

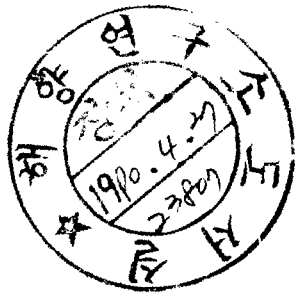
BSPE 00172 - 261 - 5

第四紀 海水準 變動과 堆積層序

A Study on the Change of Sea Level and
Sedimentary Stratigraphy in the Quaternary

1990. 2.

한국과학기술연구원
해양연구소



提 出 文

海洋研究所長 貴下

본 보고서를 “第四紀 海水準 變動과 堆積層序” 사업의 최종
보고서로 제출합니다.

1990年 2月 28日

연구책임자 : 석봉출 (해양지구물리연구실)
연구 원 : 좌용주 (극지연구실)
연구 조 원 : 주 용 (해양지구물리연구실)
송혜숙 (해양지구물리연구실)

要約文

1. 題目

第四紀海水準變動과 堆積層序

II. 研究開發의 目的 및 重要性

1. 研究目的

- 범세계적으로 일어난 제4기의 해수준 변동과 기후변동의 관계 究明 및 문제점 고찰
- 해수준 변동에 의해 형성되는 퇴적 Cycle을 지역적 (연근해 지역부터 대륙사면)으로 고찰하여 해수준 변동에 따른 퇴적모델 계층
- 한반도 주위해역의 경신세 해수준 변동사 구명
- 화석 연대측정 방법의 개발 및 이용성 확립

2. 研究開發의 重要性

퇴적물의 공극의 증감이나 퇴적환경이 변화요인이 되는 것은 해수준의 변동, 빅토리아스, 기후변동이나 생물상의 변화, 지구역사상의 카타스트로피현상 등이 있다. 그중 해수준의 변동은 퇴적 사이클의 형성에 있어서 가장 기본적인 요인의 하나로 생각할 수 있다. 해수준의 변동은 해수면과 지표면과의 상대적 운동으로서 그 원인으로써 국지적으로 일어나는 지반의 침강이나 용기동 소규모의 지역적 현상으로 부터 범아시아대의 해수준 변동 등과 같이 지구적 규모로 일어나는 해수준 변동, 나아가 더 장시간의 해수준 변동으로 설명할 수 있다. 현재 학회에 서는 “은실효과”에 관한 논의가 행해지고 있다. 이것은 탄산가스나 프레온가스가 대기중에 축적되어 지구의 기온을 상승시키는 것이라는 학설이다. 일설에 의하

면 다음 세기의 말경에는 이들 가스가 약 2배 증가하여 기온이 약 1.5℃ — 4.5℃ 정도 상승하여 남극지방의 대륙빙하가 녹게 된다는 설이지만 탄산가스의 증가는 반드시 일원적인 것이 아니고 식물이나 해양에 의해 소비되어 일방적인 증가는 일어나지 않는다는 설도 있다. 그렇지만 일부 계산에 의한 금후 50년 부터 약 100년 후에는 해수준이 현재보다 1—3m 정도 상승한다는 가설을 생각하면 멀지않은 장래에 연안 공단의 산업은 피멸적인 영향을 받지 않을 수 없다는 것을 깊이 생각하지 않을 수 없다. 그러므로 본 연구는 과거에 일어난 해수준 변동기록을 종합 검토하고 또한 기후변동의 요인과의 관계 및 퇴적 Cycle과의 관계를 구명하여 정확한 해수준 변동요인과 퇴적층서의 확립을 그 목표로 한다.

III. 研究開發의 內容 및 範圍

1. 研究의 內容 및 範圍

1) 기후변화와 해수준 변동과의 상관적 연구

- 지질시대를 통하여 일어난 범세계적인 기후변동 현상규명
- 기후변동에 따른 해수준 변동 현상규명

2) 해수준 변동과 퇴적층서 관계 규명

- 해수준 변동에 따른 연안역, 대륙붕지역 및 대륙사면의 퇴적 사이클 규명

3) 동지나해—대한·대마해협에 있어서의 해수준 변동사 연구

- 실제 한반도 주위해역에 있어서의 해수준 변동과 퇴적양상 규명

4) 해수준 변동과 화석연대

- 퇴적물의 시료에 의한 연대측정 방법 및 특히 탄뎀가속기를 이용한 화석의 연대측정기술 개발 및 적용

2. 研究方法

1) 해수준 변동과 기후변동

- 기후변화와의 원인과 기 연구기록에 대한 검토로 그중 가장 설득력이 있는 미란코빗치의 천문학적 기원설과 제4기의 기후변동과의 상관성을 규명하고 각 대양의 각 하역으로부터 채취한 피스톤 코아 시료의 분석 결과와 고환경의 정량적 복원 방법 및 심해저 및 남극 코아시료로부터 해석한 빙기 사이클에 대한 연구

2) 해수준 변동과 퇴적층서

- 현재 연안, 대륙붕 및 대륙사면에 있어서의 지질 단면도 작성 및 해석 특히 탄성과 탐사에 의한 지진과 층서의 연구 해석

3) 해수준 변동과 연대층서

- 해수준 변동에 의해 퇴적된 각 지층의 시간적 층서구분 특히, 해저로부터 채취한 코아 퇴적물내에 포함되어 있는 미량 시료 (패각, 유공충, 파트 등)의 연대 측정에 대해 기술

4) 한국 주위 해역의 해수준 변동 및 퇴적층서

- 동지나해-대한·대마해협에서 일어나는 해수준 변동의 실제 현상을 고찰하며 빙하성 해수준에 의해 지배되는 대륙붕 퇴적물의 성질과 분포에 대해 연구

5) 가속기에 의한 연대측정 기술 및 측정 Line설계

- 해수준 변동 및 퇴적층서 확립을 위해 사용되는 가속기 연대측정 기술의 상세와 실지 제작한 분석 line에 대해 기술. 특히 가속기는 현재 일본의 나고야대학과 동경대학에서 보유하고 있으며 실지 사용 경험에 의한 측정 개발 기술 습득 후 보완

IV. 研究開發結果 및 活用方案

- 과거의 기후변동과 해수준 변동과의 관계 확립
- 해수준 변동에 따른 연근해 퇴적모형 제공
- 화석연대 측정기술의 개량 및 진보
- 한반도 주위 해역의 경신세 부터 현재의 해수준 변동 모델 제공

SUMMARY

I : Title

A Study on the Change of Sea Level and Sedimentary Stratigraphy in the Quaternary

II : Purpose and Significance of Research

1. Purpose of Research

- Study of the relationship between the worldwide Quaternary sea—level change and climatic variation.
- Formation of sedimentary model in continental shelf and continental slope by the study of local sedimentary cycle formed sea—level variation.
- Study of the history of sea—level change in Korean Seas.
- Development and exploitation of a new age dating method using fossil.

2. Significance of the Research

The factors affecting the variations sediment flux and sedimentary environment are sea—level change, tectonics, climatic change, biological change, and geohistorical catastrophic phenomena. Sea level change is one of the most fundamental factors in the formation of sedimentary cycles. Sea level variation occurs as the result of relative movement of sea level and earth's surface and it is explained with small and local change by subsidence and uplift of basement, world—wide variations of sea level by glaciaticn, and variations with long period. The influence of the Green House Effect is actively debated at present. The theory explains the rise of the earth's temperature as the result of the concentration of Carbon dioxide and freon gas in stmosphere. There are two opposite hypotheses.

The first hypothesis asserts that those gas will increase about two times and it will increase the earth's temperature about 2.5 ~ 4.5°C by the end of next century. The second explains that the increment of carbons in atmosphere is not necessarily straightforward but much of the gas is consumed by plants and oceans. However, considering the general acceptance of sea level rise of 1 ~ 3m in about 50~100years, it is evident that the coastal industries will be desperately affected. Therefore, the past records of sea level change and relationships between climatic change and sedimentary cycles will be reviewed in this study and causes of sea level change and sedimentary stratigraphy will be studied detaily.

III : Content and Category of the Research and Development

1. Content and Category of the Research

1) Correlative Research between Climatic Change and Sea Level Change

- Examination of geohistorical climatic change.
- Examination of relationship between climatic change and sea level change.

2) Study of the Relation between Sea Level Change and Stratigraphy

- Examination of sedimentary cycles formed by sea level change in coastal area, continental shelf, and continental slope.

3) Study of the History of Sea Level Change in East China Sea and Korea Strait.

- Examination of sea level change and sedimentation in Korean Seas.

4) Sea Level Change and Fossil Age

- Age dating of sedimentary samples.
- Development and application of fossil age dating method using Tandem

accelerator.

2. Research Method

1) Sea Level Change and Climatic Change

- Examination of the relationship between the Milankovitch's astronomical hypothesis and the Quaternary climatic change by review of previous research and the climatic causes.
- Analysis of piston cores collected from world's oceans and quantitative restoration of paleo-environment.
- Research on glacial cycles by use of the deep sea and Antarctic core samples.

2) Sea Level Change and Stratigraphy

- Drawing and interpretation of geologic cross-sections in coastal area, continental shelf, and continental slope.
- Research on seismic stratigraphy.

3) Sea Level Change and Chronostratigraphy

- Stratigraphic sequence analysis of the sedimentary section deposited by sea-level change.
- Description of age dating of the small samples (ex : shell fragments, foraminifera, peat etc.) in sea bottom core.

4) Sea Level Change and Sedimentary Stratigraphy near Korean Seas

- Research on property and distribution continental shelf sediments affected by glacio-sea level changes in East China Sea and Korea Strait.

5) Description of Age-Dating using Accelerator and design of measurement line

- Description of the age-dating technique using accelerator which is used

for sea – level change and stratigraphy.

- Description of a newly developed measurement line.
- Development of measurement technique after practical experience using accelerator of Nagoya University and University of Tokyo in Japan

IV : Result of Research and Development and Application

- Establishment of the relationship between paleo – climatic change and sea level change.
- Formation of sedimentary model around continental margins.
- Development of fossil age – dating technique.
- Formation of Pleistocene to Holocene sea – level change model in Korean Seas.

CONTENTS

ABSTRACT	i
List of Tables	xvi
List of Figures	xiii
Chapter I. Introduction	3
1. Sea Level Change	3
a. Tectono—Sea Level Change	3
b. Glacio—Sea Level Change	4
c. Geoidal—Sea Level Change	9
Chapter II. Climate and Sea Level Change	15
1. Formation of Climate	15
a. Climate System	15
b. Agent	16
c. Lithospheric Change	18
2. Change of Paleoclimate	19
a. Milankovitch's Hypothesis	23
b. CLIMAP Project	26
c. Quantitative Calculation of Paleo—Environment	27
d. Result of the CLIMAP Project	31
e. Deep—Sea Core Record	33
f. Evaluation of Climate Record and Milankovitch's Curve	43
Chapter III. Sea Level Change and Stratigraphy	51
1. Alluvial Deposits and Glacio—Sea Level Change in Japan	51

2. Sea Level and Fan Deposit	55
3. Sedimentation and Sea Level Change at the Coastal Zone	57
4. Sedimentary Model of the Alluvial Deposit	60
5. Sedimentation and Sea Level Change from Continental Shelf to Slope	65
Chapter IV. Sea Level Change in the East China Sea and Korean Sea	77
1. Messinian Age	77
2. Riss Age	78
3. Würm Age	78
4. Last Glacial Age	79
5. Post—Glacial Age	81
Chapter V. Sea Level Change and Fossil Age	89
1. Theory and Method	89
2. Characteristics	92
3. Sample	92
a. Items	95
b. Pretreatment	95
c. Process to make Amorphose Carbon	96
d. Sample Target	107
REFERENCES	111

目 次

要約文	i
Summary	v
Content	ix
그림 目錄	xiii
表 目錄	xvi
第 1 章 緒論	3
제 1 節 海水準變動	3
1. 텍토노 해수준 변동	3
2. 빙하성 해수준 변동	4
3. 지오이달 해수준 변동	9
第 2 章 氣候變化와 海水準變動	13
第 1 節 氣候의 形成	15
1. 기후 시스템	15
2. 외인과 내인	16
3. 지권의 변동	17
第 2 節 古 氣候의 變化	19
1. 미란코빗치의 가설	23
2. CLIMAP 계획	26
3. 고 환경의 정량적 복원	27
4. CLIMAP 계획의 성과	31
5. 심해저 코아에 보이는 빙기사이클	33
6. 경신세의 기후 기록과 미란코빗치 곡선의 검토	43

第 3 章 海水準變動과 堆積層序	51
第 1 節 日本의 冲積層과 氷河性 海水準變動	51
第 2 節 海水準과 扇狀地의 變遷	55
第 3 節 海岸에 대한 海水準變動과 堆積作用	57
第 4 節 冲積層의 堆積 모델	60
第 5 節 海水準變動과 陸棚에서 斜面에 이르는 堆積作用	65
第 4 章 東지나海·大韓海峽에 대한 海水準變動	77
第 1 節 南極 最大 氷上의 影響	77
第 2 節 Riss 氷期에 있어서의 海面低下	78
第 3 節 Würm 초기의 海面低下	78
第 4 節 最終氷期の 海水準變動	79
第 5 節 後氷期の 海面上昇 패턴	81
第 5 章 海水準變動과 化石 年代	89
第 1 節 原理와 測定方法	89
第 2 節 試料의 조제와 加速器法의 特徵	92
第 3 節 天然 放射能 測定用 試料의 조제法	92
1. 시료의 종류	95
2. 전처리	95
3. 원소태 탄소의 조제	96
4. Sample target의 제작	107
參 考 文 獻	111

그림 목록

그림 1—1 과거 18,000년간의 빙상면적, 빙상체적의 변화와 해면변화	7
그림 1—2 후빙기 해면변화의 지역적 분포	8
그림 1—3 브라질 레시페 해안 (6° S, 36° W)의 해면변화곡선	10
그림 2—1 대기—해양—육수—빙설로 부터 되는 기후 시스템의 개념도	17
그림 2—2 지구공전궤도의 이심율, 지축경사 및 세차운동	25
그림 2—3 밀란코비치의 일사량 변화곡선	26
그림 2—4 카리브해 코아 V12—122 (17° 00' N, 74° 24' W, 수심 2800 m)의 부유성 유공층에 의한 표면수온, 염분농도 및 $\delta^{18}\text{O}$ 의 깊이·연대변화	30
그림 2—5 1만 8천년전 북반구 하계의 해면수온(°C), 빙하가 존재한 범위, 그 높 이 그리고 알베도 A(%)의 분포	32
그림 2—6 1만 8천년전과 현재의 8월의 온도차	34
그림 2—7 제4기 중~후기의 $\delta^{18}\text{O}$ 변화곡선	35
그림 2—8 빙상코아의 $\delta^{18}\text{O}$ 변화	37
그림 2—9 해면변화곡선과 심해저 코아중의 $\delta^{18}\text{O}$ 변화곡선의 대응	39
그림 2—10 서부적도태평양 심해저 코아 V23—239 (3° 15', 159° 11' E, 수심 3940 m)로부터 얻어진 제4기 전기간에 걸친 $\delta^{18}\text{O}$ 변화	40
그림 2—11 미국 네바다주 남그레이트 분지 DH—2공의 $\delta^{18}\text{O}$ 변화와 U—Th연대	44
그림 2—12 DH—2공, 심해저 및 남극아이스코아의 $\delta^{18}\text{O}$ 변화와 비교	44
그림 2—13 고위도 지방에 있어서의 일사량변화	46
그림 3—1 일본 고치시 층적층의 층서구분	53
그림 3—2 일본 고치평야 층적층의 동서방향의 지질단면도	54

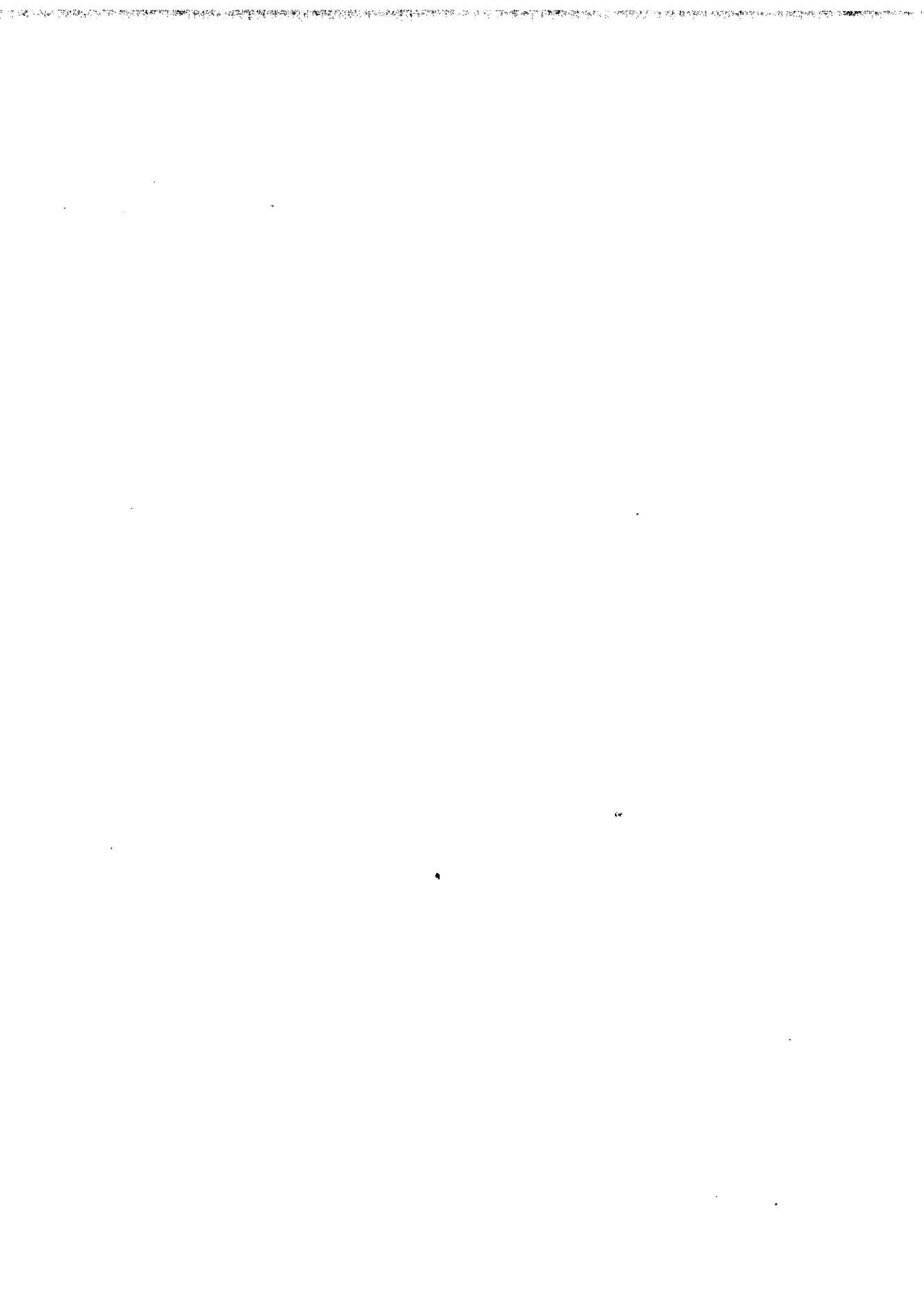
그림 3-3 일본 고치평야 충적층의 북서-남동방향의 지질단면도	56
그림 3-4 텐류천 선상지의 지질단면도	58
그림 3-5 해수준 변동에 의한 선상지의 형성과정	59
그림 3-6 사질해안에 있어서의 해수준변화	61
그림 3-7 퇴적체의 발달시기와 성장방향	62
그림 3-8 모식적인 충적층의 퇴적과정	64
그림 3-9 해수준 상승시의 퇴적형태	67
그림 3-10-A 퇴적층 경계면의 구분	68
3-10-B 지진과 탐사기록에 의한 상부경계면	89
3-10-C 지진과 탐사기록에 의한 하부경계면	70
그림 3-11 고·저 해수준기의 퇴적층의 형성기구	71
그림 3-12 고·저 해수준기의 퇴적층의 형성입체도	72
그림 3-13 해수준 변화에 의한 퇴적 메카니즘	73
그림 4-1 동지나해 대륙붕의 퇴적 단면도	80
그림 4-2 후빙기의 해수준 변화곡선	82
그림 4-3 중국·한국·일본의 후빙기 해수준 변화곡선	84
상 : 중국 동부·동지나해 대륙붕 (왕·왕, 1980)	84
중 : 일본 도야마만과 그 주변 (후지이·후지, 1982)	84
하 : 한국서안 (브룸·박, 1985)	84
그림 5-1 ^{14}C 측정용 가속기 질량분석기의 전체도	91
그림 5-2 가속기 질량분석용의 탄소시료의 제조	93
그림 5-3 가속기 질량분석법과 방사능측정법에 의해 측정된 ^{14}C 연대의 비교	94
그림 5-4 가속기 질량분석용 시료조제법 (목재, 고순도의 이탄, 콜라겐)	98
그림 5-5 가속기 질량분석용 시료조제법 ($\text{CaCO}_3 \rightarrow \text{CO}_2$)	99

그림 5—6 가속기 질량분석용 시료조제법 ($\text{CO}_2 \rightarrow$ 원소태탄소)	103
그림 5—7 가속기 질량분석용 시료조제법 (유기물 $\rightarrow\text{CO}_2$)	105

표 목록

표 1—1 18,000년전 이후의빙하의 용해에 의한 빙상의 면적	5
표 2—1 ^{18}O 스테이지 경계의 깊이 (V28—238)와 추정연대	42

第 1 章
서 론
(INTRODUCTION)



제 1 장 서 론

제 1절 해수준 변동

퇴적물 공급의 증감 및 퇴적환경의 변화요인이 되는 것은, 해수준의 변동·텍토닉스·기후변동과 생물상의 변화, 지구역사에 있어서의 카타스트로픽한 사건 등이다. 이 중에, 해수준의 변동은 퇴적의 싸이클 형성에 있어 너무나도 기본적인 요인의 하나로 생각된다. 해수준의 변동은, 해수면과 지표면과의 상대적인 운동이다. 그 원인으로서는 국지적으로 일어난 지반의 침강 및 융기인 소규모이고 지역적인 현상으로부터, 빙하시대의 해수준 변동 등이 있다. 해수준의 변동은 자연이 일으킨 대규모의 퇴적실험이라고도 할 수 있다. 따라서 해수준 변동은 층상의 변화가 왜, 어떻게 일어나는 지를 고찰하는 데 있어 너무나도 중요한 일이다.

해수준 변동의 원인은 크게 3가지로 구분할 수 있다 (Morner, 1983). 그것은 지반의 변동, 즉 지체구조 (텍토닉스)에 기인하는 것, 해수의 양 특히 빙상의 발달에 기인하는 것, 그리고 해수 편재의 요인이 되는 지오이드 (지구의 회전과 중력)에 관한 것이다. 이들은 각각 텍토노 해수준 변동·빙하성 해수준 변동·지오이드 해수준 변동이라 부르기로 하자. 각각에 대해서 간단히 설명하면 다음과 같다.

1. 텍토노 해수준 변동

텍토노 해수준 변동중에서 가장 중요한 것은, 해양저의 평균연령이다. 해령에서 생산된 해양저는 시간이 감에 따라, 냉각되어 침강된다. 따라서, 해양저의 깊

이 (d)는 연령 (t)의 함수이고, $d=d_0+k \sqrt{t}$ 의 관계가 알려져 있다. 현재의 해양저의 평균수심은 약 3800 m로, 이것은 연령 약 1500만년으로 부터 추정된 수심과 거의 일치한다. 지금, 해양저의 연대가 지구전체에서 절반인 750만년으로 짧아졌다고 하자. 이때 해양저의 평균수심은 2800 m가 되고, 그에 따라 해수면은 상승하여 육지에 넘쳐, 육지는 1000 m까지 수몰하게 된다. 해양저의 연령이 반감하기 위해서는, 지구전체에서 판의 운동속도가 2배로 되면 된다. 이처럼 판의 운동속도 즉, 해양저의 연령은, 해양저의 평균적 깊이를 지배하며, 최대 1000 m에 달하는 대규모의 해수면 변동의 원인이 된다. 그러나 이 변화는 판 운동의 성질로 봐서, 1000만년 ~ 1억년 규모의 느린 것이다.

텍토노 해수면 변동에서 다른 한가지 중요한 것은, 아이소스타시이다. 아이소스타시의 효과는 다음에 설명할 빙하성 해수면변동과 밀접한 관계가 있다. 대륙에 빙상이 발달하면, 그 무게로 대륙지각이 침강하고, 녹으면 상승한다 (glacial isostasy). 이것은 아세노스피어가 유동성을 지니고 있기 때문이다. 한편, 빙상에 의한 해수의 증감은, 해저면에도 아이소스타시의 효과를 미친다. (hydro-isostasy). 이들 아이소스타시에 의한 해수면변동은 $10^3 \sim 10^4$ 년 규모의 빠른 주기로 변동하지만, 변동량은 10 m 이하이다.

2. 빙하성 해수면 변동

빙하성 해면 상승의 주역을 이루는 것은, 빙하의 용해에 의해 해수량이 증대하고, 이 때문에 일어나는 해수면의 상승이다. 그러면 만 ~ 후빙기의 해수량은 시간에 따라 어떻게 증가하였을까? Bloom(1971)은 de Geer(1912)에 의해 고안된 빙상 후퇴의 연차선을 사용하여, 스칸디나비아, 로렌타이드, 코르딜레라 등의 빙상의 일정 연대에 대한 면적을 계산하여, 표 1-1과 같은 결과를 얻었다. 빙상의 두께에 대해서는, 그것이 빙상면적에 비례하여 감소한다고 가정할 경우, 빙상

年代(年前)	로렌타이드	코르디케라 (141°W 以東)	알라스카 (141°W 以西)	스칸디나비아
18,000	≤ 11.89	< 1.62	< 0.03	2.63
15,000	11.79	1.62	0.03	2.05
12,500	9.69	1.30	—	—
12,000	8.59	—	—	—
11,800	8.75	1.16	—	—
10,500	7.49	0.90	—	1.10
9000	4.54	0.28	—	—
8500	—	0.22	—	0.19
8000	2.73	—	—	무
7000	0.34	두	0.05	—
6500	무	—	—	—
0	0.15	0.03	0.05	0.005

표 1-1 18000년전 이후의 빙하의 용해에 의한 빙상의 면적
(단위 10^6km^2) (Bloor, 1971)

의 체적(V)과 면적(A) 사이에는 $V=A^{1.5}$ 의 관계가 성립한다.

A, V의 변화를 %로 나타내고, 연대과의 관계를 나타낸 것이 그림 1-1이다. 이것을 보면 해수량은 15000년전 정도 부터 급격히 증대하여, 7000년전에 현재의 값에 도달한 후로는 거의 같고, 얼마간은 감소한 경향이 있음을 알 수 있다. 하지만 깊이·연대 관계로 부터 구한 실제의 해면변화율 곡선(Emery, 1969)이 북아메리카 동해안의 자료로 그려진 것에 대해서, -130m를 100%로 계산한 것을 상기의 해수량변화율 곡선과 비교하면 그림에서 나타나는 것처럼 15000년전 부터 8000년전까지는 거의 일치하지만, 15000년전 이전과, 8000~2000년전까지의 사이에는 꽤 명료한 차이가 있다. 이 차이중에서, 전자에 대해서는 해면변화의 자료에 의한 것으로 보여지지만, 후자에 대해서는 같은 이유는 성립되지 않는다. 이것은 해수량의 변화만이 유스타틱한 해면변화가 아니라는 것을 말해준다. 즉, 8000년전 이후의 해면변화에 대해서는, 해수량 이외의 원인이 더해져 있음을 생각치 않을 수 없다.

지금 설명한 그림 1-1에 있어서 해수량으로 부터의 해면상승의 지연은, 해저의 침강의 원인에 의한 것으로 보지 않으면 안된다. 해저침강의 원인으로서는 제일 먼저 생각되는 것은, 북아메리카 동해안 지역의 경우에는 빙하성 아이소스타시이다. 그림 1-2의 회색지대의 해안은 2500~5000년전의 해면이 현재보다도 낮은 지역이지만, 북아메리카 동해안지역은 거의가 이 지역내에 포함되어 있다. (Walcott, 1972). 이 지역은 최종빙기에는 빙상지역 주변의 forebulge로, 융기시대였지만 후빙기에 침강지대로 전이한 지역이다. 종래의 주로 구미의 자료에 의한 셰퍼드 형의 유스타틱한 해면변화 곡선은 그림 1-2에 나타나는 것처럼, 후빙기의 아이소스타틱한 침강지역의 해면변화 곡선에 지나지 않는다. 두번째로 생각되어지는 북아메리카 동해안 지역의 침강의 원인은, 하이드로아이소스타시에 의한 것이다. 이 지역에서는 후빙기 해면상승에 의해 해양저가 일정한 하중을 받는 것에 대해 대륙붕상에서는 수심에 따라 여러모로 다른 물의 하중이 걸

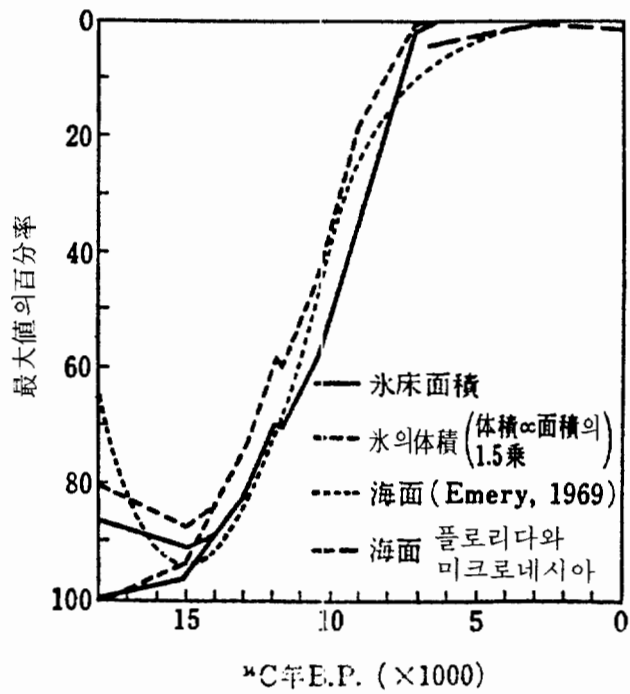


그림 1-1 과거 18,000년간의 빙상면적, 빙상체적의 변화와 해면변화 (Bloom, 1971)

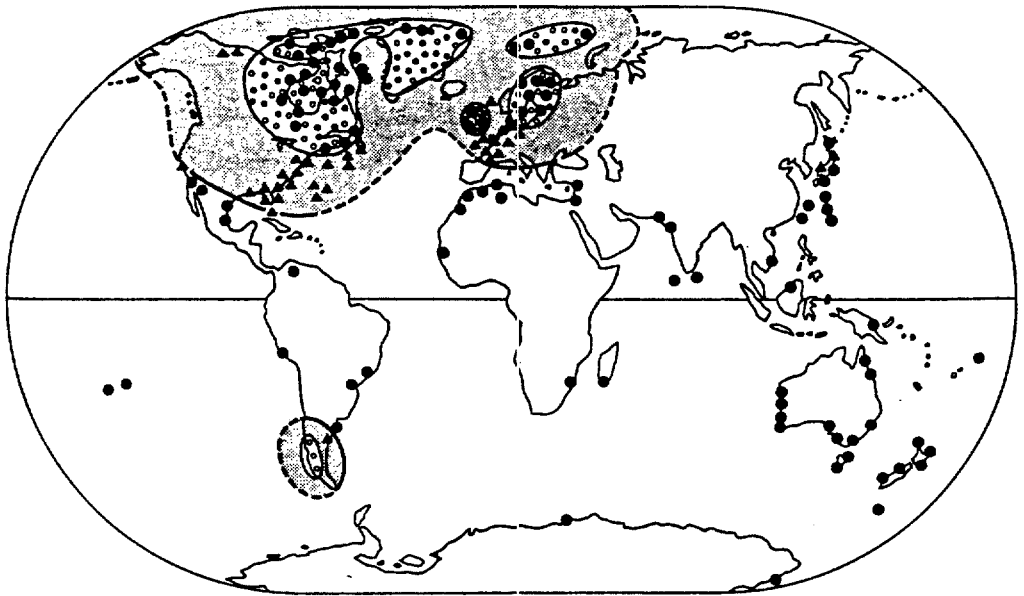


그림 1-2 후빙기 해면변화의 지역적 분포

후빙기의 해면이 현재보다도 높았던 지역 및 낮았던 지역 그리고 Würm 빙기의 빙상에 의한 아이소스타틱한 변동과의 관계 ● : 2500~5000년전 해생패화석이 현 해면상에 있었던 장소, ▲ : 2500~5000년전의 육성니탄이 현해면하에 있었던 장소, ○ : 최종빙기에 빙상이 있고 후빙기에 아이소스타틱하게 융기했던 지역, 그물부분은 후빙기에 침강한 빙상주변지역 (Walcott, 1972)

리게 된다. 이 때문에 해안지역에서는 장소에 따라 정도는 틀리지만, 침강하게 된다(Bloom, 1967). 그림 1-1에는 플로리다 해안의 예도 포함되어 있다.

다음으로 그림 1-2에 나타나 있는 태평양 및 인도양의 주변, 남아메리카, 아프리카 해안 등, 현 해면보다 높은 위치에 5000~2500년전의 해생패층이 분포하는 지역에서는 일본 및 브라질 해안과 같이 페어브릿지형의 해면변화 곡선이 나타난다(그림 1-3). 이 설명으로는 해수량 자체가 5000년전 이후 감소한 때문이고, 다른 하나는 해수량의 증가에 의해 해저에 하중이 걸리기 때문에 맨틀 물질이 대륙 밑으로 흘러 들어가, 대륙 (특히 그 주변)이 융기하기 때문이다(Walcott, 1972; 스기무라, 1979). Bloom.(1967)은 대양섬과 같이, 해양저로 부터 우뚝 솟아난 섬의 해안에서는, 섬 자치가 해저와 동조하여 하이드로아이소스타시에 의해 승강하기 때문에, 해수량의 증감만이 기록된다고 말하고 있다.

3. 지오이달 해수준변동

대양의 표면 즉 지오이드의 표면은 항상 일정한 형태를 유지해 온 것은 아니다. 지오이드의 표면의 형태는 중력분포에 의해 정해지기 때문에, 빙기·간빙기의 빙상의 성장과 해수량의 변화에 따르는 하중의 재분배에 대응하여 맨틀물질이 이동하면, 그것은 당연히 지오이드의 형태에 영향을 줄 것이다. Clark등은 해양저(고체지구표면)과 해양표면(지오이드) 사이의 거리의 변동이 해면변화라고 생각하여, 이 두가지 표면의 변동값을 넣은 식을 만들어 세계 각지의 해면변화의 양상을 유도했다(Clark et al., 1978). 그 결과에 의하면, 해역은 Walcott(1972)의 구분보다도 더 상세하게 I-IV의 구역으로 나뉘고, 각 구역별로 18000년전 이후의 해면변화곡선이 그려졌다. 그림 1-3은 한국과 같은 IV지역에 속하는 브라질의 Recife해안의 계산결과를 그래프에 그린 것으로, 5000년전경을 정점으로 하는 해안의 융기를 나타내며 일본의 해면변화곡선과 아주 닮은 것이

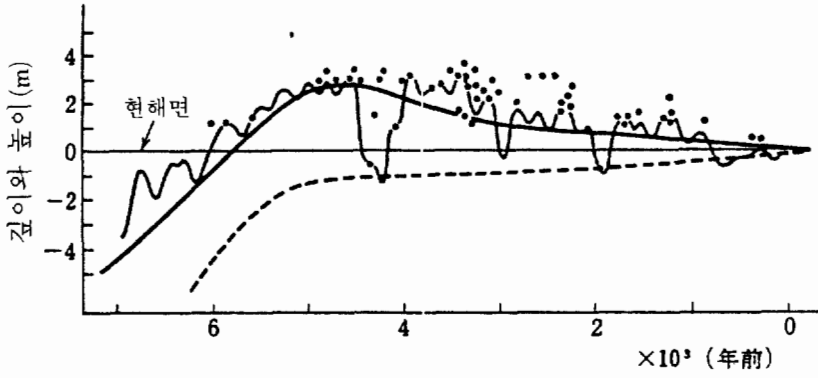


그림 1-3 브라질 레시페 해안 (6° S, 36° W)의 해면변화곡선
 (스기무라, 1977) 태실선 : Clark & Farrell(1977)에 의한 계산(해안), 세
 실선과 흑점 : Fairbridge(1976)에 의한 계산 (해안에서 동향 100km 바다
 지점). 바다에는 5000년전 이전에 해수의 증량에 의해, 500년전 이후 하이
 드로 아이소스타틱한 지반의 침강이 계속하고 따라서 해면은 상승의 곡선
 을 나타낸다. 해안의 지반은 같은 기간 융기하며 그 때문에 해안에서는 해
 면의 저하가 보인다.

주목된다.

인공위성의 궤도해석에 의해 얻어진 현재의 지오이드면의 지구타원체로부터의 높이는 차는, 최고의 뉴기니아와 최저의 Maldiv제도의 사이에 180 m나 된다. Morner(1976)는 지오이드의 형태가 변하면, 해면의 높이가 수직적으로도 수평적으로도 움직이기 때문에 유스타틱한 해면변화(그가 말하는 geoidal eustasy)가 일어난다고 생각하여, 과거의 해면변화의 장소에 의한 불일치 (예를 들면 115000년전에 있어서의 발바도스의 현저한 해퇴와 하와이에서의 해진)를 지오이드의 높이의 차로 설명하고 있다. 이렇게 생각한다면, 더 이상 '표준적인 해면변화곡선'은 성립되지 않는 것이 된다.

본 논문에서는 해수준변동과 그것에 관련된 문제를 고찰한다. 여러 가지로 검토한 결과, 이하의 장에서 서술한 것처럼, 4가지 문제로 좁혀서 고찰하기로 한다.

첫째는 해수준변동과 기후변화의 문제를 검토했다. 먼저, 기후변화의 원인과 연구기록, 그 중에서 설득력이 있는 미란코비치의 천문학기원설과 경신세의 기후 기록에 대하여 미란코비치 곡선과의 상관성을 검토했다. 또, 대양의 각 해역으로부터 채취된 피스톤 코아의 분석연구 결과(CLIMAP 계획)와 고기환경의 정량적 복원방법 및 심해저 코아에 보이는 빙기 싸이클 (빙하편년 및 기후·해면변화와의 관계)에 관해서 서술한다.

둘째로는 해수준변동과 퇴적층서의 문제로 해수준의 변동은 육봉으로부터 사면에 걸쳐 넓게 영향을 미치고, 해수준과 퇴적체 (델타로 생각해도 좋음)의 interaction으로 취급할 수 있다. 이를 위해서는 현재의 대륙연변부(continental margin)에 대한 지질단면의 작성이 필요하다. 이것은 탄성파의 반사파법에 의한 지진파층서(seismic stratigraphy)에 의하지 않으면 안된다.

세번째 문제는 해수준변동과 연대층서의 문제로 해수준변동에 의해 퇴적된 각 지층의 시간적 층서구분을 위해 필연적으로 수행하지 않으면 안되는 연대측정에

관하여 서술한다. 이 장에서는 특히 해저로 부터 채취한 코아 퇴적물 중에 함유되어 있는 미량시료 (예를 들어, 패각, 유공충, 피트등)의 연대측정의 한 가지 방법으로서 신뢰성이 높은 탄땀가속기에 의한 방사성 탄소 연대측정에 관하여 서술한다.

넷째로는 동지나해—대한·대마해협과 같은 천해에 대한 해수준변동을 고찰하여 대륙붕이 어떻게 아이소스타시 변화를 나타내는가라는 문제를 논의하고, 또 빙하성 해수준변동 (glacial eustacy)에 의해 지배된 대륙붕퇴적물의 성질 및 분포에 대해서 고찰했다. 이 점, 동지나해 대륙붕은 아시아에 있어서 표준지역이 될 것이다. 과거에 있어서 이 지역은 glacial eustacy의 영향을 받아왔다. 이 장에서는 최종빙기의 해수준 저하 뿐만 아니라 더 과거의 해수준 저하에 관해서도 고찰한다.

第 2 章
기후변화와 해수준변화
Climate and Sea Level Change



제 2 장 기후변화와 해수준변동

제 1절 기후의 형성

1. 기후시스템

기후계는 기권 (atmosphere), 수권 (ocean), 빙설권 (cryosphere), 지권 (lithosphere) 및 생물권 (biomass)의 5가지 성분계로 구성되어 있다.

지구의 기체부분을 구성하고 있는 기권은 그중에서 가장 변동이 많은 부분으로 1개월 정도의 열적조정시간 혹은 완화(응답)시간이라 불리우는 특징적인 시간스케일을 가지고 있다. 즉 어떤 열원분포가 주어지면, 대기는 열의 연직·수평 수송에 의해 그 분포에 거의 1개월이 걸려 조정된다. 이 시간스케일은 또한 대기의 운동 에너지를 다른것으로 부터의 보급이 없다면 마찰에 의해서 소멸되는 데 요하는 시간이 된다.

지구상에 분포하는 액체로 구성되는 수권에는 해양, 호소, 하천, 지하수 등이 있다. 어쨌든 해양은 지구에 도달하는 태양방사의 대부분을 흡수하고, 거대한 열용량 때문에 거대한 에너지 저장고로써 기후에 정말로 중요한 부분이다. 해양의 상층부는 수년의 시간스케일로써 대기나 빙과의 상호작용을 가진다. 한편 심층수는 수백년의 시간스케일로써 심층수순환에 의해 열적조정을 행한다.

지구상의 빙괴와 적설로 구성되는 빙설권은 대륙빙상, 산악빙하, 해빙, 호소빙, 하천빙, 적설 등을 포함하고 있다. 적설이나 해빙의 분포는 주로 계절적이지만 빙하나 빙상은 더욱 완만히, 응답한다. 또한 지구규모의 빙량의 변화는 해수면의 승강을 일으킨다.

지권에는 산악, 해양저, 암석, 퇴적물, 토양 등이 포함된다. 이것들의 양상은

기후계의 가운데에서도 가장 긴 시간스케일로써 변화한다. 단지 빙상의 소멸에 대한 지각의 아이소스타시적인 일시적인 조절은 예외적으로 짧은 시간스케일에서 행해진다.

생물권에는 육상이나 해중의 식물, 육·해·공 중의 동물은 물론 인간을 포함하고 있다. 이것들의 응답성은 광범위하게 걸쳐있지만 생물권은 기권에 대해서는 일반적으로 민감하며, 또한 역으로 기후에 영향을 미친다. 지상식물의 자연적인 변화는 기온이나 강수량의 변화에 응답하여 수십년~수천년의 기간에 걸쳐 일어나며 기타 지표의 알베도(반사율), 조도, 증발량, 지하수피를 변화케 한다. 동물집단의 변화도 식량이나 서식지를 통하여 기후변화를 반영하고 있다. 농업이나 목축 등 인류활동에 기인하는 기후변동은 알려져 있지 않지만 적어도 지역적 기후를 변화하는데 기여할 것이다.

2. 외인과 내인

지구를 둘러싸고 있는 대기, 해양, 육수, 설빙으로부터 구성되는 부분을 내부기후계라고 한다면 그 하부의 지면이나 상부의 공간을 외부기후계라고 할 수 있어, 지면의 형상이나 태양의 상태는 내부기후계에 대하여 말하자면 외부조건이 된다 (그림 2-1).

이들 조건에 심분 큰 변화가 있다면 내부기후계의 상태가 변하는 것은 명확하다. 대륙의 이동이나 태양방사량의 변동 등이 그 예가 된다. 미란코비치(1930)이래 태양 방사량분포의 변화가 $10^4 \sim 10^6$ 년 오더의 빙하기-간빙기 사이클을 설명하는데 사용되어 왔다. 태양자체의 방사의 변화가 없어도 지구궤도요소의 변동은 지구가 받는 태양방사의 강도나 지리적·계절적 분포에 변화를 일으킨다. 대기의 조성이나 해양의 염분농도의 변화도 기후계에 변동을 일으키는 원인으로, 화석연료 사용의 결과로써 금세기 생긴 대기중의 이산화탄소의 증대는 기후

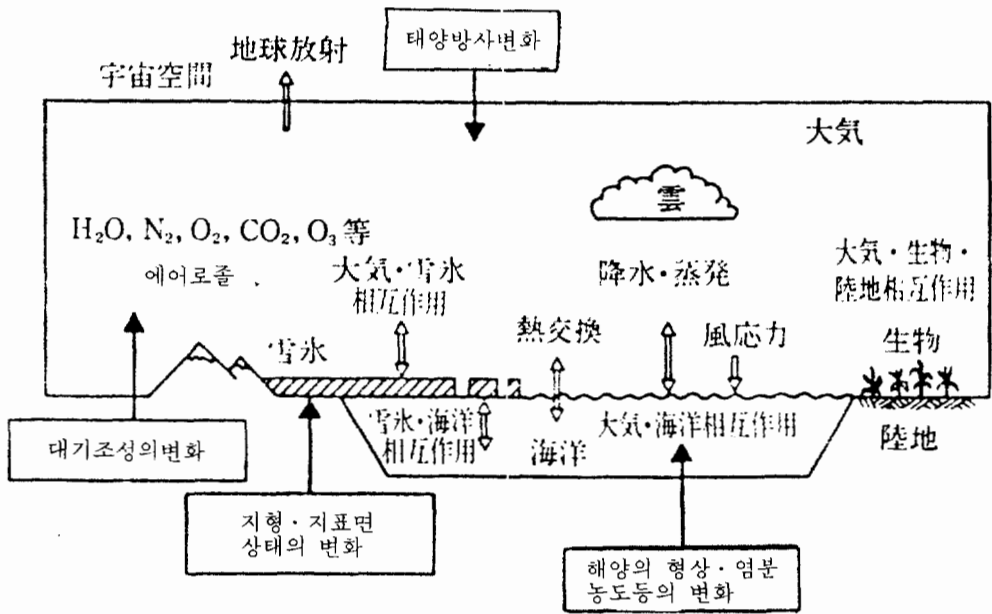


그림 2-1 대기-해양-육수-빙설로 부터 되는 기후 시스템의 개념도 ⇄는 시스템 내 상호작용 (내인, →는 외인)

변동의 외적요인이 되는 한 예이다.

상술의 과정은 기후계의 보다 장기의 변동에 있어서 중요하지만 적어도 보다 단기의 기후변동에 있어서 중요한 메커니즘은 대기·해양·육수·설빙으로부터 구성되는 계내에서 유효하게 구동기구를 작동시키는 대규모 분포의 변화이다. 예를들면 전지구적인 빙의 분포변화는 대기의 가열량에 큰 영향을 미치며, 그것에 의해 대기의 순환을 구동하는 자오선 방향의 가열분포를 변하게 한다. 또한 마찬가지로 빙의 용해에 의해서 생긴 저염분수가 해양표층에 유입되면 표층수에 광범위한 염분농도의 변화가 일어나고 그것은 저층수에 영향을 미친다. 이와같은 과정은 1년~수천년의 시간스케일에 걸쳐 기후계내의 자기조절로써 행해진다. 이와 같은 상호작용, 혹은 피드-백기구는 종종 상호에 작용하는 물질량의 값 혹은 그 이상치를 일방적으로 증대시키거나 감소시킨다. 이와같은 피드백 기구는 대기나 해양 각각의 내부, 대기과 해양간 등에 다수 존재한다. 그 한 예가 방사지수요소와 해면수온간에 작용하는 피드백효과가 있다. 해면수온의 변화는 대기의 열·수증기의 수송량을 변화시켜 그것에 의해 대기순환이나 운량에 영향을 미친다. 이것은 또한 방사량의 변화, 바람에 의한 혼합등을 통하여 해면수온에 영향을 준다.

3. 지권의 변동

기후변동의 가운데~10만년 시간스케일로 일어나는 빙기, 간빙기의 원인으로 미란코비치가설이 유력하지만 저질시대에 일어났던 보다 장기의 기후변동의 원인으로서는 조산운동, 대륙이동, 극의이동, 해륙분포 등을 생각할 수 있다.

조산운동의 대규모적인 것은 고생대이후 카레도니아, 바리스칸, 알프스 조산운동 등 3회 일어났다. 조산운동이 극에 달했을때 화산활동에 보다 다량의 화산재가 분출하여 기후의 변화를 일으킨다. 또한 높은 산지가 생성되어 대기의 흐름

을 변화시키거나 고산에 빙하작용을 생성시킨다.

대륙이동과 극의 이동은 빙하기의 원인으로써 유력시 된다. 석탄기·이첩기의 빙하기는 남극을 둘러싸고 곤드와나 대륙이 있었기 때문이라고 생각하고, 중생대로부터 신생대에 걸친 온난한 기후는 팡가에아 대륙이 분해하여 지구를 일주하는 동서방향의 해양순환이 있었기 때문이라고 생각될 수 있다. 또한 극이 대양중에 있으면 빙하기가 되기 어려운 점도 생각 할 수 있다. 3000만년전부터 남극의 빙상이 발달하기 시작하였다는 것은 남극이 고립되었다는 것과, 주변해역으로 부터의 수증기 보급이 있었기 때문일 것이다. 남극빙상의 발달과 함께 남극주위의 바다는 냉각되며 찬 저층류의 원천이 되어 전세계에 퍼지며 세계해양의 냉각기가 되었다. 북반구의 빙하기의 원인은 대륙이 북극주위에 모여있는 것과 북극해의 융린된것과 관계가 있는 것으로 생각될 수 있다. 대륙에 빙상이 발달하여 북극해가 동결한 것은 300만년 전으로 추측할 수 있다. 이것은 파나마지협이 폐쇄에 의한 해류계의 변화에 원인이 있었던 것으로 보는 견해도 있다.

최종빙기후에 북미와 스칸디나비아의 빙상이 소멸된 후에도 남극대륙과 그린랜드의 빙상이 1만년이상 계속되는 것은 해양에 둘러싸여 있는 해륙의 배치와 관계가 있지는 않을까. 왜냐하면 빙하의 성장이나 유지에는 강설이 필요하기 때문이다. 남극의 빙상은 현재도 증대하고 있다고 생각되어 진다.

제 2 절 고기후의 변화

고기후의 변화는 대륙이동 및 그와 관련된 현상, 즉 대륙의 분포, 위도상의 변화, 조산운동, 해면변동, 수륙분포에 의한 해류, 풍계의 변화 및 반사도(albedo) 등이 작용한다. 그 외에 대기의 조성변화 및 천문학적인 요인도 작용하고 있다 (Heuvel and Buurman, 1974; Kutzbach, 1976; Habicht, 1979). 기후는 비교적

짧은 시간에도 급격히 변한다. 예를 들어, 미국 Columbia대학의 Lamont—Doherty Geological Observatory를 중심으로 하여 1971년부터 고기후 (Paleoclimate)를 연구한 CLIMAP(Climatic: Long Range Investigation Mapping and Prediction) Project Members (1976)의 연구에 의하면, 중국남부, 말레이반도, 인도등지는 후기 경신세의 빙하 최성기 사이에는 숲에 의해 덮여 있었고, 한반도는 사반나 및 건조한 초지였다. 황하 및 양자강 유역의 중국본토는 loess, steppe의 아사막 (semi desert)의 기후로 대륙은 해양에 비해 아주 건조하고 기온의 저하도 대륙쪽이 컸음을 생각할 수 있다. 그 시기의 해양은 극전선이 남하하여, subpolar water mass와 transitional water mass는 감축된 상태로 되었다. 그에 의해서 해양의 온도구배는 현재보다 급하다. 이것은 오야시오와 쿠로시오 지역에서 명료하고 일본해까지 계속될 것으로 생각된다. 쿠로시오의 본류인 북적도해류가 발원하는 해역의 8월의 해면온도는 현재보다 2℃정도 낮고, 이 차이는 북위 30° 이북을 향해 최고로 크게 되어 8℃정도로 된다 (Moore et al., 1980; CLIMAP Project Members, 1981). 이 원인으로써 대륙의 반사율이 해양의 그것보다 큰 결과라는 것이 연구되어 있다 (Gates, 1976; Manabe and Hahn, 1977; Williams, 1978). 현재에도 지면의 증발산 (evapotranspiration)은 기후에 커다란 영향을 미치고 있다 (Shukla and Mintz, 1982).

고기후의 변화, 특히 제4기의 경신세부터 완신세 사이의 기후변화의 원인은 여러가지이지만, 그 하나로써 천문학적 기원설 (astronomical theory)은 다음과 같다. 평균주기 약 92,000년으로 하는 지구공전궤도의 변화(이심율, eccentricity), 약 40,000년을 평균주기로 하는 지구의 적도면과 공전면과의 각도의 황도경사 (obliquity), 평균주기 약 26,000년으로 하는 지구자전축의 세차운동 (precession) 등, 지구의 공전궤도의 변화에 따른 태양에너지의 입사량 (insolation)의 변화 및 위도에 따른 분포에 의해서 설명된다. 이 학설은 유고슬라비아의 수학자 Milutin Milankovitch (1879 ~ 1958)에 의해 1920년대에 계산되었다. (Bate and Jackson,

1980; Takayanagi, 1977; Heuval and Buurman, 1974). 이 학설은 반세기가 지난 후 실증되었다. 즉 power spectrum analysis에 의해 연구된 과거 500,000년간의 기후의 변화주기는 23,000년, 42,000년 및 100,000년의 3주기로 압축된다 (Hays et al., 1976). 서인도의 Barbados섬에서 수행된 해면변화 연구도 Milankovitch설을 지지하고 있다 (Broecker et al., 1968). Milankovitch설은 제4기 뿐만아니라, 중기 백악기에서도 실증되고 있다(Herbert and Fischer, 1986).

고기후의 변화에서는 지구운동에 의한 변화이외, 빙설권과 해양 사이의 열교환이 매우 중요하다는 연구도 있다 (Emiliani, 1978). 또, 화산활동 및 그에 의한 태양광의 입사량의 변화가 기후에 관계가 있다고 생각되고 있다. (Axelrod, 1981; Bray, 1977; Flohn, 1979; Kennett and Thunell, 1975; Porter, 1981; Rampino, 1981; Taira, 1980). 또, 최근에는 인간의 활동, 즉 탄산가스의 배출 및 녹지의 감축등도 기후변화의 하나의 요인으로 되어 왔다 (Revelle, 1982). 기후의 변화는 근본적으로 Milankovitch의 천문학 기원설이 설득력이 있어 기후변화의 약 80%를 설명할 수 있어 지속적인 연구의 대상이 되고 있다. 1986년 9월 6일 ~ 13일 사이에, 미국 매사추세츠주 우즈홀에서 열린 제2차 국제고해양학회 (Second International Conference of Paleoceanography)에서, 상술한 지구운동의 3주기 성분의 효과의 분리를 연구한 브라운대학 중심의 Spectral Mapping (SPECMAP)group은 Milankovitch주기의 연구, 예를 들어 과거 150,000년간의 세차운동하의 열대지방의 계절풍(tropical monsoon)의 성쇠의 연구와, 또한 세계의 대양으로 부터 채집한 해저퇴적물의 미화석 연구와 그에 함유된 Li, Sr, Mg, Cd, Na, Ca등의 미량원소의 연구 및 산소, 탄소동위체연구를 진행하고 있다 (Boyle and Swain, 1981; Corliss et al., 1986; Pollard, 1982).

현재는 후기 경신세의 최종빙기가 쇠퇴하고, 또 서기 1500년부터 400년간 계속된 Little Ice Age도 물러난 온난한 기후이다 (Denton and Karlen, 1973, 1977; Thompson et al., 1986). 그러나 인간기원적(anthropogenic)인 효과를 무시하면



약 4,000년 내지 수천년 후에는 빙하기가 다시 도래할 것이 예상된다(Kukla, 1975; Hays et al., 1976). 하지만 여러가지 이유로 지난 1세기 사이에는 해면은 약 12cm 상승했다(Etkins and Epstein, 1982; Gornitz et al., 1982). 과거에 있어서 현저한 해수준 상승은 12만5천년전 경에 +5~10m가 기록되어 있고, 각지에 있어서 용기해안단구가 발견되고 있다. 또한, 6,000년경에 일어난 +3m 정도의 해수준 상승이 유명하고 일본에서는 조몬해진으로 인정된다. 한편, 이와같은 규모의 해진이 아주 가까운 장래에 일어난다면 어떻게 될 것인지, 만일 실제로 +3m나 해수준이 상승한다면 일부의 연안 공업단지에서는 괴멸적인 영향을 받지 않을 수 없을 것이다.

현재, 학회에서는 온실효과 green house effect에 대한 논의가 진행되고 있다. 이것은 탄산가스 및 프레온가스가 대기중에 축적되어 지구의 기온을 상승케 한다는 생각이다. 일설에 의하면 다음 세기의 끝무렵까지 이들 가스가 약 2배의 단위로 증가한다고 한다. 그 결과 기온이 상승하여 (약 1.5℃~4.5℃), 남극지방의 대륙빙상이 녹아 내린다. 한편 탄산가스의 증가는 반드시 일원적인 것이 아니라, 식물과 해양에 의해 소비되기 때문에 일방적인 증가는 부정적이라는 생각도 있다. 그럼에도 불구하고, 일부의 계산에 의하면 금후 50년부터 100년후에 해수준이 1m부터 3m정도 상승한다는 설 (예를 들면, Hansen et al., 1981)이 있는 것을 유념하지 않으면 안 될 것이다.

세계기상기구(WMO)는 지구오존층이 프레온가스 등 인간활동의 부산물들로 인해 놀랄만큼 감소했음을 확인하고 각국 및 국제기구들에, 특히 개발도상국들에서 오존층 조사 및 관측활동을 더욱 활발히 할 것을 호소했다. 유엔산하기구인 WMO는 제네바에서 4월28일 폐막되는 오존층보호를 위한 빈협약 (1985)회의와 5월 2~5일 열린, 역시 오존층보호에 관한 몬트리올의정서 (1987)회의등 2개 국제회의에 제출한 보고서에서 수년간의 체계적 관측조사결과, 인간활동이 지구 대기전체에 매우 급격한 변화를 일으켰음을 분명히 확인했다고 결론을 내

리고, 냉동제로 사용되는 프레온가스류가 유해자외선의 차단역할을 하는 오존층의 감소원인이 되고 있다고 지적했다.

보고서는 지구북반구 오존층이 지난 20년간 약 3%감소했으며, 특히 위도 30~64도 지역 상공에서는 겨울 및 봄철에 4%이상 감소하고 있다고 밝혔다. 열대지역과 남극을 제외한 남반구 상공에서는 오존층이 매우 성긴 것으로 관찰됐으나 최종결론은 수집된 자료의 재평가가 이루어진 후에 나올 것이라고 보고서는 말하고, 그러나 일부 개별관측 결과는 북반구의 중위도 및 극지방 상공과 비슷한 감소율을 보였다고 덧붙였다. 보고서는 또 남-북반구, 특히 남-북극 상공간에는 오존층 양상이 크게 다르게 나타나고 있다고 분석하고, 현재까지 관측된 바로는 북극상공에는 지난 70년대말 이후 남극 상공에서 관측되어 온 오존층 구멍과 같은 광대한 오존층 감소가 없다고 밝혔다. 보고서는 남극상공에서 봄철에 나타나는 이같은 대량의 오존층 감소는 「갑작스럽고 이론적으로 예기치 않은것」이라고 말하고, 모든 증거로 볼 때 인간이 만들어낸 프레온 가스류가 이것의 주범이라고 설명했다.

WMO측은 오존층 감소가 앞으로 계속될 것이라고 경고하면서, 지금 당장 감소방지 조치를 취하더라도 그 효과는 1백년뒤에나 나타나는 만큼 하루빨리 대책을 강구해야 한다고 강조하고, 몬트리올 의정서가 금세기 말까지 프레온가스류의 사용량을 50%줄이자고 제안한 것도 부족하다고 지적했다.

1. Milankovitch의 가설

Milankovitch는 지구의 운동에 관한 다음 3가지의 주기적 변화의 중합에 의해 생기는 일사량(insolation)의 변화를 과거로 돌아가서 계산하였다 (1920, 1930, 1938).

(1) 40,000년을 주기로 하는 지축경사의 변화 ($21^{\circ} 39' - 24^{\circ} 36'$). 이것이

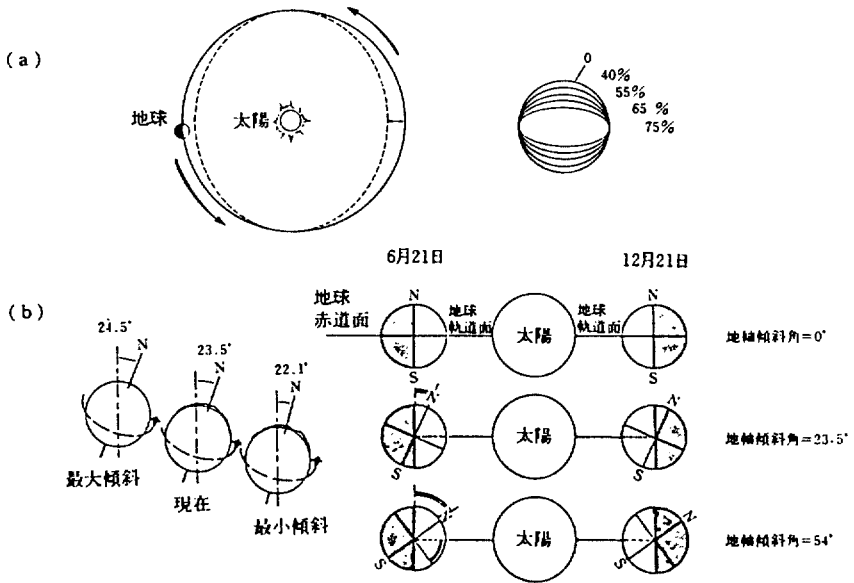
작으면 사계절의 변화가 애매해 지고, 기후대는 현저하게 되고, 반대로 커지면, 사계절의 변화가 뚜렷하게 되어 기후대의 차는 약하게 된다.

(2) 약 92,000년을 주기로 하는 지구의 공전궤도의 이심율의 변화 (0~0.067) 이것이 클때는, 계절의 길이 및 일사량의 차이가 여름·겨울에서 크게 된다.

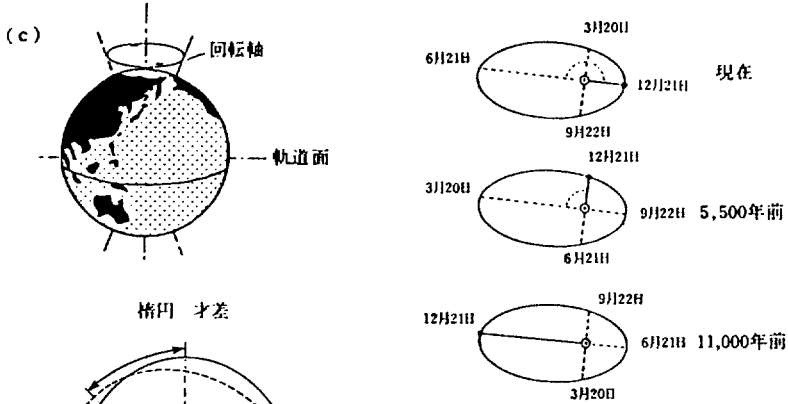
(3) 26,000년 주기의 세차운동 때문에 하늘의 적도와 황도의 교점인 춘분점이 약 26,000년에 황도상을 일주하지만, 그것이 근일점, 원일점의 위치관계에서 지구가 받는 일사량이 변화한다.

이상의 (2)와 (3)의 조합에서, 예를 들어 이심율이 크고, 하지점이 근일점에 일치할때, 북반구의 여름의 일사량은 극대로 겨울의 일사량은 극소가 된다. 또한 이심율이 커져 하지점이 원일점과 일치할 때에는 여름의 일사량은 극소, 겨울의 일사량은 극대가 된다(그림 2-2). 여름의 일사량 저하가 계속되면 빙하가 발달하기 쉽게 된다. Milankovitch는 상기 (1)~(3)의 주기의 조합에 의한 여름과 겨울의 일사량변화를 북반구 및 남반구에 대해 위도 10° 마다 60만년전 (후에는 100만년전)까지 계산하여, 그림 2-3와 같은 일사량 변화곡선을 그리고, 곳곳에 나타나는 현저한 여름의 일사량 극소기를 새로운쪽으로 부터 하나씩 빙기에 맞추었다. 이에 의하면 쿨츠빙기의 시작은 약 60만년전이 된다. 이처럼 Milankovitch설의 특색은 빙기의 연대와 그 주기적 출현의 이유의 양쪽을 설명한 것이었고, 옛날부터의 설임에도 불구하고 유력한 빙하기원설이 되고 있다.

이 곡선은 전후 Broecker등 (1968)에 의해 다시 계산되어 수정되었지만, 골격은 변하지 않았다. 근년 경신세 후기의 기후변화의 편년학적 연구가 눈부시게 진척됨에 따라, 예를 들어 Barbados섬의 산호초 단구에서 얻어진 온난기와 여름의 일사량 극대기와 아주 잘맞는 것 (Mesolella et al., 1969), 또 심해저 코아의 유공층 껍질의 산소 동위체분석으로 부터 얻어진 과거 50만년 사이의 $\delta^{18}O$ 변화 곡선을 해석하면, 상기 (1)~(3)의 각 요인의 주기의 파로 분해되는 것(Hays et al., 1976)등으로 부터, 천문학적 기원설은 다시금 주목을 받게 되었다.



지축의 세차 혹은 WOBBLE



地球軌道要素

- (a) 離心率
- (b) 地軸傾斜
- (c) 歲差

그림 2-2 지구공전궤도의 이심율, 지축경사 및 세차운동

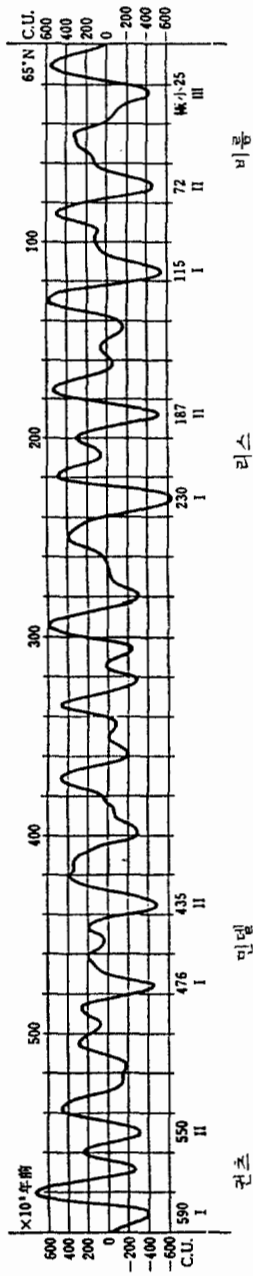


그림 2-3 미란코비치의 일사량 변화곡선 (북위 65°에서의 하계의 일사량을 표시)
 미란코비치(1930)의 표를 기초하여 작성한 제우너(1959)의 그림. 세로축
 은 C.U.(canonic unit)로, 일사량을 태양정수를 1로써 나타낸것임. 현재와의
 차를 C.U.로 나타냄. C.U. 대신 상당하는 현재의 위도에서 나타내는 방법
 도 있음.

2. CLIMAP 계획

미국 Columbia대학 Lamont—Doherty 지질연구소를 비롯하는 미국의 몇몇 대학과 연구소에서는, 1950~1960년대에 걸쳐서, 세계의 각 해역으로 부터 채취된 7,000개 이상의 피스톤코어가 집적되어, 디화석, CaCO₃양, 산소동위체조성 등에 관한 아주 많은 연구업적이 각 분야의 연구자에 의해 속속 발표되어 그때까지의 해양저의 제4기에 관한 지식을 고쳐 나갔다. 그 성과의 일부로서는, 예를 들어 제7회 INQUA대회 (Denver—Boulder, 1965년)에서의 토론회 ‘해분의 제4기 지사’에 집약되어 있다(Sears, 1967). 그 후 미화석대, 방사연대, 고지자기편년의 병용에 의해 심해퇴적물을 10만년 정도의 분해능으로 구별할 수 있게 되고, 이를 사용하여 제4기의 자세한 고환경의 복원이 이루어 지게 되었다.

이러한 상황에서 1970년 J. D. Hays의 제창에 의해 미국의 각 연구기관에 소속한 고생물학·지구화학·지구물리학의 연구자를 결집·조직하여, 과거 100만년의 기후변화를 해명하기 위한 종합연구가 기획되어, 1971년부터 발족했다. 이것이 CLIMAP (Climate/Long Range Investigation Mapping and Prediction) 계획이다. 이 연구그룹에서는 미국 이외의 연구자를 포함한 약 100명이 참가하여, 해역연구반 외에, 연대·층서·지상환경 등의 테마별로 연구반이 조직되어 연구를 분담했다(오카다, 1977).

CLIMAP그룹의 연구방법은, 먼저 다수의 심해저코아에 대해서 층서구분과 연대 결정을 행하고, 다음에 이를 기초로 과거의 어떤 시간면에서의 부유성 미화석의 종의 조성으로 부터, 당시의 대양표면의 계절별의 수온 및 염분농도의 분포를 수학적으로 구하는 것이다. 이것에 빙하와 식생분포 등의 육상자료를 더하여 과거의 지구표면의 상태를 재현한다. 그리고 이에 의거하여 수피의 성질 및 지표의 태양광선반사계수 (albedo)를 알 수 있기 때문에 대기의 대순환이 추정되고, 최후로 이들 전부를 종합하여 고환경이 복원되는 것이다. 그 결과, 1976년

에 우선 최종 빙기최성기 (18,000년전)의 지표 상태를 나타내는 복원도가 완성되었다 (CLIMAP Project Members, 1976).

3. 고환경의 정량적 복원

여기서는 (CLIMAP)그룹의 연구방법의 중심이라고 할 수 있는 고환경이 정량적 복원의 방법에 대해서 간단히 소개하기로 한다.

단일종의 존재여부, 또는 화석군집의 특성에 의거해서 고기후를 추정하는 방법은 고생태학에서는 아주 보통으로 쓰이고 있다. 그러나 이들중 대다수는 정성적인 것으로 고기후요소를 수량적으로 표시하는데까지는 이르지 못한다. Imbrie and Kipp (1971)는 심해저코아층의 부유성 유공충 화석군집을 인자분석하여, 변환함수를 수량적으로 구하는 방법을 고안했다.

지금 해저퇴적물에 대하여 n 개의 측정가능한 성질 $X_j(j=1, 2, 3, \dots, n)$ 가 있다고 하고, 그들 각각이 m 개의 해양학적 인자 $P_i(i=1, 2, 3, \dots, m)$ 와 n 개의 함수 R_j 에 의해 관계지어진다고 하면,

$$X_i = R_j(P_i) \dots\dots\dots 1.$$

이것으로부터 역으로 X_j 로부터 P_i 를 정하는 식을 만들 수 있다.

$$P_i = \phi_j(X_j) \dots\dots\dots 2.$$

2식의 함수 ϕ 가 변환함수 (transfer function)이다.

생물종의 분포로부터 환경인자를 추정하는 방법으로서, 아주 간단한 경우에 대해 생각해 보자. 하나의 환경인자 (t)에 대하여, X_1 및 X_2 의 두가지 종의 분포가 결정되어 있다고 하자. 부유성종 X_1, X_2 의 빈도분포 X_1, X_2 는 포물선에 가까운 형태를 그리는 것이 알려져 있으므로,

$$X_1 = R_1(t) = dt^2 + et + f \dots\dots\dots 3.$$

$$X_2 = R_2(t) = gt^2 + ht + i \dots\dots\dots 4.$$

3, 4식으로 부터 2승항을 소거하여

$$t = \phi_i(x_1, x_2) = ax_1 + bx_2 + c \dots\dots\dots 5.$$

따라서 X_1, X_2 의 어떤 빈도에 대하여 인자 t 가 하나 결정되게 된다.

실제로는 우선 현생의 부유성 유공충 군집 (종 x_1, x_2, \dots)에 대하여, 군집조성과 대양의 표면온도 (t_1) 및 염분농도 (t_2)와의 사이의 관계를 구하기 때문에 더욱 복잡해 진다. 한편 이 때 심해저코아의 최상부 (해저면)의 유해군집을 현생의 군집으로 간주한다.

J. Imbrie와 N. G. Kipp는, 먼저 대양표면에 사는 22종의 부유성 유공충종에 대해 코아 최상부의 미화석분석으로 부터 각 구성종의 분석을 결정하고, 그것에 인자분석(Q-mode factor analysis)을 실시하여, 부유성 유공충군을 열대·아열대·아한대·한대의 4가지 군집으로 구분했다 (Imbrie and Kipp, 1971). 또 각 구성종이 각각의 군집중에서 차지하는 웨이트를 계산하여 그 결과 이들 4가지 군집의 분포경계선이 겨울의 대양표면의 2°C, 12°C, 20°C의 등온선과 일치하였다. 다음에 코아채취지점의 현대의 대양표층수에 대하여 수온 및 염분농도를 구하여, 이러한 해양학적 파라메타와 코아최상부의 군집구성과를 관계짓는 변환함수 ϕ 를 만들어 냈다. 최후로, 코아의 여러 깊이의 화석군집을 코아최상부의 군집구분에 따라 그 조합을 조사하여, 이에 의한 고환경인자 (이 경우는 수온 및 염분농도)를 계산했다. 그들은 이렇게 하여 카리브해의 코아 V12-122에 대하여 약 45만 년전 이후의 여름의 표면수온(T_s), 겨울의 표면수온(T_w) 및 염분농도 (S)의 연속적 변화를 그래프로 나타내었다 (그림 2-4). 이것을 보면 생물종으로부터 추정된 수온 및 염분변화가 $\delta^{18}O$ 의 변화와 아주 잘 조화되는 것을 알 수 있고 Imbrie와 Kipp의 방법은 유공충 이외에 방산충·코코리스에도 적용되어 성과를 올리고, 또한 육상에서 화분조성으로부터 고기후를 추정하는 데에도 쓰이고 있다.

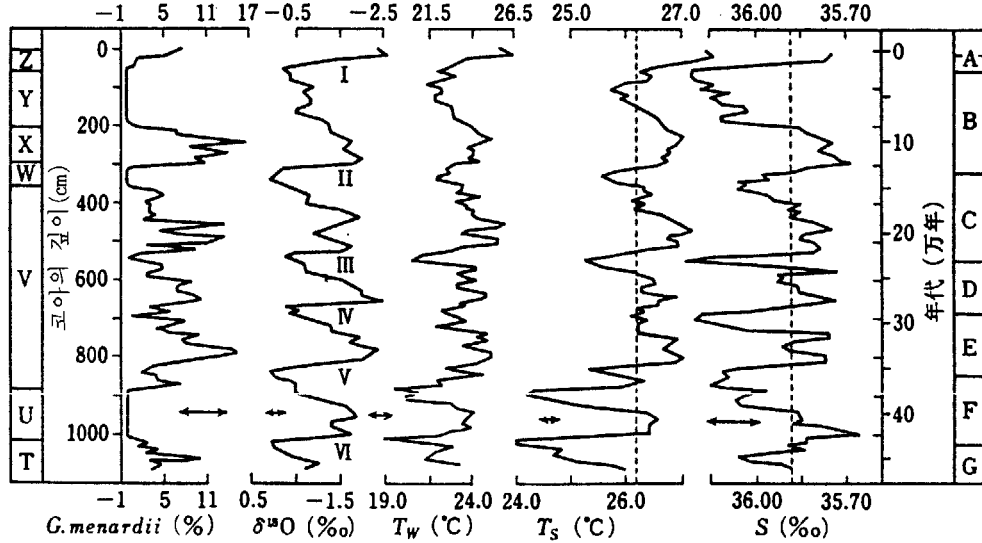


그림 2-4 카리브해 코아 V12-122 (17° 00'N, 74° 24'W, 수심 2800m)의 부유성 유공충에 의한 표면수온, 염분농도 및 $\delta^{18}O$ 의 깊이-연대변화 (Imbrie et al., 1973)

T_w : 겨울의 표면수온, T_s : 여름의 표면수온, S : 평균표면 염분농도, $\delta^{18}O$ 는 *Globigerinoides ruber*각을 사용, A-G : 빙하사이클, I-VI : 종말점 (Broecker & Wollin(1968)에 의한), T~Z : Ericson & Wollin(1968)에 의한 화석대 화살표 : 같이는 80% 신뢰구간 점선 : 평균치

또 V12—122에서는 빙기에서 후빙기에 걸쳐 $\delta^{18}\text{O}$ 의 변화가 2.2‰인 것에 대해 이 기간의 생물온도변화는 2.2℃로 되어있다. $\delta^{18}\text{O}$ 의 2.2‰은 온도로 환산하면 11℃로서, 이것과 생물온도와 차이는 해수량의 증가 및 증발량의 변화등 온도 이외의 요인에 의한 $\delta^{18}\text{O}$ 의 변화로 보여진다. 이 양은 $\delta^{18}\text{O}$ 로 환산하면 1.8%이다. 결국 상기의 $\delta^{18}\text{O}$ 변화의 80%가 해수량의 $\delta^{18}\text{O}$ 농도변화에 의한 것임을 알 수 있다. (Imbrie et al., 1973).

4. CLIMAP계획의 성과

가. 최종빙기의 8월에 대한 해양의 표면수온의 복원

세계 여러곳으로 부터 수집된 247개의 심해저 코아에 대한 ^{18}O 분석에 의해 18,000년전의 층준이 결정되고, 그들로부터 두께 1cm의 샘플이 채취되었다. 이들 시료중의 부유성 미화석 (유공충·방산충·코코리스)에 대하여 분석계산하여, 최종빙기의 8월에 있어서의 해양의 표면수온이 복원되어 도시되었다(평균오차 1.6℃) (그림 2—5). 다음으로 그림 가운데 해빙분포의 한계에 대해서는, 최종빙기의 무기질점토가 직접 완신세의 규조유해로 덮여있는 구역의 한계로 추정된다. 그것은 해빙으로 덮인 해역에서는 규조의 번식이 방해를 받아, 규조유해의 침적이 일어나지 않았기 때문이다.

나. 최종빙기의 8월에 있어서의 지표상태의 복원

육역에 대해서는, 85m의 빙하성 해변저하를 생각하여 해안선이 그려졌다. 육표의 상태는 비빙하지역에 있어서는 화분, 실선, 화석종, 빙하현상 등에 대한 기존자료에 의거하여 추정되고, 그 분포로부터 일사의 반사계수가 도시되었다. 또 그림 가운데 빙상의 분포와 그 등고선은 문헌에 의거하여 그려졌다.

이 그림으로 부터 말할 수 있는 것은, 18,000년전의 육표는 빙상지역의 확대에 더하여 초원 및 사막이 넓어지고 일사의 반사계수가 현저하게 커진 것이다.

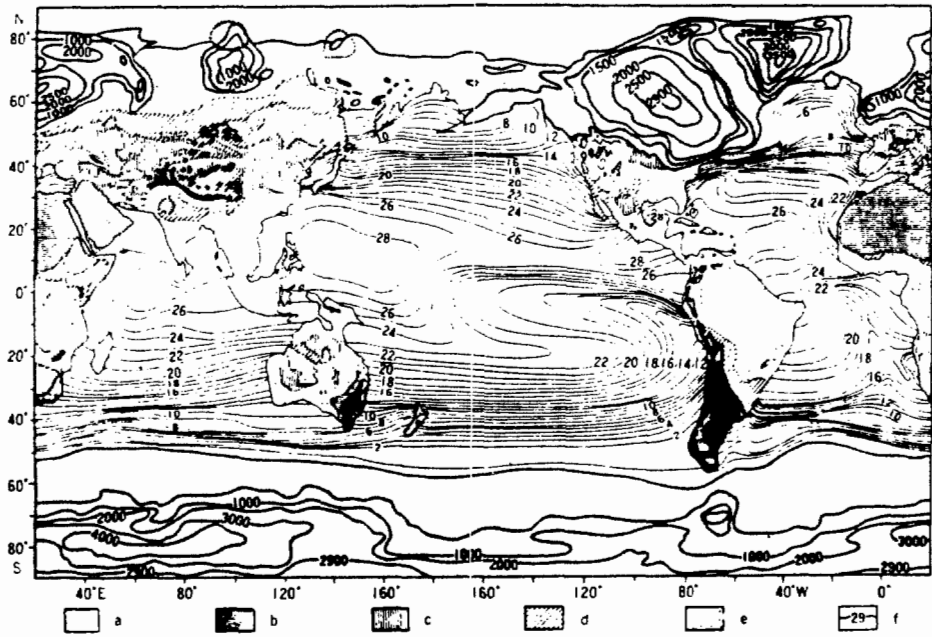


그림 2-5 1만 8천년전 북반구 하계의 해면수온(°C) 빙하가 존재한 범위, 그 높이 그리고 알베도 A(%)의 분포(CLIMAP, 1976).
 a : 설과 빙, $A \geq 40$, b : 사막, 부분적인 설, 눈에 덮인 침엽수림, $30 \leq A < 39$, c : 황토, 스텝, 반사막, $25 \leq A \leq 29$, d : 사반나, 건조지, $20 \leq A \leq 24$, e : 산림, 울창한 숲, $11 \leq A \leq 19$, f : 얼음이 없는 바다, 호수, $A \leq 10$ 을 표시함.

한편 대양의 표면은 해빙으로 덮인 수역이 넓어져가고 수온은 현재와 비교하여 대서양 북부의 -3.8°C 로 부터 인도양 북부의 -0.8°C 까지 변화하지만, 평균하여 2.3°C 저하하였다. 또 대양표면의 온도구배가 큰 것이 눈에 뜨인다. 이는 해양의 대순환이 강하였음을 나타내는 것이다.

다. 최종빙기의 8월에 있어서의 지구표면의 기압분포도 및 기온분포도의 복원 미국의 W. L. Gates는 이 그림에서 나타난 제조건에 의거하여 18,000년전의 여름의 기후 모델로 부터 시뮬레이션을 실시했다 (Gates, 1976). 그 결과 이 시기의 지구표면의 기압분포도 및 기온분포도가 얻어졌다. 그림 2-6는 현재의 기온과 계산에서 구해진 18,000년전의 8월의 기온과의 차이를 나타낸 그림으로 이를 보면, 예를 들어 빙상의 남쪽에 위치하는 유럽 중위도지역 및 북미 중부지역에서는 $10\sim 15^{\circ}\text{C}$ 의 기온저하가 있음을 알 수 있다. 한편 지구전체에서의 기온저하량은 4.9°C 이다. 또 이들 분포도로 부터 당시의 대기 대순환의 양상이 추정되는데, 예를 들어 북반구에서는 빙기에 편서풍이 남하하여 그 세력이 강했음이 생각되어진다. 이상과 같은 수식모델을 사용한 고기후 재현의 연구는 자연을 수치분석으로 해석해 버리는 점의 비판은 있지만, 빙하시대상을 보다 정밀한 것으로 이끌어 나가는 데 커다란 역할을 하는 것으로 생각된다.

5. 심해저 코아에 보이는 '빙기사이클(빙하편년 및 기후·해면변화와의 관계)

심해저는 과거의 지구표면 기록을 거의 연속적으로 집적하고 있는 장소이다. C. Emiliani가 시작한 심해저코아의 $\delta^{18}\text{O}$ 연속변화에 기초한 한난의 스테이지 구분 (그림 2-7)은, 그 후 빙기·간빙기라고 하는 그로발한 기후변화를 반영하는 것임이 명백해지고, 오늘날에는 결손이 많은 육상의 빙하편년에 대신하는 새로운 지표가 되고 있다.

단, 당시의 Emiliani곡선의 연대간격에 대해서는 코아 상부의 평균퇴적속도를 그대로 과거에 연장하여 만든 것이었기 때문에 신뢰성이 부족한 흠이 있었다.

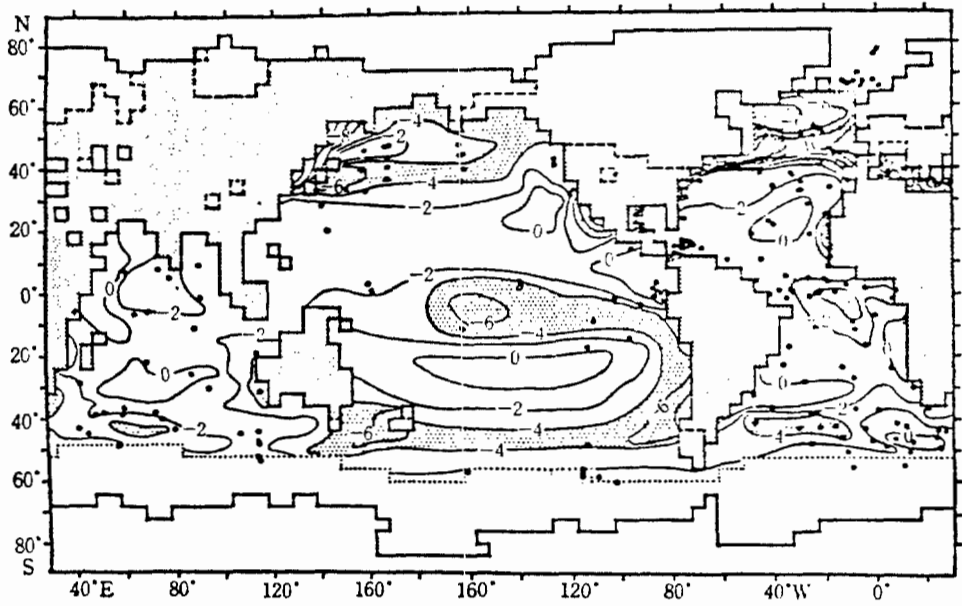


그림 2-6 1만 8천년전과 현재의 8월의 온도차.

육빙의 가장자리를 파선으로, 해빙의 가장자리를 점선으로 나타냄. 검은점은 1만 8천년전의 해면수온을 재현하기 위해 사용한 빙상의 위치. 빙하가 없는 육지와 현재보다 4K^o 상 낮은 수온역은 음영으로 나타내었음 (CLIMAP, 1976).

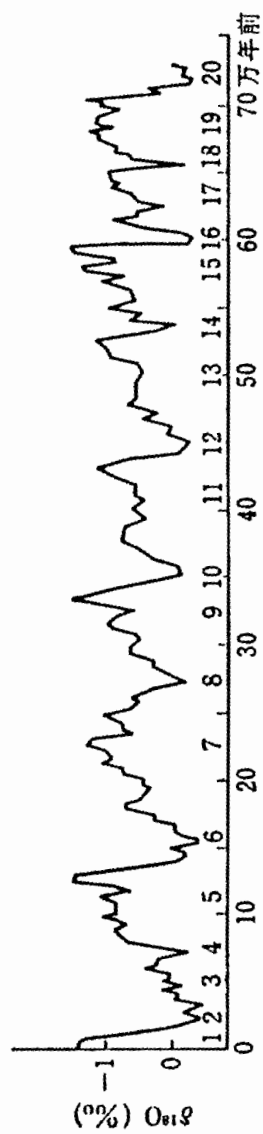


그림 2-7 제4기 중~후기의 $\delta^{18}O$ 변화곡선(Emiliani, 1978).
그레프네의 숫자(1~20): 에밀리아니의 스테이지 번호

그 후 ^{230}Th ^{231}Pa 법에 의한 코아의 연대측정이 행하여 지게되어, ^{18}O 스테이지는 17(375,000년전)까지 확대되었다 (Emiliani, 1964). 1964년 이후는 심해저 퇴적물의 고지자기편년이 병용되게 되어, 코아의 연대는 한층 정밀도가 높아졌다. 그림 2-6은 카리브해, 태평양 등의 대표적인 코아자료에 의하여 합성된 브룬기의 $\delta^{18}\text{O}$ 변화곡선이다 (Emiliani, 1978). 이 곡선의 개형은 이빨 모양으로 되어있어 일반적으로 우수 스테이지 (빙기)에서 기수 스테이지 (간빙기)로의 이행은 급격함에 대해, 기수 스테이지에서 우수 스테이지로는 완만하게 이행하는 특징이 있다. 이 현상은 빙상이 지닌 완만한 성장과 급격한 소모라고 하는 특성(노가미, 1973)에 대응되는 것이다. Broecker등은 이 빙기에서 간빙기의 온도 급변부를 빙기의 종말점 (termination)이라고 부르고, 그에 새로운 쪽부터 순서대로 I, II, III...의 기호를 붙였다(Broecker & Donk, 1970). 거기에서 이 종말점을 경계로 하여 $\delta^{18}\text{O}$ 곡선을 빙기 ~ 간빙기 종말점에 대하여, 코아의 방사연대 자료로부터 I : 11,000년전, II : 127,000년전, III : 225,000 \pm 15,000년전, IV : 300,000 \pm 20,000년전, V : 380,000 \pm 25,000년전이라고 하는 연대를 주고있다.

N. J. Shackleton등은 코아중의 $\delta^{18}\text{O}$ 변화는 표면수온도보다도 빙기·간빙기의 해수의 $\delta^{18}\text{O}$ 농도변화를 나타내는 것이라고 한다 (Shackleton & Opdyke, 1973). 만약 그렇다면 빙상중의 $\delta^{18}\text{O}$ 농도는 해수중의 그것과 반대의 변화를 보일것인데 이는 그림 2-8에 잘 나타나 있다.

빙상중의 $\delta^{18}\text{O}$ 변화에 대해서는 그린랜드빙상, 남극빙상 및 캐나다 북부의 Devon섬의 빙관에 대하여 기반에 달하는 심층보링의 코아에 대한 분석이 이루어 졌다(그림 2-7). 코아 상부의 $\delta^{18}\text{O}$ 의 계절변화가 보존되어 있는 부분에 대해서는 연층의 수를 세고 그 이하는 빙층이 소성변형으로 얇게 된 비율을 계산하여 연층의 두께를 구하는 것에 의해 결정된다 (Dansgaard et al., 1969; Paterson et al., 1977). 이것을 보면 Emiliani의 스테이지5 가운데 3개의 피크가 명료하게 나타나 있는 것이 주목된다.

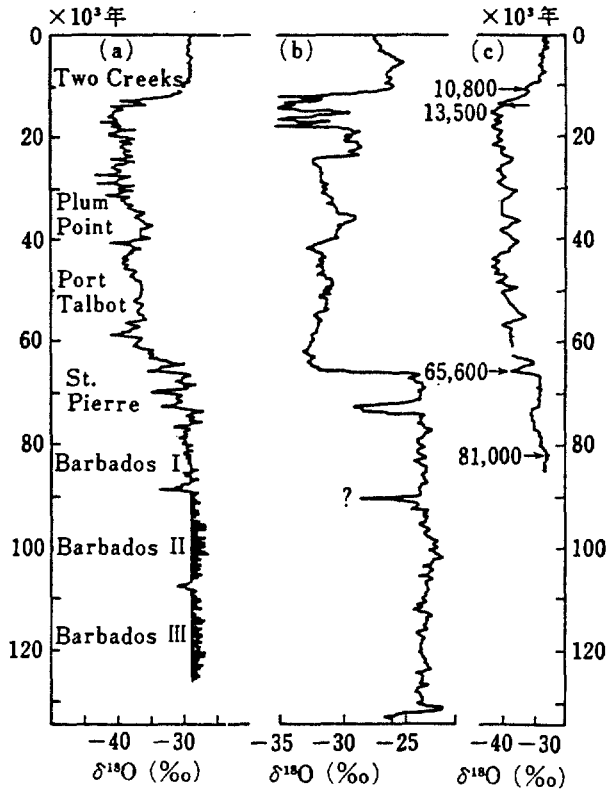


그림 2-8 빙상코아의 $\delta^{18}\text{O}$ 변화(카이즈카, 1978)

(a) Camp Century(그린랜드), (b) 테본 섬(캐나다 북부), (c) 버드 기지(남극대륙). (a)의 좌측은 북아메리카의 비툼 빙기중의 아간빙기 및 바르바도스 섬의 고해면기(I, II, III)과의 대비.

다음에 해안단구로 부터 알려진 해면변화와의 대응인데, 전에 언급한 발바도스 섬의 산호초단구의 편년으로 부터, 13만년전 이후에는, 124,000년전, 103,000년전, 82,000년전에 해면의 극대기가 있었던 것이 알려져 있고, 그 사이에 해저면기가 있었던 것이 확실하다. 그림 2-9은 발바도스의 단구 및 북미의 위스콘신빙기의 빙상의 소멸-성장으로 부터 그려진 13만년전 이후의 해면변화 곡선과 카리브해의 심해저코아 (P6304-9)의 $\delta^{18}\text{O}$ 곡선 (연대간격은 Broecker & Donk, 1970이 Emiliani, 1964의 간격을 수정한 것)과를 나열한 그림이다 (Broecker & Donk, 1970). 이것을 보면 산호초단구로 부터 알려진 고해면과 $\delta^{18}\text{O}$ 곡선의 피크 사이에 아주 좋은 대응관계가 있음을 알 수 있을 것이다. 13만년전 이전의 해면변화와의 관계는, 단구면의 연대자료가 불충분하지만 적어도 발바도스, 뉴기니아, 지중해 등에서 인정되는 20만년전 전후의 고해면기는 $\delta^{18}\text{O}$ 곡선이 나타내는 온난기와 일치하고 있다.

Shackleton & Opdyke(1973)은, 처음으로 브룬/마츠야마의 경계에 의해 하부 연대가 구해진 서태평양의 심해저코아 (V28-238, 길이 16m)를 사용하여 $\delta^{18}\text{O}$ 변화곡선을 얻었다. 그들은 곡선에 의거해 Emiliani의 ^{18}O 스테이지를 약 90만년 전까지 연장하여 Jaramillo이벤트까지의 사이에 23의 ^{18}O 스테이지를 설정했다. 이에 의하면 브룬/마츠야마 경계까지의 70만년 사이에 완전한 빙기-간빙기 사이클이 8개 있는것, 환언하면 후빙기를 제외하고, 8빙기 8간빙기가 있음을 알 수 있다. Shackleton은 계속해서 같은 해역(3° 15' N, 159° 11' E, 수심 3940m)에서 길이 21m에 달하는 코아 (28-239)에 대해 5cm간격으로 $\delta^{18}\text{O}$ 측정을 실시했다. (그림 2-10) (Shackleton & Opdyke, 1976). 이것은 그림에서 보이는 것처럼 오르도바이 이벤트를 관통하여 신신세후기에 달하는 것인데, 같은 시기에 J. Van Donk(1976)에 의하면 적도대서양의 심해코아 V16-205에 대해 제4기 전체에 걸친 $\delta^{18}\text{O}$ 의 변화는 V28-128과 같이 Jaramillo이벤트 이후의 제4기 후반의 새로운 빙하편년이 거의 확립되었다고 말할 수 있다. V28-239 및 V16-205의

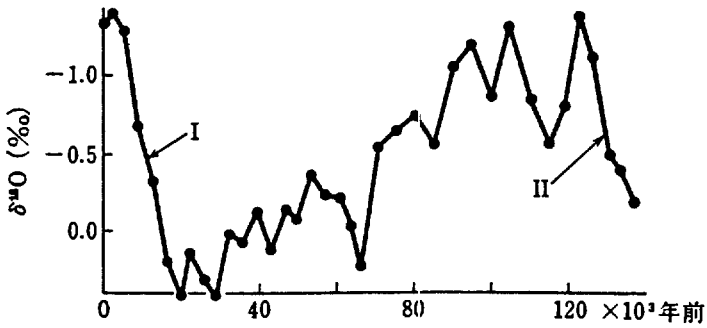
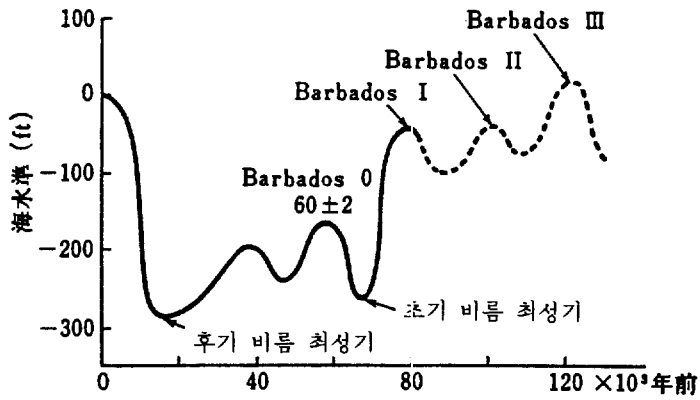


그림 2-9 해면변화곡선과 심해저 코아층의 $\delta^{18}\text{O}$ 변화곡선의 대응(Broecker & Donk, 1970).
I, II : 종말점.

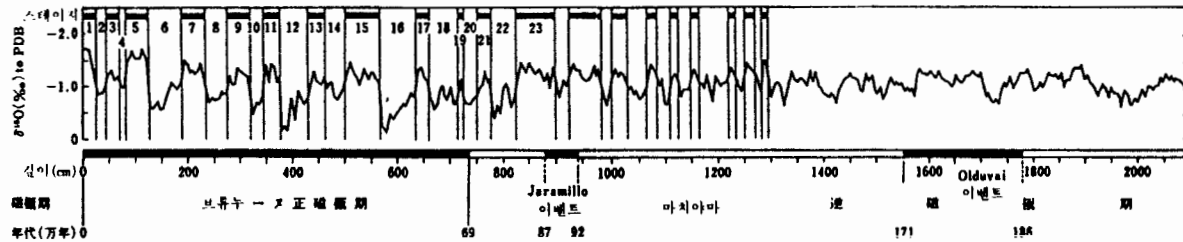


그림 2-10 서부적도태평양 심해저 코아 V 28-239 (3°15'N, 159°11'E, 수심 3940 m)로부터 얻어진 제4기 전기간에 걸친 δ¹⁸O 변화(Shackleton & Opdyke, 1976).

$\delta^{18}\text{O}$ 곡선의 특징으로서, Jaramillo이벤트 이전의 $\delta^{18}\text{O}$ 의 변화의 폭이 그이후와 비교하여 조금 작고, 빙기·간빙기의 구별이 애매하게 되어있는 것을 들 수 있다. 이것은 수온에 민감한 규조종의 층서적 변화로 부터 구한 고수온변화의 경향 (Koizumi, 1975) 및 네델란드의 화분분석이 나타내는 고기온변화의 경향 (Zagwijn, 1975)과도 일치한다. 또 선신/경신 양세의 경계부근에서의 수온저하가 인정되지 않는 점은, 이전의 Emiliani등 (1961)이 카라브리아층 기저에서 조사한 ^{18}O 분석결과를 뒷받침해 주는 것이다.

한편 V28—238과 V28—239, 혹은 V28—238과 카리브해코아의 쌍을 만들어, 동일 ^{18}O 스테이지의 두께의 종횡의 축을 잡아 비교해 보면 그 중에서도 V28—238의 퇴적속도가 특히 안정되어 있는 것을 알 수 있다(Shackleton & Opdyke, 1976) 거기서 V28—238의 퇴적속도 ($1.71 \times 10^{-3} \text{cm}/\text{년}$)를 일정하다고 간주하면, 브륀/마츠야마 경계까지의 70만년 사이에 V28—238에서는 1200cm의 퇴적이 있었기 때문에, ^{18}O 스테이지의 경계면의 깊이로 부터 그 연대를 산출할 수 있다. 표 2—1은 이렇게 구해진 ^{18}O 스테이지 경계의 추정연대이다(Shackleton & Opdyke, 1973).

이 표 2—1에서 빙기—간빙기의 길이는 5~12만년으로, 꽤 잘 배열되어 있는 것이 주목된다. 그리고 이 주기는 나중에 언급할 부유성 유공충군집의 종조성으로 부터 구해진 대양의 표면수온 및 표면 염분농도의 변화 주기와도 대응되고 (그림 2—4), 생물기후적으로도 뒷받침된다.

근년에 $\delta^{18}\text{O}$ 곡선에서 보이는 대소의 주기가, 지구의 공전궤도의 이심율의 변화 주기(약9만년) 및 지축 경사의 변화주기, 혹은 그들에 의거한 북반구의 여름의 태양방사량의 변화곡선 등과 조화적인것으로 부터, 이들의 천문학적 원인이 빙기·간빙기의 Pacemaker라 생각, 즉 Milankovitch설이 구미의 연구자 사이에 다시금 주목되고 있다(Mesolella et al., 1969; Hays et al., 1976).

180스태이지 경계	深度(cm)	年代(年前)	終末点	氷期-間氷 期 사이클
1-2	22	13,000	I	
2-3	55	32,000		
3-4	110	64,000		1
4-5	128	75,000		
5-6	220	123,000	II	
6-7	335	195,000		2
7-8	430	251,000	III	
8-9	510	297,000		3
9-10	595	349,000	IV	
10-11	630	367,000		4
11-12	755	440,000	V	
12-13	810	472,000		5
13-14	860	502,000	VI	
14-15	930	542,000		6
15-16	1015	592,000	VII	
16-17	1075	627,000		7
17-18	1110	647,000	VIII	
18-19	1180	688,000		8
19-20	1210	706,000	브류누/마치야마경계	

표 2-1 ¹⁸O 스테이지 경계의 깊이 (V 28-238)와 추정연대(Shackleton & Opdyke, 1973)
¹⁸O스태이지 사이클 브류누, 마치야마경계

6. 경신세의 기후 기록과 Milankovitch극선의 검토

미국 네바다주 남그레이트 퇴적분지(South Great Basin)의 Devils Hole(DH-2)의 지하 수면하 21 m에 침전되어 있는 방해석 맥(Calcite vein)의 산소동위원소비와 $^{230}\text{Th}-^{234}\text{U}$, $^{234}\text{U}-^{238}\text{U}$ 연대측정의 결과에 의거해 이미 구해진 해양과 남극의 아이스코아의 결과를 비교해 보면 전반적인 커브의 패턴은 유사하지만 실제로 실시한 U-Th 연대측정 결과는 최종간빙기 (marine oxygen isotope stage 5)는 147 ± 3 Ka부터 시작함을 나타낸다(그림 2-11). 이 연대는 해양의 퇴적물이 나타내는 연대보다 17,000년, 남극의 아이스코아의 $\delta^{18}\text{O}$ 기록보다도 7,000년 빠른 것이 된다(Winograd et al., 1988). 그것에 의해 Winograd 등은 경신세 아이스 age의 $\delta^{18}\text{O}$ 의 연대편년의 재검토와 Milankovitch가설에 의한 orbital forcing은 경신세 아이스 age의 필수 원인이 아니라고 언급했다. 이하에서는 이에 대한 상세한 검토를 해 보기로 한다.

먼저, 이 지역의 $\delta^{18}\text{O}$ 변동에 영향을 미치는 인자는 i) 지하수와 간극수를 포함한 암석과의 작용에 의한 것, ii) 방해석 맥의 침전장소의 지하 수온의 변화 iii) 여름, 겨울의 상대적 변화, iv) 강우시의 국지적인 대기표면온도의 변화, v) 풍계에 의한 침전장소에 들어오는 moisture의 다른 source, vi) 해수에 의한 영향, 및 vii) 지하수의 이동속도의 변화등이다. 그 중에서 강우시의 국지적인 대기표면온도의 변화에 의한 $\delta^{18}\text{O}$ 변동은 지난 20년 이상의 연구결과, 꽤 인지되어 (Jouzel et al., 1987), $\delta^{18}\text{O}$ 변동의 주요 원인이 됨이 알려져 있다. 즉, $\delta^{18}\text{O}$ 는 중·고위도 지역에서 표면온도가 -60° 부터 $+15^\circ\text{C}$ 까지 함께 증가하고 있다. 남그레이트 퇴적분지의 Devils Hole(DH-2)의 $\delta^{18}\text{O}$ 의 증감은 그 주변 퇴적분지 (Ash Meadows basin)의 평균 표면온도의 증감을 반영하고 있다.

남그레이트 퇴적분지(South Great Basin)의 $\delta^{18}\text{O}$ 기록은 $272 \pm 85\text{Ka}$ 와 $147 \pm 3.1\text{Ka}$ 일때 급격한 온난화가 시작됨을 나타내고 있다(그림 2-11, 2-12의 mGB

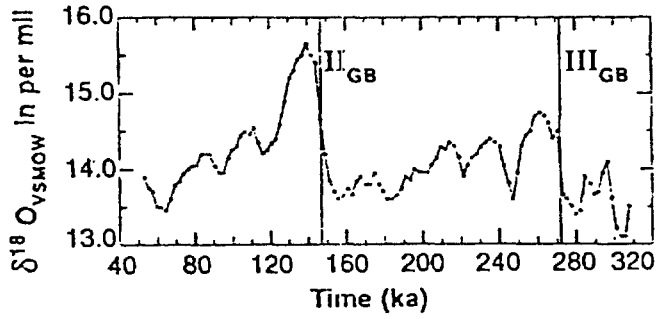


그림 2-11 미국 네바다주 남그레이트 분지 DH-2공의 $\delta^{18}\text{O}$ 변화와 U-Th년대

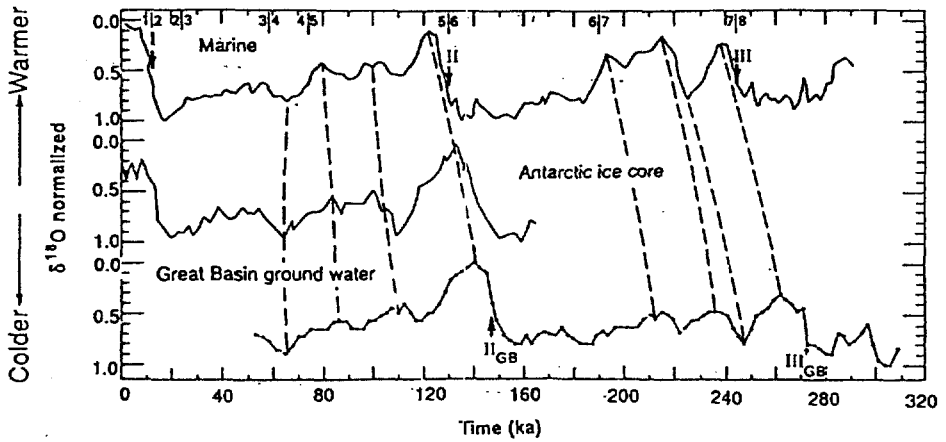


그림 2-12 DH-2공, 심해저 및 남극아이스코아의 $\delta^{18}\text{O}$ 변화의 비교

와 II GB). 그림 2—10에서 지하수의 residence time이 비교적 짧다고 생각되는 시기에 옆의 피크 사이와 트라프 사이의 시간간격(60—120, 160—250, 및 280—310년)은 41,000년 주기의 황도경사(obliquity) 사이클을 나타낸다. 또 여러가지 요인이 있지만, 19,000년과 23,000년 주기의 세차운동(precession) 사이클에 의한 것도 생각되어진다. 또 종말점 II GB와 I GB의 시간간격은 약 125,000년으로 약 135,000년이 되고, 주기 약 123,000, 131,000년으로 하는 지구공전궤도의 변화(이심률, eccentricity) 주기의 제 3과 5의 성분과 대응하게 된다(Ghil and Childress, 1987).

그림 2—11에서 보는 것 같이 해양과 남극의 아이스코아 및 DH—2의 $\delta^{18}O$ 커브의 밀접한 유사성은 DH—2의 기록이 그로발한 고기후의 패턴을 나타내는 것이다. 그러나 자세히 보면 주 피크와 트라프의 패턴은 다르고 동시성이 없음을 보여준다. 과거 25만년간의 지구 북반구의 인솔레이션의 변화(그림 2—13)와 Milankovitch 가설과의 관계를 비교해 보면, 해양의 $\delta^{18}O$ 커브에서 나타난 종말점 II (약 13만년전)은 Milankovitch 가설과 대응된다. 그림 2—12에서 13만 5천년부터 12만 5천년 사이의 솔라 인솔레이션은 북위 40°에서 이상적으로 높은 여름과 낮은 겨울의 특징을 보이고, 그로발한 deglaciation이라고 생각된다. 그러나 DH—2의 $\delta^{18}O$ 커브에서는 종말점 II (그림 2—11, II의 II GB)가 1만 6천년 빠른 14만 7천년에 일어난 것이 된다.

북위 40°의 이상적으로 낮은 여름과 높은 겨울의 솔라 인솔레이션(예를 들어, 11만 5천년과 23만년)은 빠른 glaciation을 의미한다. 루지만과 맥킨타이어(1982)는 해양의 $\delta^{18}O$ 커브의 22만 5천년의 주 stadial 현상은 태평양의 V19—28, V19—29 사이클(23,000) 사이의 짧은 glaciation과의 관계가 있음을 제안했다.

23만년의 stadial은 DH—2 커브의 24만 8천과 대응한다. 이를 해석해 보면 DH—2 기록의 stadial은 적어도 해양 기록보다도 2만 3천년전의 것으로 되어 버린다. 그림 2—12에서는 24만 8천과 대응한다. 이를 해석해 보면 DH—2 기록의 stadial

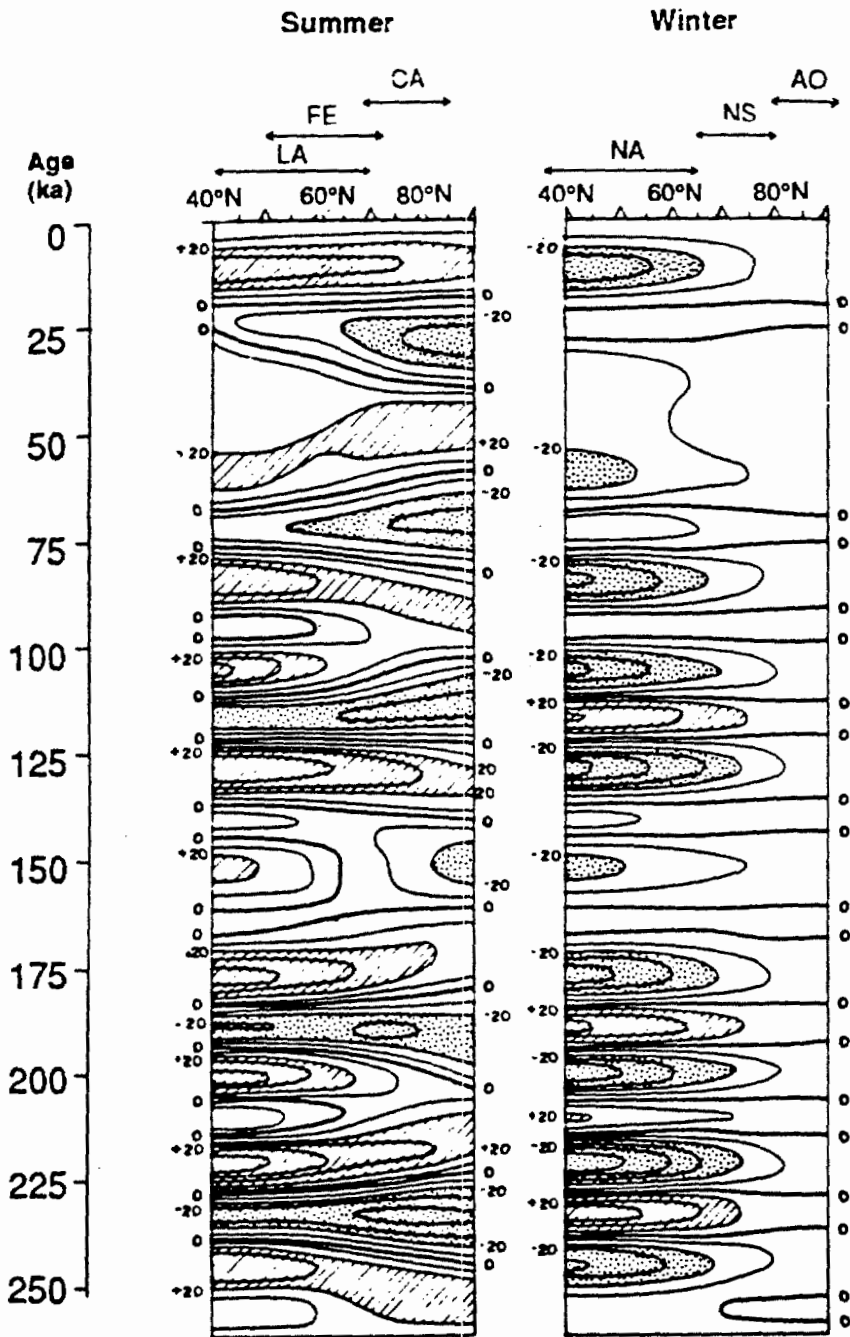


그림 2-13 고위도 지방에 있어서의 일사량변화

은 적어도 해양 기록보다도 2만3천년전의 것으로 되어 버린다. 그림 2-12에서는 24만8천일때는 stadial이지 않고, deglaciation이 일어났던 시기로 된다. 종말점Ⅲ은 Ⅱ와 Ⅰ에 비해 신빙성이 낮지만 DH-2 커브에서는 27만2천년경으로 되어 해양 기록보다도 2만8천년전의 것을 나타낸다. 그것을 정리해 보면, 해양의 $\delta^{18}\text{O}$ 와 DH-2기록의 시간의 갭(gap)은 시기가 오래될수록 크게 된다. 해양의 $\delta^{18}\text{O}$ 기록은 종말점Ⅱ는 대륙빙상의 융해에 기인한 해수준의 급상승을 나타내지 않고 그보다 광대한 남극 floating ice shelves의 융해에 기인함을 언급했다(대륙빙상의 $\delta^{18}\text{O}$ 가 낮은 것으로부터). DH-2기록과 여러가지 연구결과를 보면, 기온의 주 온난화는 14만년전에 일어난 것이 된다. 만일, 솔라 인슐레이션의 영년변화가 DH-2 커브상의 종말점 ⅡGB는 분명히 인슐레이션의 변화와는 직접 관계하지 않는 것이 된다. 그림 2-12의 인슐레이션 커브에서 14만~17만년간의 평균 일사량의 급격한 편차는 없으므로 DH-2기록의 종말점 ⅡGB이 원인은 아니다. $\delta^{18}\text{O}$ 커브와 인슐레이션 커브를 비교하여 그 상이점을 검토하면, 17만5천년의 강한 deglaciation 시그널은 해양 기록상에 보이지 않는 것, DH-2기록상 24만8천년의 주 stadial은 인슐레이션 커브상에는 deglaciation의 시기에 해당한다.

이상으로부터 Winograd등은, Milankovitch가설은 10만~30만년전 사이의 주요 기후변화의 시기와 또, 13만5천년전의 고해수준과는 맞지 않음을 지적했다. 그러나 DH-2기록은 지축의 경사, 세차주기성이 인정되고, 이 점에서는 중~후 경신세의 기후변화의 인슐레이션 변화에 의한 것이 지지된다. 그에 더하여 그로발한 온도, 빙상체적, 암반의 편향도 및 해류 등을 포함한 강한 내부 feedback과정이 중~후 경신세의 기후변화의 주요한 원인이되는 것으로 생각되어진다.

第 3 章
해수준변동과 퇴적층서
Sea Level Change and Stratigraphy



이러한 증서의 예로써, 일본 고지시 하부의 증적증를 살펴보기로 한다. 여기서

- A. 증적기적 역증
- B. 증적증부 니적증
- C. 증적하부 사적증
- D. 증적상부 사적증(혹은 역증)

이 지증를 증적증이라 부르고 그 증서는 상위로 부터 다음과 같이 정리된다.
특징이 있음은 알 수 있다.

있다. 이 퇴적증증 퇴상부의 증서를 보면 일본 각지에서 아주 유사하고 공통된
일본의 평야 하부는 많은 보림과 건설공사에 의해, 지하의 모습이 잘 알려져

제 1 장 일본의 증적증과 퇴적증 해수준변동

준변동에 따른 연안역, 대륙붕역 및 대륙사면에 걸친 퇴적과정에 대해 기술한다.
동기축이 상세히 구명되어 있는 일본의 증적증 증선으로 그 퇴적증서와 해수
준변 요인이 된다. 이 장에서는 그동안 활발한 연구를 통하여 제4기 해수준 변
퇴적 현상등이다. 이중 해수준변동은 퇴적의 사이클형성에 있어서 가장 기
와같이 해수준변동·텍토닉스·기후변동 생물상의 변화 그리고 지구사상의 카타스
퇴적물 공급의 증감이나 퇴적환경 변화의 요인이 되는 것은 1장에서 언급한 바
증서 사이의 관련하게 반복된 양상을 나타내는 지층이 나타난다.

일본적으로 퇴적환경은 시간과 함께 변화하며 퇴적체는 바다쪽으로 전진 또는
후퇴 그리고 상방으로의 성장 등을 반복하며 지층이 형성된다. 이와같이 되어

제 3 장 해수준변동과 퇴적증서

수면이 저하한 시대의 당시의 하상면의 부정합면의 경사(그림 3-2)부터 판단하
 로 그 당시의 해수면은 약 140m정도 저하했다고 추정된다. 즉, 고지시에서는 해
 크시기에 해당한다. 즉 극의 망상이 발달하여 세계적으로 해수면이 저하한 시대
 려쳤으며 최하위의 역층은 2만년전에 퇴적한 것이다. 이 시기는 최종 빙기의 피
 있다. 그리고 그 연대는 탄소동위원소 C¹⁴의 측정등에 의해, 그림 3-2와 같이 알
 우리들은 많은 증거를 나타내는 증거층이 일련 각지에 분포하고 있음을 알고
 하부의 침식면과 접근하며, 또 동층도 무결하게 되어 있다(그림 3-2).

가면서 증거층부 나뉘층이 소멸하고, 증거상부 사질(역)층의 두께가 증가하고
 그 모습은 고지시를 동서로 가르는 지화단면에서 확실해 진다. 카가미천 상류로
 수 있고, 표명에서 보이는 퇴적층은 당시의 카가미천이 만든 델타 퇴적층이다.
 시의 고지시에 대해서 살펴보면, 바다의 진입시에도 내만을 만들고 있었음을 알
 고지시는 남북으로 산에 둘러 싸인 좁은 평야에 존재하고 있다. 증거층 퇴적
 다.

적이 있었다. 이 사질층은 현재 고지평야를 흐르는 카가미천의 하천성 퇴적물이
 랑크른 화석의 급증으로부터 알 수 있다. 그 후 상부 5cm에 (1)의 사질층의 퇴
 ~ (2)층에 걸쳐(9000-6000년전) 급속히 해진이 진행되었음이 석회질 난도를
 의 난도화석이 산출되기 시작하며, 바다가 진입해 온 것을 나타내고 있다. (7)
 일때 퇴적한 것임을 알 수 있다. (8)부터 (7)에 걸쳐서는, 은단화되어 있고 해상
 것으로부터 생각하여 하천성의 역층이다. 화분분석의 결과, 이 층이 한냉한 이후
 있는 것, 하위와 커다란 부정합을 이루는 것, 또한 해성의 화석을 산출하지 않는
 각 유닛의 퇴적환경은, (9)는 조립인 퇴적물로 구성되고 침식지형을 매우고
 메라를 기원으로 하고, 서남 일면에서 광역적으로 분포하는 화산재이다.

전의 아카호야 화산재로 동정되어 있다. 아카호야 화산재는 큐슈의 오니카이 관
 돌 유닛으로 세분된다. 이 중 약 21m의 심도에 화산층이 보이고, 이는 6300년
 는(그림 3-1)상위로부터 상기 D, C, B, A의 각층이 인정되고 또한 1~9의 아

연대		층서구분	암상구분	주상도
천년	D		니 토	
		삼각주전치층 (사주)	1. 사 2. 실 트	
완 신 세	C	삼각주전치층 (내만)	3. 점토질 실트	
		(하부)	4. 사·실트	
		삼각주전치층 (내만)	5. 실트질 점토	
6		6. 아카호야 화산재		
		7. 점토질 실트		
10	B	하구사주	8. 사·점토·실트	
경 신 세	A	하 천	9. 사·역층	
		부정합		

그림 3-1 일본 고치시 층적층의 층서구분

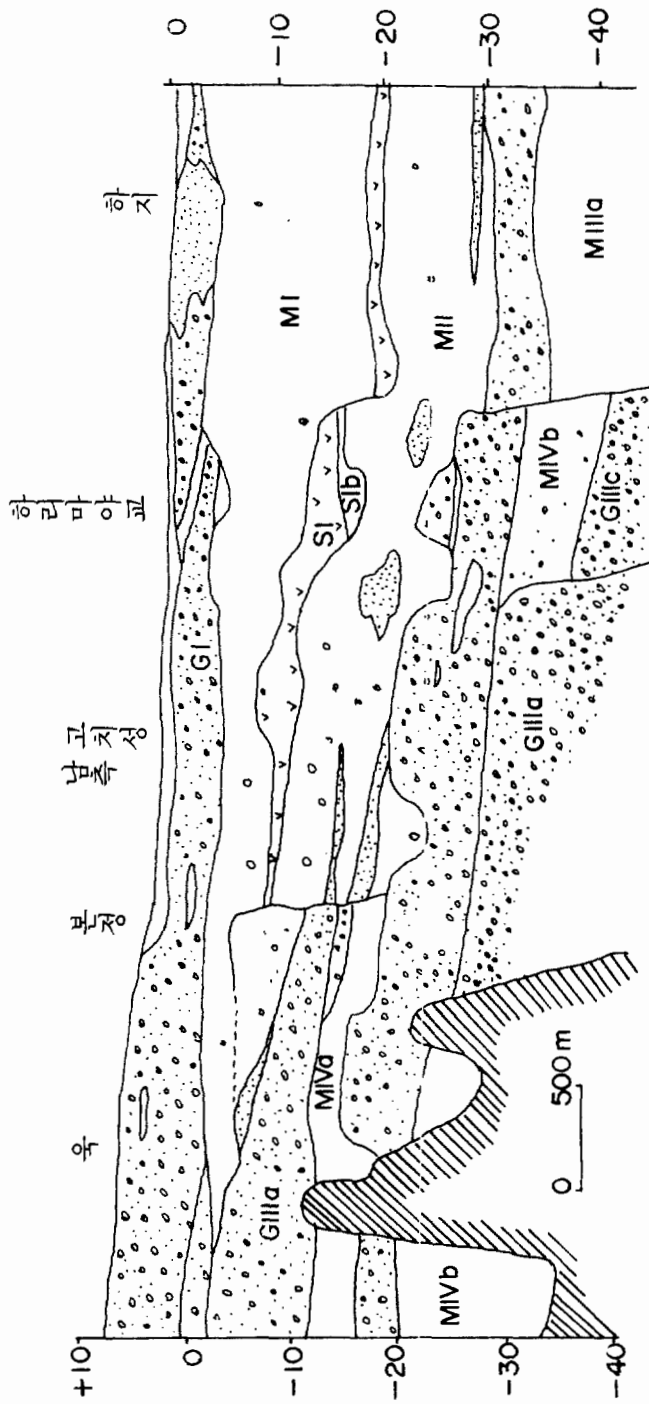


그림 3-2 일본 고지평야 축적층의 동서방향의 지질 단면도

어, 현재보다 훨씬 급했고 선상지상의 지형을 이루고 있었음을 알 수 있다. 이윽고 해수면이 상승함에 따라, 이 선상지면은 습지와·소택지화 했음이 이탄층의 존재로부터 추정할 수 있다. 아카호야 화산재의 퇴적 당시는 해진이 진행하여, 기후도 온난하게 되었다. 그 후, 중부 사질층 퇴적시에 식생이 불안정하게 되어, 내만이 조금 기수화되었음이 난노 화석의 양으로부터 알 수 있다. 그 후 또 해진이 진행되어 벨타의 전진과 어울려 현재의 모습으로 된 것이다. 즉, 충적층은, 기본적으로는 최종 빙기 부터의 약 2만년간의 해진에 의한 지층이지만, 이 사이에 약 6,000년전의 해진 피크와 약 3,000년전의 소해퇴기가 있었음이 생각된다.

충적층은 고지 평야처럼, 내만환경을 주로 하여 퇴적한 것은 아니다. 넓은 범위에 걸쳐 이 해수준변동의 상태를 살펴보면, 그것은 크게 그림 3—3처럼 구분된다.

1. 해수면변화의 범위 상에 있는 부분
2. 해수면변화의 범위 중에 있는 부분
3. 해수면변화의 범위 하에 있는 부분

이들에 대해 한 장소에서 그 영향을 볼 수 있는 곳은 드물다. 따라서, 각 부분에 대해 여러 여러 장소에서의 데이터를 기본으로 하여, 전체상을 만들어 가보기로 한다.

제 2 절 해수준과 선상지의 변천

일본에서는, 해수면변화의 범위보다 더욱 높은 곳에 있는 장소에서의 퇴적은 거의가 하천, 그것도 선상지에 의한 것이다. 그 전형적인 예로써, 텐류천 유역의 모습을 살펴 보자. 텐류천은 아카이시열선을 따라 흐르는 직선적인 하천으로, 토사의 공급량도 많고 하구에는 선상지가 발달해 있다. 이 선상지에는 크게 두가

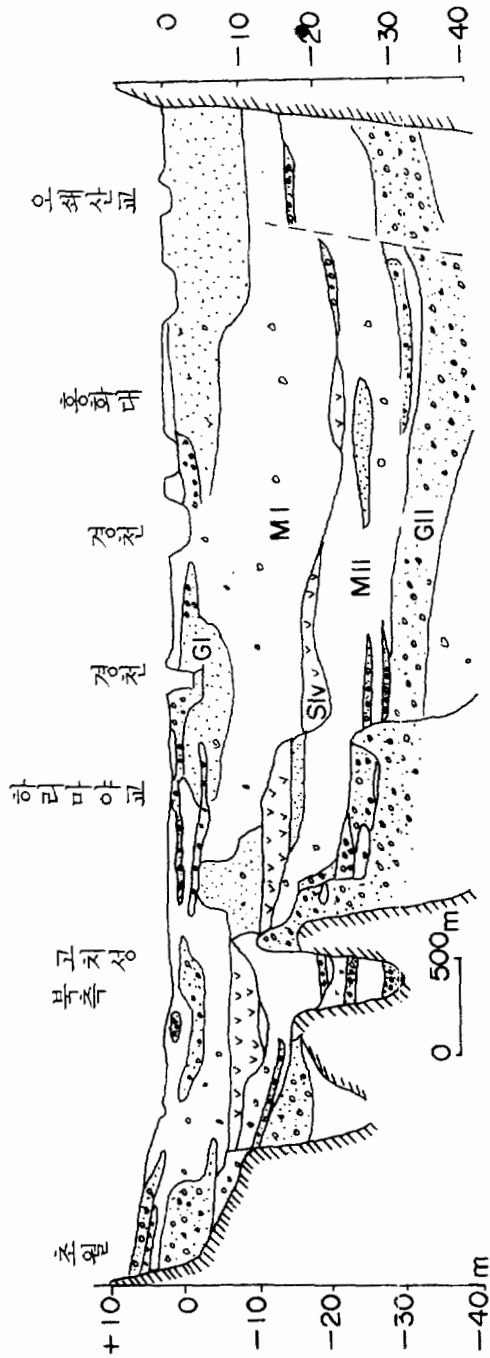


그림 3-3 일부 고지평야 축적층의 북서-남동방향의 지질 단면도

지의 스테이지가 있어, 신기선상지와 구기선상지로 나뉜다(그림 3-4). 이 선상지는 부토(1987)에 의하면, 선상지의 성장·개석이 해수준의 변동에 의한다고 한다. 먼저, 고해수준일 때는 전형적인 선상지가 산록에 형성되어 있다. 점차 해수준이 내려감에 따라 하천의 구배가 증가하여 공급하천과 직결된 선상지곡(Fan Valley)가 만들어진다(그림 3-5). 또, 선상지의 연변부에는 공급하천과 직결되지 않으나, 개석곡에는 모래가 퇴적된다. 해수준의 저하가 피크에 달할 때에는 선상지곡은 충분히 깊어지고 또한 그 하류에는 새로운 선상지가 형성된다. 해수준이 이윽고 상승하게 됨에 따라 선상지는 후퇴하지만, 이때는 이미 커다란 선상지곡이 존재하기 때문에, 선상지는 그속에 갇히는 상태(confined fan)가 된다. 그러면 또 다시 상승할 때는 어떻게 되는가. 그림에서 1의 상태로 해수준이 되돌아갈 경우는 거의 없을 것이다. 그 이유는 크게 두가지의 요인이 생각된다.

1. 해수준이 원래의 위치로 돌아가리라는 보장이 없는 것.
2. 해수준의 변동 사이의 텍토니즘

지금, 장기적으로 이 장소가 융기 경향이 있다면 정선은 원래로 돌아가지 않고, 선상지는 개석되어가는 운명에 있다. 한편, 침강 경향이 있다면 정선은 더욱 전진하므로, 구선상지의 위에 새로운 싸이클이 쌓이게 된다. 이와 같이 하여 빙하성 해수준변동 싸이클과, 더 장기적인 해면변화·텍토닉스의 경향이 중첩되어 지층이 형성되어 간다.

제 3 절 해안에 대한 해수준변동과 퇴적작용

지금까지 보아 온 것은 주로, 하천의 작용이 탁월한 장소에서의 해수준변동과 퇴적작용이었다. 그러면, 해안에서는 어떠한 것이 일어나는가. 해수준의 저하에 따라 정선은 후퇴하기 때문에 이에 따라 해안의 모래사장은 progradation을 일

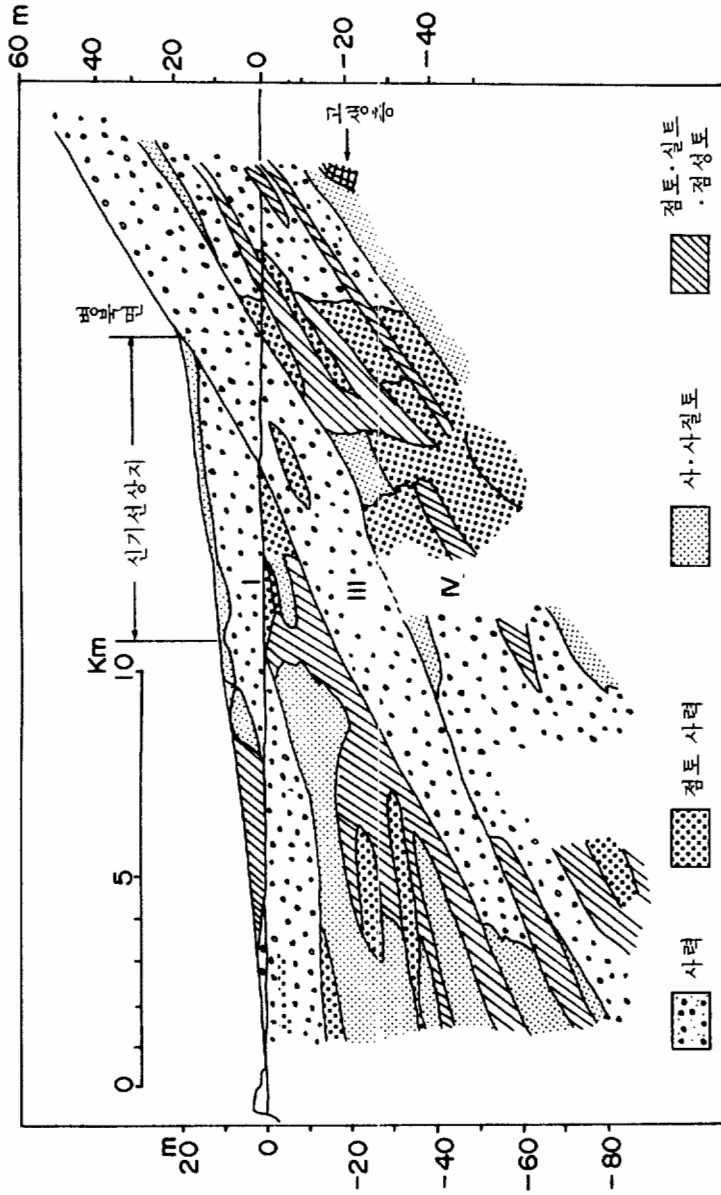
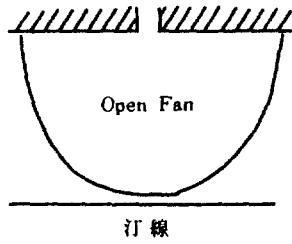
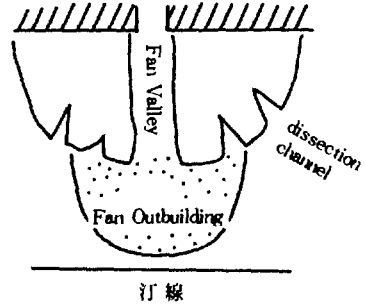


그림 3-4 테류천 신상지의 지질단면도

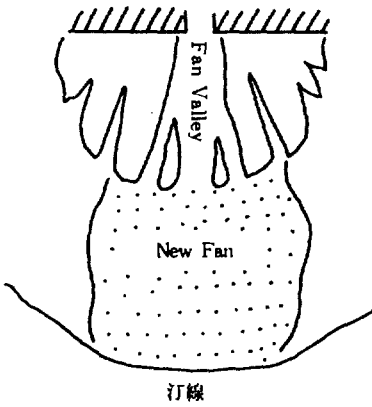
1 海水準 高



2 海水準 ↓



3 海水準 低



4 海水準 ↑

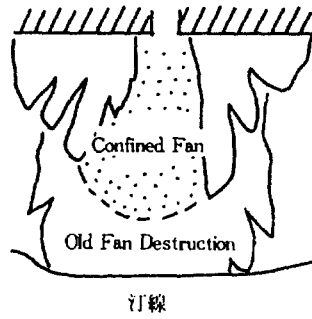


그림 3-5 해수준 변동에 의한 선상지의 형성과정

으킨다. 이에 의해 비치릿지가 배열된 시니아플레인이 만들어진다(그림 3-6). 해수준의 정체시에는 해안은 안정하고, longshore current에 의해 모래가 공급되어, 일부는 dune이 되어 해안의 사체복플렉스를 만든다. 해수준의 상승시가 되면 해안선은 후퇴하고, 해수준 저하시에 만들어진 시니아플레인은 서서히 rework되어, 천해에 넓은 시트 상의 사체가 만들어진다. 해수준이 상승하여 정체된 때에는 해수준 저하시에 “넓게 깔린” 사체가 wave-vase 위에서는 항상 이동하고, 일부는 육봉으로부터 해안에로의 모래의 이동이 일어난다. 한편, longshore current에 의한 공급도 더해져 비치릿지가 형성된다. 대규모의 사구 및 배리어 아일랜드는, 이 해진시에 있어 형성되기 쉽다. 그 조건으로서는,

1. 해수준이 정체되어 있다.
2. 하구에서 델타의 progradation이 일어난다.
3. longshore current가 shelf의 시트상 모래를 rework한다.

등을 들 수 있다.

제 4 절 총적층의 퇴적모델

1. 해진·해퇴와 퇴적체의 발달시기

연안역의 기본적인 퇴적체의 특징을 나타내는 것이 그림 3-7과 같다. 배리어 시스템(barrier system)은 해진기에, 수몰곡 삼각주나 스트랜드 플레인은 해퇴기에 그 퇴적체가 성장하고 있다. 해진기에는 스트랜드 플레인은 해수준의 급격한 상승과 외병침식에 의해서 두꺼운 사질퇴적층을 형성하기 어려운 것에 반해, 배리어시스템에서는 해수준의 상승량에 따른 두꺼운 퇴적체를 형성한다. 해퇴기에는 수몰곡 삼각주나 스트랜드 플레인을 해안선의 전진과 함께 바다쪽으로 퇴적체를 성장시킨다. 배리어시스템에서는 조석삼각주가 활동하고 있는 동안 백-배

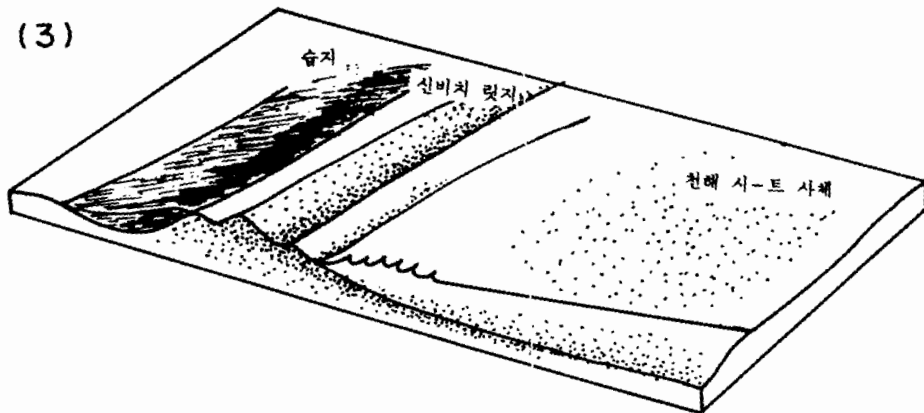
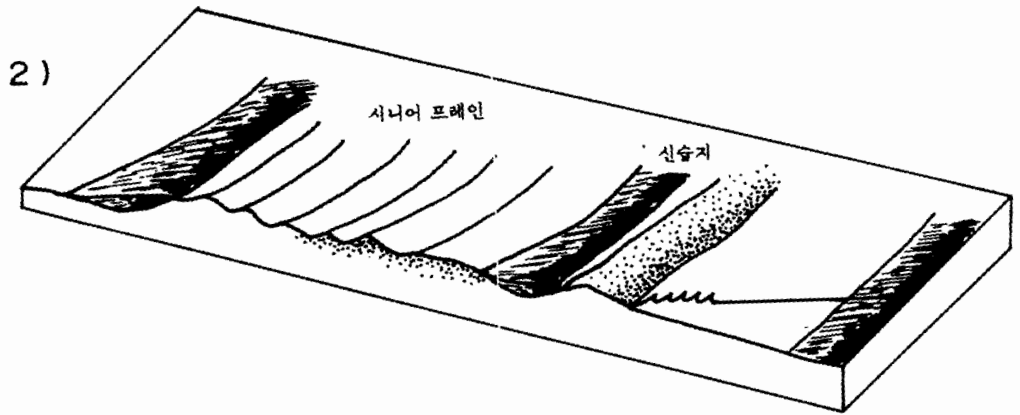
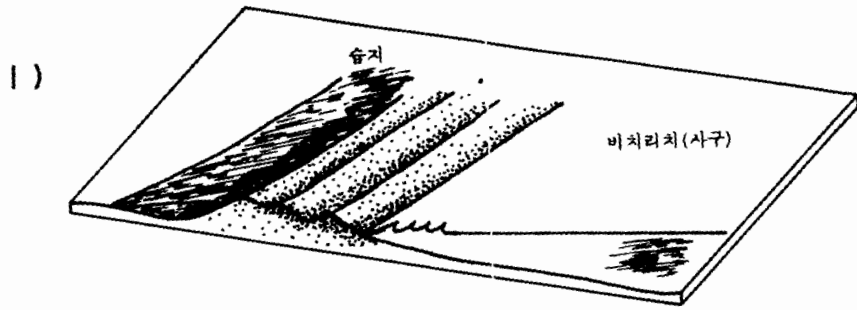


그림 3-6 사질해안에 있어서의 해수준변화

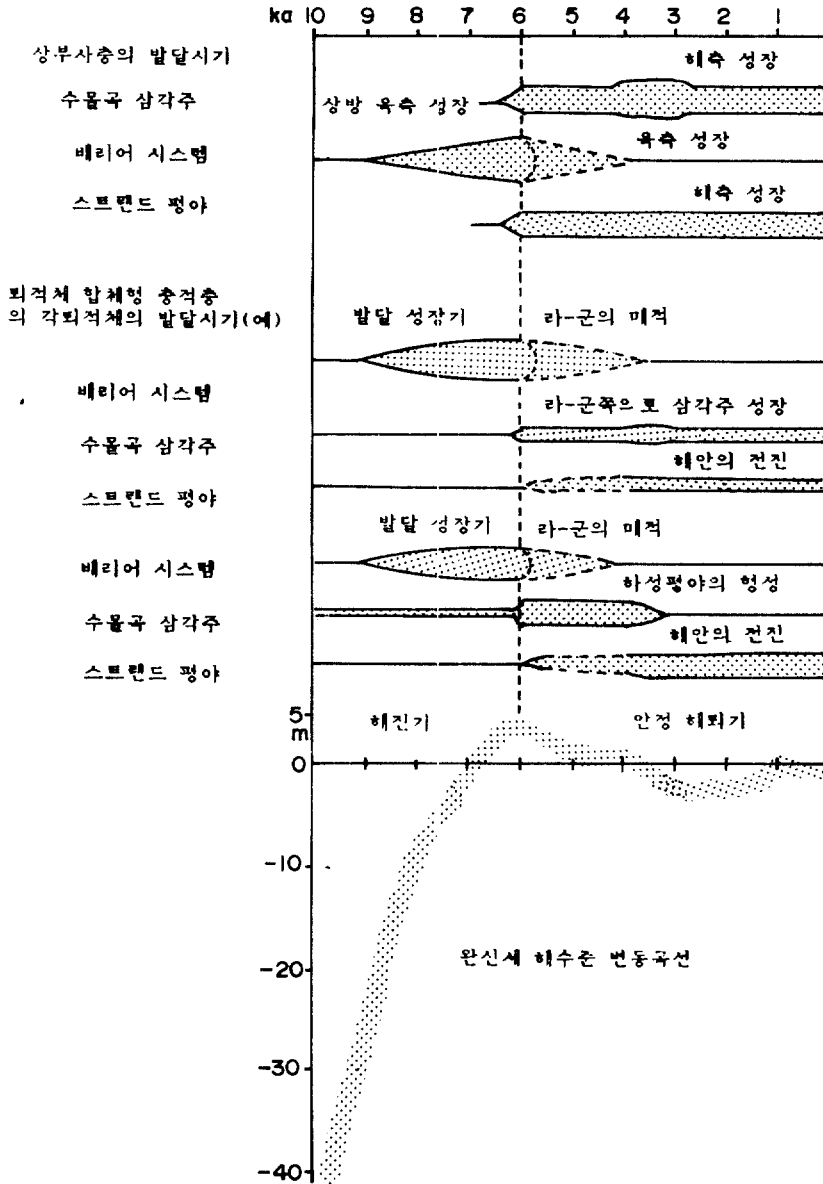


그림 3-7 퇴적체의 발달시기와 성장방향

리어(back-barrier)를 매적하며 육측에 퇴적체를 성장시킨다.

2. 퇴적모델

전술한 바와 같이 충적층의 퇴적은, 해수준의 변동과 조합하면 잘 알 수 있다. 실제 충적층의 층서단면을 모식적으로 나타내면 그림 3—8과 같다.

- (1) 최종 빙하기시에 해수면은 100~140m 저하하여 선상지가 형성되었다.
- (2) 그 후의 해수면 상승에 의해, 니질층이 진출해 왔지만 1만년전경 해수준의 일시정체가 있어, 부분적으로 사질층이 발달하고, 또 피트층이 만들어졌다.
- (3) 조몬해진시 피크 6,000년전에는 넓게 해진하여, 작은 만이 만들어졌다.
- (4) 바다는 점차 후퇴하여 그 도중에 고사구가 만들어졌다. 3,000년전경에는 현재보다 낮게 되어 니질층 위에 비치릿지가 만들어졌다. 그 후의 소해진에 의해 간석지 및 고사구 위에 신사구가 만들어졌다.

이처럼 충적층의 연구에 의해 밝혀진 것은, 해수준의 저하시에는,

- (1) 하천구배의 증가와 하곡의 발달과 하부의 침식
- (2) 선상지의 전진
- (3) 역층의 형성

이 일어나고, 해수준의 상승시에는,

- (1) 하구 및 습지의 후퇴
- (2) 해성 진흙의 퇴적
- (3) 상방 세립화 싸이클의 형성

해수준의 정체시에는,

- (1) 삼각주의 느린 전진
- (2) 상방 세립화 싸이클의 형성

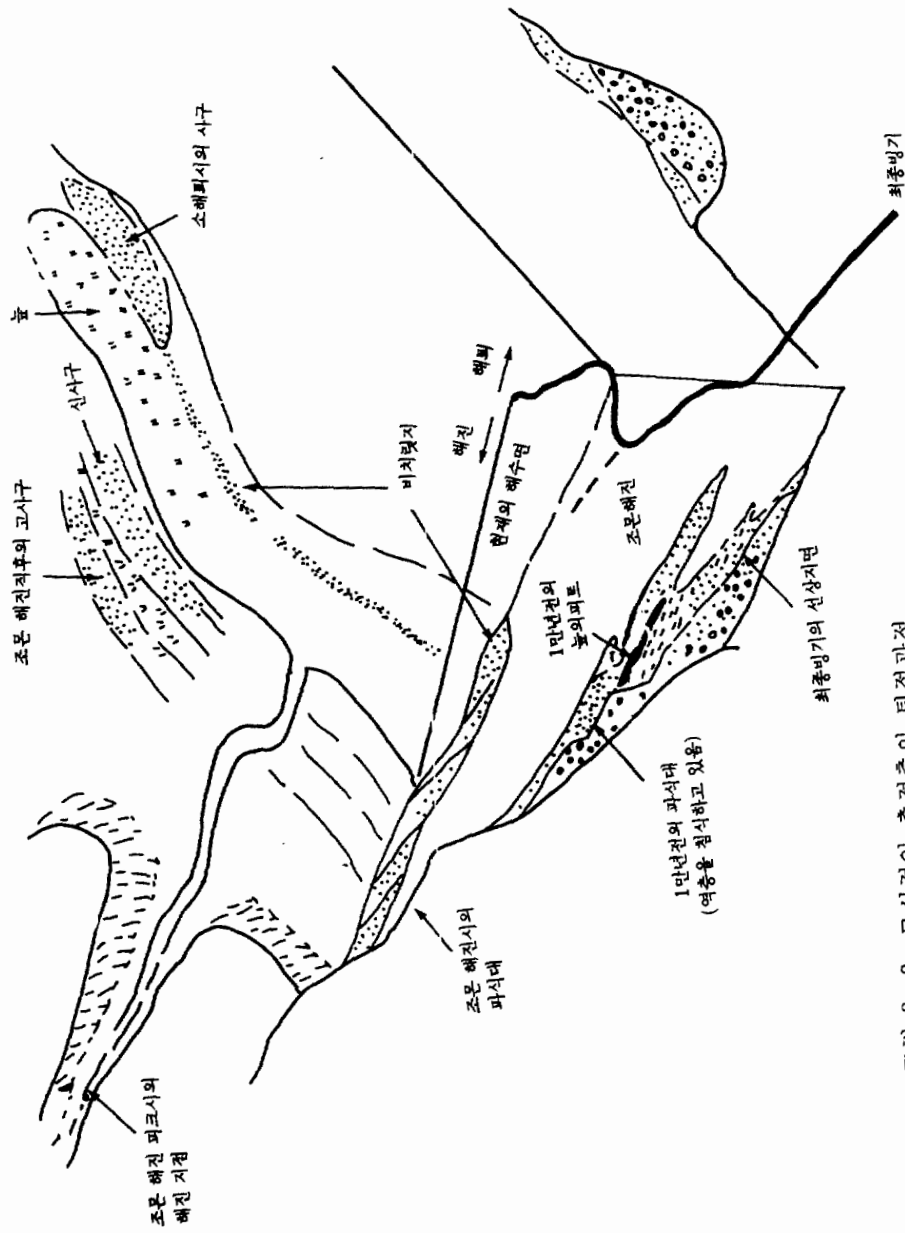


그림 3-8 모식적인 층적층의 퇴적과정

일본 부근에서의 빙기와 간빙기의 해수준의 차이는, 최종 빙기(stage2)에서 140 m로 되어 있다(이세끼, 1983). 즉, 빙기 때마다 해수준은 100 m 이상 저하한 것이다. 따라서 수십 m 이하의 퇴적물로 구성된 고동경만은, 빙기에 육화되었다고 생각할 수 있다.

제 5 절 해수준변동과 육봉에서 사면에 이르는 퇴적작용

각지의 평야에 대한 충적층 연구는, 해수준과 해안선의 이동에 근거한 하구 ~ 천해의 퇴적작용과의 관계를 나타내고 있다.

그러나, 해수준의 변동은 육봉에서 사면에 이르기까지 넓게 영향을 미치고 해수준과 퇴적체(델타로 생각해도 좋음)의 interaction으로 생각할 수 있다. 이를 위해서는 현재의 대륙연변부 (continental margin)에 대한 지질단면의 작성이 필요하고, 이는 반사파법에 의한 지진파층서(seismic stratigraphy)에 의하지 않으면 안된다.

지금, 해수준의 변동이 일정한 속도로 일어난 경우, 퇴적상의 변화는 퇴적물의 공급량에 의존하며 크게

- (1) 퇴적물의 공급이 적은 경우
- (2) 퇴적물의 공급이 많은 경우
- (3) 퇴적물의 공급이 균형을 이룬 경우

의 세가지의 케이스로 대변할 수 있다. (1)의 경우는 연안의 퇴적상이 육지쪽으로 후퇴하고, (2)의 경우는 바다쪽으로 전진하고, (3)의 경우는 중립이다.

한편, 해수준의 저하의 경우에는 일반적으로 급격한 저하시만이 포착 가능하고, 일반적으로 연안퇴적상의 급격한 전진(progradation)으로 포착된다.

Seismic profile에서 본 지층의 퇴적관계에는 다음과 같은 것이 있다.

지층 상면(Upper Boundary)의 관계로써는

1. Erosional Truncation
2. Toplap
3. Concordance

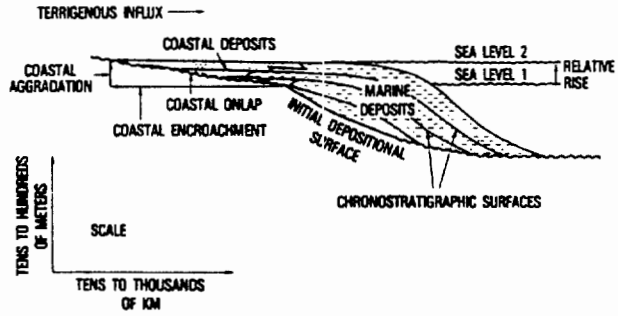
지층 하면의 관계로써는

1. Onlap
2. Downlap
3. Concordance

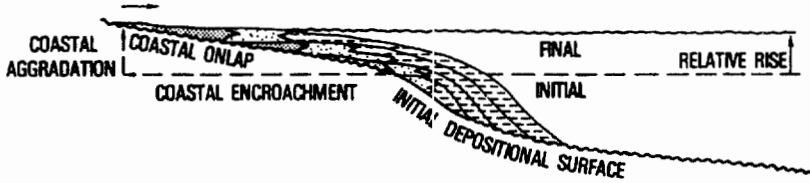
이다(그림 3-9).

그들의 실제 예가 그림에서 보여진다(그림 3-10 a-c). 지금, 고해수준일 때의 퇴적상을 살펴보면(그림 3-11), 연안 지역에서는 Onlap의 관계에서 지층이 중복되어 사면 밑에서는 Offlap이 된다. 한편, 저해수준일 때의 퇴적층을 살펴보면, 연안 지역에서는 Truncation으로 부정합이 되고 사면 밑에서는 Onlap이 된다(그림 3-12). 이같은 관계에 의해, 퇴적층으로부터 해진·해퇴의 곡선을 그릴 수 있게 된다.

지금, 그림 3-13와 같은 관계의 퇴적층 I·II가 있다고 하자. I에서는 (1)보다 (2)의 높이 A의 해수면 상승이 있다. I과 II에서는 (2)에서 (3)까지에 B의 저하가 있고, II에서는 (3)부터 (4)까지의 C의 상승이 있었다고 해석된다. 이것을 시대를 종축으로 각 싸이클의 두께를 해수준의 변화량으로하면, 해수준의 상승·하향의 곡선을 그릴 수 있다. Vail등(1977)은 이같은 방법으로 지질시대의 해수면 변동곡선을 그렸다.



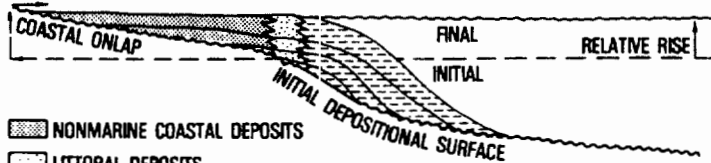
LOW TERRIGENOUS INFLUX – TRANSGRESSION



HIGH TERRIGENOUS INFLUX – REGRESSION



BALANCED TERRIGENOUS INFLUX – STATIONARY SHORELINE



- NONMARINE COASTAL DEPOSITS
- LITTORAL DEPOSITS
- MARINE DEPOSITS

그림 3-9 해수준 상승시의 퇴적형태

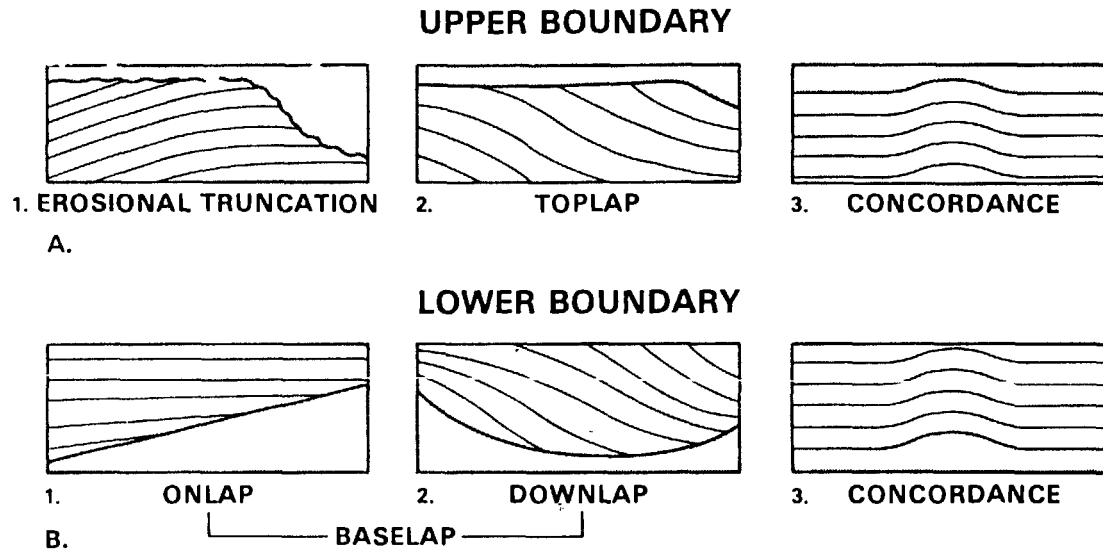


그림 3-10-A 퇴적층 경계면의 구분

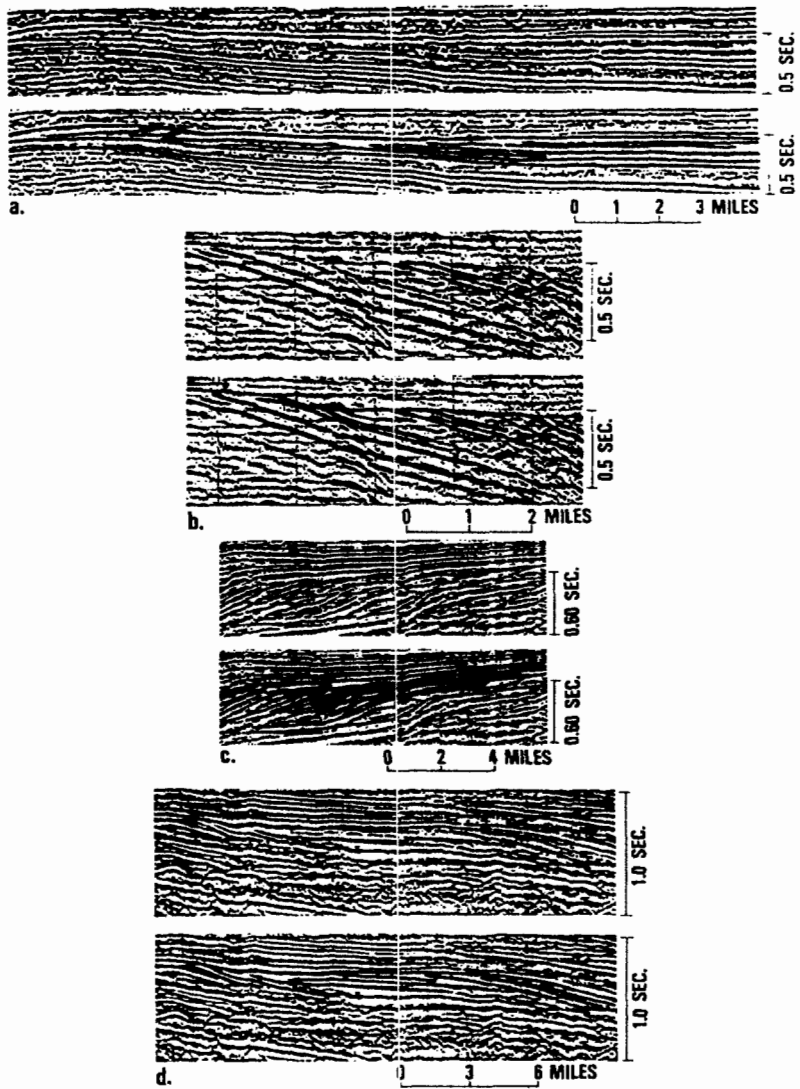


그림 3-10-B 지진파 탐사기록에 의한 상부경계면
 a와b : erosional truncation
 c와d : toplap

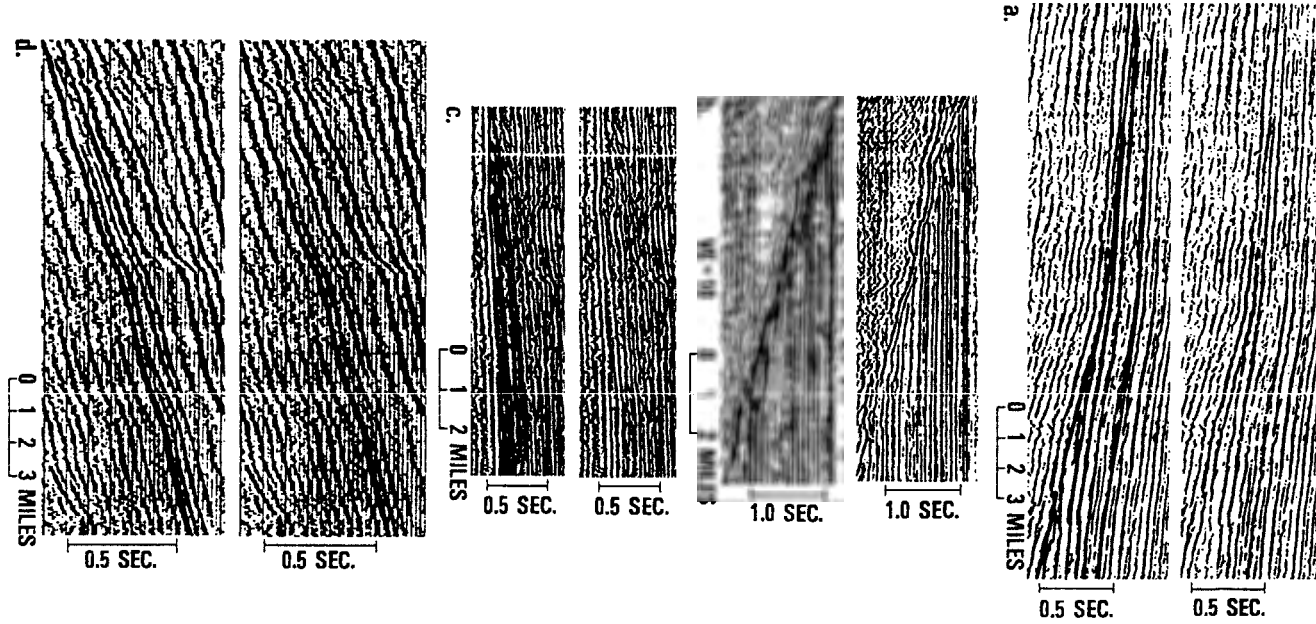


그림 3-10-c 지진과 탐사기록에 의한 하부경계면
a와b : onlap
c와d : toplap

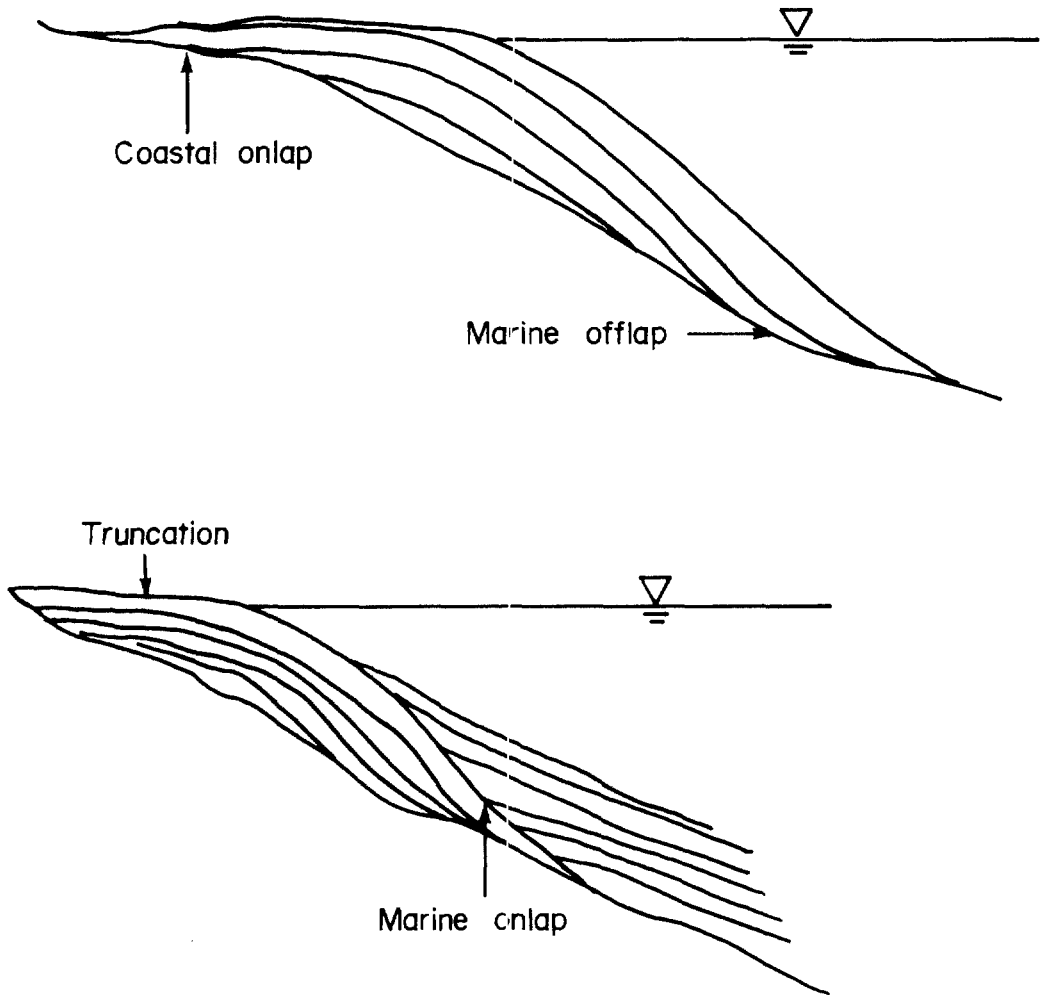
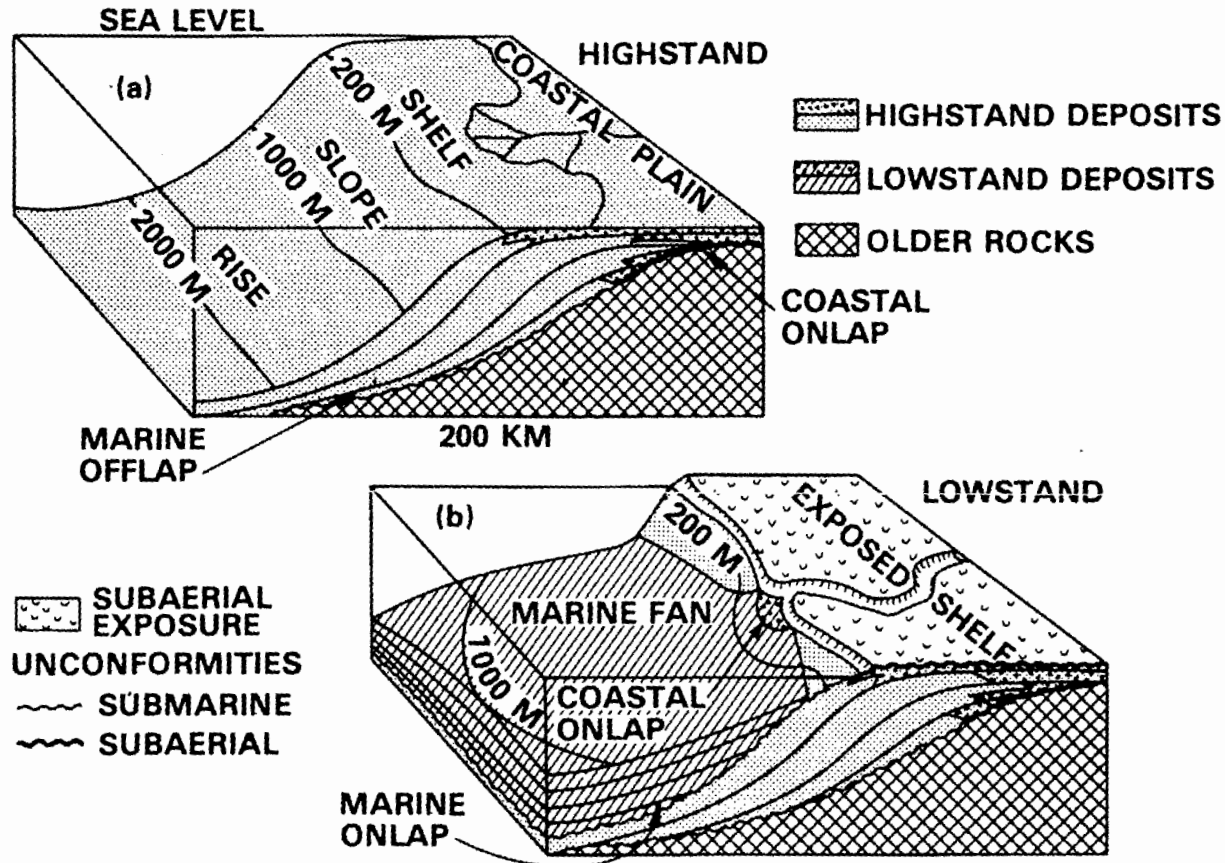


그림 3-11 고·저 해수준기의 퇴적층의 형성기구



Depositional patterns during highstand (a) and lowstand (b) of sea level.

그림 3-12 고·저 해수준기의 퇴적층의 형성입체도

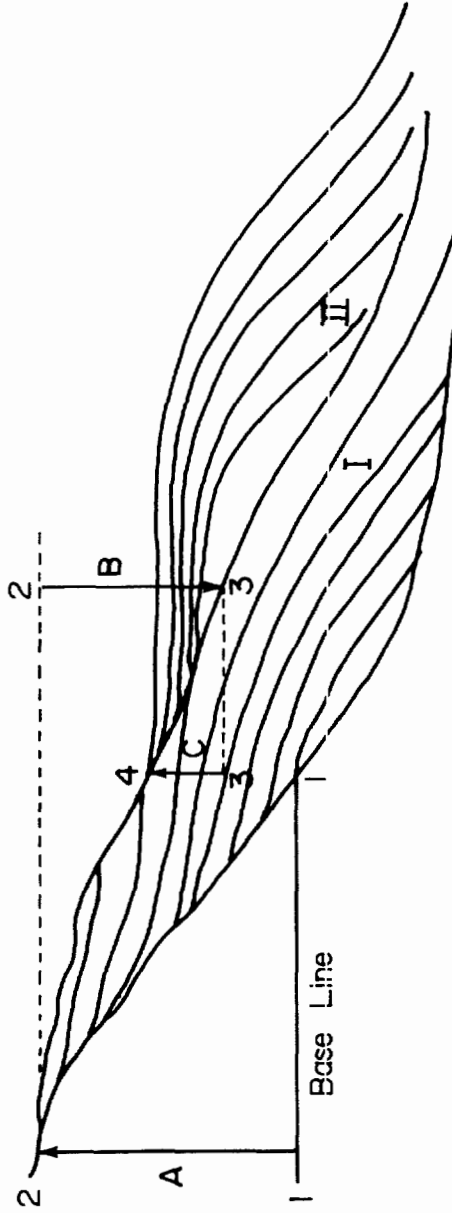


그림 3-13 해수준 변화에 의한 퇴적 메카니즘

第 4 章
동지나해·대한해협에 대한 해수준 변동
Sea Level Change in the East
China Sea and Korean Sea



제 4 장 동지나해—대한해협에 대한 해수준변동

대륙빙상의 형성에 따른 해수준변동 (glacial eustasy)의 영향에 대해 동지나해—대한해협—한반도 동해남부의 육봉지역을 고찰함에 있어, 최종 빙기시 뿐만이 아니라 신제삼기 이후, 몇 차례 있었던 해수준저하에 대하여 검토할 필요가 있다.

제 1 절 남극 최대 빙상(5.5Ma)의 영향

남극빙상이 최대의 규모에 달한 것은 지중해가 마른 멧시니안의 시기 (5.5Ma)로 알려져 있다(Kennett, 1982). 이 시대의 부정합은 대한해협 부근에서는 D—Horizon의 부정합으로(이시와타, 1981) 동정된다. 엄밀하게는 2.3Ma의 북극 빙상의 형성시의 부정합과 중복되어 양자를 분리할 수 없는 것이 많다. 대륙봉 연변부의 지형을 결정한 것은 기본적으로는 이 시기까지 거슬러 올라가는 예가 보인다. 지층의 분포도 (혼자, 1977)를 보면 동지나해 대륙봉의 남부에서는, 이 즈음의 평탄면이 해저에 노출되어 있다고 볼 수 있다. 침각제도 어사섬 부근의 -160m의 평탄면에 <잔적풍화점토>가 존재하고, 따라서 이를 최종빙기의 것으로 하는 생각(야나기다·카이즈카, 1982)은 신중히 검토할 필요가 있을 것이다. 대마해협 북동측에는 이 즈음의 평탄면은 깊이 묻혀 있으나 (미나미, 1979), 일본 지질조사소의 GH77—2연구 항해에서 채취된 화석패류는 일부가 해저 가까이 노출되어 있었던 가능성을 나타낸다(오카모토·혼자, 1978).

제 2 절 Riss빙기에 있어서의 해면저하

약 13만년경 전의 Riss빙기에도 해수준은 저하했다. 그러나 그 규모에 대해서는 여러 설이 있고 명확하지 않다. 오오시마(1982)는 대륙붕 외면의 120~140 m의 평탄면은 Riss빙기에 만들어진 가능성이 있다고 서술하고 있다. 카리브해의 코아에 의한 고수온곡선 (Emiliani, 1971)에서는 Riss빙기가 아주 저온임을 나타낸다. 그러나 $\delta^{18}\text{O}$ 의 값은 반드시라해도 해수량의 변동과는 일치하지 않는다고 하는 의견도 있어 확실하지 않다.

제 3 절 비름초기 (Würm I)의 해면저하

비름빙기의 초기 (약 55,000년전)에 해면이 저하된 것이 알려져 있다. 특히 일본의 주빙하현상으로부터 보면 이 시기는 아주 추운 시기에 대응된다. 이러한 것은 일본해로부터 증발한 물이 산악지대에 눈으로써 내렸기 때문이 아닌가라고 생각되고 있다(후지이·나루세, 1982). 만약 이 사실을 솔직히 인정하면, 비름초기의 해면저하가 최대였다고 해도 이상하지 않다(Machida, 1981). $\delta^{18}\text{O}$ 로부터 본 태평양의 심층수 (V19-30)는 11만년전 경까지에 0℃까지 냉각하고, 4만년전 경에는 다시 내려가 -1℃가 되었다. 이 값은 최저온도의 피크로, 심층수의 수온은 그로부터 서서히 온난화된다. 그리고 18,000년전이 되면 0℃까지 상승한다. 현재의 심층수는 1.5℃이다. 이로부터 최종빙기에 빙상이 전진하고, 해수준이 저하한 것과 가벼운 동위원소가 집적하는 기구는 다르다고 한다(Chappel and Schackleton, 1986). 그러나 이상에서 언급한 여러 사실에 비추어 보아, 여기서는 -120 ~ -140 m에 있는 육붕 외면 평탄면은 이 시기에 형성되었을 가능성이 크다고 생각된다.

제 4 절 최종빙기 (Würm 주기)의 해수준변동

동지나해 대륙붕에 대해서는 왕(蘭州永河凍土研) 및 왕(上海洞濟大學) (1980)의 논문이 야나기다·카이즈카(1982) 및 요네구라에 의해 일본 제4기 학회에 소개되어 있다. 야나기다 등의 자료를 보면 해수준은 23,000년전에는 -110 m 이고, 또 11,000 ~ 10,000년전의 해수준은 -60 m 인 것을 알 수 있다. 문제가 되는 것은 동지나해 대륙붕 외연의 No.16의 지점 (15,000년전, -155 m)와 No.33의 지점 (18,000년전, 0142 m)의 값이다. 중국의 학자도 포함하여 No.16의 분석값을 중요시하여, 이 값으로부터 최종빙기에는 -155 m 나 해수준이 저하했다는 것이다. 그러나 15,000년전의 때에는 해수준은 이미 -120 m 부근까지 상승해 있었고, 결코 -155 m 라고 하는 것은 성립되지 않는다. 이 값은 주영기 등(1979)이 보고하고 있지만, 사용된 패류는 굴등으로 반드시 해안선을 나타낸다고 할 수 만은 없다. 또 카가미 등(1984)은 대륙붕의 평탄면상에 발달하는 리플마크가 현 해류의 영향하에서 형성된 것을 보고했다. 따라서 이 평탄면의 형성은 반드시라 해도 최종빙기에 거슬러 올라갈 필요는 없는 것으로 생각된다. 더구나, 최근의 자료에 의하면 No.16지점의 약간 육측의 No.17지점에 대해서 20,550년전에 -137 m 라는 값이 얻어져 있다(Geng et al., 1987). 야나기다 등도 포함해, No.33지점 (18,500년전, 0142 m)의 결과에 대해서는 전혀 언급되지 않았다. 그러나, 만일 해수면이 이 깊이까지 저하된 가능성이 있다면 이 지점은 아주 정상인 값을 나타내는 것처럼 보인다. 이 지점에 대해서는 최근의 자료를 보더라도 재차 같은 값이 보고되고 있다(Geng et al., 1987). 단지 이 지점은 양자강의 구하구에 해당될 가능성이 크고, 오래된 것이 세굴되어 재퇴적되었을 지도 모르는 위험성이 있다.

왕·왕(1980)이 나타낸 동지나해 대륙붕의 퇴적 주상도를 재 해석하여 도시하면 다음과 같은 해수준변동을 그릴 수 있다(그림 4-1). 먼저 30,000 ~ 25,000년

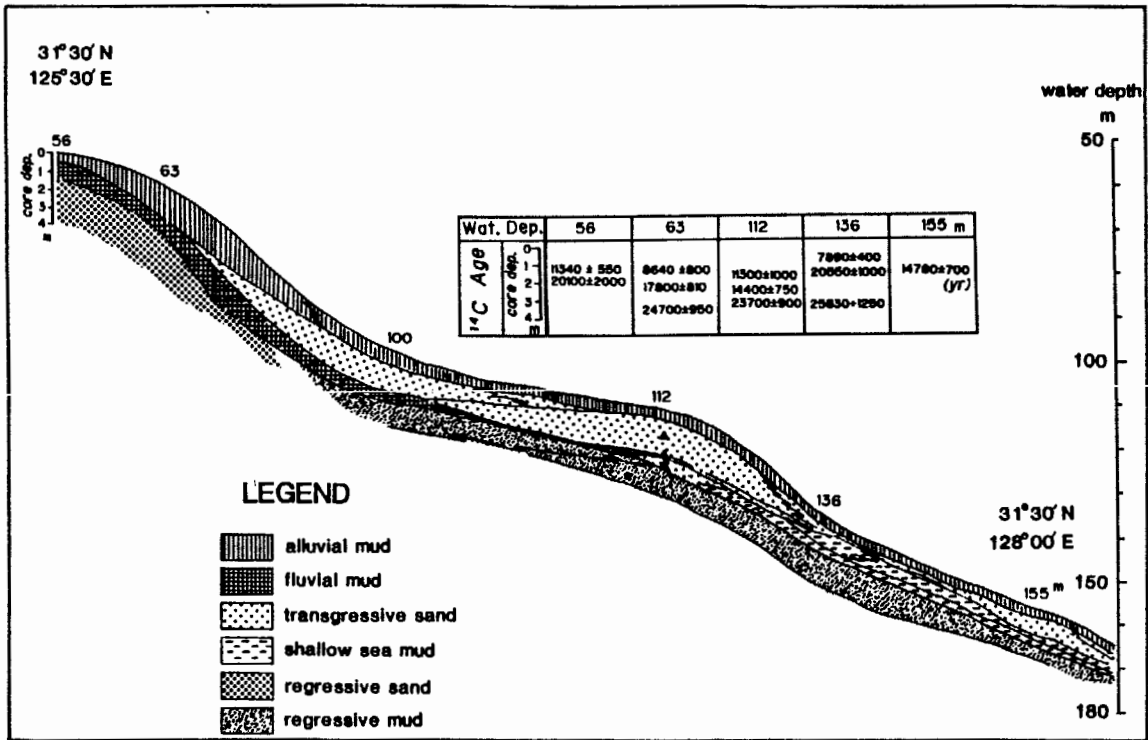


그림 4-1 동지나해 대륙붕의 퇴적 단면도

전 경에는 해수준은 -60 m 부근에 있고, 그 부근에 연안성의 중·세립 모래를 퇴적시켰다. $24,000 \sim 20,000$ 년전 경에는 해수준은 -110 m 에 있었고 광대한 침식성의 평탄면을 형성했다. 만약 $20,000 \sim 18,000$ 년 전에 해수준이 가령 -140 m 까지 내려갔다고 해도, 그것은 아주 단시간이던지 아니면 소규모로, 면 형성을 수반한 것이 아니라는 것은, 이 단면을 보면 저절로 명확해 질 것이다. 또 이 단면상의 -136 m ($20,500$ 년전)의 장소는 왕 등의 No.18지점에 해당하여, 황하의 구하구에 상당하는 -120 m 등심선이 깊에 만입하는 지형에 위치하고 있다. 이와같은 장소는 평탄면을 대표하고 있다고 말할 수 없고, 항상 세굴의 위험성이 있다고 할 수 있다. 그 후 -60 m 부터 -110 m 에 이르는 사면에는 하천성의 사질점토가 얇게 덮고 있다. $14,000$ 년전 경이 되면, 해수준은 -110 m 의 평탄면에 까지 되돌아 오고 중·세립 모래의 퇴적이 시작된다. 그 분포는 수심 -100 m 의 평탄면에 까지 되돌아 오고, $-60 \sim -100\text{ m}$ 의 사면에 해진성의 중·세립 모래를 퇴적시켰다. 그 후 해수준은 현 해안선의 부근까지 진행하지만, $-50 \sim -90\text{ m}$ 의 대륙붕 외면에서는 두꺼운 Holocene mud의 렌즈가 퇴적된다.

제 5 절 후빙기 해면상승의 패턴

후빙기의 해면변동 패턴에는 두가지 타입이 있음이 알려져 있다(그림 4-2). 북미의 플로리다 등에 보이는 것과 같이 $11,000$ 년 경부터 해면은 급속히 상승하고, $5,000 \sim 6,000$ 년전에는 거의 현 수준에 도달한다는 타입으로, 이러한 패턴을 Shepard곡선이라고 부른다. 일반적으로 이 타입에서는 최대 저하수심이 100 m 로 얕은 것이 특징이다. 이에 반하여 동부 오스트렐리아에서 보이는 것은 $6,000 \sim 3,000$ 년에 걸쳐 현 해수준보다 수 m 높게 되는 경향을 나타낸다. 이것은 대륙빙하의 용해에 의해 해수량이 증가하여 그 무게로 대륙붕은 침하하고, 한편 해안선 부근은 융기한다고 하는 hydro-isostasy의 효과에 의한다고 생각되고 있다

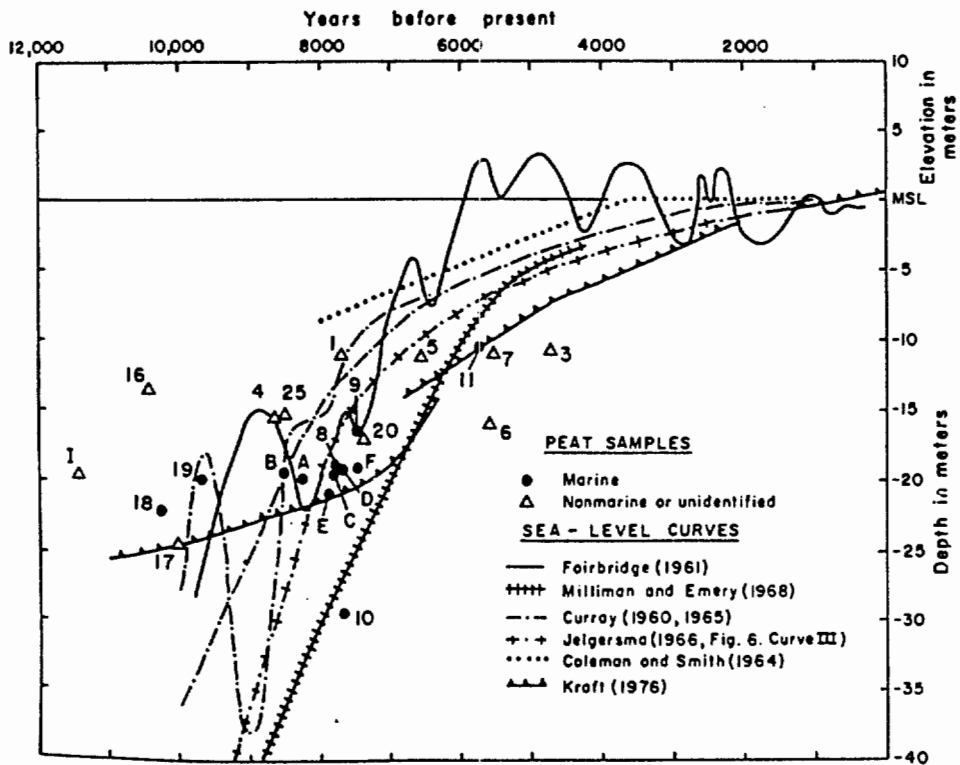


그림 4-2 후빙기의 해수준 변화곡선

(나카다·이이다, 1979). 이러한 것을 Fairbridge곡선의 패턴이라고 한다. 일반적으로 이 타입에서는 해면은 140m로 조금 깊게 저하한 것이 아닌가 하고 생각되어진다.

한편으로 동지나해, 한반도 주위 해역에서는 어떠한 타입이 보이는가? 중국 연안에 있어서는, 아주 분명한 Fairbridge곡선의 패턴이 보고되고 있고(그림 4-3) 의문의 여지가 없다(야나기다·카이즈카, 1982). 대마해협에 면한 북큐슈 연안에 대한 해수준의 상승 패턴은 Fairbridge곡선을 나타내고 있다(Shimoyama and Shuto, 1978). 또 일본해 연안에서는 일반적으로 Fairbridge 곡선의 패턴이 보인다(후지이, 1982). 여기서는 이수자연패층의 연대가 4,500—5,700년전 사이이고, 해발고도는 +2~6m의 범위에 국한된다. 이수지형이 몇 단계로 나누어지지 않는 것으로부터 조몬해진에 의한 해수면의 상승이 2~6m에 달했다고 보여진다. 이에 대해 한반도의 데이터는 아직 확실하지 않다. 한국 서안의 소만에 대한 peat의 분석에 의하면, peat의 깊이는 9,000년전에는 -8m, 5,000년전에는 -2m, 그리고 현재는 0m 라고 하는 커브를 나타내고 있다(Bloom and Park, 1985). 안타깝게도 peat가 해성인지 육성인지의 기록이 없기 때문에, 이로부터 Fairbridge인지 Shepard곡선인지의 판단은 불가능하다. 또한, 한국 서안에 발달하고 있는 old spit가 현 해수면보다 2~3m 높게 분포한다는 연구(Youn et al., 1977)도 있으나 그 시기는 확실히 알 수 없다. 한국 동해안의 해수준변화는 7,000년전경은 약 -10m, 6,000년전경은 거의 현 해수준이 되었다. 그 이후는 작은 상하운동을 반복해 가면서 현재에 이른것으로 알려져 있다(조, 1980). 이 변화는 Shepard곡선을 나타내는 것처럼 보인다. 여기서, 한반도의 변동패턴을 고찰하는 하나의 증거로서 협소그래프곡선을 검토해 본다. 수심도에 있어서 60m의 등심선이 현 해안으로 부터 어느 정도 떨어져 있는가를 조사해 보면, 중국대륙에서는 100km정도임에 대하여, 한반도에서는 50—75km로 짧은, 특히 동측의 일

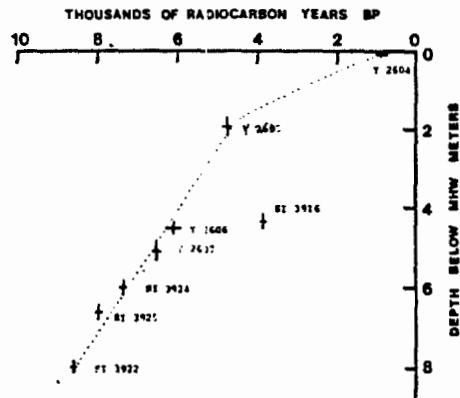
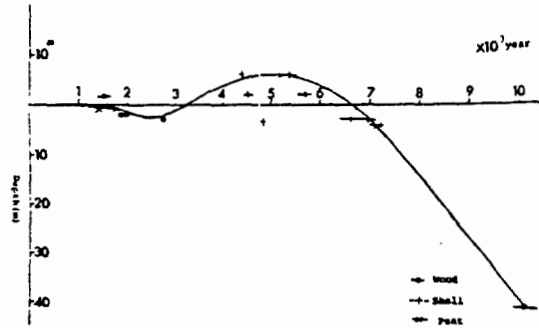
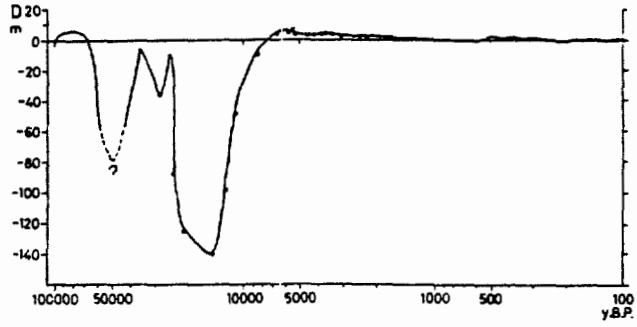


그림 4-3 중국·한국·일본의 후빙기 해수준 변화곡선
 상 : 중국동부·동지나해 대륙붕 (왕·왕, 1980)
 중 : 일본 도야마만과 그 주변 (후지이·후지, 1982)
 하 : 한국서안 (크롬·박, 1985)

본해에서보면 해양도와 같은 관계가 되어 hydro-isostacy가 효과적으로 작용하지 않은 것처럼 보인다. 거기서 가령 한반도에서는, Shepard곡선의 패턴이었다고 하면 동지나해—대마·대한해협 지역에 존재하는 해분—해태, 단층 등을 실마리로 경계분포를 나타낼 수 있을 것이다(Suk, 1988). 대한해협에 보이는 대마·오도구조선(井上, 1982)은, 이렇게 보았을 때의 하나의 경계에 해당할 것이다. 그리고 동지나해에서 확립한 해수준변동은 적어도 대한해협까지는 안전하게 적용되리라는 것이 확립된다.

第 5 章
해수준 변동과 화석 연대
Sea Level Change and Fossil Age



제 5 장 해수준변동과 화석연대

해수준변동에 의해 퇴적되어 있는 각 지층의 시간적 층서구분을 위해 연대측정은 너무나도 중요한 위치를 점한다. 그 때문에 여러 원리에 따른 연대측정법이 개발되어 왔다. 지질연대를 크게 분류하면 상대연대 (ex, stratigraphic age, fossil age, magnetostratigraphic age 등)과 수치연대 혹은 절대연대 (ex, radiostratigraphic age, hydration method, TL, ESR 등)로 대별할 수 있다. 상대연대에 대해서는, 소위 지층의 중첩을 기본으로 시간의 전후관계를 명확히 하고, 그들을 연결하여 현재부터 과거까지 거슬러 올라간다. 이에 대해, 수치연대 내지 절대연대는, 연대가 현재부터 몇 100만년전이라고 하는, 수치로 나타나는 것이 특징이다.

이 장에서는 특히 해저로부터 채취한 코아퇴적물 속에 포함되어 있는 미량시료 (예를 들어, 패각, 유공충, 피트 등)의 연대측정의 한가지 방법으로서 신뢰성이 높은 탄젠 가속기에 의한 방사성탄소 연대측정에 관하여 서술한다.

최근에, 방사성미량핵종의 정량에 방사능 계측법에 대신하여, 핵종을 직접 계수하는 가속기 질량분석의 기술이 개발되었다. 특히 ^{14}C 연대측정은 일본에서도 나고야대학, 동경대학의 가속기센타를 중심으로 방사성탄소 연대측정이 활발히 진행되고 있다. 그 원리, 측정법 및 특징은 다음과 같다.

제 1 절 원리와 측정방법

먼저 천연 레벨의 ^{14}C 측정에 대하여, 본 측정법이 종래의 방사능에 의한 방법에 비해 효율이 한층 좋다는 것을 들지 않을 수 없다. ^{14}C (반감기 5730년)을 여러 각 연령의 탄소 1mg에 있어 방출되는 β 선의 수를 계산해 보면, 현대의 탄소

: 1.31×10^{-5} dpm, 57,000년의 탄소 : 1.31×10^{-5} dpm이 되어 1mg의 탄소에서는 방사능계수법에서의 측정은 불가능하다. 그러나, 예를 들어 1mg의 탄소라도 ^{14}C 원자는 막대한 수가 포함되어 있다. 즉,

현대의 탄소 : 6×10^7 atoms/mgC

10만년의 탄소 : 335 atoms/mgC

가 되고, 가속기 질량분석에 의해 ^{14}C 원자를 계수하는 것은 한층 더 능률이 좋다. ^{14}C 이온을 질량분석하는데는 대기 주성분이고 ^{14}C 의 Isobar(동중체)인 ^{14}N 과의 식별이 필요하다(분석기내의 background ^{14}N > 시료 ^{14}C). 그 식별을 위해서,

① 이온을 가속하여 원자번호의 차이에 의한 비정거리 또는 에너지 손실의 차를 이용한다.

② 시료를 이온원에서 이온화하는 때에 음이온을 만들, N⁻이온의 불안정성을 이용한다.

①의 고에너지 이온의 물질투과중의 에너지손실

$$dE/dX = kz^2/V^2$$

으로 (k : 상수, Z : 이온의 원자번호, V : 이온의 속도) 나타나고, 원자번호가 큰 N이온은 물질을 투과하기 어렵다. 우리들은 그림 5-1의 ^{14}C detector 직전의 Mylor 박막($2.54\mu\text{m}$)에서 N이온의 투과를 저지하여 ^{14}C 이온만을 계수한다.

측정에는 고체 탄소시료를 사용하여, 탄소를 음이온화시켜 가속기 (2.0MV)에서 가속한 후, ^{14}C 는 Silicon surface barrier detector로, ^{13}C 이온은 Faraday cup으로 측정하여, $^{14}\text{C}/^{13}\text{C}$ 비를 구하는 방법을 쓴다. 시료의 필요량은 탄소로서 3~5mg, 하나의 시료의 측정시간은 약 5시간으로, 측정오차는 $\pm 1\%$ 정도이다.

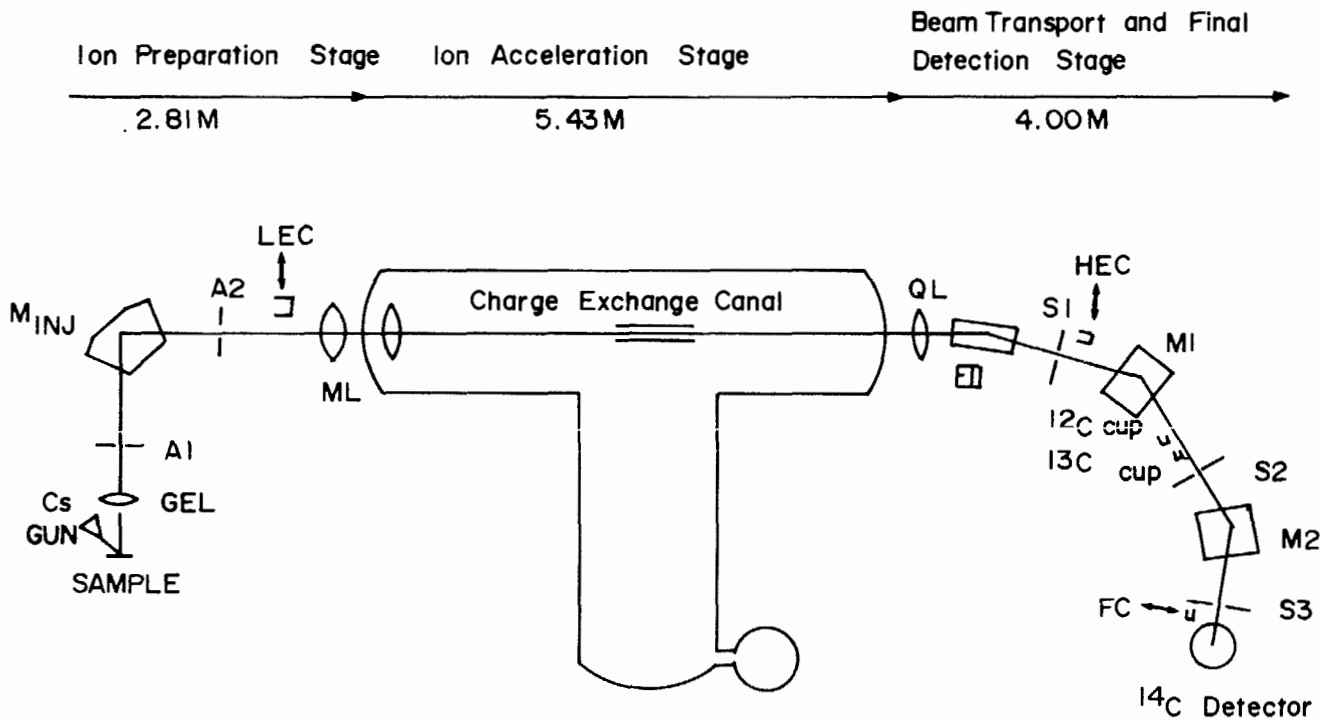


그림 5-1 ^{14}C 측정용 가속기 질량분석기의 전체도

제 2 절 시료의 조제와 가속기법의 특징

시료는 전부, 그림 5—2에 나타난 것처럼 원소상 탄소로 한다. 그리고

① 그라파이트화하든지

② 〈무정형탄소 + Ag분말〉 펠리트로 한다.

현재는 간편한 이유로 ②를 쓰고 있고, 1회의 탄소사용량은 3~5mg이다. 또한 미량의 시료를 취급하기 때문에, 모든것이 크—린룸에서 행해지고 있다.

종래의 β 선법으로 측정된 동일시료로 부터 연대측정치를 비교한 결과, 그림 5—3과 같이 되어 만족할 만하다. 본 방법에 의한 연대측정의 한계는 현재 60,000년 B.P이고, 측정기의 Background를 낮춤에 따라, 더욱 오랜 연대의 측정이 가능케 된다. 위 방법의 특징은

① 필요로 하는 시료의 양이 종래의 방법의 1/1000 이하인 것

② ^{14}C 측정시간이 짧은 것

이다. 따라서, 연대측정이 불가능한 것으로 되었던 대상에 대해서도 적용가능하고, 단시간에 많은수의 연대치를 얻을 수 있다. 이로부터 응용면도 저절로 결정될 것이다.

제 3 절 천연방사능측정(천연레벨방사성C)용 시료의 조제법

Isotope종합센터 천연방사능 측정실험실에서 다루는 방사성동위체는 천연레벨의 것에 한정되기 때문에, 인공방사능 동위체를 함유한 물질 및 그에 관련된 실험에 사용한 실험기구는 실험실내에 반입하지 않도록 항상 유의해야 한다.

^{14}C 의 측정에는 (A)연대측정과 (B)환경방사능측정의 두가지 목적이 있다. 어떤 경우도 시료조제법은 같으나, 연대측정의 경우는 시료조제중의 현대탄소의 극미량의 혼입도 허용되지 않음을 항상 유념해야 한다.

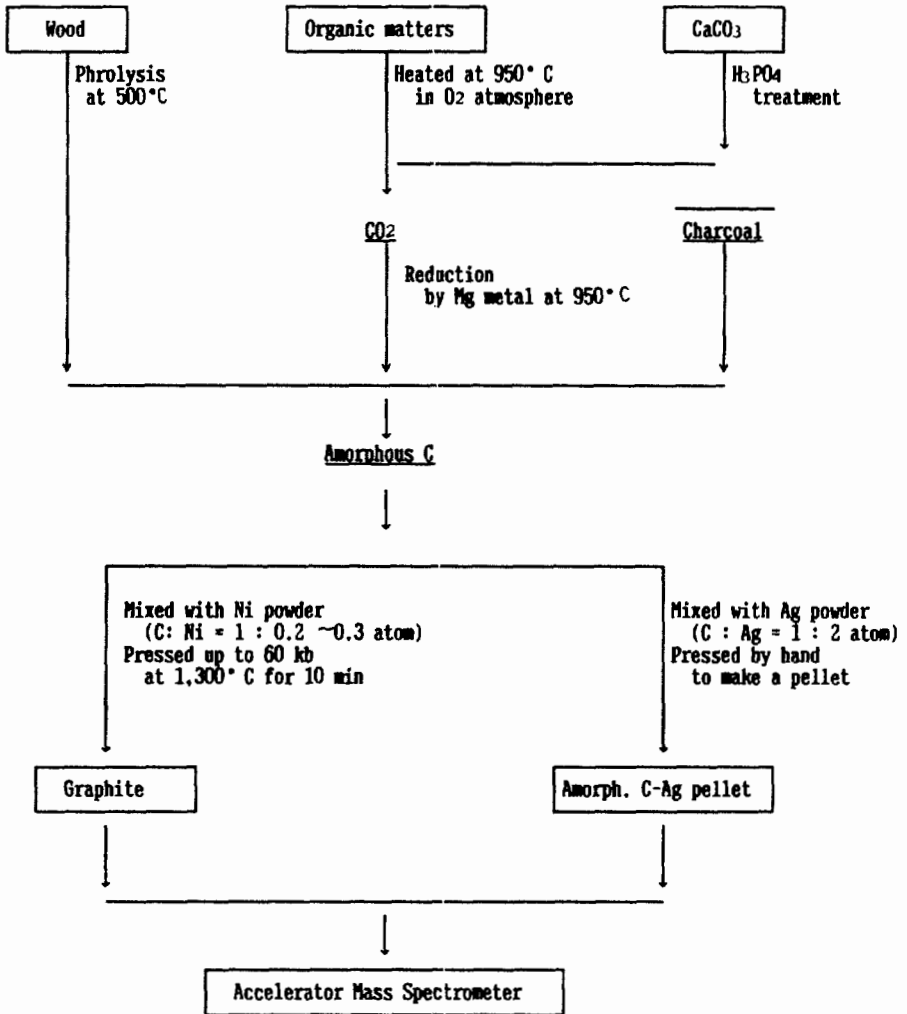


그림 5-2 가속기 질량분석용의 탄소시료의 제조

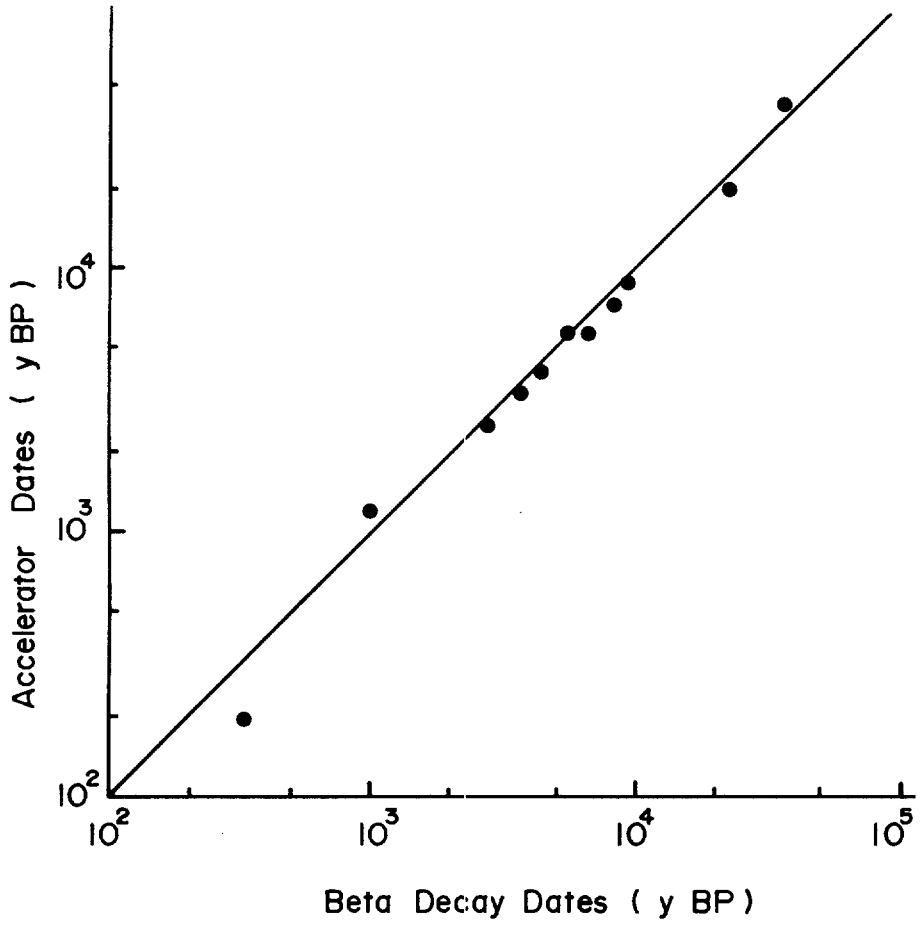


그림 5-3 가속기 질량분석법과 방사능측정법에 의해 측정된 ^{14}C 연대의 비교

1. 시료의 종류

측정을 희망하는 시료에는 여러 종이 있으나, 크게 나누어 다음과 같다.

- a) 목재—매목, 화석목, 수목등
- b) 유기물—이탄, 퇴적·토양유기물, 골중유기물(콜라겐등)
- c) CaCO_3

2. 전처리

가. 고형시료의 부착물 제거

고형물로서 산출되는 시료 전부에 대해, 시료를 파쇄하기 전에 그 표면에 부착된 물질을 기계적으로 제거할 필요가 있다. 이를 위해서는, 증류수를 넣은 비이커에 시료를 넣고 초음파세척으로 제거한다. 이 조작은, 증류수를 바꿔가면서 완전히 부착물이 없어질 때까지 반복한다. 단, 퇴적·토양유기물의 경우는 이 조작이 필요 없다.

나. 이차오염 탄소물질의 제거

모든 시료는 현대의 유기물을 포함하여 이차적인 유기물과 탄산염에 의해 오염되어 있다. 따라서, 먼저 이차오염 탄소물질을 제거하기 위한 전처리를 한다. 이 처리는 시료의 종류에 따라 다르기 때문에 주의해야 한다.

다. 목재, 유기물

고형물시료의 경우는 분쇄내지는 입상으로 하여, 퇴적·토양유기물의 경우는 자연 그대로의 상태에서, 4% NaOH수용액 (100—200ml)속에 넣어 water-bath (비등위에서 1~2시간 가열한다. 이 조작에 의해 시료에 함유되어 있던 이차유기물은 추출되고, 알카리용액은 암갈색~갈색을 띤다. water-bath로부터 내린 후 한나절~종일 방치하여, 시료를 전부 비이커 바닥에 침전시킨다. 다음에, 상등액만을 조용히 제거하고(decant) 새로운 NaOH용액을 더하여 추출조작을 반복한다. 이 조작은, 추출액이 거의 착색되지 않을 때까지 반복한다.

알칼리액을 가능한 한 제거한 시료에 1.2N HCl을 더하여(100 ~ 200ml), water-bath(비등) 위에서 30분 ~ 1시간 가열한다. 이 조작에 의해, 시료중에 존재하던 탄산염태탄소와 알칼리 추출중에 생성된 탄산염을 분해할 수 있다. water-bath위에서 가열한 후, 상등액을 제거하고(decant) 새로운 HCl용액을 더하여 추출을 다시 한다. 이 HCl추출조작은 적어도 2회 필요하다. NaOH·HCl추출을 끝낸 시료는, 최후에 증류수를 더해 water-bath위에서 가열함으로써 추출에 쓰인 시약을 제거한 후, 가능한 한 물을 제거하여 건조기(100℃)에서 건조시킨다.

라. CaCO₃

초음파세척에 의해 기계적으로 시료의 표면에서 불순물을 제거한 CaCO₃에 대해, 그 표면 가까이의 재결정의 위험이 있는 부분을 화학적으로 제거한다. 이를 위해서 2N-HCl용액에 시료를 단시간 침투시켜 분해시킨다. 이 조작을 1회 한 뒤, 증류수로 잘 세척하고, 건조시켜 분쇄한다.

@주 : 전처리하여 분쇄한 CaCO₃시료는 밀폐된 시료병에 넣어 desiccator속에 보존할 것.

3. 원소태탄소의 조제

가속기질량분석계(Accelerator Mass Spectrometer)에 의해 ¹⁴C/¹³C비를 측정하기 위해서는, 전처리가 끝난 모든 시료를 원소태탄소로 만들지 않으면 안된다. 이 과정에선 전부 진공시스템을 사용하기때문에, 진공장치의 취급방법에 대하여 별도의 주의사항을 지켜야 한다.

가. 목재, 고순도의 이탄, 콜라겐

이들 시료는 조제가 아주 간단하지만, glass봉관의 진공용봉과 진공glass계의 glass연결을 위한 glass세공을 습득할 필요가 있다.

전항 2처럼 전처리한 시료를 그림 5-4에 나타낸 10mm ϕ , 길이 약 20cm의 Pyrex glass에 넣어, glass세공용 버너로 점선과 같이 관의 일부를 가늘게 한다. 다음에 그림 5-4 하부의 핸드버너를 사용 glass진공계에 접속한다. 접속후, 액체질소 트랩을 통해 oil pump로, 배기시킨다. 접속부의 새는 구멍을 tesler coil(고전압에 주의)로 체크한다. 배기시키면서 때때로 glass관내의 시료부를 glass세공용 버너로 조용히 가열하여 시료에 함유된 수분 및 기체의 방출을 용이하게 한다. 2~3시간 배기를 계속하면서, 진공계(피라니게이지)에 진공도가 $n \times 10^{-3}$ 이하로 될 때까지 배기시킨다. 배기계를 차단해도 진공계의 지시가 변화하지 않음을 확인한 후, 시료가 들어있는 glass관의 목부분을 glass세공용 버너로 녹여 끊는다. 시료가 들어있는 진공밀봉관을 전기로 속에서 400 $^{\circ}$ C로 3시간 가열하여 탄화시킨다. 밀봉관이 충분히 식어지면, 관을 자르고 탄화된 시료를 꺼내어 비이커에 옮기고 2N-HCl을 더하여 water-bath위에서 가열하여 탄산물질을 제거하고, 증류수로 세척하여 건조시킨다.

@주 : 가열후에 밀봉관을 자를 경우, 내압이 높을 때가 있고 또 가연성 가스가 존재할 수 있기 때문에 충분히 주의해야 하며, 녹인 glass구슬에 의한 절단은 절대 해서는 안됨.

나. CaCO₃

전처리하여 분쇄한 CaCO₃시료를 석영 보드에 넣어 그림 5-4의 진공시스템에 세트하여 액체질소를 주입하여 oil rotary pump로 배기시키면서 400 $^{\circ}$ C에서 약 2시간 가열한다. 이 조작에 의해 시료중에 함유되어 있던 휘발성 유기물을 제거한다.

다. CaCO₃→CO₂ --- 그림 5-5.

휘발성 유기물을 제거한 시료는 석영시험관에 넣어 950 $^{\circ}$ C에서 약 25분간 가열한다. 이 조작에 의해 CaCO₃시료가 CO₂로 변한다. 이를 위해 그림 5-5의 시스템을 이용한다.

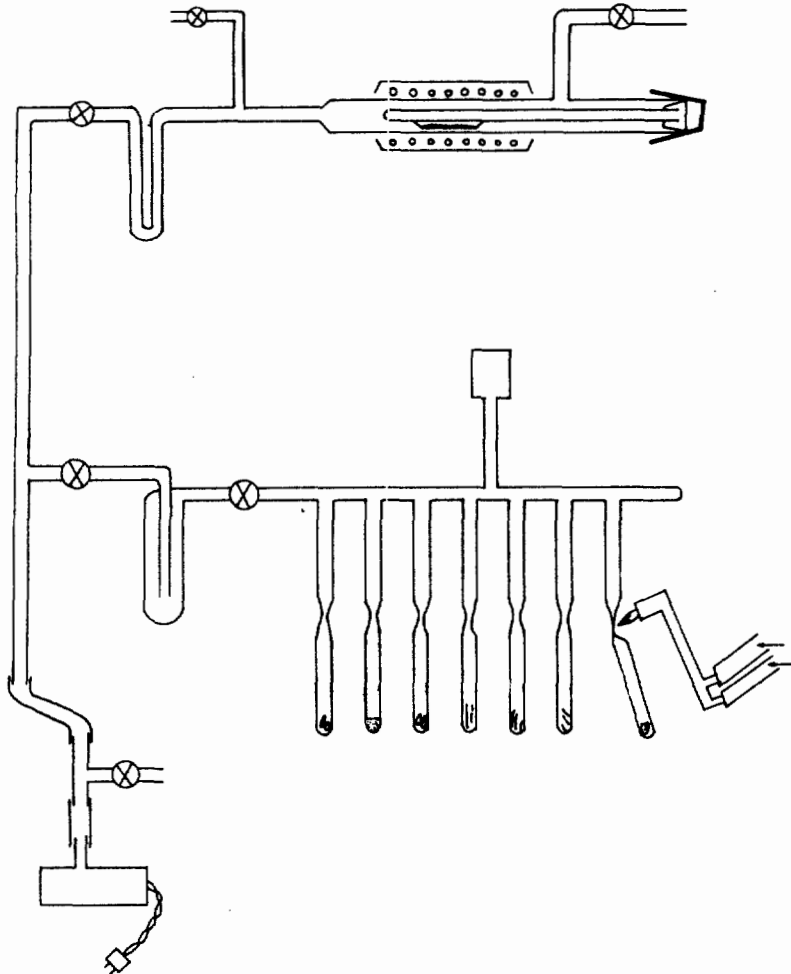
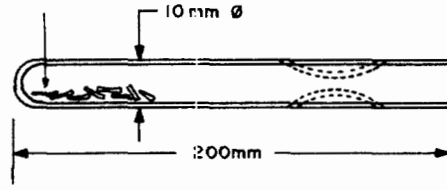


그림 5-4 가속기 질량분석용 시료조제법 (목재, 고순도의 이탄, 콜라겐)

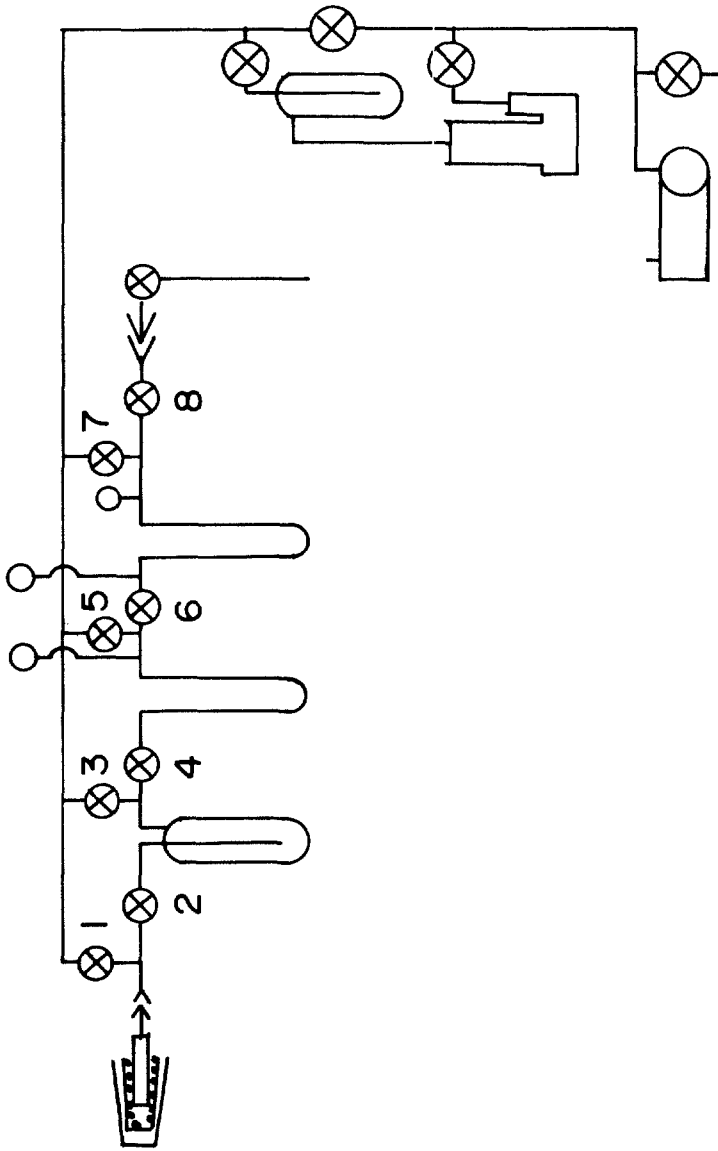


그림 5-5 가속기 질량분석용 시료조제법 ($\text{CaCO}_3 \rightarrow \text{CO}_2$)

(1) Sample 플라스크 B를 진공계에 접속하여, Sample 플라스크의 코크를 연다.

(2) 코크 1, 2를 닫은 상태에서, 반응관A 이외의 전 진공시스템을 diffusion pump와 oil rotaty pump 및 액체질소트랩을 통해 배기시켜 고진공으로 한다. 진공도는 진공계 (피라니 게이지)를 주사하여 10^{-3} torr가 될 때까지 배기시킨다.

@주 : 진공pump로 배기시킬 경우의 주의

진공pump에는 oil rotaty vacuum pump와 diffusion vacuum pump의 두 종류가 있다. 먼저 최초는 계내부의 공기가 1기압 가까이에 존재하기 때문에 diffusion pump를 통하지 않고, oil rotary pump만으로 배기시킨다. 만약 산소를 함유한 공기의 여러 기체가 고온작용하고 있는 oil diffusion pump를 통과시키면, pump만으로 피라니진공의 Range 2에서 중(中)정도를 가리킬 때까지 배기시키고 나서, oil rotary pump—diffusion pump를 직렬하여 배기시킨다.

(3) 휘발성 유기물을 제거한 시료 200—300mg(C로 약 20—30mg에 상당)을 반응관 A의 a부분에 넣는다.

(4) 반응관 A를 진공시스템에 접속하여 코크 3, 4, 5, 6, 7, 8을 잠그고, 코크 1을 조금씩 서서히 열고 (급격히 열면 시료가 날아가므로, 세심한 주의를 기울일 것), 먼저 oil rotary pump로 대략적인 배기를 시킨 후 다음에 diffusion pump+oil rotary pump로 배기시킨다.

(5) 코크 1을 잠그고, 코크 2, 4, 5,를 열어 diffusion pump+oil rotary pump로 배기를 계속한다. 피라니진공계가 충분히 고진공으로 되었음을 확인하여, 코크 2를 잠근다.

(6) 950℃에서 약 25분간 가열한다. 이 조작에 의해 CaCO_3 시료가 CO_2 로 변한다.

(7) 반응이 끝나기를 기다려 트랩C에 액체질소를 세트하고 코크 4, 5를 잠그고, 코크 2를 열어, 생성된 CO_2 를 트랩한다. 대부분의 CO_2 가 트랩되면, 액체질

소를 전부 부은 후 코크 3을 서서히 열어 모든 CO₂를 트랩C에 넣는다.

(8) 코크 2, 3을 잠그고 (코크 4, 5, 6이 잠겨 있는 것을 확인), 트랩D에 액체 질소를 세트하여, 트랩C의 액체질소를 “에틸알콜+액체질소”로 재빨리 교환한다.

@“에틸알콜+액체질소” : H₂O만을 트랩시키고, CO₂를 기화시키기 위해 사용한다. 이는 에틸알콜에 액체질소를 부어 넣어 에틸알콜의 온도를 -100℃로 한 것의 온도는 저온용 온도센서와 메타로 재고, 사용중에도 때때로 온도를 체크하여 액체질소를 첨가하고, 규정의 온도를 유지토록 한다.

(9) 코크 4를 열어, CO₂만을 트랩C에서 트랩D로 이동시킨다. 약 5분후, 코크 5를 열어 oil diffusion pump+oil rotary pump로 약 3분간 배기시켜, 피라니진 공계가 고진공을 나타냄을 확인한 후, 코크 4, 5를 잠근다.

(10) (코크 6, 7, 8이 잠겨 있음을 확인), 트랩E에 액체질소를 세트하고, 트랩D의 액체질소를 떼어 넘과 동시에, 트랩C의 “에틸알콜+액체질소”를 재빨리 트랩D에 세트한다. 코크 6을 열어 트랩D의 CO₂를 트랩E에 옮긴다.

(11) 거의 모든 CO₂가 트랩E에 옮겨지면, 피라니진공계의 바늘이 움직이지 않게 된다. 다음으로, 코크 7을 열어, oil diffusion pump+oil rotary pump로 배기시켜 고진공으로 만들어 코크 6, 7을 잠근다.

(12) (코크 6, 7, 8이 잠겨 있음을 확인), 트랩E의 액체질소를 떼어내어 CO₂를 기화시킨다. 기화된 CO₂가 실온과 같은 온도로 된 다음 압력계 Volt-meter를 읽어, 실온을 잰다.

(13) 샘플 플라스크B에 액체질소를 세트하여, 코크 8을 열고, CO₂를 샘플 플라스크에 옮긴 후, 코크 7을 열어 oil diffusion pump+oil rotary pump로 배기, 고진공으로 만든다.

(13) 샘플 플라스크B에 액체질소를 세트하여, 코크 8을 열고, CO₂를 샘플 플라스크에 옮긴 후, 코크 7을 열어 oil diffusion pump+oil rotary pump로 배기,

고진공으로 만든다.

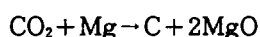
(14) 코크 7, 8 및 샘플 플라스크B의 코크를 닫고, 샘플 플라스크를 진공계에서 떼어낸다.

@CO₂의 收量계산 : (12)에서 읽은 Volt-meter의 값(Vv)과 실온 (T °K)에서 아래식으로 부터 계산한다.

$$C(\text{mg}) = 3,640 \times V / T$$

라. CO₂ → C(Amorphous) --- 그림 5-6

자료에서 조정한 정제된 CO₂는 열급속마그네슘 (Mg)로 환원시켜 비정질(Amorphous)의 C로 만든다.



(1) 시료에서 조정한 정제된 CO₂가 들어 있는 플라스크B를 그림 5-6의 진공계에 접속하여, 샘플플라스크의 코크 및 코크 2(2')를 잠그고, 3(3'), 4(4'), 5를 열어 배기시킨다. 피라니진공계를 보면서, 최초는 oil rotary pump만으로 어느 정도 진공이 좋아지면 diffusion pump + cil rotary pump로 배기시킨다.

(2) 한편, 사슬모양 금속 Mg 200mg을 스테레스보드에 올려, 스텐레스관 속에 넣어 환원관 (스테레스제 혹은 석영관) A(A')속에 세트시킨 다음 환원관의 두부B(B')를 붙여, 진공계 (그림 5-6)에 접속한다.

(3) 코크 3(3')을 잠그고, 최초는 oil rotary pump만으로 코크 2(2') 및 코크 1(1')을 열어 환원관을 배기한다. 피라니진공계를 보아 어느 정도 진공이 좋아지면 oil diffusion pump + oil rotary pump로 고진공이 될 때까지 배기시킨다.

(4) 고진공이 되었으면 코크3(3')을 열어, 다시 한번 피라니진공계로 진공도를 확인한 후, 코크 4(4') 및 코크 5를 잠근다. 코크 1, 2, 3(또는 코크 1', 2', 3')이 열려 있음을 확인하고, 스텐레스트랩C(또는 C')에 액체 질소를 세트한다. 다음에, 샘플 플라스크B(또는 B')의 코크를 열고, CO₂를 트랩C에 이동한 것을 확인한 다음, 액체질소를 전부 붓고 코크 4(또는 4')와 코크 5를 열어 oil

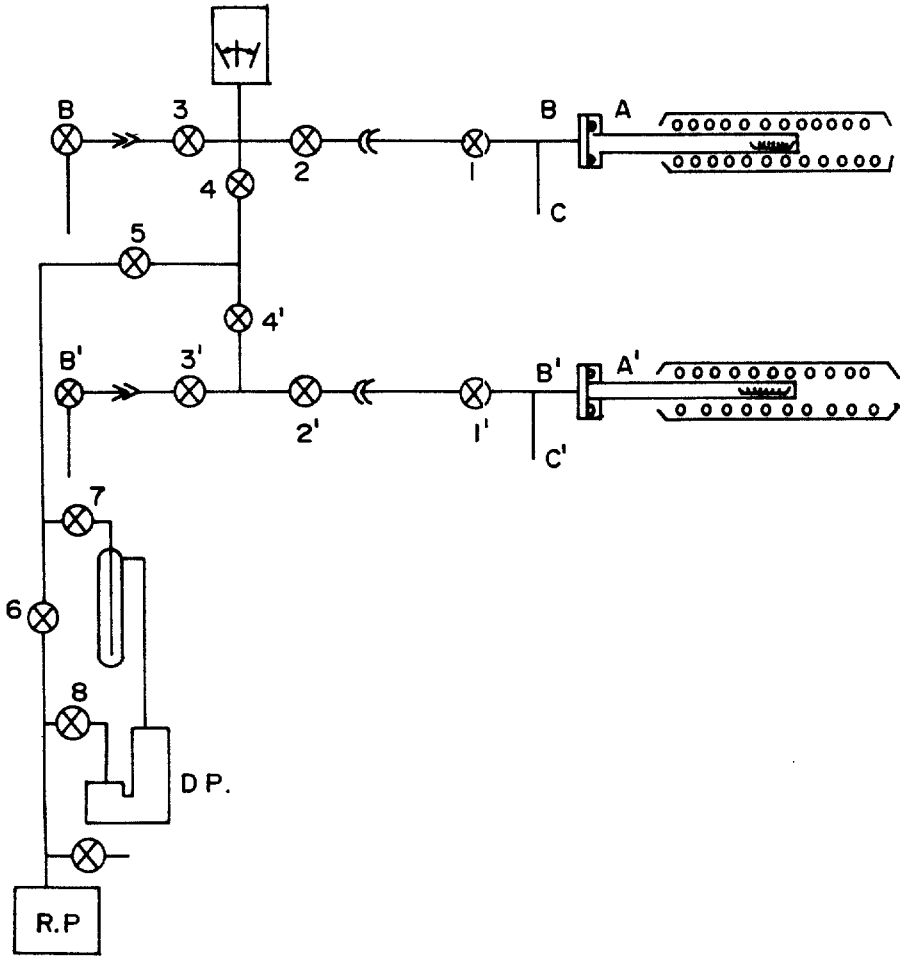


그림 5-6 가속기 질량분석용 시료조제법 (CO₂ → 원소태탄소)

diffusion pump+oil rotary pump로 배기시켜 고진공으로 만든다.

(5) 코크 1, 2, 3(또는 1', 2', 3'), 코크 5 및 샘플 플라스크의 코크를 잠그고, 트랩C의 액체질소를 제거하고, 환원관A(또는 A')과 샘플 플라스크를 진공계로 부터 떼어낸다.

(6) 환원관A의 꼬리 부분을 전기로 속에 세트하고, 전기로의 온도를 950℃로 올려 2시간30분 가열하여 CO₂를 비정질C로 환원시킨다.

(7) 환원관의 온도가 실온까지 내려감을 기다려, 스텐레스보드(혹은 석영보드)를 꺼내어 보드에 부착된 《Amorphous C+Mg+MgO》를 벗겨 비이커에 넣고, 6N-HCl로 산성화 시키고 water-bath 위에서 가열하여 Mg, MgO를 용해시킨다. 녹지않고 남은 비정질 C는 멤브레인 테프론 여과지 (Toyo 2.5micron)로 흡인 여과시켜, 물로 씻은 후 건조시킨다. 이 조정된 비정질C는 밀폐한 시료병에 넣어 desiccator속에 보관하고 가속기질량분석에 쓰이는 Sample target를 만든다.

마. 유기물(퇴적·토양유기물, 불순물을 포함한 이탄)

(a) Organic-C→CO₂ --- 그림 5-7

전처리하여 이차오염 유기물과 탄산염을 제거한 시료를 약 3배의 양(중량)의 산화코발트와 혼합하여, 석영보드 또는 석영시료관에 넣고, 다시 시료+산화코발트 혼합물의 표면을 덮도록 산화코발트를 첨가한다. 쓰이는 시료의 양은 탄소로써 20~30mg이 적당하다.

(1) 시료+산화코발트를 넣은 석영보드 또는 석영관을 그림 5-7의 석영연소관 A(또는 A')속에 넣어 진공계에 접속한다.

(2) 샘플 플라스크B를 진공계에 접속한다.

(3) 코크 1 및 2를 잠그고, 샘플 플라스크의 코크 및 다른 모든 코크를 열어, rotary pump(RP)만으로 배기시키고, 피라니진공계의 바늘이 Range2에 들어가는 진공이 얻어지면, RP+oil diffusion pump(DP)로 피라니진공계가 충분히 고진공을 가리키게 한다.

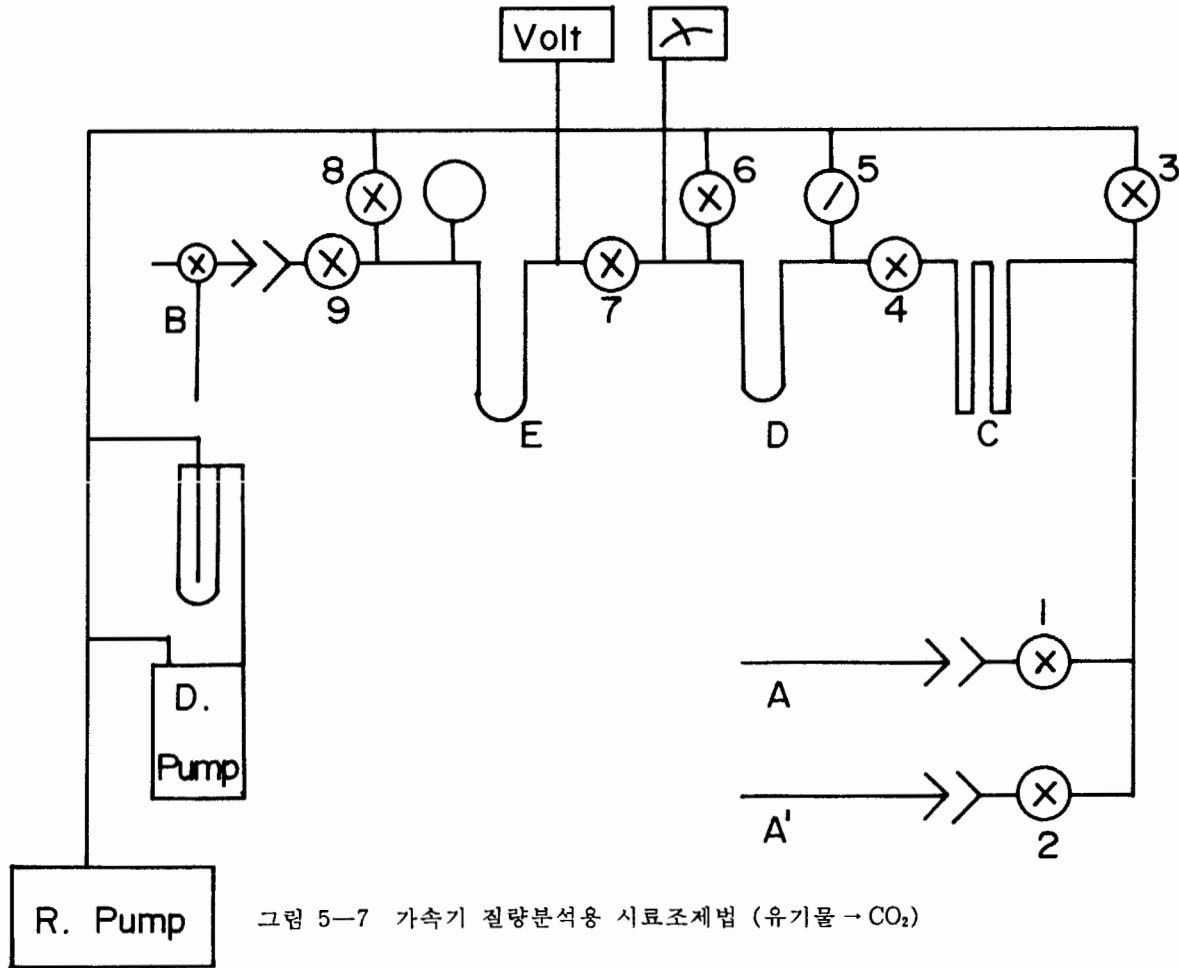


그림 5-7 가속기 질량분석용 시료조제법 (유기물 → CO₂)

(4) 코크 4, 5, 6, 7, 8, 9를 잠그고, 코크 3을 열어둔다. 시료가 들어 있는 연소관A(또는 A')을 배기하기 위해, 먼저 RP만으로 코크 1(또는 2)을 서서히 열어 배기시킨다.

@이 경우, 급격히 코크를 열면 《시료+산화코발트》 분말이 비산하여 진공계를 오염시키기 때문에, 세심한 주의를 기울이면서 코크를 조작할 것.

(5) 코크 4, 7, 8을 열고, 코크 3을 잠그고, 피라니진공계의 바늘이 Rang2의 중간 정도를 나타내는 진공이 되면 DP+RP로 다시 배기시켜 고진공으로 만든다. 코크 4, 7, 8을 잠그고, 코크3 및 4-9가 잠겨 있음을 확인한다. 연소관A(또는 A')에 전기로의 온도를 100-150℃에서 약 10분간 가열한다.

(6) 코크3을 잠그고 트랩C에 액체질소를 세트한 다음 전기로의 온도를 950℃까지 올린다. 950℃에서 15분간 가열하여 시료유기물을 완전히 CO₂로 바꾸어 트랩C에 고정시킨다.

(7) 트랩D에도 액체질소를 세트하여 코크4를 열고 1-2분 기다렸다가, RP만으로 바꾸어 코크6을 열어 배기시키면서 생성된 CO₂를 전부 C, D에 모은다. 피라니진공계의 바늘이 Range2에 들어가면, 코크1(또는 2)을 잠그고 DP+RP로 배기시키면서 고진공으로 만든다.

(8) 코크 6을 잠그고 트랩C의 액체질소를 재빨리 《에틸알콜+액체질소》로 치환함에 따라, 트랩C속의 CO₂만을 트랩D로 이동시킨다.

@에틸알콜+액체질소 : 수분을 트랩한 채 CO₂만을 기화시켜 이동시키기 위해 사용하는 한제로, 이것을 만드는 법은 (a)CaCO₃-CO₂의 (8)항 “주”를 참조.

(9) 약5분 후, 트랩D의 액체질소를 모두 붓고 코크9가 잠겨 있음을 확인한 다음, 코크 8, 7의 순으로 열고 DP+RP로 배기시켜 CO₂를 전부 트랩D에 모으고, 피라니진공계를 보면서 고진공으로 만든다.

(10) 진공이 좋아지면 코크 4, 7, 8을 잠그고 트랩E에도 액체질소를 세트한다. 트랩D의 액체질소를 떼어냄과 동시에 트랩C에 사용한 《에틸알콜+액체질소》를

트랩D의 CO₂는 트랩D로 이동한다. 약5분후 방치한 후, 피라니진공계를 보아 바늘이 고진공으로 움직이지 않으면, 트랩E의 액체질소를 전부 부어 넣은 다음 코크8을 열고 DP+RP로 배기시켜 고진공으로 만든다.

(11) 진공이 좋아지면 코크7, 8을 잠그고, 코크 9가 잠겨 있음을 확인한 후, 트랩E의 액체질소를 제거하여 CO₂를 가화시킨다. 기화된 CO₂가 실온으로 될때 까지 기다렸다가, 압력계의 Volt-meter를 읽고(Vv), 실온(T °K)을 잰다. 그리고 CO₂의 收量을 아래식에서 계산한다.

@收量의 계산식 :

$$C(\text{mg}) = 3,590 \times V / T$$

(12) 샘플 플라스크B에 액체질소를 세트하고, 코크9를 열어 CO₂를 샘플 플라스크에 고정한다. 약3분 방치한 다음, 샘플 플라스크의 액체질소를 부어 넣고 코크8을 열어 DP+RP로 고진공으로 만든 후 샘플 플라스크의 코크 및 코크9를 잠근다.

(13) 샘플 플라스크의 코크 및 코크9가 잠겨 있음을 확인한 다음, 샘플 플라스크를 진공계에서 떼어 내고, 다음의 비정질 C조정에 사용한다.

(b)CO₂→C(Amorphous) --- 그림 5-6

이 조작법에 관해서는 CaCO₃의 경우와 거의 같기 때문에 앞의 (b)항 및 그림 5-6를 참조할 것. 또한, 최후의 얻어진 비정질 C는 밀폐된 시료병에 넣어 Desiccator속에 보관하고, 가속기 질량분석에 쓰이는 Sample target작성에 사용한다.

4. ¹⁴C/¹³C비 측정용 Sample target의 제작

전항 3에서 조제된 비정질 C에 Ag분말을 섞어, 직경3mm, 두께 1.5-2mm의 펠릿을 만든다. 이를 위해서는, 비정질C(3-5mm가 적당)와 Ag분말을 중량비로 1:9의 비율로 혼합하여 Agate유발로 충분히 간 다음, 수동식 프레스를 이용하여 펠릿으로 만든다. 이상으로 방사성 연대 측정용 시료가 조제되어 직접 탄젠트 가

속기로 년대 측정을 실행 할 수 있다.

參 考 文 獻
References

参 考 文 献

- Axelrod, D. I., 1981 : Role of volcanism in climate and evolution. Geol. Soc.Amer., Special Paper 185, 59pp.
- Bate, R. L. and J.A. Jackson, 1980 : Glossary of Geology, 2nd Edition. American Geological Institute, Falls Church, Virginia, 751pp.
- Bloom, A. L., 1967 : Pleistocene shorelines:A new test of isostasy. Geol. Soc. Amer. Bull., 78, 1477—1494.
- Bloom, A. L., 1971 : Glacial eustatics and isostatic controls of sea level since the last glaciation. In:(Turekian, K.K. ed.) The late Cenozoic Glaciation, 355—379.
- Bloom, A. L. and Y. A. Park, 1985 : Holocene sea—level history and tectonic movements, Republic of Korea. 第四紀研究, 24, 77—84.
- Boyle, E. A. and L. D. Keigwin, 1982 : Deep circulation of the North Atlantic over the last 200,000 years;Geochemical evidence. Science, 218, 784—787.
- Bray, J. R., 1977 : Pleistocene volcanism and glacial initiation. Science, 197, 252—254.
- Broecker, W. S. and Donk, J. van, 1970 : Insolation changes, ice volumes, and the O^{18} record in deep—sea cores. Rev. Geophys. Spac. Phys., 8, 169—197.
- Broecker, W. S., D. L. Thurber, J. Goddard, T. L. Ku, R. K. Mathews, and K. J. Mesolella, 1968 : Milankovitch hypothesis supported by precise dating of coral reefs and deep—sea sediment. Science, 159, 297—300.
- Bryson, R. A. and A. M. Swain, 1981 : Holocene variations of Monsoon rain fall in Rajasthan. Quaternary Research, 16, 135—145.

- Chappel, J. and N. J. Shackleton, 1986 : Oxygen isotopes and sea level. *Nature*, 324, 137—140.
- Clark, J.A., Farrell, W.E. and Peltier, W.R., 1978 : Global changes in postglacial sea level : A numerical calculation. *Quaternary Research*, 9, 265—287.
- CLIMAP Project members, 1976 : The surface of the Ice—Age Earth. *Science*, 191, 1131—1137.
- CLIMAP Project members, 1981 : Seasonal reconstructions of the Earth's surface at the last glacial maximum. *Geol. Soc. America*, MC36 with text and one microfiche.
- Corliss, B. H., D. G. Martinson, and T. Keffer, 1986 : Late Quaternary deep—sea circulation. *Geol. Soc. of Amer. Bull.*, 97, 1106—1121.
- Denton, G. H. and W. Karlen, 1977 : Holocene glacial and tree—line variations in the White River Valley and Skolai Pass, Alaska and Yukon territory. *Quaternary Research*, 7, 63—111.
- Emiliani, C., 1955 : Pleistocene temperatures. *Jour. Geology*, 63, 538—578.
- Emiliani, C., 1971 : The amplitude of Pleistocene climatic cycles at low latitudes and the isotopic composition of glacial ice. p.183—197.
In : *The Late Cenozoic Glacial Ages*, ed. by K. K. Turekian, Yale Univ. Press, New Haven.
- Emiliani, C., 1978 : The cause of the Ice Ages. *Earth and Planet. Sci. Lett.*, 37, 349—354.
- Etkins, R. and E. S. Epstein, 1982 : The rise of global mean sea level as an indication of climate change. *Science*, 215, 287—289.
- Flohn, H., 1979 : On time scales and causes of abrupt paleoclimatic events. *Quaternary Research*, 12, 135—149.

- 藤井 昭二・藤則 雄 (1982) : 北陸における後氷期以降の海水準變動. 第四紀研究 21, 183—193.
- 藤井 昭二・成瀬 洋 (1982) : 最終氷期以降以後の海水準變動とそれをめぐる諸問題 — 総合討論 —. 第四紀研究, 21, 283—287.
- Gates, W. L. 1976 : Modeling the Ice—Age climate. *Science* 191, 1138—114.
- Geer, G.de, 1912 : A geochronology of the last 12,000 years. *Compt. Rendu XI Congr. geol. intr'n'l. Stockholm, 1910*, 241—253.
- Geng, X., M. Fu, P. Li, and X. Xiu (1987) : Quaternary sea—level changes and shoreline migrations in the Peoples Republic of China. p. 94—101.
In : *Inventory of Quaternary Shorelines*, ed y T. Yoshikawa, Nodai Res. Ins., Tokyo Univ. Agriculture, Tokyo.
- Gornitz, V., S. Lebedeff, and J. Hansen, 1982 : Global sea level trend in the past century. *Science*, 215, 1611—1614.
- Habicht, J. K. A., 1979 : Paleoclimate, paleomagnetism, and continental drift. AAPG, No. 9, 31p.
- Hansen, J., D. Johnson, A. Lacis, S. Lebedeff, P. Lee, D. Rind and G. Russel, 1981 : Climate impact of increasing atmospheric carbon dioxide. *Science*, 213, 957—966.
- Hays, J. D., J. Imbrie, and N. J. Shackleton, 1976 : Variations in the Earth' orbit : Pacemaker of the Ice Ages. *Science*, 194, 1121—1132.
- Heathershaw, A. D. and F. D. Hammond (1980) : Secondary circulation near sand banks and in coastal embayments. *Deut. hydrogr. Z.*, 33, 135—151.
- Herbert, T. D., and A. G. Fischer, 1986 : Milankovitch climatic origin of mid—Cretaceous black shale rhythms in central Italy. *Nature*, 321, 739—743.
- 本座 榮一 (1977) : 琉球島孤周邊廣域海底地質圖, 地質調査所, 海洋地質圖 7.

- Kutzbach, J. E., 1976 : The nature and climate and climatic variations. *Quaternary Research*, 6, 471—480.
- Machida, H., 1981 : Tephrochronology and Quaternary studies in Japan, P. 161—191, In : *Tephra Studies*, ed. by S. Self and R. S. J. Sparks, D. Reidel Publ. Com.
- Manabe, Y., and D. G. Hahn, 1977 : Simulation of the tropical climate of an Ice Age. *JGR*, 82, 3889—3911.
- Mesolella, K. J., R. K. Matthews, W. S. Broecker and D. L. Thurber, 1969 : The astronomical theory of climatic change : Barbados data. *Jour. Geol.*, 77, 250—274.
- 南 明(1979) : 山陰・對馬沖の堆積盆地の分布と性格. *石油技術協會誌*, 44, 321—328.
- Moore, T. C. Jr., L. H. Burckle, K. Geitzenauer, B. Luz, A. MolinaCruz, J. H. Robertson, H. Sachs, C. Sancetta, J. Thiede, P. Thompson, and C. Wencam, 1980 : The reconstruction of the sea surface temperatures in the Pacific Ocean of 18,000 B.P., *Marine Micropaleontology*, 5, 215—247.
- Morner, N. A., Sea levels. In : R. Gardner and H. Scoging, eds, *Mega—Geomorphology*, Oxford Univ. Press, 73—91.
- 中田 正夫・井田 喜明 (1979):海面變動と地球のレオロジー. *月刊地球* 1, 829—836.
- 野上道男(1973) : 永河の消長と箕侯變化. *地理*, 18, No.3, 19—28.
- 岡本 和夫・本座 榮一 (1978):GH 77—2 調査航海で日本海南西部から採取された *Amusiopecten* を含む “鮮新世” 貝化石群. *地質學雜誌*, 84, 625—628.
- 大嶋 和雄 (1982):最終氷期の最低位海水準について. *第四紀研究*, 21, 211—222.
- 大嶋 和雄・井上 英二・小野 寺公兒・湯賤 泰人・黒田 敬 (1982):對馬五島周邊海域

- の堆積物. 地質調査所月報, 33, 321—350.
- Pollard, D., 1982 : A simple ice sheet model yields realistic 100kyr glacial cycles. Nature, 296, 334—338.
- Porter, S. C., 1981 : Recent glacier variations and volcanic eruptions. Nature, 291, 139—141.
- Rampino, M. R., S. Self, and W. F. Fairbridge, 1979 : Can rapid climatic change cause volcanic eruptions?. Science 206, 826—829.
- Revelle, R., 1982 : Carbon dioxide and world climate. Scientific American, 247, 33—41.
- Sears, M., 1967 : Progress in Oceanography, vol. 4, Pergamon Press, 344pp.
- Shackleton, N.J. and Opdyke, N.D., 1973 : Oxygen isotope and paleomagnetic stratigraphy of equatorial Pacific core V28—238 : Oxygen isotope temperature and ice volume on a 10^5 year and 10^6 year scale. Quaternary Research, 3, 39—55.
- Shackleton, N.J. and Opdyke, N.D., 1976 : Oxygen— isotope and paleomagnetic stratigraphy of Pacific core V28—239, late Pliocene to latest Pleistocene. Geol.Soc. Amer.Mem., 145, 449—464.
- Shimoyama, S. and T. Shuto, 1978 : Quaternary molluscan fossil assemblages from Arato, Fukuoka City. Sci. Rep. Dept. Geol., Kyushu Univ., 13, 47—49.
- Shukla, J., Y. Mintz, 1982 : Influence of land—surface evapotranspiration on the Earth's climate. Science, 215, 1498—1501.
- 朱 永其·李 承伊·曾 成開·李 伯根 (1979):開干東海大陸架晚更新世最低海面. 科學通報, 1979, 317—320.
- Takayanagi, Y., 1977 : Quaternary paleoenvironment. Marine Science Monthly, Tokyo, 9, 7—13.

- Thompson, P. R., T. E. Mosley, W. Dansgaard and P. M. Grootes, 1986 : The little Ice Age as recorded in the stratigraphy of the tropical Quelccaya Ice Cap. *Science*, 243, 361—364.
- Williams, J., 1978 : A brief comparison of model simulations of glacial period maximum atmospheric circulation. *Palaeogeogr. Palaeoclim. Palaeoecol.*, 25, 191—198.
- Winograd, I. J., B. J. Szabo, T. B. Coplen, and A. C. Riggs, 1988 : A 250,000—year climatic record from Great basin vein calcite : Implications for Milankovitch theory, *Science*, 242, 1275—1280.
- 王 靖泰・汪 品光 (1980): 中國東部晚更新世以來海面昇陸如氣候變化的關係・地利學報, 35, 299—311.
- 柳田 誠・貝塚 爾平 (1982): 渤海・黃海・東海の最終間氷期以後の海面變化に関する最近の中國における研究. 第四紀研究, 21, 115—122.
- Youn. O. K., B. K. Park and S. J. Han(1977) : Geomorphological evidences of post—glacial sea—level changes in Korea. *J. Geol. Soc. Korea*, 13, 15—22.
- 米倉 伸之・米倉 引子 (1982): 中國東部の晚期更新世以來の海面昇陸と氣候變化の關係・第四紀研究, 21, 101—114.
- Wallcott, R.I., 1972 : Past sea levels, eustasy and deformation of the earth. *Quaternary Research*, 2, 1—14.
- Zagwijn, W.H., 1975 : Variations in climate as shown by pollen analysis, especially in the Lower Pleistocene of Europe. In : (Wright, A.E. and Moseley, F. eds.) *Ice Ages : Ancient and modern*. Seel House Press, 137—152.

