-manganese nodule 등이 있으나 양적으로는 극히 미미하다. 생물기원 퇴적물은 생물체의 연한 조직인 유기물, 딱딱한 부분인 비결정질 규소 산화물 opal과 탄산칼슘 결정의 calcite 등 3가지 형태가 있다. opal은 주로 diatom이나 radiolarians에 의하여 생성되며 calcite는 coccolith나 foram에 의해 생성된다. 이들 생물기원 퇴적물의 분포는 해역에 따라 퇴적물의 0~90% 이상을 점유하기도 하면서 일정하게 분포하고 있지 않다. 반면에 생물체의 연한 조직인 유기물은 비교적 균일하게 분포하며 퇴적물의 약 0.3%를 차지한다.

## 2. “OPAL의 분포”

해저에서의 opal의 분포는 그 상부 표층 해양에서의 diatom과 radiolaria의 분포와 일치한다. opal의 포화 평형농도는  $[\text{Si}(\text{OH})_4] = 900 \mu\text{M}/\text{kg}$ 이고 심층수의 opal 농도는  $[\text{Si}] = 150 \mu\text{M}$ 이다. 따라서 opal을 해수 중에 충분한 시간 동안 머무르게 하면 저절로 녹게 된다. 즉 opal의 용해도만을 생각하면 이론적으로는 심해저 퇴적물에 opal이 존재할 수 없다. 그러나 opal은 표층에서 생산된 양의 3%가 해저에 쌓이고 있다. 실제 opal 골격(test)을 자세히 관찰해 보면 opal test는 해수 부식에 저항성이 강한 유기물막으로 정교하게 감싸여 있고 또 표면적/부피비가 매우 낮다. 또 생물종에 따라서 opal test의 부식에 대한 저항 정도가 달라서 이 중 강한 종의 test가 해저에 쌓이게 된다.

만약 심층수의 용승이 전 세계 해양에 걸쳐서 균일하게 일어난다면 opal 생산율은 대서양에서 태평양으로 갈수록 증가하게 될 것이다. 왜냐하면 용승되는 물의 Si 함량이 대서양에서 태평양으로 갈수록 증가하고 있기 때문이다. 비록 대서양에서 태평양으로 갈수록 퇴적물에서의 opal 함량이 증가하기는 하지만 opal의 분포는 매우 불균일하다. opal의 축적이 높은 해저의 상부 물기둥은 심층수로부터 용승되는 곳이다. 이러한 해역은 태평양 적도와 온대와 극지방의 경계해역, 대륙 주변부의 일부

지역이다(그림 7-1). 심층수로부터 표층으로 물이 용승되어 규산염 이온이 올라오면 빠른 속도로 diatom과 radiolaria에 의하여 고정되고 연이어 입자 형태로 심층수로 가라앉게 되기 때문에 넓은 지역으로 퍼지지 못한다. 위도에 따른  $\text{NO}_3$ 와  $\text{Si}(\text{OH})_4$ 의 표층수에서의 농도 분포를 보면 (그림 7-1) silicate는 nitrate 이전에 고위도에서 고갈되어 있다. 즉 nitrate의 고농도는 silicate보다 더욱 적도 쪽으로 팽창되어 있다.

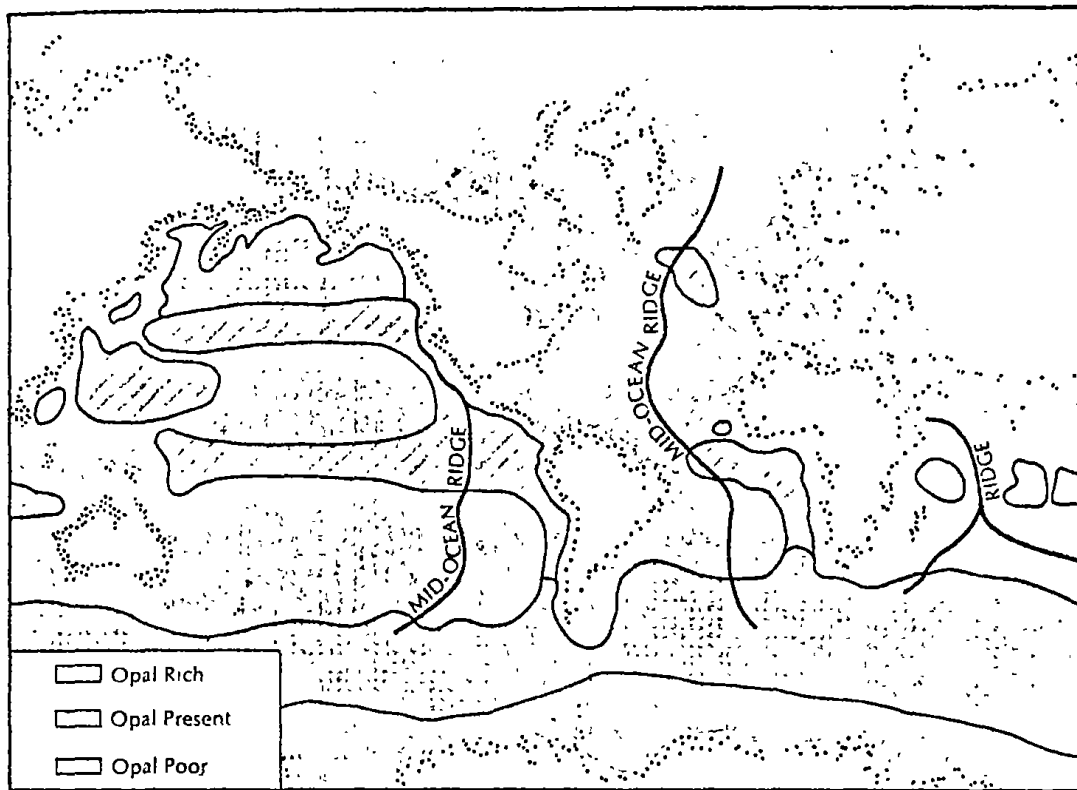


그림 7-1. Map showing the distribution of  $\text{SiO}_2$ -rich sediments on the sea floor. (Unpublished data from K. Venkatarathnam and James Hays, Lamont-Doherty Geological Observatory.)

이런 차이는 높은 diatom 기초 생산력을 의미한다. 따라서 opaline sediments의 퇴적속도는 태평양 적도, 남극 주변, 북부 북태평양 해저에 현저하게 존재한다. 대서양에서도 물론 고양된 용승현상(enhanced upwelling)이 일어나지만 용승수에는 충분한 규산염 이온이 존재하지 않아서 해저에 opaling silica가 풍부한 siliceous ooze를 형성하지 못한다.

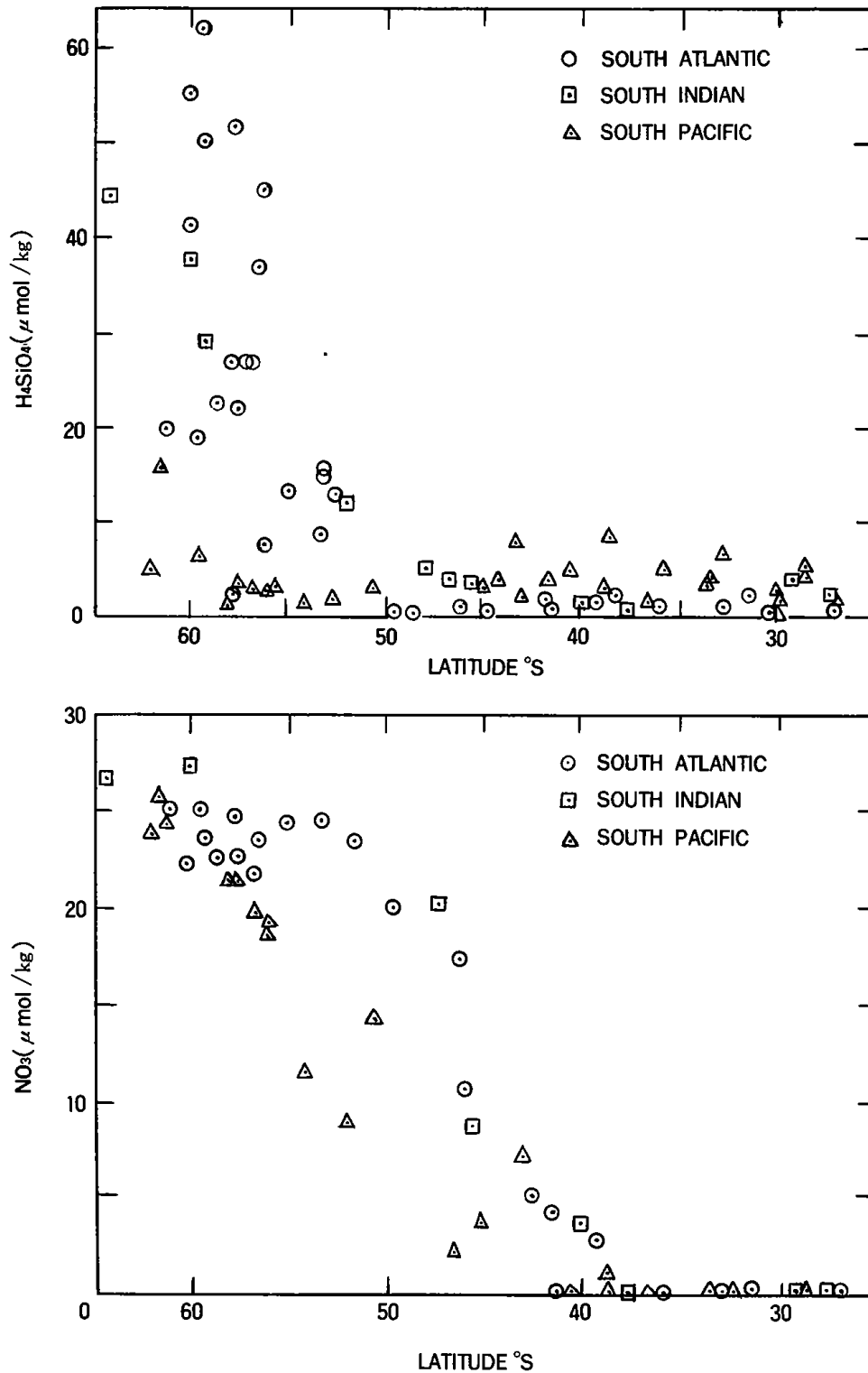


그림 7-2. Dissolved silicate and nitrate content of surface water as a function of latitude in the southern oceans. Both constituents are found in low concentration in temperate surface waters and in high concentrations in Antarctic surface waters. The transition from the high to low values occurs at higher latitudes for silicate than for nitrate presumably reflecting the predominance of silicate utilizing plants (i.e., diatoms) in polar surface waters. Based on results obtained during the GEOSECS program (424, 425, 426).

### 3. 방해석(Calcite, CaCO<sub>3</sub>)의 해저 분포

해저에서의 CaCO<sub>3</sub> 분포는 opal의 분포와는 다르다. 표층 해수에서 opal을 생성하는 생물체의 성장과는 달리 CaCO<sub>3</sub>의 딱딱한 부분을 생산하는 생물체의 생장은 전 대양에 걸쳐서 거의 균일하다. CaCO<sub>3</sub>을 생성하는 생물체의 생물량은 성장에 필수적인 질산 이온(NO<sub>3</sub><sup>-</sup>)과 인산염 이온(PO<sub>4</sub><sup>3-</sup>)에 의하여 결정이 되고 Ca나 C에 의하여 제한받지는 않는다. 표층 해양에서의 NO<sub>3</sub><sup>-</sup>와 PO<sub>4</sub><sup>3-</sup>의 재사이클은 이들 N, P, 두 원소를 용승지점으로부터 Si보다 더 멀리 이동하게 한다. 표층 해양에서의 기초 생산력의 분포 차이보다 calcite 분포에 더 중요한 것은 퇴적물과 접하고 있는 심층수 화학이다. opal의 경우와는 반대로 해수는 CaCO<sub>3</sub>에 대하여 국부적으로만 불포화되어 있다. CaCO<sub>3</sub>가 불포화 상태인 심층수로 침강하는 CaCO<sub>3</sub> 광물은 대부분 녹게 되고, CaCO<sub>3</sub> 과포화된 심층수로 침강하는 CaCO<sub>3</sub>는 그대로 보존이 된다. 최근 연구에 의하면 불포화된 해수에서 CaCO<sub>3</sub>가 녹으려면 과포화도가 포화 CO<sub>3</sub><sup>2-</sup> 이온 농도 [CO<sub>3</sub><sup>2-</sup>]<sub>eq</sub>의 절반 이하로 낮아져야만 한다. 따라서 불포화도가 50% 이상이 되는 해수로 하강하는 CaCO<sub>3</sub> 입자는 거의 녹지만 이것보다 적게 불포화된 해수로 하강하는 CaCO<sub>3</sub> 입자는 그 일부분만 녹게 된다. 이는 실제 해양 환경에서의 관측 결과와 일치한다.

해양 생물에 의하여 형성되는 탄산염 광물은 해수조건(온도, 압력)에서 화학적으로 안정한 calcite 뿐만 아니라 불안정(metastable)한 CaCO<sub>3</sub>인 aragonite도 동물 플랑크톤 pteropod에 의해 생성된다. 전 세계 해양의 표층수는 calcite와 aragonite에 대하여 과포화되어 있다. 따라서 생물에 따라 calcite와 aragonite 중 침전을 만들기 쉬운 것을 침전시키게 된다. 그러나 화학 형태가 다른 이 두 광물은 심층수에서 보존되는 정도가 크게 다르다.

대서양에서 pteropod의 껍질은 수심 2,500m 까지만 보존되고 태평양에서는 2-300m 이하의 수심에서는 거의 발견이 되지 않는다. 한편 calcite 형태는 이보다는 더 깊은 수심에서 보존이 되어서, 대서양에서는 5,000m 이하, 태평양에서는 3,500m

이하의 수심에 이르러서야 상당량 녹기 시작한다. 즉 대서양 5,000m 이하, 심층수는 calcite에 대하여 불포화되어 있다. 태평양의 경우, 수심 2-3백m 이하의 심층수는 aragonite에 대하여 불포화되어 있고, 3,500m 이하에서는 calcite에 대하여 불포화되어 있어서 이 깊이 이하로 하강하는 calcite 입자들은 거의 대부분 녹을 수 있다. 이처럼 태평양이 대서양보다 aragonite와 calcite에 대한 불포화 수심이 더 얕은 것은 전 세계 대양에서의 해수 화학성분의 수평분리에 의한 결과이다.

#### 4. CaCO<sub>3</sub> 포화도

해저 CaCO<sub>3</sub> 분포와 해수 중 생물과정에 이용되는 원소 분포 간의 상호관계를 알기 위해서 포화(saturation), 불포화(undersaturation), 과포화(supersaturation)에 대하여 좀 더 살펴 보자.

어떤 염(광물)을 해수 중에 넣으면, 이 염이 녹을 때 형성하는 이온들의 농도의 곱은 해수가 주어진 염에 대하여 포화 상태가 되는 어떤 한계에 도달하게 된다. 이 한계는 온도와 압력에 따라 달라진다.

CaCO<sub>3</sub>가 해수에 녹으면 Ca<sup>2+</sup>과 CO<sub>3</sub><sup>2-</sup> 이온을 생성한다. 따라서 포화도 D는

$$D = \frac{([\text{Ca}^{2+}] [\text{CO}_3^{2-}])_{\text{해수시료}}}{([\text{Ca}^{2+}] [\text{CO}_3^{2-}])_{\text{calcite로 포화된 해수}}} = \frac{(A_{\text{Ca}^{2+}} A_{\text{CO}_3^{2-}})_{\text{해수시료}}}{A_{\text{Ca}^{2+}} \text{eq} A_{\text{CO}_3^{2-}} \text{eq}}} = \frac{\text{IAP}}{K} \quad \text{①}$$

만일  $D > 1$  즉  $\text{IAP} > K$  이면 과포화(supersaturation),  $D = 1$  즉  $\text{IAP} = K$ 이면 포화(평형),  $D < 1$  즉  $\text{IAP} < K$  이면 불포화가 된다. IAP가 K보다 크면 이는 calcite에 대해 과포화되어 있기 때문에 이 용액의 IAP와 K가 같게 될 때까지 ( $D = 1$  이 될 때까지) 성장하게 된다. 그러나 해수에서는 자발적인 CaCO<sub>3</sub> 침전은 Mg<sup>2+</sup> 이온의 방해 때문에 거의 일어나지 않는다. 왜냐하면 Mg<sup>2+</sup> 이온이 CO<sub>3</sub><sup>2-</sup> 이온의 67% 정도와 ion-pair를 형성하기 때문이다. 따라서 해수에서의 CaCO<sub>3</sub> 결정 형성은 생물활동에 의한 것이다.

해수 시료에서는 우리는 다만 IAP만 구할 수 있게 된다. 따라서 K 값은 실험적



으로 구하는 수 밖에 없다. 즉 calcite나 aragonite 결정체를 무균처리한 해수에 넣어서 평형을 이룰 때까지 여러 수온, 압력 조건하에서 충분한 시간을 유지하면 각 조건에서의 K를 얻을 수 있다.

해수에서는  $\text{Ca}^{2+}$  이온의 농도는 전 대양에 걸쳐서 거의 변화하지 않고 다만  $\text{CO}_3^{2-}$  이온만 변화한다. 따라서 위 식 ①을 간단히 할 수 있다. 분자, 분모의  $\text{Ca}^{2+}$  이온을 서로 삭제하면

$$D = \frac{[\text{CO}_3^{2-}] \text{시료}}{[\text{CO}_3] \text{eq}} \text{ 이다.}$$

해수의 온도는 1°C(심층수와 극지방 해역)에서 30°C(열대 해역 표층수)이며 압력은 1기압(표층)에서 550기압(5,500m 수심)에 이른다. 표 7-2에서 보면  $\text{CaCO}_3$ 는 매우 특이한 염이다. 온도가 감소하면 용해도가 증가한다. 24°C 열대 해역 표층수와 2°C 고위도 표층수에서의  $[\text{CO}_3^{2-}] \text{eq}$  농도는 25% 차이가 난다. 또  $\text{CaCO}_3$ 의 용해도는 압력의 증가 즉 수심이 증가함에 따라 증가한다. 표 7-2에서 calcite와 aragonite는 2°C, 1 기압 하에서보다 500 기압 하에서 약 2배 가량 더 많이 녹는다. 압력에 따른 용해도 변화는 온도에 따른 변화보다 크다. 더구나 1,000m 이하 심층수의 수온은 거의 일정하기 때문에 심층수에서의  $\text{CaCO}_3$  용해도는 거의 전적으로 수심(압력)에 의해 결정된다.

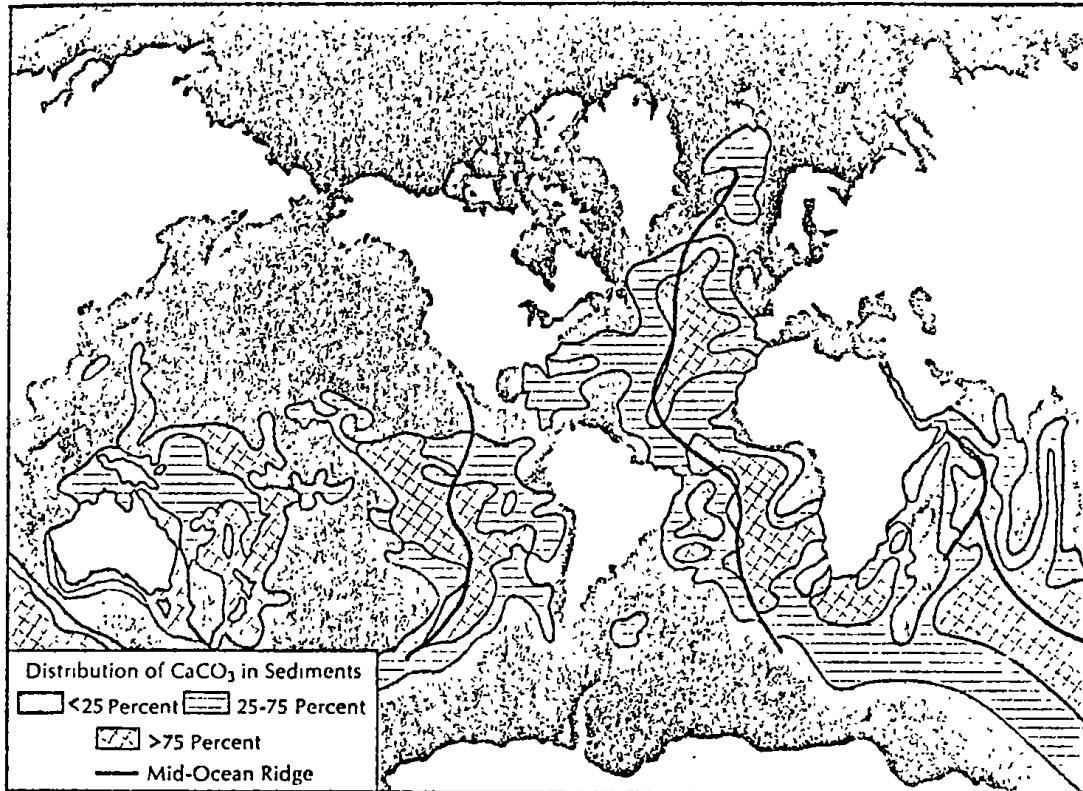


그림 7-3. Map showing the distribution of CaCO<sub>3</sub>-rich sediments on the sea floor. (The Atlantic and Indian distributions are based on data obtained by Pierre Biscaye, K. Venkatarathnam, James Gardner, and Thomas Kellogg, all of Lamont-Doherty Geological Observatory, Karl Turekian, Yale University, and David Ellis, Oregon State University. The Pacific distribution is based on data compiled by A. P. Lisitzin from the USSR.)

표 7-2. 수온과 압력에 따른 해수 중 CO<sub>3</sub><sup>2-</sup> 이온의 calcite와 aragonite에 대한 평형농도 (× 10<sup>-6</sup> mole/l).

수온 (°C)	압력 (atm)	[CO <sub>3</sub> <sup>2-</sup> ] <sub>eq</sub>	
		Calcite	Aragonite
24	1	53	90
2	21	72	110
2	250	97	144
2	500	130	190

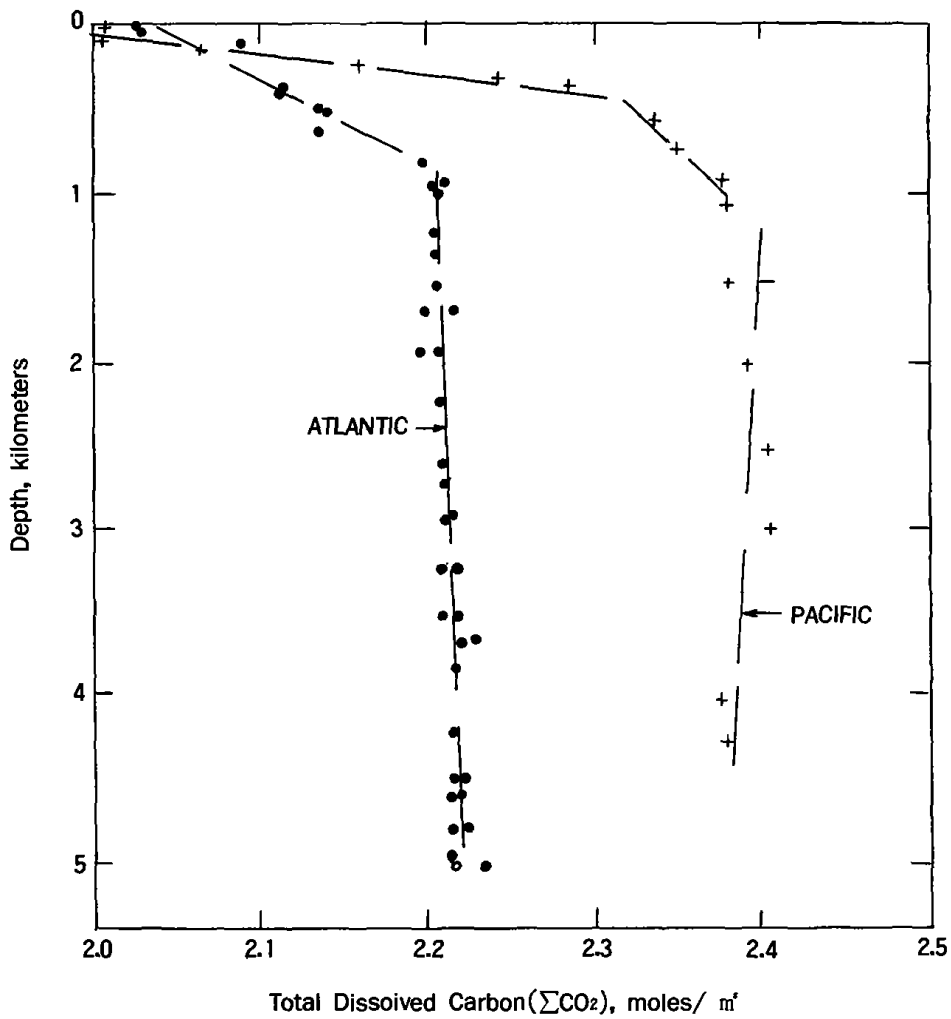


그림 7-4. Variation of total dissolved inorganic carbon content( $\Sigma\text{CO}_2$ ) with depth in the Atlantic( $36^\circ\text{N}$ ,  $68^\circ\text{W}$ ) and in the Pacific( $28^\circ\text{N}$ ,  $122^\circ\text{W}$ ). (Data collected by Raymond Weiss, Scripps Institution of Oceanography.)

### 5. 해수 중 $\text{CO}_3^{2-}$ 이온 농도 변이

해수 중  $\text{CO}_3^{2-}$  이온 농도는 용존 탄소 함량에 따라 다르다. 그림 7-4는 북대서양과 북태평양에서의 수심에 따른 총용존탄소( $\Sigma\text{CO}_2$ ) 농도 분포이다. 앞에서 이미 살펴 본 바와 같이  $\Sigma\text{CO}_2$  농도는 표층에서 가장 낮고 수심의 증가에 따라 증가한다. 대서양 심층수(ADW)는 대서양 표층수(ASW)에 비하여  $\Sigma\text{CO}_2$  농도가 약 10% 더 농축되어 있고 태평양 심층수(PDW)는 태평양 표층수(PSW)에 비하여  $\Sigma\text{CO}_2$ 가 약

20% 더 농축되어 있다. 용존 탄소는 3가지 화학 형태로 해수 중에 존재한다 : 용존 이산화탄소 기체( $\text{CO}_2(\text{g})$ ), 아탄산 이온( $\text{HCO}_3^-$ ), 그리고 탄산 이온( $\text{CO}_3^{2-}$ ).  $\text{HCO}_3^-$ 는 -1가의 전하를 가지며  $\text{CO}_3^{2-}$ 은 -2가의 전하를 가진다. 용존 이산화탄소 기체의 해수 중의 농도는 지극히 낮아서 본 논의에서 제외하기로 한다.

표 7-3. 가상적인 표층수와 심층수에서의 탄산염 화학조성

해 수 형 태	기체 $\text{CO}_2$	$\text{HCO}_3^-$	$\text{CO}_3^{2-}$	$\Sigma\text{CO}_2$	Alk ( $10^{-3}$ eq /kg)
		(10 <sup>-3</sup> mol /kg)			
표 층 수	0.01	1.80	0.20	2.01	2.20
심 층 수	0.03	2.14	0.06	2.23	2.26

$\text{CO}_3^{2-}$ 와  $\text{HCO}_3^-$  이온 간의 농도비는 해역에 따라서 서로 달라지며 이는 해수 전체의 전기적 균형과 관계가 있다.

해수에서 주요 양전하 기여 이온들은 Na, K, Mg, Ca이다. 이들 양이온들의 총 전하량은 606moles / m<sup>3</sup>이다. 해수는 전기적으로 중성을 유지하고 있으므로 총 양전하량과 총 음전하량은 서로 같아야 한다. 3개 주요 음이온( $\text{Cl}^-$ ,  $\text{SO}_4^{2-}$ ,  $\text{Br}^-$ )의 하전량은 604moles / m<sup>3</sup>으로서 총 양전하량에 비하여 2moles / m<sup>3</sup>가 더 적다. 이 부분이  $\text{HCO}_3^-$ 와  $\text{CO}_3^{2-}$ 에 의하여 충당된다. 즉 더 많은 음전하가 요구되면  $\text{HCO}_3^-$ 와  $\text{CO}_3^{2-}$  이온에 의하여 균형을 이루는 과량 양전하량은 작지만 해수에서의  $\text{CO}_3^{2-}$  이온 분포에 결정적인 역할을 한다. 해수 중에 붕소(B)도  $\text{B}(\text{OH})_3$ 와  $\text{B}(\text{OH})_4^-$ 의 이중으로 존재하여 과량 양전하를 중화시키는 데 기여하지만 여기서는 복잡성을 배제하기 위하여 제외시켰다. 또한 수소 이온 농도와  $\text{OH}^-$  이온 농도는 각각  $10^{-9}$  moles / m<sup>3</sup>,  $10^{-3}$  moles / m<sup>3</sup>로서 그 양이 극히 작아 제외시켰다.

무엇이 해수의  $\text{CO}_3^{2-}$ 와  $\text{HCO}_3^-$  이온 농도비를 결정하는가를 조사하기 위하여 다음과 같은 제한조건을 염두에 두어야 한다. 첫째, 해수 중  $\Sigma \text{CO}_2$ 는 일정하게 유지되어야 한다. 즉 탄소 원자수의 함량은 정해져 있으며 이는  $\text{HCO}_3^-$ 나  $\text{CO}_3^{2-}$ 의 형태

로 존재하여야 한다. 둘째,  $\text{HCO}_3^-$ 와  $\text{CO}_3^{2-}$  하전량의 합은 과량 양이온(excess cation)과 균형을 맞추어야 한다. 즉 해수는 전기적 중성을 유지하여야 한다. 위의 제한 조건을 화학식으로 표현하면,

$$[\Sigma \text{CO}_2] = [\text{HCO}_3^-] + [\text{CO}_3^{2-}] \quad (1)$$

$$[A] = [\text{HCO}_3^-] + 2[\text{CO}_3^{2-}] \quad (2)$$

여기서 A는 해수의 Alkalinity이며  $\text{CO}_3^{2-}$ 와  $\text{HCO}_3^-$  이온에 의하여 상쇄될 과잉 양전하량이다. 따라서 해수의 A는

$$[A] = [\text{Na}^+] + [\text{K}^+] + 2[\text{Mg}^{2+}] + 2[\text{Ca}^{2+}] + \dots - ([\text{Cl}^-] + 2[\text{SO}_4^{2-}] + [\text{Br}^-] + \dots) \quad (3)$$

이다. 2가로 하전된 이온 농도는 하전량의 농도를 표시하기 위하여 농도에 2 배를 곱하였다. 식 (2)에 식 (1)을 대입하면

$$[A] = [\Sigma \text{CO}_2] + [\text{CO}_3^{2-}] \quad (4)$$

이고 이를  $\text{CO}_3^{2-}$ 에 대하여 재배열하면

$$[\text{CO}_3^{2-}] = [A] - [\Sigma \text{CO}_2] \text{가 된다.} \quad (5)$$

즉 해수의  $[\text{CO}_3^{2-}]$ 는 A(과량 양전하량)에서 총 용존 탄소량( $[\Sigma \text{CO}_2]$ )을 뺀 값이 된다. 식 (5)를 식 (1)에 대입하면

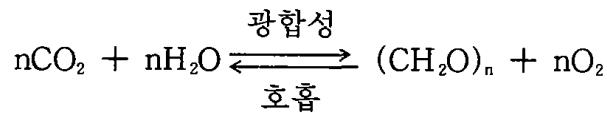
$$[\Sigma \text{CO}_2] = [\text{HCO}_3^-] + [A] - [\Sigma \text{CO}_2] \text{ 이 되고 } \text{HCO}_3^- \text{에 대하여 정리하면}$$

$$[\text{HCO}_3^-] = 2[\Sigma \text{CO}_2] - [A] \quad (6)$$

이 된다. 즉  $\text{HCO}_3^-$  이온 농도는 총 용존 탄소 농도의 2배에서 알칼리도를 뺀 값으

로 주어진다. 따라서 식 (5)와 (6)에서 해수의  $\text{CO}_3^{2-}$  농도 분포 변이를 알기 위해서는 A와  $\Sigma \text{CO}_2$ 의 농도를 아는 것이 필요하다.

앞에서 살펴 본 바와 같이 해수의 총 용존 탄소함량은 표층 해양에서 식물이 해수 중의 물질을 축적하고 이들의 유해가 입자 형태로 심층수로 가라앉으면서 심층수에서 대부분 분해되거나 녹는다. 이때 2가지 주요 해양과정은 연한 유기질 조직이나  $\text{CaCO}_3$ ,  $\text{SiO}_2$  등의 경질 조직의 형성과 이들의 분해 및 용해이다. 유기물 조직의 형성은 C를 흡수하게 되므로 해수의  $\Sigma \text{CO}_2$  함량을 변화시키게 된다. 그러나 하전된 이온들이 개입하지 않으므로 A에는 변화를 가져오지 않는다.



그러나 해수로부터  $\text{CaCO}_3$ 가 형성 즉  $\text{Ca}^{2+}$ 과  $\text{CO}_3^{2-}$  이온이 제거되면서  $\Sigma \text{CO}_2$ 와 A가 함께 변화된다. 다시 말해  $\text{Ca}^{2+}$  이온이 제거되므로  $\text{CaCO}_3$  1 mole 형성은 양전하 2 mole을 제거하는 결과가 되고 따라서 해수의 A 변화는  $\Sigma \text{CO}_2$  변화의 2배가 된다.

앞에서 우리는 물질 부분 중 표층 해양에서 심층 해양으로 입자 형태로 제거되는 유기물 조직은 C를 2 원자 제거시키고  $\text{CaCO}_3$ 는 1 개의 C 원자를 제거한다는 것을 배웠다.

표 7-4는 유기물 찌꺼기(organic detritus)와  $\text{CaCO}_3$ 을 해수로부터 제거하는 데 따른 해수의 용존 성분  $\Sigma \text{CO}_2$ ,  $[\text{Ca}^{2+}]$ , [A]에 대한 영향을 살펴 본 것이다. 총체적으로 3개의 C 원자가 제거되는 데 따라 Ca 1 개가 제거된다. 이는 2 개의 양전하를 제거하는 것이 되어 A를 감소시킨다.

표 7-4. 해수 중 입자 형성과 CaCO<sub>3</sub>의 용해도 관계

감소된 용존 성분양 moles / m <sup>3</sup>	입 자 형 성			
	유 기 조 직 2 moles	calcite 1 moles	opal 1 moles	총량 4 moles
Δ [Σ CO <sub>2</sub> ]	2	1	0	3
Δ [Ca <sup>2+</sup> ]	0	1	0	1
Δ [A]	0	2	0	2

그러면 CO<sub>3</sub><sup>2-</sup> 이온 농도는 어떻게 변화하는가?

인산염이 전혀 존재하지 않는 태평양 저온(2°C) 표층수(PSW)를 가정해 보자. 인산염이 고갈될 때 광합성 작용에 의하여 동시에 C도 고갈되기 때문에 인산염이 전혀 존재하지 않는 저온 표층수는 최소한의 Σ CO<sub>2</sub>를 가지게 된다. 이 저온 표층수는(세계 대양 중) A가 2.35 moles / m<sup>3</sup>, Σ CO<sub>2</sub>가 2.15 moles / m<sup>3</sup>이다. 따라서 [CO<sub>3</sub><sup>2-</sup>] = [A] - [Σ CO<sub>2</sub>] = 2.35 - 2.15 = 0.20 moles / m<sup>3</sup>이다. 이 표층수가 태평양 심층으로 하강하여 태평양 심층수(PDW)가 되면 그 수괴는 침강하는 유기물 조직이 분해되고 CaCO<sub>3</sub>가 녹아서 Σ CO<sub>2</sub>는 0.30 moles / m<sup>3</sup> 만큼 증가하게 된다. 따라서 A는 0.2 moles / m<sup>3</sup>가 증가하게 된다(표 7-4).

표 7-5. 여러 수괴에서의 탄산염 화학(농도:moles/m<sup>3</sup>)

수괴 \ 성분	기체CO <sub>2</sub>	HCO <sub>3</sub> <sup>3-</sup>	CO <sub>3</sub> <sup>2-</sup>	Σ CO <sub>2</sub> (CO <sub>2</sub> +HCO <sub>3</sub> <sup>3-</sup> +CO <sub>3</sub> <sup>2-</sup> )	A (HCO <sub>3</sub> <sup>3-</sup> +CO <sub>3</sub> <sup>2-</sup> )
평균고온표층수	0.01	1.65	0.35	2.01	2.35
평균저온표층수	0.01	1.95	0.20	2.16	2.35
대서양심층수	0.015	2.10	0.15	2.26	2.40
태평양심층수	0.02	2.35	0.10	2.47	2.55

그 결과  $[A] = 2.55 \text{ moles / m}^3$ 가 되고  $[\text{CO}_3^{2-}]$ 는  $0.10 \text{ moles / m}^3$ 가 된다. 즉 PDW는 PSW보다 15%나 더 많은  $\Sigma \text{CO}_2$ 를 가지지만  $\text{CO}_3^{2-}$  이온 농도가 PSW의 1/2밖에 안되는 이유는 유기물 조직이 산화될 때 나오는  $\text{CO}_2$ 가  $\text{CaCO}_3$  용해로부터 나오는  $\text{CO}_3^{2-}$  이온보다 더 많기 때문이다. 이 과량  $\text{CO}_2$ 는  $\text{CO}_3^{2-}$  이온과 결합하여  $\text{HCO}_3^-$ 를 형성한다( $\text{CO}_2 + \text{CO}_3^{2-} + \text{H}_2\text{O} \rightarrow 2\text{HCO}_3^-$ ). PDW의  $\text{HCO}_3^-$  이온의 농도는  $2.35 \text{ moles / m}^3$ 이다.

표 7-5는 위의 계산을 종합 정리한 것이고 그림 7-5는  $\Sigma \text{CO}_2$ 와 A 변화에 미치는 요인에 대한 Deffeyes 도표이다. 제 1 장 원소의 수평, 수직 분리를 결정짓는 주된 인자들이  $\text{CO}_3^{2-}$  이온 분포 형태에도 똑같이 작용한다. 즉 북대서양에서 태평양으로 가면서 약 15%의  $\Sigma \text{CO}_2$ 가 증가하고 이에 따른 A 증가는 8%,  $\text{CO}_3^{2-}$  이온은 NADW 0.20에서 PDW 0.10으로 줄어든다.

표 7-6. Charge balance in sea water: the excess cation charge is balance by the dissociation of carbonic acid ( $\text{H}_2\text{CO}_3$ ) into bicarbonate ( $\text{HCO}_3^-$ ) and carbonate ( $\text{CO}_3^{2-}$ ) ions.

Positive		
Cation	Mass, moles / m <sup>3</sup>	Charge, moles / m <sup>3</sup>
Na <sup>+</sup>	470	470
K <sup>+</sup>	10	10
Mg <sup>++</sup>	53	106
Ca <sup>++</sup>	10	20
$\Sigma$	-	606

Negative		
Anion	Mass, moles / m <sup>3</sup>	Charge, moles / m <sup>3</sup>
Cl <sup>-</sup>	547	547
SO <sub>4</sub> <sup>--</sup>	28	56
Br <sup>-</sup>	1	1
$\Sigma$	-	604
HCO <sub>3</sub> <sup>-</sup> + CO <sub>3</sub> <sup>--</sup>	-	2
$\Sigma'$	-	606



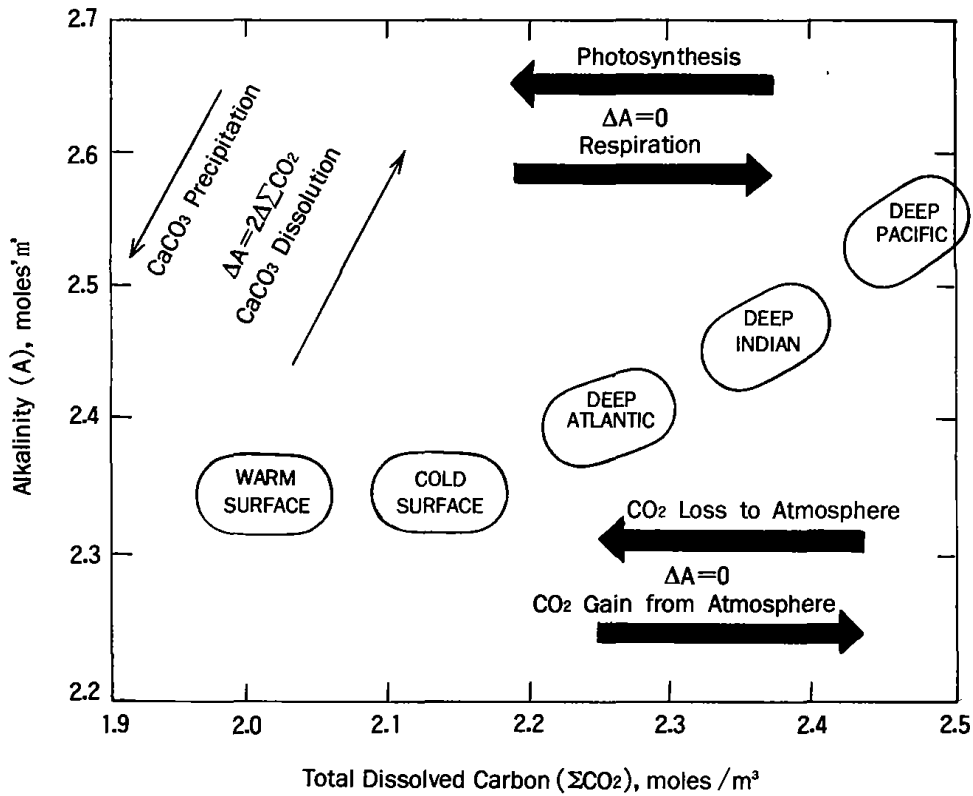
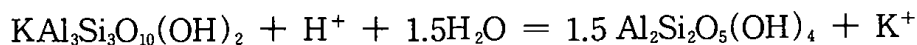


그림 7-5. Relationship between the total dissolved inorganic carbon content  $\Sigma\text{CO}_2$  and the alkalinity A of waters from various parts of the ocean (a so-called "Deffeyes diagram"). Arrows indicate the effects of various processes occurring within the sea. Of these, only the formation and the destruction of  $\text{CaCO}_3$  cause the alkalinity to vary. The warm-cold surface ocean difference is due to the transfer of gaseous  $\text{CO}_2$  to and from the atmosphere. The cold surface-deep water sequence is due to a combination of respiration and  $\text{CaCO}_3$  dissolution.

## 6. 해수의 산성도

### (1) 규산염 이론(Silicate theory)

silicate minerals의 풍화작용에서 양이온과 수소 이온의 교환, 점토광물 형성(clay)에 의하여 해수의 pH가 조절된다. 예를 들면 mica와 kaolinite의 평형은



(2) 탄산염 이론(Carbonate theory)

해수와 CO<sub>2</sub>계와의 평형

$$\text{pH} = \text{pk}'_2 + \log \frac{M\Sigma\text{CO}_3^{2-}}{M\Sigma\text{HCO}_3^-}$$

$$k'_2 = \frac{a\text{H}^+ \cdot M\Sigma\text{HCO}_3^-}{M\text{CO}_2 + M\text{H}_2\text{CO}_3}$$

지구화학적 수지(geochemical budget)의 개념에서 보면 silicate minerals과 해수와  
의 반응은 해수의 pH를 8 가까이 유지시켜 주며 pH의 미세구조에서는 해양 생물작  
용에 의한 AOU 형성과정과 탄산염 용해(carbonate dissolution)에 관련되어 있다.  
이중 후자를 자세히 보면 다음과 같다.

해수에서 HCO<sub>3</sub><sup>-</sup>는 CO<sub>3</sub><sup>2-</sup> 이온과 H<sup>+</sup> 이온으로 분해되기도 하고 CO<sub>3</sub><sup>2-</sup> 이온과  
H<sup>+</sup> 이온이 결합하여 HCO<sub>3</sub><sup>-</sup> 이온을 형성하기도 한다.



이 반응 속도는 매우 빨라서 3가지 이온의 농도는 해수에서 평형을 유지하고 있다.  
이 반응식에서 평형상수 K는 다른 화학 반응식에서와 마찬가지로 온도와 압력의 함  
수이다.

$$K = \frac{[\text{CO}_3^{2-}] [\text{H}^+]}{[\text{HCO}_3^-]}$$

이고, 따라서  $[\text{H}^+] = K \frac{[\text{HCO}_3^-]}{[\text{CO}_3^{2-}]}$ ,  $\text{pH} = -\log [\text{H}^+]$  이다.

그러므로  $\text{HCO}_3^-$ 와  $\text{CO}_3^{2-}$  이온 농도비를 알고 수온과 압력을 알면 수소 이온 농도를 계산할 수 있다. PDW와 ADW의 5,000m 수심의 물(수온과 압력이 두 곳에서 같아서 k 값이 같다)에 대한 수소 이온 농도비를 비교해 보자.

$$\frac{[\text{H}^+]_{\text{PDW}}}{[\text{H}^+]_{\text{ADW}}} = \frac{K([\text{HCO}_3^-]/[\text{CO}_3^{2-}])_{\text{PDW}}}{K([\text{HCO}_3^-]/[\text{CO}_3^{2-}])_{\text{ADW}}} \text{ 이고}$$

표 7-5에서  $\text{HCO}_3^-$ 와  $\text{CO}_3^{2-}$  이온 농도를 대입하면  $\frac{[\text{H}^+]_{\text{PDW}}}{[\text{H}^+]_{\text{ADW}}} = 1.7$ 이 된다. 즉 PDW가 ADW보다 1.7 배나 더 많은 수소 이온을 가지고 있다. 다시 말해 PDW가 ADW에 비하여 pH가 낮다. PDW에 첨가된 산은 탄산( $\text{CO}_2$ )으로서 유기물의 산화에서 유래한 것이다. 이것은 ADW에서보다 PDW에서 더 많은 유기물이 산화되기 때문이다.

## 7. 대양수에서의 탄산염 광물 포화도와 수심

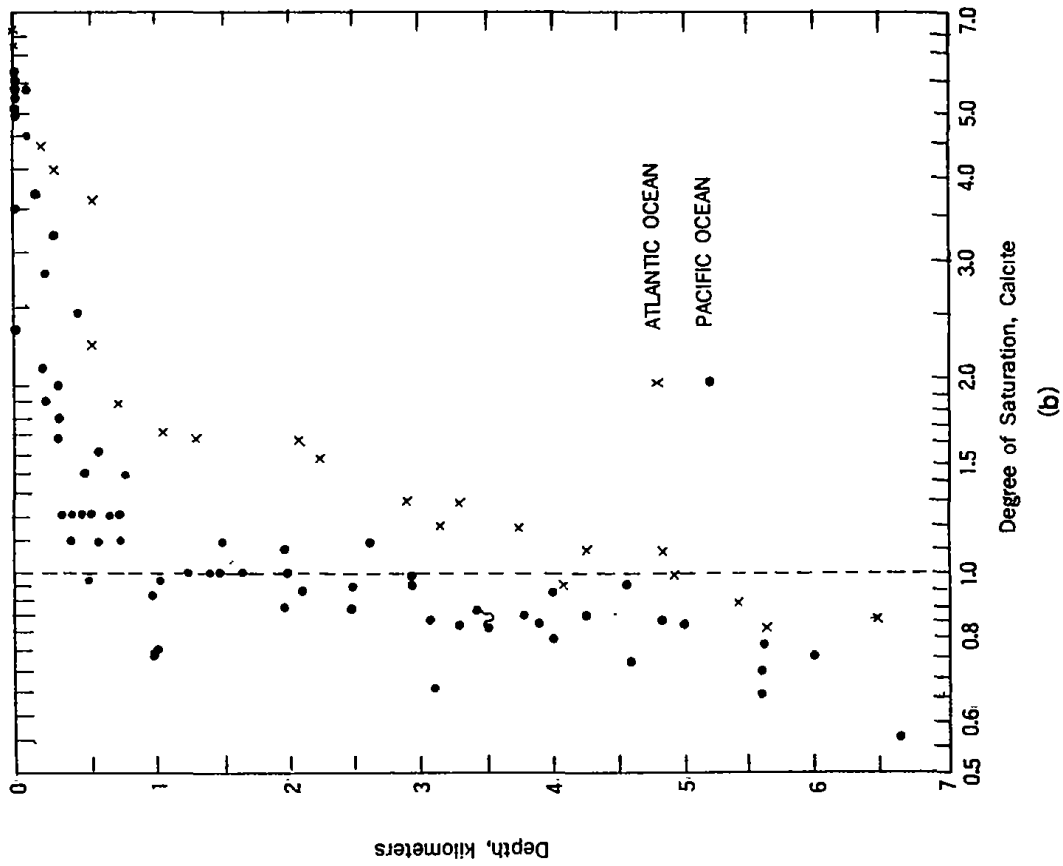
해수의  $[\text{CO}_3^{2-}]$ , 온도, 압력, 그리고  $[\text{CO}_3^{2-}]_{\text{eq}}$ 을 알면 calcite나 aragonite에 대한 포화도를 알 수 있다. 그림 7-6은 대서양과 태평양에서의 포화도 D의 수직분포이다. 대양의 표층수는 calcite와 aragonite는 모두에 대하여 과포화되어 있다. 이 과포화도는 주 수온약층(main thermocline, 199-1,000m 깊이)을 통과하면서 급격히 감소한다. 특히 태평양에서는 200-400m 수심에 이르면 벌써 aragonite에 대해서 불포화(undersaturation) 상태가 된다. 이는 태평양 심해저에는 peteropod 유해가 존재하지 않는다는 사실과 부합하는 것이다. 그러나 북대서양에서는 수심 2,000m에 이르러서야 aragonite에 대해서 불포화되기 시작한다. 이는 peteropod 유해가 대서양에서는 수심 2,500m에 이르는 해저에서 발견되고 있는 사실과 잘 일치한다. 이처럼 대서양과 태평양에서 aragonite에 대한 포화 평형수심이 서로 다른 것은  $\text{CO}_3^{2-}$  이온의 농도가 대서양 심층수에 비하여 태평양 심층수에서 더 낮기 때문이다.

calcite는 aragonite보다는 더 용해되기 어려우므로 calcite에 대한 포화 평형수심은 aragonite의 포화 평형수심보다는 더 깊게 나타난다. 대서양에서 calcite의 포화 평형수심은 4,500m이다. 이는 대서양 해저 퇴적물에서 calcite가 사라지는 수심과 일치한다. 태평양에서는 D가 1에 매우 가깝고 또 D 계산오차가  $\pm 10\%$ 이기 때문에 정확한 수심을 알기는 어려우나 약 400-3,500m 사이이다. 이는 해저 퇴적물에서 calcite가 사라지기 시작하는 수심이 태평양에서 더 얕다는 사실과 잘 일치한다.

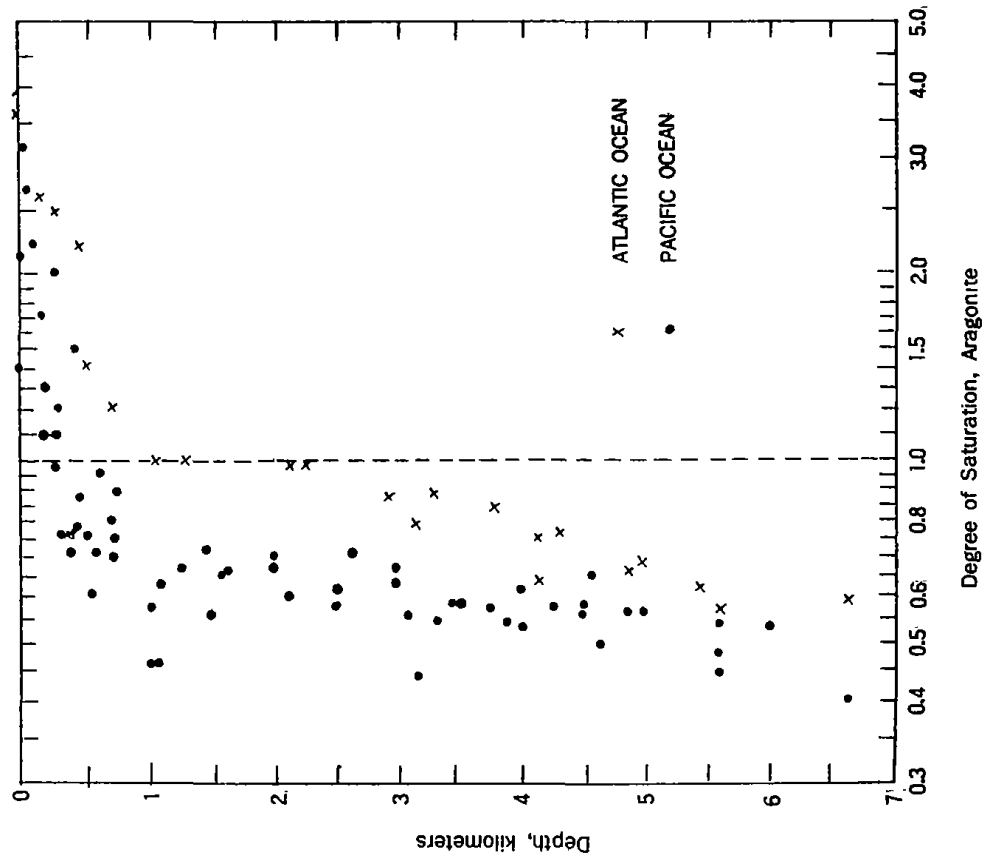
그러면 어떤 요인에 의하여 심해저 퇴적물의  $\text{CaCO}_3$  함량이 결정되며, 왜 표층 해양에서 생성된  $\text{CaCO}_3$  중 20%만이 심해저에 퇴적되고 나머지 80%는 녹게 되는가에 대한 해답은 우선 해저 지형에서 찾을 수 있다. 심해저 총 표면적 중 20%는 포화 평형 수심(saturation horizon)의 상부에 해당하고 나머지 80%는 그보다 깊은 불포화된 곳에 위치한다. 한편 심해저 전역에 걸쳐서 평균적으로 red clay(alumino-silicates debris)가  $0.3\text{g}/\text{cm}^3/10^3\text{yrs}$ 의 속도로,  $\text{CaCO}_3$ 가  $1.0\text{g}/\text{cm}^3/10^3\text{yrs}$ 의 속도로 표층 해양으로부터 심층 해양으로 내리고 있다. 그러므로  $\text{CaCO}_3$ 가 포화 평형수심보다 얕은 해저에 도달하게 되면 해저에 퇴적물로서 쌓이게 되고 red clay와  $\text{CaCO}_3$ 의 해저 퇴적물에서의 함량비는 3:10이 된다. 그러나 포화 평형 수심 이하의 해저에 내리는  $\text{CaCO}_3$ 는 대부분 녹게 되므로 해저 퇴적물에는 alumino-silicates만 남게 된다.

해저 지형에 따른 퇴적물의  $\text{CaCO}_3$ 의 함량 변화는 동태평양 해저 산맥(East Pacific Rise)의  $17^\circ\text{s}$ 를 가로질러서 보면 더욱 뚜렷하다. 산 정상 부근의 퇴적물은 85% 가량이  $\text{CaCO}_3$ 이고, 수심이 3,950m로 하강하는 해저에서 매우 높은  $\text{CaCO}_3$  함량이 나타나나 그 이하 수심의 해저에서는 급격히 감소하여  $\text{CaCO}_3$  함량이 15% 이하로 된다. 비탄산염 광물의 퇴적 속도와  $\text{CaCO}_3$ 의 하강 속도(rain rate)가 산맥을 가로질러서 일정하게 유지된다면 이 포화 평형 수심 이하에 내리는  $\text{CaCO}_3$ 는 97% 이상이 녹는다는 것을 의미한다.

탄산염 포화 평형 수심이 대서양에서 태평양 방향으로 가면서 알아지는 것과 태평양의 평균 수심이 대서양보다 더 깊다는 점이 이 두 대양간의 해저 퇴적물 분포



(a)



(b)

그림 7-6. The degree of supersaturation as a function of depth in the Atlantic and Pacific Oceans for aragonite (a) and for calcite (b). (Date collected by Yuan-Hui Li, Lamont-Doherty Geological Observatory.)

특성에 차이를 가져온다. 대서양은 해저의 60%, 태평양은 해저의 15%가  $\text{CaCO}_3$ 로 쌓여 있다. 따라서 태평양 해저는 red clay가 해저 퇴적물의 주층을 이루며, 대서양은 calcite ooze가 주층을 이룬다. 여러번 앞에서 언급된 요인 즉 북대서양에서 출발하여 태평양으로 흐르는 심층수 순환이 탄산염 포화 평형수심을 대서양에서 태평양으로 상향 경사지게 하며, 이로 인해 대서양에서는 태평양 해저에 비해 opal이 적게 쌓인다. 따라서 심층수 순환이 opal과 calcite의 해저 퇴적물 분포에 그대로 기록이 된다.

그러면 왜  $\text{CaCO}_3$  형성률은 opal 형성률처럼 태평양에 비해 대서양에서 더 낮지 않은가? 이 해답은 nitrate와 phosphate는 silicate 만큼이나 효과적으로 대서양에서 태평양으로 이동되지 않기 때문이다. 앞에서 이미 살펴 본 바와 같이 이에 대해서는 2가지 이유가 있다. 즉 N과 P는 표층 해양에서 Si보다는 훨씬 효과적으로 재순환되고 N-와 P- 함유 입자들은 Si- 함유 입자들보다 훨씬 얇은 깊이에서 분해, 용해된다. 이는 유기물 조직은 미생물이나 동물에 의하여 이용되어서 재사이클 되기 쉽지만, opal은 동물에게 이용되지 않으므로 화학적으로 용해되는 길 밖에 없기 때문이다. 따라서 대서양의 용승(upwelling)에는 silica가 빈약하게 함유되어 있어 opal 생성에 제약을 가하고, N, P는  $\text{CaCO}_3$  생성률을 유지시켜 줄 정도로 충분히 많이 함유되어 있다.

## 8. 해저 퇴적물의 화학 형태와 시간

다른 지질시대의 해저에서의  $\text{CaCO}_3$  분포는 현재와는 판이하게 다르다. 왜냐하면 대양의 수심과 calcite 포화 평형 수심이 지질시대에 따라 변천되어 왔기 때문이다. 우선  $\text{CaCO}_3$  포화 평형 수심(level of  $\text{CaCO}_3$  saturation)이 최근 수 천만년 동안 일정하게 유지되어 왔다고 가정하면 해저 1 지점에서 퇴적물 기둥의 화학 물질 조성은 시간에 따라 어떻게 변하겠는가? 지구물리학자들에 의하면 해양저 지각의 확장 속도는 1년에 약 2-3cm이다. 새로운 지각이 해양저 산맥의 확장에 의하여 생기

는 공백을 메꾸게 된다(그림 7-7). 새로운 암석 지각 (lithospheric plate) 이 산맥의 정상으로부터 멀어지면서(해저가 확장되면서) 계속적으로 새 지각 위에는 퇴적물이 쌓이게 된다. 실제 퇴적물 기둥의 크기(퇴적물 두께)는 대양저 확장 산맥으로부터 멀어질수록 두껍고 접근할수록 얇아져서 정상에는 퇴적물이 거의 쌓여 있지 않다. 이러한 수평 방향운동 외에 수직방향으로는 해저 지각이 해양저 산맥 정상으로부터 멀어질수록 수심이 깊어지는 결과가 된다. 이러한 수평, 수직 방향의 이동을 함께 고려해 보면 처음에는 산맥 정상부에서는 해저 화산 분출물인 철과 망간(Fe + Mn) 산화물이 쌓이고 정상으로부터 수 km 이동하게 되면 이곳으로는 더 이상 화산 분출물이 도달하지 않으므로 CaCO<sub>3</sub>가 주로 쌓인다. 정상으로부터 6-700km 멀어지게 되면 새 지각은 그 수심이 이미 calcite의 포화 평형 수심 이하로 떨어지게 되므로 calcite가 다 녹게 되어 red clay나 opal이 주로 쌓이게 된다. 따라서 해양저 산맥 정상으로부터 1,000km 떨어진 곳에서의 퇴적물 기둥의 조성은 표층으로부터 red clay나 opal, CaCO<sub>3</sub>, 그리고 제일 마지막에 얇은 Fe + Mn 산화물 층이 기반암인 basalt 위에 퇴적된 층서를 보인다. 해저 plate 중 일부는 태평양 적도를 횡단한 것도 있어서 이 plate 위에 쌓인 퇴적물 기둥의 조성은 표층으로부터 red clay층, opal층, 다시 red clay층, CaCO<sub>3</sub>층, Fe + Mn 산화물 농축층의 층서를 보인다(그림 7-7). 이것은 해저 퇴적물에 지각 이동의 속도와 방향이 그대로 잘 기록되어 있다는 것을 의미한다.

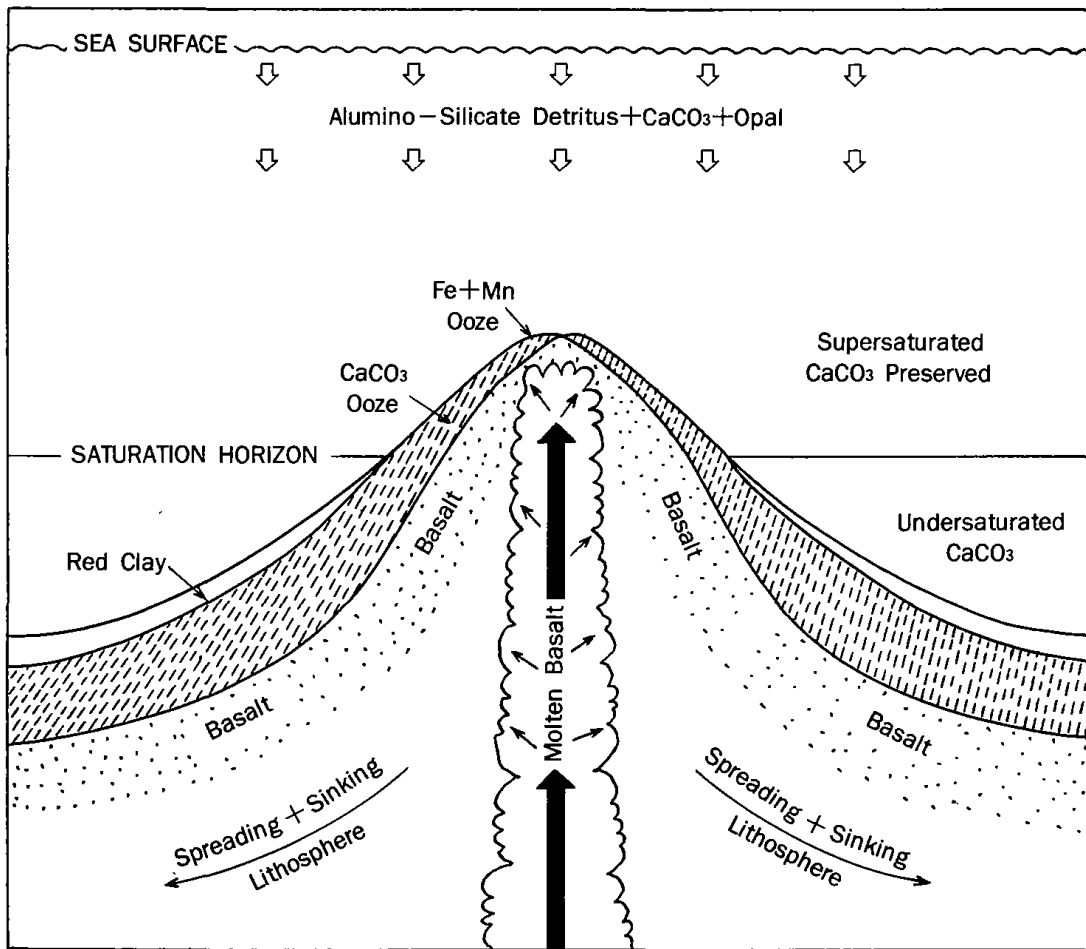


그림 7-7. Sequence of sediment types accumulated by the great lithospheric plates as they move away from the crests of mid-ocean rises. The first sediment to be deposited is iron (Fe) + manganese (Mn) oxide, a product of volcanism. When a point a few kilometers away from the crest is reached, the sediment no longer receives volcanic products and is dominated by CaCO<sub>3</sub> falling from the surface. At a point several hundred kilometers from the crest, the plate subsides below the saturation horizon for calcite and CaCO<sub>3</sub> no longer accumulates. Beyond this point, continental detritus and perhaps opal dominate the sediment. A core bored through sediment capped with red clay would encounter buried CaCO<sub>3</sub> and then a thin layer of Fe + Mn-rich sediment before entering the underlying basalt(hard rock).



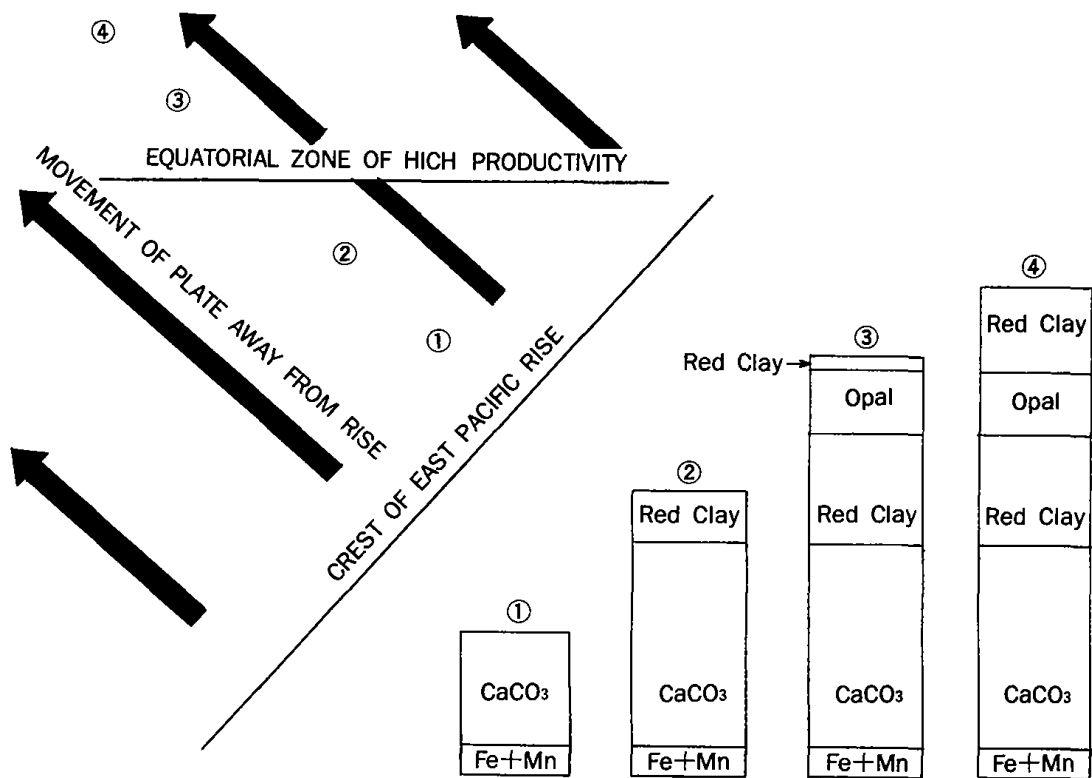


그림 7-8. Sequence of sediments accumulating on a plate which crosses the high productivity equatorial belt in its movement away from a ridge crest. The numbers relate the map locations to the corresponding sedimentary sequences found in borings made at these points.

## 제 8 장 해양과정의 속도 구하는 방법

### 1. 해수 수직 혼합율( $V_m$ )

해수 수직 혼합율을 추정하는 데는 여러가지 방법이 있으나 C-14의 분포로부터 얻을 수 있다. 방사성 동위원소인 C-14는 대기 중에서 생성된다. 그 생성 방법은 다음과 같다. 우주 공간으로부터 온 우주선이 대기 원자들과 충돌하여 원자핵에서 중성자(neutron)를 분리시킨다. 이렇게 생성된 중성자(neutron)들은 쉽게  $N_2$  기체와 충돌(대기의 80%가 질소 기체)하여 N-14 원자핵으로부터 양성자(proton)를 밀어내고 그 자리를 차지한다. 질소 원자핵이 양성자 하나를 잃게 되면 이는 질소 원자가 탄소 원자로 전환되는 것을 의미한다. 이 새 원자의 nucleon의 숫자(중성자 수 + 양성자 수)는 여전히 14이다. 따라서 C-14 원자핵은 불안정하다. 즉 8개의 중성자와 6개의 양성자의 합은 안정적인 것이 될 수 없으며, C-14 원자핵은 스스로 변하여(붕괴) N-14의 안정적인 7-7 배열을 하게 된다. 즉 1개의 중성자(neutron)는 양성자로 바뀌고 원자핵은 N-14의 형태로 되돌아 간다(그림 8-1).

우주선에 의하여 1분 동안 지구 표면의  $1\text{cm}^2$  당 100개의 C-14가 생성된다. 수 천년의 시간 규모에서 지구 표면상의 C-14 함량은 거의 일정하게 유지되어 왔다. 즉 생산된 만큼 방사성 붕괴에 의하여 없어진다. C-14의 특성 중 주목할 것은 C-14 원자가 N-14으로 전자를 방출하면서 붕괴되는 데는 8,200년이 걸린다는 사실이다. 이 정도의 시간규모 동안 대기와 해양의 C는 어느 정도 잘 혼합될 수 있지만 완전히 혼합되지는 않는다. 이 완전히 혼합되지 않는다는 점이 해양학에서 긴요하게 쓰이는 점이다. 즉 C-14 원자의 탄생지 가까운 곳에서는 C-14 함량이 많고 먼 곳에서는 적다(그림 8-3). C-14는 대기에서 생성되므로 C-14/C의 비가 가장 높고 심층수의 순환의 끝인 북태평양 심층수(NPDW)에서 C-14/C 비가 가장 낮다. 해수 중 평균 C-14/C는  $10^{-12}$ 이다. 표층 고온 저장고와 심층 저온 저장고 간의 C-14/C의 차이가 해양의 주 수온약층을 가로질러서 표층 고온 저장고와 심층 저온 저장고 사이의 물의 혼합율을 추정할 수 있게 해준다.

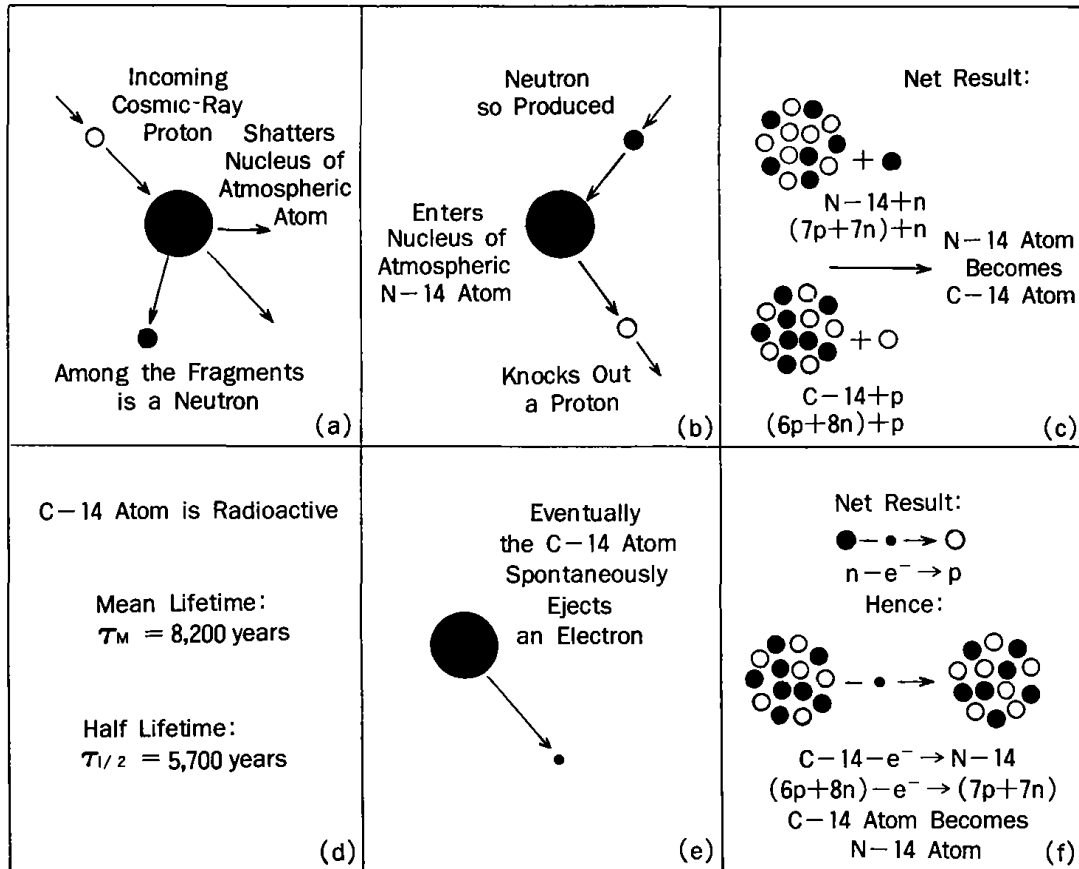


그림 8-1. The "life cycle" of a carbon-14 atom. Created in the atmosphere by the collision of a neutron (produced by primary cosmic-ray protons) with a nitrogen atom, the average C-14 atom "lives" for 8200 years. Its life is terminated by the ejection of an electron which returns the atom to its original form, N-14.

제 1 장에서 사용한 2 상자 모델을 다시 사용하면, 또 C의 대부분은 대기에서 공급되므로, 하천수에 의한 유입을 무시하면 다음과 같다(그림 8-2).

각각에 대한 질량 보존식을 세워보면 다음과 같다.

(1) 물에 대하여

$$V_{\text{upwelling}} = V_{\text{downwelling}} = V_m \quad (1)$$

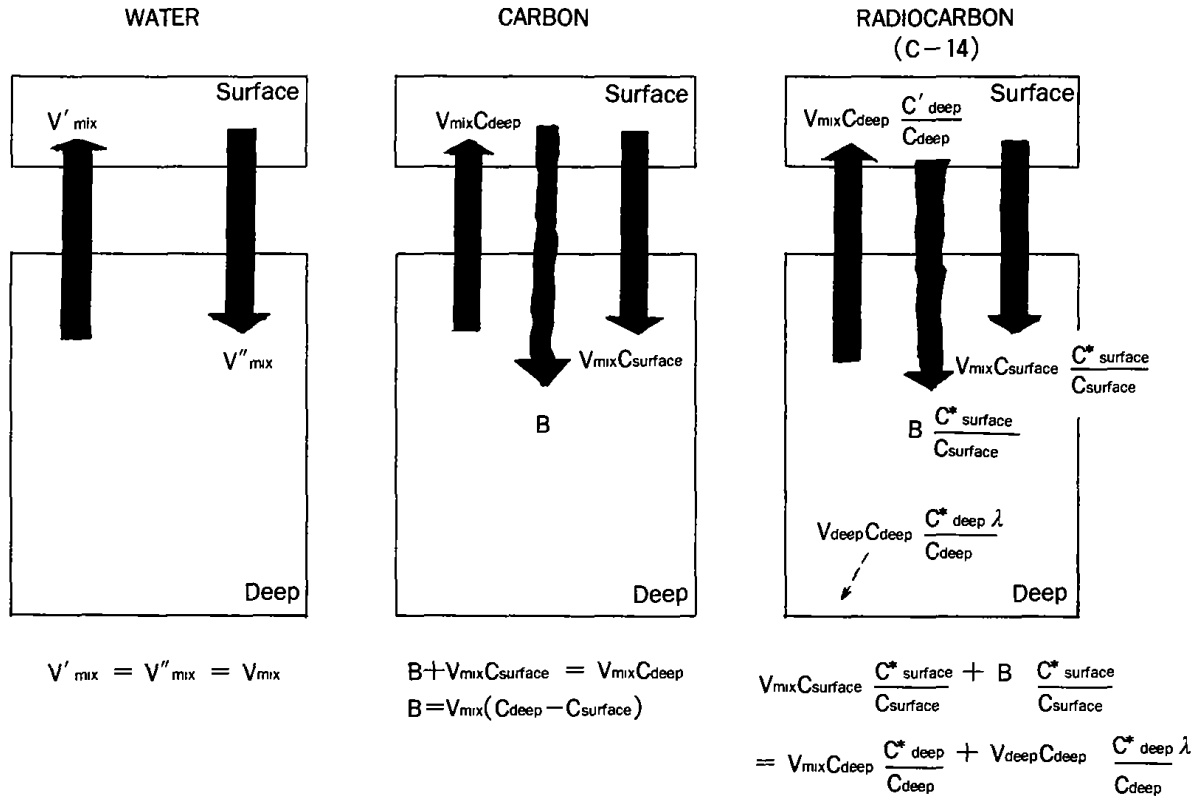


그림 8-2. Two-box model for the cycle of water, carbon, and radiocarbon(C-14) between the surface and deep sea. If the system is at steady state, then the amount of each of these substances entering the deep reservoir must exactly match the amount lost. Although fluxes of carbon and C-14 from rivers and to the sediments should be included, they are so small compared to the other fluxes that they are negligible. The solid arrows represent the fluxes of substances carried by water; the wavy arrows, substances carried by particles. The dashed arrow represents loss by radioactive decay.

(2) 보통 탄소에 대하여

$$V_M C_D = V_M C_S + B \quad (2)$$

$$B = V_M (C_D - C_S) \quad (3)$$

(3) C-14에 대하여

$$V_M C_S \frac{C_S^*}{C_S} + B \frac{C_S^*}{C_S} = V_M C_D \frac{C_D^*}{C_D} + V_M C_D \frac{C_D^*}{C_D} \lambda \quad (4)$$

$C_D$  : 심층 해수에서 소멸되는 양

$V_D$  : 심층 저장고의 부피 (volume of deep water)

(4) 식에서 B (입자 형태 하강 플럭스) 대신에 (3)을 대입하면

$$V_M C_S \frac{C_S^*}{C_S} + V_M (C_D - C_S) \frac{C_S^*}{C_S} = V_M C_D \frac{C_D^*}{C_D} + V_D C_D \frac{C_D^*}{C_D} \lambda$$

$$V_M C_D \frac{C_S^*}{C_S} = V_M C_D \frac{C_D^*}{C_D} + V_D C_D \frac{C_D^*}{C_D} \lambda$$

정리하면

$$V_M \frac{C_S^*}{C_S} = (V_M + \lambda V_D) \frac{C_D^*}{C_D}$$

$$V_M \left( \frac{C_S^*}{C_S} - \frac{C_D^*}{C_D} \right) = \lambda V_D \frac{C_D^*}{C_D} \quad (5)$$

여기서  $V_D = h$  (평균 깊이)  $\times$  표면적 ( $A_{ocean}$ )으로 대치하면

$$V_M = \frac{\lambda h A_{ocean}}{\frac{C_S^*/C_S}{C_D^*/C_D} - 1} \quad (6)$$

(6)에  $\lambda = 1/8,200 \text{ yr}^{-1}$ ,  $h = 3,200 \text{ m}$ , 태평양에서의  $\frac{C_S^*/C_S}{C_D^*/C_D} = 1.19$ 의 자료를 이용하면  $V_M = 200 \text{ cm/yr} \cdot A_{ocean}$ 이 된다. 심층 저장고의 평균 깊이는 3,800m이므로, 매년 2m 두께의 물이 표층 저장고와 심층 저장고 사이를 교환하므로 해수의 평균 체류 시간은  $3,200/2 = 1,600 \text{ yr}$ 이다.

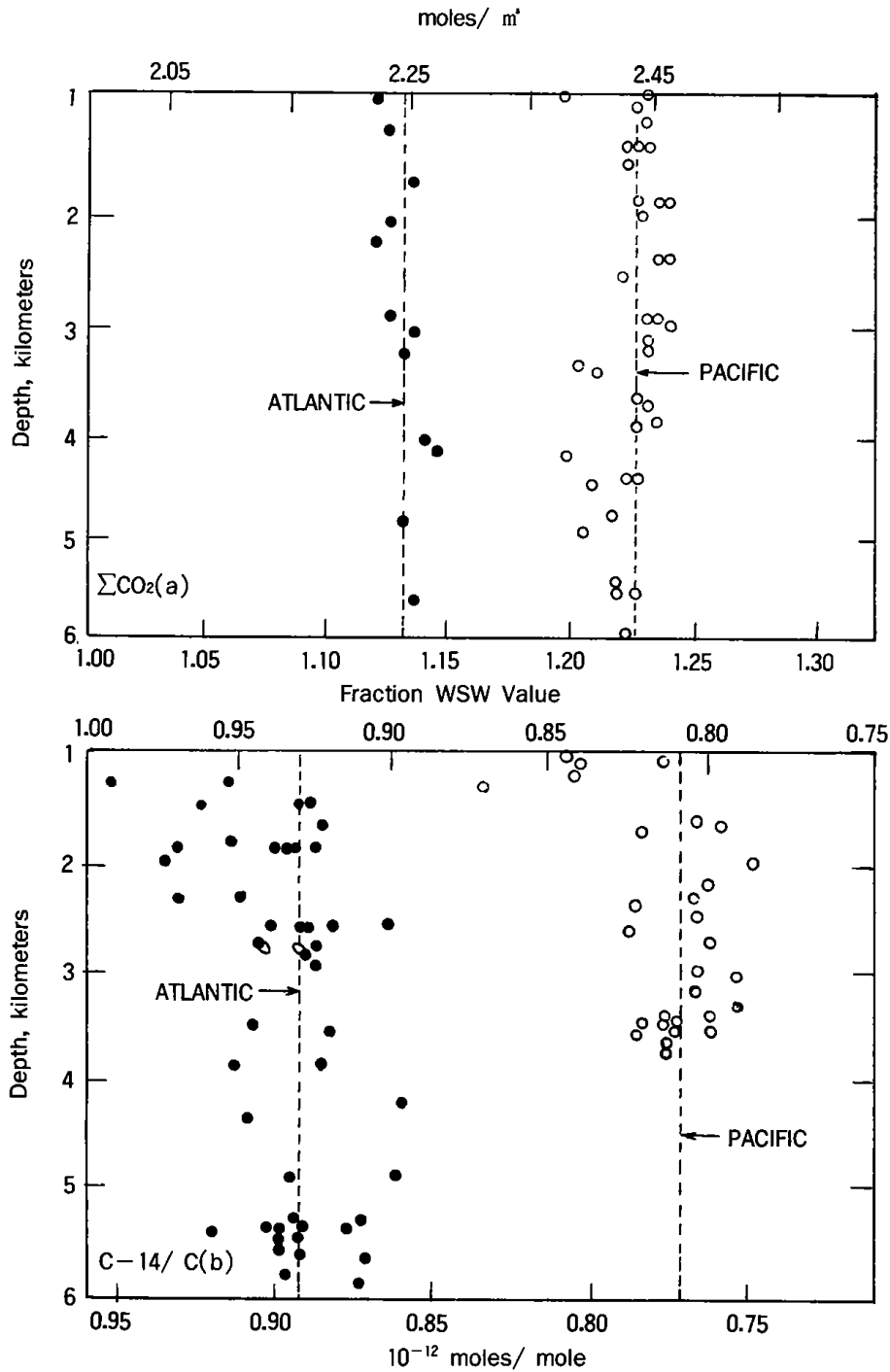


그림 8-3. Total dissolved carbon (a) and C-14/C ratio (b) results for samples from the deep Atlantic (solid symbols) and from the deep Pacific (open symbols) as a function of depth below 1000 meters. The results are given as fractions of the value for warm surface water as well as in concentration units. Note that  $\Sigma\text{CO}_2$  values increase to the left while those for the C-14/C decrease to the left. Pacific Deep Water has a 23 percent higher total dissolved carbon content than warm surface water, but its carbon has a 19 percent lower C-14 content.

## 2. 해양으로의 하천수 총 유입량( $V_R$ )

$V_R$ 은 직접 해양으로 유입되는 하천 입구에서 유량을 측정하여 이를 합하여 얻는다. 간접적으로는 대륙에서의 평균 강수량 (70 cm/yr), 이 중 증발되고 남아서 바다에 도달하는 비율(약 25%), 그리고 지표면에서 대륙과 해양의 표면적비(3 : 7)를 이용하여 추정할 수 있다.  $70 \text{ cm/yr} \times 0.35 \times 3/7 = 10.5 \text{ cm/yr}$  즉 총 하천 유입량을 해양 전 표면에 고르게 나누면 1년에 10cm 가량이다.

$$\text{따라서 } \frac{V_R}{V_M} = \frac{10 \text{ cm/yr}}{200 \text{ cm/yr}} = \frac{1}{20} \text{ 이 된다.}$$

## 3. 탄산칼슘 ( $\text{CaCO}_3$ ) 하강율 예측

$V_M$ 을 추정한 모델을 사용하면  $\text{CaCO}_3$  하강률 (rain rate)을 계산할 수 있다. 심해저가  $\text{CaCO}_3$  포화 평형 수심보다 깊은 곳에서는  $\text{CaCO}_3$  하강률이  $\text{CaCO}_3$  용해율이 된다. 수괴의 alkalinity와  $\Sigma \text{CO}_2$  함량 변화로부터 유기물 조직의 형태로 고정된 C2 몰에 대하여 1 몰의 탄소는  $\text{CaCO}_3$  형태로 고정이 된다. 따라서  $\text{CaCO}_3$  형태로 하강하는 입자성 탄소  $B_{\text{caco}_3}$ 의 총 입자 탄소 중의 비는 1/3이다.

$$\text{즉 } B_{\text{caco}_3} = 1/3 B.$$

$$\text{앞에서의 } B = V_M(C_D - C_S)$$

$$\begin{aligned} B_{\text{caco}_3} &= 1/3 V_M(C_D - C_S) \\ &= 1/3 \cdot 2 \text{ m}^3 / \text{m}^3 (2.45 - 2.15) \text{ moles} / \text{m}^3 \\ &= 0.20 \text{ mole m}^{-2}\text{yr}^{-1} \text{ 이다 (20 g / cm}^2\text{/10}^3\text{yrs)}. \end{aligned}$$

즉 매년 이 만큼의  $\text{CaCO}_3$  입자가 하강하여 심층 저장고에서 녹는다. 그러나 mixing model은 심층 저장고에서 용해되는  $\text{CaCO}_3$  양만을 제공해 주며 해저에 쌓이는 양이 얼마인가는 말해 주지 않는다. 따라서 전체 표층에서  $\text{CaCO}_3$  생성률을 알기 위해서는 심층 저장고에 용해되는  $\text{CaCO}_3$  양에다가 해저에 쌓이는  $\text{CaCO}_3$  함량을 더하면 된다. 여기서 red clay(적점토)가 쌓이는 곳(해저 표면적의 80%)에 내리는

CaCO<sub>3</sub> 입자는 전부 용해되고 CaCO<sub>3</sub>가 풍부한 퇴적층에 내리는 CaCO<sub>3</sub>는 전부 쌓이는 것으로 가정하면, CaCO<sub>3</sub> 전체 생산률은

$$2.5 \text{ g/cm}^2 / 10^3 \text{ yrs} \div 0.8 = 2.5 \text{ g/cm}^2 / 10^3 \text{ yrs}$$

가 된다. 즉 해양 표층 1 cm<sup>2</sup> 당 2.5 g의 CaCO<sub>3</sub>가 1,000년 동안에 생성되며 이 중 2.0 g은 같은 기간 동안에 불포화 심층수에서 용해되고 나머지 0.5 g은 과포화 심층수 해저에 쌓인다(그림 8-4).

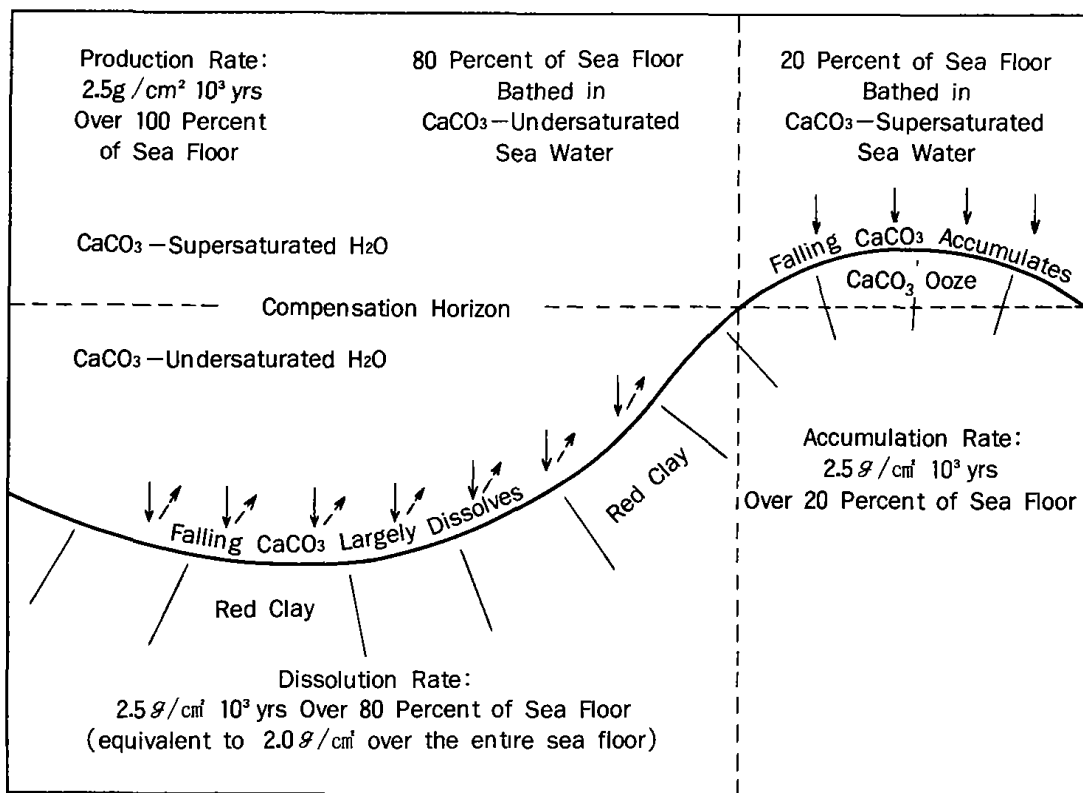


그림 8-4. Cycle of CaCO<sub>3</sub> in the sea. Organisms generate CaCO<sub>3</sub> at a fairly uniform rate over the sea surface. About 20 percent of this CaCO<sub>3</sub> falls onto portions of the sea floor projecting above the saturation horizon and is preserved in the sediments. The remainder falls into undersaturated water and largely dissolves. The model predicts that for each square centimeter of sea floor 2.5 grams of CaCO<sub>3</sub> fall from the surface every 1000 years. Since 80 percent of this dissolves, the deep sea receives an average of 2.0 grams of CaCO<sub>3</sub> every 1000 years for each square centimeter of ocean surface. The model also predicts that where the sea floor projects above the saturation horizon, the accumulation rate should be 2.5 g/cm<sup>2</sup> 10<sup>3</sup> yrs.



#### 4. 해저 퇴적물의 퇴적 속도

해저에 쌓이는 물질의 퇴적 속도를 구하는 방법은 C-14, Th-230과 Pa-231, K-40과 Ar-40 등의 방사능 핵종의 분포에 의한 절대 연령 측정 방법과 연대가 알려져 있는 퇴적층서의 위치를 비교함으로써 얻는 상대적인 퇴적 속도 측정 방법이 있다. 상대적인 퇴적물 연령 측정에는 고자기 역전(magnetic polarity reversal), 동물군 변화 (faunal changes), 기후 변화 (CaCO<sub>3</sub> 함량 변화, 0-18/0-16의 비 변화) 등을 이용한다.

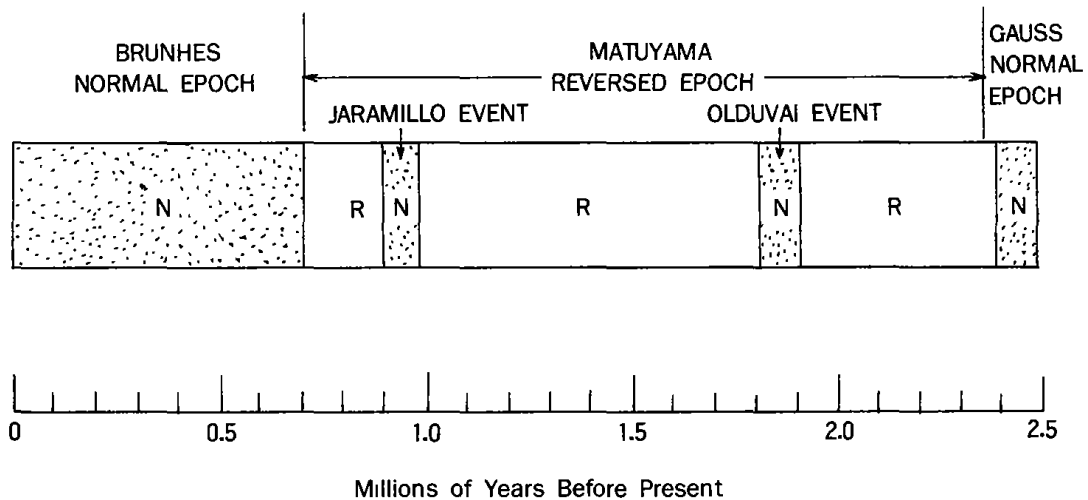


그림 8-5. The time sequence of magnetic reversals as determined by the potassium-argon dating of volcanic rocks. The shaded areas marked N (normal) indicate times when the magnetic field had the same polarity it does today, and the open areas marked R (reversed) indicate times when it had the opposite polarity. Long intervals of time dominated by either normal or reversed polarity are called magnetic epochs and are named after scientists who made important contributions to the field of magnetism. Brief intervals of opposite polarity within these epochs are called events and are named after the localities at which they were discovered.

#### 4.1 방사능 탄소 연대 예측

유공충 (foraminifera) 껍질과 coccolith 조직은 해양의 표층에서 형성될 때 C-14 원자를 보통 C-12 원자와 함께 흡수한다. 따라서 CaCO<sub>3</sub> 형성시의 C-14/C-12의 비는 10<sup>-12</sup> 으로 주위 해수의 C-14/C-12 비와 같다. 그러나 일단 CaCO<sub>3</sub>가 형성 되면 CaCO<sub>3</sub>의 C는 주위 해수로부터 고립되게 된다. 따라서 CaCO<sub>3</sub>에 함유된 C-14 함량은 시간이 지남에 따라서 저절로 붕괴되어 N-14으로 변해간다. C-14의 반감기가 5,700년이므로 5,700년이 경과하면 C-14의 원래 함량의 1/2로 줄어들게 된다. 일반적인 측정 방법에서는 원래 C-14 함량의 1% 이하가 되면 이보다 오래된 시료는 오염 때문에 믿을 수 있는 자료를 얻기 힘들다.

C-14 연대 측정은 먼저 해수에서의 C-14/C의 비가 껍질이나 조직 형태의 CaCO<sub>3</sub> 형성 당시나 현재나 같다는 것을 가정한 뒤, 아래와 같이 구해진다.

$$\left( \frac{C-14}{C} \right)_{\text{현재 shell 내부}} = \left( \frac{C-14}{C} \right)_{\text{형성 당시 해수 (현재)}} e^{-\lambda t}$$

여기서  $\lambda$ 는 C-14의 붕괴 상수 (decay constant)이고,  $t$ 는 경과시간이다.

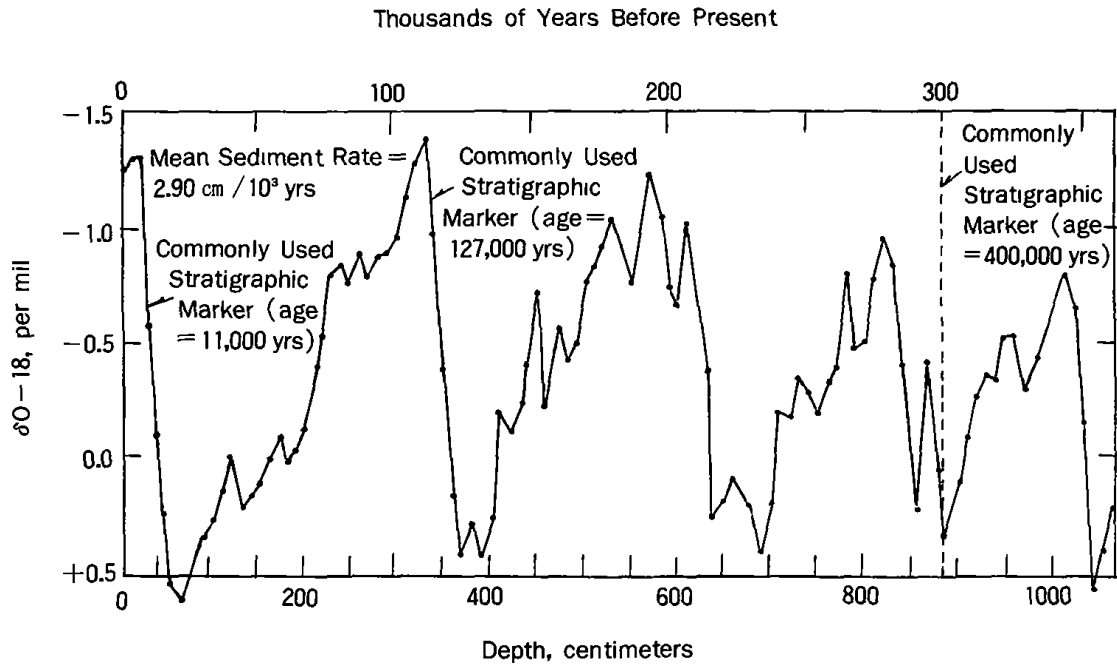


그림 8-6. Changes in the O-18/O-16 ratio in the CaCO<sub>3</sub> of shells of the planktonic species of foraminifera *Sacculifer* with depth in deep sea core P6304-8, taken by the Miami University research vessel Pilsbury in the Caribbean Sea. The lower the O-18/O-16 ratio, the warmer the climate at the time the shell grew. The sharp changes in O-18 content at 40 and 350 centimeter depths in the cores represent the rapid warmings which heralded the end of the last two periods of large scale glaciation. The most recent of these events has been dated by the C-14 method to be 11,000 years in age; the other has been dated by the Th-230 and Pa-231 methods to be 127,000 years in age. These sudden climatic changes imprint themselves on deep sea cores over a broad expanse of the sea floor, not only through an O-18 change but also in a variety of other ways, and provide very useful stratigraphic markers.  $\delta O-18$  is the difference (given as parts per thousand) between the O-18/O-16 ratio in the foram sample and the O-18/O-16 ratio in Cesare Emiliani's laboratory standard.

## 4.2 U계열 연대 측정

U-238과 U-235의 딸핵종인 Th-230과 Pa-231에 의한 연대 측정이다. U-238과 U-235는 별의 내부에서 수소에 의하여 생성되고 별이 폭발하여 우주 공간에 흩어져서 우주 먼지 (galactic dust)나 기체 구름 (gas cloud)으로 흩어져 있다가 이들이 뭉쳐져서 태양계가 45억년 전에 생성되면서 함께 지구 상에 존재하게 된 것이다. U-238은 불안정하여 그 생성 이후에 계속적으로 붕괴하여 왔다 (그림 8-7).

Element	U-238 Series						
Neptunium							
Uranium	U-238 $4.49 \times 10^9$ yrs		U-234 $2.48 \times 10^5$ yrs				
Protactinium		Pa-234 1.18 min					
Thorium	Th-234 24.1 days		Th-230 $7.5 \times 10^4$ yrs				
Actinium							
Radium			Ra-226 1622 yrs				
Francium							
Radon			Rn-222 3.825 days				
Astatine							
Polonium			Po-218 3.05 min		Po-214 $1.6 \times 10^4$ sec		Po-210 138.4 days
Bismuth				Bi-214 19.7 min		Bi-210 50 days	
Lead			Pb-214 26.8 min		Pb-210 21.4 yrs		Pb-206 stable lead (isotope)
Thallium							

그림 8-7. The decay chains of the three long-lived alpha particle emitting radioisotopes found on the earth. The half-life of each of the "daughter" products formed is given. The vertical arrows represent alpha particle emissions and the diagonal arrows represent electron emissions. In addition to Th-230 and Pa-231, which are used for

Th-232 Series				U-235 Series			
				U-235 $7.13 \times 10^8$ yrs			
				↓	Pa-231 $3.25 \times 10^4$ yrs		
Th-232 $1.39 \times 10^{10}$ yrs		Th-228 1.90 yrs		Th-231 25.6 hrs		Th-227 18.6 days	
↓	Ac-228 6.13 hrs	↓			Ac-227 22.0 yrs	↓	
Ra-228 6.7 yrs		Ra-224 3.64 days				Ra-223 11.1 days	
		↓				↓	
		Rn-220 54.5 sec				Rn-219 3.92 sec	
		↓				↓	
		Po-216 0.158 sec		Po-212 $3.0 \times 10^{-7}$ sec		Po-215 $1.83 \times 10^{-3}$ sec	
		↓	65%	↓		↓	
		Bi-212 60.5 min		Bi-211 2.16 min		Bi-211 2.16 min	
		↓		↓		↓	
		Pb-212 10.6 hrs		Pb-208 stable lead (isotope)		Pb-211 36.1 min	
		↓	35%	↓		↓	
		Tl-208 3.1 min				Tl-207 4.79 min	
							Pb-207 stable lead (isotope)

Institute of Marine Science University of Alaska

dating sediments, we will see in Chapter 6 that Ra-226 and Rn-222 in the U-238 series and Ra-228 and Th-228 in the Th-232 series are important indicators of the rates of processes taking place within the sea. Each series ends with a stable isotope of lead.

U-238 원자의 평균 수명 (mean life time) 이 70억년이나 되어서 아직 상당히 많은 양이 태양계에 남아 있다. U-238은 8개의  $\alpha$  입자 (He 입자, 2개 중성자, 2개 양성자)와 8개의 전자를 방출하면서 붕괴하여 안정한 Pb-206으로 된다. 이 붕괴의 중간 단계에서 가장 흥미를 끄는 것은 Th-230이다. 이 Th-230은 반감기가 75,000년이어서 수 십만년 단위의 연대 측정에서는 매우 이상적인 동위원소이다. 특히 Th이 해저 퇴적물의 퇴적 속도를 재는 데 적절한 이유는 U은 해수 중에 매우 잘 녹아서 해수 중의 농도가 지각 암석에서보다 높으나 Th은 해수 중에서 매우 반응성이 커서 일단 해수 중에 U-238의 붕괴에 의하여 생성되면 해수 중의 입자성 물질에 흡착되어서 수 개월 내에 해수로부터 제거된다. 즉 이러한 모핵종(U-238)과 딸핵종(Th-230)의 분리가 U 연대 측정의 기본원리이다. 해저에 퇴적되는 입자에 흡착된 Th-230은 해저에서는 해수 중의 U-238로부터 고립되므로 시간이 경과함에 따라서 서서히 붕괴하여 그 함량이 적어진다.

$$A_z = A_0 e^{-\lambda t} \quad (1)$$

$A_z$  : 퇴적 물질이 z깊이에서의 함유하는 Th-230양

$A_0$  : 퇴적물 표층에서의 Th-230의 함량

$\lambda$  : Th-230의 붕괴 상수

t : 해저에 퇴적물이 도달하고 나서 경과한 시간

그러므로  $t = z/w$  이다. z는 퇴적물 깊이, w는 퇴적 속도(m/yr)이다. 식 (1)의 양 변에 자연 대수를 취하면

$$\begin{aligned} \ln A_t &= \ln A_0 - \lambda t \\ &= \ln A_0 - \lambda z/w \text{ 이다.} \end{aligned}$$

퇴적물의 Th-230의 함량의 대수를 취하여 x축에 놓고 퇴적물의 깊이 z를 y축에 도표화시키면 직선의 기울기는  $\lambda/w$ 가 된다. 이로부터 퇴적 속도를 구한다. 그러므

로 위의 조건을 만족시키는 해저 퇴적물 시료에서만 이러한 방법을 이용하여 연대 측정을 할 수가 있다. 즉 해저면에 퇴적물이 쌓이는 속도와 Th-230 원자가 해저에 쌓이는 퇴적물에 흡착되는 속도가 시간에 따라서 변하지 않아야 한다.

Pa-231 (반감기 34,000년)은 U-235 (반감기 7억년)의 딸핵종이고 해수 중에서 Th-230과 마찬가지로 매우 난용성이기 때문에 U-235로부터 생성되자마자 곧 해수 중 입자에 흡착되어 해저에 퇴적되게 된다. 따라서 해저 퇴적물 기둥의 각 깊이에서 Pa-231의 함량을 측정하여 위의 식을 이용하여 퇴적물 깊이와 농도와의 관계식에서 퇴적 속도를 구한다(그림 8-8).

현재의 분석방법으로는 Th-230은 400,000년 까지, Pa-231은 150,000년 까지의 연대 측정에 효과적으로 적용되었다. 이 범위를 벗어나면 시료의 오염 초과 때문에 믿을 만한 결과를 얻기 힘들다.

### 4.3 K-Ar 법

400,000년 이전의 퇴적물의 연대를 측정하기 위해서는 K-Ar 법이 많이 사용된다. K-40도 항성(별)에서 생성된 것으로 지구 생성시 지구에 흡수되었다. 반감기는 10억년이다. K-40의 방사능 붕괴는 특이하여 90%는 Ca-40으로 나머지 10%는 Ar-40으로 붕괴되는데 연령 측정용으로는 이 Ar-40이 쓰인다.

그 원리는 다음과 같다. 뜨거운 마그마가 지상으로 분출하여 광물의 결정을 이룰 때 즉 화산암을 형성할 때 모든 기체는 광물 결정으로부터 추출되어 광물 내에 더 이상 존재하지 않게 된다. 따라서 화산암의 탄생 초기에는 Ar-40이 존재하지 않는다. 시간이 지남에 따라 K-40은 Ar-40으로 붕괴하기 때문에 광물 속에 갇힌 Ar-40과 K-40의 함량비를 측정하면 이 광물이 생성 후 얼마나 많은 시간이 경과한 것인지 알 수 있게 된다.

그러나 심해저에 존재하는 대부분의 K-함유 광물은 육성기원이어서 해저에 퇴적될 당시에 형성된 것이 아니다. 또 심해저에 화산재가 흔하게 쌓여 있는 것은 아니다. 실제 K-Ar 법의 주요한 응용분야는 지자기 역전(magnetic reversal)의 연대

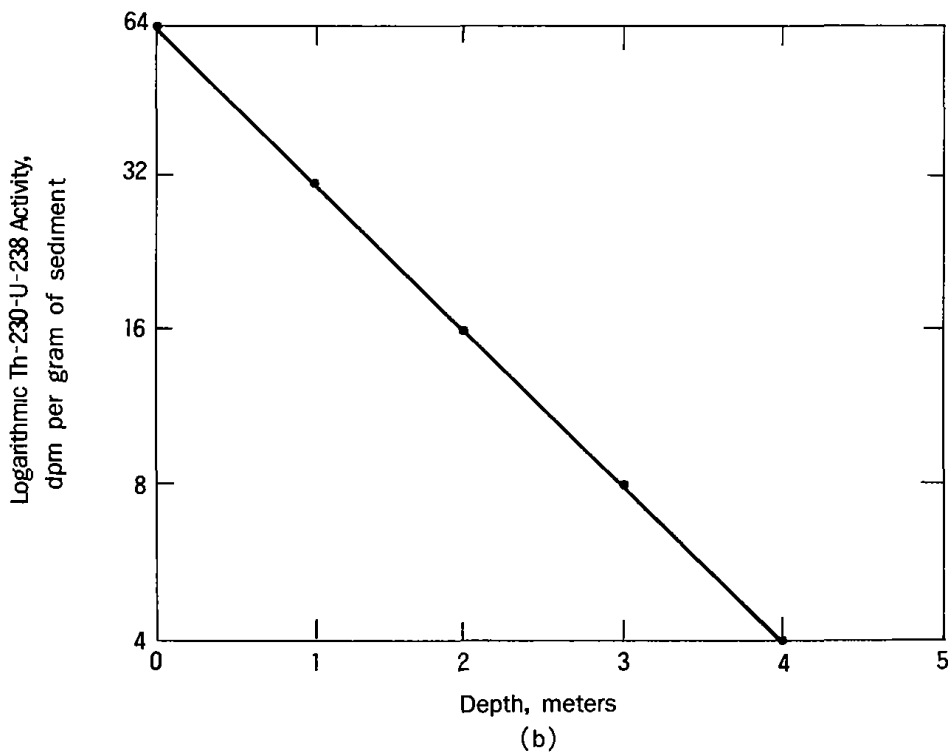
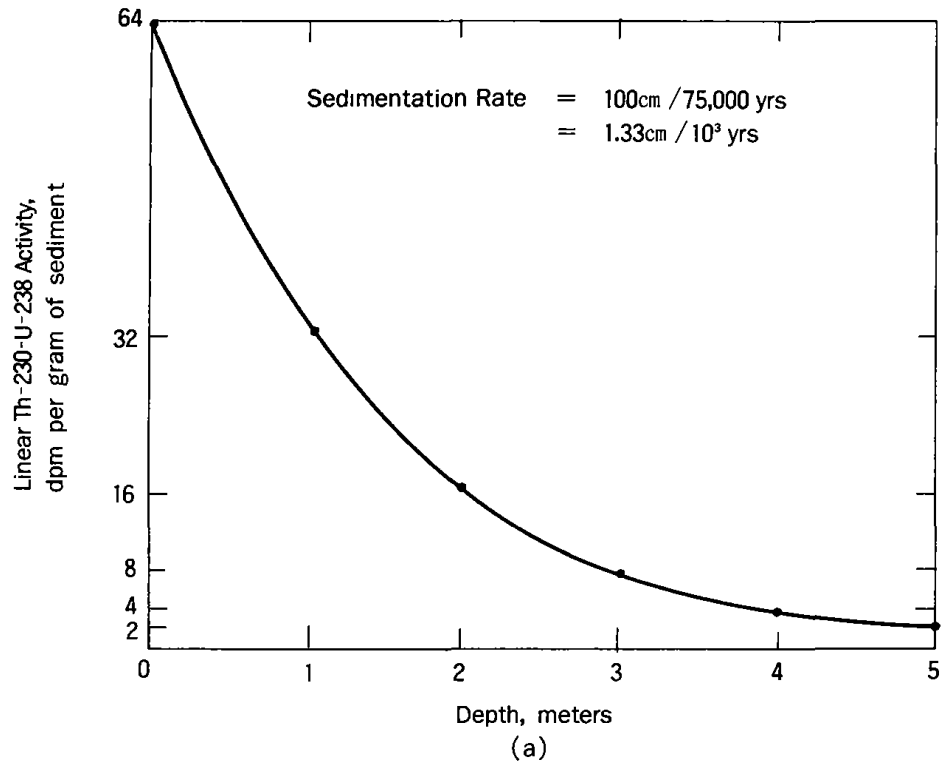


그림 8-8. The distribution with depth of excess Th-230 in an ideal core with a constant sedimentation rate of  $1.33\text{ cm}/10^3\text{ yrs}$  and a constant rate of Th-230 influx. In such a core, the amount of excess Th-230 shows a drop by a factor of 2 for each interval of 100 centimeters penetrated. (This thickness of sediment is deposited in one half-life of Th-230.)



를 확립하는 데 쓰인다. 화산암이 형성될 때에는 Fe-함유 광물이 고결될 때 그 당시 지자기의 북쪽 방향으로 정렬되는 자극화(magnetized) 현상을 일으키기 때문에 과거 수 백만년 전에 형성된 화산암의 지자기 방향을 측정하고 이 암석의 연령을 K-Ar 법으로 추정된다. 심해저 퇴적물 기둥을 깊이 별로 조사해 보면 이러한 지자기 방향의 역전층들이 나타난다. 이 지자기 역전층의 연령을 육지 화산암에서 얻은 절대 연령과 그 외 기후 변동에 따른 상대적인 연령 측정 방법을 동원하여 해저 퇴적물의 퇴적 속도를 결정한다.

## 5. CaCO<sub>3</sub> 퇴적 속도실측과 모델 검증

해저 퇴적물을 채취하여 퇴적 속도, CaCO<sub>3</sub> 함량, 퇴적물의 평균 밀도 자료를 구하여 CaCO<sub>3</sub> 퇴적률을 계산하면 0.8 g/cm<sup>2</sup>/10<sup>3</sup> yrs 이다. 이는 앞에서 본 CaCO<sub>3</sub> 하강률 (rain rate) 2.5 g/cm<sup>2</sup>/10<sup>3</sup> yrs 보다는 적다. 한편 CaCO<sub>3</sub>의 해저 퇴적률은 CaCO<sub>3</sub> 형태로 제거되는 C의 질량 보존을 계산해 봄으로써 구할 수 있다. 앞에서 2상자 모델을 그대로 적용하면 유입 Ca량은 해저에 퇴적되는 Ca량과 같아야 한다. 유입 Ca량은  $V_{RCR}$  이므로 곧 (하천수 총량) × (하천수에서 Ca<sup>2+</sup>의 농도) = (0.10 A<sub>ocean</sub>) × (0.10 moles/m<sup>3</sup>) = 0.010 A<sub>ocean</sub> moles m<sup>-2</sup>yr<sup>-1</sup> 이다. 해저에 CaCO<sub>3</sub> 형태로 퇴적되는 Ca<sup>2+</sup>의 양은 (CaCO<sub>3</sub> 퇴적률) × (CaCO<sub>3</sub>가 쌓이는 해저 면적) = (0.08 mole/m<sup>2</sup>yr) × (0.2 A<sub>ocean</sub>) = 0.016 A<sub>ocean</sub> moels/m<sup>2</sup>yr 이다. 여기서 보이는 차이들은 비교적 서로 근사한 값으로서 해양과정이 정상상태(steady state)에 놓여 있고 이 2상자 모델이 자연 상태를 비교적 근사하게 재현하고 있음을 의미한다.

## 제 9 장 해수 중 용존 기체

해양의 표층은 대기와 상호작용하고 있다. 제 1 장에서 해양수의 화학조성을 논의할 때 용존기체는 그 대상에서 제외시켰다. 왜냐하면 용존기체는 입자의 형성과 분해 및 용해에 관련되어 있을 뿐만 아니라 대기와의 상호작용하고 있기 때문이다.

해수 중에 녹아 있는 기체는 불활성 기체(He, Ne, Ar, Kr, Xe, Rn) 외에  $N_2$ 를 많이 함유하고 있다. 질소 기체는 토양이나 자연수에서  $NO_3^-$ 로부터 생성(탈질소화, denitrification)되거나  $NO_3^-$ 로 변화(nitrification)되기도 하지만 거의 불활성 기체 처럼 행동한다. 한편 이산화탄소( $CO_2$ )와 산소( $O_2$ )는 해양의 입자 형성과 파괴의 여러 해양과정에 깊숙히 관련되어 있다. 수괴가 일단 해양의 표층을 떠나서 심층으로 이동하게 되면 미생물이나 동물의 호흡에 의하여 산소가 계속적으로 소모되므로 해양학자들은 이를 이용하여 해수 순환 추적자로 사용하여 왔다.  $CO_2$ 는 다른 기체와는 달리 해수에 녹아서  $HCO_3^-$  와  $CO_3^{2-}$  이온을 형성한다. 표층수에서의  $CO_2$  농도는  $\Sigma CO_2$ 의 1/200에 지나지 않는다. 이러한  $CO_2$ ,  $HCO_3^-$ ,  $CO_3^{2-}$  이온 간의 화학 반응으로 인해 해양이 대기의  $CO_2$  함량을 결정짓게 되는 것이다. 그러나 다른 기체들은 Rn을 제외하고는 총량 중 95%가 대기 중에 존재하기 때문에 대기가 해수에 녹아 있는 기체농도를 결정한다.

해양의 표층에서의 용존 기체 함량은 표층 바로 위의 대기에서의 그 기체분압과 온도에 의하여 결정이 된다. 지구 상의 표층 해양의 상층 대기는 기체 화학조성이 거의 일정하고( $\pm 2\%$ ) 분압도 거의 같다. 모든 심층수는 과거에 한번은 표층 해양에 노출되어 대기와 접촉한 적이 있다. 이 때 그 수괴는 모든 기체에 대하여 평형을 이루고 있게 된다.  $CO_2$ ,  $O_2$ , He를 제외하고는 모든 심층수가 형성 당시(대기와 접촉 당시)의 수온과 대기 조성에 따른 평형농도를 유지하고 있다.

## 1. 해수에서의 기체 용해도

해수 중에 녹아 있는 기체의 용해도는 각 기체의 분자량과 온도에 따라서 다르다(표 9-1). 기체의 용해도는 분자량이 증가하면 증가한다. 즉 무거운 기체는 가벼운 기체보다 해수에 녹기 쉽다. 여기서 용해도는 각 1atm의 기체, 24°C에서 물에 녹는 양을 나타낸 것이다.

표 9-1. 표준 기체의 용해도와 대기-해수 간의 분배 계수

기 체	분 자 량 g/mole	용 해 도 ( $10^{-3}$ moles/kg)		부피 분배 계수 (air/water)24°C
		0°C	24°C	
He	4	0.34	0.32	135
Ne	20	0.44	0.37	116
N <sub>2</sub>	28	0.80	0.51	85
O <sub>2</sub>	32	1.69	1.03	42
Ar	40	1.83	1.13	39
CO <sub>2</sub>	44	6.3	2.9	1.5
Kr	84	3.8	2.1	22
Xe	131	8.4	4.3	10
Rn	222	17.8	8.1	5.4

모든 기체는 온도가 증가하면 용해도가 감소하나 그 감소 정도는 각각의 기체에 따라서 다르다. 예를 들면 0°C에서 24°C로 온도가 변했을 때 He은 10% 정도 용해도가 감소하고 Xe는 거의 2배에 가까운 감소를 보인다.

표 9-2는 표층 해수의 각 기체에 따른 포화 용해도이다. 이는 표준기체의 용해도에 대기 중의 각 기체의 분압을 곱한 것이다.

표 9-2. 표층 해수의 각 기체 평형 농도

기 체	건조 대기 중의 분압 (atm)	평형 농도(moles / kg)	
		0 °C	24 °C
He	$5.2 \times 10^{-6}$	$1.8 \times 10^{-9}$	$1.7 \times 10^{-9}$
Ne	$1.8 \times 10^{-5}$	$7.9 \times 10^{-9}$	$6.7 \times 10^{-9}$
N <sub>2</sub>	0.781	$6.2 \times 10^{-4}$	$4.0 \times 10^{-4}$
O <sub>2</sub>	0.209	$3.5 \times 10^{-4}$	$2.2 \times 10^{-4}$
Ar	$9.3 \times 10^{-3}$	$1.7 \times 10^{-5}$	$1.1 \times 10^{-9}$
Kr	$1.1 \times 10^{-6}$	$4.2 \times 10^{-9}$	$2.3 \times 10^{-9}$
Xe	$8.6 \times 10^{-8}$	$7.2 \times 10^{-10}$	$3.7 \times 10^{-10}$
CO <sub>2</sub>	$3.2 \times 10^{-4}$	$2.0 \times 10^{-5}$	$9.3 \times 10^{-6}$

## 2. 과량 헬륨(He)

심층수에서의 He 함량은 대기의 He 함량과 수온으로부터 추정된 값보다 10% 정도까지 높다. 이 과량분의 He는 지구 내부로부터 누출되어 나오는 것이다. 이러한 발견은 지구 내부가 휘발성분을 계속하여 누출시키고 있다는 증거이다. 이 누출속도 (degassing rate)를 측정할 수 있어서 지구의 대기, 해양, 지각의 기원에 대한 이론의 발전에 크게 도움을 준다. 지구 상에 존재하는 He의 동위원소는 질량 4인 He-4(양성자 2 + 중성자 2)와 질량 3인 He-3(양성자 2 + 중성자 1)이다. 지구 상에서 He-4/He-3의 함량비는  $10^6$ 이다. 그러나 가벼운 동위원소인 He-3가 해수 중에 큰 이상농도(anomaly)를 보인다. 이는 수온과 대기에서 추정된 농도보다 30%나 높다. 또 그림 9-1에서 보면 He-3의 최대 과량은 태평양에서 수심 2.5km 지점이다. 이는 해저산맥 정상 깊이와 일치하는 것으로 과량 He이 대양저 확장 열극으로부터 누출되어 나온다는 것을 지시해 준다. 또 이 스며나온 He은 수평방향으로는 매우 빨리 확장되지만 수직방향으로는 매우 느리게 확산된다. 이러한 He-3의

수직, 수평분포로부터 심층수에서의 해수 혼합과정을 이해할 수 있게 된다. 최근의 발견에 의하면 He-3의 확산속을 따라서 Fe 농도(용존 + 입자형태)가 높게 나타나 해저 확장 열곡의 역할이 이해되어 가고 있다.

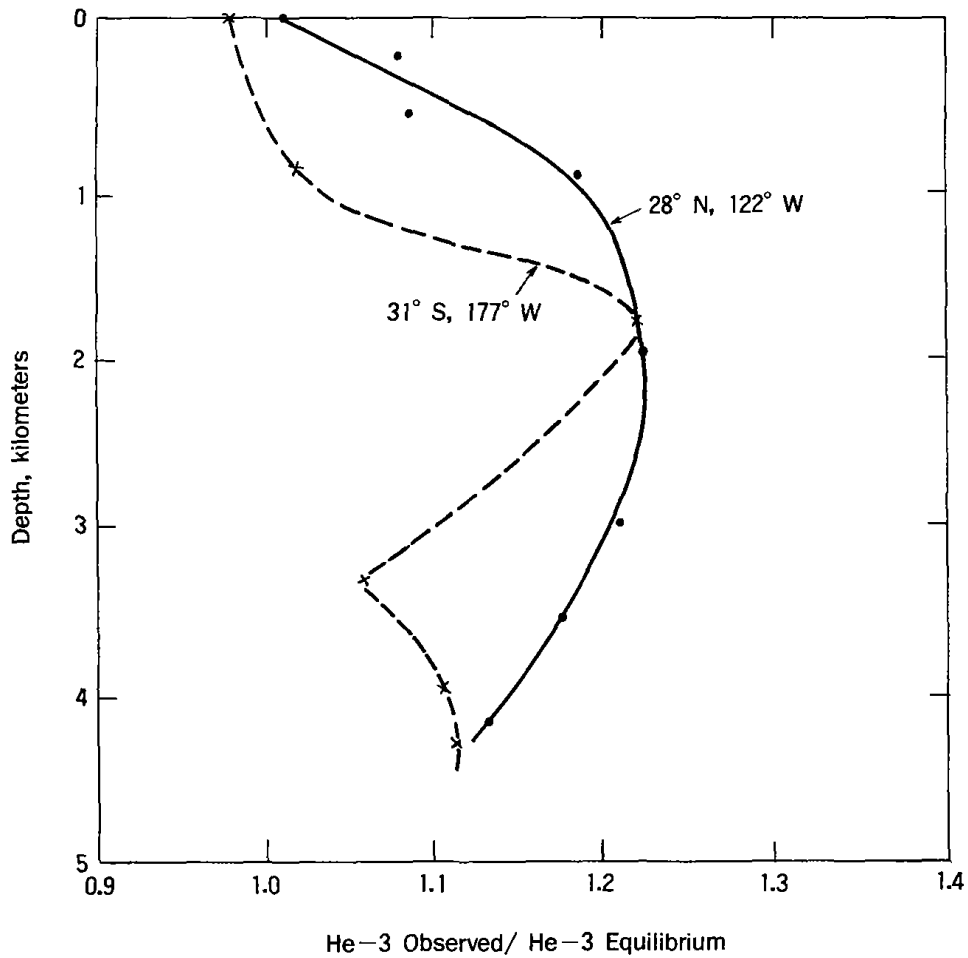


그림 9-1. Excesses of He-3 over that expected at 0°C for equilibrium with the atmosphere at two locations in the Pacific Ocean. (Data based on measurements by W. Brian Clarke and M. A. Beg, McMaster University, on samples collected by H. Craig, Scripps Institution of Oceanography.)

### 3. 표층수의 CO<sub>2</sub> 농도

해수에서는 다음과 같은 반응이 계속하여 일어나고 있다.



이 반응은 해수에서 매우 빠르게 진행되며 화학평형을 이루고 있다. 즉 이 반응의 구성성분은 다음과 같은 법칙을 따른다.

$$K = \frac{[\text{HCO}_3^-]^2}{[\text{H}_2\text{O}][\text{CO}_2][\text{CO}_3^{2-}]} \quad (1)$$

여기서 K는 이 반응의 평형상수이다. 주어진 온도와 압력에서 HCO<sub>3</sub><sup>-</sup> 농도 제곱은 H<sub>2</sub>O, 용존 CO<sub>2</sub>, CO<sub>3</sub><sup>2-</sup> 이온 농도의 곱과 일정한 비를 유지한다. 실제 H<sub>2</sub>O 농도 자체는 이 반응에 의해 영향을 받지 않으므로 (해수는 H<sub>2</sub>O 농도가 54M이나 되고 반응에 참여하는 탄소 화학종은 2×10<sup>-3</sup> M로서 그 차이가 매우 크다), 해수의 용존 CO<sub>2</sub> 농도는 HCO<sub>3</sub><sup>-</sup> 농도 제곱을 CO<sub>3</sub><sup>2-</sup> 이온 농도로 나눈 값에 비례하게 된다.

$$\begin{aligned} [\text{CO}_2] &= \frac{1}{K[\text{H}_2\text{O}]} \frac{[\text{HCO}_3^-]^2}{[\text{CO}_3^{2-}]} \\ &= \frac{1}{K} \frac{(2[\sum\text{CO}_2] - [\text{A}])^2}{[\text{A}] - [\sum\text{CO}_2]} \end{aligned} \quad (2)$$

해수와 평형을 이룬 대기에서의 CO<sub>2</sub> 기체의 분압은

$$P_{\text{CO}_2} = \frac{[\text{CO}_2]}{\alpha} \quad (3)$$

여기서 α는 주어진 온도에서의 해수에서의 CO<sub>2</sub> 용해도이다(표 9-1). 앞의 두 식을 합하면

$$P_{\text{CO}_2} = \frac{1}{\alpha K} \frac{(2[\sum\text{CO}_2] - [\text{A}])^2}{[\text{A}] - [\sum\text{CO}_2]} \quad (4)$$

여기서  $\alpha$ 와  $K$ 는 온도에 비례하므로  $P_{CO_2}$ 도 온도에 영향을 받는다. 평형  $P_{CO_2}$ 는 온도  $1^\circ C$  증가함에 따라 4% 증가한다. 따라서  $24^\circ C$ 의 열대 표층수는 고위도 해역의  $2^\circ C$  표층수보다 무려 3배나 높은  $P_{CO_2}$ 를 가지게 된다. 그러나 대기는 혼합이 매우 빠르므로 그러한 농도 경사는 존재하지 않는다.

만일 잘 혼합된 대기(well-mixed atmosphere)로부터 예측한 평형  $P_{CO_2}$ 보다 고위도 표층수의  $CO_2$  농도가 낮고 저위도 표층수의  $CO_2$  농도가 높다면,  $CO_2$ 는 저위도 표층수에서 대기 중으로 나와서 고위도 표층수로 들어가야 한다. 만약 대기와 표층수 간의  $CO_2$  교환이 표층수 온도가 해류나 계절에 의하여 변화되기 전에 평형에 도달한다면 저위도 표층수의  $CO_2$  과량과 고위도 표층수의  $CO_2$  결핍현상이 제거되고 모든 표층수 간의  $CO_2$  농도는 상부 대기와 평형농도를 이루게 된다.  $\Sigma CO_2$ 는 다음식에 의해 고위도 해역으로 갈수록 증가하게 된다. 즉 식(4)를  $\Sigma CO_2$ 에 대하여 풀면

$$[\Sigma CO_2] = \frac{4[A] - \alpha K P_{CO_2} + \sqrt{(4[A] - \alpha K P_{CO_2})^2 - 16[A]([A] - \alpha K P_{CO_2})}}{8} \quad (5)$$

이다.

한편 표층 해류나 계절에 의한 변화 시간 규모가 대기와 표층수가  $CO_2$  평형을 이루는 시간 규모보다 더 크면,  $\Sigma CO_2$  농도는 위도에 따라 거의 일정하게 유지된다. 이 경우 용존  $CO_2$  기체( $P_{CO_2}$ )는 대기와의 평형 농도보다 고위도 해역에서 낮고 저위도 해역에서 높게 된다.

실제 해양에서의 위 2가지 극단적인 경우의 중간에 위치한다. 표층수의  $\Sigma CO_2$ 와  $P_{CO_2}$ 는 온도에 따라 변한다. 이는 평형에 필요한 시간 규모가 표층수괴가 주어진 온도에 머무르는 시간 규모와 거의 일치한다는 것을 의미한다.

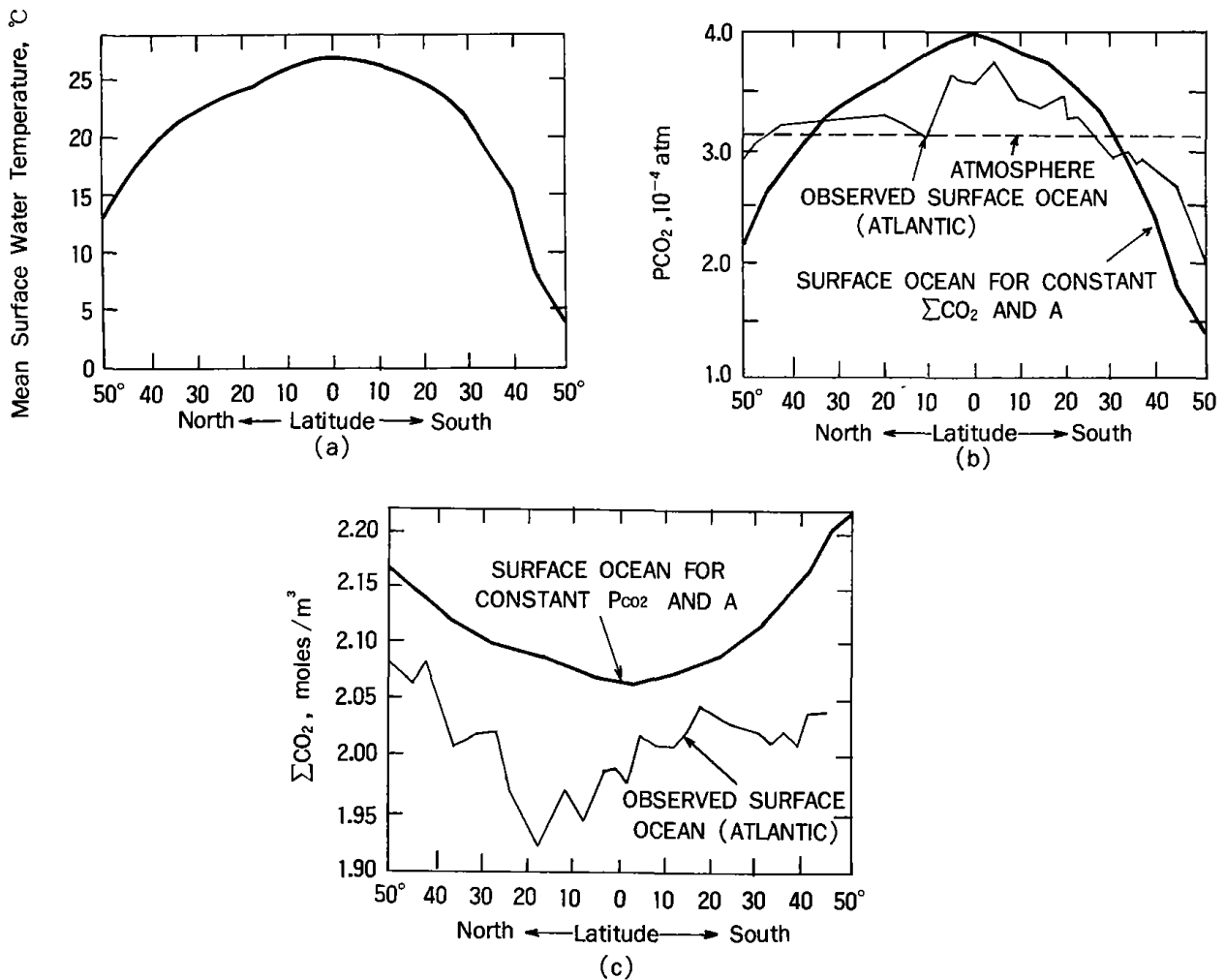


그림 9-2. Latitude dependence of surface water temperature (a),  $P_{CO_2}$  in the air and in the surface ocean (b), and the  $\Sigma CO_2$  content of surface ocean water (c) For comparison, the  $P_{CO_2}$  curve predicted for a uniform surface ocean  $\Sigma CO_2$  content (2.05 moles/m<sup>3</sup>) and the  $\Sigma CO_2$  content curve predicted for a uniform surface ocean  $P_{CO_2}$  ( $3.2 \times 10^{-4}$  atm) are shown by the heavy solid lines in (b) and (c), respectively. If the time available for  $CO_2$  equilibration were long compared to the time necessary to achieve equilibrium, the  $P_{CO_2}$  curve in (b) would be observed. If, on the other hand, the time available for  $CO_2$  equilibration were short compared to the time necessary to achieve equilibrium, the  $\Sigma CO_2$  curve in (c) would be observed.



#### 4. 대기-해양 간의 기체 교환

표층수와 대기 간의 기체 교환 규모를 추정하기 위하여 간단한 모델을 세우기로 한다. 앞에서의 연구 방법과 마찬가지로 자연산 C-14 분포를 이 모델을 검정(calibrate)하는 데 사용하기로 한다.

대기-해양 경계면으로부터 2-3m 두께의 표층수와 대기는 기체 농도가 서로 일정하게 유지되는 것으로 가정한다. 이 두 개의 잘 혼합된 저장고는 “정체막(stagnant film of water)”에 의하여 분리되어 있다. 기체가 이 경계면을 통과하는 방식은 분자확산이다. 분자확산은 방향성은 없으나 농도 경사가 존재하면 고농도 지역에서 저농도 지역으로 이동하게 된다. 따라서 표층수의 기체 농도가 대기의 농도와 평형을 이루고 있지 않으면 이 정체막을 통하여 기체가 이동하게 된다. 이 이동속도는 다음의 요인들에 영향 받는다.

1. 막의 두께(막이 두꺼우면 기체 분자가 통과하는 데 더 시간이 걸린다.)
2. 온도(온도가 높으면 기체 운동이 빨라지고 온도가 낮으면 기체 운동이 느려진다)
3. 농도 경사의 크기(대기 중의 기체 농도와 표층수의 기체 농도 차이가 크면 확산 이동(diffusive transfer)은 더 빠르다.)

그림 9-3는 앞에서 세운 모델에 의한 해양에서의 기체 농도의 수직분포이다. 정체막 근처 하부 표층수에서 농도는 깊이에 무관하게 일정한다. 정체막 정상부분에는 상부 대기에 의하여 기체 농도가 결정이 된다. 막의 최상층 분자층은 대기와 매우 빠른 기체 교환을 하는 것으로 가정하고 상부 대기에서의 기체 분압과 정체 경계막(stagnant boundary film)의 최상부와 최하부 사이에서는 확산(diffusion)이 대기-지배 값(atmosphere-dictated value)으로부터 해수-지배 값(ocean-dictated value)으로 직선 농도 경사를 만든다.

만일 대기의 기체 분압이 막의 최상부에서와 막의 최하부에서 같은 기체 농도를 만들면 평형이 존재하고 기체 순운반(net transfer)은 없게 된다. 즉 표층수로 들어

오는 양만큼 표층수에서 떠난다. 정체막 최상부 층의 기체 농도가 막 하부 표층수에서보다 높거나 낮으면 농도 경사가 생기고 기체가 정체막을 통과하여 운반된다. 이 운반률(transfer rate) 즉 기체 플럭스(flux)는 단위 시간에 표층수의 단위 면적을 통과하여 이동되는 기체량으로 정의된다(moles / m<sup>2</sup> · yr).

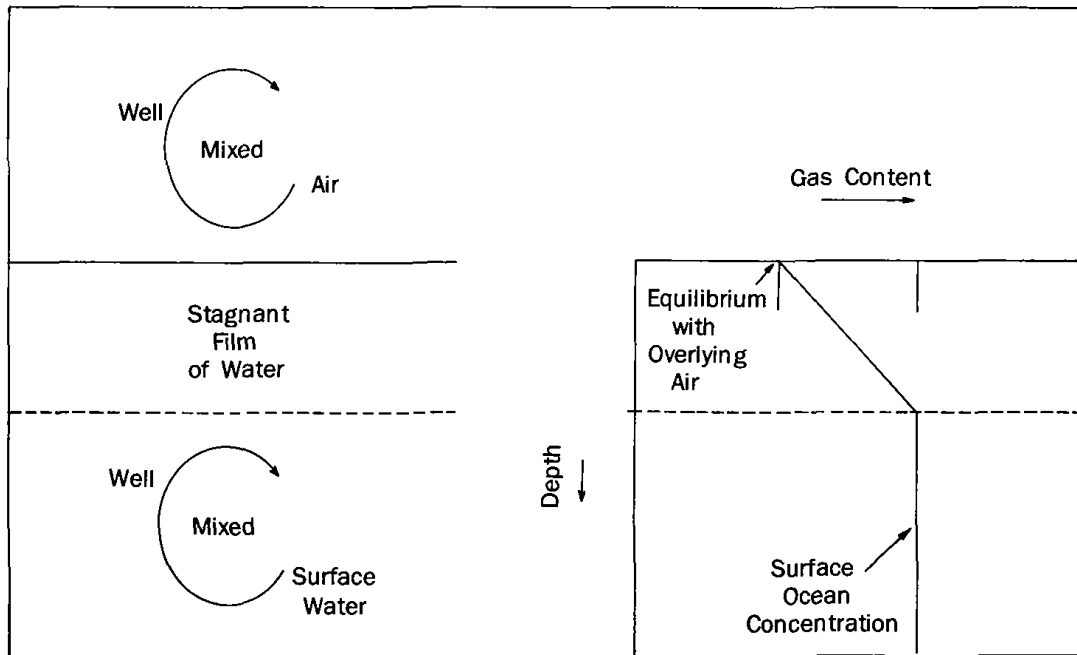


그림 9-3. Gas exchange model. A thin film of "stagnant" water separates the well-mixed overlying air from the well-mixed underlying surface water. Gases are transferred between air and water only by molecular diffusion through this film. The concentration of gas within the film grades from that corresponding to equilibrium with the overlying air at the top to that found in the surface ocean at the base. The film thickness varies inversely with the degree of agitation of the air-water interface. In the ocean, this film averages several tens of microns in thickness(a micron is one millionth of a meter).

확산 물질의 플럭스는 농도 경사에 비례하고 비례상수는 분자 확산 계수(coefficient of molecular diffusion)이다. 농도 경사는 정체 경계막의 최상부와 최하부의 농도차를 정체 경계막의 두께로 나눈 것이다. 그러므로

$$F = D \frac{[\text{gas}]_{\text{top}} - [\text{gas}]_{\text{bottom}}}{Z_{\text{film}}}$$

여기서 F는 기체 플럭스,  $[\text{gas}]_{\text{top}}$ 과  $[\text{gas}]_{\text{bottom}}$ 은 정체 경계막의 최상부와 최하부의 기체량,  $Z_{\text{film}}$ 은 경계층의 두께, D는 분자 확산 계수이다. 수용액에서 대부분의 이온의 확산 속도는 약  $1 \times 10^{-5} \text{ cm}^2 / \text{sec}$  ( $= 3 \times 10^{-2} \text{ m}^2 / \text{yr}$ )이다. 실제 확산 속도는 온도와 기체 종류에 따라 다르다. 정체 경계막의 두께는 바람응력(wind stress)에 의존한다. 즉 표층수가 turbulent하면 할수록 정체막은 더 얇아진다. 정체막의 최상, 최하부 층에서의 농도 차이가 같더라도 막 두께가 얇을수록 농도 경사는 더 커진다. 따라서 대기와 표층 해수 간의 기체 교환은 바람이 세게 불 때가 바람이 약하게 불 때보다 더 크게 일어난다.

표 9-3. 물에서의 여러 기체의 분자 확산 속도

기 체	분자량(g/mole)	분자확산계수( $\times 10^{-5} \text{ cm}^2 / \text{sec}$ )	
		0 °C	24 °C
H <sub>2</sub>	2	2.0	4.9
He	4	3.0	5.8
Ne	20	1.4	2.8
N <sub>2</sub>	28	1.1	2.1
O <sub>2</sub>	32	1.2	2.3
Ar	40	0.8	1.5
CO <sub>2</sub>	44	1.0	1.9
Rn	222	0.7	1.4

대양수에서의 C-14 수직 분포가 해수 수직 혼합 속도( $V_{\text{mix}}$ ) 값을 추정하게 해주었듯이 대기와 표층수 간의 C-14 분포는 정체 경계막 두께  $Z_{\text{film}}$ 을 얻게 해 준다. C-14 사이클은 지구 상에서 장구한 세월 진행되어 왔기 때문에 정상상태(steady state)에 있다고 여겨진다. 다시 말하면 대기-해양계에서는 어느 곳의 C-14 농도도 시간에 따라 변화하지 않는다. 따라서 대기로부터 기체 교환에 의하여 표층수로 유입된 C-14양은 해수 중에서 방사능 붕괴로 사라지는 C-14양과 같다.

$$\text{Input of C-14} = D \frac{[^{14}\text{CO}_2]_{\text{top}} - [^{14}\text{CO}_2]_{\text{bottom}}}{Z_{\text{film}}} \cdot A_{\text{ocean}}$$

C-14은 C-12에 대한 비 ( $C^*/C$ )로서 측정되므로  $^{14}\text{CO}_2$ 를 아래와 같이 표시한다.

$$[^{14}\text{CO}_2]_{\text{bottom}} = (C^*/C)_{\text{surface ocean}} [\text{CO}_2]_{\text{bottom}}$$

$$[^{14}\text{CO}_2]_{\text{top}} = (C^*/C)_{\text{atm}} \alpha^{14}\text{CO}_2 / \alpha\text{CO}_2 [\text{CO}_2]_{\text{top}}$$

여기서  $[\text{CO}_2]_{\text{bottom}}$  과  $[\text{CO}_2]_{\text{top}}$ 은 정체 경계막의 최하부와 최상부의  $\text{CO}_2$  농도이다.  $\alpha^{14}\text{CO}_2 / \alpha\text{CO}_2$ (분자량 46)이 보통  $^{12}\text{CO}_2$  분자(분자량 44) 보다 1.5% 더 잘 녹기 때문에 이에 대한 보정이다. 따라서 정체막의 최상부에서  $^{14}\text{C}/\text{C}$  비는 대기 중의  $^{14}\text{C}/\text{C}$ 비보다 1.5% 더 크다.

표층수와 대기 간에는 보통 이산화탄소 순운반량이 0이므로 (정상상태로 가정하였으므로)

$$[\text{CO}_2]_{\text{top}} = [\text{CO}_2]_{\text{bottom}} = [\text{CO}_2]_{\text{surface ocean}} \text{이다.}$$

그러면

$$\begin{aligned} \text{Input of C-14} = D & \frac{[\text{CO}_2]_{\text{surface ocean}} \cdot A_{\text{ocean}}}{Z_{\text{film}}} \\ & \times \left\{ \frac{\alpha^{14}\text{CO}_2}{\alpha\text{CO}_2} \left( \frac{C^*}{C} \right)_{\text{atm}} - \left( \frac{C^*}{C} \right)_{\text{surface ocean}} \right\} \end{aligned}$$

표층수로 들어오는 C-14 양은 해수 중에서 방사능 붕괴에 의하여 사라지는 양과 같다(정상상태로 가정하였으므로). 매년 해수 중에서 방사능 붕괴에 의하여 사라지는 양을 추정하기 위해서는 전 해양 부피(해양 면적  $A_{\text{ocean}}$ 에 평균 깊이  $h$ 를 곱하고)에 해수 평균  $\Sigma\text{CO}_2$  농도를 곱하여 전체 해수 중  $\text{CO}_2$  양을 알고, 여기에 해수 평균  $^{14}\text{C}/\text{C}$ 를 곱하여 C-14 함량비를 안 뒤, 다시 C-14 원자가 붕괴하는 붕괴상수를 곱하여 얻는다.

$$\text{Loss of C-14} = A_{\text{ocean}} \bar{h} [\Sigma \text{CO}_2]_{\text{ocean}} (C^*/C)_{\text{ocean}} \cdot \lambda$$

Input of C-14 = Loss of C-14이므로

$$Z_{\text{film}} = \frac{D[\text{CO}_2]_{\text{surface}}}{\lambda h [\Sigma \text{CO}_2]_{\text{ocean}}} \frac{\left(1 - \frac{(C^*/C)_{\text{surface}}}{(C^*/C)_{\text{atm}}} \frac{\alpha^{14}\text{CO}_2}{\alpha\text{CO}_2}\right)}{\frac{(C^*/C)_{\text{ocean}}}{(C^*/C)_{\text{atm}}} \frac{\alpha^{14}\text{CO}_2}{\alpha\text{CO}_2}}$$

고온 표층수의 CO<sub>2</sub>의 D는  $3 \times 10^{-2} \text{ m}^2/\text{yr}$ 이고 해양 평균 깊이  $\bar{h}$ 는 3,800 m이다. C-14의  $1/\lambda$ 은 8,200 yrs이다. 표층수의 CO<sub>2</sub> 기체 평균 농도  $[\text{CO}_2]_{\text{surface}}$ 는 0.01 moles/m<sup>3</sup>이고 대양 해수의  $[\Sigma \text{CO}_2]$ 는 2.4 moles/m<sup>3</sup>이다.  $\alpha^{14}\text{CO}_2/\alpha\text{CO}_2$ 는 1.015이다. 표층수에서 C-14/C 비는 대기의 C-14/C 비보다 3.5% 낮다. 마지막에 언급한 <sup>14</sup>C/C비의 측정에서 1%의 오차는  $Z_{\text{film}}$  추정에서 25%의 큰 오차를 가져 오는 가장 불확실한 인자이다.

위의 변수를 대입하면  $Z_{\text{film}}$ 은  $1.7 \times 10^{-5} \text{ m}$  (17 μm)이다. 경계막은 바람이 센 곳은 이 평균값보다 더 얇고 바람이 약한 곳은 이보다 더 두껍다.

분자 확산 속도는 기체의 종류에 따라 크게 다르지 않으므로 기체 교환 과정을  $D/Z_{\text{film}}$  비로 생각하는 것이 편리하다. D와  $Z_{\text{film}}$ 의 차원이 각각 m<sup>2</sup>/yr와 m이므로  $D/Z_{\text{film}}$ 은 m/yr의 차원을 가지며 이는 속도 차원이다. 우리는 이 속도를 두 가상의 피스톤으로 생각할 수 있다. 하나는 표층수의 기체 농도를 가지고 위로 운반되는 것이고 또 다른 하나는 대기와 평형을 이룬 경계막의 최상층 기체 농도를 가진 최상층 해수로서 아래로 하강하는 것이다. 보통의 표층수에서 이 피스톤 운반 속도는  $3 \times 10^{-2} \text{ m}^2/\text{yr}$ 를  $1.7 \times 10^{-5} \text{ m}$ 로 나눈 값으로서 1,700 m/yr이 된다. 즉 매일 4~5 m 두께의 해수층이 대기와 기체 교환을 한다. 따라서 0~100 m 수심의 표층수에 기체 분자가 다시 대기로 되돌아 오기 전에 머무르는 데는 평균 20~25일이 걸린다.

## 5. 표층수와 대기 사이에 $\Sigma \text{CO}_2$ 농도 평형 이루는 속도

우리는 위에서 개발한 피스톤 개념을 표층수와 대기 간의  $\Sigma \text{CO}_2$  평형을 살펴보는 데 적용할 수 있다. 대기의  $\text{CO}_2$  분압은  $3.2 \times 10^{-4} \text{ atm}$ 이고  $20^\circ\text{C}$  해수(대양 평균 표층 수온)에서  $\text{CO}_2$  기체 용해도는  $33 \text{ moles} / \text{m}^3 \cdot \text{atm}$ 이므로, 대기에서 바다쪽으로 밀려 들어가는 (pushed into the sea) 피스톤에 의한  $\text{CO}_2$  농도는  $3.2 \times 10^{-4} \text{ atm} \times 33 \text{ moles} / \text{m}^3 \cdot \text{atm}$  즉  $1 \times 10^{-2} \text{ moles} / \text{m}^3$ 이고 평균 피스톤 속도가  $1,700 \text{ m} / \text{yr}$  이므로  $1 \times 10^{-2} \text{ moles} / \text{m}^3 \times 1,700 \text{ m} / \text{yr} = 17 \text{ moles} / \text{m}^3 \cdot \text{yr}$  즉 매년 해표면  $1 \text{ m}^2$  당  $17 \text{ moles}$ 의 기체가 대기로부터 바다로 침투한다. 이러한 사실을 염두에 두고 다음과 같은 상황을 가정해 보자.  $20^\circ\text{C}$ 에서 대기와 평형을 이루고 있던 해수 시료가  $19^\circ\text{C}$ 로 갑자기 냉각되면  $\Sigma \text{CO}_2$  농도는 새로운 온도와 평형을 이루게 된다. 이 때 새로운 평형에 도달하는 데 걸리는 시간을 추정해 보자.  $20^\circ\text{C}$ 에서  $19^\circ\text{C}$ 로의 냉각은 온도 변화로 평형 상수가 변화되고 이는  $\text{CO}_2$  기체 농도를 4% 감소시키게 된다(즉  $\text{CO}_2$ 의 4%는  $\text{CO}_3^{2-}$  이온과 결합하여  $\text{HCO}_3^-$  이온을 생성한다). 앞의 방정식  $\Sigma \text{CO}_2$ ,  $P_{\text{CO}_2}$ ,  $A$  관계식에서 새로운 대기( $19^\circ\text{C}$ )와 평형을 이루기 위해서는 해수 시료의  $\Sigma \text{CO}_2$ 는 0.4% 증가하여야 한다( $8 \times 10^{-3} \text{ moles} / \text{m}^3$ ). 냉각 후에 경계막 근처에서  $\text{CO}_2$  기체 농도는 대기에 의하여 지배된(dictated) 값보다 4% 낮으므로  $\text{CO}_2$  침투(invasion) 속도는 탈출(evasion) 속도보다 4% 높다. 따라서  $\text{CO}_2$  순유입 플럭스(influx)는  $0.04 \times 17$  즉  $0.7 \text{ moles} / \text{m}^3 \cdot \text{yr}$ 가 된다. 잘 혼합된 표층수(well-mixed surface water layer)의 두께가  $100 \text{ m}$ 라면 냉각된 직후 표층수 하부에서의  $\Sigma \text{CO}_2$  결핍은  $100 \text{ m} \times 8 \times 10^{-3} \text{ moles} / \text{m}^3$  즉  $0.8 \text{ moles} / \text{m}^3$ 이다.  $100 \text{ m}$  두께의 표층수에서  $\Sigma \text{CO}_2$  부족분(deficiency)을 메꾸기 위한  $\text{CO}_2$  기체 침투에 걸리는 시간은 1년이다( $0.8 \text{ moles} / \text{m}^3$ 를  $0.7 \text{ moles} / \text{m}^3 \cdot \text{yr}$ 로 나누면 1.1 yr). 물론 표층수의  $\Sigma \text{CO}_2$  농도가 증가하면 경계막 주위의  $\text{CO}_2$  기체 농도 차이는 감소한다. 따라서 표층수로의  $\text{CO}_2$  침투율은 감소한다. 표층  $\Sigma \text{CO}_2$  농도는 방사능 붕괴처럼 로그 형태로 회복된다. 즉 최초 부족분의 절반은  $1.1 \times 0.693 = 0.8 \text{ yrs}$ 에 충당되고 나머지 부족분의 절반은 다음 0.8년

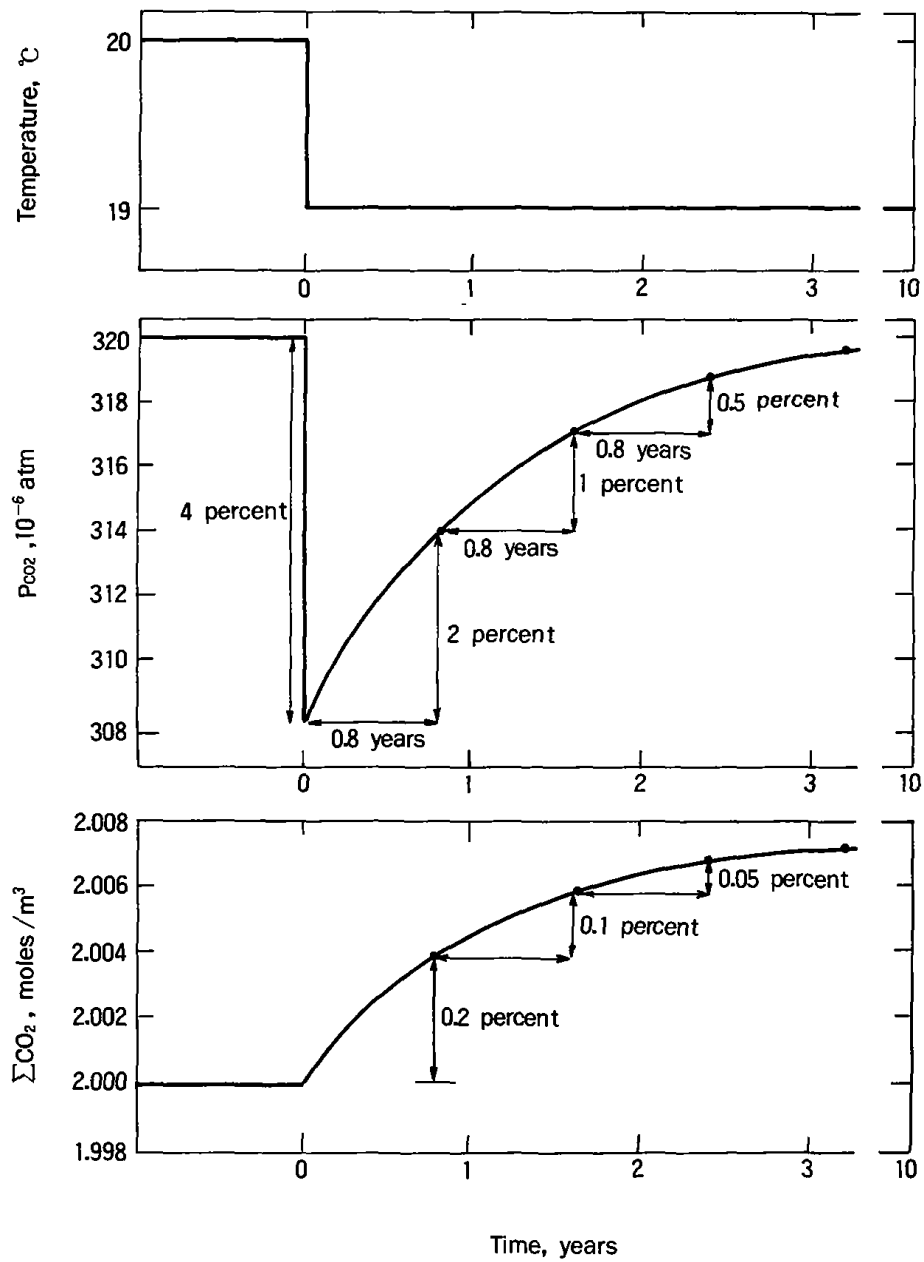
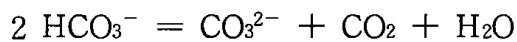


그림 9-4. Response of a 100-meter deep reservoir of sea water initially at equilibrium with the air to a sudden cooling from 20°C to 19°C. Its  $P_{CO_2}$  drops by 4 percent ( $12 \times 10^{-6}$  atm). The invasion of atmospheric  $CO_2$  then cause the  $\Sigma CO_2$  content to rise and the  $P_{CO_2}$  to move back toward the atmospheric value ( $320 \times 10^{-6}$  atm). The half-time for the reestablishment of air-water equilibrium is about 8 years

동안에 채워진다. 6개월의 시간 규모에서 해양 표층수온은 계절적으로 변한다. 그리고 적도 표층수와 냉대(subpolar) 표층수와 서로 혼합되는 데는 2~3개월에서 2~3년이 걸린다. 따라서 표층수와 대기 간에는 평형에 도달하기는 거의 불가능하다.  $\Sigma\text{CO}_2$ 가 평형에 도달하는 데 걸리는 시간은 온도 평형 도달에 걸리는 시간과 거의 비슷하다.

## 6. 표층수에서의 산소 사이클

$^{14}\text{CO}_2$  와  $\text{CO}_2$ 는 같은 화학적 성질을 가지므로,  $^{14}\text{CO}_2$  분포로부터 계산한  $\text{CO}_2$  계산물의 정당성을 의심할 이유가 없다. 그러나 실제로 두  $\text{HCO}_3^-$  이온이 반응하여  $\text{CO}_3^{2-}$  이온과  $\text{CO}_2$  기체 분자를 만든다.



이는  $\text{CO}_2$  기체가 경계막을 통하여 움직일 수 있는 또 다른 길을 제공해 준다. 반대로 바다로 침투하는  $\text{CO}_2$  는 경계막 내에서  $\text{CO}_3^{2-}$  이온과 결합하여  $\text{HCO}_3^-$  이온을 생성함으로써  $\text{CO}_2$  농도를 낮추어서 대기로부터 바다로 침투하는  $\text{CO}_2$ 의 속도를 증가시키게 된다. 앞에서의 모델은 이러한 과정을 배제한 것이며 따라서 C-14 분포로부터 얻은  $Z_{\text{film}}$  값은 너무 적게 된다. 따라서 이 값을 산소 기체 이용에 적용하는 것은 실제보다 큰 교환률을 초래할 것으로 보이나 이에 의한 오차는 그리 크지 않으므로  $^{14}\text{CO}_2$  분포로부터 얻은 정체 경계막 두께는  $\text{O}_2$ 에 그대로 적용이 될 수 있다.

$\text{O}_2$  기체에 대하여 대기와 평형을 이루고 있는 표층수는 평균  $0.3\text{moles}/\text{m}^3$ 의 산소를 가진다. 따라서 잘 혼합된 0-100m 수심의 표층수는  $30\text{moles}/\text{m}^3$ 의 산소를 가진다. 피스톤 속도가  $2,000\text{m}/\text{yr}$ 이므로 매년  $600\text{moles}/\text{m}^3$ 의 산소가 교환된다. 또한  $\text{O}_2$  기체가 표층수에 머무르는 체류시간은  $(30\text{moles}/\text{m}^3)/(600\text{moles}/\text{m}^3 \cdot \text{yr}) = 18$ 일 정도이다. 이렇게 짧은 체류시간 때문에 식물 생산에 의한  $\text{O}_2$  과량분이나 동물 호흡에 의한  $\text{O}_2$  부족분 현상이 나타나지 않는 것이다. 즉  $\text{O}_2$  교환률이 광합성에 의



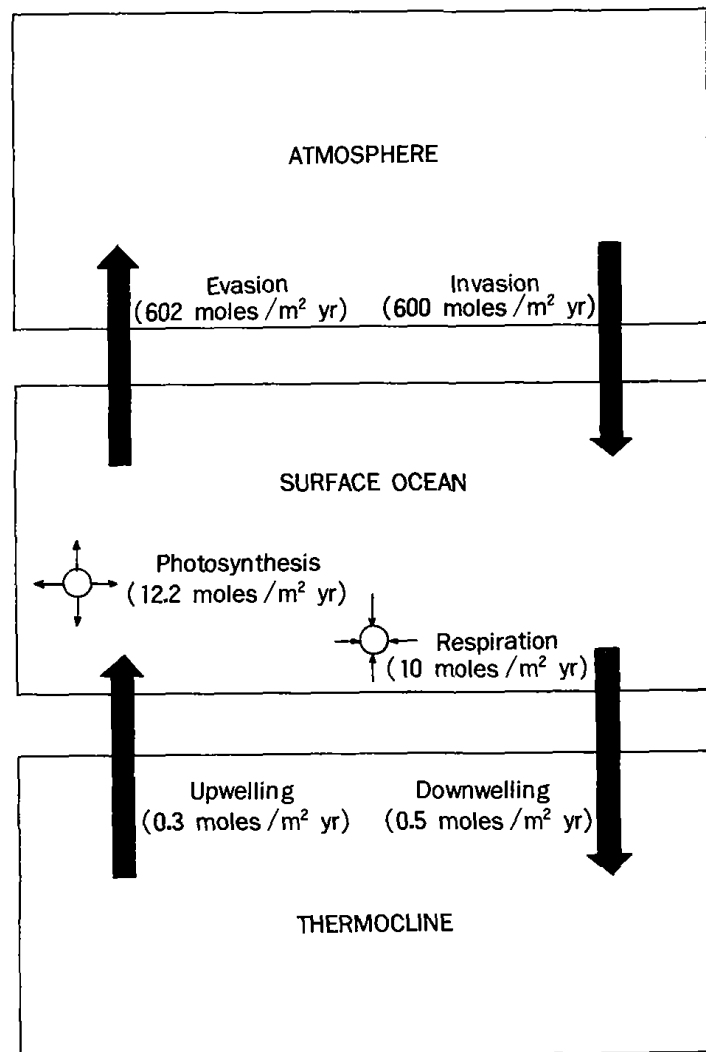


그림 9-5. The oxygen cycle in the warm surface ocean. Three processes are at work here: exchange with the atmosphere, exchange with the underlying water, and the activity of organisms within the surface ocean. Atmospheric exchange is so rapid compared to the other two processes that little deviation from equilibrium with the atmosphere is expected (that is, the partial pressure of oxygen in the warm surface ocean is 602/600 times that in the atmosphere).

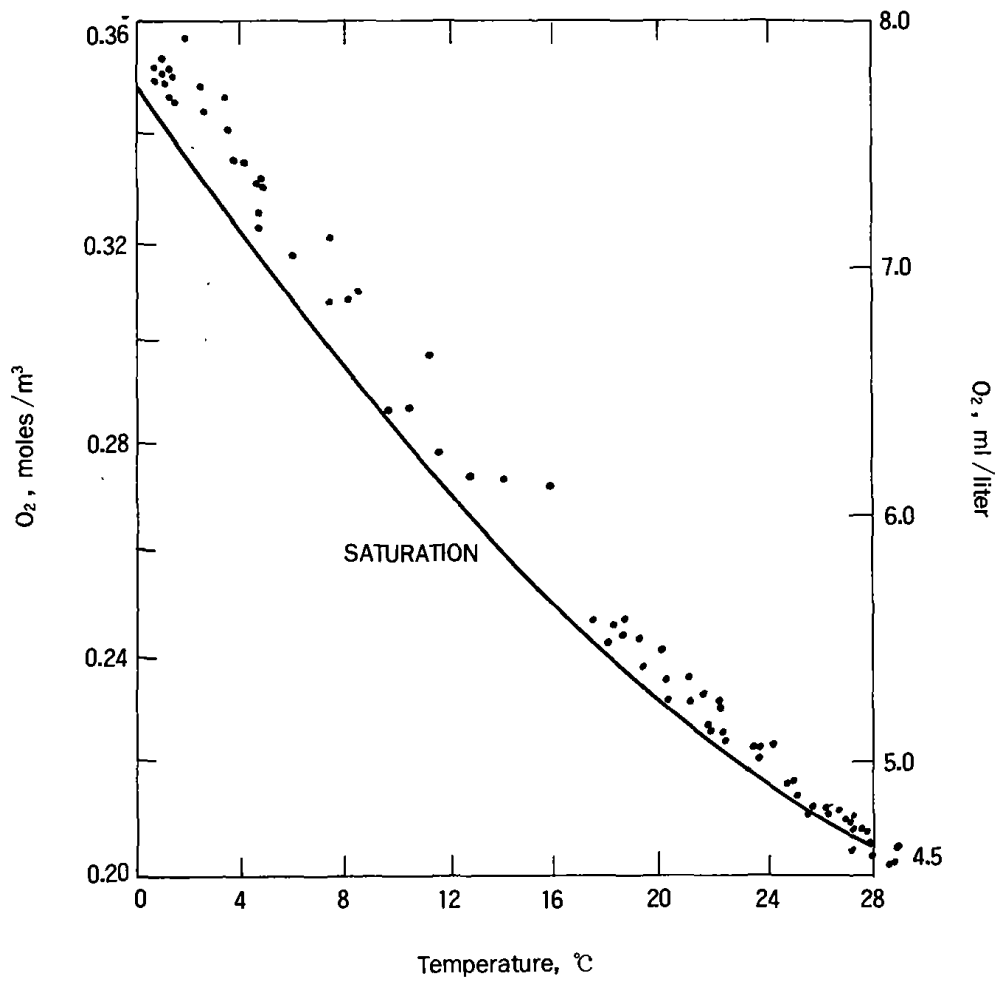
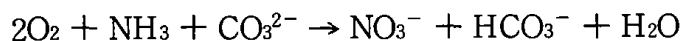


그림 9-6. A plot of measured O<sub>2</sub> concentrations for surface water samples of varying temperatures from throughout the Atlantic Ocean. (Data obtained by Arnold Bainbridge and his co-workers in the GEOSECS expeditions.) For comparison, the O<sub>2</sub> saturation curve as a function of temperature is given.

한 식물의 산소 유리과정이나 박테리아, 동물에 의한 산소 소모과정보다 빠르기 때문이다. 해양에서의 기초 생산력은  $12 \text{ moles} / \text{m}^3 \cdot \text{yr}$ 의 산소를 유리시킨다(즉 식물에 의하여 고정된 탄소  $1 \text{ mole}$  당  $1.4 \text{ moles}$ 의 산소가 유리되어 나온다). 따라서  $\text{O}_2$  체류시간 13일 동안의 생물 기원 산소량은  $0.6 \text{ moles} / \text{m}^3$ 이고 이는 대기와의 평형농도보다 2% 과량분(excess)을 가져온다. 이 2%의 과량분  $\text{O}_2$ 는 대기와의 탈출 속도를  $0.02 \times 600$  즉  $12 \text{ moles} / \text{m}^3 \cdot \text{yr}$  만큼 증가시키게 된다. 그러나 실제 표층수에서 매년 생산된 유기물은 표층수에서 거의 산화된다. 제 3 장에서 살펴 본 바와 마찬가지로 고정된 탄소의 1/6은 표층수에서 소모되지 않고 심층수로 떨어진다. 즉 매년 식물에 의해 생산된  $\text{O}_2$  (biogenic  $\text{O}_2$ ) 중 평균  $10 \text{ moles}$ 이 박테리아나 동물에 의하여 소모되고  $2 \text{ moles}$ 만이 남게된다.

## 7. 심층수에서의 산소결핍

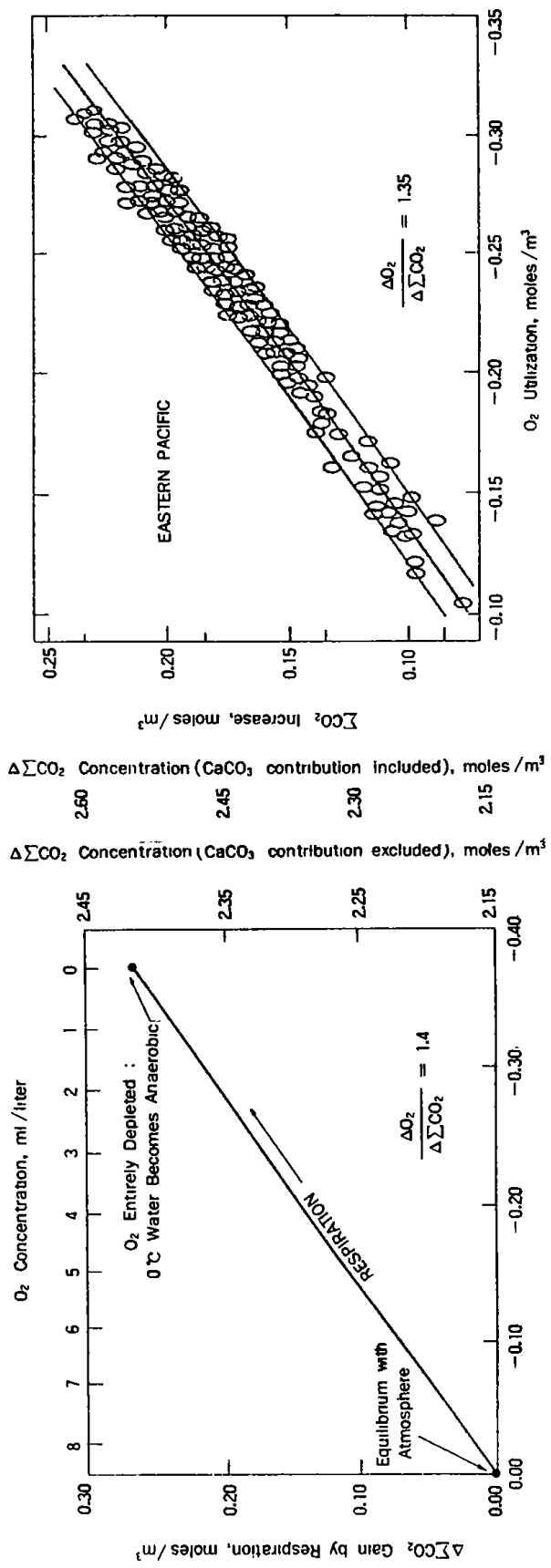
표층수는  $\text{O}_2$ 에 대해 대기와의 거의 평형상태의 농도를 유지한 채로 하강한다. 일단 표층수가 심층에 도달하면 박테리아나 동물에 의한 산소 소모는 대기와의 교환이나 식물 생산에 의하여 충당이 될 수가 없다. 따라서 산소는 계속하여 고갈이 된다. 유기물 산화시에 탄소 유리량과 산소 소모량 간의 비는 실험실에서 정립되었다.  $1.0 \text{ moles}$ 의  $\text{CO}_2$  발생에 대하여  $1.4 \text{ moles}$ 의  $\text{O}_2$ 가 소모된다. 유기물 산화시 산소가 유기물과 반응하여 그 산물로  $\text{CO}_2$ ,  $\text{NO}_3^-$ , 그리고  $\text{H}_2\text{O}$ 를 생성시킨다.



여기서  $\text{CH}_2\text{O}$ 와  $\text{NH}_3$ 는 유기물 조직(organic tissue)에서 탄소와 질소의 주화합종이다. 1분자의  $\text{O}_2$ 가 유기물 조직에 존재하는 C 원자 1개의 산화에 필요하고 2개의  $\text{O}_2$  분자가 유기물 조직에 존재하는 N 원자 1개의 산화에 필요하다. 그 외 다른 유기물 조직 구성분의 농도는 C 와 N에 비하여 극히 낮아서 이의  $\text{O}_2$  요구량은 무시될 만하다. 심층수로 침

강하는 유기물 조직은 C 원자 10개 당 N 원자 2개가 존재하므로 C 원자 10개 당 산소 분자 14개가 필요하다.

북태평양 심층수(NPDW, North Pacific Deep Water)의 단위 부피당 산소 소모량은 NPDW의 과량 탄소량을 조사함으로써 추정할 수 있다. 북태평양 심층으로 가라앉는 물은 저온 표층수(2℃)의 전형적인 CO<sub>2</sub> 농도를 가지고 표층해양에서 그 여정을 시작한다. 즉 ΣCO<sub>2</sub> 농도가 2.15 moles / m<sup>3</sup>이다. 이 물이 북태평양 심층에 이르면 ΣCO<sub>2</sub> 농도는 흡층수에서보다 0.30moles / m<sup>3</sup> 증가한다. Alkallinity 변화로부터 이 중 0.10 moles / m<sup>3</sup>는 CaCO<sub>3</sub> 용해로부터 온 것으로 추정된다. 따라서 0.20 moles / m<sup>3</sup>의 C은 유기물 기원이다. 이만한 양의 CO<sub>2</sub>를 유리시키는 데 필요한 산소량은 1.4×0.20 즉 0.28 moles / m<sup>3</sup>이다. 이제 이 예측치를 실제 NPDW의 산소 부족분과 비교해 보자. 저온 표층수는 8 ml / ℓ O<sub>2</sub>이고, NPDW는 2 ml / ℓ O<sub>2</sub>를 가지고 있다. 따라서 산소 부족분은 6 ml / ℓ이다. 이는 0.27 moles / m<sup>3</sup> O<sub>2</sub>에 해당되므로 NPDW의 산소 부족분은 전적으로 유기물 산화에 기인한 것이다. 2-D 모델은 실제 해양과정을 잘 대변하고 있다.



$\Delta \Sigma CO_2$  Concentration (CaCO<sub>3</sub> contribution included), moles/m<sup>3</sup>  
 2.60  
 2.45  
 2.30  
 2.15

$\Delta \Sigma CO_2$  Concentration (CaCO<sub>3</sub> contribution excluded), moles/m<sup>3</sup>  
 2.45  
 2.35  
 2.25  
 2.15

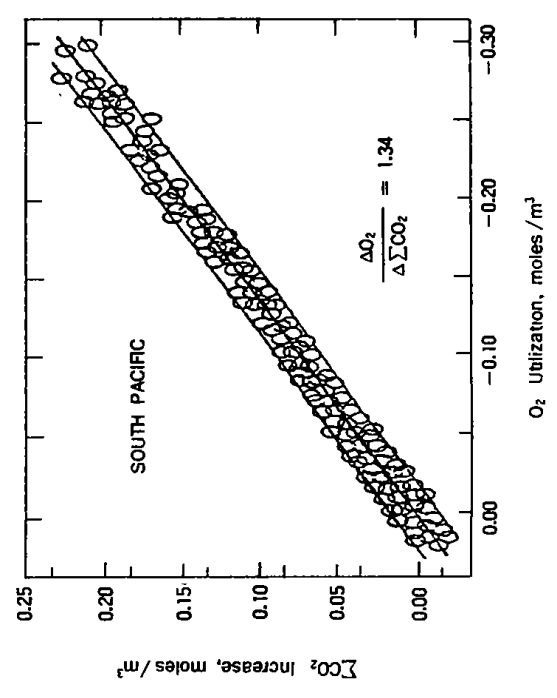
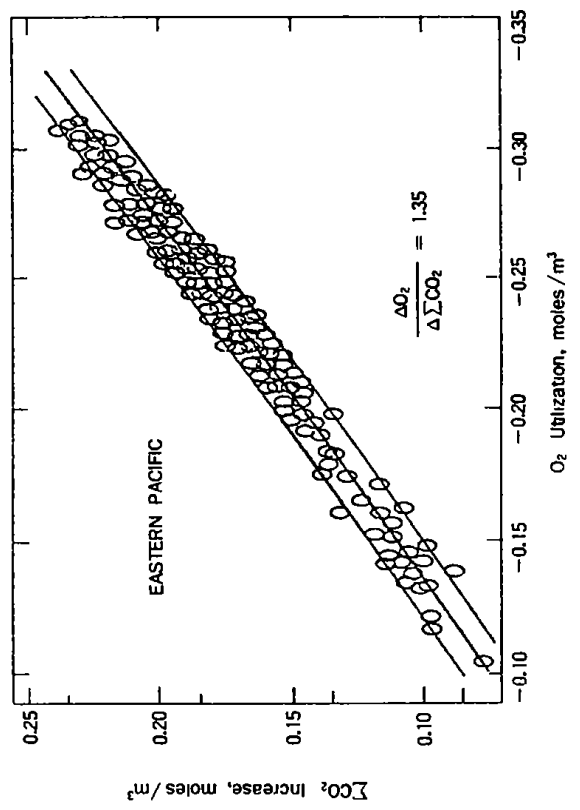


그림 9-7. Predicted relationship between the  $O_2$  and the  $\Sigma CO_2$  contents of deep sea water as a function of the extent of respiratory activity (a), compared with actual data obtained from a wide variety of subsurface samples from the Pacific Ocean (b). The right-hand scales for (a) apply only to waters at 0°C, as does the point on this graph where the water becomes anaerobic. The  $\Delta O_2$  values were calculated by subtracting the measured  $O_2$  contents from the  $O_2$  saturation content. The  $\Delta \Sigma CO_2$  values were calculated as follows. First corrections were made for salinity and alkalinity differences, yielding values that would be observed were the ocean uniform in salinity and free of CaCO<sub>3</sub> production and dissolution effects. Then the  $\Sigma CO_2$  contents corresponding to zero  $O_2$  utilization were subtracted from these values. These differences reflect changes in  $\Sigma CO_2$  content resulting from the oxidation of organic tissue. (Data collected by Charles Culbertson, Oregon State University.)

## 제 10 장 수괴 추적자

### 1. 수괴 추적자 0-18

물리 해양학에서 주요 관심사의 하나는 심층 해양에 있는 해수의 기원을 밝히는 것이다. 우리는 이미 심층수의 주 근원은 Norway해이며 이차적으로 남극해에서 유래되고 있다는 것을 알고 있다. 그런데 어떻게 이것을 아는가? 물리 해양학에서는 전통적으로 해수의 수온과 염분과의 관계를 도표(T-S diagram)화 함으로써 해수 수괴의 특성을 파악해 왔다. 그러나 이 중 수온은 엄밀한 의미에서 완벽한 보존성분 (conservative property)은 아니다. 바다 표면으로부터 수온약층을 통과하여 열이 확산됨으로써 심층수(deep water masses)가 가열되는 것이라든지 해저 퇴적물, 해저 지열에 의하여 심층수가 가열되는 것 등은 실제로 수온을 크게 변화시키지는 않지만 현장 가열(in situ heating)은 수온을 변화시키기 때문에 T-S만으로 대양의 여러 심층수의 근원을 밝히는 데는 불확실성이 개입할 여지가 많다. 따라서 T-S 도표에서 T를 대신할 다른 추적자가 고려되었다.

이 중 여기서 다룰 것은 산소 안정성 동위원소 0-18/0-16의 비이다. 0-18은 산소 동위원소의 주종인 0-16이 생성될 때 즉 별 탄생시에 함께 생성이 되었다. 그러나 0-18은 nuclear reactivity가 0-16보다 크기 때문에 0-18이 0-16에 비하여 훨씬 적게 생성되었다. 현재 지구 상의 물에서는 0-18/0-16의 원자 갯수의 비가 1:500이다. 즉 해양에서 물 분자 500개 중 1개가 0-18의  $H_2O^{18}$ 이다. 해수의 0-18/0-16비가 여기서 관심을 끌게 되는 것은 물이 수증기로 기화될 때와 기체 수증기가 액화될 때에 무거운 산소원자는 아주 작은 분별(fractionation)을 일으킨다는 것이다. 그리고 현재 전 세계 해양에서 보면 0-18/0-16 비는 수 %에 달하는 변이를 보이고 있다.

액체 물에서 기체 물로 전환될 때 즉 바다 표면에서 물이 증발하게 되면 0-18을 가진 물 분자( $H_2O^{18}$ )는 0-16을 가진 물 분자( $H_2O^{16}$ )보다 더 느리게 증발한다. 따라

서 바다에서 증발한 수증기는 무거운 산소 동위원소( $0-18$ )가 원래의 바닷물보다  $0.8\%$  정도 결핍(depletion)되어 있다. 대기 중의 수증기(기체)가 다시 물방울(액체)로 바뀌게 될 때에는 생성된 물방울은 남아 있는 수증기보다는  $0.8\%$ 만큼  $0-18$ 이 농축(enrich)되게 된다. 따라서 수증기가 응축되어서 빗방울로 내리게 되면 증발(기화)될 때의 결핍과 이 농축이 서로 상쇄되어 순효과(net effect)는 0이 된다. 즉 기단(air mass)으로부터 최초로 내리는 강우(first batch of rain)는 그 수증기가 원래 생성된 바닷물과 같은  $0-18/0-16$ 의 값을 가지게 된다. 그러나 이 최초 강우 이후에는 축적효과(cumulative effects) 때문에 기단에 존재하는 수증기의 동위원소 구성비는 계속적으로  $0-18$ 을 잃는 쪽으로 변화된다. 따라서 이 기단이 생성시키는 빗물의 동위원소비도 변하게 된다. 해수의  $0-18/0-16$ 의 조성비 변화는 상대적인 농축(enrichment)과 결핍(depletion)의 관점에서 연구되므로 해양학에서는 어떤 표준 해수를 정하여서 정량적인 관계를 가지는 식을 고안하였다. 여기서 표준물질은 표준 평균 해수(Standard Mean Ocean Water, SMOW)이다. 그리고 단위는 천분율( $\%$ )이고 표시는  $\delta 0-18$ 이라 한다.

$$\delta 0-18 = \frac{(0-18/0-16)_{\text{시료}} - (0-18/0-16)_{\text{SMOW}}}{(0-18/0-16)_{\text{SMOW}}} \times 1,000$$

예를 들면 SMOW로부터 증발되는 수증기는  $\delta 0-18$ 이  $-8\%$ 이다. 이는 이 수증기의  $0-18$  함량은 SMOW에 비하여  $0-18$ 이  $0.8\%$  결핍된 것을 말한다. 그러면 실제 해양의 표층수에서의  $0-18/0-16$ 의 분포 변이를 살펴 보자. 열대 해역 바다의 표면을 떠나는 수증기는 평균  $\delta 0-18$  값이  $-8\%$ 이다. 이 수증기를 함유한 기단은 고도로 상승하면서 계속 냉각이 된다. 그러다가 이슬점(dew point,  $\sim 20^{\circ}\text{C}$ )에 다다르면 빗물 방울을 형성하게 된다. 처음에 내리는 빗물은 기화의 역순이므로 기화 때와는 정반대의 분별(fractionation)이 일어난다. 즉 무거운( $\text{H}_2\text{O}-18$ ) 분자가 가벼운( $\text{H}_2\text{O}-16$ ) 분자보다 더 쉽게 응축이 된다. 따라서 처음 내리는 빗물은 그 기단의 수증기가 유래한 표면수의 안정성 동위원소의 값과 같게 된다. 한편 기단에 남아 있

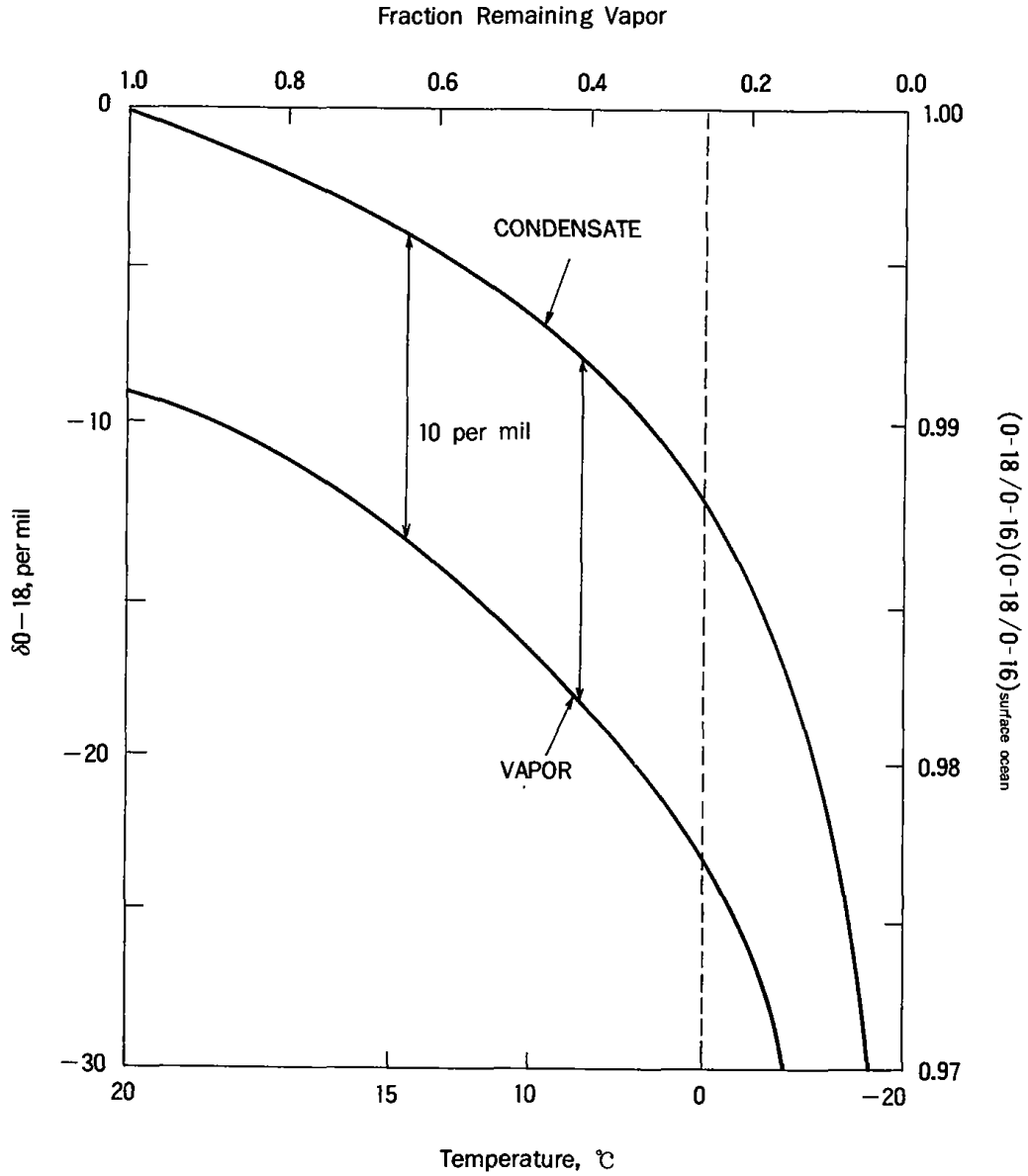


그림 10-1. 최초에 수증기는 열대 해역에서 기화하여 기단을 생성하는 것으로 출발한다. 이 기단이 상승하여 이슬점( $\sim 20^{\circ}\text{C}$ )에 이르면 이 때 내리는 빗물의  $\delta 0-18$  값은 열대 해역의 표층수의 값과 같다( $\delta 0-18=0$ ). 이 기단이 점차 극지방으로 이동하면서 냉각이 되면 수증기의 포화도가 낮게 되므로, 추가로 빗물을 형성하게 된다. 물방울(precipitation)의 동위원소 조성은 그 물방울을 탄생시키는 모체가 되는 수증기보다는 항상 0-18이 더 많이 함유되어 있기 때문에 기존 수증기에서의 0-18의 함량은 감소하게 된다. 온도가 하강하게 되면 기단의 수증기 포화도가 낮아지기 때문에 그보다 높은 온도에서 형성된 물방울보다 0-18 함량이 더 적어진다.  $0^{\circ}\text{C}$ 에서는 원래 수증기의 25%만이 기단에 수증기로 남아 있게 된다. 이 수증기로부터 형성되는 빗물은 열대 표층 해수에 비하여 0-18이 13‰이나 결핍되어 있다. 또 이 때 수증기 자체의 0-18은 열대 표층 해수에 비하여 23‰이나 결핍되어 있다.



는 수증기는 0-18이 더 결핍되게 된다. 이 열대 기단이 서서히 극지방으로 이동하여 더욱 냉각이 되면 또 비를 생성하게 된다. 왜냐하면 기단이 냉각되면 수증기의 포화도가 낮아지므로 추가로 비를 생성하게 된다. 이 기단이 더 북쪽으로 이동하면 수분의 함유량은 계속 줄어들고 또 남아 있는 수증기는 0-18이 더욱 결핍되게 된다. 기단에 함유될 수 있는 수증기의 양은 온도가 1°C 내려가는 데 따라 8%씩 감소하게 되기 때문에, 강우의 안정성 동위원소의 변화는 쉽게 계산이 될 수 있다.

따라서 지구 상 여러 곳에서 채취한 강우 시료는 산소 안정성 동위원소 조성비에 있어서 일정한 분포양상을 보인다. 즉 열대 해역에 내리는 빗물은 동위원소 조성이 SMOW와 같고 Chicago에 내리는 빗물은 평균  $\delta 0-18$  값이  $-10\%$ 이다. 또 Montreal에 내리는 비는  $\delta 0-18$  값이  $-15\%$ 이고 Greenland 얼음 지붕(ice cap)에 내리는 빗물은  $-30\%$  정도이다.

위도에 따른 변화 이외에도 2가지 요인이  $\delta 0-18$ 의 분포 변이에 영향을 미친다.

1. 계절 변화: 여름에 내리는 빗물의 동위원소 조성은 겨울에 내리는 빗물보다 0-18이 많이 함유되어 있다. 이런 계절 변화는 그림 10-2에서 보듯이 연 기온변화가 매우 큰 고위도 지방 Greenland ice cap에서 더욱 현저하다.
2. 동위원소 조성은 또한 고도(altitude)에 따라서도 달라진다. 예를 들면 California에서 존재하는 기단은 주로 태평양에서 수증기로 흡수하여 해수면으로부터 상승하여 Sierra Nevada 산맥의 정상으로 기어 올라 간다. 이 때 올라 가면서 계속 냉각되므로 산맥의 서부에 대부분의 수분을 떨어뜨리게 된다. 즉 고도가 증가할수록 떨어지는 물은 더욱 더 0-18이 결핍되게 된다.

이러한 극지방으로의 기단의 이동 결과는 강우에서는 0-18 함량을 낮추게 되면서 저위도 해역에서는 고위도 해역에 비하여 그 표층수는 0-18 함량이 높다. 물론 표층 해류가 적도나 양 극지방을 넘나 들면서 서로 혼합시키고 있어서 강우에 의하여 생성된 표층 해수의 안정성 동위원소 흔적(trace)을 약화시키게 된다. 따라서 순 효과(net effect)는 적지만 각 수괴의 산소 동위원소 조성비는 현재 측정오차가  $\pm 0.05\%$ 로 매우 높아서 충분히 수괴의 특성이 0-18 함량으로 특징지을 수 있다.

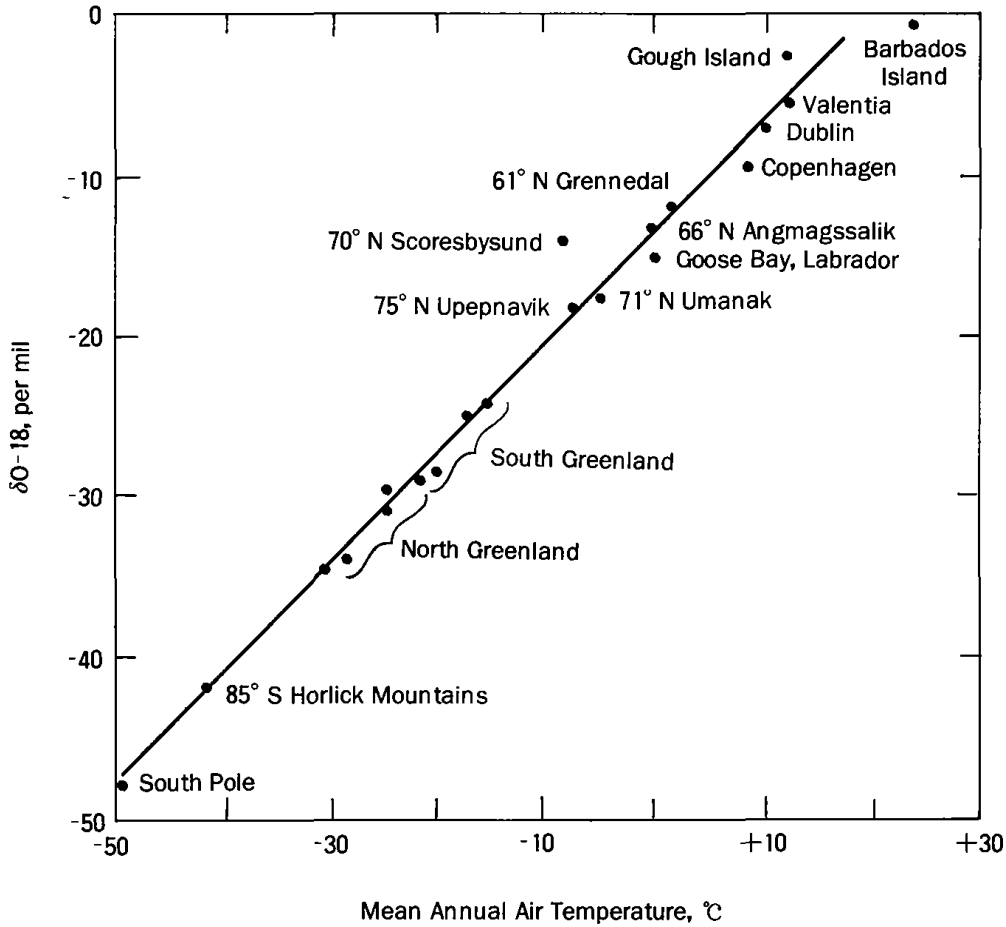


그림 10-2. Plot of the observed change in  $\delta O-18$  for average annual precipitation with mean annual air temperature. The sampling locations are indicated. The solid line is the isotopic composition predicted from Figure 10-1. (Data collected by W. Dansgaard, Geophysical Institute, University of Copenhagen.)

그림 10-3은  $\delta O-18$ 과 염분의 관계도이다.

36%의 염분을 가지는 해수(이 해역에서는 정상적인)는 SMOW 해수보다 1% 무거운  $\delta O-18$  값을 가진다. 이 도표 좌측 하단의 해수 시료는 Greenland 근해에서 채취한 것이다. 이 해수의 동위원소 조성비는 -11‰로서 대서양 대양수에 비해서는 12‰의 차이를 가진다. 모든 북대서양 표층수가 일직선 상에 놓인다는 사실은 이 해수들이 담수(염분이 0,  $\delta O-18$ 이 -20‰)와 전형적인 대양수(염분 36%,  $\delta O-18$ 이 -1‰)와의 혼합수임을 나타내고 있다. 대서양의 북반구에서는 대륙 표면수 유입의

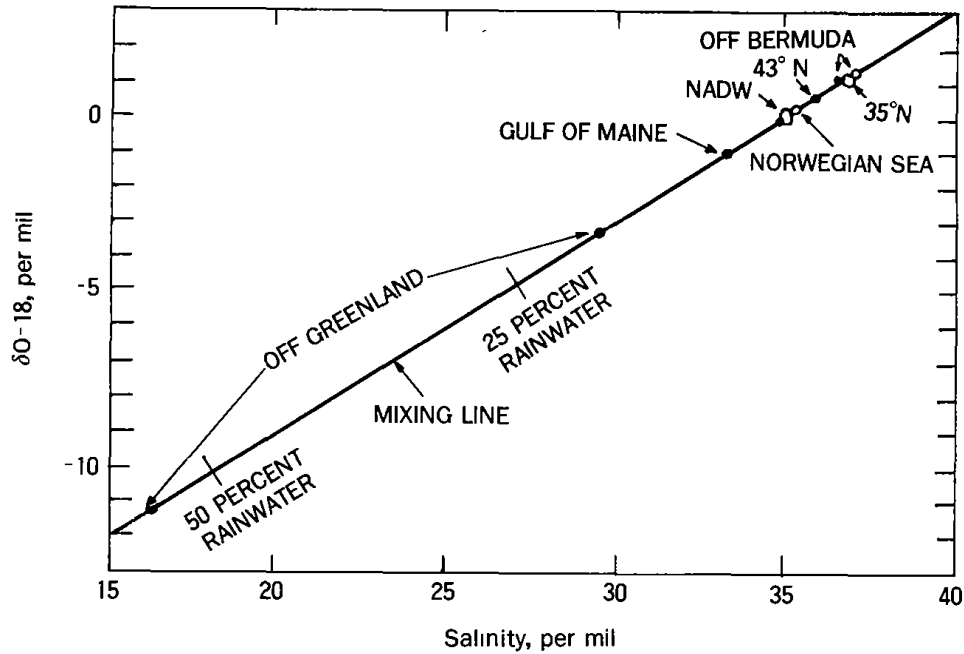


그림 10-3. Plot of  $\delta O-18$  versus salinity for samples from the North Atlantic Ocean. The differences can be largely accounted for by mixing various proportions of fresh water (salinity=0 per mil) of isotopic composition  $-20$  per mil with Gulf Stream water (salinity=36 per mil) of isotopic composition  $+1$  per mil. Water found in the deep Atlantic(NADW) has a composition falling on this line, suggesting that NADW consists dominantly of water sinking at the northern end of the Atlantic. (Data collected by Samuel Epstein, California Institute of Technology).

영향이 염분과 산소 동위원소 조성비 관계를 지배한다.

북대서양 심층수(North Atlantic Deep Water, NADW)는 3,000m 깊이에서 적도까지 S와  $\delta O-18$ 이 북대서양 표층수(North Atlantic Surface Water, NASW)의 선을 따르고 있다. 즉 NADW는 NASW의 혼합선을 따르지 않는 태평양 심층수(Pacific Deep Water, PDW)와 남극 심층수(Antarctic Bottom Water, AABW)와는 다르기 때문에, 만약 대규모로 다른 수괴와 혼합된다면 NADW를 NASW 혼합선으로부터 분리하게 될 것이다. 따라서 그림 10-3에서는 NADW 전체는 북대서양의 표층수로부터 기인한 것이라는 점을 시사해 준다. 왜냐하면 20% 이상의 AADW, 남극 중층수(Antarctic Intermediate Water, AAIW)나 지중해수가 섞이게 되면 NADW는 NASW의 혼합선에 놓이지 못하게 되기 때문이다.

그림 10-4는 태평양 표층수에서의  $\delta O-18$ 과 S와의 관계를 보여주는 것이다.

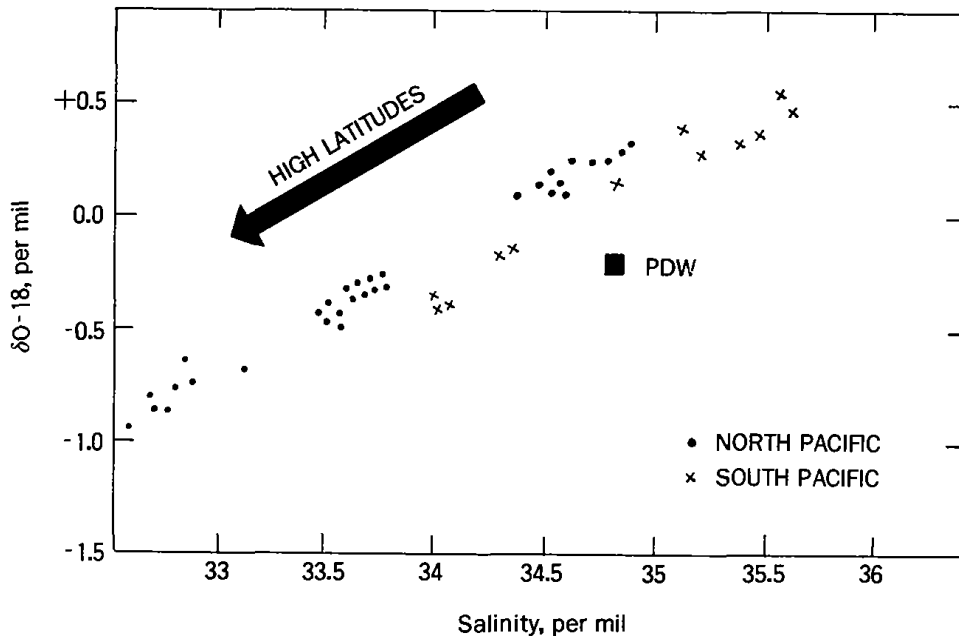


그림 10-4. Plot of  $\delta O-18$  versus salinity for surface water samples taken throughout the Pacific Ocean. Deep water in the Pacific cannot be generated from any mixture of these waters. (Data collected by Harmon Craig and Louis Gordon, both of Scripps Institution of Oceanography.)

이 그림에서 주목할 것은 고위도 해역에서는 저위도 해역에서보다 S와  $\delta O-18$ 이 낮다. 이는 2가지 사실을 반영한다. 1) 고위도 해역에 내리는 빗물은 저위도 해역에 내리는 빗물에 비하여 O-18이 적게 함유되어 있고 2) 대기를 통한 물의 순운반 (net transport)은 저위도 해역에서 고위도 해역이다.

그러나 미세한 분포 구조로 들어가면 매우 복잡해진다. 위도 효과가 주된 것이기는 하지만 그 외 국지적인 기상 조건과 해류 흐름이 함께 관여한다. 그림 10-4에서 PDW는 북반구나 남반구 태평양 표층수의  $\delta O-18$ 과 S의 관계선에 놓여 있지 않다. 또 태평양 어느 지점의 표층수가 PDW의 근원도 아니며 또 여러 표층수의 혼합으로 PDW를 생성시킬 수가 없다. 사실 전 세계 대양 표층수에서 어느 단일 근원이 PDW의 조성과 같은 것을 찾을 수가 없다. 그림 10-5에서 PDW는 NADW와 AABW의 혼합으로만 생성이 가능하다.

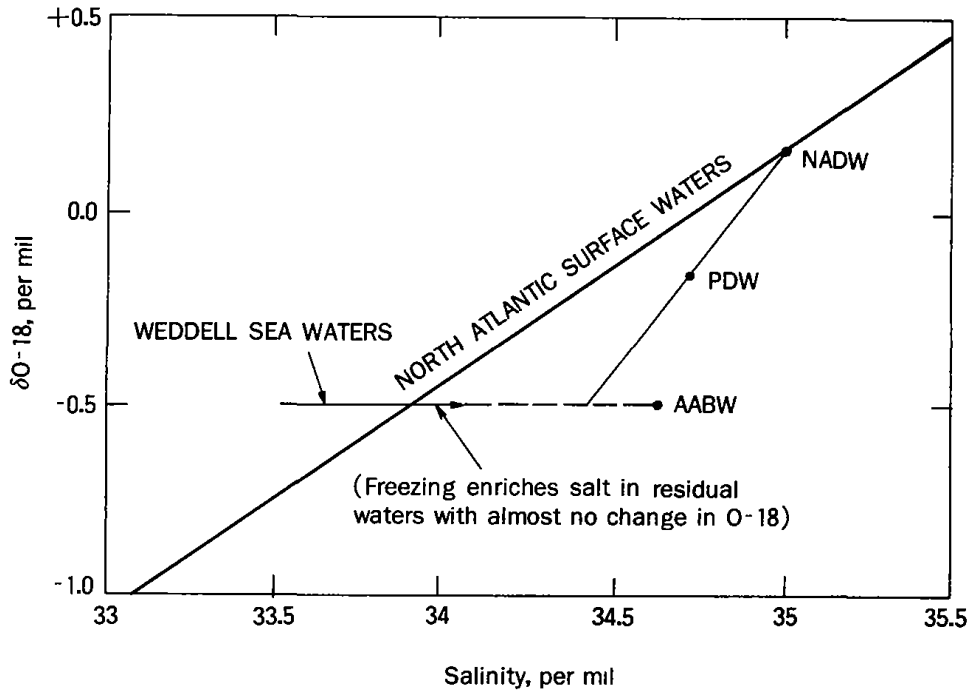


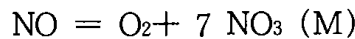
그림 10-5. Relationship between the salinity and O-18 content of the major deep water types: NADW, AABW, and PDW. The water found in the deep Pacific can only be generated by mixing roughly equal parts of water originating in the northern Atlantic (NADW) and water originating along the edge of the Antarctic continent (AABW and related waters). (Data collected by Harmon Craig and Louis Gordon, both of Scripps Institution of Oceanography.)

Weddell sea 해수는  $\delta O-18$ 과 S의 관계도에서 수평선 상에 놓이고 있다(그림 10-5). 이러한 이유는 이 해역에 겨울철 얼음(해빙, sea ice)이 형성되기 때문인데, 이 때 염분(salts)은 얼음의 구성분이 아니기 때문에 남은 물로 밀려나서 해수의 염분을 증가시킨다. 그러나 얼음이 형성될 때 무거운 산소 동위원소의 분율(fractionation)이 거의 일어나지 않으므로 해빙의 O-18/O-16 비는 얼음이 생성된 모해수의 O-18/O-16 비를 그대로 유지한다. 따라서 어는 과정(freezing process)은 남아 있는 해수의 염분은 증가시키나 O-18 함량은 변화시키지 않는다. 이러한 어는 과정은 남극 대륙 주변부에서 가장 무거운 해수가 생성되는 요인이다. 남극 대륙 주변부를 따라서 깊은 남극 분지(Antarctic Basin)로 침강한 해수는 대서양 쪽으로 흘러들어서 남극 저층수(AABW)를 형성한다. 이 AABW의  $\delta O-18/S$ 의 점은 Weddell

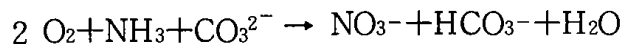
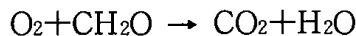
sea water 선에 놓인다.

80-18을 이용하여 전 세계 해양 심층수 즉 NADW는 북대서양 표층수에서 기원한 것이며 AABW는 Weddell sea 표층에서 기원한 것이고 PDW는 NADW와 AABW의 혼합수입이 밝혀졌다. 그림 10-5에서 비록 PDW가 NADW와 AABW 혼합선에 꼭 들어 맞지는 않지만 남극 해안을 따라서 다른 곳에서 형성되는 심층수는 염분은 낮으나 0-18은 AABW와 동일하다는 것이 이를 보완해 준다. 그림 10-5를 보면 PDW는 50/50의 두 근원수 즉 NADW를 AABW의 혼합으로 이루어진 것이다.

## 2. 수괴추적자 NO



비록  $O_2$ 와  $NO_3$ 의 농도는 표층으로부터 떠난 수괴가 시간이 지나서 늘어 감에 따라 변화하지만 이 두 개의 합은 변화되지 않는다. 제 5 장에서 살펴 본 바와 같이 호흡 과정에서 100몰 C의 산화시 약 20몰 N가 함께 산화되고(즉  $NO_3^-$  형성하고) 이 때 필요한  $O_2$ 가 140몰이다.



따라서 7몰  $O_2$ 가 소비되면 1몰의  $NO_3^-$ 가 생성된다. 즉  $O_2$ 가 감소된 만큼 8  $NO_3$ 의 증가로 “7  $NO_3 + O_2$ ”는 호흡 작용에 영향을 받지 않는다.

그림 10-6을 보면 해양의 각각의 심층수는 고유한 NO 값을 갖고 있다. 예를 들면 지중해수는 비교적 높은 온도 때문에 NO 값이 낮다. 이 해수의 높은 밀도는 고염 때문이지 저온 때문에 생긴 것은 아니다. 반면 AABW에서 NO는 매우 높다. 왜냐하면 온도가 낮고 표층의 높은  $NO_3$  함량 때문이다. 이러한 관계를 이용한 NO와 T의 관계는 S와 0-18의 관계처럼 수괴의 근원을 밝히는 데 사용될 수 있다.

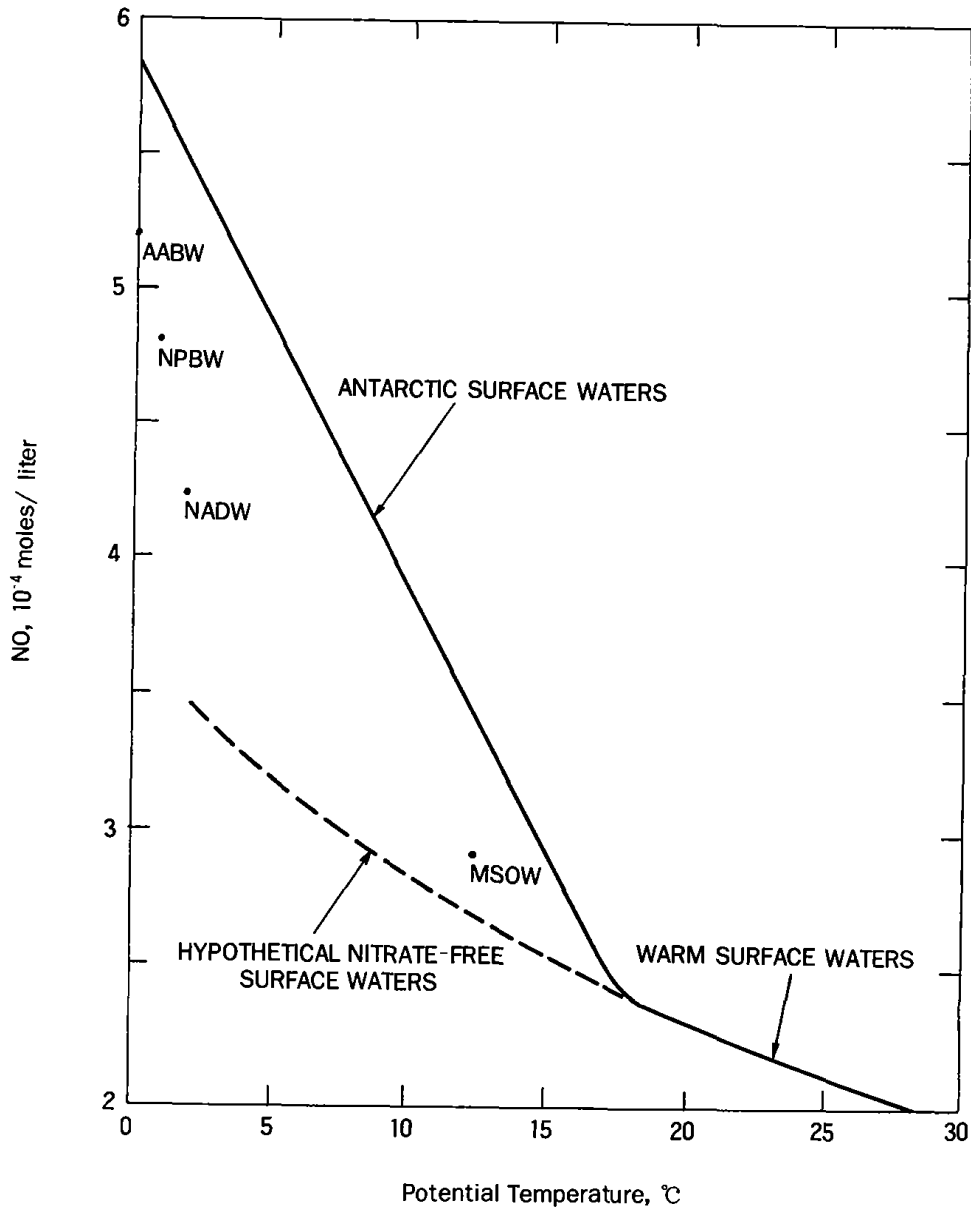


그림 10-6.  $\text{NO}(\text{O}_2 + 7\text{NO}_3)$  versus potential temperature for some of the key water masses in the ocean. AABW, NPBW, NADW, and MSOW refer respectively to Antarctic Bottom Water, North Pacific Bottom Water, North Atlantic Deep Water, and Mediterranean Sea Outflow Waters. Samples from the circumpolar surface water of the Antarctic Ocean fall along the solid line rather than along the dashed extension of the line for nitrate-free waters. Only surface waters contain measurable amounts of all the limiting nutrients. The complex factors controlling the amounts of this residual nitrate in very cold waters differ in different parts of the world. Hence deep waters from different sources have quite different NO values. Data collected as part of the GEOSECS study.

### 3. 수직 혼합률 추적자(Vertical mixing indicators)

앞에서는 고온 표층수와 저온 심층수 간의 교환을 생각하여 보았으나 여기서는 주어진 한 수괴에서 혼합율(mixing rate)을 결정하는 방법에 관하여 알아 보기로 하자.

#### 3.1 해저 인접 수층(near-bottom waters)에서의 수직 혼합

해저 인접 수층에서의 혼합과정은 물과 해저 퇴적물 간의 상호작용을 이해하는데 필수적인 것이나 해저 인접 수괴는 매우 깊어서 쉽게 접근할 수 없고 또 해저 인접 수층에서의 혼합률(mixing rate)은 매우 느리기 때문에 직접 관찰하기가 쉽지 않다. 해양학자들은 해저 가까이 해류계를 계류함으로써 수평방향의 해류의 크기를 알아내기는 하였으나 아직까지 수직방향의 혼합의 크기를 직접 측정하는 기술을 개발하지 못하였다.

다행히도 해저 퇴적물은 방사능 동위원소( $Rn-222$ )를 방출한다. 이  $Rn-222$ 를 이용하여 해저로부터 100m 정도 떨어진 거리에 있는 해저 인접 수층의 혼합률을 얻는다. 라돈은  $U-238$ 의 붕괴 연쇄의 한 딸핵종이다. 이미 우리가 잘 알듯이  $U-238$ 은 해수에 잘 녹으나 제 1 딸핵종인  $Th-230$ 은 해저 퇴적물에 퇴적물 입자 형태로 가라앉게 된다.  $Th-230$ 이 붕괴하여  $Ra-226$  딸핵종을 생산한다. 라듐은 토륨과는 달리 물에 매우 잘 녹는다. 퇴적물 내에서 생성된  $Ra-226$  중 약 10%는 퇴적물 공극수(pore water)를 타고 상부 수층으로 확산되어 올라 온다. 나머지 90%의 라듐은 퇴적물 내에서 붕괴하여 라돈( $Rn-222$ ) 기체를 생성한다. 이 라돈 기체는 퇴적물 입자에서 공극수로 이용되고 다시 상부 수층으로 확산되어 나간다. 이 라돈은 반감기가 4일 정도로 비교적 짧아서 해저로부터(근원으로부터) 2-30m 이상을 이동할 수가 없다. 또 근원으로부터 멀어질수록 방사능 붕괴에 의하여 농도가 감소하는 것을 이용하여 해저 인접 수층의 혼합률을 추론하고자 한다.

현재로서는 해수 혼합이 어떻게 이루어지고 있는가에 대해서는 잘 알려져 있지



않으나 2가지 설이 있다. 끓는 물과 같이 단세포 운동으로서 한 곳에서는 내려 가고 다른 한 곳에서는 올라 가는 것이며, 또 다른 가설은 와류(eddy)가 물을 임의 방향(random direction)으로 움직여서 혼합한다는 것이다. 만일 random eddy가 작용한다면, 확산 모델(diffusion model)이 oceanic mixing을 이해하는 데 도움을 준다.

만일 해저 인접 수층에서의 물 혼합 방법이 random eddy의 확산에 의하여 이루어진다면, 또 해저로부터의 거리에 따라 이 혼합률이 변하지 않는다면, 해저-해수 경계면으로부터 멀어질수록 라돈량은 지수적으로 감소하게 된다.

$$[Rn]_x = [Rn]_0 e^{-ax}$$

여기서  $x$ 는 경계면으로부터의 거리,  $a$ 는 eddy mixing rate에 의하여 결정되는 상수로서  $a = \sqrt{\lambda/k}$ , 여기서  $\lambda$ 는 라돈의 붕괴상수,  $k$ 는 eddy diffusivity 계수이다.

그러나 해저 인접 수층의  $Rn$ 은 모두 해저 퇴적물로부터 유래한 것이 아니며 해수 내에서  $Ra-226$  붕괴에 의하여 생성된 것도 있다. 따라서 해수 중의  $Ra-226$ 의 농도를 측정하고  $Rn-222$ 의 총 농도에서  $Ra-226$ 에 의하여 해수 중에서 생성되는  $Ra-222$ 의 농도를 계산하여 빼면 남아 있는  $Rn$ (excess  $Rn$ , 과량 라돈)은 전적으로 해저 퇴적물로부터 유래된 것이다.

$Rn$  농도가 해저 최근접 수층에서의 농도  $[Rn]_0$ 의 1/2로 줄어드는 해수-해저 경계면에서의 거리  $x_{1/2}$ 는  $0.693/a$ 이다.  $a = \sqrt{\lambda/k}$ 이므로  $x_{1/2} = 0.693 \times \sqrt{k/\lambda}$ 이다. 라돈의 붕괴상수  $\lambda$ 는  $2 \times 10^{-6} \text{ sec}^{-1}$ 이므로  $x_{1/2}$ 가 15m( $1.5 \times 10^3 \text{ cm}$ )이면  $k$ 는  $9 \text{ cm}^2/\text{sec}$  (즉 분자 확산계수의 백만 배),  $x_{1/2}$ 가 7.5m이면  $k$ 는  $1/4(2.2 \text{ cm}^2/\text{sec})$ 로 줄어들게 된다. 실제 심해저에서  $k$  값은  $2-200 \text{ cm}^2/\text{sec}$ 이다. 심해저 인접 수층에서는 해저-해수 경계면으로부터 거리에 따른 이상적인 지수 함수적인 라돈 농도 감소를 보이고 있는 곳도 많으나, 많은 경우에는 해저로부터 50-90m 거리에 이르기까지는 라돈 농도가 수직적으로 균일하고 그 넘어서는 해저에서 멀어질수록 감소하는 경향을 보여준다. 이는 해저면 인접 50-90m 수층이 물성이 균일한 층(즉 매우 빠른 혼합-organized overturn-이 일어나는 곳)이고 그 위에 에디 확산 혼합

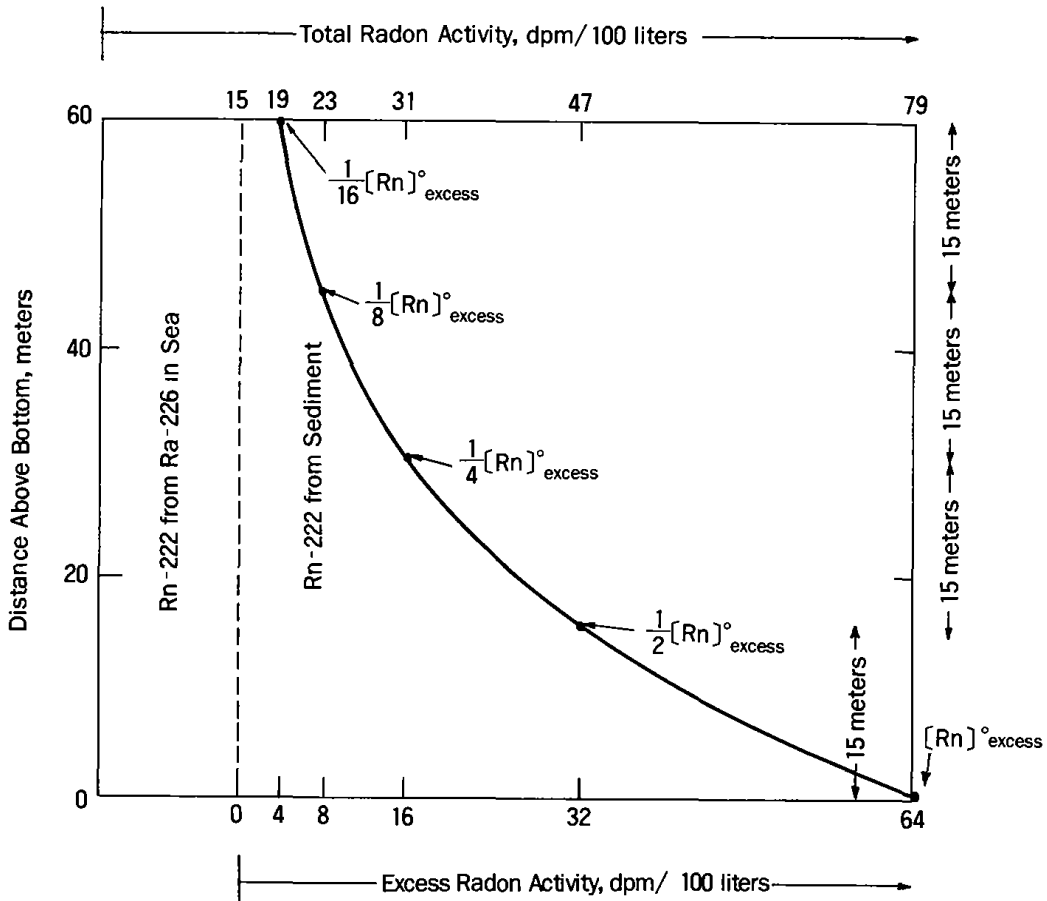


그림 10-7. Ideal distribution of radon above the sea floor. The assumptions are made that mixing is by random eddies, that the mixing rate is independent of distance above the bottom, and that there is no influence of horizontal currents or topographic changes.

(eddy diffusion) 과정이 작용하는 성층화 수층(stably stratified zone)이 존재한다는 것을 의미한다. 또 다른 경우는 해저에 근접하면 급격히 감소하고 해저로부터 이보다 멀어지면 서서히 감소하는 경향도 있다. 이 경우는  $k$ 가 해저로부터 멀어질수록 증가하는 경우이다. 또 제 2차 peak를 가지는 경우도 있는데 이는 Rn의 수평 운반과정이 작용하고 있는 심층수 경우이다.

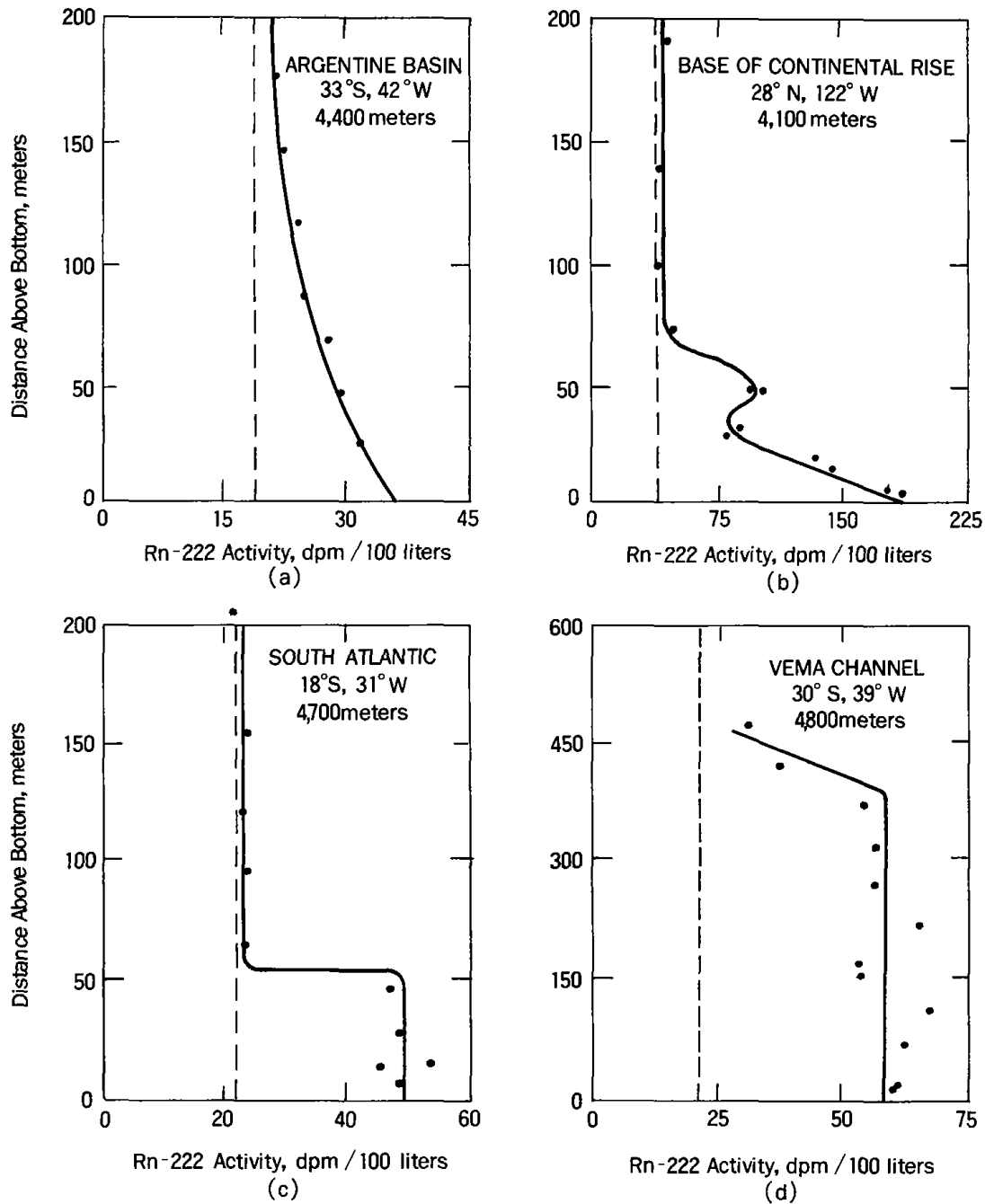


그림 10-8. Actual measurements of the distribution of radon above the bottom. In each case, the contribution of radon from Ra-226 dissolved in deep sea water is indicated by a dashed line. Example (a) from the Argentine Basin shows the ideal distribution predicted if transport is by vertical eddies at a rate independent of distance above the sea floor. In example (b), taken from the base of the continental rise off northern Mexico in the Pacific Ocean, the secondary maximum in Rn concentration indicates that horizontal effects must be important. Example (c) from the South Atlantic shows that very rapid mixing occurs in the bottommost 55 meters; no measurable excess is found above this level. Example (d) from the Vema Channel, through which bottom water spills northward from the Argentine Basin, shows a layer of very rapid mixing extending 400 meters above the bottom.

### 3.2 1,000m~4,000m 수심에서의 수직혼합

그림 10-9는 태평양(28°N, 122°W)에서의 포텐셜 온도와 염분의 수직 분포도이다. 이러한 수직 분포 형태는 500m보다 얇은 수심지역을 제외하고는 전 태평양에 걸쳐서 발견되는 전형적인 것이다. 수심 1,000m에서 염분 극소(salinity minimum) 층은 이 수심으로 저염분의 물이 계속적으로 공급되고 있음을 의미한다. 만약 계속적인 공급이 없으면 그 아래 위의 고염의 물과의 수직 혼합으로 염분 극소층은 서서히 파괴되어서 균일하게 된다. 이 저염분 해수는 남극 대륙 북쪽 끝에서 유래한다. 이 물은 NADW나 AABW만큼은 무겁지 못하기 때문에 1,000m 수심까지 하강하고 그 다음에는 수평 방향으로 퍼져 나간다.

1,000m 이하의 수심에서의 온도의 감소와 염분의 증가는 심층수(NADW와 AABW의 혼합수)가 태평양 해저를 타고 계속하여 공급되고 있다. 첫째, 수심 1,000m 사이의 물은 이 두 근원수 혼합에 의한 것인가? 이에 대한 검증은 수심 1,000m와 4,000m 사이에서 채취한 해수 시료의 포텐셜 온도와 염분과의 관계를 도표로 작성하여 일직선 상에 놓이는가를 살펴 보면 된다. 만약에 제 3의 근원수가 존재한다면 이 세 근원수를 정점으로 하는 삼각형 내에 T-S점들이 놓이게 된다. 둘째, 이 두 근원수의 혼합과정에 관한 것으로, 이러한 혼합은 앞에서 살펴 본 바와 마찬가지로 random eddies의 수직운동에 의하여 성취될 수 있지만 2가지 이유 때문에 이를 받아들일 수 없다. 먼저 random eddies의 수직운동에 의하여 혼합이 이루어진다고 가정하면 계속 공급되는 심층수를 제거할 수가 없다. 다음으로는 만약 1,000m~4,000m 사이에 eddy 확산율이 균일하다면 T-S분포도가 일직선이 될 뿐만 아니라 실제 수심에 따른 수온과 염분의 변화는 없게 된다.

그림 10-9는 분명히 이러하지 않다는 것을 보여 준다. 두 성분은 이 깊이 범위에서 오목(concave 분포) 현상을 보이고, 깊이에 따른 수직성분 분포는 수심 1,000m 부근에서 가장 급하고 4,000m 수심에서는 완만하다. 물론 이는 eddy mixing rate가 수심에 따라 변한다면 가능하다. 그러나 여전히 계속적으로 공급되는 심층수 처리

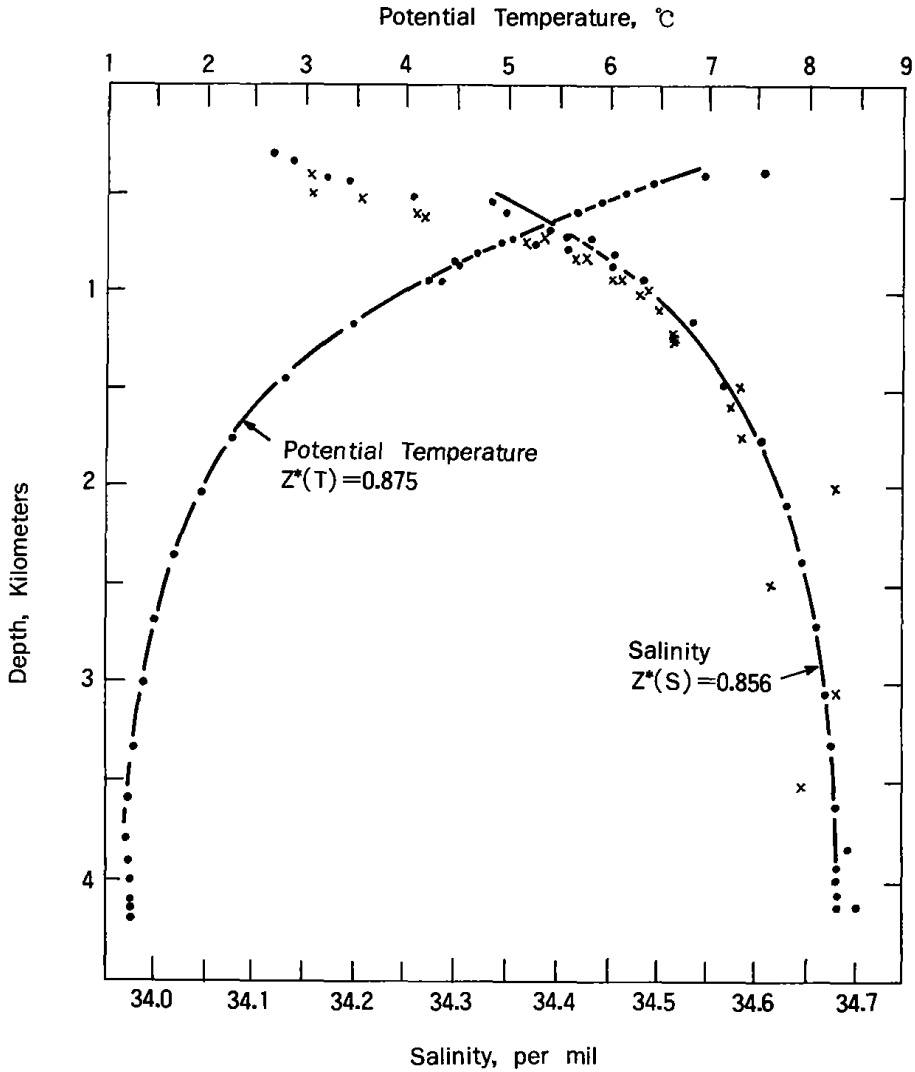


그림 10-9. Plot of temperature (corrected for adiabatic heating), salinity, and density for a station located 28°N by 122° W about 250 miles southwest of San Diego in the Pacific Ocean. (Data collected by Harmon Craig, Scripps Institution of Oceanography)

문제는 남게 된다. 따라서 이에 대한 해결은 심층수 상향 흐름(uniform upward flow of bottom water)과 임의 에디 혼합(random eddy mixing)이 합쳐진 것으로 보면 된다. 그림 10-9의 수직 분포도를 재현하기 위해서는  $k(m^2/yr) / w(m/yr)$ 의 비가 900m가 되는 것이 필요하다. 앞에서 C-14 분포로부터 심층수 용승 속도는  $2m/yr(w)$ 이므로  $k$ 는  $4.15 \times 10^2 m^2/yr$  즉  $1.5 cm^2/sec$ 이다. 좀 더 직접적인 방법은

관심 수심 간격에서 방사능 핵종의 정상상태 분포를 살펴 보는 것이다. 동위원소 농도는 어느 한 수심에서 존재하는 각각 수괴(water mass)의 구성비를 나타내 줄 뿐만 아니라 그 수심에 머무르는 동안 방사능 붕괴에 의한 농도 감소도 반영한다. 방사능 핵종 농도를 y축, 염분이나 수온을 X축으로 도표를 작성하면 방사능 핵종 농도는 일직선으로부터 멀어지게 된다. 이 멀어지는 정도가 방사능 붕괴에 걸리 시간이므로 w와 k값을 구할 수 있다. 이 목적에 적합한 방사성 동위원소는 C-14(반감기 5,700년), Ra-226(반감기 1,600년), 그리고 Si-32(반감기 700년)이다. 우리는 이미 C-14이 어디서 유래하며 어떻게 해양으로 들어오는 지를 공부하였다. Si-32도 C-14과 비슷한 방법으로 생성된다. 우주선 양성자(proton)가 대기 중 Ar-40(대기의 1%)에 부딪치게 되면 Si-32가 생긴다. Si-32 원자들은 O<sub>2</sub>와 반응하여 SiO<sub>2</sub> 분자가 된다.

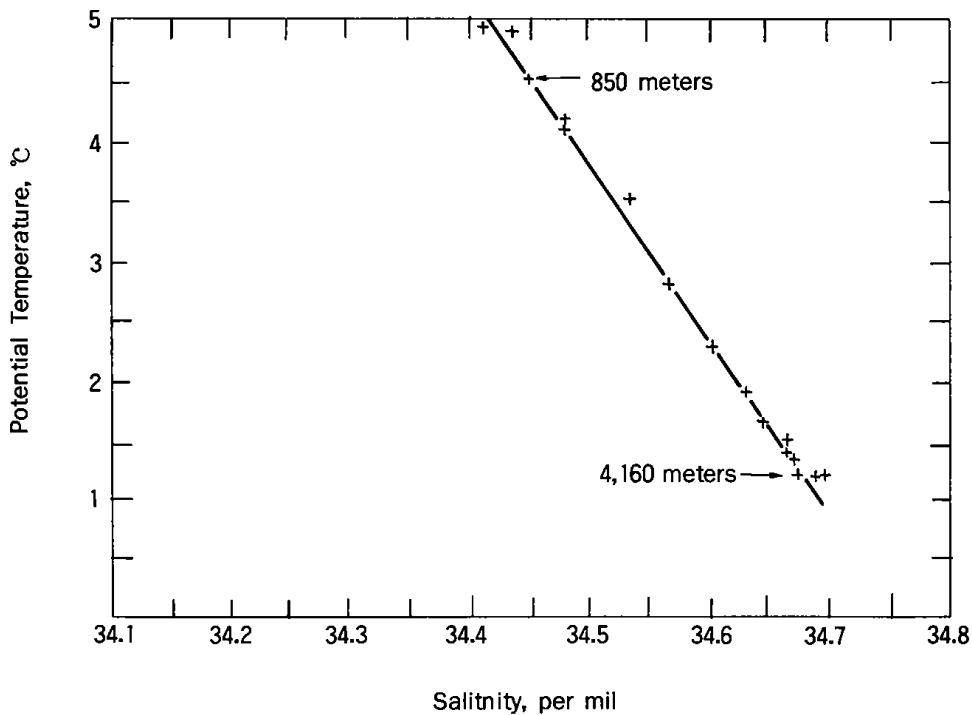


그림 10-10. Plot of temperature (corrected for adiabatic heating) versus salinity for the station shown in Figure 10-9.

그러나  $\text{SiO}_2$  분자는 기체가 아니므로 에어로졸(aerosol)과 결합되고 빗방울에 흡수되어 육상과 해상에 도달하게 된다. 해양에 도달한  $^{32}\text{SiO}_2$  분자는 다른  $\text{SiO}_2$  분자와 마찬가지로 해양 사이클에 참가하게 된다.

Ra-226은 해저 퇴적물의 표층에서 Th-230의 붕괴에 의하여 생성된다. 라듐은 토리움보다 훨씬 더 용해되기 쉬우므로 Ra-226은 퇴적물의 공극수로 퍼져 나와서 해양으로 확산된다. 해수 중의 Ra-226과 U-238(Th-230의 모핵종)의 비는 Ra-226의 약 10%는 퇴적물에서 Th-230의 붕괴에 의하여 생성된 것이며 나머지 90%는 퇴적물에 갇혀서 방사능 붕괴에 의하여 사라진다.

# 제 11 장 해저-해양 경계면 과정(Benthic Studies)

## 1. 해저-해양 경계면 과정

### 1.1 용어의 정의

해양이란 해수괴만을 지칭하며 해저 퇴적물은 제외한다. 벤틱(benthic)이란 해저 인접수층과 이것에 직접 영향을 미치는 해저 퇴적물의 표층을 포함한 환경을 말한다.

해양환경은 해저에서의 생물기원 입자들의 재광물화(rem mineralization)와 침적(burial)에 의하여 크게 영향을 받는다. 이 해저-해양 경계면 과정은 심층수의 대부분의 산소 소모와 추적자 입력(tracer input)을 담당한다. 재광물화 과정은 저서 생물의 에너지 근원이며 침적과정은 영양염류와 유기탄소의 주된 싱크(sink)로서 해양의 비옥도(fertility)를 결정한다. 또한 재광물화 과정과 퇴적과정은 심해퇴적물의 조성을 결정하고 오랜 시간 이 두 과정이 축적이 되어서 과거 기후 등 지구환경 변화 역사를 해석할 수 있는 자료가 보관된 해저 퇴적물 기둥을 형성한다.

벤틱 플럭스 관련 연구는 아직 일천하여 최근에 이르러서야 대양에서의 그 중요성을 추정할 수 있게 되었다. 지금까지의 제한된 자료를 종합하여 보면, 벤틱 플럭스는 대륙의 서부 용승해역에서는 태평양 중앙에서 캘리포니아 연안 용승해역으로 갈수록 매우 크게 증가한다. 대륙의 동부 해역에서도 벤틱 플럭스는 대륙쪽으로 갈수록 크게 증가하지만 벤틱 플럭스 값 자체는 서해안에 비하여 5배 정도 낮다. 수심 1~4km 영역의 대륙 주변 중 70%는 비용승해역이고 30%는 용승해역이다. 해양분지의 수심과 면적 자료에 의거 수심에 따른 유기탄소의 재사이클에 대한 벤틱 과정의 기여도를 알기 위해 현재까지 얻어진 벤틱 플럭스 자료와 Eppley와 Peterson (1979)의 기초생산력 자료와 퇴적물 트랩 자료로부터 추정된 현장 호흡량(Suess, 1980) 자료와 비교하였다. 그 결과 수심 2.5km 이하의 해역에서는 벤틱 플럭스가 현



장 호흡량과 같거나 크다는 사실이 밝혀 졌다. 즉 수심 2.5km 이하 해역에서는 물기둥에서의 분포를 설명하기 위하여 필요한 호흡은 해저면에서 일어난다는 것을 의미한다. 적도부근 심해저의 벤틱 플럭스 자료를 포함하면 벤틱 플럭스의 중요성은 더욱 커진다. 따라서 여러 용존화학 물질의 비보존성 거동은 해저-해양 경계면 플럭스로 설명이 가능하다.(U.S. GOFS, 1987).

## 1.2 목 적

- 1) 다양한 상부 물기둥 환경에 따른 해저에서의 생물기원 입자의 광물화 과정과 침적과정 규명
- 2) 해저-해양 경계면에서의 물질 플럭스(flux)를 결정하는 퇴적역학 및 생물과정 규명
- 3) 해저 퇴적물의 지구화학적 특성을 정량적으로 이해하고 이를 바탕으로 고해양 환경 특성을 규명한다.

## 1.3 연구내용

- 1) 수직적 침강과 수평적 이동 방법에 의하여 해저에 도달하는 생물기원 입자 플럭스 정량적 규명
- 2) 해저-해양 경계면에서의 저층해류에 의한 생물기원 입자의 재부유과정 규명
- 3) 생물기원 입자의 침적과정, 재부유과정, 재광물화 과정, 해저 퇴적물 기둥 내로의 해수 펌핑(pumping) 등 제과정에서의 저서생물의 역할 규명
- 4) 해저 퇴적물에서 생물기원 입자( $\text{CaCO}_3$ ,  $\text{SiO}_2$ )의 용해과정 규명
- 5) 해저-해양 경계면에 도달한 생물기원 입자 중 산호, 용해되고 남은 성분의 축적과정

## 1.4 연구방법

해저-해양 경계면 물질 플럭스 정량 방법은 확산방정식을 사용하여 확산 플럭스

를 계산하거나 해저-해양 경계면에서의 용존물질(solutes)의 농도 경사를 이용하는 것 등의 두 가지 방법이 사용되어 오고 있다. 두번째 방법은 해저 일정 면적위의 물을 가두어서 시간에 따른 화학물질의 농도 변화를 보는 것이다. 이 방법은 응력(stress)이 퇴적물 표층을 침식할 수 없을 정도로 낮은 에너지 상태의 벤틱 환경(benthic environment)에서만 가능하다.

초기 벤틱 플럭스 추정에는 주로 공극수 농도 경사를 이용하였다. 퇴적물 공극수는 압력을 가하여 짜내거나 원심분리 퇴적물로부터 추출하였으며 주로 영양염류, 용존 기체, 무기이온 등이 분석되었다. 이 공극수 농도 경사를 이용한 벤틱 플럭스 추정은 큰 불확실성을 가지는 데 그 이유는 다음과 같다. (1) 퇴적물 코어 회수시 압력과 온도가 크게 변하는데 이는 공극수 내의 화학조성을 변화시키게 된다(Bischoff et al., 1970; Fanning and Pilson, 1971; Sayles et al., 1976; Murray et al., 1980). (2) 또 초기의 측정에는 농도경사가 가장 큰 해양-해저 경계면에서의 미세한 수직 분해능을 충분히 확보하지 못하였다. 이 문제를 해결하기 위하여 더 나은 상자 코어 채취기(box corer; Soutar et al., 1981)가 고안되고 현장(in situ) 공극수 채취기(Barnes et al., 1979; Sayles et al., 1976)가 속속 고안되었고 최근에는 현장 미세 전극 프로파일러(in situ microelectrode profiler; Reimers et al., 1986)와 통코어 압출기(whole-core squeezer; Bender et al., 1986) 등이 고안되어 사용되기 시작하였다. 이 중 제일 마지막에 언급한 두 개의 방법은 온도와 압력을 크게 변화시키지 않고 해저-해양 경계면에서 mm 크기 수직 공간규모에서의 농도 경사를 측정할 수 있다. 이 두 가지 방법은 장점은 시료채취기(sampler)의 설치와 회수가 용이하고 가격이 비교적 저렴하다는 것이다. 그러나 단점은 확산(diffusivity)에서의 불확실성이 계산된 플럭스의 불확실성을 도입하게 되고, 해저-해양 경계면에서 재광물화 과정이 측정되지 않으며, 현장 미세 전극 프로파일러는 용존 O<sub>2</sub>, pH 그리고 전기전도도의 3 변수 만을 측정할 수 있고 통코어압출기는 입자 비반응성 이온이나 기체만을 측정할 수 있다는 점이다.

벤틱 상자(benthic chamber)는 화학물질 플럭스를 정량하는 직접적인 방법이다.

또한 벤틱 상자는 추적자(방사능 물질 등)를 주입시켜 물질이동 계수 등을 실험적으로 정량할 수 있게 해준다(Santschi et al., 1984). 벤틱 상자의 단점은 다음과 같다. (1) 벤틱 플럭스가 낮은 해역에서는 상자를 상당 기간(~10일) 계류시켜야 한다. (2) 상자 내에 갇힌 물은 순환이 되어야 하고 순환율은 플럭스에 영향을 미치게 된다. 그 외 상당히 많은 노력이 저서생물 호흡량으로서의 산소 플럭스 측정에 기여하였다.(Smith et al., 1983). 새로 고안된 벤틱 랜더(benthic lander)는 시간별 시료 채취를 위한 장비가 설치되어 있어서 플럭스 정량이 용이하게 되었다(Sayles and Dickinson, 1987).

모든 벤틱플럭스 측정 장치에서의 공통적인 문제는 해저-해양 경계면에 기구가 착륙할 때 퇴적물-해양 경계면이 교란된다는 사실이다. 이 교란을 방지할 대책은 심해 비디오 카메라를 사용하여 교란 현상을 면밀히 관찰함으로써 강구될 것이다.

## 2. 퇴적물 트랩(Sediment trap)

최근 10여년 연근해와 대양에서의 퇴적물 트랩의 사용은 침강하는 입자성 물질의 플럭스를 직접적으로 측정할 수 있는 방법을 제공하게 됨으로써 그 이전에는 전혀 알려져 있지 못하거나 제한적으로 이해된 해양과정을 규명하는 데 크게 도움을 주고 있다. 주요한 연구 업적으로는 입자성 물질의 침강의 크기와 그 속도, 침강 플럭스의 계절성, 수직적으로 성층화된 생태계의 커플링(coupling), 물기둥 내에서의 재광물화 속도에 관한 정량적인 지식 등을 들 수 있다. 퇴적물 트랩은 입자포집의 물리역학과정(Butman et al., 1986), 해엄쳐서 들어오는 동물을 시료로부터 제거하는 방법(Karl and Knauer, 1989; Silver et al., 1984), 보존화학물질 사용(Knauer et al., 1984) 등에서 아직까지 해결하여야 할 문제들이 많으나 비교적 여러 다양한 환경에서 성공적으로 사용되었으며 퇴적물 트랩과는 독립적인 방법으로 추정된 플럭스와 잘 일치하고 있어서 퇴적물 트랩은 향후에도 중요한 연구도구로서 사용이 될 것이다.

## 2.1 퇴적물 트랩 연구 결과(동향)

해양 분지 규모에서의 물질 이동과 그 거동 이해에 대하여 퇴적물 트랩은 상당한 기여를 하였다. 예를 들면 심해저로 침강하는 물질은 상부 표층해수의 기초생산력과 밀접하게 관련되고 또한 기초생산력의 계절성이 심해저에도 그대로 전달이 되고 있다는 사실이 발견되었다(Deuser et al., 1981). 또한, 입자 크기의 분포, 체류시간, 침강속도 등도 정량적으로 파악되었다(Asper, 1987). 현재의 지식이 완벽한 것은 아니지만 트랩에 붙잡힌 물질들은 개개 입자 크기와 밀도로부터 계산한 것 보다는 훨씬 빠른 속도로 침강하므로, 이는 개개 입자들이 모여서 큰 덩어리가 되는 집합과정(aggregation)이 일어나는 것이고 이것이 수직 플럭스의 주된 메카니즘(mechanism)이라 믿어진다(Fowler and Knauer, 1986). 해양환경에서의 대규모 입자플럭스는 간헐적으로 일어나며(Honjo, 1982), 특히 극지방에서는 연간 총 플럭스가 1~2개월의 짧은 기간에 이루어진다(Wefer et al., 1988). 또한 퇴적물 트랩은 상당한 양의 입자성 물질이 수평적으로 이동함을 밝혔다(Honjo et al., 1982 ; Walsh et al., 1988). 대기로부터 상당한 양의 입자들이 해양으로 공급되며(Jickels et al., 1987), 일단 해양환경에 유입되면 상당히 빠른 속도로 분산 침강된다는 사실이 체르노빌 원자력 발전소 사고 유출 방사능이 심층수에 계류시킨 퇴적물 트랩에서 검출됨으로써 증명되었다(Buessler et al., 1987; Fowler et al., 1987).

그 외 해양학에의 기여는 물기둥과정(water column process)의 정량적인 기술이다. 이제 우리는 신선하고, 쉽게 분해될 수 있는(labile) 유기, 무기 물질들이 중층해양(mid-ocean depths)에 존재한다는 것을 알게 되었다(Coal and Bruland, 1985 ; Wakeham and Cannel, 1988). 식물인 코코리트(coccolith)가 탄산염 용해 수심보다 깊은 곳에서 발견되었으며(Honjo, 1976), 다른 유기물의 속성, 용해 분해 및 재생산 과정이 관찰되었다(Lee and Cronin, 1982; Lee and Wakeham, 1987). 이러한 과정의 발견은 퇴적물 트랩을 사용함으로써만 가능한 것은 아니지만 퇴적물 트랩의 사용은 이에 관한 지식을 크게 진전시켰다.

퇴적물 트랩의 또 하나의 기여는 거대 입자의 조성과 형태에 관한 지식의 제공이다. 해저로 침강하는 물질들은 해역에 따라 그 종류, 크기가 매우 다양하고 생물학적 변수도 매우 복잡하게 얽혀 있으나, 살아 있는 생물체와 죽은 사체(detritus) 간의 상호작용, 작은 입자와 큰 입자 간의 상호 관련성(Alldredge and Silver, 1988), 입자상과 용존상 간의 물질이동(Karl et al., 1988) 등에 관한 지식은 크게 진전이 있었다. 뿐만 아니라 상부 물기둥 먹이 연쇄 사슬로부터 물질의 수출은 간헐적으로 일어나며 이는 여러 생물종(species)의 성장과 상부 물기둥으로부터의 제거가 간헐적으로 일어나는 데 기인한다는 사실이 밝혀져 여러 생물의 생활사도 밝혀지게 되었다(Honjo, 1982).

## 제 12 장 해양의 과거, 현재, 미래 - 지구 온난화

### 1. 빙하기 순환

과거 100만년 동안 8 차례나 지구의 기후는 변화되어 이전에는 완전히 녹아 버렸던 눈이 고산과 북반구에 축적되었다. 축적된 눈은 단단해져서 얼음이 되고 얼음은 빙하와 빙상(ice sheets)을 형성하고 있다. 수만년에 걸쳐서 빙상은 수km의 두께에 달하게 되었다. 이들은 흘러내리면서 땅을 깎고 흔적을 남겨서 중부 유럽이나 미국 중서부까지도 확장한 적이 있다. 그리고 각각의 빙하기는 급격한 끝이 나서 2-3천년 이내의 짧은 기간에 빙상은 현재의 위치로 되돌아 왔다.

최근 30여년의 연구 결과, 빙하기(glacial age) 순환은 천문학적 요인에 의하여 지배된다는 것이 알려졌다. 즉 지구 궤도의 eccentricity와 그 회전축(spin axis)의 경사와 방향의 느린 순환적 변화(cyclic changes)가 계절의 강도를 변화시킴으로써 빙하 전진과 후퇴 사이의 균형을 깨뜨리게 된다. 천문학적(astronomy) 변이와 빙하기(ice ages) 간의 관계는 무엇인가? 계절성의 변이가 지구 전체 기후 변동과 어떻게 연관되는가? 이에 대한 답변은 기후변동의 성격과 그 시기 등에 관한 여러 증거와 일치하여야 한다.

일반적인 견해는 여름철의 감소된 일사량이 얼음을 축적하게 하고 증가된 일사량이 얼음을 녹이며, 이 얼음은 또 지구 기후 변화를 일으킨다. 그러나 빙상의 존재 형태는 기후변화의 결과로써 해석이 되어야지 주요 원인으로 이해되는 것은 틀린 견해이다. 증발과 강우 형태를 변화시킴으로써 계절성의 강도의 변화는 해양과 대기 간의 과정 형태를 전환시키게 된다. 이러한 각각의 전환 때마다 해수 순환이 변화되고 열이 지구 부분에 다르게 배분되고, 따라서 대기의 운동이 바뀌게 되어 기후 변화가 초래되고 또 이에 따라 빙상(ice sheets)이 성장, 또는 후퇴하게 된다.

빙하기의 천문학적 이론은 Louis Agassiz가 알프스 산맥에서 깎이고 패인 암석과 그 잔류물의 더미가 과거 빙하기의 흔적이라는 사실을 발견한 2-3년 후인 1842

년에 제창되었다. 1842년 프랑스 수학자 J. A. Adhémar는 천문학적 변이에 기인한 계절성의 강도는 빙하기를 주기적으로 trigger할 수 있음을 보여 주었다. 유고슬라비아의 천문학자 Milankovitch는 이를 세련시켜 1920-1930년에 가설을 도출하였다. Milankovitch의 주장에 의하면 천문학적 변수는 3가지인데 2가지는 계절성의 강도에 영향을 주는 것이고 나머지 1개는 위 2가지의 상호 작용에 영향을 주는 인자이다. 1) 지구 자전축의 기울기, 2) 지구 궤도의 모양, 3) 기울기와 지구 궤도의 이심률과의 관계를 지배하는 천문학적 변수. 그 각각을 다시 살펴 보면 다음과 같다.

#### 1) 지구 자전축의 기울기 변화(tilt)

지구 자전축은 수직으로부터 약  $23.5^\circ$  기울어져 있고 이는 매 41,000년을 주기로  $21.5^\circ$ 와  $24.5^\circ$  사이에서 변화되어 왔다. 기울기가 커지면 커질수록 양반구에서 계절성은 더욱 강해진다. 즉 여름은 더 더워지고 겨울은 더 추워진다.

2) 지구 궤도의 이심률 변화: 지구 자전축의 기울기 변화보다는 계절성 변화에 영향을 적게 미친다. 100,000년을 주기로 지구 궤도는 더욱 이심률이 큰 타원으로 늘어났다가 원에 가까운 타원으로 변화한다. 궤도 이심률(orbital eccentricity)이 증가하면 태양과 지구 간의 거리가 최근접점과 최원거리점에서 증가하며, 지구 반구의 한 쪽에서는 계절성이 증가되고 다른 쪽에서는 약화된다(현재 지구는 남반구 겨울에 태양으로부터 가장 먼 거리에 위치하고 그 결과 북반구에 비하여 남반구 겨울은 약간 더 춥고 여름은 약간 더 덥다).

3) 지구 자전축의 세차운동(떨림)(precession of wobble) : 매 23,000년을 주기로 traces out a complete circle on the background of stars. 이 세차운동은 어느 반구에서 여름이 tilt seasonality가 distance seasonality에 의해서 더 약해지기도 하고 더 강해지기도 한다. 한 반구에서 이 두가지가 서로 보강하게 되면 다른 반구에서는 서로 반대되는 경향을 보인다.

Milankovitch는 이 3가지 요인이 작용하여 여름철 고위도 북반구 지역에 도달하는 일사량을 20% 변화시키면 이는 대빙상(the great ice sheets)이 저온 여름과 온

난 겨울 동안에 전진할 수 있는 양이라는 것을 보여 주었다. 그러나 빙하기 시작 시기에 관한 독립적인 기록이 없으므로 이를 직접 검증해 볼 수는 없다.

1950년 초반 Cesare Emiliani는 최초로 과거 빙하의 진전과 후퇴 기록을 재현하는 데 성공하였다. 그 자료는 해저 퇴적물에 묻혀 있는 탄산칼슘 껍질을 가지는 유공충이라는 기록에서였다. 유공충이 죽으면 해저로 가라 앉아서 해저 퇴적물의 일부가 된다. 유공충 껍질의 탄산염 부분은 유공충이 생존시 해수의 특성을 간직하게 된다. 즉 탄산염의 무거운 산소( $0-18$ )와 보통 산소( $0-16$ )의 비는 해수 중의 그 안정성 동위원소의 비와 같다.

해수의 산소 동위원소의 비가 빙하나 빙상(glaciers and ice sheets)에 갇힌 전세계 물의 양과 비례한다는 것은 이제 잘 알려져 있다. 이 관계는 기상학적인 증류와 같은 것이다. 무거운 동위원소를 가진 물 분자는 가벼운 동위원소를 가진 물 분자보다 더 빨리 응축되고 또 강우로 더 빨리 떨어진다. 따라서 수증기가 고온해양(warm ocean)으로부터 증발되어 그 근원으로부터 멀어질 때, 그 산소-18은 산소-16보다 더 쉽게 강우 형태로 해양으로 되돌아 간다. 그러므로 맨 마지막에 빙상 위어나 고산 지대 빙하에 떨어지는 것은 비교적  $0-18$ 이 결핍된 것이다. 즉  $0-18$ 이 결핍된 얼음이 성장하면 해양은 비교적  $0-18$ 이 많게 된다. 빙상이 더 크게 자라면서 자랄수록 더 많은  $0-18$ 이 해수에 남게 되고 그 때 생존한 유공충의 껍질에는 더 많은  $0-18$ 이 존재하게 되고 따라서 해저 퇴적물에 그 기록이 남게 된다.

심해저에서 얻어진 시추 코어에서 Emiliani는 유공충의 산소 동위원소 비의 증가와 감소 주기가 Milankovitch가 예측한 것과 같은 것을 발견하였다. 그러한 선구적 관찰 이후에 산소 동위원소 특징이 수백개의 시추 코어에서 측정되었다. 1976년에 J. D. Hays, J. Imbrie, N. Shackleton 등에 의하여 집대성된 시추 코어 자료에서도 똑같은 주기성 궤도과정과 같은 것이 발견되었다.



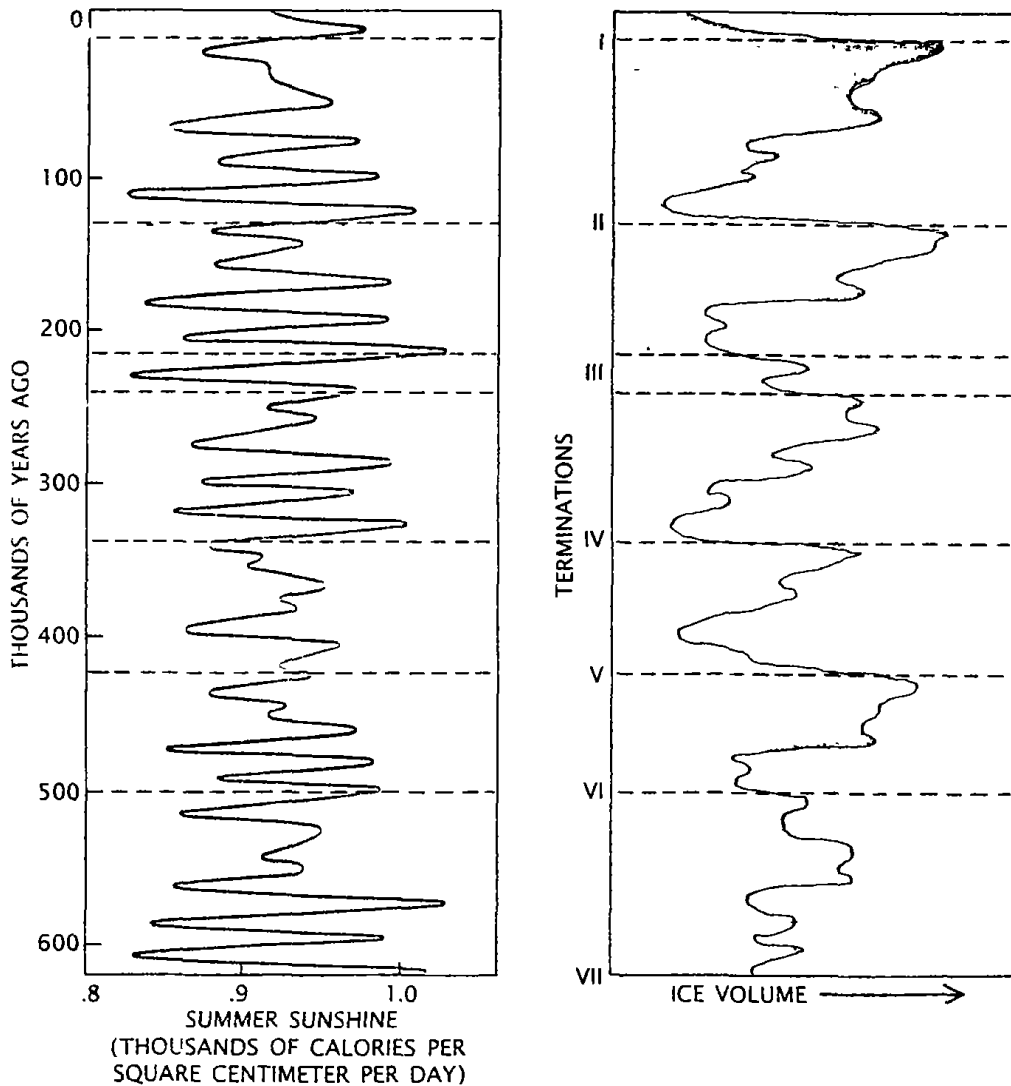
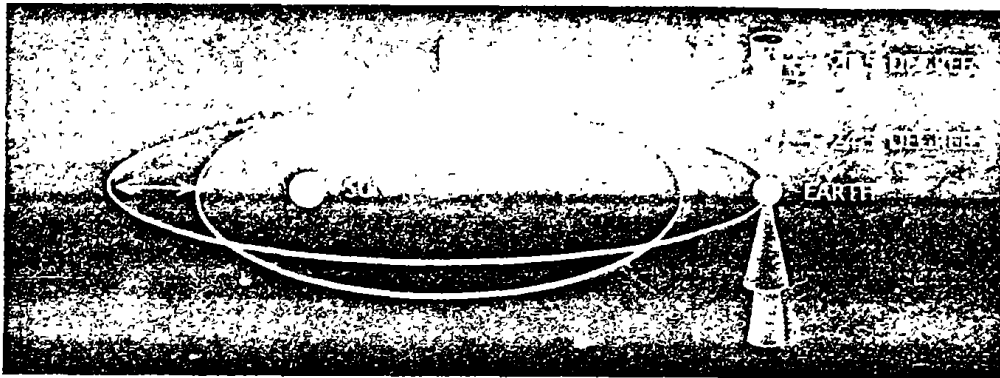


그림 12-1. ASTRONOMICAL CYCLES(TOP) are the pacemaker of glaciation. The cycles—23,000 to 100,000 years in length—affect the eccentricity of the earth's orbit, the orientation of its spin axis (which slowly traces out a cone in space) and the tilt of the axis(which affects the width of the cone). The effect of the changes on the intensity of summer sunshine at high northern latitudes is shown at the left. The curve at the right indicates the volume of the earth's ice sheets, determined from isotopic studies of seafloor sediments. Ice volume climbs gradually for about 100,000 years and then falls abruptly in ice-age terminations that correspond to episodes of increasing summer sunshine at northern latitudes. (Seasonality varies differently in the Southern Hemisphere, which suggests that northern seasonality must be what drives ice ages.)

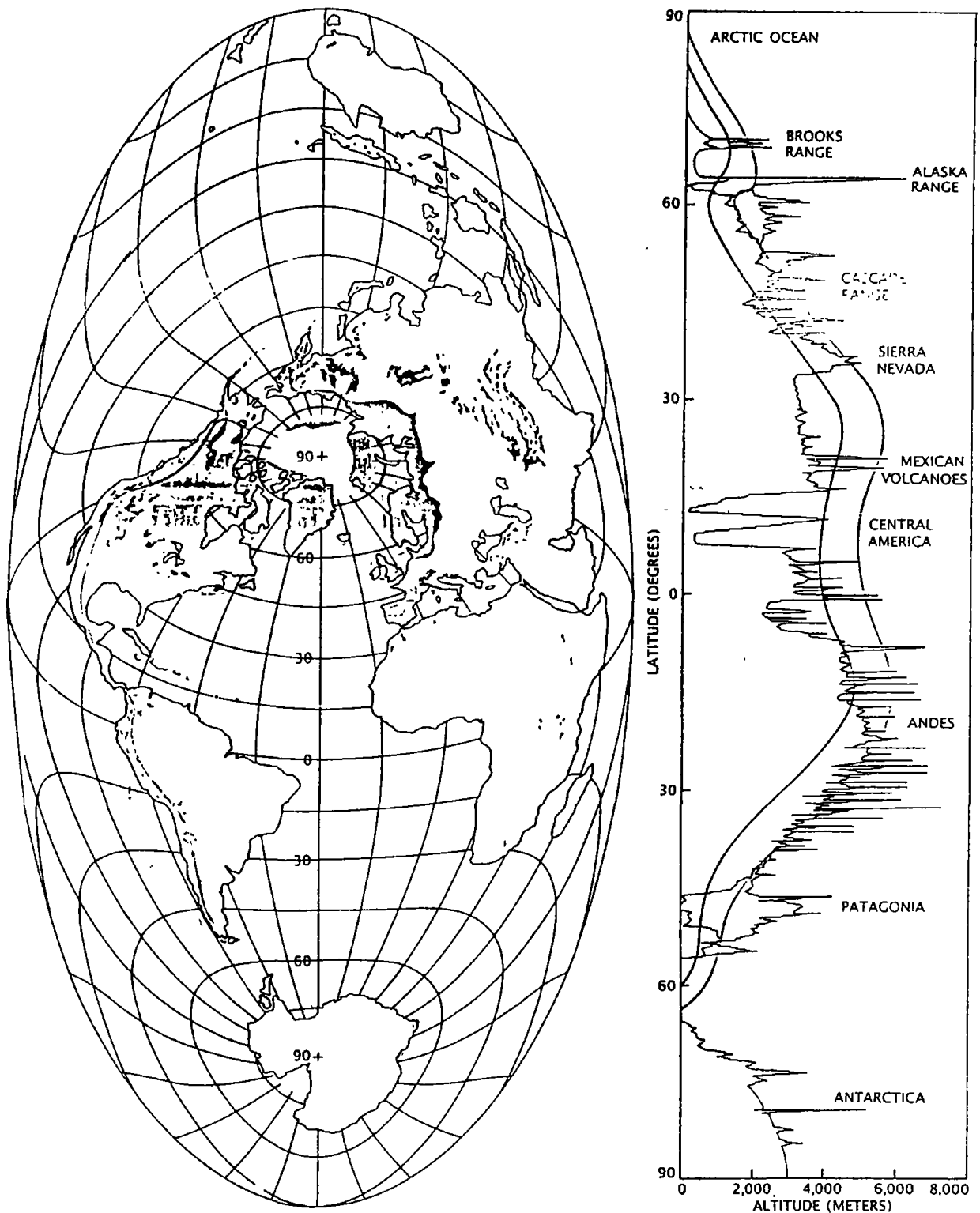


그림 12-2. ICE SHEETS AND MOUNTAIN GLACIERS expanded in both hemispheres during the last ice age. The map (an unusual equal-area projection) shows the extent of land ice(*red*) and sea ice (*yellow*) on all the continents at peak glaciation some 19,500 years ago. (Land ice extended beyond some present coastlines because the sea level was lower.) The graph traces the average elevation of mountain snow lines on the American cordillera, plotted along the north-south transect indicated on the map. Ice-age snow lines (*blue line*) were about 1,000 meters lower than snow lines are today(*red*), regardless of latitude.

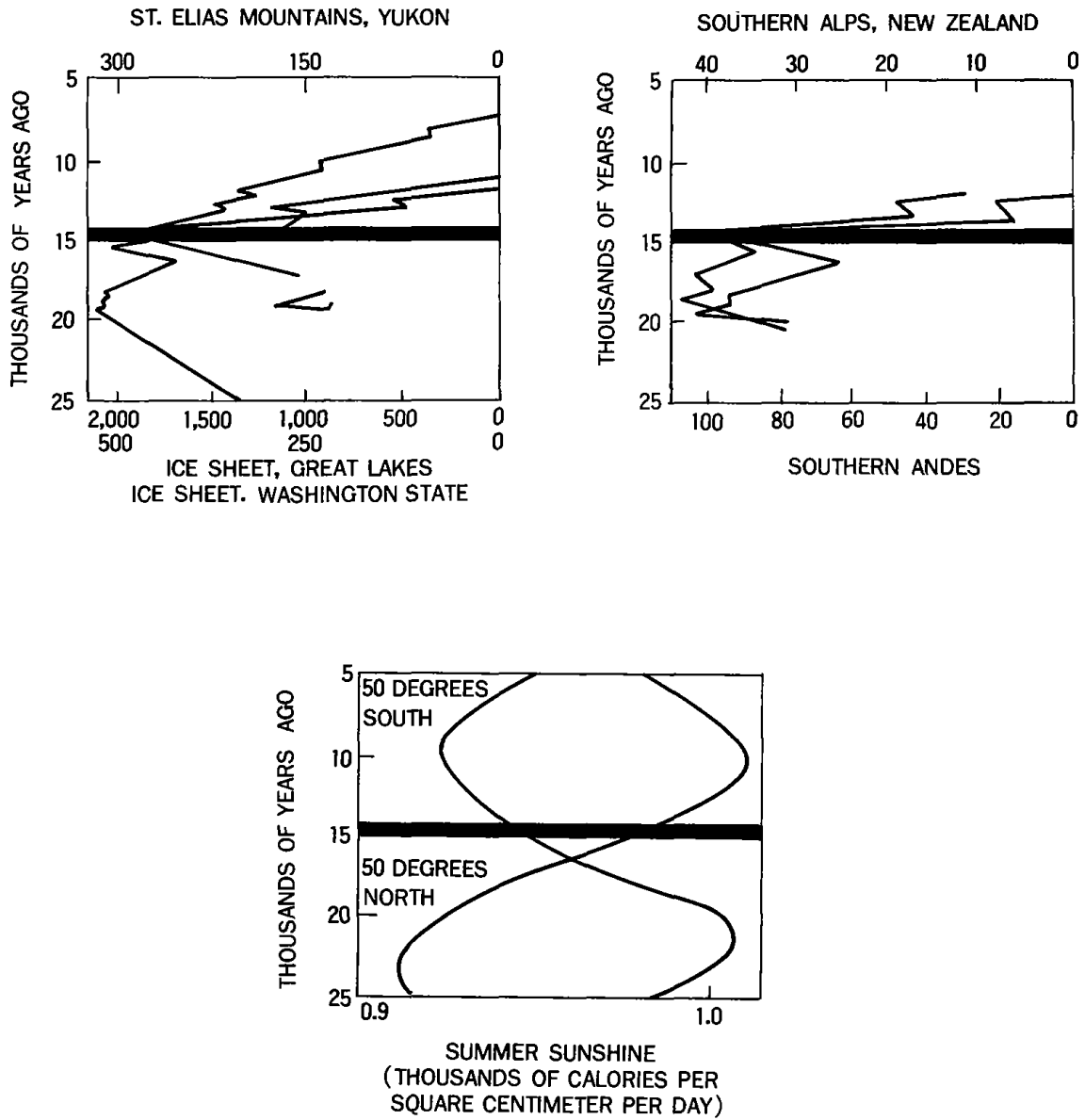


그림 12-3. TIMING of glacial retreat was identical in the Northern Hemisphere(*left*) and in the Southern Hemisphere(*center*). The graphs give the extent of mountain glaciers and ice sheets from their source regions (in kilometers) and show that in every case dramatic retreat began 14,000 years ago. Changes in seasonal intensity could not have driven the retreat directly, because even though northern summers were getting stronger, summers in the Southern Hemisphere were weakening(*right*).

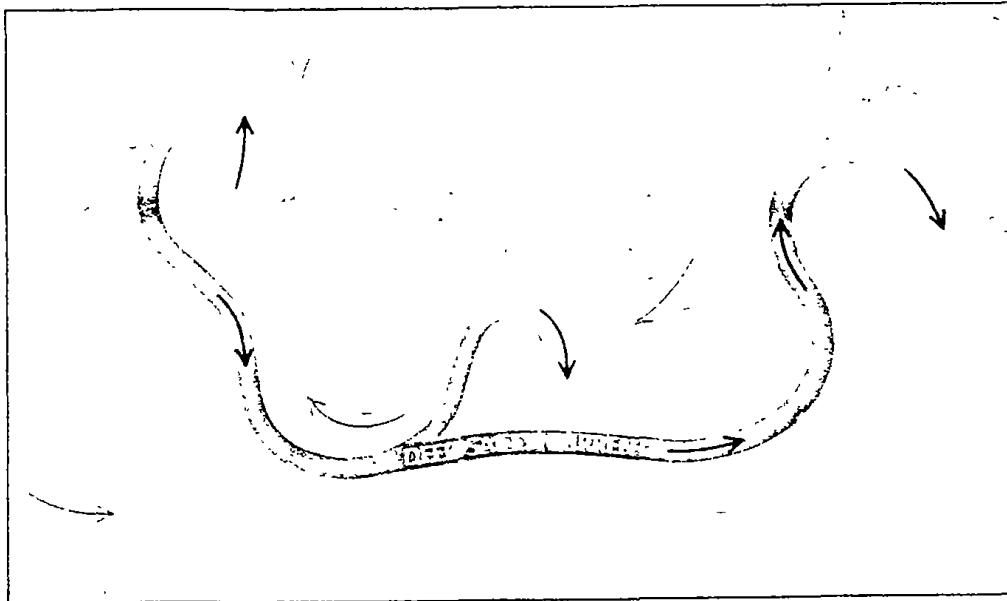


그림 12-4. DEEP SALTY CURRENT threads the world's oceans, compensating for the transport of water vapor by the atmosphere.(Light blue arrows indicate shallow return flow.) The current originates in the North Atlantic, where northward-flowing warm water that is unusually saline (and therefore dense) because of excess evaporation is chilled, which increases its density further. It sinks into the abyss and flows southward, out of the Atlantic. Most of the salty water that is supplied by this Atlantic "conveyor" mixes upward in the Pacific, making up for excess precipitation there. The Atlantic conveyor-and probably the entire system-was disrupted during glacial time.

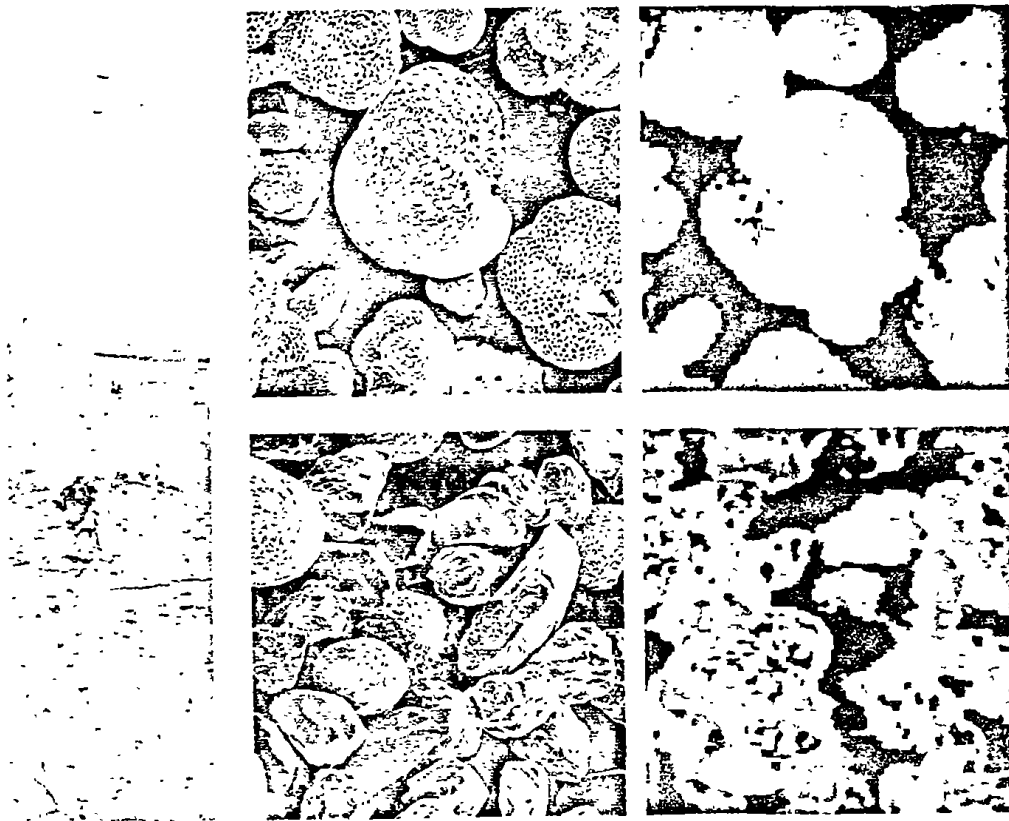


그림 12-5. SEDIMENT CORE(*left*) from the North Atlantic testifies to an abrupt change in circulation at the end of the penultimate glaciation about 128,000 years ago. The transition (identified by Gerard C. Bond of Columbia University) spans a few millimeters and represents about 50 years. A scanning electron micrograph of coarse material from the dark sediments(*bottom*) reveals abundant rock fragments, rich in silicon(*blue in an X-ray map*), presumably dropped by melting icebergs. The light-colored sediments(*top*) include almost no rock and are made up mainly of shells, rich in calcium(*red*), from marine organisms that inhabit warm waters.(Shells in the dark sediments came from cold-water species.) The sudden revival of the Atlantic conveyor must have warmed the surface, eliminating icebergs and altering ecology.

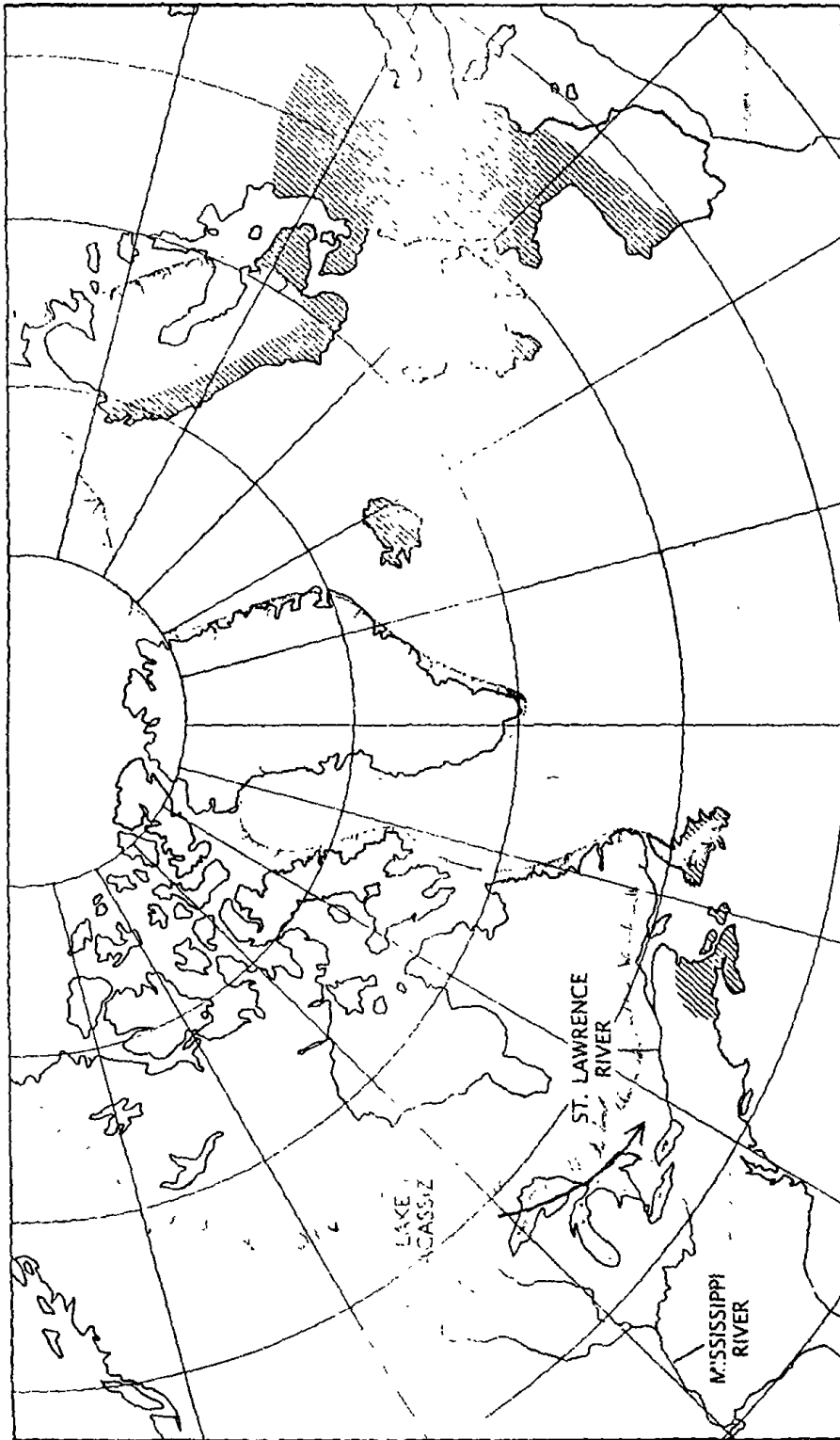


그림 12-6. DIVERSION OF MELTWATER during the retreat of the North American ice sheet some 11,000 years ago may explain the 1,000 year cold spell known as the Younger Dryas. Lake Agassiz, fed by meltwater, had been draining down the Mississippi River to the Gulf of Mexico. When the retreat of the ice opened a channel to the east, however, the water flooded across the region of the Great Lakes to the St. Lawrence River (arrow). The influx of fresh water to the North Atlantic diluted the salinity of surface water, reducing its density and preventing it from sinking. The Atlantic conveyor was shut down : warm water could no longer flow northward, and a broad region around the North Atlantic was chilled (hatched area).

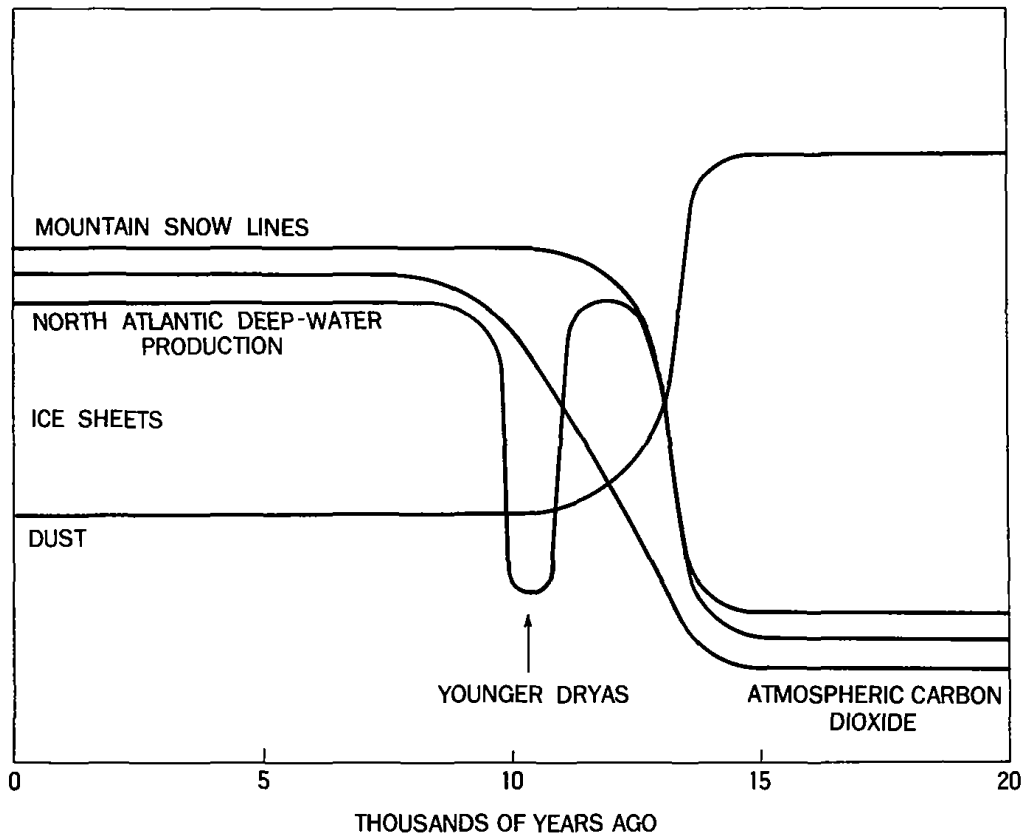


그림 12-7. END OF THE LAST ICE AGE brought global changes, summarized here, that began at the same time about 14,000 years ago even though they proceeded at different rates. The circulation of the North Atlantic shifted abruptly from glacial to interglacial conditions (with a brief relapse during the Younger Dryas cold snap) as deep water production resumed. At the same time, the amount of dust in the atmosphere dropped and the concentration of carbon dioxide started to increase. The shifts may have been part of a larger reorganization of the ocean and atmosphere that warmed the planet and caused mountain glaciers and ice sheets the start retreating.

과거 800,000년에 걸쳐서 지구 전체의 빙하 부피는 매 100,000년 마다 가장 커졌다. 이러한 큰 각각의 순환에 덧붙여 23,000년과 41,000년의 단주기성 또한 발견되었는데 이는 precession과 tilt frequency와 일치하는 것이다. Imbrie는 단주기 변동이 distance seasonality와 잘 일치하는 것을 확인하였다. 그러나 실제로 100,000년 주기 변동이 단주기 변동보다 계절적 일사량 변동에는 더 적게 영향을 주지만 빙하화(glaciation)의 근본적인 주기를 결정한다. 단주기 변동은 동위원소 기록에서 조그만 주름으로 나타날 뿐이다. 더구나 계산된 계절성 순환주기는 서서히 진행하지만(the calculated seasonality cycles rise and fall smoothly) 빙하 곡선은 톱니 형태이다 : 빙하는 에피소드적으로 근 100,000년 동안에 성장하였다가 수 천년의 짧은 기간에 걸쳐서 후퇴하고 만다. 이 수 천년은 북반구에서 여름이 강화되는 시기와 일치한다.

W. R. Peltier와 W. T. Hyde는 빙상(ice sheet)의 운동과 빙하 밑에 깔려서 가라 앉은 암석과의 관계를 연구하였다. 이들은 이론적인 모델을 개발하였는데 빙상이 임계크기(critical size)로 성장하는 데는 약 100,000년이 걸리며 일단 빙상이 최대로 자라면 이때 지각 하부의 ductile rock이 빠른 속도로 흘러서 지각이 가라앉게 된다. 따라서 빙상의 고도가 낮아지게 되고 빙상은 급격히 녹게 된다. 이 시기가 북반구 여름이 강하게 되는 단주기 사이클과 일치한다.

Peltier와 Hyde와 같은 많은 모델들은 북반구 계절성 변동이 빙하의 진전과 후퇴를 직접적으로 유도하는 것으로, 또 bed rock 반응이 각 주기를 형성하여 그 길이를 정하는 것으로 가정하였다. 그러나 이러한 가정은 큰 단점에 봉착하고 있다 : 빙하는 남반구에서도 북반구에서와 마찬가지로 전진하고 후퇴한다는 사실이다. J. Mercer와 S. C. Porter에 의하면 비록 남반구에서의 계절성의 변이는 북반구와는 전혀 다른 주기에 의거하여 변하지만, 북반구에서와 같은 시기에 기후 변화가 일어났다.

최근 빙하기(the last ice age) 동안 산빙하(mountain glacier) 또한 크게 팽창하였다. 그 증거로는 빙하에 의하여 밀려 내려온 모레인(moraines)이라는 퇴적물



더미가 북반구 온대 지역 (Cascades 산맥, 알프스산맥, 히말라야산맥)에서 뿐만 아니라 열대 지역 (New Guinea, Hawaii, Colombia, 동 Africa) 과 남반구 온대 지역 (Chile, Tasmania, New Zealand) 등에서도 발견이 되고 있다. 현재까지 조사된 고산 지대에서는 지리적인 환경조건이나 강수량과 관계없이, 설선 (snow line) 이 1 km 정도 아래로 내려와 있었고 이는 약 5 °C 정도의 기온 감소에 해당된다.

유기물이 모레인에 갇혀 있는 경우를 이용하여 방사성 탄소 연대 측정을 하여 보면 빙하는 진전과 후퇴를 예측된 대로 진행한 것을 보여 주고 있다. 빙하는 과거 19,500 ~ 14,000 년 전에 최대치에 도달하였다. 이는 북반구에서 빙하가 최대기에 도달한 때와 일치한다. 북반구의 빙상이 수축하기 시작하는 시기에 남반구의 산빙하도 극적으로 후퇴하여 12,500 년 전 경에는 현재의 크기로 크게 줄어들었다.

어떻게 북반구 고위도에서의 여름 일사량 변이가 남반구의 빙하를 성장시키고 후퇴시키는가? 만일 orbital cycles 이 북반구 빙상에 직접 영향을 미쳐서 glacial cycle 을 유도한다면 북반구 고위도에서의 계절성 변이에 대한 반응은 북반구와는 다른 남반구에서의 계절성 변이를 능가할 정도로 충분히 커야 한다. 하나의 가능성은 북반구 빙상 자체가 북반구 계절성을 지구 전체의 기후로 변환시키는 것이다.

여러 가지 연계성이 제시되었으나 빙상 자체가 astronomical cycles 을 climatic shifts 로 변환시킬 수 없다는 것이 증명되었다. 그러면 무엇인가? 이에 대한 해답은 그린랜드와 남극 대륙을 여전히 덮고 있는 빙하를 2km 깊이까지 시추한 빙하 시료에서 얻어진다. 빙하 시추의 첫째 자료는 빙하기 기후 변동 (ice age climatic changes) 이 지구 전체적이라는 것과 또 동시적이란 사실을 재확인해 준다. 일반적으로 O-18 함량은 결핍되어 있으나 정확한 함량 기록은 얼음이 쌓일 때의 그 지역의 온도이다 (공기 뭉치가 차가우면 차가울수록 그 공기 뭉치의 수증기는 이미 강우로 빠져나갔을 것이므로, 나머지 수증기는 O-18 이 감소된다). 그린랜드와 남극 빙하 시추 코어의 안정성 동위원소 연구 결과는 최근 빙하기 (the last glaciation) 동안 양극은 현재보다 10 °C 정도 낮았으며 단계적으로 더워졌음을 보여 주었다.

H. Oeschger 와 C. Lorius 는 빙하시추코어에 갇힌 고 대기에서 CO<sub>2</sub> 를 측정하였

다. 그들은 최근 빙하기의 대기 CO<sub>2</sub> 함량이 간빙기 대기의 CO<sub>2</sub> 함량의 2/3에 지나지 않음을 발견하였다. 이 CO<sub>2</sub> 곡선은 기후 관련 부분 중에서 간과된 부분이 있음을 의미한다. 즉 해양이 그것이다. 오직 해양과정에 있어서의 대규모 전환만이 대기 화학조성에 극적인 변화를 가져올 수 있다. 왜냐하면 해양이 대기보다 60배나 많은 CO<sub>2</sub>를 가지고 있기 때문이다. 왜냐하면 기체는 쉽게 표층 해양과 대기 사이를 확산할 수 있고, 표층수에서의 CO<sub>2</sub> 농도는 대기의 농도를 결정하기 때문이다.

한편 생물체는 표층수의 CO<sub>2</sub> 농도를 결정하게 된다. 표층수에서 심층수로 CO<sub>2</sub>를 운반하는 생물학적 펌프(biological pump)의 역할을 함으로써, 광합성과정을 통하여 해양의 표층 유광층에서 식물 플랑크톤은 용존 CO<sub>2</sub>를 취하여 유기질 조직을 만든다. 이 중 일부는 이 식물을 먹고 사는 동물도 포함하여, 결국은 심해저로 가라앉게 된다. 거기서 박테리아가 이를 산화시켜서 다시 CO<sub>2</sub>로 돌려 보낸다. 따라서 기체는 계속하여 심층수로 펌프되고 인산염 이온과 질산염 이온도 C와 함께 심층수로 운반한다.

이 펌프의 효율성은 표층 생물의 군집이나 종 구성에 관계될 뿐만 아니라 수직 혼합 방식에도 관계된다. 펌프 효율성(pumping efficiency)과 해수순환과의 정확한 관계성은 아직도 논란의 대상이지만, 심층수와 표층수의 순환이 느리게 되면 표층 식물체는 심층수로부터 더 많은 기체가 공급되기 전에 표층수의 CO<sub>2</sub>를 고갈시킬 충분한 시간적 여유를 가지게 된다. 빙하기에는 변환된 해수 혼합 방식과 생태적인 변화가 생물학적 pump를 더욱 효율적으로 만들었음에 틀림없다.

빙하기에 해양과정이 현재의 간빙기와는 전혀 달랐다는 사실은 유공충 화석을 분석함으로써 알려졌다. 이들이 유공충이 생존하던 시기의 온도와 염분을 반영하기 때문이다. 또 최근에 Edward Boyle은 해수 중의 Cd의 분포가 이유는 분명하지 않지만 영양염류 중 인산염(phosphate), 질산염(nitrate)의 분포와 아주 근사하다는 사실을 밝혔다. Cd 이온은 Ca과 같은 전하와 크기를 가지고 있기 때문에 Boyle은 Cd이 유공충 껍질의 CaCO<sub>3</sub>의 Ca을 치환할 것이라는 가정을 세웠다. 만약 가정이 옳다면 유공충 껍질의 Cd을 측정함으로써 빙하기 동안의 nitrate와 phosphate 이

온의 농도를 알 수 있게 된다. Boyle의 직관은 그가 현생 해양에서 유공충이 해수 중의 Cd 함량에 대해 일정한 비율로 Cd을 흡수하는 것을 발견하였을 때 옳다는 것이 증명되었다. 그 후 그는 퇴적물 시추 코어에서 얻은 유공충에서 Cd을 측정하였다. 그 결과는 과연 매우 놀랄 만한 것이었다 : 14,000년 전 경의 빙하기 동안에는 현재 대서양의 심층수 순환이 존재하지 않았다는 것이 증명되었다. 현재 대서양 심층수는 태평양이나 인도양에 비하여 인산염과 질산염을 약 반 밖에 함유하고 있지 않다. 대서양에서 영양염의 함량이 낮은 것은 표층 해수(생물학적 과정이 영양염을 고갈시킴)가 새로이 심층수로 유입된 것을 의미한다. 매년 겨울 비교적 고염의 해수가 800 m 수심 정도의 중층에서 북상하며 아이스랜드 부근의 위도에서 바람이 표층수를 밀어내기 때문에 중층에서 표층으로 용승하게 된다. 용승된 해수는 차가운 공기에 노출되므로 열을 방출하게 되어 10℃에서 2℃ 정도로 냉각된다. 이 때 해수의 고염과 수온의 하강은 이 물의 밀도를 매우 크게 한다. 따라서 이 물은 다시 침강하여 심해저로 향하게 된다.

북대서양의 심층수가 형성될 때 어마어마한 열이 방출되는데 이는 북대서양이 받는 연간 태양에너지의 30%에 달하는 양이다. 이러한 보너스 열이 서부유럽의 온난한 겨울을 보장해 주는 것이다 (근대까지 Gulf stream의 영향이라고 믿어왔으나 멕시코 만류는 훨씬 남쪽에서 끝이 난다). 수직 순환의 크기는 막대하여 평균 전 세계 하천수 유량의 20배에 달하는 양이며 실제 전 세계 대양의 대부분의 심층수는 북대서양에서 기원하고 있다. 북대서양의 표층에서 기원한 심층수는 아프리카의 남단을 지나서 남극 대륙을 한 바퀴 돌아서 심층수를 다른 해역에 분배한다.

심층수가 나이가 들어갈수록 최초 기원한 곳으로부터 멀어지고, 또 계속적으로 인산염과 질산염이 표층에서의 생물작용으로 고체가 되어 떨어져서 심층수에서 분해, 축적되게 된다. 이는 계속적으로 영양염의 농도를 증가시키게 된다. 저서성 유공충 껍질의 Cd 함량을 측정함으로써 Boyle은 빙하기 때마다 영양염류가 전 세계 대양 심층수에 균일하게 분포하였음을 발견하였다. 또한 빙하기에는 대서양에서의 영양염류의 농도가 현재처럼 그 극대가 중층수에 있지 않고 심층수에 있었다는 것을 발견

하였다.

이러한 결과는 초기 미고생물 연구결과를 지지하는 것이다. 대서양 “conveyor”는 대규모의 열을 북대서양에 방출하고 어마어마한 양의 물을 심해저로 내려 보내는데 이 “conveyor”는 14,000년 전의 최근 빙하기가 끝나기까지는 작동을 하지 않았다. 심층수 순환을 결정하는 이 “conveyor”가 없는 해양 순환은 현재와 크게 달랐을 것이다.

해양과 육상 부분의 기록들은 해양과 대기 과정이 14,000년 전에 동시에 변화했음을 보여 주고 있다. 해수 순환은 극적으로 빠르게 변화한다 : 양극의 빙하는 녹기 시작하여 대기 중의 CO<sub>2</sub> 함량은 간빙기 수준으로 올라간다. 즉 global warming이 시작된 것이다. 우리는 이러한 사건들이 해양-대기계가 빙하기에서 간빙기 작용형태로 재정비를 하는 것으로 보인다. 대부분의 해양-대기 작동방식의 급격한 전환은 빙하기 주기를 그 바탕으로 하고 있다.

우리는 계절성의 변이가 이러한 작동 방식의 급전의 원인이라고 생각하고 있다. 현재로서는 계절성 변이, 해양-대기 작동 방식, 지구 기상 등을 잘 설명해 주는 이론이 완성되지 않았으나 어느 정도 통찰력을 부여할 수 있다.

대기는 계절성 변화의 영향을 받고 해수 순환에 크게 영향을 준다. 대기-해양 간의 연결은 염의 분포이다. prevailing winds는 물을 증발시켜서 해양의 한 부분에서 다른 부분으로 운반한다. 물의 운반으로 인해 물이 떠난 지역의 염분은 높아지고 물이 공급된 해역의 염분은 낮아진다.

표층 해수가 심층으로 가라 앉아서 수직 “conveyor belt”를 현재의 북대서양에서와 같이 시작하기 위해서는 충분한 밀도를 가져야 한다. 밀도는 온도와 염분에 의하여 정해지며 고위도 지방에서는 염분이 가장 중요하다(겨울철 고위도 지방의 표층수는 거의 어느 점에 가깝게 냉각되어 있으나 염분이 매우 높은 해수만이 침강할 수 있다). 이러한 계는 그 자체 특성 때문에 비선형(built-in nonlinearity)이다. 북대서양 해역에서의 염분의 변화에 따른 대기 순환의 점진적 변이는 지구 전체의 순환 형태(global circulation pattern)를 극적으로 변화시킬 수 있다. 즉 대서양의

conveyor는 해양-대기계에서 가장 취약한 부분이며, 따라서 이것이 북반구 계절성과 지구 전체의 기후 변화를 유도하는 것이다.

빙하기가 후퇴하기 시작하고 난 후 6-7천년 전에 일어난 기후 변화 사건을 Younger Dryas라 부른다. 이 Younger Dryas 사건은 담수(수증기가 아님) 운반과 해수 순환과의 관계를 잘 설명해 주고 있다. 약 11,000년전 빙하가 후퇴하고 있을 때 온도가 간빙기간의 수준으로 올라 갔다. 그런데 갑자기 100년이라는 짧은 기간에 북유럽과 북동 아메리카는 빙하기로 되돌아 갔다. 화분(pollen) 연구 결과 빙하기 이후의 유럽에 천이되었던 삼림은 북극풀과 관목(Dryas 꽃 포함, 여기서 이름 유래)으로 대체되었음을 보여 주었고 그린랜드 빙하 코어는 국지적으로 6℃나 기온이 하강한 것임을 증거하여 주었다. 약 1,000년 후에 이러한 강추위 기간(cold spell)은 20년이라는 짧은 기간에 끝이 났다.

Boyle은 Cd 측정과 북대서양의 표층에 서식하는 유공충의 기록을 통해 Younger Dryas 기의 시작 초기에 빙하기로 완전히 되돌아 갔음을 보여 주었다. 즉 심층수 형성은 정지되었고 따라서 유럽에 보너스 열을 공급해 주던 고온중층수(warm intermediate-depth water)는 더 이상 북으로 흐르지 않았다. 북아메리카의 거대한 빙상이 녹아서 막대한 양의 담수를 해양으로 내려 보낸 것이 conveyor 작용을 중단 시킨 것이다. 이러한 냉각기는 conveyor가 1,000년 후에 다시 작동하게 되면서 추방되었다. 빙상은 14,000년 전부터 후퇴하기 시작하였으며 7,000년 동안에 전부 녹아 버렸다. 이는 오늘날 아마존 강의 유량과 같은 양이다. 처음에는 거대한 빙상의 남쪽 끝부터 녹기 시작하여 담수는 Mississippi 강을 따라서 멕시코 만으로 들어왔다. 그러나 11,000년 전에 유로가 변경되어 대부분의 얼음 녹은 물(melt water)은 St. Lawrence 강으로 흘러서 대서양으로 유입되게 되었다.

멕시코 만의 표층수에 서식하던 유공충은 이러한 유로 변경을 기록해 놓고 있다. 유공충의 0-18 함량은 매우 낮았으며 이는 0-16이 풍부한 얼음 녹은 물이 미시사피로부터 유입됨을 의미한다. 약 11,000년 전에는 동위원소 비가 갑자기 증가하였으며 이는 빙하 녹은 물의 유로 변경과 잘 일치하고 있다.

한편 북대서양으로 St. Lawrence 강을 통하여 유입되는 담수는 심층수가 형성되는 위치로 근접하게 되므로 거기서 표층수의 염분을 낮추고 따라서 밀도도 낮추어서, 극심한 겨울철 냉각에도 불구하고 표층수는 심층으로 침강될 만한 밀도를 얻지 못하였다. 따라서 conveyor belt는 1,000년 후까지 정지되었고, 빙하는 Lake Superior 분지의 서쪽 끝까지 진전하였으며 St. Lawrence 강이 얼어붙게 되고 다시 얼음 녹은 물은 미시시피로 흘러 나가게 되었다. 그러므로 conveyor belt는 다시 활동을 개시하였고 유럽은 다시 온난해졌다.

Younger Dryas는 담수 흐름과 해수 순환, 그리고 기후와의 긴밀한 관계를 보여주었으나 단지 국지적으로만 연결이 된다. 북대서양에서만 그 갑작스런 냉각기를 가져왔을 뿐 다른 지역에는 별로 영향을 미치지 못하였다. Younger Dryas는 단지 열을 저위도에서 고위도로 운반하는 데만 영향을 준 것으로 지구 전체적인 것이 아니다. 어떻게 지구 전체가 빙하기 동안에 해양-대기 과정의 변화에 의하여 냉각된 것인가? 그린랜드와 남극 빙하 코어 자료가 일부의 해답을 얻을 수 있게 한다. 최근 빙하기 때 기록된 CO<sub>2</sub> 함량의 감소는 냉각에 기여하였을 것이다. 그러나 컴퓨터 기후 시뮬레이션 모델결과에 의하면 관측된 CO<sub>2</sub> 농도 감소에 의한 지구 전체의 냉각은 기껏해야 2℃ 밖에 안되며 이는 빙하(산빙하, mountain glaciers)에 기록된 양의 절반에도 못미치는 것이다. 다른 기록에 의하면 온실효과 기체인 메탄이 간빙기의 1/2 정도이며, 이 메탄에 의한 냉각은 0.2-0.3℃ 정도 밖에 되지 않는다. 덧붙여 빙하기에 형성된 얼음에는 대기 중 먼지양이 간빙기에서보다 30배 가량 높다. 다른 곳에서의 자료에 의하면 대기 중의 먼지는 빙하기 동안에 매우 많았다. 먼지 또한 태양빛을 반사함으로써 cooling에 기여할 수는 있으나 그것을 정량하기는 어렵다. 빙하기의 공기가 먼지가 많고 메탄 함량이 적다는 것은 빙하기의 해양-대기 간의 작동 기구가 건조한 기후대를 형성했음을 말해준다. 먼지는 식물상(vegetation)이 뜸한 곳에서 많이 생기며 또 메탄은 늪지대에서 많이 생긴다. 건조 기후(빙하기 육상 형태, 즉 모래 둔덕이나 화분 퇴적)는 지구 전체의 온도에 영향을 주게 된다. 건조한 대기에서는 고도가 증가할수록 온도는 더 빨리 하강한다. 즉 건

조합 자체가 산의 설선이 하강하는 데 기여했을 가능성이 있다.

CO<sub>2</sub>, CO<sub>4</sub>, 먼지양, 건조함, 이 모든 것을 합하여 보아도 빙하기와 간빙기의 온도 차를 설명하기에는 부족하다. 그 외 어떤 것이 있겠는가? 해양-대기 재조정이 구름량을 변화시키고 이 구름의 반사량이 더욱 커져서 온도가 내려갔을 가능성이 있다.

분명히 해양-대기 작동 기구의 변화가 지구를 냉각시켰는가에 대한 해석은 불완전하다. 더욱이 우리는 북반구 계절성의 변이를 이러한 작동 기구 반전의 이유로 들고 있는데 이는 다른 이론에 의하여 반박을 받게 된다. 즉 왜 100,000년 주기(지구 궤도의 이심율 변화주기)가 천문학적 인자 중에서도 가장 적는데 실제로는 가장 주요한 것으로 등장하는가? 아마도 ice-sheet growth은 대기 순환과 되물림 고리(feed back)로 서로 종속하며 일단 ice-sheet가 일정 크기(즉 100,000년 변이주기)에 도달하면 해양-대기계의 작동이 반전되는지도 모른다. 그러나 여전히 최근의 여러 연구 결과는 빙하기와 간빙기의 조건의 천이는 매우 급격하며 빙하기와 간빙기에는 매우 안정한, 그러나 서로 다른 해양-대기 간의 작동기구가 존재한다는 가설을 유력하게 한다. 만약 지구의 기후계(climate system)가 원자 주위의 전자처럼 양자화된 상태(quantized states) 사이를 뛰어 다닌다면 모든 기후 지시자가 동시에 그 천이(transition)를 기록하여야 할 것이다. 이러한 관점에서 최근 빙하기 말기의 기록은 많다. 북대서양 표층수온의 증가, 북반구 관점에서 최근 빙하기 말기의 기록은 많다. 북대서양 표층수온의 증가, 북반구 빙상의 해빙, 안데스 산맥의 산빙하(mountain glaciers), 유럽에서의 삼림의 재등장, 남극 대륙 근처와 남지나 해(south China Sea)의 플랑크톤의 종조성 변화 등 모두가 14,000-13,000년 전에 일어났다.

만약 지구 기후계(global climate system)가 양자화된 상태에 있다면 북반구의 고위도 지방에 주로 영향을 주는 천문학적 영향(astronomical forcing)이 지구 기후 변동과 관련된다는 것을 기후학자들은 유의하여야 할 것이다. 따라서 기후학자들은 지구 기후의 장래 변화를 더 잘 이해하게 될 것이다. 과거 14,000년 전에 지구는

점점 강해지는 북반구 여름 계절성에 영향을 받았다. 현재 지구는 인간이 방출한 이산화탄소와 그 외 온실효과 기체에 의하여 영향을 받고 있다. 우리가 알고 있는 지구의 기후계는 또다시 급격하게 반응할 것인가? 또 전혀 새로운 방식으로 전환이 될 것인가?



## 제 13 장 해양오염의 연구방법

### 1. 서 론

우리 인류는 지구 상에 출현하여 활동을 시작함과 동시에 지구환경을 변화시켜 왔다. 그러나 최근에 이르기까지는 인류 활동이 초래한 지구환경의 변화는 막연하게 인식되어 왔을 뿐 그 변화가 인류에게 어떤 의미를 지니는 지에 대하여 완전히 이해가 된 것은 아니었다. 수 천년의 인류문명은 우리가 현재 경험하고 익숙해져 있는 기후·식물상·해양환경 그리고 토양환경 등의 지구 환경을 이용하면서 발달해 왔다. 즉 우리는 일기의 일일 변화나 계절 변화와 그 순환에 근거하여 농·축산업을 발전시키기도 하고, 해류의 흐름을 이용하여 해상교통을 발달시키기도 했으며 휴식할 시간과 공간을 정하기도 했다. 그러나 이러한 일상성은 때로 홍수·한발·지진·화산폭발·치명적 전염병의 확산과 같은 여러 가지 자연재해로 일시적 중단을 맞기도 했고 시간이 지나면서 다시 정상상태로 회복되곤 했다.

그러나 현대문명의 발달은 우리 인류를 더 이상 자연이 펼치는 연극의 구경꾼이 아닌 능동적인 참가자로 만들어 가고 있다. 즉 최근 수 세대에 걸친 에너지 소비와 농경활동의 증대 및 자연자원의 경제적인 이용 때문에 현재로서는 예측하기 어려운 환경변화가 나타날 조짐이 있다. 이와 같은 현상은 장래에는 기후나 자연환경이 그동안의 경험의 범주를 벗어나는 방향으로 변해갈 것임을 시사하고 있다. 따라서 우리의 후세대에게는 자연환경의 정상상태란 개념이 현재의 우리와는 다를 것으로 예측된다. 즉 미래에 등장할 새로운 실체(reality) 중 어떤 것은 우리 인류에게 득이 될 것이고 어떤 변화는 해로운 것으로 나타날 것이며 혹은 이해관계가 무관한 것도 있을 것이다. 그러나 이러한 변화들이 적절한 시기에 감지되고 이해되지 않으면 그 결과가 우리 인류에게 매우 고통스러운 것으로 나타날 수도 있을 것이다. 그러므로 현대를 사는 우리들은 적어도 지구환경을 어떻게 이해할 것인가에 대한 지식의 근거를 후손들에게 제공하여야 한다.

본 소고에서는 인류활동의 증가에 따른 폐기물 방출량의 증대로 인하여 주위 환경의 질이 저하되고 있는데, 주위 환경 중 해양환경에서의 폐기물 방출에 따른 생태계 교란(purterbation)과 그것을 연구하는 방법론과 그에 수반되는 문제점들을 정리해 보고자 한다.

## 2. 폐기물의 해양 방출과 해양 생태계

역사시대 이래로 인구의 지속적인 증가와 산업기술의 발달은 필연적으로 인간 활동의 부산물인 폐기물의 양과 종류를 증가시켜 왔다. 근래의 폐기물 처리 기술의 발달에도 불구하고 모든 폐기물의 적절한 처리 방법 즉 주위환경의 질을 저하시키지 않는 처리방법이 항상 가능한 것만은 아니다. 따라서 폐기물 처리 공정을 거친 잔류물질을 주위 환경으로 내보내는 수 밖에 없다. 이들 잔류폐기물의 해양방출에 대한 환경영향 평가기준을 육지나 대기로의 방출과 마찬가지로 인간의 동물학적인 생리대사와 인간의 복지측면, 해양생물 측면에 두어야 할 것이다.

1970년대로 접어들면서 이러한 폐기물의 해양방출 현상은 과학자들 뿐만 아니라 일반의 관심을 꾸준히 고조시키고 있다. 지구 전체로 보면 폐기물의 해양방출은 계속적으로 증가할 것이고 또한 해양방출 행위는 관례나 국내법 그리고 국제법에 의하여 계속 규제를 받게 될 것이다. 이러한 관례나 법들을 효과적으로 집행하기 위해서는 고의든 혹은 사고로 인한 것이든 일단 방출된 폐기물의 해양 환경에서의 행동을 이해하는 것이 선행되어야만 할 것이다. 방출된 폐기물의 행동을 이해하기 위해서는 그 해역의 물리·화학·생물 및 지질현상을 종합적으로 이해하는 것이 필요하다.

방출된 폐기물은 해수의 흐름을 따라 한 지역에서 다른 지역으로 운반되기도 하고 화학작용에 의하여 폐기물의 독성이 완화되거나 증대되기도 한다. 그러나 궁극적으로 폐기물 방출의 충격은 생물상에서의 변화에 의하여 현저하게 나타난다. 최근 육지에 인접한 해양 생태계는 두가지 형태의 인간활동에 의하여 충격을 받고 있는데 그 하나는 재생 가능한 자원의 감획이고 다른 하나는 폐기물 방출로 인한 충격

(stress)이다. 연안해역은 그 해역 고유의 수괴운동·해저지형, 그리고 먹이 연쇄로 연결된 고유한 개체군 구조(population structure)를 가지는데 최근의 연구에 의하면 이 개체군 구조가 자연적인 변화나 인류의 활동에 의하여 변화될 수 있다는 것을 보여주었다. 특히 포식자(predator: 주로 경제적으로 유용한 어류들) 계의 우점종의 변화는 북해, 타이만, 미국 북동부 해안, 남극해, 캘리포니아 해류해역, 페루 앞의 엘니노 해역, 동베링해, 발트해역 등에서 보고되고 있으며 이러한 변화는 사회경제적으로 커다란 충격을 초래하고 있다.

예를 들면 Kullenberg는 발트해에서의 생태계 변화 요인 중 인간활동에 의한 것이 가장 큰 것으로 보았다. 일례로 농경기술의 발달로 인하여 인접 육지에서 유입되는 유기물질과 영양염류의 공급률이 증가되어 해수 표층에서의 기초 생산력이 증가되었다. 즉 발트해는 빈영양상태에서 부영양상태로 변해가고 있다. 그 결과 빈영양상태에서 서식하는 어류(농어(peach)나 끈돌매기(pike))가 부영양상태에서 서식하는 돔(bream)이나 황어류(roach) 등으로 바뀌게 되었고 또 전체적으로 어획량도 최근 20여년 간 두배로 늘어났으며 저서 생물량도 현저하게 증가하였다. 그러나 표층 해수에서의 부영양화가 심화되기 때문에 저층 해수에서는 산소 소모율이 급격하게 증가하여 최근 80여년 간 무산소 저층수괴의 크기가 현저하게 증가하고 있다. 그러므로 Kullenberg는 전체 생태계의 관리 측면에서 인근 육상에서 유입되는 유기물질과 영양염류들의 유입량을 조절하여야 한다고 주장하였다.

그러나 우리가 연안해역의 생태계를 최적의 상태로 이용할 수 있는지에 의문을 제기하는 것은 실행 가능성(feasibility)과 비용효과(cost-effectiveness)에 관한 자료가 해역자원을 효과적으로 관리할 수 있을 만큼 충분하지 못하기 때문이다. 왜냐하면 해양 생태계를 이해하여 이론적인 모델을 개발하기에는 아직까지 큰 어려움이 있을 뿐만 아니라 자원관리를 실행하였을 때 필연적으로 수반되는 사회 및 경제적인 문제들이 또한 큰 장애요인이 되고 있기 때문이다. 그러나 이러한 문제들을 해결하기 위해서는 과학자로부터 자료를 수용하여 자원을 관리하는 제도적 장치가 필요하게 된다. 이러한 제도는 근본적으로 해역자원 사용에 관한 권한을 정립하는 데 그

목적이 있으므로 이는 부의 분배에 관한 것으로서 근본적으로 정치적인 것이 될 수 밖에 없다.

### 3. 생태학에서의 예측

근래 우리나라 연안해역에서 발생 빈도가 높아지고 있는 적조현상은 농업기술의 발달과 산업의 급격한 발달로 인하여 인근 육상에서의 유기물질과 영양염류의 공급률이 증대하고 있기 때문이다. 적조현상을 한마디로 정의해 보면 해양이나 호수등의 수괴에 존재하는 플랑크톤이 영양염류의 대량 공급으로 대량 증식하게 되어 수괴의 색깔이 플랑크톤의 고유색을 띠게 되는 현상으로 볼 수 있다.

일반적으로 식물성 플랑크톤의 대증식이 일어나면 동물성 플랑크톤의 개체수가 줄어드는 경향이 있고, 식물성 플랑크톤의 종 수가 단조로워지는 수가 많다. 식물성 플랑크톤의 대증식은 필연적으로 수반되는 특정 영양염류의 결핍으로 중지되게 되고, 결과적으로 기존의 먹이 연쇄가 파괴되어 해양환경에서의 물질순환에 이상이 생겨서 생태계 전반에 걸쳐 막대한 영향을 미치게 된다. 예를 들면 독성 플랑크톤의 독물질에 의한 피해나 식물성 플랑크톤의 사체의 분해에 따른 용존산소의 부족 등으로 어구류가 질식하거나 분비된 점액물질이 어패류의 아가미에 부착되어 호흡장애를 일으키기도 한다. 그러나 각 해역마다 고유한 생태계가 존재하기 때문에 어느 특정 연안해역에 이러한 일반론을 그대로 적용하기는 어렵다.

과학의 목적은 이미 증명된 관계(established relationship)에 대한 보다 개선된 수리적 접근(fitting)에 있는 것이 아니라 그 접근을 통하여 새로운 과정(process)을 발견해 내고 지금까지 알려지지 않았던 관계들을 밝히는 것이다. 생태학의 목적도 그 예외는 아니므로 생태학에서의 예측은 생태학 자체의 발전 뿐만 아니라 실제적인 측면 즉 해양 관리자의 측면에서도 중요한 의미를 가진다. 일반적으로 예측에는 두가지 경우가 있다. 그 하나는 직접 관찰에 의한 반복적인 현상을 이용하는 것이고, 다른 하나는 조작의 효과로서 일어나는 결과에 대한 예측이다. 전자의 예로서는 클로로필의 양과 전체 인(total P)과의 상관관계를 여러 번의 관측에 의하여 얻

고 새로운 자료치(data point)가 기존의 산포도의 어느 위치에 떨어지게 되리라고 예측하는 유형을 들 수 있다. 일반적으로 관찰이나 측정은 어느 한 쪽으로 치우쳐질 수 있고 중요한 변수가 간과되거나 아예 무시되기도 한다. 또 변수 간의 상관관계도 아무런 과학적 근거가 없는데도 불구하고 존재할 수도 있게 된다. 후자의 경우는 실제 환경의 관리라는 측면에서 매우 중요하다. 즉 폐기물의 방출량이 증가하고 이에 따라 부영양화가 진행되고 있는 해역에서의 적조발생을 예측하는 것이 필요하다. 생태계의 변화를 예측하기 위하여 두 가지 방법이 이용되고 있다. 한 학파는 물질수지(mass balance)와 에너지 변환률(conversion efficiency) 등 열역학적 제어(thermodynamic constraints)에 초점을 맞춘다(경험론적 연구방법). 따라서 이들은 생산성(productivity), 생물량(biomass), 그리고 순환률(turn over rate), 영양염류 이동(flux) 등의 복합변수(composite variable)를 측정하게 된다. 또 다른 학파는 생물체의 유전학적인 특성(genetical property)의 연구에 중점을 두고 있다(생물학적 연구방법). 따라서 이들은 출생율, 사망율 등을 측정한다. 즉 자연선택(natural selection)이나 생물개체의 적응(individual adaptation)에 의한 진화론의 입장에서 하는 것이다. 전자의 경우는 복합 변수에 근거하고 있기 때문에 생물학적인 관점에서 매우 불리한 위치에 놓이게 된다. 왜냐하면 이것은 결코 생물체 자체(living entity)의 유전학적 성질(genetic integrity)을 전혀 논외로 하기 때문이다. 그러므로 전자의 방법을 이용한 모델을 적용하여 얻은 결과인 모범(paradigm)은 원칙적으로 비생물학적인 것이다. 그러나 현재로서는 해양 생태계를 구성하고 있는 생물종들의 유전학적인 특성들이 잘 알려져 있지 못하므로 전자의 연구방법은 여전히 중요한 위치를 점하고 있다. 한편 생물학적 특성(biological property)과 군집(community)이나 먹이 연쇄역학(food web dynamics) 등과 연결시키는 접근 방식이 새로이 모색되고 있어서 생태연구에 크게 기여할 것으로 보인다.

### 3.1 경험론적 연구 방법

해양 생태계를 단순화시켜 보면 식물성 플랑크톤이 무기 영양염류와 빛을 이용하

여 유기물질을 생산하고, 식물 플랑크톤은 초식 동물(주로 동물성 플랑크톤)에 의하여 먹히거나 해저에 가라앉게 된다. 해저에 존재하는 박테리아를 포함하는 detrital consumer가 해저로 도달한 유기물을 섭취하여, 성장하고, 호흡하며, 재생산에 필요한 에너지를 얻는다. 이러한 2차 이상의 생산자들은 노폐물을 방출하게 되어 무기 영양염류를 다시 식물 플랑크톤에 공급하게 된다. 이러한 해저-수괴 관계(benthic-pelagic coupling)는 수심이 얕은 연안해역에서는 매우 중요하다.

Hargrave는 해저의 유기물 퇴적은 기초생산이 증가하면 비례적으로 증가하나 mixed layer depth에는 반비례한다는 것을 보여 주었다. 일반적으로 여름철 수온약층(thermocline)이 10~15 m 정도인 연안 해역에서는 식물성 플랑크톤에 의하여 생산된 유기물 중 30~40% 가량이 해저로 가라앉게 된다. 보통 연안 해역에서의 식물성 플랑크톤의 기초 생산력이  $100\sim 200\text{ g cm}^{-2}\text{ yr}^{-1}$ 가 되므로 그중  $30\sim 80\text{ g cm}^{-2}\text{ yr}^{-1}$ 가 바닥으로 가라앉는다고 볼 수 있다. 그러나 육지로부터 유기물이 공급되거나 대형 해조류(macrophyte)가 대량 서식하고 있는 해역은 해저로 도달하는 유기물의 양이  $300\text{ g cm}^{-2}\text{ yr}^{-1}$ 에 이르기도 한다.

독일 Kiel Bight는 수심이 20 m 밖에 안되는 천해이므로 월동하는 동물성 플랑크톤이 매우 적어 식물성 플랑크톤의 춘계 대번식(spring bloom) 기간에는 이 기간 동안 생산된 유기물의 절반 정도가 바닥으로 가라앉는다. 이러한 대량의 유기물이 해저에서 분해 및 이용될 때 즉 환원된 탄소가 산화될 때 많은 산소를 요구하게 된다. 해저면에서의 유기물 분해과정에서 용존산소를 흡수(uptake)하는 데 영향을 주는 인자로서는 용존산소의 농도와 해수의 교란(turbulence)이다. 산소 공급이 중단 되면 질소 산화물, 망간 산화물, 철 산화물, 그리고 황산 이온이 각 단계의 특정 박테리아 효소계의 전자 수용체(electron acceptor)로서 열역학적으로 에너지를 많이 발생하는 순으로 이용되나 황산 이온을 제외하면 그 전체적인 양이 적어 그다지 중요하지 않다. 유기물이 황산이온에 의하여 산화되고 그 부산물로 탄산가스와 황화수소가 발생하고 이 황화수소는 용존산소를 소비하여 황산이온으로 다시 돌아가게 된다. 경제적으로 중요한 해양 생물은 대부분 산소를 필요로 하기 때문에 용존 산소의

존재는 연안 환경에서 가장 중요한 환경인자 중의 하나이다. 아래에서 간단한 연습을 통하여 우리나라 남해안에서 황화수소가 포함되는 무산소층이 형성된다는 사실을 검토해 보고자 한다.

### 3.1.1 산소의 공급과 소모

어떤 주어진 시간에 대부분의 해수는 대기의 평형상태를 이루지 못한다. 예를들면 낮 동안에 식물성 플랑크톤에 의한 광합성은 용존산소의 과포화를 유발시킬 수 있을 만큼이나 빠르고 또 반대로 밤에는 동식물의 호흡활동이 용존산소를 고갈시킬 수 있을 만큼이나 빠르기 때문이다. 또한 해수면에서의 파도의 작용에 의하여 산소가 과포화 상태로 녹기도 한다. 그러나 일반적으로는 주된 산소의 공급원은 대기이고 주된 소모 요인은 유기물의 분해이다.

### 3.1.2 대기

일반적으로 비반응성 휘발 물질(non-reactive volatile compounds)의 대기와 해수와의 교환은 다음의 경험식에 의거한다.

$$J = k_g (C_g^s - C_g)$$

여기서  $J$ 는 단위면적 당 이동률 ( $\text{mol cm}^{-2} \text{s}^{-1}$ ) 이고  $K_g$ 는 이동계수 (transfer coefficient;  $\text{cm s}^{-1}$ ) 이다.  $C_g^s$ 는 대기와 평형을 이루고 있을 때의 용존산소의 농도 ( $\text{mol l}^{-1}$ )이다. 그리고  $C_g$ 는 관심 해수의 용존산소 농도이다. 대기와 해수 간의 가스 교환을 설명하는 두가지 물리 모델이 있는데 그 한가지는 surface film model이고 다른 하나는 surface renewal model이다. 그러나 아직까지는 두 모델 중 어느 것이 실제 현상을 더 적절하게 설명하는 지는 잘 알려져 있지 않다. 여기서는 간단한 surface film model을 적용하려 한다.  $K_g$ 는 해수면의 특성(hydrodynamic condition)에 의존하며 해양 화학자들은 흔히 이 이동계수  $K_g$ 를 piston velocity로 여기며 그 값은  $10^{-4}$ 에서  $10^{-2} \text{cm s}^{-1}$ 이다. 수온  $20^\circ\text{C}$ , 염분 30‰인 우리나라 여름철

의 가상적인 연안 해역을 설정해 놓고 위의 방정식에 필요한 값들을,  $K_g$ 는  $10^{-4}$ 에서  $10^{-2} \text{cm s}^{-1}$ ,  $C_g^s$ 는  $0.24 \text{mmol l}^{-1}$ ,  $C_g$ 는  $0.18 \text{mmol l}^{-1}$ 로 취하면 대기로부터 해수로의 산소 이동률  $J$ 는  $K_g$ 가  $10^{-2} \text{cm s}^{-1}$ 인 경우에  $0.5 \text{mol m}^{-2} \text{d}^{-1}$ 가 되고  $K_g$ 가  $10^{-4} \text{cm s}^{-1}$ 인 경우에는  $0.005 \text{mol m}^{-2} \text{d}^{-1}$ 가 된다.  $K_g$ 가 큰 경우는 수괴의 교란이 심한 경우이고,  $K_g$ 가 작은 경우는 수괴의 성층이 가장 발달한 경우로 볼 수 있을 것이다.

### 3.1.3 기초 생산

일반적으로 연안해역에서는 식물 플랑크톤에 의한 기초 생산이  $12 \text{mol C m}^{-2} \text{yr}^{-1}$ 가 넘는 것이 보통이므로 기초 생산에 의한 산소 공급은 대략  $0.03 \text{mol O}_2 \text{m}^{-2} \text{d}^{-1}$ 라고 볼 수 있을 것이다.

### 3.1.4 산소의 소모

해수 중에서의 산소 소비는 그 양이 적지 않을 것이나 수심이 얇은 연안해역에서는 해저에서의 산소 소모가 주된 용존 산소의 sink 이므로 여기서는 해저에서의 산소 소모만 다루기로 한다. 이제까지 보고된 해저에서의 산소 소모율 중의 일부는 아래의 표에 나타낸 것과 같다.

다음의 표에서 알 수 있듯이 부영양화된 해양 환경에서는 해저에서의 산소 소모율이 높음을 알 수 있다. 우리나라 대부분의 연안 해역은 적조 발생의 보고가 흔하므로 표 13-1에서 가장 높은 값을 취하여 가상 해역에 대한 산소 수지를 계산하여 보면 다음과 같다 (표 13-2).



표 13-1. 세계 주요 연안 해역의 용존 산소 소모율

장 소	수심(m)	수온(℃)	산소 소모율 (mol O <sub>2</sub> m <sup>-2</sup> d <sup>-1</sup> )
미국 Puget Sound	22	7	0.008-0.02
발트해	22	7	0.01
영국 스코틀랜드내만	17		0.01
미국 Mid-Atlantic Bight (폐기물 방출해역)	20	14.8	0.04-0.05
덴마크 Limfjorden	4-12	0-20	0.01-0.07

표 13-2. 가상해역의 용존 산소 수지 (단위 : mol O<sub>2</sub> m<sup>-2</sup> d<sup>-1</sup>)

구 분	해수의 교란이 심한 경우	성층이 발달한 경우
공급 대기	0.5	0.005
기 초 생 산	0.03	0.03
소모 해저	0.07	0.07
수 지	+0.46	-0.035

즉 수심 10m인 해역이 폭풍 등에 의하여 완전히 뒤섞인 후 성층이 강하게 발달하는 경우에는 대기와 해수 간의 평형상태의 산소 농도가 0.24mol O<sub>2</sub>m<sup>-3</sup> 이어서 전체 해수의 용존 산소량이 0.24mol O<sub>2</sub>m<sup>-2</sup>가 된다. 해저에서의 산소 소비량 0.07mol O<sub>2</sub>m<sup>-2</sup> d<sup>-1</sup> 만 고려한다면 해수 중의 산소가 완전히 고갈되는 데 한달이면 족하게 된다. 위에서의 연습은 용존산소의 다른 수괴에 의한 수평적인 공급(lateral transport)을 무시한 경우이다. 이는 역설적으로 해수의 교환이 얼마나 중요한 것인가를 말하여 주는 것이다. 그러나 우리나라 남해안의 해역 대부분은 많은 섬들로 둘러싸여 있어서 해수의 순환이 완만하므로 여름철에 수괴의 성층화가 이루어지면 대기로 부터의 산소 공급이 거의 차단된다. 따라서 산소-무산소 경계면(oxic-anoxic boundary layer)이 해저 퇴적층으로부터 해수 중으로 올라오게 된다. 이러한 무산

소충의 발달은 해수 중이나 해저에서 서식하는 경제적인 해양생물 자원에 악영향을 끼치게 되고 금속 산화물이 환원되어 금속이온의 농도 또한 증가하게 되어 기존의 생태계에 큰 타격을 주게 되는 것이다.

### 3.2 생물학적 연구 방법

폐기물의 해양방출의 한 결과로 나타나는 부영양화 및 적조는 앞에서 언급한 바와 같이 식물 플랑크톤의 이상번식 현상이므로 해양환경에서 이들 생물체의 행동을 연구하는 것이 필요하다. 여기서는 앞의 3.1 경험론적 연구 방법을 비판하는 방식으로 설명해 보고자 한다.

20여년 전 Vollenwider(1968)는 기존의 호소학(湖沼學)이 공해 문제에 대한 효과적인 해결책을 제시하지 못함을 발견하고 호소 관리에 대한 새로운 방법을 고안하기에 이르렀다. 그 새로운 연구 방법은 경험주의에 입각하여 전체 생태계(whole system)의 현저한 특성(salient property)을 예측하려는 것이었다. 그 한 예로는 공중 위생의 입장에서 호소에서의 인산염 부하량(P-loading)과 클로로필의 양 사이의 회귀 방정식(regression-based equation)의 도출을 들 수 있겠다. 이러한 통계적 예측 능력은 환경 관리자와 같이 개개 생물종들의 생물학(biology)에는 관심이 없고 오직 응용목적에만 관심이 있는 사람들에게는 매우 유혹적인 것이었다. 그러나 만일 통계적으로 보여준 어떤 상관 관계가 실제기구(mechanism)로서 입증되는지를 알지 못하면 어떠한 조건 하에서 그 관계가 실패하게 될는지 알 수 없게 된다. 왜냐하면 생물 시스템(biological system)은 매우 복잡하게 얽혀 있고 그 복잡성은 주로 생물체의 특성에 기인하기 때문이다. 어느 한 종의 존재유무가 전체 생물군집(entire community)의 구성(organization)에 크게 영향을 미치는 경우가 빈번히 발생하기 때문이다.

부영양화에 따른 생태학적 과정에 관한 많은 경험 방정식들이 얻어졌으나 생태계 전반에 걸쳐서는 상당히 제한적인 의미를 갖는 것이 대부분이다. 즉 통계학적 또는 수학적 모델이 제공할 수 있는 정보는 그 모델의 가정에 포함된 모든 가능성에 대

한 예측 뿐이다. 따라서 이러한 모델은 미리 예견하지 못했던 현상이 출현하였을 때 실마리 조차도 제공하기가 힘들다. 자연적인 요인에 의하여서건, 인간 활동의 결과에 의해서건 호소나 연안 해역의 생태계의 교란(perturbation)은 어느 정도는 새로운 경험(novel experiment)이다. 여기서 새로운 경험이라고 말하는 이유는 그 어느 생태계도 서로 같지 않아서, 다른 호소나 연안해역에서 얻어진 영양염류 부하와 부영양화 사이의 회귀 방정식이 관심대상이 되는 호소나 연안 해역에서 적용되지 않는 경우가 많다. 예를 들면, 미국 Lake Washington과 Lake Michigan에서의 Daphnia의 증식은 영양염 부하량이 무시할 만큼 적게 변화하였는데도 불구하고 투명도와 클로로필의 농도에 커다란 변화를 주었다. 이는 통계적 모델 만으로는 예측하기가 어려운 것이다. 왜냐하면 생물계(biological system)는 자연 선택에 의한 진화에 의존하고 이 과정의 결과(outcome)는 논리적으로 항상 예측이 가능한 것이 아니기 때문이다. 더구나 인간 활동에 의한 생태계의 조작(manipulation)은 실제로 진화과정을 촉진한다고 보기는 어렵다. 그러나 이 조작은 다양할 가능성이 있는 종집단(a large potential species pool)으로 부터 군집구조(community structure)를 변경시키게 된다. 이러한 개체군 수준(population level)에서의 작용과정은 복합모델(composite-based model)에서의 예측을 곤란하게 한다. 그러나 생물학의 진전은 조류(algae) 개개의 속성이나 생태천이 등에 관한 지식을 축적시킴으로써 세포의 크기나 클로로필 혹은 전체 인(total-P)에 주로 의존하는 통계모델에 반하여 대안을 제공해 줄 수 있을 것이다. 예를 들면 호소에 P가 충분히 공급되고 N이 적게 공급되면 질소 고정 박테리아가 성장하게 되는데 이는 세포의 크기 때문이 아니라 세포생리(cell physiology)와 대사경로(metabolic pathway) 때문이다.

규소(Si)의 공급이 충분하면 Synedra의 점유 비율이 높아서 P 제한이 나타나고 또 빛의 공급이 제한되면 수괴의 교란작용(turbulence)의 중요성이 커지게 된다. 특히 조류(algae)에서는 특정 종이 증식되거나 감소되는데 이는 이들의 생리적인 요인 즉 Si에 대한 필수적인 의존 때문이거나 질소 고정에 대한 가능성 또는 단일자원(a single resource)을 이용하는 특이한 능력 때문인 것으로 여겨지고 있다. 그러

므로 생물체의 급성장(vigorous growth) 등의 생물 자체의 생물학을 연구함으로써 전체 군집(whole community)을 이해하는 것이 가능할 것이다.

#### 4. 결 론

최근 우리나라의 산업이 급격하게 발달함에 따라서 해양으로 방출되는 폐기물의 양은 계속하여 증가하고 있어 주변 해양환경 특히 연안 해역은 날로 가중되는 스트레스에 시달리고 있다. 폐기물 방출에 의한 해양환경의 스트레스는 궁극적으로 생태계의 변화에 의하여 나타나게 되므로 해양환경을 효과적으로 관리하기 위해서는 생태계의 변화를 예측하는 것이 필요하다.

현재 생태계에 대한 접근 방법은 앞서 밝힌 것처럼 경험론적 연구 방법과 생물학적 연구 방법, 이 두가지로 대별된다. 전자의 연구방법은 정량적으로 생태계의 상태를 기술하기에 적절한 것이어서 해양환경 관리의 측면에서는 매력적인 방법이나, 생물체의 생물학적 특성을 무시하는 비생물학적 접근방법이라는 비난을 면하기는 어렵다. 그러나 현재로서는 해양 생태계를 구성하고 있는 모든 생물종들의 생물학적 특성이 잘 알려져 있지 않아서 앞으로도 생태계를 연구하는 중요한 도구로 남을 것이다. 후자의 연구방법은 자연선택(natural selection), 생물 개체의 적응(individual adaptation)등 유전학적 특성과 생물체 자체의 성질(biological property)을 연구 대상으로 삼는다. 최근에는 먹이연쇄 역학(foodweb dynamics)등의 경험론적 연구방법과 생물학적 연구방법을 연결시키는 접근방법이 모색되고 있어서 폐기물 방출에 의한 연안 해역의 스트레스 즉 생태계의 변화를 예측하는 데 크게 기여할 것으로 보인다.