

심해 퇴적물 고기후 지시자를  
이용한 북태평양순환류 변동성 연구  
(Variability of the North Pacific Gyre  
recorded in deep sea sediments)

2016. 2.

한국해양과학기술원



# 제 출 문

한국해양과학기술원장 귀하

본 보고서를 “심해퇴적물 고기후 지시자를 이용한 북태평양순환류 변동성 연구” 사업의 최종보고서로 제출합니다.

2016년 2월

연구수행기관 : 한국해양과학기술원

연구책임자 : 형기성

참여연구원 : 유찬민, 주세종, 김원년, 서인아, 박영규, 김영호,  
권민호, Badejo, 신지영, 이유리, 정탄금, 김예나, 최아라, 이강진



# 요 약 문

## I. 제 목

해퇴적물 고기후 지시자를 이용한 북태평양순환류 변동성 연구

## II. 연구목표 및 개요

### 1. 연구목표

- 빙하기/간빙기 주기에 따른 북태평양 순환류 변동성 규명
  - 적도해역 및 북태평양해류역 고해양환경복원
  - 적도해역-북태평양해류 상호 연관성 규명
  - PMIP3 자료와 북태평양 순환모형을 이용한 빙하기 동안 기후변동성 이해

### 2. 연구기간

2013. 1. 1 ~ 2015. 12. 31

## III. 내용 및 결과

북태평양순환류(North Pacific Gyre)는 대양의 해류 시스템 중 가장 넓은 영역을 차지하며, 해류의 물리적 순환 및 대기/생태계와의 상호 작용을 통해 지구 전체의 기후와 한반도 근해의 해양환경에 영향을 미친다. 특히 북태평양순환류 시스템의 서안경계류인 쿠로시오 해류는 한반도 근해의 해양환경에 직접적 영향을 미친다. 북태평양순환류는 전지구적 기후변화에 따른 적도태평양 동-서간의 온도구배 변화와 오야시오한류와 쿠로시오난류의 상대적 강도변화에 따라 그 크기와 강도가 변화한다. 본 연구는 고기후 프록시 자료와 고기후모델 결과를 비교 분석함으로써 북태평양순환류의 과거 장주기 변화를 규명하고, 미래 기후변화에 따른 북태평양순환류의 단/장기 변동의 예측도를 높이는 것이 목표이다. 세부 연구 내용은 북태평양순환류 해역에서 채취한 퇴적물을 이용하여 수온, 생산성 변화 등을 지시하는 고기후 프록시 자료를 분석하는 것과 고기후 모델 결과 비교 프로젝트인 Paleoclimate Modeling Intercomparison Project Phase 3 결과를 프록시 자료와 비교 분석하여 과거 기후변화에 따른 북태평양 순환특성을 파악하는 것을 포함한다.

이번 연구에서는 해양과학기술원이 수행하는 대양관련 사업의 이동향해 구

간을 활용하여 총 3회에 걸쳐 실패역 탐사를 수행하였으며, 서태평양 워폴지역과 쿠로시오 확장역에 위치한 6개 정점에서 멀티플코아 6개와 피스톤 코아 12개 시료를 확보하여 연구에 활용하였다. 또한 적도해역과 쿠로시오 확장역의 기후 연관성 규명을 위해 기 확보된 동태평양과 중앙태평양의 시료도 같이 활용하였다.

태평양 심해퇴적물의 퇴적연대를 확립하고자 북태평양순환류 남쪽 경계인 적도지역 동서 방향으로 채취한 5개의 퇴적물 주상시료와 북쪽 경계인 샤스키라이즈에서 채취한 1개의 주상시료를 대상으로 고지자기 및 암석자기 연구를 수행하였다. 각각의 시료에 기록된 과거 지구자기장의 안정성, 퇴적물 차이 및 퇴적물 공급지의 변화 등으로 인해 지구자기장의 역전기록, 지자기 회유현상, 지자기 강도변화, 대자율을 이용하여 최적의 고지자기학적 연대측정 방법 및 결과를 도출하였다. 오래된 시료의 경우, 역전기록과 Be 동위원소를 이용하였으며, 최대 13,400 ka의 연령을 확인하였다. 중앙적도태평양 시료는 주로 역전기록과 지자기 회유를 이용하여 퇴적연대를 결정하였으며, 시료의 퇴적시기를 고려하여 지자기 강도변화와 대자율 변화 양상을 비교하여 퇴적 연대를 추정하였다. 지구자기장의 변화 기록은 전 지구적인 현상이기 때문에, 본 연구를 통해 획득/제시된 자료는 인근 지역에서 획득되는 퇴적물 주상코어의 연대 결정 및 층서대비의 기준으로 활용될 수 있다.

쿠로시오 확장역인 NPGM/P1302-1B 주상시료의 유공충 종조성 분석결과 총 12속 36종이 산출되었다. 천이대의 해양환경을 지시하는 *N. incompta*, *N. dutertrei*는 LGM 이후 급격하게 증가하여 현재까지 서서히 감소하는 패턴을 보인 반면, 온난종인 *G. ruber*, *G. sacculifer*의 경우 홀로세 이후 급격하게 증가하였다. 현생 부유성 유공충의 종조성 연구와 비교한 결과, LGM은 아한대, 초·중기 홀로세는 아열대의 환경을, 현재는 천이대 내지 아열대 환경에 가까운 종조성을 보였다. 이는 LGM 이후 초·중기 홀로세까지 쿠로시오-오야시오 프론트가 점차 북상함에 따라 연구해역이 점차 난수역의 영향을 더 크게 받다가 이후 쿠로시오-오야시오 프론트가 남하함에 따라 한수역의 영향을 받은 것으로 판단된다.

난수역 동쪽경계부인 MC 090301 주상시료의 유공충 종조성 분석결과는 총 12속 34종이 산출하였다. LGM 이후 생산성을 지시하는 *G. bulloides*, *G. glutinata*와 같은 종들이 늘어나서 번성하며, 홀로세 이후 급격하게 감소하고 오히려 열대-아열대종이 급격하게 증가하였다. 이는 연구 해역이 홀로세 이후 난수역의 영향을 더욱 크게 받았음을 지시한다. 또한, 현생 부유성 유공충 종조성 연구와 비교해 보았을 때, LGM에서 홀로세 전까지는 비교적 차갑고 용승이 활발한 동태평양 적도해역의 성격을 보이다 홀로세에 들어서면서 따뜻하고

생산성이 낮은 난수역 중앙부의 성격을 보인다.

부유성 유공충 종조성을 이용한 상대적인 고수온 복원 결과, 쿠로시오 확장역에서는 중기홀로세 이후 현재까지 온도가 서서히 감소하는 반면, 서태평양 난수역에서는 수온이 지속적으로 증가하는 패턴을 보였다. 이는 쿠로시오 확장역은 북반구의 일사량을 반영하는 반면, 서태평양 난수역은 전 지구적인 수온 상승의 영향을 받은 것으로 보인다. 또한, 쿠로시오 확장역이 Bølling-Allerød, 영거드라이아스, 초·중기 홀로세와 같은 북반구의 차별적인 온도 상승과 하강의 패턴을 잘 반영하는 반면, 서태평양 난수역에서는 같은 북반구임에도 불구하고 쿠로시오 확장역과 반대되는 패턴을 보인다. 이는 적도수렴대의 북상과 남하 또는 무역풍의 강화와 약화에 따른 난수역의 확장과 축소에 따른 수온변화로 판단된다.

필리핀 해에서 획득한 퇴적물 주상시료 PC 631(12° 30' N, 134° 60' E, 3728 m depth)의 방사성동위원소( $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ ,  $\epsilon_{\text{Nd}}$ ) 조성과 점토광물 조성을 이용하여 지난 60만 년 간 북서태평양에 퇴적된 풍성기원 입자의 운반 기작을 연구하였다. 그 결과, 이 지역 풍성기원입자는 아시아 대륙(70%)과 주변의 화산호(30%)가 퇴적물의 공급원인 것으로 나타났으며, 중앙아시아의 타클라마칸 사막 기원 입자의 유입이 우세한 것으로 해석되었다. 본 연구 결과는 동아시아 인근 풍성기원 퇴적물이 대개 봄철 발생하는 황사 입자로부터 기원한다는 기존의 해석들에 상반된다.

중기플라이스토세 전환기(Mid-Pleistocene Transition, 1.1~0.8 백만 년 전) 동안 나타난 적도중앙태평양의 해양 및 대기 순환 변화를 통하여 해당 시기 대서양과 태평양 적도 해역 냉각사건의 원인에 대하여 고찰하였다. 적도중앙태평양의 마젤란 해저고원에서 획득한 주상시료 내 풍성기원 입자의 기원지는 0.8 백만 년을 경계로 남반구에서 북반구로 바뀌었으며, 이후 생물 기원 입자의 퇴적물과 부유성 유공충의 산소동위원소비가 급격히 감소한다. 이는 현재 북적도 반류와 적도수렴대의 영향을 받는 현재의 해양환경이 0.8백만 년 이후에 형성되었으며 그러한 변화가 적도수렴대와 북적도 반류의 남하에 수반되었음을 시사한다. 연구 해역 내 풍성 기원 퇴적물의 기원지가 남반구였을 0.8백만 년 이전에는 적도수렴대가 연구 지역보다 북쪽에 위치하였고, 연구 해역은 남동무역풍의 영향을 받아 생산성이 비교적 높았을 것으로 여겨진다. 1.1~0.8 백만 년 전 대서양과 태평양에서 나타난 적도해역의 냉각은, 해당 시기 남동무역풍이 북동무역풍보다 상대적으로 강화되고 적도 용승이 활발해진 영향을 받았을 것으로 보인다. 중기플라이스토세 전환기 이후 북반구 고위도에서 한랭화가 급격히 진행되고 대륙 빙하가 크게 성장하여 북반구의 대기순환이 강해지고, 북동무역풍이 강해진 것으로 해석할 수 있다.

마지막 해빙기 동안 적도중양태평양 마젤란 해저고원의 퇴적물 시료를 이용, 혼합층, 상부수온약층, 하부수온약층에 각각 서식하는 부유성 유공충 3종 (*Globigerinoides sacculifer*, *Pulleniatina obliquiloculata*, *Globorotalia tumida*)의 골격 내 안정산소동위원소비( $\delta^{18}O$ ) 및 Mg/Ca비를 통해 수온과 수층구조 변화를 추적하였다. 이 지역 표층 및 하부수온약층의 수온은 마지막 빙하기 이후 꾸준히 2—3° C 가량 증가하였으나 상부수온약층의 수온은 해빙기(18—12천 년 전) 동안 4° C 가량 급격히 상승하였다가 다시 2° C 가량 하강하였다. *P. obliquiloculata* 골격의  $\delta^{18}O$ 값 역시 해빙기에 급격히 감소하여 표층종인 *G. sacculifer*와 매우 유사한 값을 나타낸다. 현재 연구 해역은 적도수렴대와 북적도반류의 영향을 받고 있어 성층화가 매우 강하고 바람이 약한 해양환경에 놓여 있는데, 마지막 해빙기에는 상부수온약층과 혼합층의 성층화가 약화되어 *G. sacculifer*와 *P. obliquiloculata*의 서식 깊이가 분리되지 않은 결과로 해석된다. 이러한 변화는 해빙기에 남반구의 온난화가 빨리 진행되고 북반구의 차별적 냉각 사건들이 발생하면서 북동무역풍이 강화되고 적도수렴대가 연구해역보다 남쪽에 위치하게 되면서 발생하였을 것으로 여겨진다. 북반구가 남반구에 비해 대기 순환이 강해지면 적도수렴대와 북적도반류는 연구 해역의 남쪽으로 이동하고, 북동무역풍의 영향을 받게 되면서 표층수의 혼합이 활발해져 성층화가 약화될 수 있다. 해빙기 부유성 유공충의 군집조성이 북동무역풍의 영향이 강한 북적도해류역의 구성과 유사해지는 현상 역시 이러한 해석을 뒷받침한다.

PMIP3 고기후모형결과를 이용하여 북태평양의 마지막 빙하기, 중기홀로세 시기 북태평양순환을 연구하였다. 지난 마지막 빙하기 시기 동안 모형결과는 고기후 자료나 이전 모델링 결과들과 유사하게 바람의 변화에 의해 북태평양 아열대 순환이 강화되고 남하한 것으로 나타났으며, 이 시기 아한대순환 역시 바람의 영향으로 강화되었던 것으로 나타났다. 하지만 중심의 위치는 일관된 변화경향을 보이지 않았다. 한편, ENSO와 PDO의 관계는 현재기후에 비하여 감소한 것으로 구현되었다. 수온변화의 경우, 저위도해역에서는 빙하기 이후 수온이 꾸준히 상승했지만, 고위도 지역에서는 중기홀로세시기에 최대가 된 후 하강하였으며, 프록시 기록에서 복원된 것처럼 고위도 해역과 저위도 해역의 수온 상승 경향이 다르게 나타났다.

중기 홀로세 시기는 ENSO와 PDO의 관계가 현재기후에 비하여 증가하였으며, 평균 알류산 저기압은 현재 기후에 비하여 남하하고, ENSO 패턴은 서쪽으로 확장되는 결과를 보였다. 적도 지역의 경우, 동서 평균 SST 경도가 감소하여 ENSO의 강도는 줄어든 것으로 분석되었다. 이 시기 서쪽으로 확장된 엘니뇨 패턴은 중위도 원격상관의 강도를 증가시켜 ENSO와 PDO의 관계를 증가시킨 것으로 해석할 수 있다.



GFDL 기후모델을 이용하여 중기 홀로세와 지난 빙하기 고기후 모델을 수립하였다. 중기 홀로세 때, 전반적으로 수온이 상승하고 쿠로시오와 오야시오의 순환이 약화되었으며, 적도 해역에서 강수량의 감소는 기존의 알려진 프록시 자료와는 배치되는 결과로 나타났다. 지난 빙하기 시기는 전반적으로 수온이 하강하나 적도 해역에서 수온의 동서차가 커졌다. 쿠로시오의 이안점에서 수온의 하강이 두드러지며 이는 쿠로시오 순환의 변화와 상관성이 있는 것으로 해석된다.

BLING을 적용하여 해양생지화학 과정을 모의하였다. 계산량이 크지 않음에도 인산염이 관측에 가깝게 모의되었으며 엘니뇨와 엽록소 농도와의 상관도 또한 현실에 가깝게 모의되었다. 다만 엘니뇨의 소멸이 다소 지연되어 재현되었다.

# 목 차

요 약 문 .....	i
목 차 .....	vi
표 목 차 .....	x
그림목차 .....	xi
<b>제 1 장 서론 .....</b>	<b>1</b>
<b>제 2 장 탐사개요 .....</b>	<b>5</b>
2.1. 탐사지역 .....	7
2.2. 탐사장비 .....	9
2.3. 탐사내용 .....	11
2.3.1. 2013년 NPG 탐사 .....	11
2.3.2. 2014년 NPG 탐사 .....	11
<b>제 3 장 고지자기 및 암석자기 특성 .....</b>	<b>13</b>
3.1. 초록 .....	15
3.2. 서론 .....	15
3.3. 시료 및 연구방법 .....	17
3.4. 결과 및 토의 .....	19
3.4.1. 지자기 역전(geomagnetic reversal)을 이용한 연대측정 .....	19
3.4.2. 지자기 회유(geomagnetic excursion)를 이용한 연대측정 .....	23
3.4.3. 지자기 강도(paleomagnetic intensity)를 이용한 연대측정 .....	25
3.4.4. 대자율(magnetic susceptibility)을 이용한 연대측정 .....	26
3.5. 결론 .....	27
3.6. 참고문헌 .....	28
<b>제 4 장 유공충 종조성 .....</b>	<b>33</b>
4.1. 서론 .....	35
4.2. 연구지역 .....	36
4.2.1. 쿠로시오 확장역 .....	37
4.2.2. 중앙태평양 적도해역 .....	39
4.3. 연구방법 .....	39
4.3.1. 시료채취 및 처리 .....	39

4.3.2. 유공층 균집해석 .....	40
4.3.3. 탄산염 용해지수 분석 .....	40
4.3.4. 표층 수온 복원 .....	42
4.3.5. 14C 연대측정 .....	45
4.4. 결과 .....	45
4.4.1. 14C 연대 측정 결과 .....	45
4.4.2. 부유성 유공층 균집 .....	47
4.4.2.1. 쿠로시오 확장역 .....	49
4.4.2.2. 중앙태평양 적도해역 .....	53
4.4.3. 탄산염의 용해가 종조성 변화에 미치는 영향성 .....	56
4.5. 토의 .....	60
4.5.1. 표층 수온 변화 .....	60
4.5.1.1. 장주기 온도변화 .....	60
4.5.1.2. 단주기 온도변화 .....	61
4.6. 결론 .....	65
4.7. 참고문헌 .....	66
<b>제 5 장 필리핀해 황사 퇴적 기록 .....</b>	<b>77</b>
5.1. 국문 요약 .....	79
5.2. Abstract .....	79
5.3. Introduction .....	80
5.4. Materials and Methods .....	83
5.5. Results .....	86
5.6. Discussion .....	88
5.7. Conclusions .....	96
5.8. References .....	96
<b>제 6 장 중기플라이스토세 전환기 동안 적도수렴대의 위치변화에 따른 적도중앙태평양의 대기 및 해양순환 변화 연구 .....</b>	<b>107</b>
6.1. 국문요약 .....	109
6.2. Abstract .....	109
6.3. Introduction .....	110
6.4. Study Site and Analytical Methods .....	113
6.5. Results .....	115
6.6. Discussion .....	117
6.7. Conclusions .....	122

6.8. References .....	123
<b>제 7 장 마지막 해빙기 동안 중앙적도태평양의 해양학적 진화 .....</b>	<b>131</b>
7.1. 국문요약 .....	133
7.2. Abstract .....	133
7.3. Introduction .....	134
7.4. Study Site and Analytical Methods .....	136
7.5. Results .....	138
7.6. Discussion .....	139
7.7. Conclusions .....	147
7.8. References .....	148
<b>제 8 장 Multi-proxy를 이용한 초기-중기 플라이스토세 중앙 적도태평양 생 물 생산성과 해양 환경변화 연구 .....</b>	<b>157</b>
8.1. 국문요약 .....	159
8.2. Abstract .....	159
8.3. Introduction .....	160
8.4. Geochemical background of proxies .....	162
8.5. Geographical and geological settings .....	165
8.6. Materials and methods .....	166
8.7. Results and Discussion .....	168
8.7.1. CaCO <sub>3</sub> and biogenic silica as a proxy for lysocline fluctuation .....	168
8.7.2. Stable carbon isotope ( $\delta^{13}\text{C}$ ) and oxygen isotope ( $\delta^{18}\text{O}$ ) of foraminifera .....	171
8.7.3. Lipid biomarker: phytoplankton productivity and community structure reconstruction .....	173
8.7.4. High latitude influence on oceanography of the equatorial Pacific .....	177
8.8. Conclusions .....	180
8.9. References .....	188
<b>제 9 장 고기후모형이 재현한 과거 북태평양 순환과 온도 .....</b>	<b>199</b>
9.1. 개요 .....	201
9.2. 자료 및 분석 방법 .....	201
9.3. 결과 .....	202
9.3.1. 현재기후에서의 북태평양 순환 .....	202
9.3.2. 마지막 빙하기 동안 북태평양 순환 변화 .....	203
9.3.3. 마지막 빙하기 동안 쿠로시오 확장역의 변화 .....	208

9.3.4. 중기 홀로세 동안 북태평양의 순환과 표층 수온 .....	209
9.4. 참고문헌 .....	214
<b>제 10 장 고기후모형(PMIP3)에서 나타나는 열대-중위도 상호작용 .....</b>	<b>215</b>
10.1. 서론 .....	217
10.2. 결과 .....	218
10.3. 요약 .....	233
<b>제 11 장 KIOST 고기후 모델링 .....</b>	<b>235</b>
11.1. 개요 .....	237
11.2. 고기후 모델 수립 .....	237
11.3. 결과 .....	240
11.4. 참고문헌 .....	249

## 표 목 차

Table 2-1. NPG-13, -14 탐사항해 일정표 (Time table for NPG 13 and 14 cruises) .....	7
Table 2-2. NPG1301-1 주상시료 채취정점 위치, 심도 및 주상시료 길이 .....	11
Table 2-3. NPG1302-1 주상시료 채취정점 위치, 심도 및 주상시료 길이 .....	12
Table 2-4. NPG1401-1 주상시료 채취정점 위치, 심도 및 주상시료 길이 .....	12
Table 3-1. Sample locations and recovered sediment core lengths for paleomagnetic and rock-magnetic measurements .....	17
Table 3-2. Summary of paleomagnetic age estimation .....	28
Table 4-1. Details of core samples collected in Kuroshio Extension area and Central Equatorial Pacific area. ....	38
Table 4-2. Several indices estimating degree of calcium carbonate dissolution of planktic foraminifera. ....	44
Table 4-3. 14C ages of the study cores determined from multispecies planktic foraminifera samples. ....	46
Table 4-4. List of planktic foraminifera obtained from NPGM/P1302-1B and MC090301. Foraminifera species of each core are listed in the order of abundances. Species more than 4% are recognized as dominant foraminifera species. ....	48
Table 9-1. 모형 수평 격자 .....	202
Table 9-2. 아열대 순환의 크기와 중심의 위치 .....	204
Table 9-3. 아한대 순환의 크기와 중심의 위치 .....	208
Table 11-1. 고기후 모의를 위한 수치모델과 온실가스, 천문 상수 그리고 해수 염분값 ...	238

## 그 립 목 차

Fig. 1-1. 북태평양 순환류의 구성요소와 영역 및 강도변화 요인 .....	4
Fig. 2-1. NPG 13-01 탐사 항적도 .....	8
Fig. 2-2. NPG 13-02 탐사 항적도 .....	8
Fig. 2-3. NPG 14-01 시료확보 위치(빨강색)와 기확보 시료 위치 (흰색) .....	9
Fig. 3-1. Sediment core locations recovered by a piston corer. ....	18
Fig. 3-2. Down core variation of paleomagnetic directions in NPGP1301-3A and correlation with the reference geomagnetic polarity time scale (GPTS). ....	20
Fig. 3-3. Down core variation of paleomagnetic directions in PC932. ....	21
Fig. 3-4. Down core variation of paleomagnetic directions in PC120201. ....	22
Fig. 3-5. Ages and sedimentation rates of PC120201 determined based on $^{10}\text{Be}/^{9}\text{Be}$ and reversal patterns of geomagnetic field. ....	23
Fig. 3-6. Down core variation of the characteristic remanent magnetization (ChRM) directions (declination and inclination) in PC931 showing distinctive directional strays at four horizons. ....	24
Fig. 3-7. Graphic correlation of measured $\delta^{18}\text{O}$ (4 cm interval) to the LR04 global $\delta^{18}\text{O}$ stack (Lisiecki and Raymo, 2005). ....	24
Fig. 3-8. Relative geomagnetic intensities of NPGP1301-1A (lower panel) and correlation with the reference intensity record (Sint-800: Guyodo and Valet, 1999). ....	25
Fig. 3-9. Relative geomagnetic intensities of NPGP1301-3A (lower panel) and correlation with the reference intensity record (Sint-2000: Valet et al., 2005). ...	26
Fig. 3-10. Correlation of magnetic susceptibility (SI) between NPGP1302-1B and well-dated ODP 1209B (Bordiga et al., 2014). Orange bars: volcanic tephra input (Yamamoto et al., 2007). ....	27
Fig. 4-1. Localities of two cores (NPGM/P 1302-1B, MC 090301) and major surface currents affecting environmental conditions in the sampling areas. Arrows indicate direction of the surface currents. (A) Detail of core (NPGM/P 1302-1B) locality with two major surface currents (Oyashio Current and Kuroshio Current), (B) Detail of core (MC 090301) locality with major surface currents (NEC, North Equatorial Current; ECC, Equatorial Counter Current; SEC, South Equatorial Current; NECC, North Equatorial Counter Current) [Modified from Ohkushi et al.(2000) and Wang(1998)]. ...	37
Fig. 4-2. Age-depth relationships in MC 090301 core and NPGM/P 1302-1B core, based on AMS-14C dating. An age-depth curve of NPGM/P1302-1B is	

combined with upper part of NPGM1302-1B and lower part of NPGP1302-1B. Note that sedimentation rate is more than two times higher in NPGP1302-1B than in MC 090301. ....	46
Fig. 4-3. Relative abundance and down-core variations of planktic foraminifera in the Kuroshio Extension(NPGM/P 1302-1B). ....	51
Fig. 4-4. Changes in the abundance of planktic foraminifera assemblage in two study sites. ....	52
Fig. 4-5. Relative abundance and down-core variation of planktic foraminifera in the Central Equatorial Pacific (MC 090301). ....	55
Fig. 4-6. Comparison of CaCO <sub>3</sub> (a), CSF (b), B (c), and FDX/Res (d) with fragmentation (FLS) in NPGM/P1302-1B core. Black triangle singraph (a) represent the determined depositional ages (cal yrs BP). See Table 2 for abbreviations. ....	58
Fig. 4-7. Comparison of CaCO <sub>3</sub> (a), CSF (b), B (c), and FDX/Res (d) with fragmentation (FLS) in MC090301 core. Black triangles in graph (a) represent the determined depositional ages (cal yrs BP). See Table 2 for abbreviations. ....	59
Fig. 4-8. Variation of sea surface temperature since LGM in the study areas based on warm water species(Rögl and Bolli,1973) and SST(Berger,1969). ....	63
Fig. 4-9. Migration and size change of warm pool according to climate changes since Younger Dryas.(A) North to southward migration of warm pool according to ITCZ movement. (B) East to westward movement of warm pool due to change of Trades intensity. ....	64
Fig. 5-1. Location of core PC 631 (solid gray circle, this study) and aerosol samples (open diamonds) collected during the Moana Wave cruise [Arnold et al., 1998], ADIOS cruise [Arnold et al., 1998], and a series of Deep Sea Drilling Project cruises (L series samples) [Leinen et al., 1994], with the location of sediment core V21-146 [Hovan et al., 1991] discussed in the text. Also shown are the dust provinces of the north-central Pacific, east equatorial, southeast Pacific [Nakai et al., 1993], and the winter and summer monsoon wind directions and trajectory of the Prevailing Westerlies [Merrill et al., 1989; Mohtadi et al., 2011; Nakagawa et al., 2006; Zhang et al., 1997]. ....	81
Fig. 5-2. Locations of possible dust source regions (i.e., Chinese deserts, Luzon Island, and the Mariana Islands) and their reported $\epsilon$ Nd compositions [Chen et al., 2007; Defant et al., 1990; Dixon and Stern, 1983; Honda et al., 2004;	



Nakano et al., 2004; Rao et al., 2008; Woodhead, 1989]. The Asian deserts include the northern Chinese deserts (NCDs): the Gurbantunggut Desert (G), Onqin Daga Sandy Land (O), Hunlun Buir Sandy Land (HB), and Horqin Sandy Land (HQ); the central Asian deserts (CADs): the Taklimakan Desert (Tk) and Qaidam Desert (Q); and the East Asian deserts (EADs): the Badain Jaran Desert (B), Tengger Desert (TG), Ordos Desert (Or), and Chinese Loess Plateau (CLP). ..... 84

Fig. 5-3. Down-core variations in (a) stable oxygen isotope composition of benthic foraminifera in the LR04 stack and PC 631, (b) radiogenic isotopic compositions ( $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  and  $\epsilon\text{Nd}$ ), and (c) clay mineral composition of the  $<4 \mu\text{m}$  fraction of eolian dust. The age model was constructed using the correlation between the benthic foraminiferal  $\delta^{18}\text{O}$  records of PC 631 and the LR04  $\delta^{18}\text{O}$  stack [Lisiecki and Raymo, 2005] with accelerator mass spectrometry  $^{14}\text{C}$  confirmation at the 14.15 cm interval (arrow). Shaded intervals indicate glacial periods. .... 87

Fig. 5-4. (a)  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  versus  $\epsilon\text{Nd}$  arrays of dust samples measured in this study with a compilation of sediment samples from literature [Grousset et al., 1998; Hyeong et al., 2011; Nakai et al., 1993; Pettke et al., 2000; Skonieczny et al., 2011; Stancin et al., 2008; Woodhead, 1989]. ..... 89

Fig. 5-5. (a)  $\epsilon\text{Nd}$ - $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  arrays and (b) clay mineral composition of core PC 631 (crosses, this study), north-central Pacific (NCP) surface sediment (diamonds), volcanic arcs in the western Pacific (inversed triangles), and soils in Chinese deserts grouped into three regions (see Fig. 5-1, Fig. 5-2). NCD, CAD, and EAD refer to the northern Chinese deserts, central Asian deserts, and East Asian deserts, respectively. Mixing line relationships exist between the volcanic arc end-member and the average composition of soils from the CADs and Ordos Desert in the  $\epsilon\text{Nd}$ - $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  plot and between volcanic arc end-members and the average composition of aerosols and soils from the EADs [Biscaye et al., 1997; Shen et al., 2005] and the CADs [Shen et al., 2005] in the clay mineral composition plot.  $\epsilon\text{Nd}$  and  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  of Asian dust are for the  $<5 \mu\text{m}$  fraction to constrain the grain-size dependence of  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ . The known concentrations of Sr and Nd from Luzon Island (Sr = 440 ppm, Nd = 19 ppm) [Defant et al., 1990] and the Chinese deserts (Sr = 111 ppm, Nd = 28.3 ppm) [Kanayama et al., 2005] are used to develop mixing lines in the  $\epsilon\text{Nd}$ - $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  plot. See Fig. 5-4 for data sources. .... 91

Fig. 5-6. (a) Kaolinite/chlorite (K/C)-illite/kaolinite (I/K) diagram for core PC

631 and aerosol samples downwind of Asian dust source regions [Shen et al., 2005]. The original composition (mixed dust from Asian deserts and the volcanic arc) and the estimated Asian dust end-member composition (see text for details) of PC 631 are marked as solid crosses and open crosses, respectively. .... 93

Fig. 6-1. Long-term trends in paleoceanographic and paleoclimatic proxies during the middle to late Pleistocene. (a) LR04 benthic  $\delta^{18}\text{O}$  stack [Lisiecki and Raymo, 2005], (b) UK'37 SST from Ocean Drilling Project (ODP) site 806 in the WPWP [McClymont and Rosell-Melé, 2005], (c) UK'37 SST, (d) mean grain size of fine sediment fraction ( $<30 \mu\text{m}$ ), a proxy for trade winds strength, from ODP Site 849 in the central equatorial Pacific [McClymont and Rosell-Melé, 2005], (e) UK'37 SST, and (f) C4 of n-C31 alkane (%) from ODP site 1077 in the eastern equatorial Atlantic [Schefuß et al., 2003]. ... 111

Fig. 6-2 (a) Map of surface currents, surface winds and mean positions of the seasonal ITCZ over the tropical Pacific. The locations of the core analyzed in this study (PC 932), and ODP sites (806 and 849) are also marked. Annual mean SST data from the World Ocean Atlas 2013 are shown as gray contours [Boyer et al., 2013]. (b) General pattern of surface wind and ITCZ position over the east Atlantic with location of ODP site 1077 marked as open diamond. .... 112

Fig. 6-3. (a) Geomagnetic chrons used to define depositional age, (b) Stable oxygen isotope composition ( $\delta^{18}\text{O}$ ) of planktic foraminifera *G. sacculifer* (without final sac), (c)  $\epsilon\text{Nd}$  and  $87\text{Sr}/86\text{Sr}$  values of the eolian component, (d) Size index ( $>63 \mu\text{m CaCO}_3/\text{total CaCO}_3 \times 100\%$ ), and (e) Mass accumulation rates (MARs) of  $\text{CaCO}_3$  (in red), opaline silica (in blue), and eolian components (in black and gray) in core PC 932. Eolian MAR in black line represents the fractions other than  $\text{CaCO}_3$  and opal, which show good agreement with eolian content measured using the chemical isolation method (gray triangles). .... 116

Fig. 6-4. Crossplot of  $\epsilon\text{Nd}$  against  $87\text{Sr}/86\text{Sr}$  from the eolian fraction of core PC 932 together with a compilation of reported values from the Pacific [data from Hyeong et al., 2011; Molina-Kescher et al., 2014; Nakai et al., 1993; Pettke et al., 2002; Stancin et al., 2008; Stancin et al., 2006]. .... 117

Fig. 7-1. Locations of the study site (MC 931), cores with SST records (diamonds), and sites where planktic foraminifera species assemblages are available (solid circles) discussed in the text. Temperature and salinity data

are from World Ocean Atlas 2013 [Locarnini et al., 2013; Zweng et al., 2013]. Dotted line remarks the region where daily mean precipitation exceeds 7 mm day<sup>-1</sup>. ..... 136

Fig. 7-2. Analytical results of foraminiferal (a)  $\delta^{18}\text{O}$  and (b) Mg/Ca compositions of three foraminifera species, and (c) Mg/Ca-derived calcification temperatures converted using equations provided in Sadekov et al. [2009]. Shades mark the time interval with reduced compositional gradient between species. .... 139

Fig. 7-3. Depth profile of (a) annual mean of optimum interpolated (OI) temperature and (b) salinity records provided in World Ocean Atlas 2013 [Locarnini et al., 2013; Zweng et al., 2013]. (c) The estimated calcification depths of three species by comparison of an average  $\delta^{18}\text{O}$  composition of late Holocene (<6 ka) planktic foraminifera species with the predicted calcite  $\delta^{18}\text{O}$  (see text for details): *G. sacculifer* (red), *P. obliquiloculata* (green) and *G. tumida* (blue). ..... 140

Fig. 7-4. Compilation of published dataset showing deglacial warming. (a) Air temperatures from Greenland (NGRIP  $\delta^{18}\text{O}$  on GICC05  $\times$  1.0063 chronology ) and Antarctica ice cores (Antarctic Temperature Stack (ATS) [Parrenin et al., 2013] in degrees Celsius relative to the present day on AICC12  $\times$  1.0063 chronology [Veres et al., 2013]). Foraminifera Mg/Ca and UK'37 SST in the east equatorial Pacific [Dubois et al., 2009; Koutavas et al., 2002; Koutavas and Sachs, 2008; Lea et al., 2006] (b) and in the west equatorial Pacific [de Garidel-Thoron et al., 2007; Sagawa et al., 2012; Wara et al., 2003] (c). .... 142

Fig. 7-5. Relationship between inter-hemispheric temperature gradient and ITCZ position (adopted and modified from McGee et al. [2014]). (a) Reconstructed inter-hemisphere surface temperature gradients (area-weighted mean NH surface temperature minus area-weighted mean SH surface temperature), solid line: Shakun et al. [2012] and dashed line: Marcott et al. [2013]. (b) Changes in mean ITCZ position (PCENT: latitude of maximum precipitation) in the TraCE-21 ka simulation by McGee et al. [2014]. ..... 144

Fig. 7-6. Faunal assemblage of planktic foraminifera in MC 931 sediment (modified from Lee [2015]). ..... 146

Fig. 7-7. (a) Principal component and (b) cluster analyses on foraminifera assemblages determined for tropical and subtropical Pacific sediments. Data are from [Chang et al., 2008; Kawahata et al., 2002; Lee et al., 2001; Lee, 2015; Lee et al., 2014; Thunell and Honjo, 1981; Thunell and Reynolds, 1984; Yamasaki

et al., 2008]	146
Fig. 8-1. (a) Map of surface currents, surface winds and mean positions of the seasonal ITCZ over the tropical Pacific. The locations of the core analyzed in this study (PC 932), and ODP sites (806 and 849) are also marked. Annual mean SST data from the World Ocean Atlas 2013 are shown as gray contours [Boyer et al., 2013]. (b) General pattern of surface wind and ITCZ position over the east Atlantic with location of ODP site 1077 marked as open diamond.	167
Fig. 8-2. Abundance of biogenic materials in PC 932. (a) Biogenic silica percentage (b) Calcium carbonate percentage (c) Organic carbon percentage.	170
Fig. 8-3. Mass accumulation rate of (a) Biogenic silica (b) Calcium carbonate (c) Organic carbon in PC 932 (d) Calcium carbonate (e) Organic carbon in Rea et al 1991.	172
Fig. 8-4. Illustration of the position of the lysocline and carbonate Compensation Depth (CCD) and their relationship with carbonate accumulation rate and carbonate content.	173
Fig. 8-5. Comparison of the down-core profiles of (a) linear sedimentation rate, (b) calcium carbonate percentage, (c) calcium carbonate accumulation rate, and (d) organic carbon accumulation rate.	174
Fig. 8-6. Composition of oxygen and carbon isotope record from benthic foraminifer in PC 932.	175
Fig. 8-7. Illustration of dissolve inorganic carbon (DIC), above and below the lysocline and its relationship with the carbon isotope.	181
Fig. 8-8. Comparison of the down-core profiles (a) brassicasterol, (b) dinosterol, (c) $\Sigma$ of alkenone, (d) brassicasterol accumulation rate, (e) dinosterol accumulation rate, and (f) $\Sigma$ of alkenone accumulation rate.	182
Fig. 8-9. Downcore profile of C28 <sub>1,14</sub> -diol, (b) C30 <sub>1,14</sub> -diol, (c) C30 <sub>1,15</sub> -diol, and (d) Diol index.	183
Fig. 8-10. Downcore profile of (a) Silicate, (b) Iron, and (c) Biogenic silica accumulation rate.	184
Fig. 8-11. Benthic $\delta^{18}O$ record from DSDP site 607 in the North Atlantic and various insulations during the early Pleistocene, taken from Raymo and Nisancioglu 2003.	185
Fig. 8-12. Comparison of (a) benthic $\delta^{18}O$ record, (b) constructed alkenone SSTs from PC 932, and (c) $\Delta$ SST MD97-2140 - ODP846 record as a proxy of the zonal surface thermal gradient between the western and the eastern equatorial Pacific taken from de Garidel-Thoron et al 2005.	186

Fig. 8-13. Illustration showing the movement of the ITCZ during the early and mid-Pliocene .....	187
Fig. 9-1. SODA2.2.6 모형이 재현한 Barotropic Stream Function(등치선)과 Sverdrup Stream Function(색명암)의 현재기후 값 (1950~2008 평균) .....	203
Fig. 9-2. PIcontrol에서 얻은 Sverdrup Stream Function(좌)와 Barotropic Stream Function(우) .....	205
Fig. 9-3. 마지막 빙하기때(LGM) Sverdrup Stream Function(좌)와 Barotropic Stream Function(우) .....	206
Fig. 9-4. Sverdrup Stream Function(좌)과 Barotropic Stream Function(우)의 현재기후 (PIcontrour; 등치선)값과 마지막 빙하기(LGM)값에서 차이 (LGM-PIcontrour: 색명암). .....	207
Fig. 9-5. PIcontrour(black)과 LGM(red)에서 표층부터 100m 까지, 145°E에서 160°E 사이 평균한 동서방향 유속 평균 .....	209
Fig. 9-6. 고기후자료를 이용하여 수온을 복원한 위치(별표:쿠로시오 확장역과 중앙 적도태평양)와 복원된 수온변화 경향 .....	210
Fig. 9-7. PIcontrour과 중기홀로세(Mid-holocene) 사이 표층수온 차이(PIcontrour-“Mid-holocene”). 퇴적물코어 위치는 별표함. ....	211
Fig. 9-8. Barotropic Stream Function의 PIcontrour 평균(등치선)과 중기홀로세 간 차이(“Mid-holocene”-PIcontrour:색명암) .....	212
Fig. 9-9. Sverdrup Stream Function(좌) 와 Barotropic Stream Function(우)의 PIcontrour 평균(등치선)과 Mid-holocene 시기의 변화(“Mid-holocene”-PIcontrour: 색명암) .....	213
Fig. 10-1. 12개 CMIP5 모형의 ENSO와 PDO 시계열의 상관계수. 적색은 20C3M, 청색은 SRESA1B(Kwon et al. 2013). ....	219
Fig. 10-2. PMIP2에서 ENSO에 대한 PDO의 회귀계수(An and Park, 2013). ....	220
Fig. 10-3. Historical 시나리오와 Mid-Holocene 시나리오에서 겨울철 평균 SST 기후 값과 그 차이 .....	221
Fig. 10-4. 925 hPa 지오폠펜설고도를 제외하고 Fig. 10-3과 같다. ....	222
Fig. 10-5. Historical 시나리오에서 겨울철 SST 편차의 EOF1 .....	223
Fig. 10-6. Mid-Holocene 시나리오에서 겨울철 SST 편차의 EOF1 .....	224
Fig. 10-7. Historical 시나리오에서 PDO 모드 .....	225
Fig. 10-8. Mid-Holocene 시나리오에서 PDO 모드 .....	226
Fig. 10-9. 개별 모델에 대한 Historical 시나리오와 Mid-Holocene 시나리오에서 ENSO와 PDO의 표준편차와 앙상블 평균 .....	227
Fig. 10-10. Historical 시나리오와 Mid-Holocene 시나리오에서 개별 모델에 대한 ENSO와 PDO의 상관계수 .....	227

Fig. 10-11. Historical 시나리오(좌측 패널)과 Mid-Holocene 시나리오(우측 패널)에서 PDO 모드와 ENSO와 AL에 대한 상대적 기여도 및 두 인자에 의해 재구성된 PDO .....	228
Fig. 10-12. 겨울철 SST 기후값의 차이. (a) mid-Holocene과 PI의 차이, (b) LGM과 PI의 차이, (c) 적도지역(20S-20N) 평균 차이 .....	229
Fig. 10-13. PI 시나리오에서 개별 모형 및 앙상블 평균 PDO와 ENSO 모드 .....	230
Fig. 10-14. Mid-Holocene 시나리오를 제외하고 Fig. 10-13과 같음 .....	231
Fig. 10-15. LGM 시나리오를 제외하고 Fig. 10-13과 같음 .....	231
Fig. 10-16. PI, Mid-Holocene, LGM을 제외하고 Fig. 10-10과 같음 .....	232
Fig. 10-17. 요약도 .....	232
Fig. 11-1. 현재(a)와 LGM(b)의 수심도 .....	239
Fig. 11-2. 현재(a)와 LGM(b)의 빙하 분포도 .....	239
Fig. 11-3. 대기의 격자 시스템 변경. Cubed Sphere 격자를 도입함으로 최대 1,536개의 CPU를 사용할 수 있으며 적분 시간을 단축할 수 있음. ....	240
Fig. 11-4. 현재기후(0 ka)의 SST 분포(위) 및 홀로세 중기(6ka)와 현재기후(0 ka)의 SST 차이(아래) .....	241
Fig. 11-5. 현재기후(0 ka)의 SSS 분포(위) 및 홀로세 중기(6ka)와 현재기후(0 ka)의 SSS 차이(아래) .....	242
Fig. 11-6. 현재기후(0 ka)의 Stream function (위) 및 홀로세 중기(6ka)와 현재기후(0 ka)의 차이(아래) .....	243
Fig. 11-7. 현재 기후모델과 LGM 고기후모델에 의한 해면 수온 모의 결과와 그 차이(LGM-Present) .....	244
Fig. 11-8. 현재 기후(a)와 LGM 의 적도 해역 해면 수온 및 적도를 따르는 수온의 수직 단면도 .....	244
Fig. 11-9. BLING 생지화학 모델의 개념도. Galbraith et al. (2010) .....	245
Fig. 11-10. 관측(World Ocean Atlas)에 의한 인산염분포(위)와 BLING으로부터 모의된 인산염분포 (아래). 왼쪽과 오른쪽은 각각 북반구 겨울철 (December - January - February)과 여름철 (June-July-August)를 나타냄. ....	246
Fig. 11-11. 관측 자료로부터 분석된 엽록소와 해면수온 그리고 엽록소와 강수량과의 상관성. Park et al. (2011) .....	247
Fig. 11-12. 생지화학 접합 기후모델에서 모의된 엽록소와 SST(왼쪽) 그리고 강수량(오른쪽)과의 상관성 분포 .....	247
Fig. 11-13. 관측으로부터 분석된 엽록소 농도의 EOF 1모드와 엽록소(a), SST(b), 적도에서 해양의 수직속도(c) 그리고 단파복사(d)의 지연 회귀분포도 .....	248
Fig. 11-14. BLING으로부터 분석된 엽록소 농도의 EOF 1모드와 엽록소(a), SST(b), 적도에서 해양의 수직속도(c) 그리고 단파복사(d)의 지연 회귀분포도 .....	248



제 1 장 서 론





## 제 1 장 서 론

한국해양과학기술원은 다양한 대양·심해연구 경험을 통해 대양연구프로그램을 주도할 수 있는 연구 인프라를 구축하고 있으며, 동태평양 지역에서 수행하고 있는 망간단괴 개발사업, 남서태평양의 해저열수광상개발사업, 그리고 북서태평양에서 수행하고 있는 망간각 탐사사업 등 전 태평양 지역을 대상으로 심해저 자원탐사 및 개발사업을 수행하고 있다. 이는 소규모의 예산 및 탐사시간으로 태평양에 위치한 국제적 관심해역에 접근이 용이함을 의미한다. 이동 항해 간 탐사활동을 통하여 해양과학기술원만이 수행할 수 있는 지구 규모의 기후변화 연구가 가능하며, 이를 통해 해양과학 선도국으로 발돋움 할 수 있는 여건이 확보되어 있다.

북태평양순환류(North Pacific Gyre)는 대양의 해류 시스템 중 가장 넓은 영역을 차지하며, 해류의 물리적 순환 및 대기/생태계와의 상호 작용을 통해 지구 전체의 기후와 한반도 근해의 해양환경에 영향을 미친다. 특히 북태평양순환류 시스템의 서안경계류인 쿠로시오 해류는 한반도 근해의 해양환경에 직접적 영향을 미친다. 북태평양순환류는 전지구적 기후변화에 따른 적도태평양 동-서간의 온도구배 변화와 오야시오한류와 쿠로시오난류의 상대적 강도변화에 따라 그 크기와 강도가 변화한다 (Fig. 1-1). 현재 태평양을 대상으로 과거 기후 복원 및 미래기후 예측을 위한 다양한 연구가 수행되고 있지만, 학제 간 융합 연구가 부족한 실정으로 적도해역-북태평양 간 기후연관성에 대한 이해는 부족한 실정이다. 북태평양순환류 변동성의 역학 이해 및 기후모델 개발/개선과 고기후 자료 체계적인 분석을 위하여 고기후 모델 분야와 고기후 지화학 프록시 분야의 협력을 통한 체계적인 연구가 필요하다. 고기후 연구를 통해 북태평양순환류의 장기적 변동 및 전 지구적 기후변화와의 상관성, 그리고 결과적으로 나타나는 한반도 기후변화 변동을 이해하고, 이를 기후모델의 기초 자료로 활용하여 기후 예측 모델의 정확도를 높이는 노력이 필요하다.

본 연구는 고기후 프록시 자료와 고기후모델 결과를 비교 분석함으로써 북태평양순환류의 과거 장주기 변화를 규명하고, 미래 기후변화에 따른 북태평양순환류의 단/장기 변동의 예측도를 높이는 것이 목표이다. 세부 연구 내용은 북태평양순환류 해역에서 채취한 퇴적물을 이용하여 수온, 생산성 변화 등을 지시하는 고기후 프록시 자료를 분석하는 것과 고기후 모델 결과 비교 프로젝트인 Paleoclimate Modeling Intercomparison Project Phase 3 결과를 프록시 자료와 비교 분석하여 과거 기후변화에 따른 북태평양 순환특성을 파악하는 것을 포함한다.

이번 연구는 사업 수행을 통해 적도태평양 및 북서태평양 중위도 해역에서 퇴적물 시료를 확보하고 퇴적물의 구성 성분(예: 무기탄소 함량, 생물기원 실리카, 대자율, 함수율 등) 및 유공충의 종 조성, 동위원소 조성 및 Mg/Ca 등의 분석을 통해 서태평양 난수역의 해양환경을 복원하였다. 모델링분야에서는 Paleoclimate Modeling Intercomparison Project 3 (PMIP3) 모형결과를 이용하여 북태평양순환류 해역 중기홀로세와 지난 빙하기의 표층수온 변화 및 ENSO 강도를 분석하였고, 고기후 프록시 복원연구 결과와 비교 분석하였다. 또한 서태평양 및 북서태평양 중위도 해역에서는 퇴적물에 기록된 해양환경 변화를 규명하고, 풍성기원입자의 성분변화를 통해 기후변화에 따른 풍성기원입자의 기원지 변화 및 편서풍의 경로 변화를 추적하였다. 이러한 연구들을 통해 적도-중위도 해역의 기후 연관성 및 대기-해양환경 변화 등을 입체적으로 파악하였다. 이번 사업을 통해 획득한 연구성과는 향후 기후환경 및 고기후 모델링과 관련한 과제 발굴을 위한 자료로 활용될 수 있으리라 기대된다.

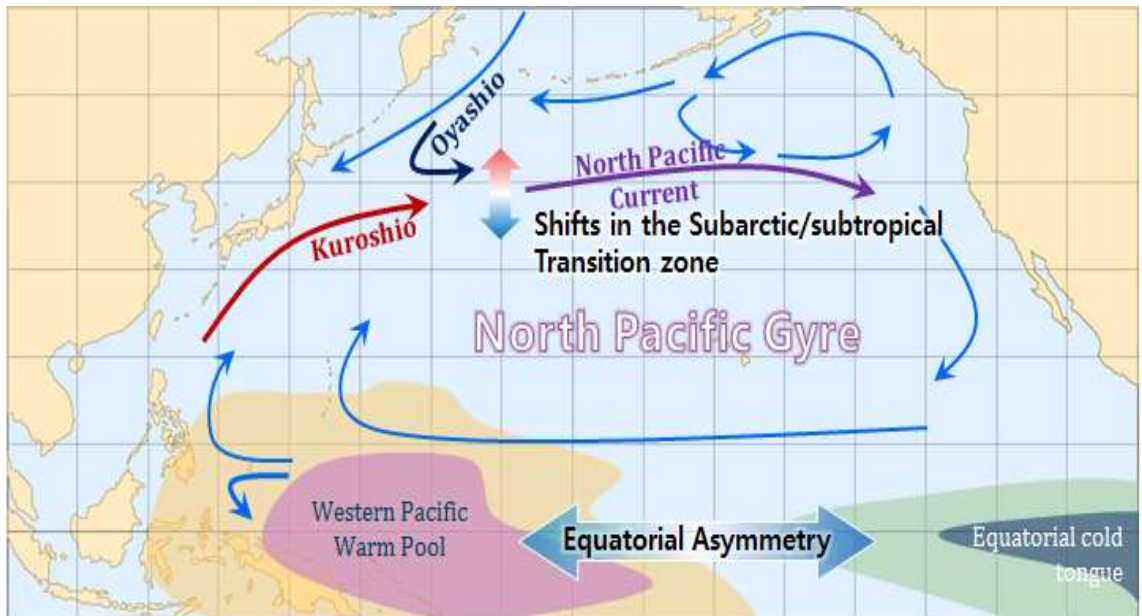
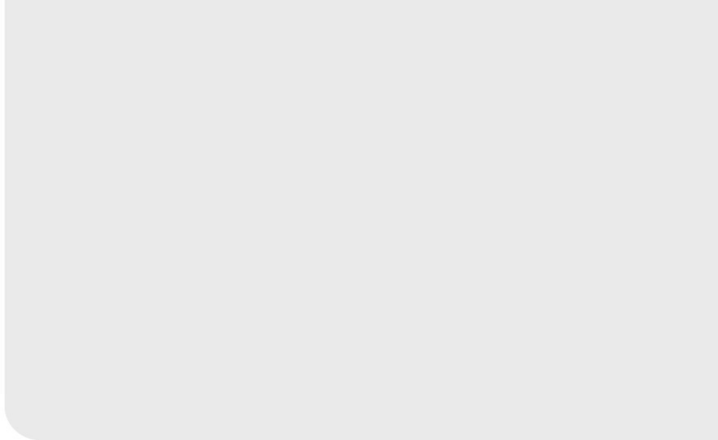
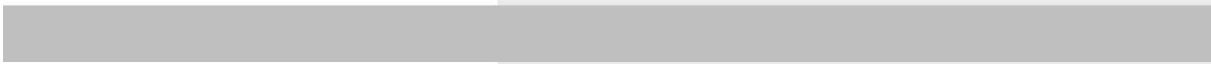


Fig. 1-1. 북태평양 순환류의 구성요소와 영역 및 강도변화 요인



## 제 2 장 탐사개요





## 제 2 장 탐사개요

### 2.1. 탐사지역

2013년 '심해퇴적물 고기후 지시자를 이용한 북태평양순환류 변동성 연구' 탐사는 한국해양과학기술원 연구선 온누리호를 이용하여 2013년 6월부터 10월까지 NPG 13-01, 02로 나누어 2항차에 걸쳐 수행되었다 (Table 2-1). NPG 13-01 탐사에서는 대양사업과 망간사업이 연계되는 괌-호놀루루 이동 구간을 따라 북태평양 순환류의 서남쪽 경계부인 서태평양 난수역의 변동성 연구 목적으로 퇴적물 시료를 채취하였다 (Fig. 2-1). NPG 13-02 탐사는 망간단괴 탐사 종료 후 한국으로 귀항하는 구간인 호놀루루-장목 간 이동구간을 따라 북태평양 순환류와 아한대 순환류의 경계부의 기후변화 변동연구를 위해 샤스키 해저고원에서 퇴적물 시료를 확보하였다. 또한 후쿠시마 원전 사고로 인한 방사능 오염 측정을 위한 표층 해수를 추가로 획득하였다 (Fig. 2-2). 2014년 탐사에서는 한국해양과학기술원 연구선인 온누리호를 이용하여 2014년 6월부터 7월까지 망간단괴 탐사와 연계하여 장목-호놀루루 이동항해 구간을 이용하여 수행되었다 (Table 2-1). NPG 14-01 탐사에서는 쿠로시오/오야시오 확장역에 위치한 Hess 해저고원과 인근 해저평원에서 퇴적물 시료를 확보하였다 (Fig. 2-3)

Table 2-1. NPG-13, -14 탐사항해 일정표 (Time table for NPG 13 and 14 cruises)

날 짜	내 역
2013년 6월 3일	NPG 13-01 탐사, 괌 출항 NPG 13-01 탐사수행
2013년 6월 18일	호놀루루 입항
2013년 9월 22일	NPG 13-02 탐사, 호놀루루 출항 NPG 13-02 탐사 수행
2013년 10월 11일	장목 입항
2014년 6월 25일	NPG 14-01 탐사, 장목 출항 NPG 14-01 탐사수행
2009년 9월 28일	호놀루루 입항

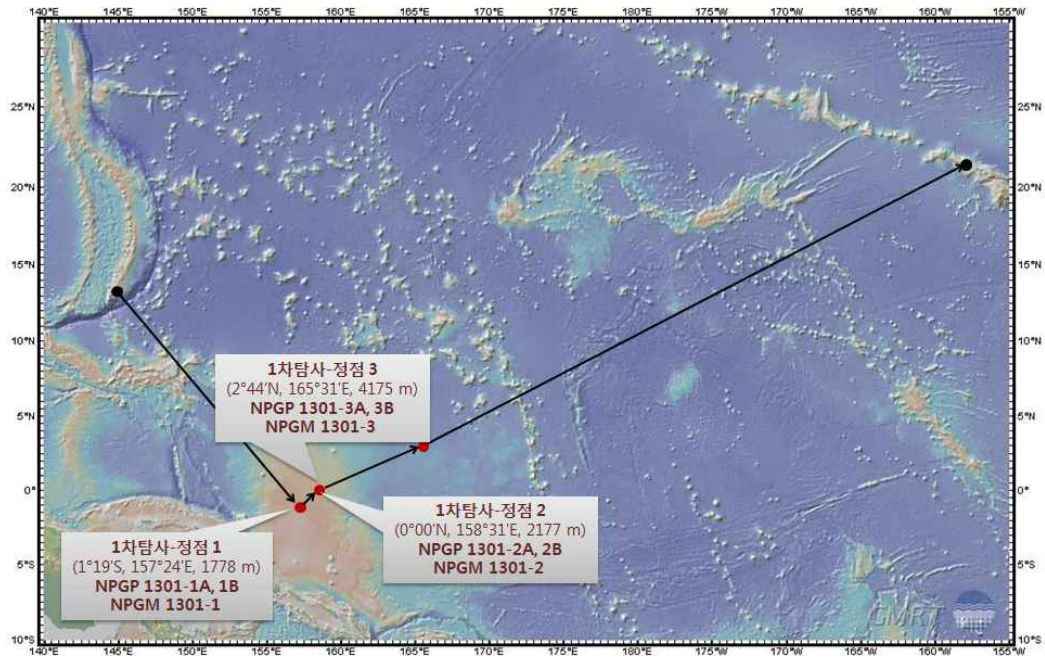


Fig. 2-1. NPG 13-01 탐사 항적도

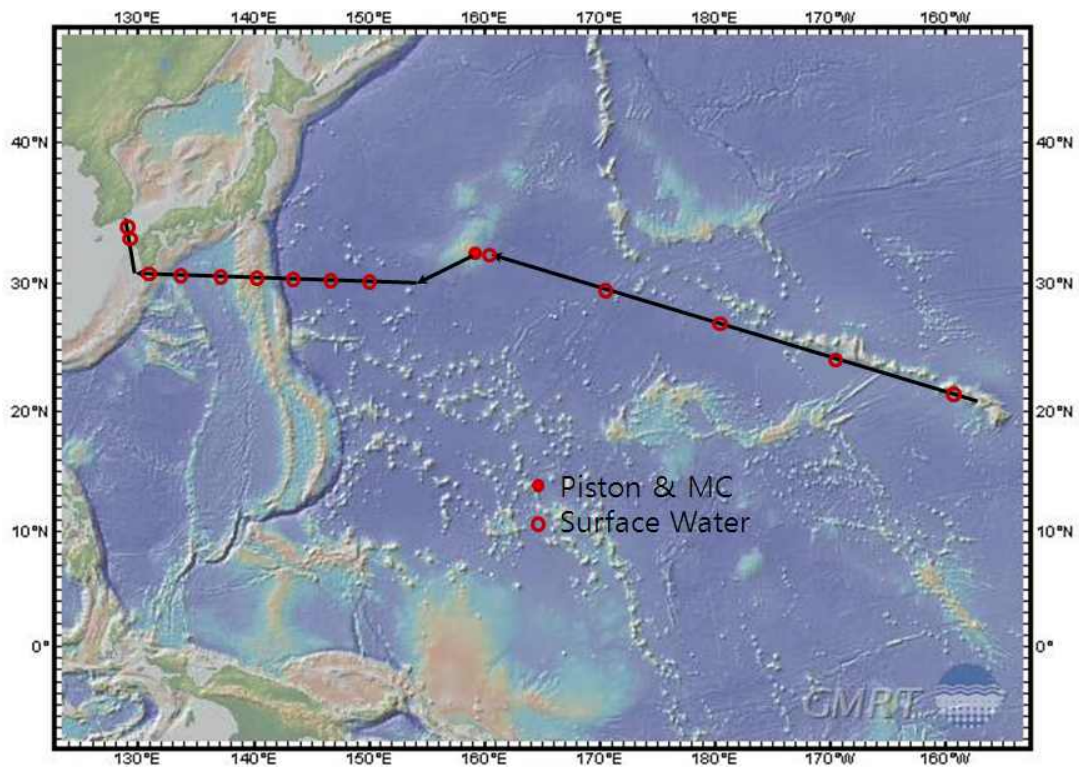


Fig. 2-2. NPG 13-02 탐사 항적도

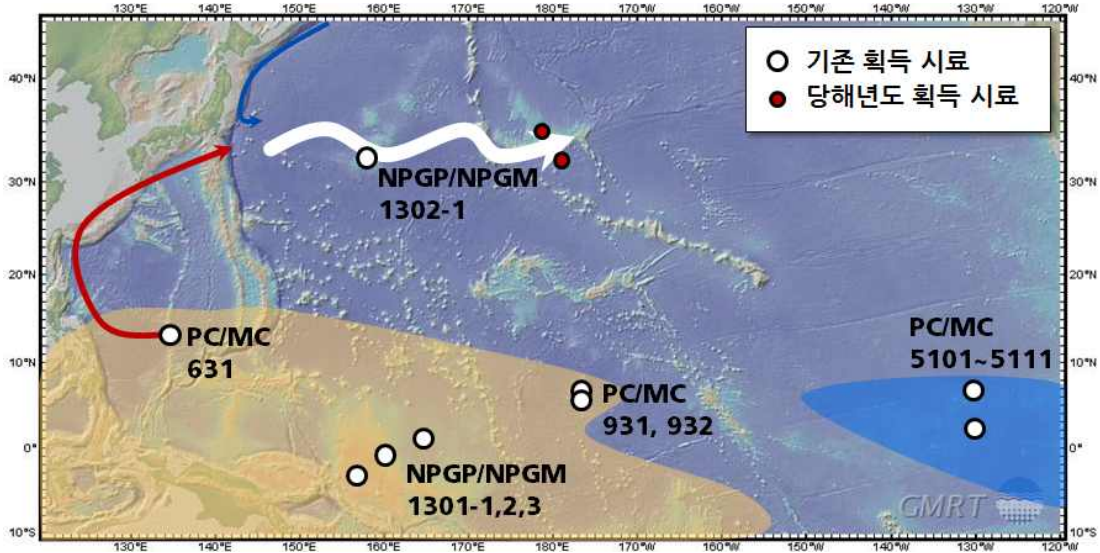


Fig. 2-3. NPG 14-01 시료확보 위치(빨강색)와 기확보 시료 위치 (흰색)

## 2.2. 탐사장비

탐사는 한국해양과학기술원의 종합해양탐사선 온누리호(1,422톤)를 이용하였으며, 실행역 탐사에 사용된 장비는 다음과 같다.

### (1) 위치 측정 장비 (Positioning)

인공위성을 활용한 DGPS를 사용하여 연구선의 정확한 위치를 측정한다.

### (2) 종합항법통제 및 관리시스템 (Navigation)

DGPS로부터 수신한 조사해역의 위치 및 시간에 대한 실시간정보를 제공한다.

\* Type : KonMap system

\* H/W : KonMap system PC

\* S/W : Hydaq, Hydmap

### (3) 정밀수심측정기 (Precision Echo Sounder)

12 kHz 및 33 kHz의 공진주파수를 갖는 두개의 transducer를 이용하여 연구선 항로의 수심 및 천부지층에 대한 정보를 제공한다.

- \* Type : SIMRAD EA-600
- \* Operation range : 10,000m at 12 kHz
- \* Resolution : 40cm at 12 kHz, 10cm at 38 kHz

#### (4) 천부지층탐사기 (Sub-bottom Profiler)

해저표면으로부터 지하 수 십m까지 음파를 투과시킴으로써 천부퇴적층의 분포 및 특징을 규명한다.

- \* 장비명 : BATHY-2000P System

#### (5) 주상시료 채취기 (Piston corer)

심해저로부터 고해양환경 특성을 파악하기 위한 길이가 긴 퇴적물 시료를 보다 간편하고 효율적으로 채취 할 수 있다.

- \* Weight Stand : Rocket shape body, 1,000 kg
- \* Core Barrels : Cylindrical stainless steal, Length 3 m
- \* Nose Cone : Connector between core catcher and liner
- \* Core Liner : Cellulose tube, Length 3 m
- \* Core Catcher : Dome shape, Stainless steal fingers
- \* Piston : Stainless steal cylinder
- \* Trigger Release Mechanism : Iron plate, Arm
- \* Trigger Weight : 70 kg
- \* Piston Stop

#### (6) 다중주상시료 채취기 (Multiple corer)

함수율이 높은 표층퇴적물을 교란시키지 않고 잘 보존된 상태로 채취할 수 있는 장비로서 한번에 8개의 corer를 사용할 수 있다.

- \* Type : Multiple corer
- \* System : Supporting frame, hydraulic damper, core assembly
- \* Dimension : 225(H)×170(W)×130(L) cm, Weight : 600 kg

## 2.3. 탐사내용

### 2.3.1. 2013년 NPG 탐사



NPG 13-01 탐사에서는 북태평양 순환류의 서남쪽 경계부인 서태평양 난수역에 위치한 3정점에서 각각 다중주상시료 1개와 피스톤 주상시료 2개를 획득하여 총 총 3개의 멀티플 코아와 6개의 피스톤 코아 획득하였다 (Table 2-2). NPG 13-01 탐사에서는 쿠로시오 확장역에 위치한 샤스키 해저고원의 남쪽 고원에서 멀티플 코아 2개, 피스톤 코아 2개를 획득하였다 (Table 2-3). 또한 항해 구간 14개 정점에서 후쿠오코 원전사고에 따른 방사능 확산 연구를 위해 표층 해수시료를 채취하였다.

### 2.3.2. 2014년 NPG 탐사

NPG 14-01 탐사에서는 쿠로시오 확장역의 기후변화 및 대기순환 변화 연구를 위해 Hess 고원과 인근의 해저평원의 각 1 정점에서 각각 1개 멀티플 코아와 2개의 피스톤 코아를 채취하였다 (Table 2-4).

Table 2-2. NPG1301-1 주상시료 채취정점 위치, 심도 및 주상시료 길이

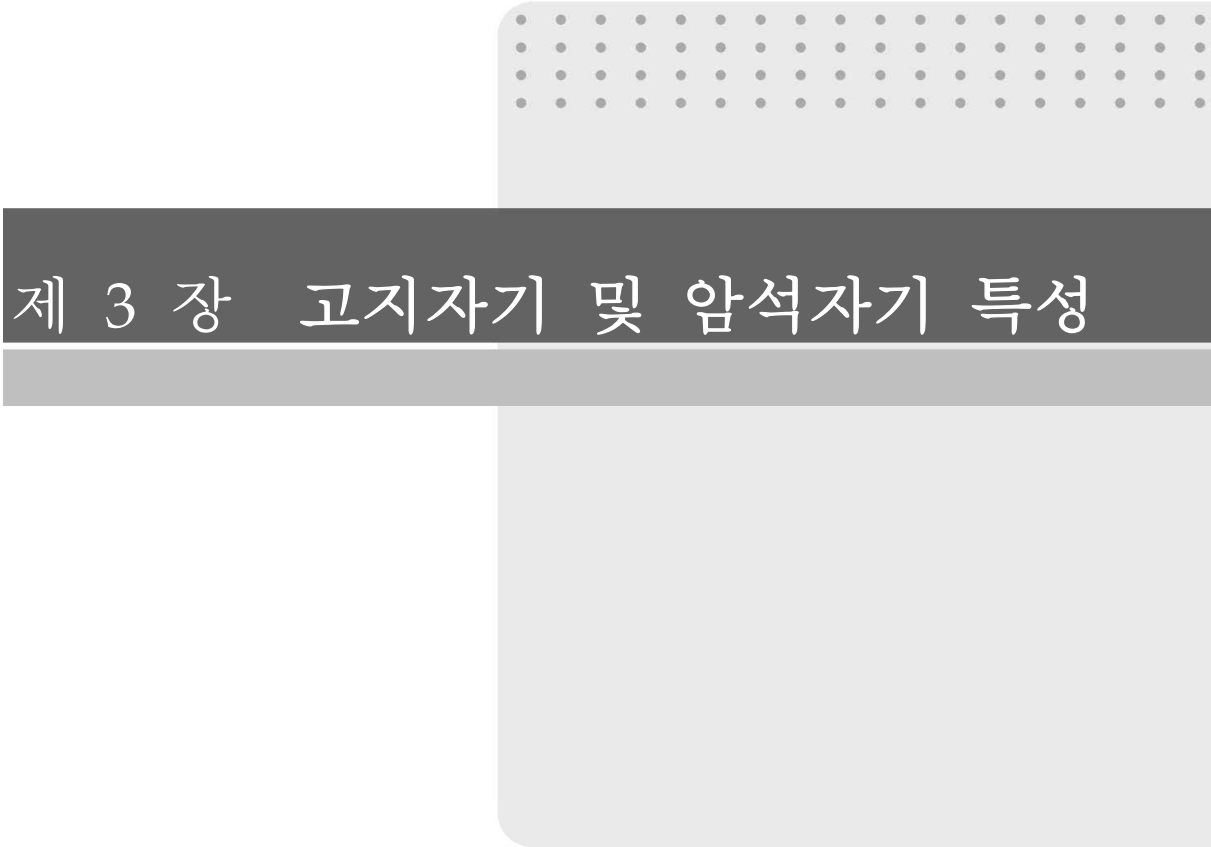
Station No.	Latitude	Longitude	Depth (m)	Core Length(cm)	Remarks
Multiple Core					
NPGM1301-1	1°18.65 ' S	157°24.31 ' E	1777	38(33)*	보존용 subcore 2개
NPGM1301-2	0°00.15 ' N	158°31.07 ' E	2177	27(24)	보존용 subcore 1개
NPGM1301-3	2°43.95 ' N	165°31.04 ' E	4178	30(27)	보존용 subcore 1개
Piston Core					
NPGP1301-1A	1°18.55 ' S	157°23.64 ' E	1778	528	라이너 연결부 5cm 유실, 3cm가량 회수함 (교란, subsample 有)
NPGP1301-1B	1°18.55 ' S	157°24.59 ' E	1777	550	라이너 연결부 2cm 분리, 교란없이 subsample, 별도보관
NPGP1301-2A	0°00.15 ' N	158°31.18 ' E	2177	448	최상부 라이너가 파손되어 상부 약 1.5m 교란됨 (2B시료 활용)
NPGP1301-2B	0°00.52 ' N	158°31.41 ' E	2179	290	상태양호, 2A의 하부와 공동 사용 필요
NPGP1301-3A	2°43.88 ' N	165°31.23 ' E	4175	563	라이너 연결부 15cm 분리, 교란없이 subsample 채취, 별도보관, 지자기 시료 확보
NPGP1301-3B	2°44.12 ' N	165°31.23 ' E	4178	596	상태양호

Table 2-3. NPG1302-1 주상시료 채취정점 위치, 심도 및 주상시료 길이

Station No.	Latitude	Longitude	Depth (m)	Core Length(cm)	Remarks
Multiple Core					
NPGM1302-1A	32°17.54 ' N	158°13.53 ' E	2503	8	보존용 subcore 1개
NPGM1302-1B	32°16.33 ' N	158°13.34 ' E	2514	24	보존용 subcore 3개
Piston Core					
NPGP1302-1A	32°17.00 ' N	158°13.66 ' E	2510	383	최상부 라이너 상부15cm정도 교란(1B시료 활용)
NPGP1302-1B	32°17.55 ' N	158°13.57 ' E	2503	613	최상부 라이너 하부 1cm가량 유실됨

Table 2-4. NPG1401-1 주상시료 채취정점 위치, 심도 및 주상시료 길이

Station No.	Latitude	Longitude	Depth (m)	Core Length(cm)	Remarks
Multiple Core					
NPGM1401-1	33°44.02 ' N	178°34.89 ' E	2562	15	SUBCORE 2개
NPGM1401-2	32°00.97 ' N	178°59.75 ' E	5202	31	SUBCORE 3개
Piston Core					
NPGP1401-1A	33°44.49 ' N	178°35.60 ' E	2529	591	상부 <10 cm 교란
NPGP1401-1B	33°43.82 ' N	178°35.36 ' E	2539	509	상부 <10 cm 교란
NPGP1401-2A	32°01.63 ' N	178°59.03 ' E	5202	728	상부 <10 cm 교란
NPGP1401-2B	32°00.53 ' N	179°00.11 ' E	5199	692	상부 <10 cm 교란



## 제 3 장 고지자기 및 암석자기 특성



## 제 3 장 고지자기 및 암석자기 특성

### 3.1. 초록

“심해퇴적물 고기후 지시자를 이용한 북태평양순환류 변동성 연구”의 기초가 되는 태평양 심해퇴적물의 퇴적연대를 확립하고자 고지자기 및 암석자기 연구를 수행하였다. 북태평양순환류 남쪽 경계인 적도지역 동서 방향으로 채취한 5개의 퇴적물 주상시료와 북쪽 경계인 샤스키라이즈에서 채취한 1개의 주상시료를 분석하였다. 각각의 시료에 기록된 과거 지구자기장의 안정성, 퇴적율 차이 및 퇴적물 공급지의 변화 등으로 인해 지구자기장의 역전기록, 지자기 회유현상, 지자기 강도변화, 대자율을 이용하여 최적의 고지자기학적 연대측정 방법 및 결과를 도출하였다. 가장 오래된 퇴적연대를 보이는 PC120201는 역전기록과 Be 동위원소를 이용하였으며, 465 cm 깊이에서 13,400 ka로 나타났다. PC932와 NPGP1301-3A는 주로 역전기록을 이용하여 퇴적연대를 결정하였으며, 각각 500 cm 깊이에서 1,000 ka, 550 cm 깊이에서 1,200 ka의 연대를 보였다. PC931에서는 약 218 cm 깊이까지 총 4회의 지자기 회유현상이 나타났으며 이로부터 추정된 연대는 235 ka이고, 산소 동위원소를 이용한 연대는 412 cm 깊이에서 400 ka이다. 지자기 강도변화를 이용한 NPGP1301-1A에서는 525 cm 깊이에서 270 ka로 퇴적연대가 추정되었다. 샤스키라이즈에서 채취한 NPGP1302-1B는 인근 ODP 1209B와의 대자율 변화 양상을 비교하여 퇴적 연대를 추정하였으며, 520 cm 깊이에서 300 ka로 나타났다. 지구자기장의 변화 기록은 전 지구적인 현상이기 때문에, 본 연구를 통해 획득/제시된 자료는 인근 지역에서 획득되는 퇴적물 주상코어의 연대 결정 및 층서대비의 기준으로 활용될 수 있다.

### 3.2. 서론

지구내부 외핵의 유동성과 지구자전 등에 의해 발생하는 지구자기장은 과거 지질시대 동안 지속적인 변화가 있었으며, 해양 퇴적물의 경우 퇴적물에 포함된 자성광물이 퇴적당시의 지구자기장 정보를 기록하게 된다. 이러한 지구자기장의 변화 기록은 전 지구에 걸쳐 동시에 나타나는 현상으로, 고지자기 연구를 통해 획득할 수 있는 과거 지구자기장 기록 중 방향(편각/복각)변화와 강도(geomagnetic intensity)변화 자료는 표준화된 기록과 대비하여 연대측정에 활용된다.

지구자기장 방향변화를 이용한 연대측정은 대표적으로 지구자기장의 역전/정상 기록(geomagnetic polarity time scale, GPTS), 혹은 지자기 회유

(geomagnetic excursion) 기록과의 대비로 이루어진다. 현재 GPTS (Gradstein et al., 2004)의 경우, 가장 최근의 지자기 역전 (78만년 전 Matuyama-Brunhes 자극 전이)에서부터 가장 오래된 해양지각에 남아있는 약 175 Ma (쥬라기)까지의 기록이 정확한 연대 대조 기준으로 활용되고 있다(Tominaga et al., 2008). 그러나 GPTS를 활용한 연대측정은 상대적인 기록을 비교하는 것이기 때문에 산소동위원소를 활용한 연대측정과 같이 기록의 단절이 없는 비교적 연속적인 과거 지구자기장 기록의 경우 매우 정확한 연대 정보를 제공해 준다. 이러한 지자기 연대의 정확도는 1 ~ 40 ky로 알려져 있으며, 이는 기존의 연대측정 기법으로 도출할 수 없는 정확도이다(Lourens et al., 2004). 지자기 회유는 지난 78만년 동안 전 지구적으로 10회 이상의 기록이 보고되고 있으며(Lund et al., 2006; Laj and Channell, 2007; Channell et al., 2012), 이들의 특징적인 방향변화 기록과의 대조를 통해 78만년 내외의 퇴적층에 대한 연대측정에 활용된다. 시기적으로 1만년 미만의 퇴적층에 대해서는 지구자기장 영년변화 (paleomagnetic secular variation, PSV) 기록을 활용하는데 지금까지 ARCH3k.1, CALS3k series, CALS7k series와 CALS10k.1 등의 전지구적인 PSV 모델이 보고되었다(Donadini et al., 2009; Korte et al., 2009, 2011).

적도지역과 같이 0°내외의 낮은 복각으로 인해 지구자기장 방향변화 기록이 고위도에 비해 명확하지 않은 경우 혹은 이차적인 지질작용으로 인해 고지자기 방향에 오염이 발생한 경우, 자성광물이 기록하고 있는 상대적인 지구자기장의 세기 정보를 활용하여 퇴적물 연대측정이 가능하다. 그러나 급격한 퇴적물 공급변화(화산재 유입 등)으로 인한 지구자기장 정보를 기록하는 자성광물의 주요한 변화가 있을 경우에는 연대측정이 불가능하다. 세계 각지에서 보고된 상대강도 자료를 종합, 최근 25만년(NOPAPIS-250: Yamamoto et al., 2007) 혹은 80만년 (Sint-800: Guyodo and Valet, 1999)동안의 변화기록이 정립되어 연대측정 대비기준으로 활용되고 있다. 특히, 우주선의 지구유입을 차단하는 지구자기장의 세기의 감소(혹은 증가)는 우주선 유입의 증가(혹은 감소)와 더불어 산소동위원소의 증가(혹은 감소)를 수반하게 된다. 즉, 지구자기장의 강도변화는 퇴적물 연대 정보뿐만 아니라 기후변화에 대한 중요한 정보를 제공해 준다.

암석자기 특성은 지구자기장을 기록하고 있는 자성광물의 함량, 입자크기, 종류를 지시하는 물리적 측정값을 의미하는 것으로 퇴적물의 기원지가 같을 경우 동일한 암석자기 특성(magnetic finger-print)을 나타낸다(Maher et al., 2009). 이러한 특성은 퇴적물 기원지 추적자로 활용되며(Watkins and Maher, 2003; Yamazaki, 2009; Kim et al., 2013), 기후변화와의 상관성 연구에도 활용된다(Robinson, 1986; Bloemendal et al., 1992; Yamazaki, 2012). 특히, 동일 기원지에서 유래된 퇴적물에 대한 연속적인 암석자기 특성 비교를 통해(예, 대자

을 비교) 퇴적연대를 유추하기도 한다.

본 연구에서는 “심해퇴적물 고기후 지시자를 이용한 북태평양순환류 변동성 연구”의 기초가 되는 태평양 심해퇴적물의 퇴적연대를 확립하고자 한다. 주상시추코어의 퇴적상, 시료채취 정점의 수심뿐만 아니라 과거 지구자기장 기록의 안정성 등을 고려하여, 고지자기 방향, 강도 및 암석자기 특성 변화 중 최적의 연대측정 방법을 적용하였다.

### 3.3. 시료 및 연구방법

북태평양순환류 연구의 일환으로 채취된 시료 중, 피스톤 코어를 활용하여 획득한 6개의 퇴적물 주상시료에 대해 고지자기 및 암석자기 연구를 수행하였다. 지역별로는 북태평양순환류 남쪽 경계인 적도해역에서 동서방향으로 5개의 시료, 북쪽 경계인 샤스키라이즈에서 1개의 주상시료(NPGP1302-1B)를 분석하였다(Fig. 3-1). 자세한 시료정보는 Table 3-1에 정리하였다.

Table 3-1. Sample locations and recovered sediment core lengths for paleomagnetic and rock-magnetic measurements

	Latitude	Longitude	Depth (m)	Length (cm)
PC931	6°40' N	177°28' W	3,409	425
PC932	5°53' N	177°26' W	4,136	557
PC120201	9°57' N	131°42' W	5,080	570
NPGP1301-1A	1°18.72' S	157°23.64' E	1,778	528
NPGP1301-3A	2°43.88' N	165°30.68' E	4,175	563
NPGP1302-1B	32°17.55' N	158°13.57' E	2,503	608

회수된 퇴적물 주상코어는 최하부에서부터 1 m 간격으로 코어를 절단하여 하였고, 시료의 2차적인 화학적 변질을 방지하기 위해 밀봉하여 약 4°C에서 냉장 보관하였다. 이후 실험실에서 수직축을 따라 주상시료를 절개하였다. 가로·세로·길이가 각각 2 cm×2 cm×110 cm인 U-channel 형태의 비자성 관 혹은 7 cm<sup>3</sup>의 비자성 상자를 이용하여 고지자기 측정용 부시료를 채취하였다. 대부분의 주상코어는 해수에 의해 상부 일부구간이 교란된 상태였으며, PC120201코어에서 최대 12cm의 교란이 있었다.

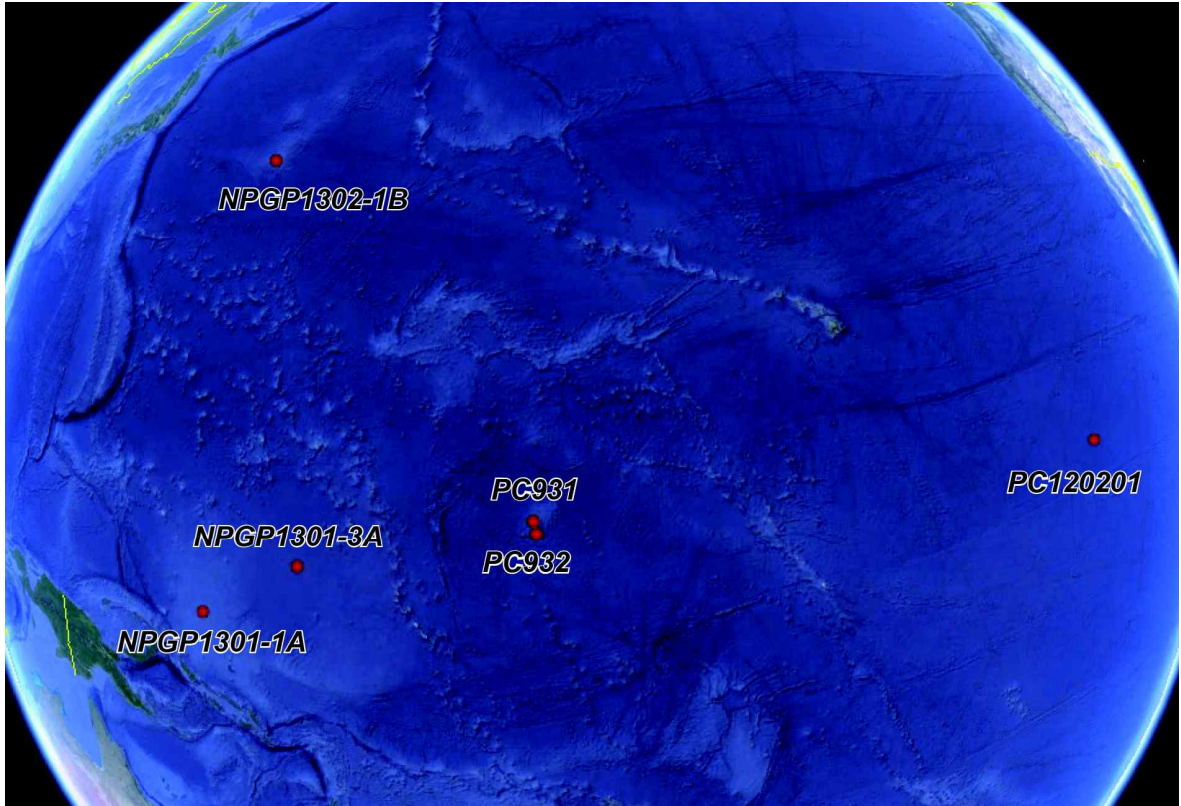


Fig. 3-1. Sediment core locations recovered by a piston corer.

모든 시료에 대해 대자율 (SI) 및 자연잔류자화(natural remanent magnetization, NRM)를 측정 후, 단계별 교류소자 실험을 수행하였다. 교류소자는 단계별로 증가된 세기의 교류자기장을 가하여 오랜 기간에 걸쳐 기록된 시료의 잔류자화 성분을 점차 제거함으로써 퇴적 당시의 지구자기장 방향을 추출하는 방법이다. 본 연구에서는 0, 2.5, 5, 7.5, 10, 15, 20, 25, 30, 35, 40, 50, 60, 75, 90 mT로 총 15 단계에 걸쳐 교류소자 실험을 수행하였다. 각 소자 단계별 잔류자화 방향(편각/복각)과 세기는 초전도 자력계(SQUID magnetometer) 혹은 회전 자력계(spinner magnetometer)를 이용하여 측정하였다. 측정된 자료는 고지자기 분석 프로그램인 PuffinPlot (Lurcock and Wilson 2012)을 이용하여 분석하였으며, 벡터 다이어그램 상에 나타나는 방향 변화로부터 주성분 분석법(Kirschvink 1980)을 이용하여 원점으로 수렴하는 안정된 특성 잔류자화 방향을 구하였다.

지구자기장 방향변화 기록추출 이후, 시료에 인위적인 자기장을 가하여 비자기이력 잔류자화(anhyseretic remanent magnetization, ARM) 및 등온잔류자화(isothermal remanent magnetization, IRM) 획득실험을 수행하였다. ARM은



시료에 90 mT의 교류자기장과 동시에 0.5 mT의 직류자기장을 가하여 획득시켰으며, 측정된 값은 0.1 mT로 표준화하여 ARM 대자율(ARM susceptibility,  $\chi_{ARM}$ )을 구하였다. 또한 시료에 1 T의 강한 직류자기장을 가한 후 측정된 값을 포화 등온잔류자화(saturation IRM, SIRM) 값으로 사용하였다. SIRM 획득 방향과 반대방향으로 0.1 T, 0.3 T를 가하여 각각  $IRM_{0.1T}$ ,  $IRM_{0.3T}$ 를 측정하였으며, S-ratio (예,  $S_{0.3T} = -IRM_{0.3T}/SIRM$ )를 계산하였다. SI 및 SIRM은 전체 자성광물 함량을 반영하고, ARM은 주로 입자크기가 작은 자성광물 함량변화를 지시한다. 본 연구에서는  $\chi_{ARM}/SIRM$ 를 자성광물 입자크기 지시자로 사용하였으며,  $\chi_{ARM}/SIRM$  비가 클수록 자성광물의 입자크기가 작아짐을 의미한다(Evans and Heller, 2003). S-ratio값은 1에 가까울수록 주로 자철석( $Fe_3O_4$ )과 같은 페리자성 광물이 존재함을 지시하며, 작은 값일수록 적철석( $\alpha-Fe_2O_3$ )과 같은 산화광물 함량이 증가함을 지시한다(Verosub and Roberts, 1995; Evans and Heller, 2003). 특히, NRM/ARM의 비는 지구자기장의 상대적인 강도변화 지시자로 활용된다(예, Channell, 1999; Yamamoto et al., 2007; Channell et al., 2012).

고지자기/암석자기 연대측정의 정확도를 높이기 위해, PC120201 와 PC931 시료에 대해서 각각 Be 동위원소와 산소 동위원소 연대측정을 병행하였다.  $^{10}Be$ 의 AMS 측정 및  $^9Be$  함량은 Choi et al. (2011)에 제시된 처리 및 분석방법을 이용하였으며, 뉴질랜드 지질핵과학 연구소(IGNS) 국립 동위원소 센터의 EN-tandem 가속기와 ICP-OES를 이용하여 각각 분석하였다. 표준시료를 이용해 측정된  $^{10}Be/^9Be$ 의 재연성(relative standard deviation)은 2.0~2.3%로 나타났다. 측정된 산소동위 원소값은 LR04 global  $\delta^{18}O$  stack (Lisiecki and Raymo, 2005)과 대조하였다.

### 3.4. 결과 및 토의

#### 3.4.1. 지자기 역전(geomagnetic reversal)을 이용한 연대측정

총 6개의 연구시료 중 NPGP1301-3A, PC932, PC120201에서 지구자기장 역전 기록이 나타났으며, 이는 퇴적연대가 78만년 이상임을 의미한다. NPGP1301-3A의 경우, 적도 지역에서 일반적인 현상인 0°내외의 낮은 북각으로 북각의 변화가 명확하지 않으나, 뚜렷한 편각의 변화가 관찰된다(Fig. 3-2). 즉, 약 400 cm 깊이까지 Brunhes chron으로 안정된 정자극이 유지되다가, 이후 Brunhes-Matuyama boundary를 지나 98만년에서 105만년까지의 Jaramillo subchron, 그리고 약 550 cm 깊이에서 120만년의 Cobb Mt. subchron까지 총 5차례의 지자기 역전현상이 나타난다(Fig. 3-2). 평균적으로 약 0.4 cm/kyr의

퇴적율을 보이며, 최 하부에서부터 400 cm까지 42만년 동안 약 0.36 cm/kyr의 낮은 퇴적율을 보이다가 400 cm 상부, Brunhes chron인 78만년 동안 약 0.51 cm/kyr로 퇴적율의 증가를 보인다. 지자기 역전현상을 이용한 연대측정으로 는 파악할 수 없는 NPGP1301-3A 시료의 Brunhes chron 동안의 퇴적율 변화 는 3.4.3 장에 추가로 기술하였다.

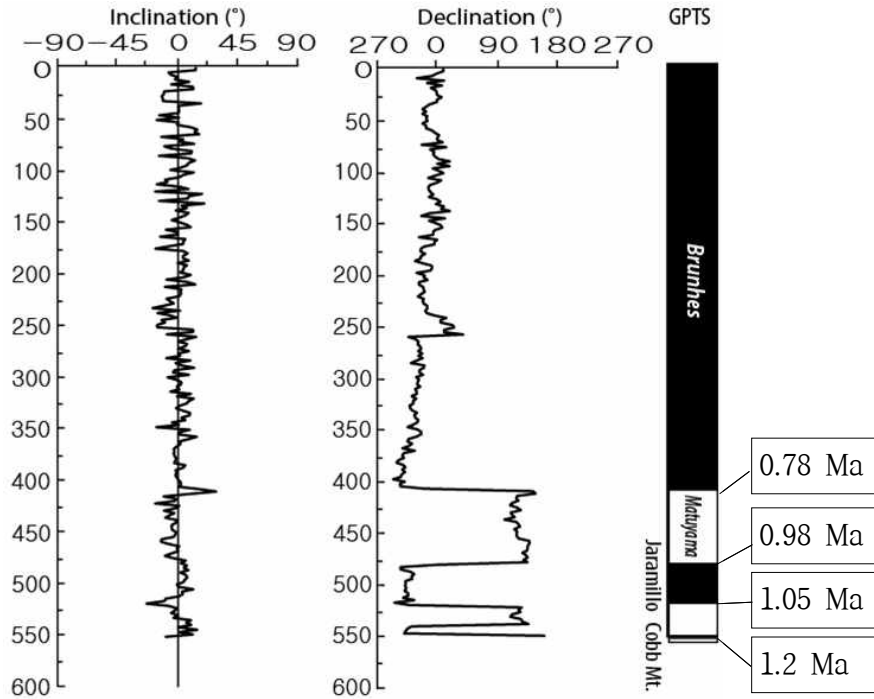


Fig. 3-2. Down core variation of paleomagnetic directions in NPGP1301-3A and correlation with the reference geomagnetic polarity time scale (GPTS).

NPGP1301-3A와 유사한 위도와 수심에서 채취된 PC932의 깊이 별 고지자기 방향변화를 Fig. 3-3에 나타내었다. 복각의 변화보다는 편각의 변화가 두드러지게 나타나며, 정자극이 깊이 약 370 cm까지 유지되다가 이후 Matuyama chron에 해당하는 역자극이 약 500 cm까지 나타난다. 이는 약 1 Ma의 퇴적연대를 지시하며, 평균 퇴적율은 0.5 cm/kyr로 계산된다. MGP1301-3A와는 다르게 Brunhes와 Matuyama chron 사이에 두드러진 퇴적율 차이를 보이지 않는다.

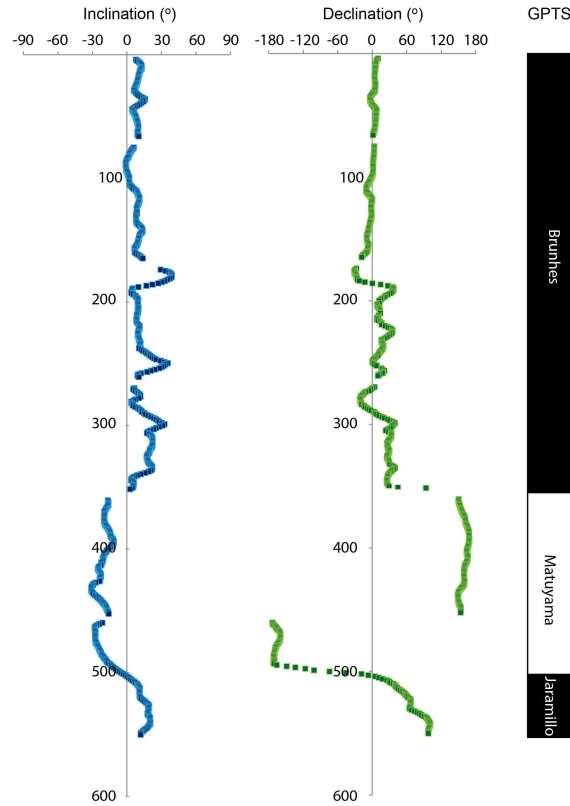


Fig. 3-3. Down core variation of paleomagnetic directions in PC932.

Fig. 3-4는 연구 시료 중 가장 수심이 깊고 매우 낮은 퇴적율을 보일 것으로 예상되는 PC120201에 대한 고지자기 결과이다. 역자극은 총 8개 구간에서 관찰되며, 특징적으로 정상에서 역전, 혹은 역전에서 정상으로 전이되는 동안에는 잔류자화 방향이 완벽히 대칭(편각:  $180^\circ$ 차이, 복각: + (-)에서 - (+)으로)되는 것이 아니라, 편각과 복각이 증가/감소하다가 점차 대칭적인 값을 보이게 된다(Fig. 3-4). 또한 지자기 전이 동안 MAD 또한 약  $10^\circ$ 내외의 높은 값을 보이며, 이는 잔류자화 방향이 상대적으로 불안정함을 의미하는데 서로 다른 자극의 혼합으로 인해 원점으로 향하는 퇴적당시의 지구자기장 방향이 오염된 결과로 판단된다. 이러한 잔류자화 성분의 부분적인 오염은 자극이 안정화(방향의 대칭과 함께 MAD 값의 감소)되면서 점차적으로 제거된다.

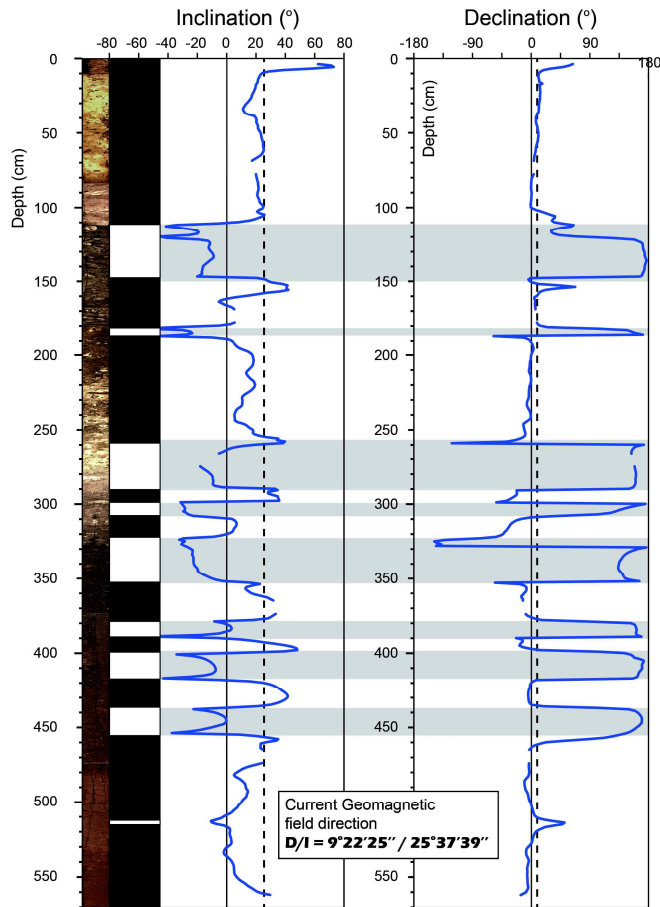


Fig. 3-4. Down core variation of paleomagnetic directions in PC120201.

결과적으로 PC120201에는 총 8회의 지구자기장 역전현상이 기록되어 있으며, 이는 모든 지자기 역전현상이 기록되었다고 가정할 때 연구시료가 약 450만년에 걸쳐 평균 1.3 mm/kyr의 속도로 퇴적되었음을 지시한다. 그러나 이는 기존에 보고된 0.2 mm/kyr 미만의 낮은 퇴적율(Hyeong et al., 2006; Choi et al., 2011)과는 상이한 결과이며, 낮은 퇴적율로 인해 불완전 역전 현상(Fig. 3-4.)에서 유추할 수 있는 바와 같이 비교적 짧은 역전이 매몰 되었을 가능성을 시사한다. 따라서 Be 동위원소 연대를 이용해서 고지자기 연대측정 결과를 보정하였다(Fig. 3-5). 이로부터 추정된 퇴적연대는 약 465 cm에서 1,340만년이며, 퇴적율은 암상에 따라 0.1~2.44 mm/kyr로 다양하게 변화하는 것으로 나타난다. 특히, 110 cm 깊이부터 0.1 mm/kyr의 매우 낮은 퇴적율 또는 무퇴적/침식으로 인해 최소 180만년 동안 지구자기장이 기록되지 못한 것으로 나타났다.

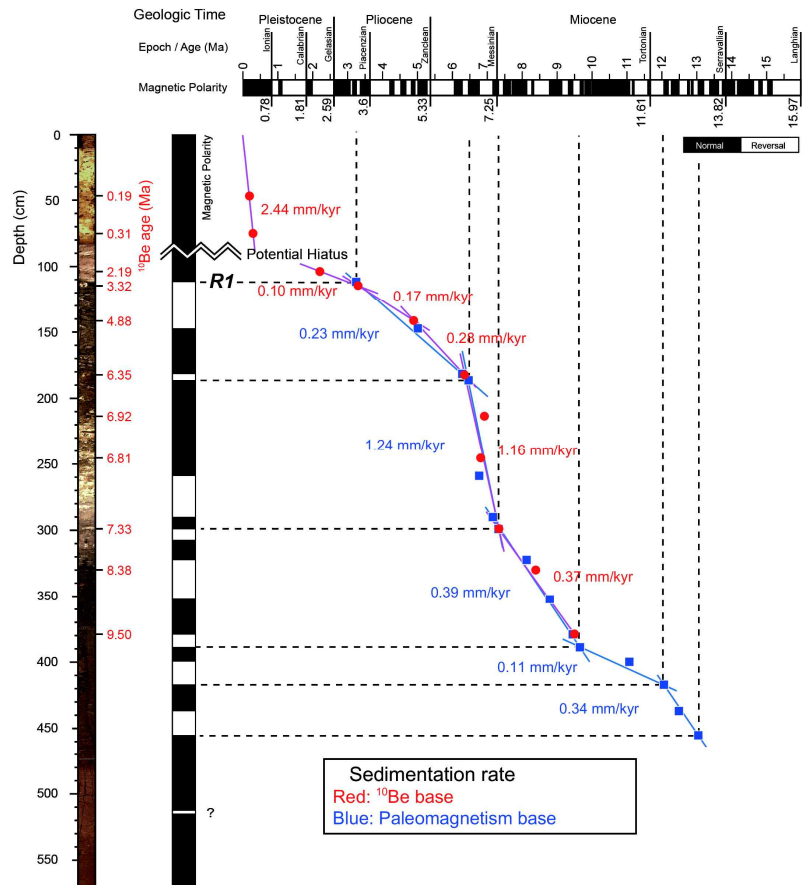


Fig. 3-5. Ages and sedimentation rates of PC120201 determined based on <sup>10</sup>Be/<sup>9</sup>Be and reversal patterns of geomagnetic field.

### 3.4.2. 지자기 회유(geomagnetic excursion)를 이용한 연대측정

지자기 회유 현상은 약 5천년 미만의 비교적 짧은 기간에 걸쳐 나타나는 현상으로서, 일반적으로 퇴적율이 1 cm/kyr 이상으로 비교적 높은 지역에서 관찰된다(Lund et al., 2006; Laj and Channel, 2007; Channell et al., 2012). PC931에 대한 고지자기 결과를 Fig. 3-6에 나타내었다. 퇴적물 코어 전반적으로 북각이 약 0° - 25°범위, 편각이 -30°- -40°범위에서 변화한다. 그러나, 약 40, 98, 183, 218 cm 깊이에서는 지자기 회유로 예상되는 50°이상의 매우 큰 편각의 변화가 나타난다. 이들은 각각 기존에 보고된 Laschamp Excursion (약 41 ka), Blake Excursion (약 120 ka), Iceland Basin Excursion (약 190 ka), Pringle Falls Excursion (약 235 ka)로 예상된다 (Tric et al., 1991; Fang et al., 1997; Oda et al., 2002; Stoner et al., 2003; Laj and Channell, 2007). 이로부터 218 cm 깊이까지 계산된 퇴적율은 0.93 cm/kyr이다.

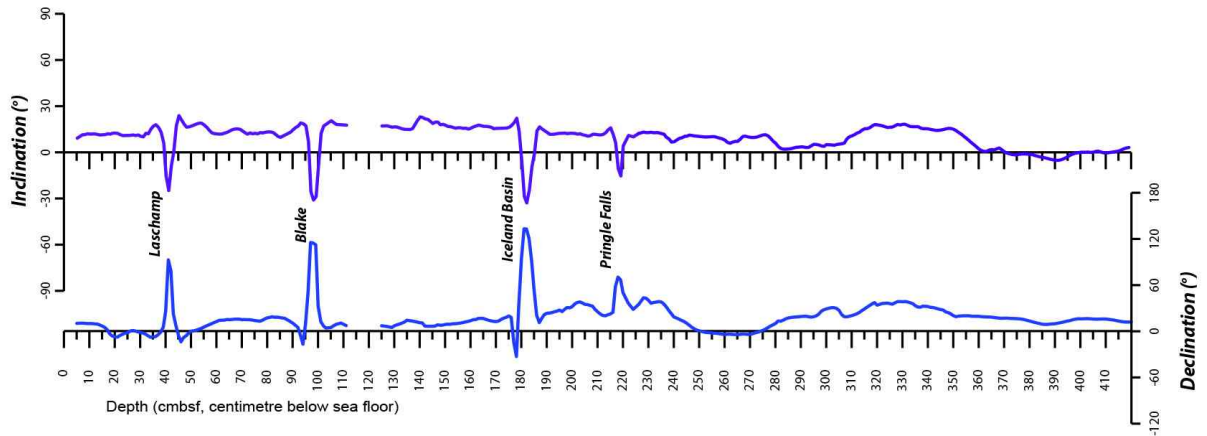


Fig. 3-6. Down core variation of the characteristic remanent magnetization (ChRM) directions (declination and inclination) in PC931 showing distinctive directional strays at four horizons.

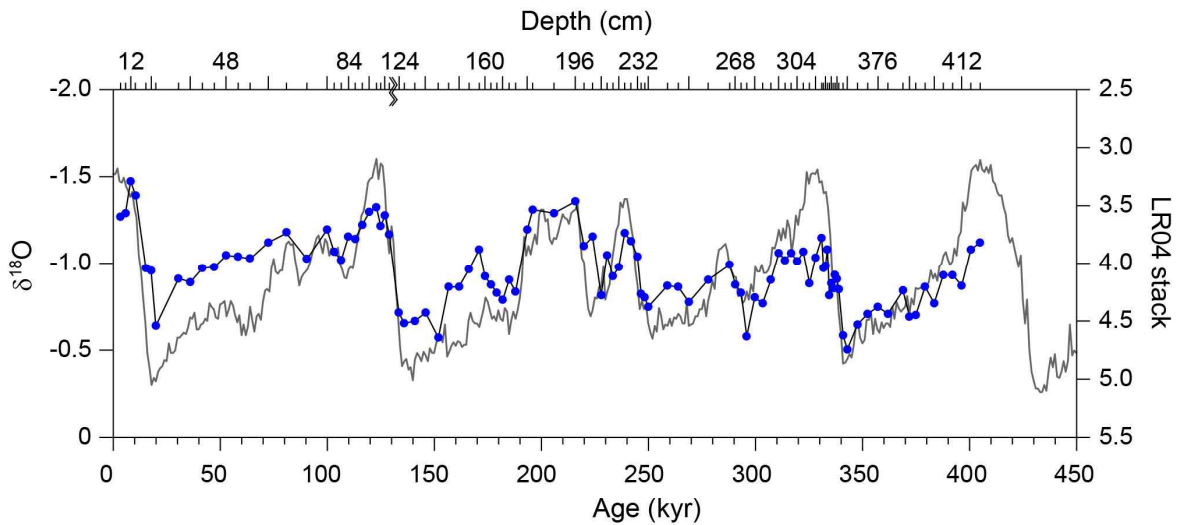


Fig. 3-7. Graphic correlation of measured  $\delta^{18}\text{O}$  (4 cm interval) to the LR04 global  $\delta^{18}\text{O}$  stack (Lisiecki and Raymo, 2005).

추정된 퇴적연대에 대한 검증을 위해 측정된 산소동위 원소값을 LR04 global  $\delta^{18}\text{O}$  stack (Lisiecki and Raymo, 2005)과 비교하였다(Fig. 3-7). 412 cm 깊이까지 대비되는 퇴적연대는 약 400 ka로서, 평균퇴적율은 1.04 cm/kyr로 계산된다. 300 cm - 350 cm 구간에서 약 1.67 cm/kyr로 퇴적율이 증가하는 것을 제외하고는 비교적 일정한 퇴적이 이루어진 것으로 나타난다. 또한 약 40 cm, 98 cm, 180 cm, 218 cm구간에 대한  $\delta^{18}\text{O}$  연대가 4회의 지자기 회유로 추정된 연대와 잘 일치하였다.

### 3.4.3. 지자기 강도(paleomagnetic intensity)를 이용한 연대측정

퇴적물에 기록된 과거 지구자기장 강도는 일반적으로 NRM/ARM의 비를 활용하여 상대적인 강도변화로 표현된다. 본 연구에서는 퇴적 연대가 78만년 미만의 비교적 젊은 퇴적물 주상코어 중 NPGP1301-1A, NPGP1301-3A 상부에 대해 지자기 강도변화를 이용하여 퇴적연대를 측정하였다. Fig. 3-7은 NPGP1301-1A의 상대강도 결과이다. 지난 80만년 동안의 표준 지자기 강도변화 자료(Sint-800: Guyodo and Valet, 1999) 와 비교결과, 약 100 cm 깊이의 상대강도가 40 ka로 대비되며, 225 cm에서 100 ka로, 375 cm에서 190 ka로, 그리고 525 cm에서 270 ka로 각각 대비된다. 이로부터 계산된 평균 퇴적율은 약 1.9 cm/kyr이다.

NPGP1301-3A 상부 구간에 대해 보다 명확한 퇴적율 변화를 알아보기 위해, 31개 코어의 상대강도 기록을 stacking한 지난 2백만년 동안의 표준 상대강도 기록인 Sint-2000 (Valet et al., 2005)와 비교하였다. Brunhes chron에 해당하는 상부 약 400 cm 구간의 지자기 상대강도 증가/감소 경향을 비교한 결과 최소 10회 이상의 대비가 가능하였다. 대표적으로 약 165 cm 깊이에서 340 ka로, 약 350 cm에서 700 ka로 각각 대비된다(Fig. 3-9).

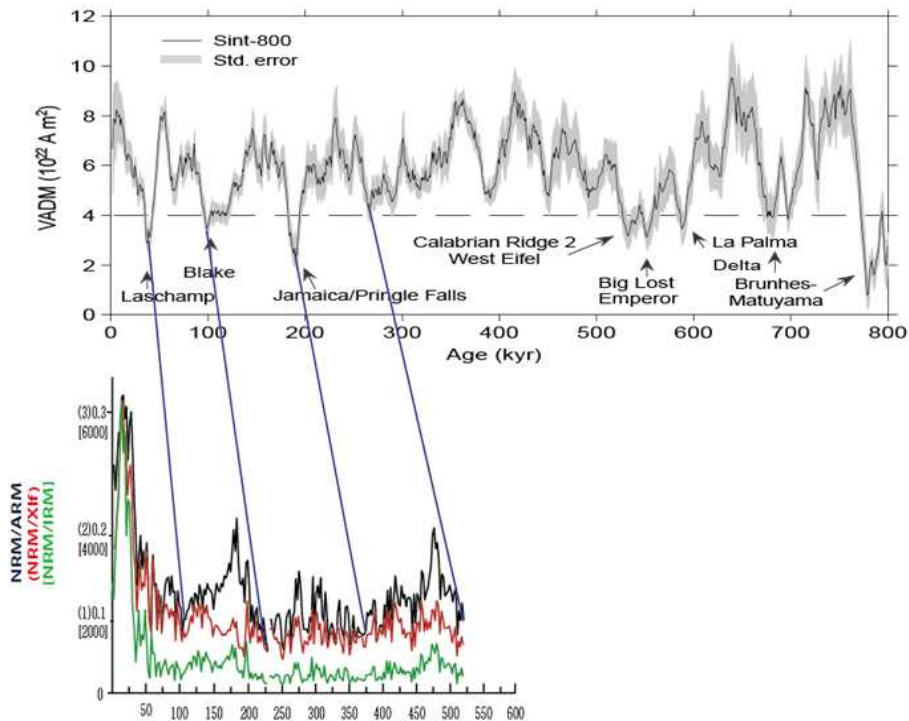


Fig. 3-8. Relative geomagnetic intensities of NPGP1301-1A (lower panel) and correlation with the reference intensity record (Sint-800: Guyodo and Valet, 1999).

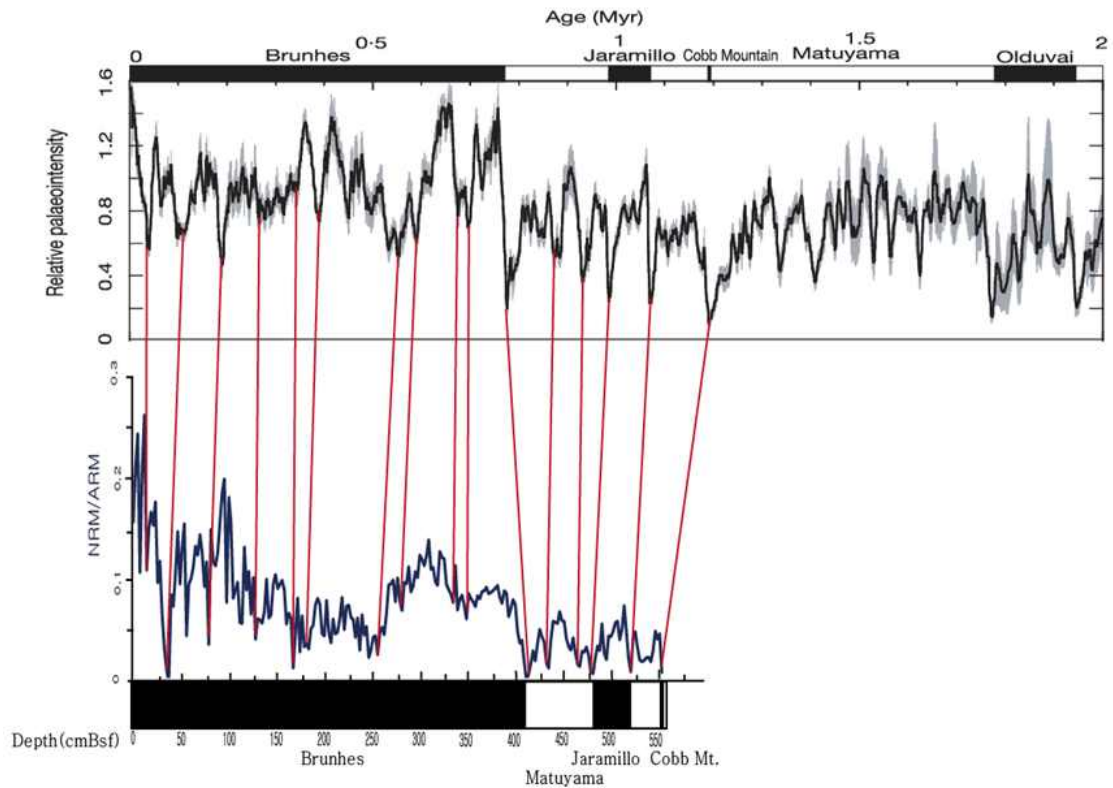


Fig. 3-9. Relative geomagnetic intensities of NPGP1301-3A (lower panel) and correlation with the reference intensity record (Sint-2000: Valet et al., 2005).

#### 3.4.4. 대자율(magnetic susceptibility)을 이용한 연대측정

북태평양 샤스키라이즈에서 채취한 퇴적물 주상시료(NPGP1302-1B)의 연대는 인근지점에서 연구된 ODP 198 site 1209B 주상코어와 대자율 패턴 비교에 근거하여 추정하였다(Fig. 3-10). 1209B의 age model은 benthic 및 planktic 유공충의 산소 동위원소 기록에 의하여 결정되었다(Bordiga et al., 2014). 대자율 비교 결과, 두 주상시료에서 나타나는 대자율값의 증가/감소 패턴이 매우 유사하며, 특히 화산 쇄설물의 유입에 의해 나타나는 대자율 peak들(Yamamoto et al., 2007)이 결정적인 연대 대비에 활용되었다. 이에 따라 520 cm 깊이에서 약 300ka의 퇴적연대로 나타나며, 평균 퇴적율은 약 1.83 cm/ky로 계산된다. 특히, 빙하기/간빙기의 주기성에 따라 나타나는 대자율 값의 변화는 샤스키라이즈에 공급되는 퇴적물이 기후변화 영향에 매우 민감하게 반응하고 있음을 지시한다.



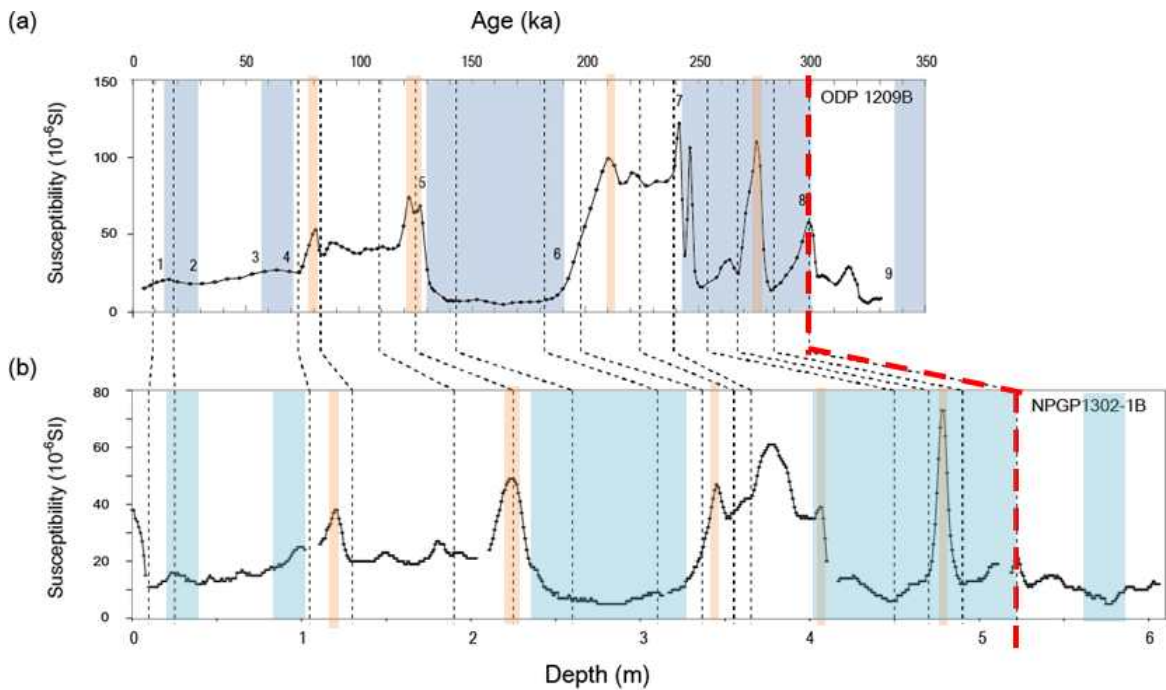


Fig. 3-10. Correlation of magnetic susceptibility (SI) between NPGP1302-1B and well-dated ODP 1209B (Bordiga et al., 2014). Orange bars: volcanic tephra input (Yamamoto et al., 2007).

### 3.5. 결론

과거 지구자기장 기록에 대한 안정성, 퇴적율 차이 및 퇴적물 공급지의 변화 등으로 인해 각각의 퇴적물 주상코어에 대해 최적의 고지자기학적 연대측정 방법 적용하였다. 6개 퇴적물 주상코어 중 주로 NPGP1301-3A, PC932, PC120201은 지자기 역전기록, PC931은 지자기 회유현상, NPGP1301-1A는 지자기 강도변화, 그리고 NPGP1302-1B는 대자율을 이용하여 퇴적연대를 추정하였다. 특히 PC120201의 경우 매우 낮은 퇴적율로 인해 지자기 역전기록이 매몰되는 현상이 발생하여 Be 동위원소 결과로 퇴적연대를 보정하였으며, PC931은 약 20만년 전후까지의 지자기 회유기록만이 보존되어 있어서 산소 동위원소 대비를 통해 지자기 회유기록을 확인, 퇴적연대를 결정하였다. 고지자기 및 암석자기 연구를 통해 추정된 퇴적연대는 Table 3-2에 정리하였다. 지구자기장의 변화 기록은 전 지구적인 현상이기 때문에, 본 연구를 통해 획득/제시된 자료는 향후 인근 지역에서 획득되는 퇴적물 주상코어의 연대 결정의 비교 기준으로 활용될 것이다.

Table 3-2. Summary of paleomagnetic age estimation

Core	Method	Depth (cm)	Age (ka)
PC931	Geomagnetic excursion, $\delta^{18}\text{O}$	412	400
PC932	Geomagnetic reversals	500	1,000
PC120201	Geomagnetic reversals, Be isotope	465	13,400
NPGP1301-1A	Geomagnetic intensity	525	270
NPGP1301-3A	Geomagnetic reversals / intensity	550	1,200
NPGP1302-1B	Magnetic susceptibility	520	300

### 3.6. 참고문헌

- Bloemendal, J., J.W. King, F.R. Hall, and S.-J. Doh, Rock magnetism of Late Neogene and Pleistocene deep-sea sediments: Relationship to sediment source, diagenetic processes, and sediment lithology, *Journal of Geophysical Research*, 97(B4), 4361-4375, doi:10.1029/91JB03068, 1992.
- Bordiga, M., M. Cobianchi, C. Lupi, N. Pelosi, N.L. Venti, and P. Ziveri, Coccolithophore carbonate during the last 450 ka in the NW Pacific Ocean (ODP site 1209B, Shatsky Rise). *Journal of Quaternary Science*, 29(1), 57-69, 2014.
- Channell, J.E.T., Geomagnetic paleointensity and directional secular variation at Ocean Drilling Program (ODP) Site 984 (Bjorn Drift) since 500 ka: Comparisons with ODP Site 983 (Gardar Drift), *Journal of Geophysical Research*, 104(B10), 22937-22951, doi: 10.1029/1999JB900223, 1999.
- Channell, J.E.T., D.A. Hodell, and J.H. Curtis, ODP Site 1063 (Bermuda Rise) revisited: Oxygen isotopes, excursions and paleointensity in the Brunhes Chron, *Geochemistry Geophysics Geosystems*, 13(1), Q02001, doi:10.1029/2011GC003897, 2012.
- Choi, H., G.S. Kong, I. Um, and J.H. Kim, Be Age-dating of Marine Sediments 14 from NE Pacific. *Journal of Mineral Society of Korea*, 24(3), 179-188, 2011.
- Donadini, F., M. Korte, and C.G. Constable, Geomagnetic field for 0-3 ka: 1. New data sets for global modeling. *Geochemistry, Geophysics*,

- Geosystem, 10, Q06007, doi.org/10.1029/2001JB000486, 2009.
- Evans, M.E., and F. Heller, *Environmental Magnetism: Principles and Applications of Enviromagnetics*, 299 pp., Academic Press, Oxford, 2003.
- Fang, X., J. Li, R. Van der Voo, C. MacNiocail, X. Dai, R.A. Kemp, E. Derbyshire, J. Cao, J. Wang, and G. Wang, A record of the Blake Event during the last interglacial paleosol in the western loess plateau of China, *Earth and Planetary Science Letters*, 146(1-2), 73-82, doi:10.1016/S0012-821X(96)00222-1, 1997.
- Gradstein, F., J. Ogg, and A. Smith, *A geologic time scale*. Cambridge Univ Press, Cambridge, 589p, 2004.
- Guyodo, Y., and J.P. Valet, Global changes in intensity of the Earth's magnetic field during the past 800 kyr. *Nature*, 399, 249-252, 1999.
- Hyeong, K., C.M. Yoo, J. Kim, S.B. Chi, and K.H. Kim, Flux and grain size variation of eolian dust as a proxy tool for the paleo-position of the Intertropical Convergence Zone in the northeast Pacific. *Palaeogeography Palaeoclimatology Palaeoecology*, 241, 214-223, 2006.
- Kim, W., S.J. Doh, Y. Yu, and Y.I. Lee, Magnetic evaluation of sediment provenance in the northern East China Sea using fuzzy c-means cluster analysis, *Marine Geology*, 337, 9-19, doi:10.1016/j.margeo.2013.01.001, 2013.
- Kirschvink, J.L., The least-squares line and plane and the analysis of palaeomagnetic data, *Geophysical Journal of the Royal Astronomical Society*, 62(3), 699-718, doi:10.1111/j.1365-246X.1980.tb02601.x, 1980.
- Korte, M., A. Genevey, and C.G. Constable, Geomagnetic field for 0-3 ka: 2. A new series of time-varying global models. *Geochemistry, Geophysics, Geosystem*, 19, Q06008, doi.org/10.1029/2008GC002297, 2009.
- Korte, M., C.G. Constable, F. Donadini, and R. Holme, Reconstructing the Holocene geomagnetic field. *Earth and Planetary Science Letters*, 312, 497-505, 2011.
- Laj, C., and J.E.T. Channell, Geomagnetic excursions, in M. Kono (ed.) *Treatise on Geophysics*, vol. 5, Geomagnetism, pp. 373-416, Elsevier, Boston, 2007.
- Lisiecki, L.E., and M.E. Raymo, A Pliocene-Pleistocene stack of 57 globally distributed benthic  $\delta^{18}\text{O}$  records, *Paleoceanography*, 20(1), PA1003,

- doi:10.1029/2004PA001071, 2005.
- Lourens, L.J., F.J. Hilgen, J. Laskar, N.J. Shackleton, and D. Wilson, The Neogene Period, in *A geologic time scale 2004*, edited by F.M. Gradstein et al., 409-440 pp., Cambridge University Press, Cambridge, 2004.
- Lund, S., J.S. Stoner, J.E.T. Channell, and G. Acton, A summary of Brunhes paleomagnetic field variability recorded in Ocean Drilling Program cores, *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, 156(3-4), 194-204, doi:10.1016/j.pepi.2005.10.009, 2006.
- Lurcock, P.C., and G.S. Wilson, PuffinPlot: A versatile, user-friendly program for paleomagnetic analysis, *Geochemistry Geophysics Geosystems*, 13(6), Q06Z45, doi:10.1029/2012GC004098, 2012.
- Maher, B.A., S.J. Watkins, G. Brunskill, J. Alexander, and C.R. Fielding, Sediment provenance in a tropical fluvial and marine context by magnetic 'fingerprinting' of transportable sand fractions, *Sedimentology*, 56(3), 841-861, 2009.
- Oda, H., K. Nakamura, K. Ikehara, T. Nakano, M. Nishimura, and O. Khlystov, Paleomagnetic record from Academician Ridge, Lake Baikal: A reversal excursion at the base of marine oxygen isotope stage 6, *Earth and Planetary Science Letters*, 202(1), 117-132, doi:10.1016/S0012-821X(02)00755-0, 2002.
- Robinson, S.G., The late Pleistocene palaeoclimatic record of North Atlantic deep-sea sediments revealed by mineral magnetic measurements, *Physics of The Earth and Planetary Interiors*, 42(1-2), 22-47, doi:10.1016/S0031-9201(86)80006-1, 1986.
- Stoner, J.S., J.E.T. Channell, D.A. Hodell, and C. Charles, A 580 kyr paleomagnetic record from the sub-Antarctic South Atlantic (ODP Site 1089), *Journal of Geophysical Research*, 108(B5), 2244, doi:10.1029/2001JB001390, 2003.
- Tominaga, M., W.W. Sager, M.A. Tivey, and S.M. Lee, Deep-tow magnetic anomaly study of the Pacific Jurassic Quiet Zone and implications for the geomagnetic polarity reversal timescale and geomagnetic field behavior. *Journal of Geophysical Research*, 113, B07110, 2008.
- Tric, E., C. Laj, J.-P. Valet, P. Tucholka, M. Paterne, and F. Guichard, The Blake geomagnetic event: Transition geometry, dynamical characteristics and geomagnetic significance, *Earth and Planetary*

- Science Letters, 102(1), 1-13, doi:10.1016/0012-821X(91)90013-8, 1991.
- Valet, J.P., L. Meynadier, and Y. Guyodo, Geomagnetic dipole strength and reversal over the past two million years. *Nature*, 435, 802-805, 2005.
- Verosub, K.L., and A.P. Roberts, Environmental magnetism: Past, present, and future, *Journal of Geophysical Research*, 100(B2), 2175-2192, doi:10.1029/94JB02713, 1995.
- Watkins, S.J., and B.A. Maher, Magnetic characterisation of present-day deep-sea sediments and sources in the North Atlantic, *Earth and Planetary Science Letters*, 214(3-4), 379-394, doi:10.1016/S0012-821X(03)00422-9, 2003.
- Yamamoto, Y., T. Yamazaki, T. Kanamatsu, N. Ioka, and T. Mishima, Relative paleointensity stack during the last 250 kyr in the northwest Pacific. *Journal of Geophysical Research*, 112, B01104, 2007.
- Yamazaki, T., Environmental magnetism of Pleistocene sediments in the North Pacific and Ontong-Java Plateau: Temporal variations of detrital and biogenic components, *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 10(7), Q07Z04, doi: 10.1029/2009GC002413, 2009.
- Yamazaki, T., Paleoposition of the Intertropical Convergence Zone in the eastern Pacific inferred from glacial-interglacial changes in terrigenous and biogenic magnetic mineral fractions, *Geology*, 40(2), 151-154, doi:10.1130/G32646.1, 2012.





## 제 4 장 유공충 종조성





## 제 4 장 유공충 종조성

### 4.1. 서론

부유성 유공충은 동물성 플랑크톤으로 수온과 염분, 먹이 섭식 등의 표층환경에 민감하게 반응하며 분포를 달리하기 때문에 고해양학 연구에 가장 많이 이용되는 미화석 중 하나이다(Thunell and Reynolds, 1984; Kuroyanagi et al., 2008). 부유성 유공충은 주로 유광대(photic zone; 0~200 m)에 서식하지만, 1,000 m 이상의 깊은 수심에도 분포한다(Kucera, 2007). 이러한 특성은 종마다 먹이 섭식과 생식에 따라 서식 깊이를 달리하기 때문이다(Kucera, 2007). 예를 들면, 공생조류를 가지는 *Globigerinoides ruber*, *Globigerinoides sacculifer* 등의 경우에는 주로 표층에서 서식하지만, 공생조류 없이 식물성 플랑크톤을 먹고 사는 *Globorotalia tumida*, *Globorotalia menardii* 등의 경우에는 밀도약층(pycnocline)에 가장 많이 분포한다(Watkins et al., 1996, 1998).

동일한 지역의 표층환경에 분포하는 군집들은 계절에 따라 변화를 보이기도 한다. 예를 들면, 따뜻하고 성층화가 강화된 빈 영양환경에서는 조류로부터 영양분을 공급받을 수 있는 *G. ruber*와 *G. sacculifer*가, 표층에서의 혼합 또는 용승이 활발하여 일차생산성이 증가하는 시기의 경우에는 *Globigerina bulloides*, *Globigerinita glutinata*와 같이 식물성 플랑크톤을 먹이원으로 하는 종이 번성하는 것으로 알려져 있다(Thunell and Reynolds, 1984; 이유리 외, 2014). 부유성 유공충은 동일 종의 형태변화를 통해서도 환경변화를 유추하기도 한다. *Neogloboquadrina pachyderma*와 *Globorotalia truncatulinoides*는 낮은 수온에서는 실이 왼쪽으로 형성되며, 수온이 증가할수록 오른쪽으로 형성되는 개체수가 증가한다(Jian et al., 2000; Darling et al., 2006). 이처럼 종마다 선호하는 환경적 특성 때문에 유공충의 석회질 각의  $\delta^{18}\text{O}$ 나 Mg/Ca 등의 화학조성뿐만 아니라 부유성 유공충 군집조성을 이용하여 과거의 온도와 염분, 생산성, 수층구조 등을 복원하는 연구가 현재까지 많은 학자에 의해 수행되고 있다(Baker et al., 2005; Sadekov et al., 2009; Martínez-Botí et al., 2011).

북태평양 순환류는 5대 순환류 중 하나로, 적도에서 북위 50°에 걸쳐 흐르며, 해류 시스템 중 가장 넓은 영역을 차지한다(Karl, 1999). 북태평양 순환류의 강도와 위치변동은 대기 및 생태계와의 상호작용을 통해 태평양뿐만 아니라 전 지구적인 기후시스템에 영향을 미친다. 북태평양 순환류는 태평양 진동(Pacific Decadal Oscillation)이나 엘니뇨 남방진동(El Niño Southern Oscillation)과 같은 단주기 기후 변동성부터(Lorenzo et al., 2008), 빙하기/간빙기의 장주기 기후 변동성에 따라 그 크기와 해류강도가 변화한다

(Lavaniegos and Ohman, 2003, 2007). 예를 들면, 빙하기 동안에 북극의 빙하 퇴적물이 북위 50° 이하까지 남하하였다는 연구결과는 쿠로시오 해류 또한 남하하였다는 증거가 되며, 이로 인해 북태평양 순환류의 규모는 수축하는 형태를 보인다(Kent et al., 1971). 또한, 엘니뇨(El Niño) 기간 동안 편서풍의 강화로 쿠로시오 해류가 남하하고, 반대로 라니냐(La Niña) 동안 쿠로시오 해류가 북상하는 변동성은 적도해역과 북태평양 해류지역의 원격상관성을 지시한다(Yamamoto et al., 2005).

적도 태평양에 존재하는 난수역(warm pool)의 해수는(>28°C) 해류의 흐름에 따라 고위도 지역으로 이동하기 때문에 전 지구적인 열적평형을 이루는 역할을 한다. 적도 태평양의 따뜻한 해수는 쿠로시오 난류에 의해 북쪽으로 흘러가며, 북에서 내려오는 오야시오 한류를 만나 한반도 근해 및 동아시아 해역에 다양한 해양환경이 조성된다. 이러한 특성 때문에 쿠로시오 난류와 오야시오 한류가 만나는 천이대의 위치변동은 일본 및 한국, 중국 등에 의해 많은 연구가 되어 왔다(Takemoto and Oda, 1997; Qui, 2001). 이와 같이 기후변화에 따른 북태평양 순환류의 변동성에 대한 이해를 위해 많은 연구가 수행되었지만, 전 지구적 기후변화가 북태평양 순환시스템에 미치는 영향 및 북태평양 순환류의 변동이 주변 해역의 기후에 미치는 영향에 대한 연구는 아직 미미하다. 따라서 본 연구에서는 중앙태평양 적도해역과 북서태평양 지역에서 산출되는 부유성 유공충 이용하여 LGM 이후의 고해양환경을 복원하고, 시대에 따른 두 지역의 기후상관성을 규명하고자 한다.

## 4.2. 연구지역

태평양 적도해역의 표층해류는 북적도 해류(North Equatorial Current; NEC)와 남적도 해류(South Equatorial Current; SEC), 북적도 반류(North Equatorial Countercurrent; NECC) 세 가지 주요 해류의 영향을 받는다(Fig. 4-1). 이 중 북적도 해류는 북위 10-25°에서 서쪽으로 흐르며, 필리핀 해역에서 두 갈래로 갈라진다(Fig. 4-1). 필리핀 해역에서 갈라진 해류 중 북상하는 해류가 쿠로시오 해류이다(Kawai, 1972). 일본 동쪽 해안을 따라 북상하는 쿠로시오 해류는 북위 약 35°에서 오야시오 해류를 만나 동쪽으로 흐르는데 이 해류가 북태평양 해류이다(Takemoto, 1997)(Fig. 4-1). 북태평양 해류는 동쪽으로 흐르며 북아메리카 대륙을 만나 남하하며 캘리포니아 해류를 형성한다. 이와 같이 북태평양 순환류는 크게 북적도 해류, 쿠로시오 해류, 북태평양 해류, 캘리포니아 해류의 네 가지 해류로 구성되며 적도에서 북위 50°에 이르는 규모로 시계방향의 순환시스템을 형성한다(Karl, 1999). 본 연구는 북태평양 순환류의

북서태평양의 쿠로시오 확장역 NPGM/P 1302-1B (32°N, 158°W)과 중앙태평양 적도해역, 날짜 변경성 인근에 위치한 MC 090301(6°N, 177°W) 두 지역에서 수행되었다(Fig. 4-1, Table 4-1).

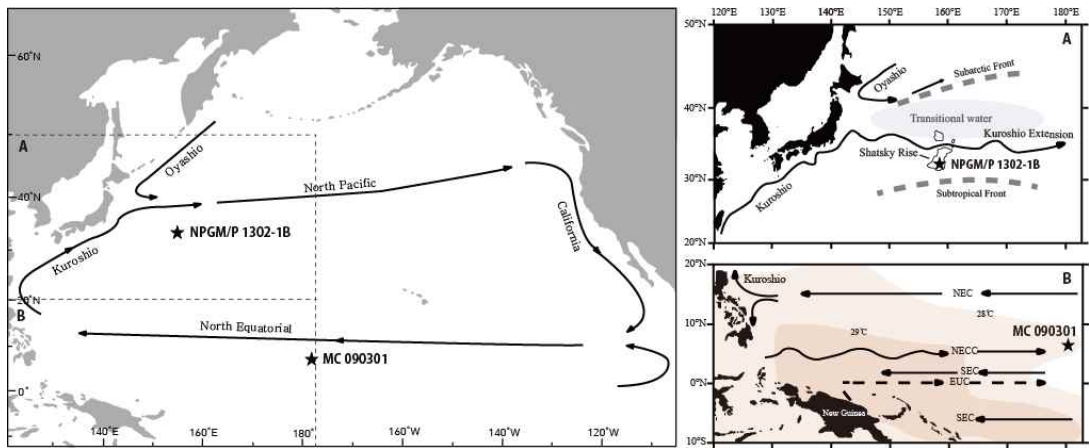


Fig. 4-1. Localities of two cores (NPGM/P 1302-1B, MC 090301) and major surface currents affecting environmental conditions in the sampling areas. Arrows indicate direction of the surface currents. (A) Detail of core (NPGM/P 1302-1B) locality with two major surface currents (Oyashio Current and Kuroshio Current), (B) Detail of core (MC 090301) locality with major surface currents (NEC, North Equatorial Current; ECC, Equatorial Counter Current; SEC, South Equatorial Current; NECC, North Equatorial Counter Current) [Modified from Ohkushi et al. (2000) and Wang (1998)].

#### 4.2.1. 쿠로시오 확장역

북서태평양 지역은 쿠로시오 난류와 오야시오 한류의 영향을 받는 지역으로, 아열대(subtropical)와 아한대(subarctic), 천이대(transitional)의 수괴(water mass)가 형성된다(Eguchi et al., 1999). 쿠로시오 난류는 고온(약 19°C) · 고염(34.7 PSU)의 해류로, 비교적 생산성이 낮지만 적도에서 고위도로의 열에너지를 전달하는 역할을 한다(Qiu, 2001; Oba and Murayama, 2004). 오야시오 한류는 저온(약 4°C) · 저염(32.7 PSU)의 해류로, 아한대의 풍부한 영양염을 저위도 해역으로 전달하는 역할을 한다(Qiu, 2001; Oba and Murayama, 2004). 쿠로시오 해류와 오야시오 해류가 만나는 천이대에서는 수온과 염분이 수직적으로 급변한다. 연구 해역은 쿠로시오 확장역 아래에 위치한다(Fig. 4-1). 쿠로시오 확장역은 동쪽으로 곡류를 그리며 진행되며, 계절적으로 1-2°의 위도변화를

보이는 것으로 알려져 있다(Qiu, 2002). 이 두 해류의 규모와 세기에 따라 같은 지역일지라도 생산성·수온·염분의 변화를 보이며 이에 따라 퇴적상과 생물상이 다르게 나타난다.

Table 4-1. Details of core samples collected in Kuroshio Extension area and Central Equatorial Pacific area.

	Station No.	Latitude (N)	Longitude (W)	Depth (m)	Core length (cm)
Kuroshio Extension (Shatsky Rise)	NPGM 1302-1B	32°16'	158°13'	2514	24
	NPGP 1302-1B	32°18'	158°14'	2503	613
Central Equatorial Pacific (Magellan Rise)	MC 090301	06°40'	-177°28'	3409	31

기존 연구는 코아 퇴적물을 이용한 부유성 유공충 연구를 통해 LGM 이후의 수온 및 염분 그리고 쿠로시오 해류와 오야시오 해류의 위치를 복원한 바 있다(Ujiié et al., 2003; Oba et al., 2004). 이들 연구는 주로 일본 근해에서 이루어졌다. 이는 북서태평양의 대부분의 공해해역이 탄산염 보상심도보다 깊어 탄산염을 잘 보존한 주상시료를 확보하는 것이 용이치 않았기 때문인 것으로 판단된다. 북서태평양 지역 중에서도 샤스키 고원(Shatsky Rise)에 위치한 연구해역은 수심 약 2,500 m로, 탄산염 보상심도(calcite compensation depth; 4,000 - 4,500 m)와 용해비약수심(lysocline; 2,900 m)보다도 얕은 수심으로 탄산염의 보존이 양호하여 고해상도의 기록을 얻을 수 있는 지역이다(Berger and Winterer, 1974; Vincent, 1975). 본 연구에서는 탄산염 보존이 양호하고 퇴적물이 높은 샤스키 고원 지역에서 코아 퇴적물을 확보하여 연구를 수행하였다.

북서태평양 해역에서 나타나는 현생 부유성 유공충은 위도에 따른 수괴의 특성에 따라 종조성을 달리한다. 아열대 해역에서는 *G. ruber*, *G. sacculifer*와 같은 종들이 우세하게 나타난다(Mohiuddin et al., 2002; Eguchi et al., 2003). 북위 35°가 넘어 쿠로시오와 오야시오가 만나는 천이대에서는 아열대 해역에서 번성하던 *G. ruber*, *G. sacculifer*는 줄어들며, *N. pachyderma*, *N. dutertrei*, *G. inflata*가 번성하며(Mohiuddin et al., 2002, 2004, 2005), 북위 43°이상의 아한대

해역에서는 *G. pachyderma*가 독보적으로 우세하게 나타난다(Kuroyanagi et al., 2002).

#### 4.2.2. 중앙태평양 적도해역

중앙태평양 적도해역에 위치한 연구지역은 서태평양 난수역의 동쪽 경계부인 날짜 변경선 인근에 위치하여 난수역의 위치와 규모변화에 따라 해양환경이 급변하는 지역이다(Yamasaki et al., 2008). 서태평양 난수역은 지구상에서 가장 따뜻한 해역(>28°C) 중 하나로, 다른 적도 해역에 비해 약 2~5°C 높은 표층 수온을 보인다(Yan et al., 1992). 고위도로 열을 전달하는 주요한 원천으로 전 지구적인 열적평형을 유지하는 역할을 하며(Meyers et al., 1986), 엘니뇨 남방진동을 움직이는 원동력이다(Yamasaki et al., 2008). 적도 태평양 표층 해역의 워커 순환(Walker circulation)이 약화되면 무역풍의 약화로 난수역은 동쪽으로 이동하고, 워커 순환이 강화되면 무역풍의 강화로 평상시보다 난수역이 더 서쪽으로 이동한다(Williams and Funk, 2011). 서태평양 난수역의 크기와 위치의 변화는 본 연구지역의 해역의 수심 및 종조성에 크게 영향을 미치기 때문에 연구지역에서의 난수역의 크기와 위치변화를 이해하는 것은 고환경을 이해하는데 매우 중요하다.

난수역은 성층화가 강하게 발생되어 생산성이 매우 낮은 곳이다. 따라서 빈 영양환경에 주로 서식하는 *G. ruber*와 *G. sacculifer*가 높은 비율을 차지하는 것으로 알려져 있다(Kawahata et al. 2002; Yamasaki et al., 2008). 하지만 난수역 동쪽 경계부에서는 강한 용승이 일어나는 시기에 *G. glutinata*, *G. bulloides*와 같이 용승이 활발한 해역에서 번성하는 종들이 증가하는 것으로 나타난다(Thunell and Reynolds, 1984; Yamasaki et al., 2008). 연구시료가 확보된 정점은 마젤란 고원(Magellan Rise)에 위치하여 중앙태평양 지역의 용해비약수심(약 4,000 m)이나 탄산염보상심도(4,200 - 4,500 m)보다 수심이 낮아(3,409 m) 중앙태평양 지역에서 보존이 잘된 탄산염 시료를 확보할 수 있는 지역이다(Gianguzza et al., 2000)(Table 4-1).

### 4.3. 연구방법

#### 4.3.1. 시료채취 및 처리

LGM 이후 고해양 환경변화를 알아보기 위한 본 연구에서는 2009년과 2013년도에 한국해양과학기술원의 해양탐사에서 채취한 심해 퇴적물 시료를 이용하였다. 심해 퇴적물은 다중시료 채취기(multiple corer)와 주상시료 채취기(piston corer; barrel length 9 m)를 이용하였으며, MC 090301 (길이 31 cm)은

다중시료 채취기를, NPGM 1302-1B(길이 24 cm)와 NPGP 1302-1B(길이 613 cm)는 인근 지역에서 각각 다중시료 채취기와 주상시료 채취기로 채취하였다. 북서태평양에서 다중 코아 퇴적물(NPGM 1302-1B)의 연대가 LGM에 미치지 않으며, 주상 코아 퇴적물(NPGP 1302-1B)은 상부가 교란되어,  $^{14}\text{C}$  연대측정을 통해 두 퇴적물 시료를 대비하여 함께 사용하였다(Table 4-1). 쿠로시오 확장역인 샤스키 고원에서 채취한 NPGM 1302-1B와 NPGP 1302-1B는 유공충 이외에도 방산충, 규조, 육성기원 퇴적물을 다량 함유한 황갈색의 사질 점토이며, 중앙태평양 적도해역인 난수역 동쪽경계부에서 채취한 MC 090301은 대부분 유공충으로 이루어진 백색의 균질한 사질 점토이다.

채취한 퇴적물은 1 cm 간격으로 부 시료를 채취 하였으며, 동결건조기(freeze drier, FD8518)를 이용하여 24시간 이상 건조하였다. 건조된 퇴적물은 약 0.5~1g을 2% 칼곤(calgon) 용액을 이용하여 응결된 점토 입자를 분리하였고, 63  $\mu\text{m}$  체에 걸러주었다. 걸러진 퇴적물은 부유성 유공충의 식별 가능 크기인 125  $\mu\text{m}$ 를 체로 한번 더 걸러 종조성에 유효한 개체수인 300개체 이상이 될 때까지 샘플 분리기(riffle sample divider)로 균일하게 나누었다. 퇴적물 시료 중 125  $\mu\text{m}$  이상에 나타나는 부유성 유공충을 비롯한 여러 미화석의 관찰은 Carl Zeiss SV II 실체현미경을 이용하여 최대 600배의 배율에서 이루어졌다. 부유성 유공충의 동정은 기존에 출판된 여러 책과 논문을 활용하여 이루어졌다(e.g. Saito et al., 1981; Ujiie and Ujiie, 2000).

#### 4.3.2. 유공충 균집해석

산출된 부유성 유공충은 총 300개체 이상을 동정하였으며, 이 중 4% 이상 되는 종은 주요 종으로 분류하였다. 주요 종은 주사전자현미경(scanning electron microscope, SEM)을 이용하여 세부 구조를 관찰하였으며, 주요 부유성 유공충은 부록에 첨부하였다. 단, 산출된 부유성 유공충 중 *Turborotalita quinqueloba*는 크기가 매우 작아 전체적인 종의 상대적인 변화를 왜곡시킬 수 있어서(Capotondi et al., 2004) 본 연구에서는 제외했다. 동정 된 유공충 중 몇몇 종들은 생태학적으로 유사하여 하나의 그룹으로 분류하였다(*G. ruber* group: *G. ruber*, *G. pyramidalis*, *G. cyclostomus*, *G. elongatus*).

#### 4.3.3. 탄산염 용해지수 분석

대부분의 해양은 일반적으로 근해를 제외하고 탄산염의 불포화도를 이루며 이러한 불포화 상태는 수심이 증가함에 따라 강화된다(Berger, 1968). 탄산염으

로 이루어진 부유성 유공충은 표층 해수에 서식하지만, 죽고 난 후 해저로 떨어진다. 수심이 깊어질수록 부유성 유공충 용해는 더욱 강해지며, 퇴적된 후에도 속성작용에 의해 유공충은 용해에서 자유로울 수 없다(Conan et al., 2002). 또한, 부유성 유공충의 용해는 종마다 다르게 나타나는데, 일반적으로 용해에 강한 종들이 있는가 하면(*P. obliquiloculata*, *G. tunica* 등), 특정 종(*G. ruber*, *G. sacculifer* 등)들은 용해에 약한 것으로 알려져 있다(Chaisson, 1995). 용해가 발생하는 과정에서 용해에 강한 종들과 약한 종들의 선별적인 용해가 발생하며, 용해의 정도가 강해질수록 용해에 강한 종들의 비율도 높아진다(Pfuhl and Shackleton, 2004). 따라서 용해에 의해 퇴적물 내의 유공충 종조성은 생존 당시의 유공충의 종조성을 반영하지 않는 경우가 상당수이다. 이러한 이유 때문에 용해의 정도를 파악하는 것은 유공충뿐만 아니라 용해에 취약한 미화석(규조, 코콜리스, 방산충 등)을 연구하는데 필수불가결이다(Takahashi, 1982; Flores et al., 2003; Ryves et al., 2006).

부유성 유공충의 용해도를 평가하는 가장 일반적인 방법이며 신뢰도가 높은 방법은 파편의 개수를 직접 세는 방법이다(Berger, 1970; Le and Shackleton, 1992; Greene et al., 1994; Conan et al., 2002). Conan et al. (2002)은 퇴적물 포집 장치로 채집한 부유성 유공충과 퇴적물 내의 부유성 유공충 종조성과의 관계에서 파편도(fragmentation, F)가 다른 용해지시자에 비해 용해의 정도를 파악하는 가장 적합한 인자임을 입증하였다. 하지만 파편도는 정확도는 높으나 많은 시간이 소요되기 때문에, 연구 초기에는 대체로 간편한 방법인 탄산염 함량( $\text{CaCO}_3$ )이나 coarse size fraction (CSF)을 주로 사용해왔다(Olausson, 1965; Hays and Perruzza, 1972). 탄산염 함량은 퇴적물 내의 탄산염 광물의 함량을 측정하는 방법으로, 용해도를 평가하는 가장 간편한 방법이다. 하지만, 탄산염 함량은 주로 육성기원 퇴적물에 의한 회석이나 석회질 생명체 생산성의 변화, 탄산염 광물의 용해에 의해 함량이 좌우되기 때문에 용해만을 측정하는 인자로 해석하기는 어렵다(Volat et al., 1980). CSF는 전체 퇴적물 무게에서  $63 \mu\text{m}$  이상 크기의 무게비율로,  $63 \mu\text{m}$  이상에서는 온전한 부유성 유공충이,  $63 \mu\text{m}$  이하에서는 용해된 부유성 유공충 파편이 남아있다는 전제 하에서 만든 방법이다(Pfuhl and Shackleton, 2004)(Table 4-2). 하지만 CSF는 유공충 이외의 육성기원 퇴적물이나 미화석(방산충, 규조 등)의 영향을 배제하지 않기 때문에 환경 조건에 따라 영향을 많이 받는다(Li and Jian, 2001; Kimoto et al., 2003).

환경조건을 최대한 배제하고 부유성 유공충만의 용해도를 측정하는 방법에는 저서성 유공충 비율(benthic, B)과 방산충 비율(radiolarian, R), 유공충 종조성을 이용한 용해도 평가방법 등이 있다(Table 4-2). 저서성 유공충 비율은 저서성 유공충이 부유성 유공충에 비해 상대적으로 용해에 강한 점을 토대로 만

든 방법이다(Thunell, 1976). Arrhenius (1952)는 저서성 유공충이 부유성 유공충보다 약 세배 강하다고 주장하는 한편, 강한 부유성 유공충보다는 용해에 약하다고 주장하는 학자도 있다(Adelseck, 1978; Boltovskoy and Totah, 1992). 또한, 저서성 유공충 비율은 용해보다는 생산에 의해 좌우된다는 주장도 있다(Conan et al., 2002). 따라서 저서성 유공충 비율이 용해에 미치는 정확한 이해가 필요하다. 방산충 비율의 경우는 실리카 성분인 방산충과 탄산염 성분인 유공충의 서로 다른 용해 기작을 바탕으로 만든 방법으로 값이 클수록 높은 용해의 정도를 나타낸다(Rottman, 1979; Peterson and Prell, 1985; Conan et al., 2002).

부유성 유공충 종조성을 이용한 용해도는 주로 용해에 강한 종과 용해에 약한 종의 상대적인 비를 이용하며, 일반적으로 시대에 따른 환경변화의 변수는 무시하고 종조성이 일정하다는 가정 하에서 해석한다(Table 4-2). 용해에 강한 종들의 비율(Res)은 부유성 유공충 용해비약수심을 밝히는 단서가 되지만, 단독으로 사용하기에는 용해 지시자로서의 정확성은 떨어지기도 하며(Cullen and Prell, 1984), 강하게 용해를 받은 유공충은 퇴적물을 처리할 때 실험 과정에서 발생하는 용해에 더 취약하여 실제적인 용해도와도 차이를 보인다(Volat et al., 1980). 유공충 종조성을 이용한 또 다른 용해지시자인 FDX은 종마다 다른 용해 저항성을 순위로 매겨, 퇴적물 내의 유공충 함량과의 계산을 통해 용해의 정도를 파악하는 방법으로(Berger, 1979), 용해를 강하게 받은 지역에서 잘 나타나는 방법으로 알려져 있다(Conan et al., 2002)(Table 4-2).

앞에서 설명한 바와 같이 탄산염 용해의 정도를 판단하는 방법은 다양하나 연구마다 용해도를 평가하는 방법은 다르다(Berger, 1970; Olausson, 1965; Volat et al., 1980). 이러한 이유는 연구지역마다 나타나는 환경적인 차이가 발생하기 때문이다. 예를 들면, 남중국해에서는 파편도나 저서성 유공충 비율이 잘 적용되나, 같은 지역에서 CSF나 탄산염 비율은 “biogenic bloom”과 같은 환경변수에 의해 영향을 받기 때문에 용해도를 적용하기 어렵다(Li and Jian, 2001). 반면, 서태평양에서 적도해역에서는 CSF가 가장 잘 적용된다(Kimoto et al., 2003). 따라서 지역에 따른 환경인자를 이해하고, 용해를 평가하는 적합한 방법을 모색하는 것 또한 중요하다. 본 연구에서는 다양한 지시자를 이용하여 용해도 평가를 실시하였다(Table 4-2).

#### 4.3.4. 표층 수온 복원

부유성 유공충 종조성을 좌우하는 가장 큰 환경적 요소는 표층 수온이다(Morey et al., 2005). 산출된 유공충은 특정 온도 범위에서 나타나기 때문에 부



유성 유공충의 종조성 변화는 곧, 수온변화를 지시한다.(Bijma et al., 1990; Zaric et al., 2005). 부유성 유공충의 종조성을 이용한 표층 수온변화는 주로 한수종과 난수종의 비율로 나타낼 수 있다(Rögl and Bolli, 1973). 연구지역의 과거 표층 해수의 수온변화를 복원하기 위해 Rögl and Bolli (1973)의 방법(Warm-water indicator)과 Berger (1969) 방법(SST)을 이용하였다. “Warm-water indicator”는 한수종(*G. bulloides*, *N. pachyderma*, *G. inflata*)과 난수종(*G. ruber*, *G. sacculifer*, *G. menardii*) 전체에서 난수종의 비율을 구하는 방법으로, 값이 높을수록 따뜻한 환경을 지시한다. Berger (1969)의 방법(SST)은 특정 종이 서식하는 최적온도( $t_i$ )와 특정 종의 비율( $p_i$ )을 곱한 합산을 전체종의 비율의 합산( $\sum p_i$ )으로 나누어 구하는 방법으로, 다음과 같이 나타낸다.

$$T_{est} (^{\circ}\text{C}) = \frac{\sum(p_i \cdot t_i)}{\sum p_i}$$

Table 4-2. Several indices estimating degree of calcium carbonate dissolution of planktic foraminifera.

Index	Equation	
CaCO <sub>3</sub>	$CaCO_3 = TIC \times 8.3333$	TIC=total inorganic carbon
CSF	$CSF(\%) = \frac{> 63\mu m (g)}{total\ sample (g)} \times 100$	CFS=Coarse size fraction
F <sub>LS</sub>	$F_{LS} = \frac{(F/8)}{W+(F/8)} \times 100$	F = number of planktic foraminifera (PF) fragments W = number of whole PF 8 = constant (arbitrarily chosen)
B	$B(\%) = \frac{B}{B+W} \times 100$	B = number of benthic tests
R	$R(\%) = \frac{R}{R+B+W} \times 100$	R = Radiolarian
Res	$Res(\%) = \frac{resistant\ species}{total\ species} \times 100$	Resistant species referred from Berger (1968)
FDX	$FDX = \Sigma(piRi) / \Sigma pi$	Ri: rank of species I pi: percentage of species i

#### 4.3.5. $^{14}\text{C}$ 연대측정

퇴적물의 정확한 연령 결정 및 층서 대비를 위하여  $^{14}\text{C}$ 을 이용한 연대측정을 실시하였다. 난수역 동쪽 경계부에서 채취한 다중 코아 퇴적물(MC 090301, 31 cm)에서는 5~6 cm, 13~14 cm, 20~21 cm, 30~31 cm의 4개 구간에서 연대를 측정하였다. 쿠로시오 확장역에서 채취한 다중 코아 퇴적물(NPGM 1302-1B, 24 cm)에서는 7~8 cm, 10~11 cm, 23~24 cm의 3개 구간을, 주상 코아 퇴적물(NPGP 1302-1B, 615 cm)에서는 20~21 cm, 24~25 cm, 30~31 cm, 39~40 cm, 47~48 cm, 56~57 cm의 6개 구간을 설정하여 연대측정을 실시하였다.  $^{14}\text{C}$  연대는 부유성 유기물을 이용하였으며, 분석은 미국의 Beta Analytic Radiocarbon Dating Laboratory에서 가속질량분석기(Accelerator Mass Spectrometer, AMS)를 이용하였다. 결과는 calendar year (cal BC/AD)와 보정된 방사성 탄소 연대(cal BP)로 나타내었으며, 연대의 교정은 2013 INTCAL 프로그램과 관련된 데이터베이스를 이용하여 계산하였다.

### 4.4. 결과

#### 4.4.1. $^{14}\text{C}$ 연대 측정 결과

부유성 유기물을 이용한  $^{14}\text{C}$  연대 측정 결과, 중앙태평양 적도해역인 MC 090301의 경우 최상부 구간(5~6 cm)은 7.42 kyr, 최하부 구간(30~31 cm)은 22.56 kyr에 해당하며, 쿠로시오 확장역인 NPGM/P 1302-1B는 최상부 구간(7~8 cm)이 2.59 kyr, 최하부 구간(56~57 cm)이 19.74 kyr로, 두 코아 퇴적물 모두 LGM(19-26.5 ka) 이후 퇴적되었다(Fig. 4-2, Table 4-3). MC 090301의 퇴적률(cm/kyr)은 LGM에 해당하는 시기인 약 18 kyr 이전까지 약 2.21 cm/kyr의 퇴적률을 보이나, 이후 약 0.81~1.44 cm/kyr로 다소 낮아진다(Fig. 4-2, Table 4-3). NPGM 1302-1B의 퇴적률은 12.61 kyr 이후 1.46~3.09 cm/kyr 범위로, NPGP 1302-1B와 연대가 겹치는 약 12 kyr 시기의 퇴적률이 1.46 cm/kyr로 NPGP 1302-1B의 약 12 kyr 시기의 퇴적률(1.64 cm/kyr)과 거의 유사하게 나타난다(Fig. 4-2, Table 4-3). NPGP 1302-1B에서 LGM 시기를 포함하는 18 kyr 이전 시기의 퇴적률은 8.79~32.14 cm/kyr로 매우 높다(Fig. 4-2, Table 4-3). 전체적으로 북서태평양 지역인 쿠로시오 확장역에서의 퇴적률이 중앙태평양 적도해역의 퇴적률보다 높으며, 이는 적도해역보다 생산성이 매우 좋은 환경임을 지시한다(Fig. 4-2, Table 4-3).

Table 4-3.  $^{14}\text{C}$  ages of the study cores determined from multispecies planktic foraminifera samples.

Core	Depth (cm)	$^{14}\text{C}$ (kyr BP) Radiocarbon	Error ( $\pm$ yrs)	Mean Calendar Age (yrs BP)	* LSR (cm/kyr)
Kuroshio Extension (NPGM/P 1302-1B)	7-8	2.83	30	2.59	3.09
	10-11	3.75	30	3.68	2.75
	23-24	11.07	30	12.61	1.46
	20-21	11.38	40	12.84	1.64
	24-25	13.26	40	13.37	7.55
	30-31	15.05	40	17.83	1.35
	39-40	15.68	50	18.55	12.50
Central Equatorial Pacific (MC 090301)	47-48	16.53	50	19.46	8.79
	56-57	16.76	50	19.74	32.14
	5-6	6.91	30	7.42	0.81
	13-14	11.71	40	13.19	1.39
Central Equatorial Pacific (MC 090301)	20-21	15.25	50	18.04	1.44
	30-31	19.13	60	22.56	2.21

\* LSR : Linear sedimentation rate

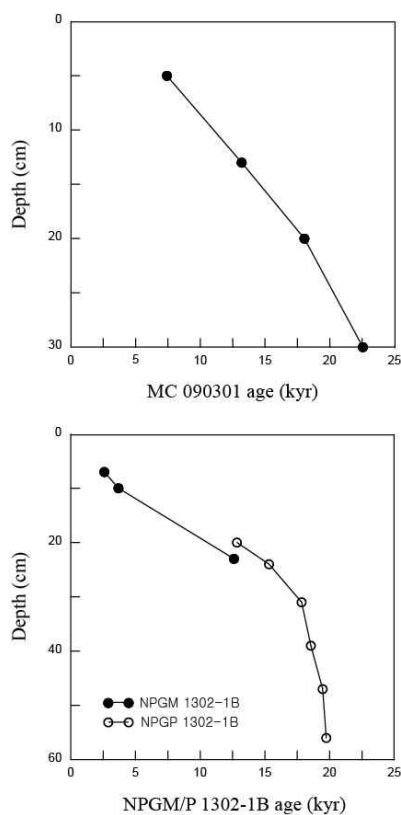


Fig. 4-2. Age-depth relationships in MC 090301 core and NPGM/P 1302-1B core, based on AMS- $^{14}\text{C}$  dating. An age-depth curve of NPGM/P 1302-1B is combined with upper part of NPGM 1302-1B and lower part of NPGP 1302-1B. Note that sedimentation rate is more than two times higher in NPGP 1302-1B than in MC 090301.

#### 4.4.2. 부유성 유공충 군집

쿠로시오 확장역과 중앙태평양 적도해역에서는 총 12속 36종과 12속 34종의 부유성 유공충이 각각 산출되었다. 산출종의 종류는 유사하지만, 우세종은 서로 다르게 나타났다(Table 4-4). 쿠로시오 확장역에서 가장 우세하게 산출된 종은 *G. inflata*로, 평균 26.29%의 높은 값을 보인다(Table 4-4). 그 뒤를 이어 *N. incompta*(평균 18.28%)와 *G. glutinata*(평균 16.03%), *G. bulloides*(평균 10.95%)가 평균 10% 이상으로 우세하게 나타난다(Table 4-4). 반면, 중앙태평양 적도해역에서 가장 많은 비중을 차지하는 종은 *G. glutinata*로, 최대 41.64%, 평균 24.77%의 높은 값을 보인다(Table 4-4). 그 뒤로 *G. ruber*(평균 14.89%), *G. sacculifer*(평균 11.73%), *G. bulloides*(평균 11.19%)가 평균 10% 이상의 우세종으로 나타난다(Table 4-4). 쿠로시오 확장역(NPGM/P 1302-1B)은 서태평양 난수역(MC 090301)보다 다양한 종이 발견되며, 이 중 *Globorotalia crassaformis*, *Globorotalia scitula* 등은 서태평양 난수역에서 출현하지 않는 종이며, *Globigerinita uvula*, *Candeina nitida*는 쿠로시오 확장역에서 발견되지 않는 종이다(Table 4-4).

Table 4-4. List of planktic foraminifera obtained from NPGM/P 1302-1B and MC 090301. Foraminifera species of each core are listed in the order of abundances. Species more than 4% are recognized as dominant foraminifera species.

Rank	NPGM/P 1302-1B taxa	Ave.	Std.	Max.	Min.	MC 090301 taxa	Ave.	Std.	Max.	Min.
1	<i>Globorotalia inflata</i>	26.29	4.03	35.42	16.79	<i>Globigerinita glutinata</i>	24.38	8.64	41.64	8.43
2	<i>Neogloboquadrina incompta</i>	18.28	5.65	31.46	7.89	<i>Globigerinoides ruber</i>	14.59	3.84	26.87	5.57
3	<i>Globigerinita glutinata</i>	16.03	5.03	26.24	2.33	<i>Globigerinoides sacculifer</i>	12.46	7.77	34.38	3.26
4	<i>Globigerina bulloides</i>	10.95	1.91	13.80	7.22	<i>Globigerina bulloides</i>	10.89	5.27	23.17	1.94
5	<i>Globigerinoides ruber</i>	5.98	2.13	9.59	1.09	<i>Pulleniatina obliquiloculata</i>	9.77	5.37	24.83	3.74
6	<i>Globorotalia truncatulinoides</i>	5.87	3.17	12.80	0.78	<i>Globigerina rubescens</i>	6.12	4.46	15.88	0.00
7	<i>Neogloboquadrina dutetrei</i>	5.43	2.94	13.91	0.47	<i>Turborotalita humilis</i>	5.40	3.61	13.63	0.00
8	<i>Neogloboquadrina pachyderma</i>	1.70	1.16	3.79	0.00	<i>Globigerinella aequilateralis</i>	3.75	2.92	12.35	0.00
9	<i>Globigerina falconesis</i>	0.90	1.59	8.58	0.00	<i>Globigerinoides conglobatus</i>	1.68	1.25	4.82	0.00
10	<i>Globigerinoides sacculifer</i>	0.90	1.29	4.29	0.00	<i>Globorotalia tumida</i>	1.62	1.37	6.41	0.00
11	<i>Orbulina universa</i>	0.79	0.76	3.10	0.00	<i>Globoquadrina conglomerata</i>	1.36	1.18	5.28	0.00
12	<i>Globigerinoides cyclostomus</i>	0.77	0.73	2.52	0.00	<i>Globigerinella calida</i>	1.34	2.62	8.44	0.00
13	<i>Globigerinella aequilateralis</i>	0.68	0.59	2.58	0.00	<i>Neogloboquadrina dutetrei</i>	1.23	0.97	4.89	0.00
14	<i>Turborotalita humilis</i>	0.62	0.63	2.05	0.00	<i>Globigerina hexagona</i>	0.88	1.76	7.30	0.00
15	<i>Globigerinoides pyramidalis</i>	0.55	0.50	1.89	0.00	<i>Neogloboquadrina incompta</i>	0.83	1.09	3.61	0.00
16	<i>Globorotalia scitula</i>	0.51	0.34	1.29	0.00	<i>Globorotalia menardii</i>	0.73	1.05	4.64	0.00
17	<i>Pulleniatina obliquiloculata</i>	0.47	0.54	2.11	0.00	<i>Globigerinoides cyclostomus</i>	0.51	0.76	2.82	0.00
18	Genus <i>Globorotalia</i>	0.42	0.60	2.36	0.00	<i>Globigerinoides pyramidalis</i>	0.37	0.52	1.69	0.00
19	<i>Globigerinella calida</i>	0.37	0.43	1.55	0.00	<i>Globigerinita iota</i>	0.27	0.61	2.64	0.00
20	<i>Globorotalia ungulata</i>	0.35	0.51	2.21	0.00	<i>Neogloboquadrina pachyderma</i>	0.25	0.56	2.67	0.00
21	<i>Globorotalia crassaformis</i>	0.35	0.76	2.92	0.00	<i>Globigerina umbilicata</i>	0.22	0.72	3.41	0.00
22	<i>Globorotalia menardii</i>	0.30	0.41	1.29	0.00	<i>Globorotalia ungulata</i>	0.21	0.45	2.34	0.00
23	<i>Globorotalia hirsuta</i>	0.28	0.38	1.66	0.00	<i>Orbulina universa</i>	0.20	0.24	0.73	0.00
24	<i>Globigerinella</i> sp.	0.15	0.45	1.80	0.00	<i>Sphaeroidinella dehiscens</i>	0.13	0.28	1.32	0.00
25	<i>Globigerinoides conglobatus</i>	0.10	0.18	0.70	0.00	<i>Globorotalia inflata</i>	0.11	0.23	1.02	0.00
26	<i>Globigerina rubescens</i>	0.07	0.18	0.75	0.00	<i>Globigerinoides elongatus</i>	0.10	0.25	0.99	0.00
27	<i>Globigerinoides tenellus</i>	0.04	0.25	1.40	0.00	<i>Candeina nitida</i>	0.07	0.20	1.02	0.00
28	<i>Beella digitata</i>	0.03	0.14	0.67	0.00	<i>Globigerinoides tenellus</i>	0.04	0.13	0.56	0.00
29	<i>Globoquadrina conglomerata</i>	0.03	0.11	0.46	0.00	<i>Globorotalia crassula</i>	0.03	0.09	0.33	0.00
30	<i>Globorotalia tumida</i>	0.03	0.11	0.46	0.00	<i>Globorotalia hirsuta</i>	0.01	0.06	0.32	0.00
31	<i>Globigerinoides elongatus</i>	0.02	0.10	0.47	0.00	Genus <i>Globorotalia</i>	0.01	0.06	0.32	0.00
32	<i>Globorotalia crassula</i>	0.02	0.08	0.35	0.00	<i>Globorotalia truncatulinoides</i>	0.01	0.05	0.28	0.00
33	<i>Globigerinella adamsi</i>	0.01	0.08	0.47	0.00	<i>Globigerinita uvula</i>	0.01	0.04	0.22	0.00
34	<i>Globigerina umbilicata</i>	0.01	0.08	0.43	0.00					
35	<i>Globigerina hexagona</i>	0.01	0.05	0.28	0.00					
36	<i>Globigerina hexagona</i>	0.01	0.05	0.28	0.00					

(Ave.: average, Dev.: deviation, Max.: Maximum, Min.: Minimum)

#### 4.4.2.1. 쿠로시오 확장역

쿠로시오 확장역(NPGM/P 1302-1B)에서 산출된 부유성 유공충 중 연구기간 동안 4% 이상 출현한 종은 약 6속 9종으로, 이 중 *Globigerina falconensis*는 단 한 시기만 4% 이상으로 출현하고 전반적으로 산출율이 매우 낮아 환경 해석에서는 제외하였다(Table 4-4). *G. falconensis*를 제외한 8종은 아열대를 지시하는 종(*G. truncatulinoides*, *G. sacculifer*, *G. ruber* group), 천이대의 특성을 보이는 종(*N. dutertrei*, *N. incompta*), 높은 생산성을 지시하는 종(*G. glutinata*, *G. bulloides*, *G. inflata*)의 세 군집으로 분류하였다(Fig. 4-3, Fig. 4-4). 이 세 군집은 크게 세 시기(Holocene, 0~10 kyr; interglacial, 10~18 kyr; LGM, ~18 kyr)에서 급변하였다(Fig. 4-3, Fig. 4-4).

생산성 지시종은 약 16~19 kyr, 1~5 kyr 두 시기에 크게 감소하는 것 이외에는 대체로 일정한 비율로 출현한다(Fig. 4-3, Fig. 4-4). 생산성 지시종 중 연구해역에서 가장 많이 출현하는 *G. inflata*는 일본 근해 및 쿠로시오 해역에서 약 5% 이내로 발견이 되며(Takemoto and Oba, 1997; Mohiuddin et al., 2002), 쿠로시오 확장역 및 천이대에서 10~30% 정도의 높은 비율로 출현하며(Ujii, 2003; Mohiuddin et al., 2004), 생산성이 높은 지역에 서식하는 종으로 알려져 있다(Bé and Tolderlund, 1971). *G. bulloides*와 *G. glutinata*는 열대 해역부터 한대 해역까지 분포 하지만, 용승대나 혼합 등에 의해 일차생산성이 높게 나타나는 지역에서 주로 출현하는 특징을 보인다(Bé and Hutson, 1977; Hemleben et al., 1989). *G. bulloides*는 *G. inflata*와 마찬가지로 전체기간동안 큰 변화를 보이지 않는다(Fig. 4-3, Table 4-4). *G. inflata*, *G. glutinata*, *G. bulloides*는 쿠로시오 확장역에서 주로 많이 산출되는 종이지만, 전체기간 동안 특별한 패턴을 보이지는 않는다(Fig. 4-3).

아열대 지시종(*G. ruber*, *G. sacculifer*, *G. truncatulinoides*)은 홀로세 이전까지는 낮은 비율을 보이다가 홀로세 이후에 급증하는 패턴을 보인다(Fig. 4-3). 이들은 높은 수온에 서식하는 종들로 알려져 있으며(Bé and Tolderlund, 1971; Ujii, 2003), 특히 *G. ruber*와 *G. sacculifer*는 성층화가 강한 빈 영양환경에서도 높은 비율로 산출된다고 보고된다(Thunell and Reynolds, 1984; Eguchi et al., 1999). *G. ruber*는 LGM과 간빙기에는 각각 평균 5%, 7% 이하로 점유율이 낮지만, 홀로세에 들어서면서 급증하여 8.5 kyr에 13.25%의 최대값을 보인 후 현재까지 서서히 감소한다(Fig. 4-3). *G. truncatulinoides*도 *G. ruber*, *G. sacculifer*와 마찬가지로 홀로세 이전까지는 평균 3.57%로 낮게 출현하다가 홀로세 이후 8.49%의 높은 값을 보여준다(Fig. 4-3). 홀로세 초반에 번성한 *G. ruber*와는 상이하게 *G. truncatulinoides*는 8.5 kyr에 11.99%의 높은 값을 보이다가 급감하여 현재까지 서서히 증가한다(Fig. 4-3). *G. sacculifer*는 쿠로시오 확장역에서 주로

출현하는 종은 아니지만, *G. ruber* 와 *G. truncatulinoides* 와 비슷하게 홀로세에 급증하는 패턴을 보인다(Fig. 4-3).

천이대 지시종의 경우, LGM이 끝나는 시기에 가장 번성하며 현재까지 서서히 감소한다(Fig. 4-3). *N. dutertrei* 와 *N. incompta* 는 북서태평양에서 천이대의 성격을 지니는 것으로 알려져 있으며(Bé and Tolderlund, 1971; Takemoto and Oda, 1997), 두 종의 패턴은 매우 유사하게 나타난다(Fig. 4-3).

부유성 유공충 플릭스는 LGM 시기에 매우 높은 값을 보인다(Fig. 4-5). 유공충 플릭스는 생산성과 매우 관련이 높은 것으로 보고되고 있으며(이유리 외, 2014), 일차생산성과 관련된 *G. bulloides* 와 *G. inflata* 이 번성하는 시기와의 일치한다. 쿠로시오 확장역은 LGM이 끝나는 무렵부터 아한대 내지 천이대 수괴의 영향을 크게 받다가 홀로세 이후 아열대의 수괴에 가까운 영향을 받은 것으로 판단되지만, 수괴의 영향과 관계없이 생산성을 지시하는 종들은 상대적으로 꾸준한 비율을 차지하는 것으로 생각된다.



## Kuroshio Extension

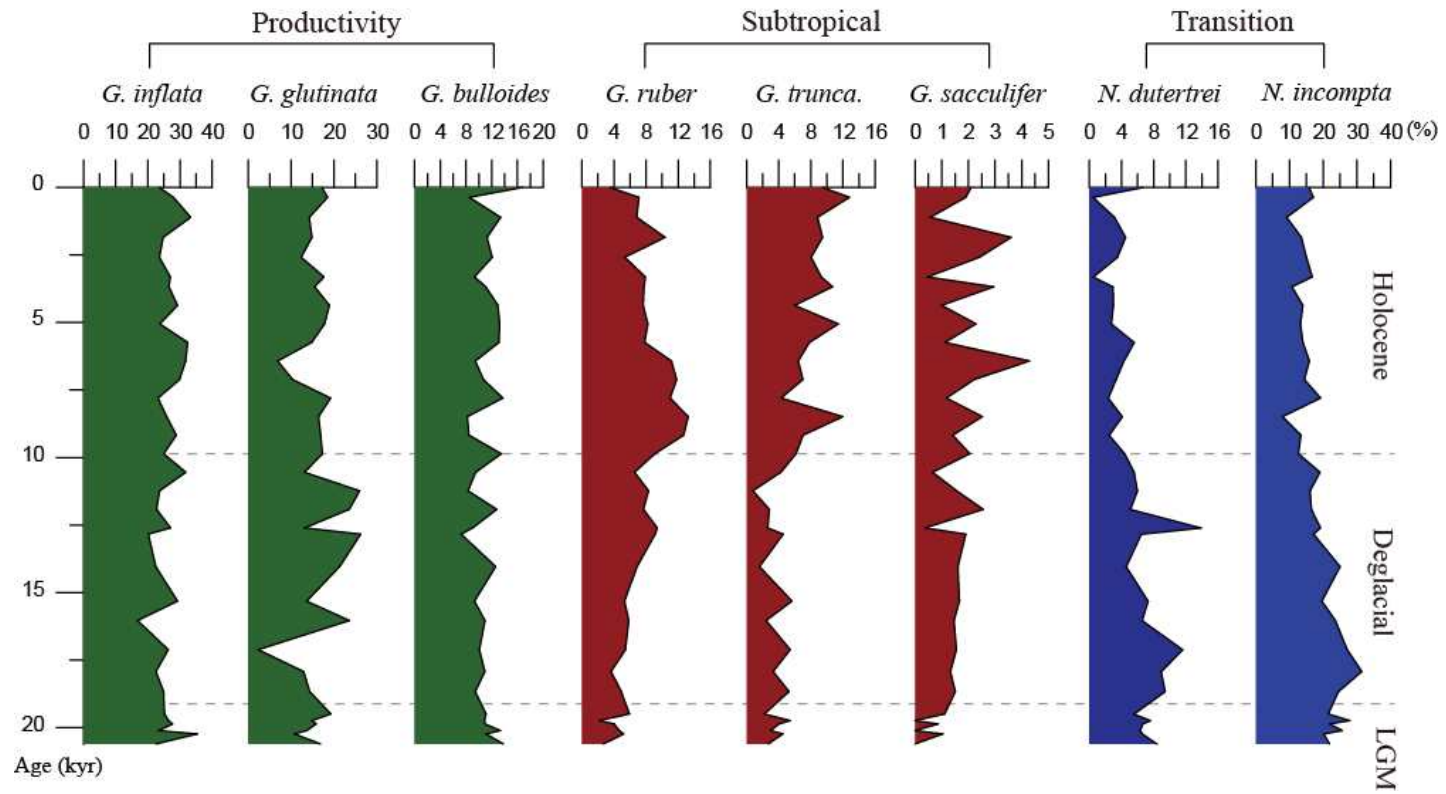


Fig. 4-3. Relative abundance and down-core variations of planktic foraminifera in the Kuroshio Extension (NPGM/P 1302-1B).

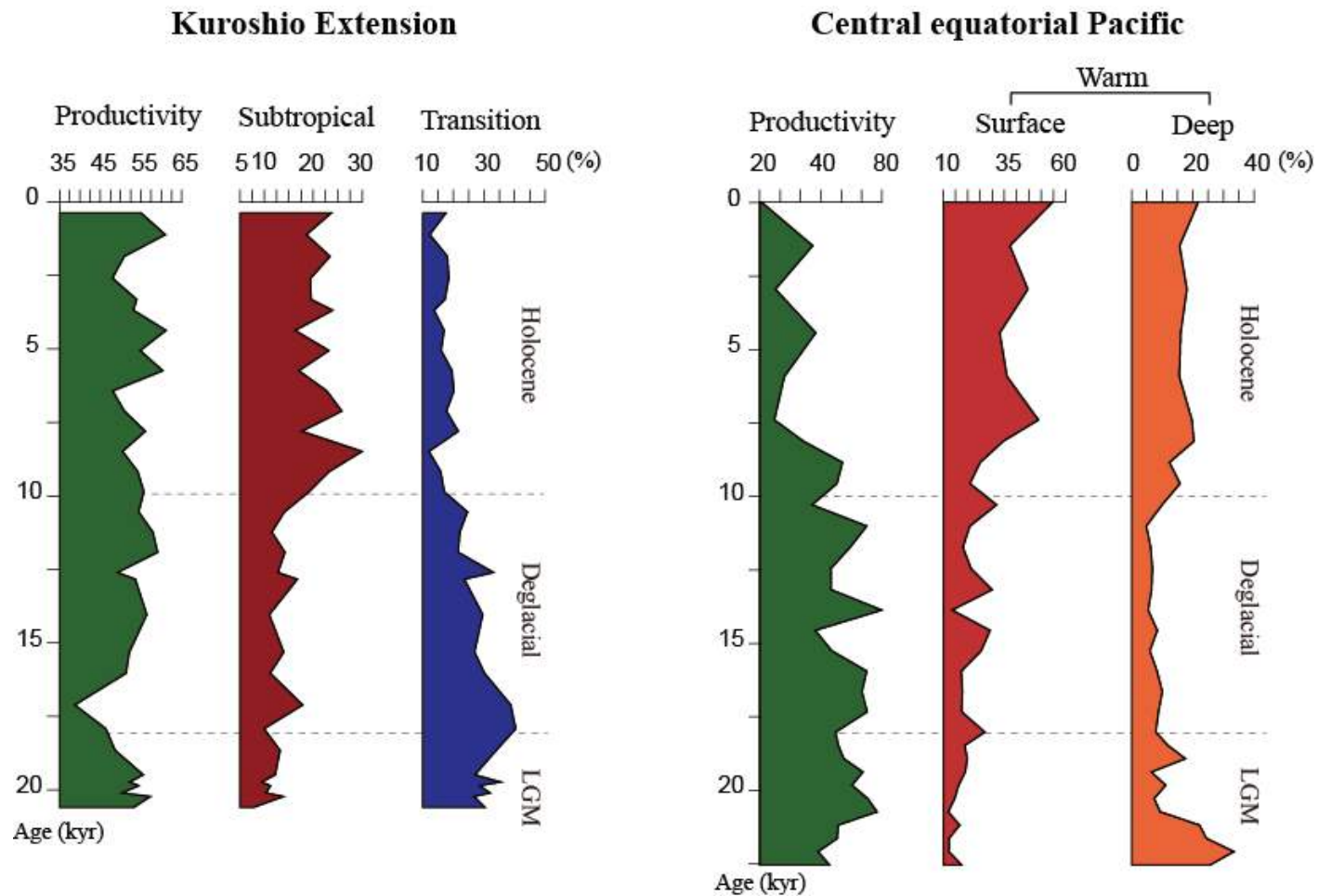


Fig. 4-4. Changes in the abundance of planktic foraminifera assemblage in two study sites.

#### 4.4.2.2. 중앙태평양 적도해역

중앙태평양 적도해역(MC 090301)에서 산출되는 부유성 유공충 중 4% 이상 되는 우세종은 9속 15종으로 나타났다(Table 4-4). 이 중 *Globigerinella calida*와 *Globigerina hexagona*는 환경해석에서는 제외하였다. *G. calida*와 *G. hexagona*를 제외한 13종은 쿠로시오 확장역과 마찬가지로 높은 생산성을 지시하는 종(*G. bulloides*, *G. glutinata*, *G. ruber group*, *G. rubescens*)과 표층에 서식하는 열대 및 아열대 종(*G. sacculifer*, *Globigerinella sp.*, *G. conglomerata*, *G. conglobatus*), 수온약층 이상에 서식하는 열대 및 아열대 종(*G. tumida*, *G. menardii*, *P. obliquiloculata*, *N. dutertrei*)의 세 그룹으로 나누었다(Fig. 4-4).

생산성을 지시종의 비율은 홀로세 이전에는 높은 값을 보이다가 홀로세 이후 급격하게 감소한다(Fig. 4-5). 생산성을 지시하는 종 중에서도 *G. glutinata*는 LGM에 가장 번성하며, *G. bulloides*는 LGM에 높은 비율을 차지한 후 서서히 감소한다(Fig. 4-4). *G. ruber*와 *G. rubescens*는 난수종으로 주로 빈 영양환경의 표층 해수에 서식하는 종으로 잘 알려져 있지만(Thunell and Reynolds, 1984; Hemleben et al., 1989), 적도태평양 지역에서는 생산성이 높은 해역에서 번성하며, 따라서 *G. glutinata*와 *G. bulloides*와 함께 생산성을 지시하는 것으로 판단된다(Sauto et al., 1981; Riforgiato, 2013). 생산성을 지시하는 군집의 패턴은 LGM 시기에 증가하기 시작하여 간빙기 때 가장 번성하고 홀로세에 급격하게 감소하며, 이는 부유성 유공충 축적률 변화와도 잘 일치한다(Fig. 4-5).

열대-아열대종 중에서도 *G. sacculifer*, *Globigerinella sp.*, *G. conglomerata*, *G. conglobatus*는 주로 표층의 빈 영양환경에서 서식하는 것으로 알려진다(Bé and Tolderlund, 1971; Thunell and Reynolds, 1984). *G. sacculifer*는 LGM 시기에 최저값을 보이며, 현재에 34.38%로 가장 번성한다(Fig. 4-5, Table 4-4). *Globigerinella sp.*도 마찬가지로 LGM에 평균 2.62%로 낮은 값을, 홀로세에는 평균 8.33%의 높은 값을 보인다(Table 4-4, Fig. 4-5). *G. conglobatus*와 *G. conglomerata* 또한 LGM과 간빙기에 비해 홀로세에 번성하는 양상을 보인다(Fig. 4-5, Table 4-4).

열대-아열대 지시종 중 수온약층 이상에 서식하는 종은 홀로세와 LGM에 높은 산출율을 보인다(Fig. 4-4). *P. obliquiloculata*, *N. dutertrei*, *G. tumida*, *G. menardii*는 수온약층 이상에 서식하며 용승과 같은 일차생산성이 풍부한 지역에 주로 출현하는 것으로 알려진다(Martinez et al., 1998, Kawahata et al., 2002). *P. obliquiloculata*는 LGM 시기에 가장 번성하다가 서서히 감소하지만, 홀로세에 접어들면서 다시 높은 값을 보인다(Table 4-4, Fig. 4-5). *N. dutertrei*와 *G. tumida*, *G. menardii* 또한 *P. obliquiloculata*와 비슷하게 LGM, 홀로세 모

두 번성한다(Fig. 4-4).

표층에 서식하는 종과 수온약층 이상의 깊은 수심에 서식하는 종은 홀로세에 번성하는 패턴은 일치하지만, LGM 시기 수온약층 이상에 서식하는 종이 번성하는 반면, 표층종은 번성하지 않는다(Fig. 4-5). LGM 시기 태평양 적도지역에서는 동서구배가 강하게 일어났으며, 혼합층의 온도가 현재와 비교하면 5~6℃로 급격하게 떨어진 반면(Bush and Philander, 1999), 수온약층의 경우 큰 변화를 보이지 않는다(Patrick and Thunell, 1997). 이러한 현상으로 인해 LGM 시기 표층종과 수온약층종의 번성도 차이가 발생하였던 것으로 판단된다. 홀로세로 들어서면서 열대-아열대 지시종의 급격한 증가를 보이는 반면, 생산성 지시종은 감소하는데, 이는 아마도 홀로세 이후 성층화가 강하고 생산성이 낮은 난수역의 영향이 커진 것으로 생각된다.

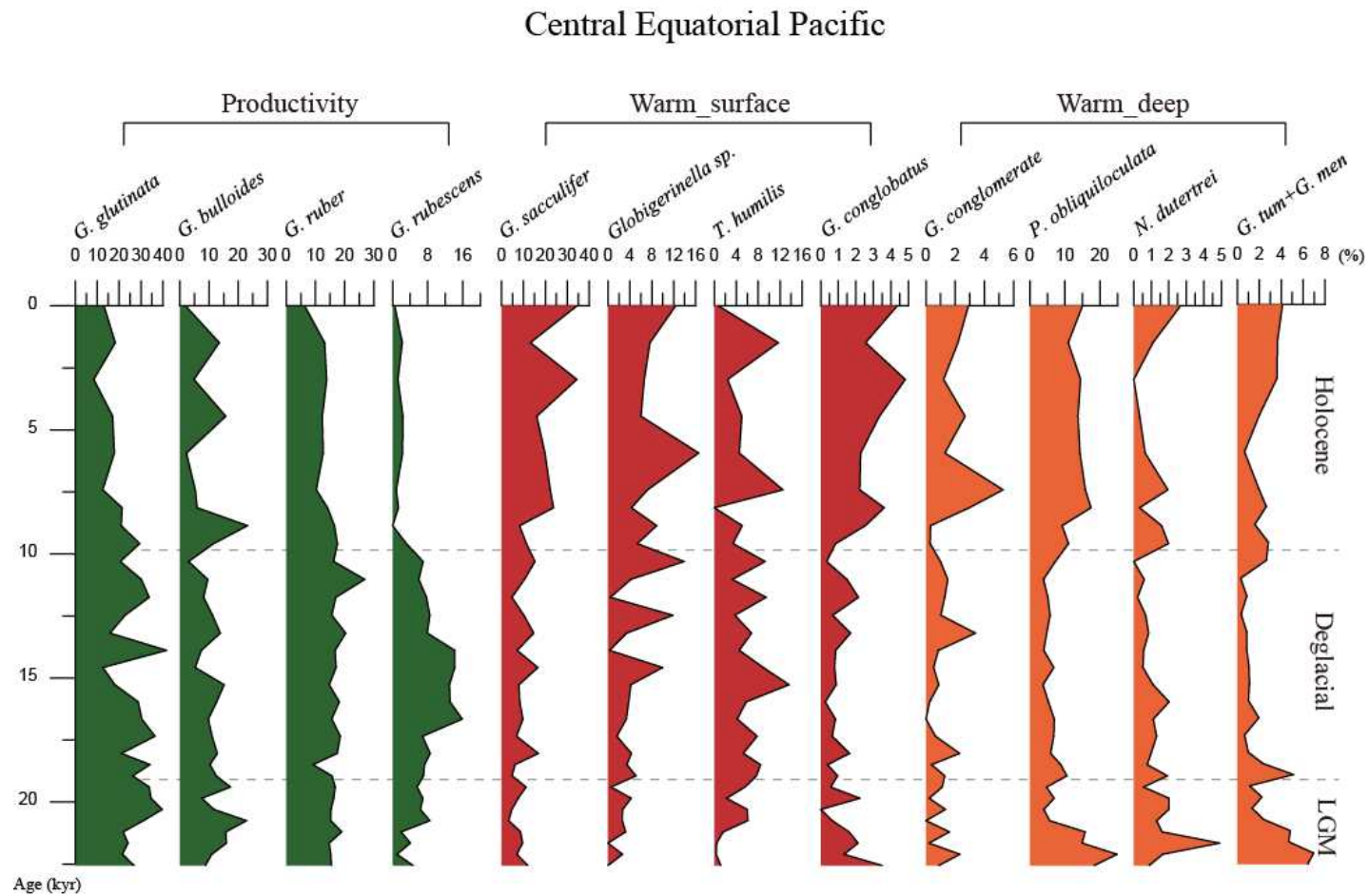


Fig. 4-5. Relative abundance and down-core variation of planktic foraminifera in the Central Equatorial Pacific (MC 090301).

#### 4.4.3. 탄산염의 용해가 종조성 변화에 미치는 영향성

태평양 심해는 수심이 평균 4,280 m로 탄산염 보상심도(4,000~4,500 m)에 가까운 수심을 보이기 때문에 탄산염으로 이루어진 부유성 유공충은 용해에 취약하다(Berger and Winterer, 1974; Vincent, 1975). 두 연구지역 모두 용해비약 수심보다 얇은 곳에 위치하지만(Fig. 4-1, Table 4-1), 부유성 유공충은 죽고 난 후 해저로 침강하는 과정에서 용해가 발생하며, 퇴적된 후에도 숙성과정으로 용해가 발생하는 것으로 알려져 있다(Thunell and Honjo, 1981; Cullen and Prell, 1984). 이러한 용해는 퇴적될 당시의 종조성과 퇴적물 내의 종조성 차이를 유발하기 때문에 부유성 유공충 용해의 정도를 정확하게 파악하는 것은 고환경 해석에 필수적인 요소이다.

탄산염 용해도를 측정하는 방법은 다양한 방법이 연구되었다((Berger, 1970; Le and Shackleton, 1992; Conan et al., 2002). 탄산염 함량( $\text{CaCO}_3$ )과  $63 \mu\text{m}$  이상의 퇴적물 무게비율을 나타내는 방법(CFS)은 부유성 유공충의 용해도를 판단하는 가장 간단한 방법이며(Volat et al., 1980; Kimoto et al., 2003), 파편도(F)는 유공충 용해에 가장 가까운 데이터를 제공한다(Berger, 1970; Conan et al., 2002). 쿠로시오 확장역(NPGM/P 1302-1B)과 중앙태평양 적도해역(MC 090301)의 F값은 LGM에서 현재로 올수록 증가한다(Fig. 4-6, Fig. 4-7). 쿠로시오 확장역은 6.5~25.4%의 용해 범위로, LGM 이후 현재까지 서서히 증가하여 현재 약 25%에 가까운 용해 정도를 보인다(Fig. 4-6). 중앙태평양 적도해역에서도 이와 유사하게 LGM 이후 현재까지 서서히 증가하여 약 23%의 용해 정도를 보인다(Fig. 4-7).

쿠로시오 확장역의 경우 F와  $\text{CaCO}_3$ , CSF는 큰 상관관계를 보이지 않는다(Fig. 4-6). 이는 쿠로시오 확장역의 탄산염 중 코콜리스의 함량이 40~60%의 높은 함량을 차지하며, 육상기원 퇴적물의 함량이 높기 때문인 것으로 판단된다(Bordiga et al., 2014). 육상기원 퇴적물 크기는  $63 \mu\text{m}$ 이하로,  $63 \mu\text{m}$ 이하의 무게비율에서 육상기원 퇴적물의 비율을 제거한 결과(CSF-Eolian), F와 거의 유사한 패턴을 보인다(Fig. 4-6). 저서성 유공충 비율(B)과 방산충 비율(R) 또한 F와 유사하게 나타난다(Fig. 4-6).

부유성 유공충 중에서도 상대적으로 용해에 강한 종의 비를 이용한 가시가 없는 종(Nonspinose), 수온약층 이상에 서식하는 종(Deep), 용해에 강한 종(Res.)은 이와는 반대의 패턴을 보인다(Fig. 4-6). 공통으로 속한 종은 *G. inflata*, *G. truncatulinoides*, *N. dutertrei*, *N. incompta* 등으로, 대부분 한수역 또는 수온약층 이상의 깊은 수심에 서식하는 종이며 용해에 강한 특성을 보인다(Chaisson, 1995). 또한 열대-온대에 서식하는 종(*G. ruber*, *G. sacculifer*, *N.*

*dutertrei*) 중에서 상대적으로 용해에 강하며 한수종으로 알려진 *N. dutertrei*의 상대적인 함량을 지시하는 SI<sub>2</sub> 또한 LGM 이후 현재까지 용해도가 감소하는 패턴을 보인다(Fig. 4-9). 이들은 LGM 이후 현재까지 용해도가 낮아지는 양상으로 CSF(CSF-Eolian), F와는 반대로 나타난다(Fig. 4-6). 또한 한수역에 서식하는 종(*G. inflata*, *G. truncatulinoides*, *G. bulloides*) 중에서 용해에 강한종(*G. inflata*, *G. truncatulinoides*)의 비율인 SI<sub>3</sub>는 LGM 이후 현재까지 미미하게 증가한다(Fig. 4-6). 이는 탄산염 용해가 쿠로시오 확장역에 서식하는 부유성 유공충 종조성에 큰 영향을 주지 않는 것으로 판단된다. 일반적으로 부유성 유공충이 용해되면 용해에 약한 종(*G. ruber*, *G. sacculifer* 등)의 선별적인 용해가 발생하기 때문에(Berger, 1968), 용해에 강한 종은 일반적으로 용해의 패턴과 유사하게 나타나야 하지만, 쿠로시오 확장역은 용해에 강한 종이 용해도를 판단하는 F와 반대의 패턴을 보이기 때문에 이 지역의 탄산염 용해는 부유성 유공충 종조성에 큰 영향을 미치지 않는 것으로 판단된다(Fig. 4-6).

중양태평양 적도해역인 MC 090301은 북서태평양 지역보다 더 깊은 수심에서 채취하였다(수심 약 3400 m). 서태평양 난수역의 탄산염 함량은 LGM이후 현재까지 점차적으로 감소하며 CSF, F, F<sub>LS</sub>와 매우 유사한 양상을 보인다(Fig. 4-7). 저서성 유공충의 비율(B)은 0~3%의 매우 낮은 비율을 차지한다(Fig. 4-7). 반면, 방산층 함량(R)은 약 0 kyr, 12 kyr 이외에는 큰 변화를 보이지 않는다(Fig. 4-7). 부유성 유공충 종조성을 이용한 용해지시자(Deep, Nonspinose, Res, SI<sub>1</sub>, SI<sub>2</sub>, SI<sub>3</sub>, FDX)는 F<sub>LS</sub>와 유사한 패턴을 보인다(Fig. 4-7). 따라서 서태평양 난수역에서 발생하는 탄산염 용해가 부유성 유공충 종조성에 영향을 미쳤을 가능성을 배제할 수 없다. 하지만, F에서 나타난 용해의 정도는 LGM 이후 현재까지 높게 나타난 반면, 유공충 중에서 *G. ruber*, *G. sacculifer*, *G. aequilateralis* 등과 같이 용해에 상대적으로 약한 종들의 비율이 홀로세 이후 급증하는 패턴으로 판단하여 보았을 때(Fig. 4-5), 용해의 가능성에도 불구하고 유공충 종조성의 시간적 변화양상은 환경변화를 반영하는 것으로 판단된다.

### Northwestern Pacific (NPGM/P 1302-1B)

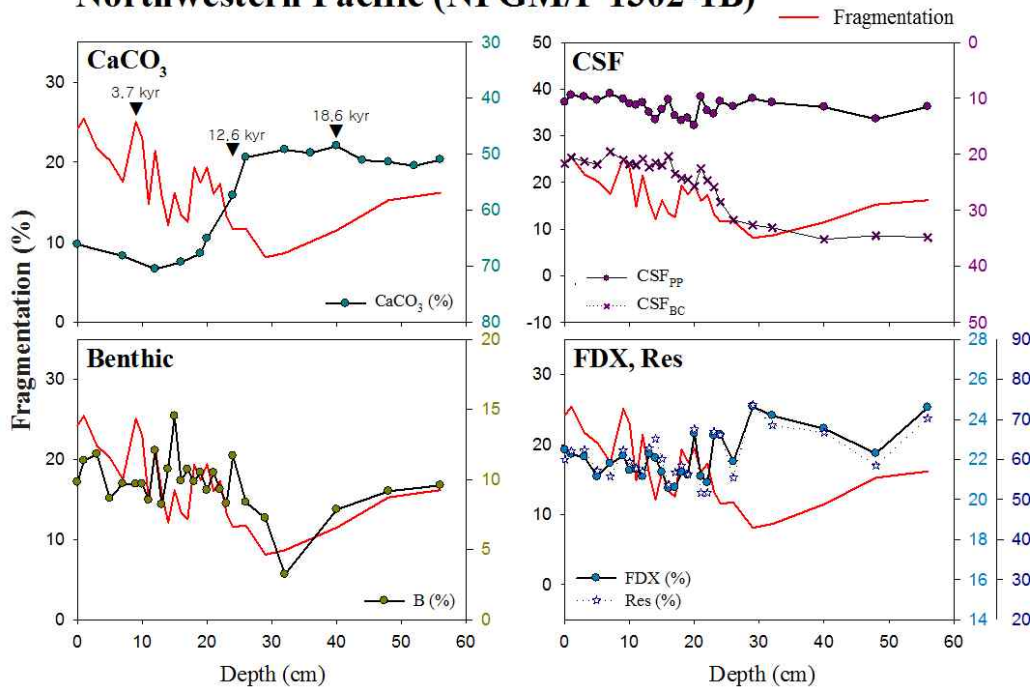


Fig. 4-6. Comparison of CaCO<sub>3</sub> (a), CSF (b), B (c), and FDX/Res (d) with fragmentation ( $F_{LS}$ ) in NPGM/P1302-1B core. Black triangle singraph (a) represent the determined depositional ages (cal yrs BP). See Table 2 for abbreviations.



### Central Equatorial Pacific (MC 090301)

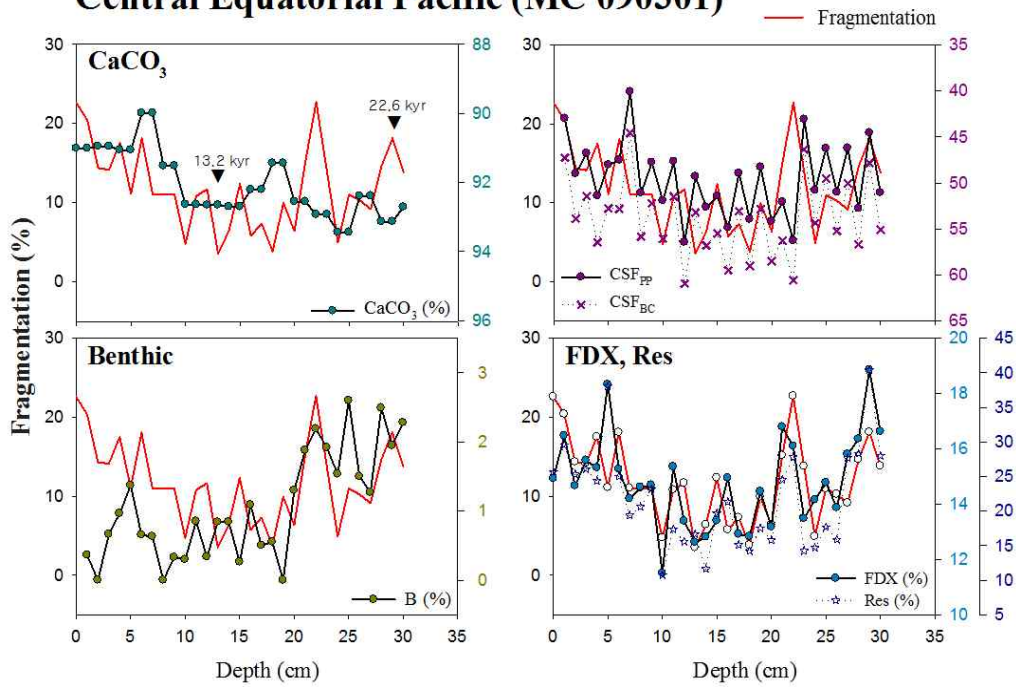


Fig. 4-7. Comparison of CaCO<sub>3</sub> (a), CSF (b), B (c), and FDX/Res (d) with fragmentation ( $F_{LS}$ ) in MC090301 core. Black triangles in graph (a) represent the determined depositional ages (cal yrs BP). See Table 2 for abbreviations.

## 4.5. 토의

### 4.5.1. 표층 수온 변화

1960년대 이후, 현생 부유성 유공충의 서식온도와 기후 관측자료를 토대로 과거 퇴적물 내의 표층 수온복원을 위한 방법들이 많이 개발되어 왔다(Parker, 1960; Berger, 1969; Sachs et al., 1977). Imbrie and Kipp (1971)은 현생 부유성 유공충의 분포를 통계학적인 방법으로 접근하여 고환경을 해석할 수 있는 도구를 제시하였으며, 군집조성을 통해 과거의 고수온을 복원할 수 있었다. CLIMAP (Climate: Long-Range Investigation, Mapping, and Prediction) 연구에서는 퇴적물 내의 부유성 유공충을 Imbrie and Kipp (1971)이 제시한 방법을 사용하여 LGM 이후 고환경을 복원한 바 있다(CLIMAP Project Members, 1976). 최근에는 종조성 분석보다 간편한 방법인  $Mg^{2+}$ 이온과  $Ca^{2+}$ 이온의 비 ( $Mg/Ca$ , mmol/mol)나 산소동위원소( $\delta^{18}O$ , ‰)와 같은 화학분석 방법을 선호하지만, 해수에 따라  $Mg^{2+}$ 이온의 농도나 산소동위원소의 비가 달라지는 문제점이 발생하기도 한다(Cl roux et al., 2008; Sadekov et al., 2009; Friedrich et al., 2012). 이러한 이유 때문에 끊임없이 부유성 유공충 종조성을 이용한 표층 수온 복원연구는 수행되고 있다(Berger, 1969; Rögl and Bolli, 1973; Kucera et al., 2005). 따라서 본 연구에서는 부유성 유공충 종조성을 이용한 두 가지 방법("Warm water species"와 "SST")으로 표층 수온변화를 복원하였다.

#### 4.5.1.1. 장주기 온도변화

두 방법으로 산출된 상대적인 표층 수온 그래프는 매우 유사하게 나타난다(Fig. 4-8). 하지만 두 지역의 온도변화 패턴은 다소 상이하다(Fig. 4-8). 쿠로시오 확장역인 NPGM/P 1302-1B의 경우 표층 수온은 LGM에 가장 낮으며, 이후 서서히 증가하다가 약 5~10 kyr 사이에 가장 높고 이후 현재까지 서서히 감소하는 경향을 보인다(Fig. 4-8). 서태평양 난수역인 MC 090301은 쿠로시오 확장역과는 달리 LGM 이후 현재까지 서서히 온도가 증가하는 패턴을 보인다(Fig. 4-8). 북태평양 순환류에 위치한 두 연구지역에서 산출된 부유성 유공충의 종조성 연구 결과, 두 지역 모두 홀로세 이후 난수종(*G. sacculifer*, *G. ruber* 등)이 급격하게 증가한다(Fig. 4-3, Fig. 4-4). 이는 홀로세 이후 전 지구적으로 따뜻해지는 기후패턴과 일치한다(Shakun et al., 2012). 하지만, 종조성 결과에서 쿠로시오 확장역은 생산성을 지시하는 종이 전 시기 일정한 비율을 유지하는 반면, 중앙태평양 적도해역은 생산성을 지시하는 종이 홀로세 이후 급격하게 감소하는데(Fig. 4-3, Fig. 4-4), 이를 표층수온변화와 함께 해석해 보면, 북서태평양 해

역은 온도상승에도 불구하고 생산성은 좋았으며, 중앙태평양 적도해역은 홀로세 이후 난수역의 영향이 더욱 강해져 생산성은 감소했던 것으로 판단된다.

두 지역의 수온변화는 LGM에서 초·중기홀로세까지 온도가 상승하지만, 중기 홀로세 이후 서태평양 난수역 연구해역의 수온은 서서히 증가하는 반면, 쿠로시오 확장역에서는 반대로 수온이 감소하는 패턴을 보인다(Fig. 4-8). 북반구의 일사량이 변화할 경우 쿠로시오 확장역에서는 적도해역보다 일사량 변화에 따라 수온의 변화를 보이는 반면(Koutavas et al., 2006), 적도해역에서는 큰 변화를 보이지 않는다. 중앙태평양 적도해역에서 중기 홀로세 이후에 지속적인 온도상승의 경향을 보이는 것은 일사량 변화보다는 전 지구적인 온도변화를 따르는 것으로 판단된다(Shakun et al., 2012).

#### 4.5.1.2. 단주기 온도변화

단주기 온도변화에서도 쿠로시오 확장역과 중앙태평양 적도해역의 상반되는 온도변화가 나타난다(Fig. 4-8). 쿠로시오 해역은 약 10~13 kyr 시기에 온도가 급격하게 낮아졌다가 10 kyr 이후 온도가 급격하게 증가하고 이후 서서히 감소하는 패턴을 보인다(Fig. 4-8). 이는 북반구가 차별적으로 따뜻해지고 추워졌던 시기인 Bølling-Allerød(14.7~12.7 kyr; warm period), 영저 드라이아스(12.7~11.5 kyr; cold period), 초·중기 홀로세(10~5 kyr; warm period)에서의 온도변화와 잘 일치한다(Fig. 4-8). 반면, 북반구의 차별적인 온도변화를 따르는 쿠로시오 확장역과는 달리, 중앙태평양 적도해역은 Bølling-Allerød에 온도의 감소, 영저 드라이아스에 온도의 증가, 초기 홀로세에 온도의 감소를 보이며, 쿠로시오 확장역과 반대되는 양상을 나타낸다(Fig. 4-8). 즉, 북반구가 따뜻했던 시기에 온도가 하강하고, 북반구가 추워졌던 시기에 온도가 상승하는 패턴을 보인다(Fig. 4-8).

쿠로시오 확장역과 중앙태평양 난수역은 표층 수온변화의 메커니즘이 서로 달랐던 것으로 판단된다. 서태평양 난수역에 위치한 연구지역은 현재 난수역의 동쪽 경계부에 위치하기 때문에, 난수역의 확장 및 축소, 위치변화에 따른 환경변화를 보인다(Fig. 4-1). 따라서 본 연구에서는 이처럼 북반구가 차별적으로 따뜻해졌던 시기와 추워졌던 시기에 적도해역에서 나타나는 상반되는 패턴에 대해서 두 가지 가능성을 제시하고자 한다. 첫 번째는 적도수렴대의 북상과 남하에 따른 난수역의 위치변화이다. 이전 연구결과에 따르면 적도수렴대는 북반구가 차별적으로 따뜻해졌던 시기에 북상하며, 추워졌던 시기에 남하하는 것으로 알려진다(Haug et al., 2001; Koutavas et al., 2006; Yancheva et al., 2007). 현재 적도수렴대의 평균위치는 연구해역 상공에 위치하여 있으며, 북적도 반류

(North equatorial counter currents; NECC)에 의해 동쪽으로 밀려오는 난수역의 동쪽 경계부에 위치하고 있다(Fig. 4-1). 북적도 반류는 적도수렴대와 거의 동일 선상에 위치하기 때문에 적도수렴대의 북상과 남하에 따라 위치이동을 한다. 따라서 적도수렴대가 북상하면, 북적도 반류도 함께 북상하게 되며, 난수역의 북쪽 꼬리(tail)도 북상한다. Yancheva et al. (2007)에 의하면, 북반구가 따뜻했던 Bølling-Allerød나 초기 홀로세에 적도수렴대는 북상한다. 적도수렴대의 북상은 북적도 반류의 북상을 야기하며, 난수역도 북쪽으로 이동함에 따라 연구해역은 난수역의 영역에서 벗어나게 된다(Fig. 4-9a). 따라서 연구해역은 적도태평양 용승대의 영향을 더 많이 받게 되어 기온하강의 패턴을 보이는 것이다. 반면, 북반구가 추워졌던 영거드라이아스에는 상대적으로 적도수렴대가 남하한다(Yancheva et al., 2007). 북적도 반류가 남하하면, 연구해역은 난수역의 북쪽 경계부에 위치하거나 벗어나게 된다(Fig. 4-9a). 하지만 적도해역에서는 난수역 북쪽으로의 해양환경은 크게 다르지 않기 때문에, 현재와 유사한 환경이 조성되었던 것으로 생각되며, 양 시기의 상대적인 온도하강에 의해 수온이 상승하여 보이는 것으로 판단된다.

두 번째는 난수역의 확장과 축소에 따른 해양환경 변화이다. 현재 적도해역은 ENSO와 같은 동서방향의 환경변화에 영향을 받으며, 엘니뇨/라니냐에 따라 난수역이 확장 또는 축소한다(Williams and Funk, 2011). 이는 엘니뇨/라니냐에 따른 무역풍의 약화와 강화에 따른 것으로, 무역풍이 약화되는 시기에는 난수역이 동쪽으로 팽창하며, 무역풍이 강화되는 시기에는 난수역이 서쪽으로 수축하게 된다. Koutavas and Joanides (2012)의 연구결과에 따르면, 북반구가 차별적으로 따뜻했던 Bølling-Allerød나 초·중기 홀로세에 적도지역의 동서방향의 온도구배가 컸던 것으로 나타난다. 동서방향의 온도구배가 크다는 것은 무역풍의 강화로 설명할 수 있으며, 현재의 라니냐와 같은 현상이 그 당시 발생하였던 것으로 생각된다. 따라서 난수역은 서쪽으로 더욱 수축하게 되며, 연구해역은 난수역의 영향권에서 벗어나, 적도태평양 용승대의 영향을 받게 되어 상대적으로 온도하강의 패턴을 보이는 것이다(Fig. 4-9b). 반면, 북반구의 차별적인 온도하강이 있던 영거드라이아스는 상대적으로 동서방향의 온도구배가 작아진 것으로 나타난다(Koutavas and Joanides, 2012). 따라서 영거드라이아스 시기에 적도해역에서는 엘니뇨와 같이 무역풍의 약화로 인해 난수역이 현재보다 더 동쪽으로 팽창하여 연구해역은 현재와 비슷하거나 오히려 온도가 상승하는 패턴을 보이게 된다(Fig. 4-9a). 이처럼 적도수렴대의 북상/남하나 무역풍의 강화/약화, 또는 이 두 가지의 복합적인 해양환경 변화가 중앙태평양 적도해역에서의 표층수온에 영향을 미치는 요소로 판단된다.

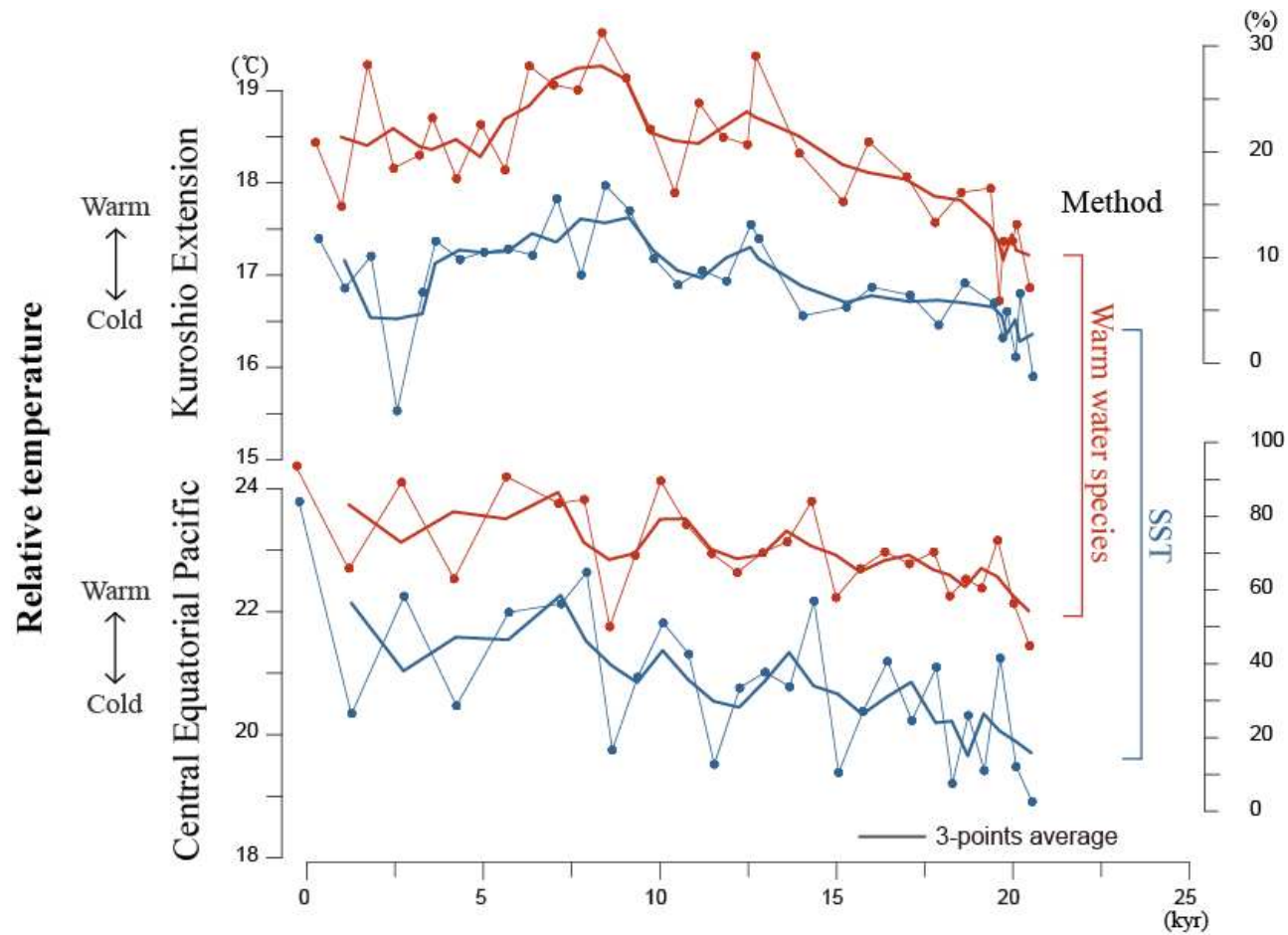


Fig. 4-8. Variation of sea surface temperature since LGM in the study areas based on warm water species (Rögl and Bolli, 1973) and SST (Berger, 1969).

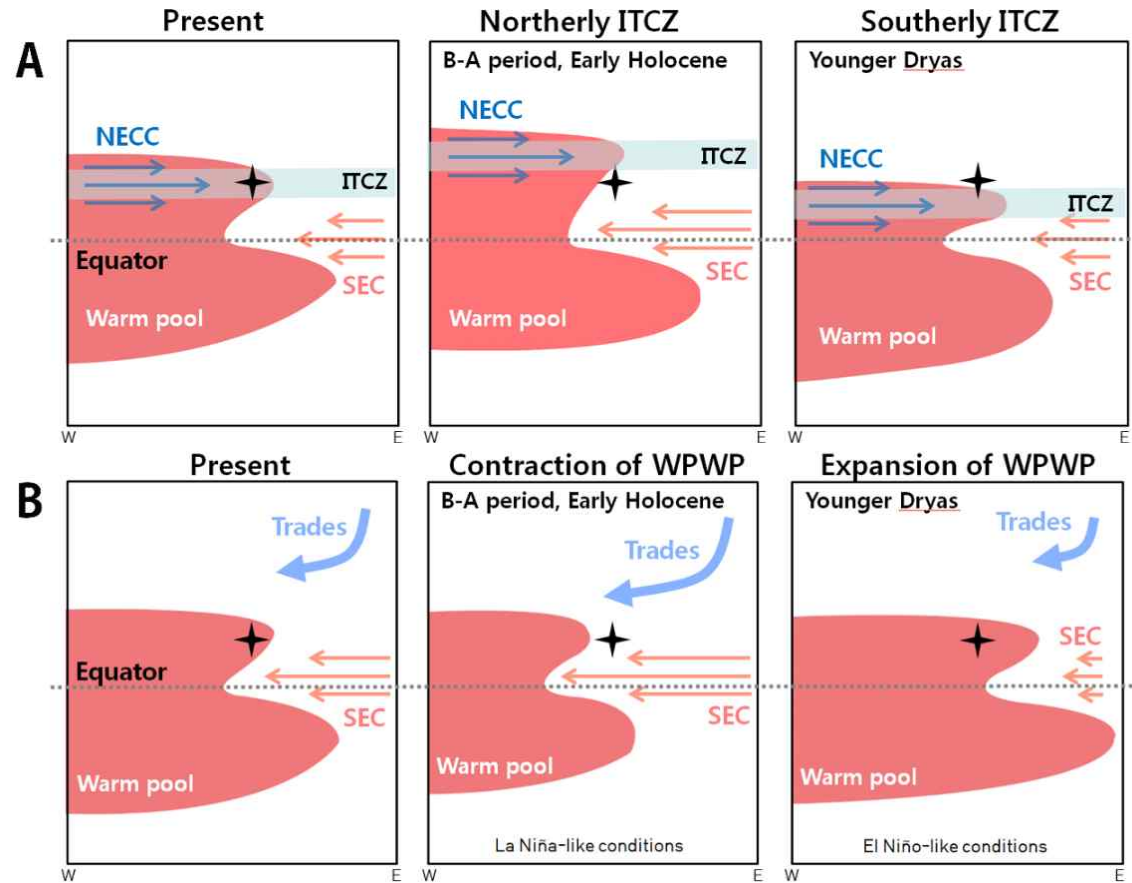


Fig. 4-9. Migration and size change of warm pool according to climate changes since Younger Dryas.(A) North to southward migration of warm pool according to ITCZ movement. (B) East to westward movement of warm pool due to change of Trades intensity.

#### 4.6. 결론

마지막 LGM 이후 태평양 지역의 기후 및 생산성 변화를 파악하기 위하여 북서태평양 쿠로시오 확장역 및 적도태평양 난수역 동쪽경계부의 코아 퇴적물에서 산출하는 부유성 유공충 군집을 분석하였다.

쿠로시오 확장역인 NPGM/P 1302-1B에서는 총 12속 36종이 산출되었으며, *G. inflata*, *N. incompta*와 같은 온대-아한대종이 우세하게 나타났다. 천이대의 해양환경을 지시하는 *N. incompta*, *N. dutertrei*는 LGM 이후 급격하게 증가하여 현재까지 서서히 감소하는 패턴을 보인 반면, 온난종인 *G. ruber*, *G. sacculifer*의 경우 홀로세 이후 급격하게 증가하였다. 현생 부유성 유공충의 종조성 연구와 비교한 결과, LGM은 아한대, 초·중기 홀로세는 아열대의 환경을, 현재는 천이대 내지 아열대 환경에 가까운 종조성을 보였다. 이는 LGM 이후 초·중기 홀로세까지 쿠로시오-오야시오 프론트가 점차 북상함에 따라 연구해역이 점차 난수역의 영향을 더 크게 받다가 이후 쿠로시오-오야시오 프론트가 남하함에 따라 난수역의 영향을 받은 것으로 판단된다.

난수역 동쪽경계부인 MC 090301에서는 총 12속 34종이 산출하였으며, *G. glutinata*, *G. ruber*, *G. sacculifer*와 같은 열대-아열대 종이 주로 번성하였다. 부유성 유공충 종조성에서 LGM 이후 생산성을 지시하는 *G. bulloides*, *G. glutinata*와 같은 종들이 늘어나서 번성하며, 홀로세 이후 급격하게 감소하고 오히려 열대-아열대종이 급격하게 증가하였다. 이는 연구 해역이 홀로세 이후 난수역의 영향을 더욱 크게 받았을 것으로 판단된다. 또한, 현생 부유성 유공충 종조성 연구와 비교해 보았을 때, LGM에서 홀로세 전까지는 비교적 차갑고 용승이 활발한 동태평양 적도해역의 성격을 보인다 홀로세에 들어서면서 따뜻하고 생산성이 낮은 난수역 중앙부의 성격을 보인다.

부유성 유공충 종조성을 이용한 상대적인 고수온 복원 결과, 두 연구지역 모두 LGM 이후 서서히 온도가 증가하지만, 중기홀로세 이후 쿠로시오 확장역에서는 현재까지 온도가 서서히 감소하는 반면, 서태평양 난수역에서는 수온이 지속적으로 증가하는 패턴을 보였다. 이는 쿠로시오 확장역은 북반구의 일사량을 반영하는 반면, 서태평양 난수역은 전 지구적인 수온상승의 영향을 받은 것으로 보인다. 또한, 쿠로시오 확장역이 Bølling-Allerød, 영거드라이아스, 초·중기 홀로세와 같은 북반구의 차별적인 온도 상승과 하강의 패턴을 잘 반영하는 반면, 서태평양 난수역에서는 같은 북반구임에도 불구하고 쿠로시오 확장역과 반대되는 패턴을 보인다. 이는 적도수렴대의 북상과 남하 또는 무역풍의 강화와 약화에 따른 난수역의 확장과 축소에 따른 수온변화로 판단된다.

#### 4.7. 참고문헌

- 이유리, Asahi, H., 우한준, 김형직, 이성주, 김부근, 2014, 적도수렴대의 위치변화에 따른 북동태평양 적도해역의 부유성 유공충 군집의 계절변동. *Ocean and Polar Research*, 36, 437-445.
- Adelseck, C.G., 1978, Dissolution of deep-sea carbonate: preliminary calibration of preservational and morphologic aspects. *Deep-Sea Research*, 25, 1167-1185.
- Arrhenius, G., 1952, Sediment cores from the east Pacific. *Reports Swedish Deep-Sea Expedition*, 5, 1-228.
- Berger, W.H., 1968, Planktonic foraminifera: selective solution and paleoclimatic interpretation. *Deep-Sea Research*, 15, 31-43.
- Berger, W.H., 1969, Ecologic patterns of living planktonic foraminifera. *Deep-Sea Research*, 16, 1-24.
- Berger, W.H., 1970. Planktic foraminifera: selective solution and the lysocline. *Marine Geology*, 8, 111-138.
- Berger, W.H. and Winterer, E.L., 1974, Plate Stratigraphy and the Fluctuating Carbonate Line. *Pelagic Sediment: on Land and Under the Sea*, 11 - 48.
- Berger, W.H., 1979, Preservation of foraminifera. In: Lipps, J.H., Berger, W.H., Buzas, M.A., Douglas, R.G., Ross, C.A. (eds.), *Preservation of Foraminifera*, Cushman Foundation, 13, pp. 105-155.
- Bijma, J., Faber, W.W. and Hemleben, C., 1990, Temperature and salinity limits for growth and survival of some planktonic foraminifers in laboratory cultures. *Journal of Foraminiferal Research*, 20, 95 - 116.
- Boltovskoy, E. and Totah, V.I., 1992, Preservation index and preservation potential of some foraminiferal species. *Journal of Foraminiferal Research*, 22, 267-273.
- Bordiga, M., Cobianchi, M., Lupi, C., Pelosi, N., Venti, N.L. and Ziveri, P., 2014, Coccolithophore carbonate during the last 450 ka in the NW Pacific Ocean (ODP site 1209B, Shatsky Rise). *Journal of Quaternary Science*, 29, 57-69.
- Bush, A.B. and Philander, S.G.H., 1999, The climate of the Last Glacial



- Maximum: Results from a coupled atmosphere ocean general circulation model. *Journal of Geophysical Research*, 104(24,509), e524.
- Capotondi, L., Soroldoni, E., Principato, M.S. and Corselli, C., 2004, Late Quaternary Planktonic Foraminiferal Distributions: Problems Related to Size Fraction. In: Coccioni, R., Galeotti, S. and Lirer, F. (eds.), *Proceedings of the First Italian Meeting on Environmental Micropaleontology*, Grzybowski Foundation Special Publication, pp. 1-6.
- Chaisson, W., 1995, Planktonic Foraminiferal Assemblages and Paleoceanographic Change in the Trans-tropical Pacific Ocean: A Comparison of West (Leg 130) and East (Leg 138), Latest Miocene to Pleistocene. In *Proceedings of the Ocean Drilling Program. Scientific Results*, Ocean Drilling Program, 138, pp. 555-597.
- Cléroux, C., Cortijo, E., Anand, P., Labeyrie, L., Bassinot, F., Caillon, N. and Duplessy, J.C., 2008, Mg/Ca and Sr/Ca ratios in planktonic foraminifera: Proxies for upper water column temperature reconstruction. *Paleoceanography*, 23, doi:10.1029/2007PA001505.
- CLIMAP Project Members, 1976, The surface of the ice-age earths. *Science*, 191, 1131-1137.
- Conan, S.M.H., Ivanova, E.M. and Brummer, G.J.A., 2002, Quantifying carbonate dissolution and calibration of foraminiferal dissolution indices in the Somali Basin. *Marine Geology*, 182, 325 - 349.
- Cullen, J.L. and Prell, W.L., 1984, Planktic foraminifera of the northern Indian ocean: distribution and preservation in surface sediments. *Marine Micropaleontology*, 9, 1-52.
- Darling, K.F., Kucera, M., Kroon, D. and Wade, C.M., 2006, A resolution for the coiling direction paradox in *Neogloboquadrina pachyderma*. *Paleoceanography*, 21, doi:10.1029/2005PA001189.
- Eguchi, N.O., Kawahata H. and Taira A., 1999, Seasonal response of planktonic foraminifera to surface ocean condition: sediment trap results from the central north Pacific ocean. *Journal of Oceanography*, 55, 681-691.

- Eguchi, N.O., Ujiie, H., Kawahata, H. and Taira, A., 2003, Seasonal variations in planktonic foraminifera at three sediment traps in the Subarctic Transition and Subtropical zones of the central North Pacific Ocean. *Marine Micropaleontology*, 48, 149-163.
- Flores, J.A., Marino, M., Sierro, F.J., Hodell, D.A. and Charles, C.D., 2003, Calcareous plankton dissolution pattern and coccolithophore assemblages during the last 600 kyr at ODP Site 1089 (Cape Basin, South Atlantic): paleoceanographic implications. *Palaeogeography Palaeoclimatology Palaeoecology*, 196, 409-426.
- Friedrich, O., Schiebel, R., Wilson, P.A., Weldeab, S., Beer, C.J., Cooper, M.J. and Fiebig, J., 2012, Influence of test size, water depth, and ecology on Mg/Ca, Sr/Ca,  $\delta^{18}\text{O}$  and  $\delta^{13}\text{C}$  in nine modern species of planktic foraminifers. *Earth and Planetary Science Letters*, 319, 133-145.
- Gianguzza, A., Pelizzetti, E. and Sammartano, S., 2000, Chemical Processes in Marine Environments. Springer Science and Business Media, p. 441.
- Greene, H.G., Collot, J.Y. and Stokking, L.B., 1994, 13. Late Pleistocene Dissolution Cycles in the Vanuatu Region, Western Pacific Ocean. In: *Proceedings of the Ocean Drilling Program: Scientific results, The Program*, p. 293.
- Haug, G.H., Hughen, K.A., Sigman, D.M., Peterson, L.C. and Röhl, U., 2001, Southward migration of the intertropical convergence zone through the Holocene. *Science*, 293, 1304-1308.
- Hays, J.D. and Perruzza, A., 1972, The significance of calcium carbonate oscillations in eastern equatorial Atlantic deep-sea sediments for the end of the Holocene warm interval. *Quaternary Research*, 2, 355-362.
- Hemleben, C., Spindler, M. and Erson, O.R., 1989, Modern planktonic foraminifera. Springer, p. 33.
- Imbrie, J. and Kipp, N.C., 1971, A new micropaleontological method for quantitative paleoclimatology: application to a late Pleistocene Caribbean core. In: Turekian, K.A. (ed.), *The Late Cenozoic Glacial Age?* New Haven, pp. 71-181.
- Jian, Z., Li, B., Uwe, P. and Wang, P., 1996, Late Holocene cooling event in

- the western Pacific. *Science China Series*, 39, 543-550.
- Jian, Z., Li, B., Huang, B. and WANG, J., 2000, *Globorotalia truncatulinoides* as indicator of upper-ocean thermal structure during the Quaternary: evidence from the South China Sea and Okinawa Trough. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 162, 287-298.
- Karl, D.M., 1999, A sea of change: Biogeochemical variability in the north Pacific subtropical gyre. *Ecosystems*, 2, 181-214.
- Kawai, H., 1972, Hydrography of the Kuroshio Extension. In *Kuroshio—Its Physical Aspects*, Stommel, H. and Yoshida, K., (eds.), University of Tokyo Press. pp. 235 - 354.
- Kawahata, H., Nishimura, A. and Gagan, M.K., 2002, Seasonal change in foraminiferal production in the western equatorial Pacific warm pool; evidence from sediment trap experiments. *Deep-Sea Research, II*, 49, 2783-2800.
- Kent, D., Opdyke, N.D. and Ewing, M., 1971, Climate changes in the North Pacific using ice-rafted detritus as a climate indicator. *Geological Society of America Bulletin*, 82, 2741 - 2754.
- Kimoto, K., Takaoka, H., Oda, M., Ikehara, M., Matsuoka, H., Okada, M., Oba, T. and Taira, A., 2003, Carbonate dissolution and planktonic foraminiferal assemblages observed in three piston cores collected above the lysocline in the western equatorial Pacific. *Marine Micropaleontology*, 47, 227-251.
- Koutavas, A., DEMENOCAL, P. and Lynch-Stieglitz, J., 2006, Holocene trends in tropical Pacific sea surface temperatures and the El Niño-Southern Oscillation. *PAGES News*, 14, 22-23.
- Koutavas, A. and Joanides, S., 2012, El Niño - Southern Oscillation extrema in the Holocene and Last Glacial Maximum. *Paleoceanography*, 27, doi:10.1029/2012PA002378.
- Kucera, M., Weinelt, M., Kiefer, T., Pflaumann, U., Hayes, A., Weinelt, M., ... and Waelbroeck, C., 2005, Reconstruction of sea-surface temperatures from assemblages of planktonic foraminifera: multi-technique approach based on geographically constrained calibration data sets

- and its application to glacial Atlantic and Pacific Oceans. *Quaternary Science Reviews*, 24, 951-998.
- Kucera, M., 2007, Chapter six planktonic foraminifera as tracers of past oceanic environments. *Developments in marine geology*, 1, 213-262.
- Kuroyanagi A., Kawahata, H., Hichi, H. and Honda, M.C., 2002, Seasonal changes in planktonic foraminifera in the northwestern North Pacific Ocean: sediment trap experiments from subarctic and subtropical gyres. *Deep-Sea Research. II*, 49, 5627-5645.
- Kuroyanagi, A. and Kawahata, H., 2004, Vertical distribution of living planktonic foraminifera in the seas around Japan. *Marine Micropaleontology*, 53, 173-196.
- Kuroyanagi, A., Kawahata, H., Nishi, H. and Honda, M.C., 2008, Seasonal to interannual changes in planktonic foraminiferal assemblages in the northwestern North Pacific: Sediment trap results encompassing a warm period related to El Niño. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 262, 107-127.
- Lavaniegos, B.E. and Ohman, M.D., 2003, Long-term changes in pelagic tunicates of the California Current. *Deep-Sea Research, Part II*, 50, 2473 - 2498.
- Lavaniegos, B.E. and Ohman, M.D., 2007, Coherence of long-term variations of zooplankton in two sectors of the California Current System. *Progress in Oceanography*, 75, 42 - 69.
- Le, J. and Shackleton, N.J., 1992, Carbonate dissolution fluctuations in the western equatorial Pacific during the late Quaternary. *Paleoceanography*, 7, 21-42.
- Li, B. and Jian, Z., 2001, Evolution of planktonic foraminifera and thermocline in the southern South China Sea since 12 Ma (ODP-184, Site 1143). *Science in China Series D: Earth Sciences*, 44, 889-896.
- Lorenzo, E.D., Schneider, N., Cobb, K.M., Franks, P.J.S., Chhak, K., Miller, A.J., McWilliams, J.C., Bograd, S.J., Arango, H., Curchitser, E., Powell, T.M. and Rivière, P., 2008, North Pacific gyre oscillation links ocean climate and ecosystem change. *Geophysical Research*

Letters, 35, doi:10.1029/2007GL03283.

- Martinez, J. I., Taylor, L., De Deckker, P. and Barrows, T., 1998, Planktonic foraminifera from the eastern Indian Ocean: distribution and ecology in relation to the Western Pacific Warm Pool (WPWP). *Marine Micropaleontology*, 34, 121-151.
- Martínez-Botí, M.A., Mortyn, P.G., Schmidt, D.N., Vance, D. and Field, D.B., 2011, Mg/Ca in foraminifera from plankton tows: Evaluation of proxy controls and comparison with core tops, *Earth and Planetary Science Letters*, 307, 113-125.
- Meyers, G., Douguy, J.R. and Reed, R.K., 1986, Evaporative cooling of the western equatorial Pacific by anomalous winds. *Nature*, 323, 523 - 526.
- Mohiuddin, M.M., Nishimura, A., Tanaka, Y. and Shimamoto, A., 2002, Regional and interannual productivity of biogenic components and planktonic foraminiferal fluxes in the northwestern Pacific Basin. *Marine Micropaleontology*, 45, 57-82.
- Mohiuddin, M.M., Nishimura, A., Tanaka, Y. and Shimanoto A., 2004, Seasonality of biogenic particle and planktonic foraminifera fluxes: response to hydrographic variability in the Kuroshio Extension, northwestern Pacific Ocean. *Deep-Sea Research I*, 51, 1659-1683.
- Mohiuddin, M.M., Nishimura, A. and Tanaka, Y., 2005, Seasonal succession, vertical distribution, and dissolution of planktonic foraminifera along the Subarctic Front: Implications for paleoceanographic reconstruction in the northwestern Pacific, *Marine Micropaleontology*, 55, 129-156.
- Morey, A.E., Mix, A.C. and Pisias, N.G., 2005, Planktonic foraminiferal assemblages preserved in surface sediments correspond to multiple environmental variables. *Quaternary Science Reviews*, 24, 925 - 950.
- Oba, T. and Murayama, M., 2004, Sea-surface temperature and salinity changes in the northwest Pacific since the Last Glacial Maximum. *Journal of Quaternary Science*, 19, 335-346.
- Ohkushi, K., Thomas, E. and Kawahata, H., 2000, Abyssal benthic foraminifera from the northwestern Pacific (Shatsky Rise) during the

- last 298 kyr. *Marine Micropaleontology*, 38, 119-147.
- Olausson, E., 1965, Evidence of climatic changes in North Atlantic deepsea cores, with remarks on isotope paleotemperature analysis. *Progress in Oceanography*, 3, 221-252.
- Parker, F.L., 1960, Living planktonic foraminifera from the equatorial and southeast Pacific. *Tohoku University Science Reports Serial 2 (Geology) Special 4*, 71 - 82.
- Patrick, A. and Thunell, R.C., 1997, Tropical Pacific sea surface temperatures and upper water column thermal structure during the last glacial maximum. *Paleoceanography*, 12, 649-657.
- Peterson, L.C. and Prell, W.L., 1985, Carbonate dissolution in recent sediments of the eastern equatorial Indian Ocean: preservation patterns and carbonate loss above the lysocline. *Marine Geology*, 64, 259-290.
- Pfuhl, H.A. and Shackleton, N.J., 2004, Two proximal, high-resolution records of foraminiferal fragmentation and their implications for changes in dissolution. *Deep-Sea Research*, 51, 809-832.
- Qui, B., 2001, *Kuroshio and Oyashio currents*. Waltham, MA, USA: Academic Press, pp. 1413-1425.
- Qui, B., 2002, The Kuroshio extension system: Its large-scale variability and role in the midlatitude ocean-atmosphere interaction. *Journal of Oceanography*, 58, 57-75.
- Riforgiato, F., 2013, Revision of the Messinian-Early Zanclean Sediments from ODP Hole 953C (Canary Island Archipelago, North-Eastern Atlantic): Biostratigraphy, Cyclostratigraphy, and Astronomical Tuning. *Paleontology Journal*, doi.org/10.1155/2013/947839.
- Rottman, M.L., 1979, Dissolution of planktic foraminifera and pteropods in south China Sea sediments. *Journal of Foraminifera Research*, 9, 41-49.
- Rögl, F. and Bolli, H.M., 1973, Holocene to Pleistocene Planktonic Foraminifera of Leg 15, Site 147 (Cariaco Basin (Trench), Caribbean Sea) and Their Climatic Interpretation. In: Edgar, N.T., Saunders, J.B.

- and others, Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project, 15, pp. 553-616.
- Ryves, D.B., Battarbee, R.W., Juggins, S., Fritz, S.C. and Anderson, N.J., 2006, Physical and chemical predictors of diatom dissolution in freshwater and saline lake sediments in North America and West Greenland. *Limnology and Oceanography*, 51, 1355-1368.
- Sachs, H.M., Webb, T. and Clark, D.R., 1977, Paleocological Transfer Functions. *Annual Review of Earth and Planetary Sciences*, 5, 159 - 178.
- Sadekov, A., Eggins, S. M., De Deckker, P., Ninnemann, U., Kuhnt, W. and Bassinot, F., 2009, Surface and subsurface seawater temperature reconstruction using Mg/Ca microanalysis of planktonic foraminifera *Globigerinoides ruber*, *Globigerinoides sacculifer*, and *Pulleniatina obliquiloculata*. *Paleoceanography*, 24, doi: 10.1029/2008PA001664
- Saito, T., Thompson, P.R. and Breger, D., 1981, Systematic Index of Recent and Pleistocene Planktonic Foraminifera. University of Tokyo Press, p. 190.
- Shakun, J.D., Clark, P.U., He, F., Marcott, S.A., Mix, A.C., Liu, Z., Bliesner, B.O., Schmittner, A. and Bard, E., 2012, Global warming preceded by increasing carbon dioxide concentrations during the last deglaciation. *Nature*, 484, 49-54.
- Takahashi, K., 1982, Vertical flux, ecology and dissolution of Radiolaria in tropical oceans: implications for the silica cycle. Doctoral dissertation, Massachusetts Institute of Technology, p. 461.
- Takemoto, A. and Oda, M., 1997, New planktic foraminiferal transfer functions for the Kuroshio-Oyashio current region off Japan. *Paleontological Research*, 1, 291-310.
- Thompson, P.R., 1981, Planktonic foraminifera in the western north Pacific during the past 150,000 years: Comparison of modern and fossil assemblages. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 35, 241-279.
- Thunell, R.C., 1976, Optimum index of calcium carbonate dissolution in

- deep-sea sediments. *Geology*, 4, 525-528.
- Thunell, R.C. and Honjo, S., 1981, Planktonic foraminiferal flux to the deep ocean: sediment trap results from the tropical Atlantic and the central Pacific. *Marine Geology*, 40, 237-253.
- Thunell, R.C., Curry, W.B. and Honjo, S., 1983, Seasonal variation in the flux of planktonic foraminifera: time series sediment trap results from the Panama Basin. *Earth and Planetary Science Letters*, 64, 44-55.
- Thunell, R.C. and Reynolds, L.A., 1984, Sedimentation of planktonic foraminifera: Seasonal changes in species flux in the Panama Basin. *Micropaleontology*, 30, 243-262.
- Ujiié, Y. and Ujiié, H., 2000, Distribution and oceanographic relationships of modern planktonic foraminifera in the Ryukuu arc region, northwestern Pacific ocean. *Journal of Foraminiferal Research*, 30, 336-360.
- Ujiié, H., 2003, A 370-ka paleoceanographic record from the Hess Rise, central North Pacific Ocean, and an indistinct 'Kuroshio Extension'. *Marine Micropaleontology*, 49, 21-47.
- Vincent, E., 1975, Neogene planktonic foraminifera from the central north Pacific, leg 32, Deep Sea Drilling Project. In: Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project 32, Larson, R.L., Moberly, R., et al. (eds.). Government Printing Office: Washington, DC, 765 - 801.
- Volat, J.L., Pastouret, L. and Vergnaud-Grazzini, C., 1980, Dissolution and carbonate fluctuations in Pleistocene deep-sea cores: a review. *Marine Geology*, 34, 1-28.
- Wang, P., 1998, Western Pacific in glacial cycles: Seasonality in marginal seas and variabilities of Warm Pool. *Science in China Series D: Earth Sciences*, 41, 35-41.
- Watkins, J.M., Mix, A.C. and Wilson, J., 1996, Living planktonic foraminifera: tracers of circulation and productivity regimes in the central equatorial Pacific. *Deep-Sea Research, II*, 43, 1257-1282.
- Watkins, J.M., Mix, A.C. and Wilson, J., 1998, Living planktonic foraminifera in the central tropical Pacific Ocean: articulating the equatorial 'cold tongue' during La Niña, 1992. *Marine Micropaleontology*, 33,



157-174.

- Williams, A. P. and Funk, C., 2011, A westward extension of the warm pool leads to a westward extension of the Walker circulation, drying eastern Africa. *Climate Dynamics*, 37, 2417-2435.
- Yamamoto, M., Suemune, R. and Oba, T., 2005, Equatorward shift of the subarctic boundary in the northwestern Pacific during the last deglaciation. *Geophysical Research Letters*, 32, doi:10.1029/2004GL021903.
- Yamasaki, M., Sasaki A., Oda M. and Domitsu, H., 2008, Western equatorial Pacific planktic foraminiferal fluxes and assemblages during a La Niña year (1999). *Marine Micropaleontology*, 66, 304-319.
- Yancheva, G., Nowaczyk, N.R., Mingram, J., Dulski, P., Schettler, G., Negendank, J.F.W., Liu, J., Sigman, D.M., Peterson, L.C. and Haug, G.H., 2007, Influence of the intertropical convergence zone on the East Asian monsoon. *Nature*, 445, 74-77.
- Zaric, S., Donner, B., Fischer, G., Mulitza, S. and Wefer, G., 2005, Sensitivity of planktic foraminifera to sea surface temperature and export production as derived from sediment trap data. *Marine Micropaleontology*, 55, 75 - 105.





## 제 5 장 필리핀해 황사 퇴적 기록



## 제 5 장 필리핀해 황사 퇴적 기록

### 5.1. 국문 요약

필리핀 해에서 획득한 퇴적물 주상시료 PC 631(12°30' N, 134°60' E, 3728 m depth)을 이용하여 지난 60만 년 간 북서태평양에 퇴적된 풍성기원 입자의 운반 기작을 연구하였다. 퇴적물의 방사성동위원소( $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ ,  $\epsilon_{\text{Nd}}$ ) 조성과 점토 광물 조성에 따르면 아시아 대륙(70%)과 주변의 화산호(30%)가 퇴적물의 공급 원인 것으로 나타났다. 특히 점토 광물 조성은 중앙아시아의 타클라마칸 사막과 유사하게 나타났으며, 북태평양 중앙의 퇴적물과 일치한다. 반면 황사 발생 시기에 연구지역 주변에서 포집한 입자는 중국 동부 오르도스 및 황토 고원 인근의 사막과 유사한 조성을 나타냈다. 이는 중국 동부의 사막들은 동아시아 겨울계절풍 발생 시 동아시아 일대에 중요한 황사 발생지이나, 연중 모래폭풍이 발생하는 중앙아시아의 타림 고원에서 공급되는 황사 입자가 퇴적물 기록에 우세하게 나타난 결과로 해석된다. 본 연구 결과는 동아시아 인근 풍성기원 퇴적물이 대개 봄철 발생하는 황사 입자로부터 기원한다는 기존의 해석들에 상반된다.

### 5.2. Abstract

Dust transport to the tropical/subtropical northwestern Pacific over the past 600 kyr was investigated using radiogenic isotopes ( $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  and  $\epsilon_{\text{Nd}}$ ), together with the clay mineral composition, of eolian dust preserved in a sediment core obtained from the Philippine Sea (12°30' N, 134°60' E). These data revealed the influence of two prevailing dust sources, namely, the Asian deserts and nearby volcanic arcs (e.g., the Luzon Arc), with average contributions of around 70% and 30%, respectively, from each. The clay mineral composition of the core resembled dust from the central Asian deserts (CADs; e.g., the Taklimakan Desert) as in the North Central Pacific, but published aerosol data collected near the study site during winter/spring has the mineralogical signature of dust originating from the East Asian deserts (EADs). These data indicate that the relative contribution of EAD dust increases with the northeasterly surface winds associated with

the East Asian Winter Monsoon (EAWM) during winter/spring, but the Prevailing Westerlies and Trade Winds that carry dust from the CADs is the dominant transport agent in the overall dust budget of the study site. The results of this study contradict the prevailing view that direct dust transport by the EAWM winds in spring dominates the annual flux of eolian dust in the northwest Pacific.

### 5.3. Introduction

The delineation of the source regions of wind-blown dust (i.e., airborne mineral particles) preserved in deep-sea sediments allows the reconstruction of changes in governing wind regimes over geologic timescales, which in turn aids in understanding the response of the atmospheric circulation system to forcing mechanisms. Various geochemical attributes and clay mineral assemblages of eolian dust have been successfully used to identify source regions. For instance, dust carries the distinctive neodymium ( $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ ) and strontium ( $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ ) isotopic signatures of crustal evolution at the source region [e.g., Asahara et al., 1995; Biscaye and Dasch, 1971; Grousset et al., 1988; Jones et al., 1994; Nakai et al., 1993; Stancin et al., 2006]. The clay mineral assemblages of dust preserved in deep-sea sediments also reflects the petrology of the parent rock and the weathering regime in the source regions [e.g., Biscaye, 1965; Blank et al., 1985; Griffin et al., 1968; Petschick et al., 1996; Wan et al., 2012].

The tropical/subtropical northwest Pacific is influenced by the seasonal reversal of prevailing surface winds due to the East Asian Monsoon system and the associated movement of the Intertropical Convergence Zone (Fig. 5-1). As a result of this reversal, dust can be transported to the region from various sources; e.g., the central/east Asian deserts by either the East Asian Winter Monsoon (EAWM) or the zonal wind system (Prevailing Westerlies and Trade Winds) [Merrill et al., 1989]; volcanic islands in the western Pacific; or the Australian deserts by the East Asian Summer Monsoon (Fig. 5-1). It has also been suggested that North African dust, the largest dust source in the world, may reach the North Pacific via long-range transport [Hsu et al., 2012; Lee et al., 2010; Tanaka and Chiba, 2006; Tanaka et al., 2005].

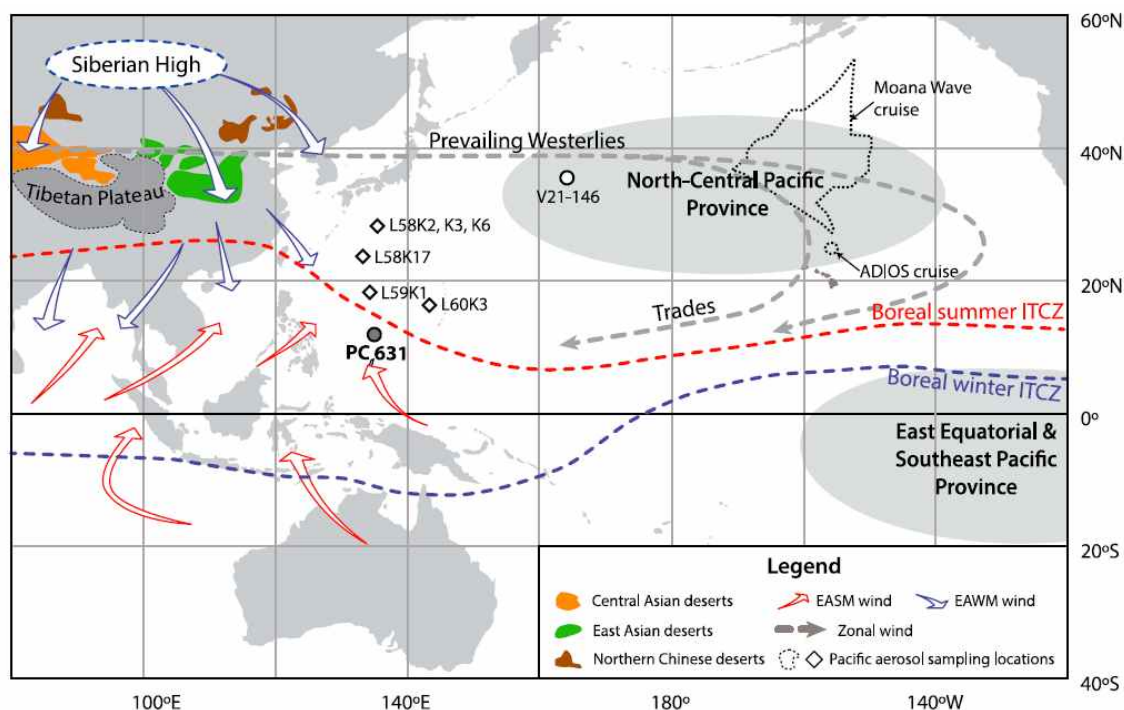


Fig. 5-1. Location of core PC 631 (solid gray circle, this study) and aerosol samples (open diamonds) collected during the Moana Wave cruise [Arnold et al., 1998], ADIOS cruise [Arnold et al., 1998], and a series of Deep Sea Drilling Project cruises (L series samples) [Leinen et al., 1994], with the location of sediment core V21-146 [Hovan et al., 1991] discussed in the text. Also shown are the dust provinces of the north-central Pacific, east equatorial, southeast Pacific [Nakai et al., 1993], and the winter and summer monsoon wind directions and trajectory of the Prevailing Westerlies [Merrill et al., 1989; Mohtadi et al., 2011; Nakagawa et al., 2006; Zhang et al., 1997].

The contribution of these potential sources to the global dust budget may be small, but the influence of each potential source could be significant at the regional scale [e.g., Maher et al., 2010; Tanaka and Chiba, 2006]. These sources are not distinguishable in some cases when using a single geochemical or mineralogical attribute (e.g.,  $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$  and  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ ) compositions of central and East Asian deserts,  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  composition of Asian and Australian dust, and clay mineral composition of Australian and North African dust). Thus, the relative contribution of these potential sources requires further investigation using multiple source indicators [e.g., Ferrat et al., 2011].

To date, most dust studies using deep-sea sediment archives from the North Pacific have focused on understanding the mass flux variation of Asian dust in terms of long-term climate variability [e.g., Pettke et al., 2000; Wan et al., 2012; Xu et al., 2012], but have not considered specific transport pathways or dust source regions (e.g., central/East Asian deserts versus northern Chinese deserts). Dust is transported from Asia to the Pacific by two main air circulation systems; i.e., the Prevailing Westerlies and the near-surface northwesterly winds associated with the EAWM (Fig. 5-1). Dust models and meteorological studies show that these two dust transport mechanisms follow different pathways and altitudes [Shi and Liu, 2011; Yumimoto et al., 2009; Zhang et al., 1997], and could transport dust from specific source region(s). However, dust transport mechanisms and source region relationships in the North Pacific have yet to be investigated using either aerosol or sediment studies.

This study examines the relative importance of these two dust-transport processes using geochemical indicators and clay mineral assemblage to differentiate between source regions. Additionally, as these two wind systems have varied in strength, direction, and pathway in the geologic past [An, 2000; Ding et al., 1995; Jiang and Lang, 2010; Liu and Ding, 1993; Nagashima et al., 2007, 2011; Pichat et al., 2014; Sun, 2004; Tian et al., 2005; Zhang et al., 1999], it is possible that the contribution of potential dust sources and transport mechanisms has changed over longer timescales.

To characterize the provenance and transport pathways of eolian dust deposited in the western tropical/subtropical Pacific during the late Quaternary, we used the clay mineral composition, together with the  $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$  and  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  composition of the inorganic silicate fractions of a deep-sea sediment core retrieved from the Palau-Kyushu Ridge in the Philippine Sea (Fig. 5-1). Using previously published data, we provide criteria to distinguish between dust from the major Asian dust source regions, which enabled us to identify prevailing transport pathways and the relative contribution of dust from specific sources to the dust budget of the study site. This study also provides a valuable dataset in an area with sparse isotopic and mineralogical data for furthering the understanding of dust sources and dust transport patterns in the northwest Pacific during the late Quaternary.



#### 5.4. Materials and Methods

A 240-cm-long piston core, PC 631, was collected from the Palau-Kyushu Ridge in the Philippine Sea (12° 30 ' N, 134° 60 ' E, 3,728 m water depth; Fig. 5-1, Fig. 5-2). Wind transport is thought to be the dominant depositional mechanism for the inorganic silicate component of sediments at the study site. Terrestrial sediments, transported by hemipelagic processes, are probably trapped in the marginal seas of China and/or the Philippine Basin due to the large distance between the site and surrounding coastlines, the elevated topography (ca. 2,000 m higher than the surrounding basin), and the Kuroshio Current, which also prevents the long-distance transport of terrestrial sediments in suspension to the study area [Huh et al., 1992; Jiang et al., 2013; Liu et al., 2007].

The chronology of the core was determined by comparing the oxygen isotope record from the core derived from the benthic foraminifera, *Globocassidulina* sp., with the LR04 chronology [Lisiecki and Raymo, 2005]. Benthic foraminifera were picked at 2-cm intervals from the >125  $\mu\text{m}$  size fraction. Isotopic analysis was carried out using a Finnigan MAT 251 mass spectrometer at the University of Michigan at Ann Arbor, USA. The standard deviation of the repeat analyses of reference material NIST SRM-19 was less than 0.06% (n = 27).

The age model of the core was constructed using the Analyseries software [Paillard et al., 1996] by graphical correlation of 34 tie points between the  $\delta^{18}\text{O}$  record of PC 631 and the LR04 stack. Due to the disturbance of the top layer of the core during acquisition, additional  $^{14}\text{C}$  ages from around 200 planktonic foraminifera (*Globorotalia sacculifer*) were determined at 0-1 cm, 4-5 cm, and 14-15 cm intervals to avoid peak mismatching.  $^{14}\text{C}$  was analyzed using a compact accelerator mass spectrometry system, CAMS-500, by Paleo Labo Co. Ltd., Japan. Age data were corrected for isotopic fractionation and calibrated to the calendar year before present (Cal  $^{14}\text{C}$  age) using the Calib v. 7.0 software [Stuiver and Reimer, 1993]. This correction was based on the Marine13 dataset [Reimer et al., 2013] and the local reservoir effect ( $\Delta\text{R}$ ) of  $19 \pm 50$  years for Guam (13.5°N, 144.8°E)

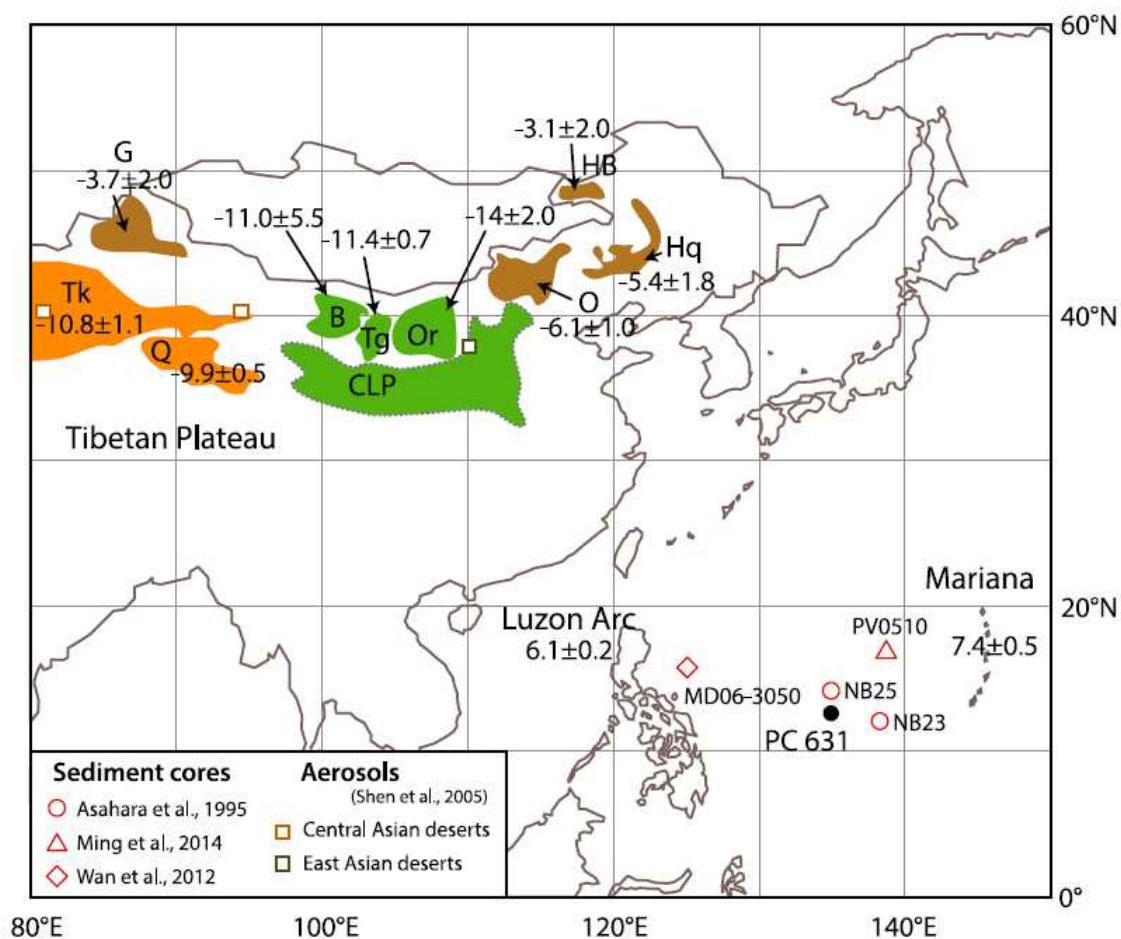


Fig. 5-2. Locations of possible dust source regions (i.e., Chinese deserts, Luzon Island, and the Mariana Islands) and their reported  $\epsilon_{Nd}$  compositions [Chen et al., 2007; Defant et al., 1990; Dixon and Stern, 1983; Honda et al., 2004; Nakano et al., 2004; Rao et al., 2008; Woodhead, 1989]. The Asian deserts include the northern Chinese deserts (NCDs): the Gurbantunggut Desert (G), Onqin Daga Sandy Land (O), Hunlun Buir Sandy Land (HB), and Horqin Sandy Land (Hq); the central Asian deserts (CADs): the Taklimakan Desert (Tk) and Qaidam Desert (Q); and the East Asian deserts (EADs): the Badain Jaran Desert (B), Tengger Desert (Tg), Ordos Desert (Or), and Chinese Loess Plateau (CLP).

[Southon et al., 2002].

The inorganic silicate fraction was extracted from 17 sediment samples following the method described by Rea and Janecek [1981]. The samples

were treated with acetic acid buffered to pH 5 with sodium acetate to remove calcium carbonate. They were subsequently treated with a hot sodium citrate-sodium dithionite solution buffered with sodium bicarbonate to remove ferromanganese oxides and hydroxides. The solid residues were then sieved at 63  $\mu\text{m}$  to remove coarse biogenic components, and finally treated with  $\text{Na}_2\text{CO}_3$  solution to remove biogenic silica.

Grain size analysis of the inorganic silicate component was carried out for the 0.31-301  $\mu\text{m}$  size interval using a Master Sizer Micro from Malvern Instrument Inc. Grain size data are reported as median grain size (in  $\mu\text{m}$  and  $\phi 50$ ) [Folk, 1974] with the amount of silty fraction ( $>16 \mu\text{m}$ ), and the accuracy of the median diameter data is  $\pm 2\%$ .

$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$  and  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  analyses, including chemical separation and multi-collector thermal ionization mass spectrometric (TIMS; VG54-30, Isoprobe-T) analyses, were performed at the Korea Basic Science Institute following Cheong et al. [2013]. Approximately 50 mg of the extracted powder samples were dissolved with an acid mixture of  $\text{HF}+\text{HClO}_4$  (10:1) and  $\text{HNO}_3$  for 24 hours in a tightly closed Teflon vials at  $120^\circ\text{C}$ . Sr was extracted by the conventional cation column chemistry (Dowex AG50W-X8, #200-400, H<sup>+</sup> form) using HCl media, and loaded on Ta filament with 1 M  $\text{H}_3\text{PO}_4$ . Major elements and rare earth element (REE) fractions were separated using conventional cation exchange column chemistry. Nd was separated by the second step cation exchange column chemistry using 2-ethylhexyl phosphoric acid (HDEHP)-coated Teflon powder with HCl media, and loaded on Re filament with 0.1M  $\text{H}_3\text{PO}_4$ .  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  and  $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$  ratios were corrected for instrumental fractionation and spike contribution using  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 0.1194$ , and  $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} = 0.7219$ , respectively. Replicate analysis of NIST SRM-987 and the La Jolla standard gave mean values of  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 0.710246 \pm 21$  ( $n = 30, 2\sigma$ ), and  $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} = 0.511832 \pm 35$  ( $n = 30, 2\sigma$ ). Procedural blanks were less than 0.1 ng for Sr, and 0.04 ng for Nd. For convenience,  $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$  ratios are expressed as  $\epsilon_{\text{Nd}}$ ; the deviation from the Chondritic Uniform Reservoir (CHUR) ( $\epsilon_{\text{Nd}} = (^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}/0.512638 - 1) \times 10^4$ ) [Jacobsen and Wasserburg, 1980].

Clay mineral assemblage was analyzed on bulk and oriented samples from the  $<4 \mu\text{m}$  size fraction of extracted inorganic silicates. This analysis was conducted on a PANalytical X'pert Pro X-ray diffractometer at the

Korea Institute of Ocean Science and Technology, using CuK $\alpha$  radiation (40 kV, 30 mA) over the range of 3° to 30° at 0.02° steps. For the orientation of clay minerals, the supernatant <4  $\mu$ m suspension was vacuum filtered onto a 0.45  $\mu$ m membrane filter. The oriented samples were scanned after air-drying and ethylene glycol solvation. Semi-quantitative estimates of smectite (17 Å), illite (10 Å), kaolinite, and chlorite (7 Å) were made following the method of Biscaye [1965]. The relative amount of kaolinite and chlorite was determined by referring to the relative peak heights of 3.58 Å (kaolinite [002]) and 3.54 Å (chlorite [004]). For consistency, the clay mineral compositions of aerosol and sediments reported by Arnold et al. [1998], Blank et al. [1985], Leinen et al. [1994], and Shen et al. [2005] were converted using the weighting factors of Biscaye [1965].

## 5.5. Results

The median grain size of the silicate fraction varies in a very narrow range from 8.5  $\phi$  (2.8  $\mu$ m) to 8.6  $\phi$  (2.6  $\mu$ m), with an average of 8.6  $\phi$  (2.7  $\mu$ m). The amount of silty components (>16  $\mu$ m) is  $2.2 \pm 0.8$  % (n=16, 1  $\sigma$ ). The graphical correlation between the  $\delta^{18}\text{O}$  record of PC 631 and the LR04 stack [Lisiecki and Raymo, 2005] shows that the maximum age of the core sediments is approximately 600 kyr, which covers six glacial-interglacial cycles (Fig. 5-3). The ages of the uppermost intervals, 0-1 cm, 4-5 cm, and 14-15 cm, were confirmed by  $^{14}\text{C}$  ages. The Cal  $^{14}\text{C}$  ages of the 0-1 cm and 4-5 cm intervals are similar ( $10705 \pm 58$  and  $11691 \pm 106$  yrs BP, 1 $\sigma$ , respectively), suggesting core-top disturbance during acquisition. The geochemical and clay mineral composition of the 4-5 cm interval is therefore not considered in the following discussion. The calendar age of the 14-15 cm interval ( $22019 \pm 302$  yrs BP, 1 $\sigma$ ) is consistent with the estimated age from the  $\delta^{18}\text{O}$  chronology (20.2 ka; Fig. 5-3).

The  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  and  $\epsilon_{\text{Nd}}$  results are presented in Fig. 5-3.  $\epsilon_{\text{Nd}}$  and  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  vary between -9.44 and -7.10, and 0.709627 and 0.711951, respectively. The  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  data are in good agreement with values of 0.7086 and 0.7103 reported by Asahara et al. [1995] at two nearby sites (NB23 and NB25; Fig. 5-2). Neither  $\epsilon_{\text{Nd}}$  nor  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  showed any systematic down-core trend, but showed a moderate negative correlation ( $r = -0.74$ ,  $n = 16$ ). Clay mineral

composition varied in a narrow range, and consisted mainly of illite ( $46 \pm 4\%$ ,  $1\sigma$ ) with subordinate amounts of smectite ( $25 \pm 3\%$ ,  $1\sigma$ ), chlorite ( $19 \pm 1\%$ ,  $1\sigma$ ), and kaolinite ( $10 \pm 2\%$ ,  $1\sigma$ ; Fig. 5-3).

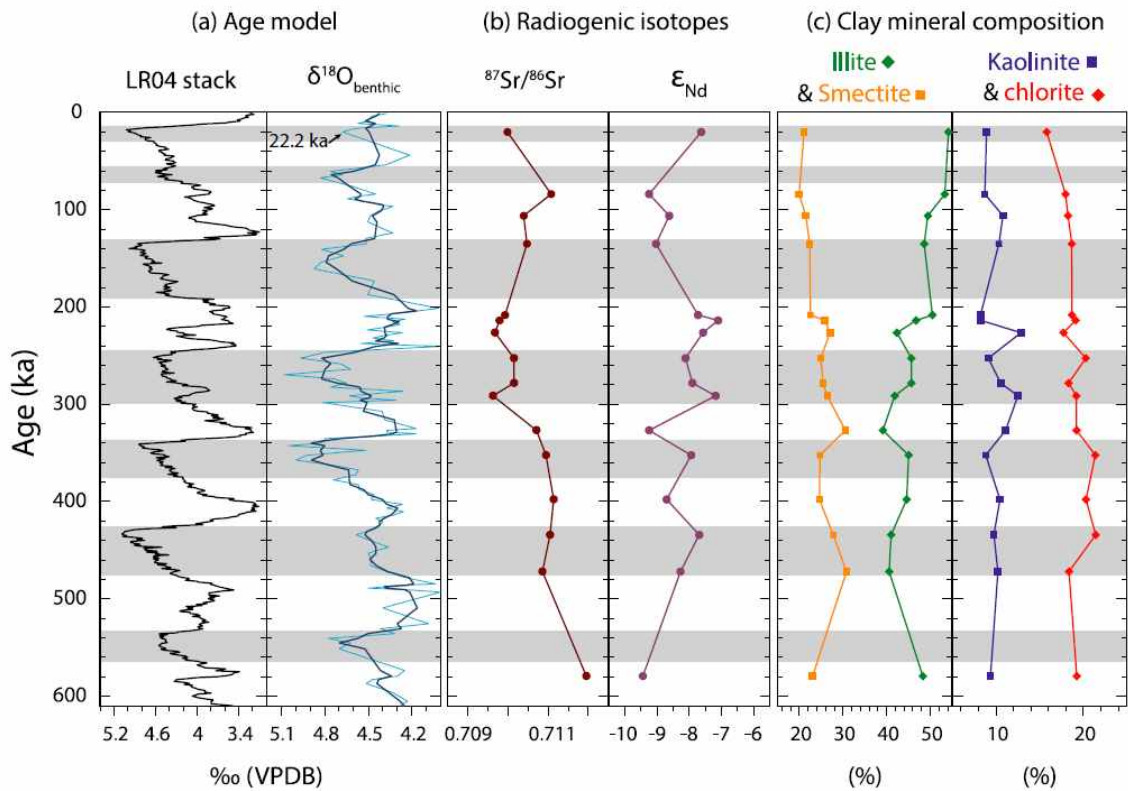


Fig. 5-3. Down-core variations in (a) stable oxygen isotope composition of benthic foraminifera in the LR04 stack and PC 631, (b) radiogenic isotopic compositions ( $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  and  $\epsilon_{\text{Nd}}$ ), and (c) clay mineral composition of the  $<4\ \mu\text{m}$  fraction of eolian dust. The age model was constructed using the correlation between the benthic foraminiferal  $\delta^{18}\text{O}$  records of PC 631 and the LR04  $\delta^{18}\text{O}$  stack [Lisiecki and Raymo, 2005] with accelerator mass spectrometry  $^{14}\text{C}$  confirmation at the 14.15 cm interval (arrow). Shaded intervals indicate glacial periods.

## 5.6. Discussion

The median grain sizes of the abyssal sediments affected by hemipelagic processes are usually greater than  $6.5 \mu\text{m}$  ( $<7.5 \phi$ ) because of the significant amount of silty components ( $>16 \mu\text{m}$ ) supplied by hemipelagic processes [Rea and Hovan, 1995; Sun et al., 2002]. The winnowing process also concentrates coarser silty fractions at a depositional site as it removes fine fractions selectively. Thus, median grain size ( $2.7 \pm 0.1 \mu\text{m}$  ( $8.6 \phi$ )) and small amount ( $2.2 \pm 0.8 \%$  ( $n=16$ ,  $1 \sigma$ )) of silty components ( $>16 \mu\text{m}$ ) in the inorganic silicate fraction of PC 631 indicate negligible effect of hemipelagic and winnowing processes on sedimentation. In addition, the median grain size of inorganic silicate fraction of PC 631 is in good agreement with that (ca.  $8.5 \phi$ ) of the north-central Pacific (NCP) where the hemipelagic processes are rare [Rea, 1994; Rea and Hovan, 1995]. These results indicate that the inorganic silicate fraction of this study is largely airborne mineral particles. For this reason, the inorganic silicate fraction is hereafter termed "eolian dust", although it includes an unconstrained amount of volcanogenic and authigenic materials.

### *Sources of eolian dust in the PC 631 sediments*

The NCP dust province (Fig. 5-1) primarily receives dust from the central and East Asian deserts via the Prevailing Westerlies and Trade Winds, and has a distinctive isotopic ( $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  and  $\epsilon_{\text{Nd}}$ ) and clay mineral composition [Corliss and Hollister, 1982; Griffin et al., 1968; Jones et al., 1994; Nakai et al., 1993]. Our data show slightly higher  $\epsilon_{\text{Nd}}$  and lower  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  than the NCP province sediments (Fig. 5-4a), and are characterized by a slightly smectite-enriched composition compared to aerosols collected in the NCP (Fig. 5-4b). Both Sr-Nd isotopes and clay mineral compositions plot along a mixing line between Asian dust, represented by NCP sediments, and the surrounding volcanic-arc components (Fig. 5-4). This suggests that the study site has been influenced by the input of both Asian dust and volcanic arc material during its depositional history.

On a plot of  $\epsilon_{\text{Nd}}$  versus  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ , the northwest Pacific and Mariana Basin sediments plot closer to the volcanic arc end-members than to samples from this study (Fig. 5-4a), indicating that there is a higher contribution from arc materials in these areas.  $\epsilon_{\text{Nd}}$  in samples from this study are also

clearly distinguishable from south-central Pacific sediments, where eolian components are supplied from Australian deserts and New Zealand [Stancin et al., 2008; Xie and Marcantonio, 2012] (Fig. 5-4a). The clay mineral composition of samples from this study is also distinct from Australian and North African dust, which is enriched in kaolinite (Fig. 5-4b). Consequently, all source indicators analyzed in this study; i.e.,  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ ,  $\epsilon_{\text{Nd}}$  and clay mineral composition, point to little or no contribution of Australian and Saharan dust to the study site.

The negligible input of Saharan dust to the western Pacific contradicts previous modeling results that predict the prevalence of Saharan dust in the region [e.g., Luo et al., 2003; Mahowald et al., 2007; Tanaka and Chiba, 2006]. As noted by Tanaka and Chiba [2006], the inconsistency between site-specific sediment data and modeling results may be due to the coarse resolution of the

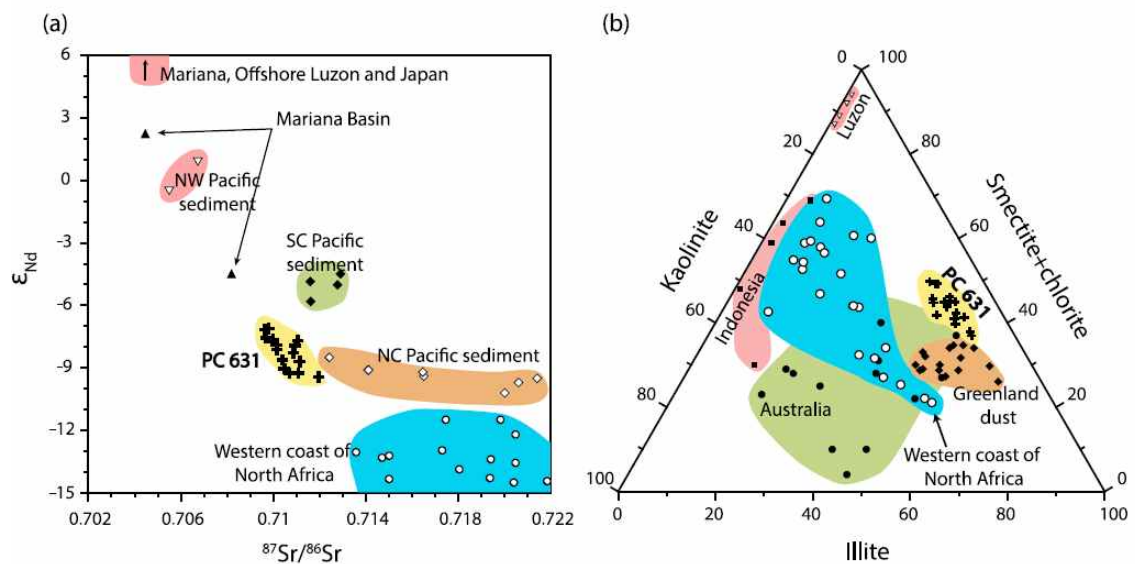


Fig. 5-4. (a)  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  versus  $\epsilon_{\text{Nd}}$  arrays of dust samples measured in this study with a compilation of sediment samples from literature [Grousset et al., 1998; Hyeong et al., 2011; Nakai et al., 1993; Pettke et al., 2000; Skonieczny et al., 2011; Stancin et al., 2008; Woodhead, 1989].

(b) Ternary diagram showing the clay mineral assemblage of eolian fractions of core PC 631 measured in this study (solid crosses), plotted with clay mineral compositions from literature [Arnold et al., 1998; Aston et al., 1973; Biscaye et al., 1997; Chester et al., 1972; Gingele and De Deckker, 2004; Gingele et al., 2001; Glaccum and Prospero, 1980; Leinen et al., 1994; Liu et al., 2009; Shi et al., 1997; Skonieczny et al., 2011].

global dust models. The minimal contribution of Australian dust at the site may be a result of its small contribution to the global dust budget (ca. 6%; Tanaka and Chiba [2006]). Additionally, the air masses to the study site originate from Australia due to the prevailing boreal summer wind direction (Fig. 5-1), but the long transport distance may limit the contribution of Australian dust to the record.

#### *Relative contribution of volcanic arc and Asian dust components*

To understand the relative contributions from Asian dust and volcanogenic components to the record, a simple two-component mixing model was constructed using  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}-\epsilon_{\text{Nd}}$  (Fig. 5-5a) and clay mineral compositions (Fig. 5-5b). Asian dust source areas were classified into three regions in these models: the northern Chinese deserts (NCDs; the northernmost desert regions in China), the central Asian deserts (CADs; deserts on the northwestern margin of the Tibetan Plateau), and the East Asian deserts (EADs; the Chinese Loess Plateau (CLP) and nearby deserts; Fig. 5-1, Fig. 5-2). These three regions can be distinguished from each other using their  $\epsilon_{\text{Nd}}$  values,  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  ratios, and clay mineral compositions (Fig. 5-5, Fig. 5-6a). In addition, it is known that dust from the EADs is predominantly carried by northwesterly surface winds associated with the EAWM, while dust from the CADs is mainly transported via the Prevailing Westerlies in the mid- to high-level troposphere [Shi and Liu, 2011; Sun et al., 2001]. Therefore, the identification of specific source regions helps to identify dust transport mechanisms to the study site.

For the  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}-\epsilon_{\text{Nd}}$  mixing model, Asian dust data from the  $<5\ \mu\text{m}$  size fraction were used to constrain the grain-size dependence of  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  [Asahara et al., 1995; Chen et al., 2007; Feng et al., 2009]. The  $<5\ \mu\text{m}$  size fraction accounts for an average of 83% ( $\pm 1\%$ ,  $1\ \sigma$ ,  $n=16$ ) of the extracted dust components, which helps to minimize any errors related to differences in the grain size distributions between source and sample. For the clay mineral composition mixing-model, we used the composition of CLP sediments and aerosols collected downwind of the CADs and EADs as soil mineralogical data were unavailable.

In general, dust from the EADs and CADs possess a similar  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}-\epsilon_{\text{Nd}}$  composition, except that the Ordos Desert has a distinctively low  $\epsilon_{\text{Nd}}$  (Fig. 5-



5a). In the  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ - $\epsilon_{\text{Nd}}$  mixing model, samples plot between two mixing lines drawn between the average end-member compositions of volcanic arc-CAD sources (and EADs other than the Ordos Desert) and volcanic arc-Ordos Desert sources (Fig. 5-5a), suggesting a supply of Asian dust from both CADs and EADs to the site. The mixing model also indicates that there is little contribution of dust from NCDs to the site, as its isotopic composition plots in an independent domain off the mixing lines (Fig. 5-5a). Although the relative contribution of the CADs and

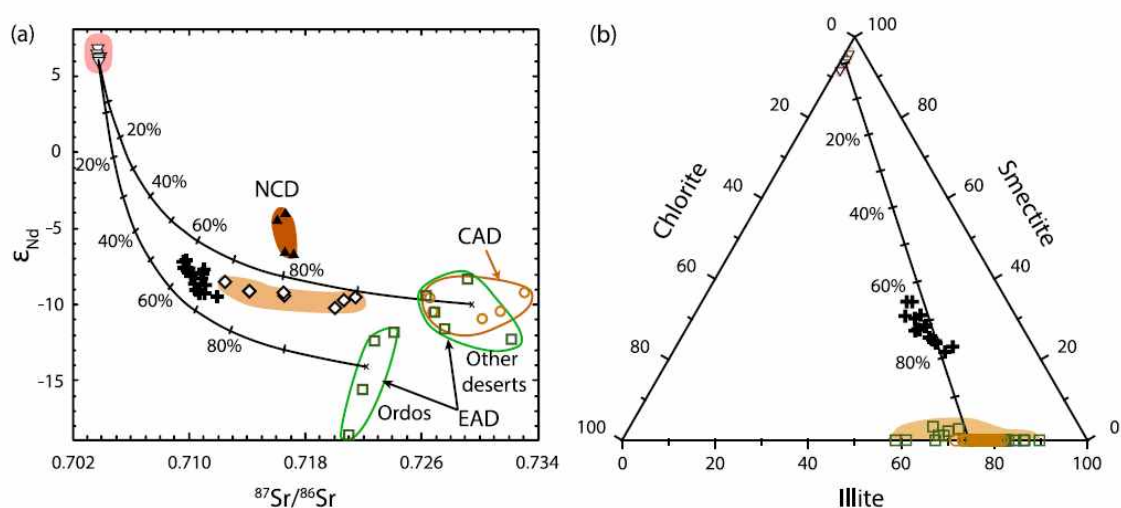


Fig. 5-5. (a)  $\epsilon_{\text{Nd}}$ - $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  arrays and (b) clay mineral composition of core PC 631 (crosses, this study), north-central Pacific (NCP) surface sediment (diamonds), volcanic arcs in the western Pacific (inversed triangles), and soils in Chinese deserts grouped into three regions (see Fig. 5-1, Fig. 5-2). NCD, CAD, and EAD refer to the northern Chinese deserts, central Asian deserts, and East Asian deserts, respectively. Mixing line relationships exist between the volcanic arc end-member and the average composition of soils from the CADs and Ordos Desert in the  $\epsilon_{\text{Nd}}$ - $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  plot and between volcanic arc end-members and the average composition of aerosols and soils from the EADs [Biscaye et al., 1997; Shen et al., 2005] and the CADs [Shen et al., 2005] in the clay mineral composition plot.  $\epsilon_{\text{Nd}}$  and  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  of Asian dust are for the <5  $\mu\text{m}$  fraction to constrain the grain-size dependence of  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ . The known concentrations of Sr and Nd from Luzon Island (Sr = 440 ppm, Nd = 19 ppm) [Defant et al., 1990] and the Chinese deserts (Sr = 111 ppm, Nd = 28.3 ppm) [Kanayama et al., 2005] are used to develop mixing lines in the  $\epsilon_{\text{Nd}}$ - $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  plot. See Fig. 5-4 for data sources.

EADs cannot be estimated uniquely, the mixing model suggests that Asian deserts contributed between 60% and 80% of the dust deposited at the study site, with the remainder originating from volcanic arcs (Fig. 5-5a). This result is in agreement with the clay mineral composition mixing-model (Fig. 5-5b).

*Source regions and transport agents of Asian and volcanic arc dust*

Dust storms frequently break out in the CADs (e.g., the Taklimakan Desert) throughout the year, and the entrainment of dust into high-level westerlies allows for the long-range transport of material to locations as distant as Greenland [Bory et al., 2002, 2013; Iwasaka et al., 2008; Shi and Liu, 2011]. In contrast, dust storms in the EADs primarily occur in spring, when the northwesterly winter monsoon prevails. Dust from the EADs is therefore predominant downwind of mainland China and the northwest Pacific [Shi and Liu, 2011; Sun et al., 2001; Zhang et al., 1997] (Fig. 5-1). The major transport agents of dust from the CADs and EADs are most likely the high-level westerlies and the low-level northwesterly winter monsoon, respectively.

Dust from the EADs and CADs have distinguishable illite/kaolinite (I/K) and kaolinite/chlorite (K/C) values (Fig. 5-6) [Shen et al., 2005], which enables an estimation of the relative contribution of these two major Asian dust source regions to the dust budget of the study site. Dust from the CADs is enriched in illite and chlorite, but is extremely poor in kaolinite ( $I/K = 9.2 \pm 3.5$ ,  $K/C = 0.4 \pm 0.1$ ,  $n = 40$ ) due to the hyper-arid climate of the region (Fig. 5-6a). In contrast, dust from the EADs is characterized by a moderate kaolinite content, and the resulting higher K/C ( $0.7 \pm 0.1$ ,  $n = 32$ ) and lower I/K values ( $5.4 \pm 1.1$ ,  $n = 32$ ) compared to CAD dust (Fig. 5-6a) [Shen et al., 2005; Shi et al., 1997].

The I/K and K/C values of Pacific aerosols sampled at various zonal and meridional locations during winter and spring support the transport mechanisms and pathways of Chinese eolian dust discussed above (Fig. 5-6b). Samples collected during the Moana Wave and ADIOS cruises in the NCP (Fig. 5-1) are depleted in kaolinite [Arnold et al., 1998], and most have a clay mineral composition that corresponds to dust from the CADs (Fig. 5-6b). This suggests that Asian dust, subjected to long-range transport by the

Prevailing Westerlies, is dominantly sourced from the CADs rather than from the EADs. Aerosol samples collected in the month of April from the ADIOS cruise are kaolinite-rich compared to samples collected in May during the Moana Wave cruise (Fig. 5-6b). This suggests that increased entrainment of dust from the EADs into high-level westerlies contributes to the NCP dust budget in spring when the most intense and frequent dust storms occur in East Asia. In contrast to the NCP, aerosols collected during December March in the northwest Pacific, when northwesterly winds associated with the EAWM prevail (L58K2, K3, K6, L59K1, and L60K3; Fig. 5-1) [Leinen et al., 1994], have clay mineral compositions that correspond to dust from the EADs (Fig. 5-6b), confirming the dominance of this dust source in the region during winter and spring.

The eolian fraction of PC 631 sediments has I/K and K/C values ( $I/K = 4.6 \pm 1$ ,  $K/C = 0.53 \pm 0.1$ ,  $1\sigma$ ,  $n = 16$ ; Fig. 5-6a) in agreement with those of

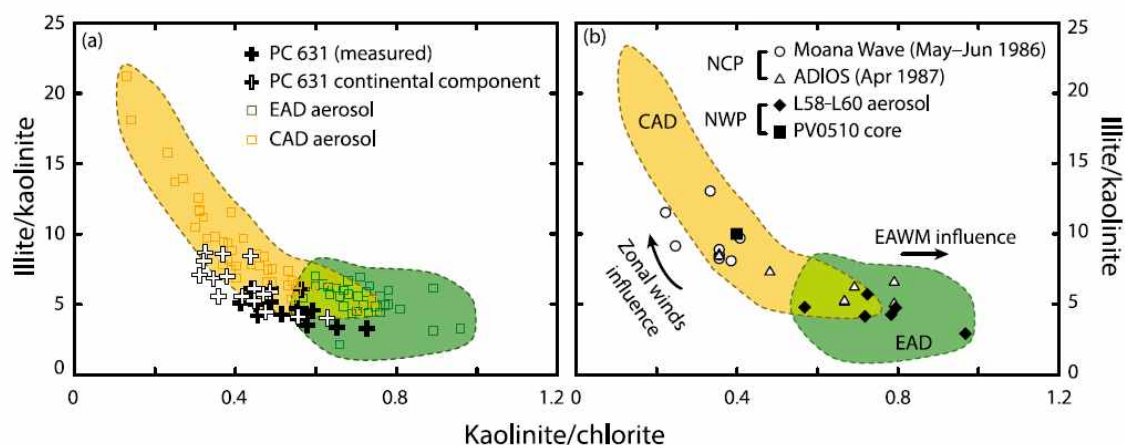


Fig. 5-6. (a) Kaolinite/chlorite (K/C)-illite/kaolinite (I/K) diagram for core PC 631 and aerosol samples downwind of Asian dust source regions [Shen et al., 2005]. The original composition (mixed dust from Asian deserts and the volcanic arc) and the estimated Asian dust end-member composition (see text for details) of PC 631 are marked as solid crosses and open crosses, respectively.

(b) Kaolinite/chlorite (K/C)-illite/kaolinite (I/K) diagram of aerosols collected in the north-central Pacific (NCP) from the Moana Wave (open circles) and ADIOS (open triangles) cruises [Arnold et al., 1998]. Aerosol (L58.L60) and sediment core (PV0510) data from the northwest Pacific are marked as solid diamonds and a solid square, respectively [Leinen et al., 1994; Ming et al., 2014]. The central Asian desert (CAD) and East Asian desert (EAD) domains are as Fig. 5-6a.

NCP aerosols, but plot in both the EAD and CAD fields (Fig. 5-6a, Fig. 5-6b). The clay mineral composition of samples corresponds to mixed dust from Asian deserts (60% to 80%) and volcanic arc sources (20% to 40%). Thus, it is necessary to eliminate the components from volcanic sources to evaluate the relative importance of the CAD and EAD dust. To estimate the clay mineral composition of dust from Asian sources, we assumed an average 30% contribution from the volcanic component, with K/C and I/K values of 2 and 0, respectively, based on the average composition of Luzon soil [Liu et al., 2009]. Exclusion of the volcanic components from the mineral composition mixing model results in a shift in the mineral composition of the observed data similar to those of NCP aerosol, suggesting the CADs as a likely dust source area (Fig. 5-6a, Fig. 5-6b). This suggests that, as in the NCP, the study site is dominated by CAD-sourced dust that travels via high-level westerlies. It is thought that dust from the CADs travels to the study site via the Prevailing Westerlies, and then via northeasterly Trade Winds, as depicted in the dust transport trajectories in Fig. 5-1 [Merrill et al., 1989].

The results of this study are not in accordance with the reported clay mineral composition of dust from the EADs in the northwest Pacific from aerosol samples (L58-K2, -K3, -K6, -K17, L59K1, and L60K3; Fig. 5-1) [Leinen et al., 1994]. This discrepancy is most likely the result of differences in the timing of sample collection and the timescale of the two studies. As discussed earlier, collection of aerosol data from the northwest Pacific occurred in December-March, when dust from the EADs travels to the region primarily via northwesterly winds associated with the EAWM. In contrast, data from this study reflect the time-averaged composition of dust, and thus can be used to evaluate the relative importance of two dust transport mechanisms at the study site: the EAWM and the zonal wind system. Both datasets indicate that dust from EADs dominates during the EAWM season; however, dust from the CADs dominates the overall dust budget of the study site.

These results suggest that long-range transport via the Prevailing Westerlies and Trade Winds is the principal dust transport mechanism to the study site. The clay mineralogy of sediment core PV0510 (Fig. 5-2), recovered in close proximity to our study site, was similar to that described here ( $I/K = \text{ca. } 10$ ,  $K/C = \text{ca. } 0.4$  on average of 2 myr interval; Fig. 5-6b)

[Ming et al., 2014], which suggests the significant contribution of the CAD dusts in the northwest Pacific. The results of this study contradict the general perception that dust transport in spring by the EAWM dominates the annual flux of eolian dust to the northwest Pacific [e.g., Ming et al., 2014; Wan et al., 2012; Xu et al., 2012], and highlights the importance of long-range transport by zonal winds to the dust budget of the northwest Pacific.

Data from volcanic arc materials collected near the study site have similar  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ - $\epsilon_{\text{Nd}}$  values and clay mineral compositions (Fig. 5-4). Consequently, the volcanic end-member sources cannot be evaluated using data from this study. However,  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  and  $\epsilon_{\text{Nd}}$  values, and clay mineral compositions, together with the proximity to the study site suggest that the Luzon Arc (represented by Luzon Island) is the most plausible source of volcanic end-member material. Volcanogenic particles and weathering products in the Luzon Arc may be transported to the study site when the summer monsoon prevails and westerly winds develop over the arc (Fig. 5-1).

Despite its geographical proximity to the study site, the supply of volcanic materials from the Mariana arc is expected to be minor compared to that of the Luzon Arc because of its very small subaerially exposed area (ca. 1,000 km<sup>2</sup>) compared to that of the Luzon Arc (ca. 300,000 km<sup>2</sup>). Indonesia and Papua New Guinea are located in a tropical climate regime characterized by frequent storms and high precipitation, which results in weathering products dominated by kaolinite, as indicated in the mineral assemblages of Indonesian soil [Gingele et al., 2001] (Fig. 5-4b). These two sources do not explain the clay mineral composition of samples from this study, and they are thus excluded as potential volcanic end members. Mineral aerosols from Japanese arcs may be supplied to the study site, together with Asian dust, via surface winds associated with the EAWM. However, the transport of Japanese arc materials with the Prevailing Westerlies is limited to offshore areas proximal to the arc [Asahara et al., 1995; Jones et al., 1994; Mahoney, 2005; Serno et al., 2014], probably due to the difficulty in entraining Japanese arc materials into high-level westerlies. As the study site is dominated by dust that travels via high-level westerlies, the contribution of Japanese arc materials to the study site is considered negligible.

## 5.7. Conclusions

The  $\epsilon_{\text{Nd}}$  values,  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  ratios, and the clay mineral composition of eolian dust preserved in core PC 631 retrieved from the subtropical northwest Pacific indicate the mixed input of dust from the central and East Asian deserts (ca. 70%) and nearby volcanic islands (ca. 30%), likely the Luzon Arc, over the last 600 kyr. In contrast to the results obtained from previous global dust models, neither Australian nor North African dust contributed a detectable amount of dust to the study site, raising the possibility that the dust models underestimated the Asian dust contribution to budgets in the North Pacific. Further, the  $\epsilon_{\text{Nd}}$  and  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  composition of dust from the northern Chinese deserts, another major dust source in Asia, indicate that it was not a significant contributor at this site.

The clay mineral composition of the core resembles dust from the central Asian deserts (CADs; e.g., Taklimakan Desert), which is mainly transported to the north-central Pacific via the Prevailing Westerlies [Iwasaka et al., 2008; Shi and Liu, 2011]. Thus, our results indicate that the zonal wind system is the dominant transport agent in the overall dust budget of the study site. Dust originating from the CADs most likely travels via the Prevailing Westerlies and then the northeasterly Trade Winds prior to deposition at the study site. In contrast, the clay mineral assemblages of aerosols trapped at the nearby site are similar to those of East Asian deserts (EADs) [Leinen et al., 1994], indicating different transport pathways. As aerosol data reported by Leinen et al. [1994] were collected during the winter/spring dust-storm season, this suggests that northwesterly surface winds associated with the East Asian Winter Monsoon act as the main dust transport agent during this period, but dust from the CADs dominates the overall dust budget. The results of this study do not agree with the general perception that transport by dust storms in spring dominates the annual flux of eolian dust in the northwest Pacific.

## 5.8. References

- An, Z. (2000), The history and variability of the East Asian paleomonsoon climate, *Quaternary Science Reviews*, 19(1-5), 171-187, doi:10.1016/S0277-3791(99)00060-8.

- Arnold, E., J. Merrill, M. Leinen, and J. King (1998), The effect of source area and atmospheric transport on mineral aerosol collected over the North Pacific Ocean, *Global and Planetary Change*, 18(3-4), 137-159, doi:10.1016/S0921-8181(98)00013-7.
- Asahara, Y., T. Tanaka, H. Kamioka, and A. Nishimura (1995), Asian continental nature of  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  ratios in north central Pacific sediments, *Earth and Planetary Science Letters*, 133(1-2), 105-116, doi:10.1016/0012-821X(95)00048-H.
- Aston, S. R., R. Chester, L. R. Johnson, and R. C. Padgham (1973), Eolian dust from the lower atmosphere of the eastern Atlantic and Indian Oceans, China Sea and Sea of Japan, *Marine Geology*, 14(1), 15-28, doi:10.1016/0025-3227(73)90040-6.
- Biscaye, P. E. (1965), Mineralogy and Sedimentation of Recent Deep-Sea Clay in the Atlantic Ocean and Adjacent Seas and Oceans, *Geological Society of America Bulletin*, 76(7), 803-832, doi:10.1130/0016-7606(1965)76[803:masord]2.0.co;2.
- Biscaye, P. E., and E. J. Dasch (1971), The rubidium, strontium, strontium-isotope system in deep-sea sediments: Argentine Basin, *Journal of Geophysical Research*, 76(21), 5087-5096, doi:10.1029/JC076i021p05087.
- Biscaye, P. E., F. E. Grousset, M. Revel, S. Van der Gaast, G. A. Zielinski, A. Vaars, and G. Kukla (1997), Asian provenance of glacial dust (stage 2) in the Greenland Ice Sheet Project 2 Ice Core, Summit, Greenland, *Journal of Geophysical Research: Oceans*, 102(C12), 26765-26781, doi:10.1029/97JC01249.
- Blank, M., M. Leinen, and J. M. Prospero (1985), Major Asian aeolian inputs indicated by the mineralogy of aerosols and sediments in the western North Pacific, *Nature*, 314(6006), 84-86, doi:10.1038/314084a0.
- Bory, A. J. M., W. Abouchami, S. J. G. Galer, A. Svensson, J. N. Christensen, and P. E. Biscaye (2013), A Chinese Imprint in Insoluble Pollutants Recently Deposited in Central Greenland As Indicated by Lead Isotopes, *Environmental Science & Technology*, 48(3), 1451-1457, doi:10.1021/es4035655.
- Bory, A. J. M., P. E. Biscaye, A. Svensson, and F. E. Grousset (2002), Seasonal variability in the origin of recent atmospheric mineral dust at NorthGRIP,

- Greenland, *Earth and Planetary Science Letters*, 196(3-4), 123-134, doi:10.1016/S0012-821X(01)00609-4.
- Chen, J., G. Li, J. Yang, W. Rao, H. Lu, W. Balsam, Y. Sun, and J. Ji (2007), Nd and Sr isotopic characteristics of Chinese deserts: Implications for the provenances of Asian dust, *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 71(15), 3904-3914, doi:10.1016/j.gca.2007.04.033.
- Cheong, C.-s., J.-S. Ryu, and Y.-J. Jeong (2013), Simultaneous multiple collector - ICP-MS measurement of Nd isotopic composition and Sm/Nd ratio in geological reference materials by interference corrections and external calibration using matrix-matched standards, *Geosci J*, 17(4), 389-395, doi:10.1007/s12303-013-0056-5.
- Chester, R., H. Elderfield, J. J. Griffin, L. R. Johnson, and R. C. Padgham (1972), Eolian dust along the eastern margins of the Atlantic Ocean, *Marine Geology*, 13(2), 91-105, doi:10.1016/0025-3227(72)90048-5.
- Corliss, B. H., and C. D. Hollister (1982), A paleoenvironmental model for Cenozoic sedimentation in the central North Pacific, in *The Ocean Floor - Bruce Heezen Commemorative Volume*, edited by R. A. Scrutton and M. Talwani, pp. 277-304, Wiley J., New York, U.S.A.
- Defant, M. J., R. Maury, J.-L. Joron, M. D. Feigenson, J. Leterrier, H. Bellon, D. Jacques, and M. Richard (1990), The geochemistry and tectonic setting of the northern section of the Luzon arc (The Philippines and Taiwan), *Tectonophysics*, 183, 187-205, doi:10.1016/0040-1951(90)90416-6.
- Ding, Z., T. Liu, N. W. Rutter, Z. Yu, Z. Guo, and R. Zhu (1995), Ice-Volume Forcing of East Asian Winter Monsoon Variations in the Past 800,000 Years, *Quaternary Research*, 44(2), 149-159, doi:10.1006/qres.1995.1059.
- Dixon, T. H., and R. J. Stern (1983), Petrology, chemistry, and isotopic composition of submarine volcanoes in the southern Mariana arc, *Geological Society of America Bulletin*, 94(10), 1159-1172, doi:10.1130/0016-7606(1983)94<1159:pcaico>2.0.co;2
- Feng, J.-L., L.-P. Zhu, X.-L. Zhen, and Z.-G. Hu (2009), Grain size effect on Sr and Nd isotopic compositions in eolian dust: Implications for tracing dust provenance and Nd model age, *Geochemical Journal*, 43(2), 123-131, doi:10.2343/geochemj.1.0007.
- Ferrat, M., D. J. Weiss, S. Strekopytov, S. Dong, H. Chen, J. Najorka, Y. Sun, S.



- Gupta, R. Tada, and R. Sinha (2011), Improved provenance tracing of Asian dust sources using rare earth elements and selected trace elements for palaeomonsoon studies on the eastern Tibetan Plateau, *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 75(21), 6374-6399, doi:10.1016/j.gca.2011.08.025.
- Folk, R. L. (1974), *The Petrology of Sedimentary Rocks* Hemphill, Austin, TX.
- Gingele, F. X., and P. De Deckker (2004), Fingerprinting Australia's rivers with clay minerals and the application for the marine record of climate change, *Australian Journal of Earth Sciences*, 51(3), 339-348, doi:10.1111/j.1400-0952.2004.01061.x.
- Gingele, F. X., P. De Deckker, and C.-D. Hillenbrand (2001), Clay mineral distribution in surface sediments between Indonesia and NW Australia - source and transport by ocean currents, *Marine Geology*, 179(3-4), 135-146, doi:10.1016/S0025-3227(01)00194-3.
- Glaccum, R. A., and J. M. Prospero (1980), Saharan aerosols over the tropical North Atlantic - Mineralogy, *Marine Geology*, 37(3-4), 295-321, doi:10.1016/0025-3227(80)90107-3.
- Griffin, J. J., H. Windom, and E. D. Goldberg (1968), The distribution of clay minerals in the World Ocean, *Deep Sea Research and Oceanographic Abstracts*, 15(4), 433-459, doi:10.1016/0011-7471(68)90051-X.
- Grousset, F. E., P. E. Biscaye, A. Zindler, J. Prospero, and R. Chester (1988), Neodymium isotopes as tracers in marine sediments and aerosols: North Atlantic, *Earth and Planetary Science Letters*, 87(4), 367-378, doi:10.1016/0012-821X(88)90001-5.
- Grousset, F. E., M. Parra, A. Bory, P. Martinez, P. Bertrand, G. Shimmield, and R. M. Ellam (1998), Saharan wind regimes traced by the Sr-Nd isotopic composition of subtropical Atlantic sediments: last glacial maximum vs. today, *Quaternary Science Reviews*, 17(4-5), 395-409, doi:10.1016/S0277-3791(97)00048-6.
- Honda, M., S. Yabuki, and H. Shimizu (2004), Geochemical and isotopic studies of aeolian sediments in China, *Sedimentology*, 51(2), 211-230, doi:10.1111/j.1365-3091.2004.00618.x.
- Hovan, S. A., D. K. Rea, and N. G. Pisias (1991), Late Pleistocene Continental Climate and Oceanic Variability Recorded in Northwest Pacific Sediments, *Paleoceanography*, 6(3), 349-370, doi:10.1029/91PA00559.

- Hsu, S.-C., et al. (2012), Dust transport from non-East Asian sources to the North Pacific, *Geophysical Research Letters*, 39(12), L12804, doi:10.1029/2012GL051962.
- Huh, C.-A., J.-L. Peng, and J.-C. Chen (1992), Late Pleistocene pelagic sedimentation in the West Philippine Basin, *Journal of Southeast Asian Earth Sciences*, 7(2-3), 159-164, doi:10.1016/0743-9547(92)90050-L.
- Hyeong, K., J. Kim, T. Pettke, C. M. Yoo, and S.-d. Hur (2011), Lead, Nd and Sr isotope records of pelagic dust: Source indication versus the effects of dust extraction procedures and authigenic mineral growth, *Chemical Geology*, 286(3-4), 240-251, doi:10.1016/j.chemgeo.2011.05.009.
- Iwasaka, Y., J. M. Li, G. Y. Shi, Y. S. Kim, A. Matsuki, D. Trochkin, M. Yamada, D. Zhang, Z. Shen, and C. S. Hong (2008), Mass Transport of Background Asian Dust Revealed by Balloon-Borne Measurement: Dust Particles Transported during Calm Periods by Westerly from Taklamakan Desert, in *Advanced Environmental Monitoring*, edited by Y. Kim and U. Platt, pp. 121-135, Springer Netherlands, doi:10.1007/978-1-4020-6364-0\_9.
- Jacobsen, S. B., and G. J. Wasserburg (1980), Sm-Nd isotopic evolution of chondrites, *Earth and Planetary Science Letters*, 50(1), 139-155, doi:10.1016/0012-821X(80)90125-9.
- Jiang, D., and X. Lang (2010), Last Glacial Maximum East Asian Monsoon: Results of PMIP Simulations, *Journal of Climate*, 23(18), 5030-5038, doi:10.1175/2010JCLI3526.1.
- Jiang, F., M. Frank, T. Li, T.-Y. Chen, Z. Xu, and A. Li (2013), Asian dust input in the western Philippine Sea: Evidence from radiogenic Sr and Nd isotopes, *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 14(5), 1538-1551, doi:10.1002/ggge.20116.
- Jones, C. E., A. N. Halliday, D. K. Rea, and R. M. Owen (1994), Neodymium isotopic variations in North Pacific modern silicate sediment and the insignificance of detrital REE contributions to seawater, *Earth and Planetary Science Letters*, 127), 55-66, doi:10.1016/0012-821X(94)90197-X.
- Kanayama, S., S. Yabuki, F. Zeng, M. Liu, Z. Shen, L. Liu, F. Yanagisawa, and O. Abe (2005), Size-Dependent Geochemical Characteristics of Asian Dust-Sr and Nd Isotope Compositions as Tracers for Source Identification-, *Journal of the Meteorological Society of Japan. Ser. II*, 83A,

- 107-120, doi:10.2151/jmsj.83A.107.
- Lee, Y. C., X. Yang, and M. Wenig (2010), Transport of dusts from East Asian and non-East Asian sources to Hong Kong during dust storm related events 1996-2007, *Atmospheric Environment*, 44(30), 3728-3738, doi:10.1016/j.atmosenv.2010.03.034.
- Leinen, M., J. M. Prospero, E. Arnold, and M. Blank (1994), Mineralogy of aeolian dust reaching the North Pacific Ocean: 1. Sampling and analysis, *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, 99(D10), 21017-21023, doi:10.1029/94JD01735.
- Lisiecki, L. E., and M. E. Raymo (2005), A Pliocene-Pleistocene stack of 57 globally distributed benthic  $\delta^{18}\text{O}$  records, *Paleoceanography*, 20(1), PA1003, doi:10.1029/2004PA001071.
- Liu, J. P., K. H. Xu, A. C. Li, J. D. Milliman, D. M. Velozzi, S. B. Xiao, and Z. S. Yang (2007), Flux and fate of Yangtze River sediment delivered to the East China Sea, *Geomorphology*, 85(3-4), 208-224, doi:10.1016/j.geomorph.2006.03.023.
- Liu, T., and Z. Ding (1993), Stepwise coupling of monsoon circulations to global ice volume variations during the late Cenozoic, *Global and Planetary Change*, 7(1-3), 119-130, doi:10.1016/0921-8181(93)90044-O.
- Liu, Z., Y. Zhao, C. Colin, F. P. Siringan, and Q. Wu (2009), Chemical weathering in Luzon, Philippines from clay mineralogy and major-element geochemistry of river sediments, *Applied Geochemistry*, 24(11), 2195-2205, doi:10.1016/j.apgeochem.2009.09.025.
- Luo, C., N. M. Mahowald, and J. del Corral (2003), Sensitivity study of meteorological parameters on mineral aerosol mobilization, transport, and distribution, *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, 108(D15), 4447, doi:10.1029/2003JD003483.
- Maher, B. A., J. M. Prospero, D. Mackie, D. Gaiero, P. P. Hesse, and Y. Balkanski (2010), Global connections between aeolian dust, climate and ocean biogeochemistry at the present day and at the last glacial maximum, *Earth-Science Reviews*, 99(1-2), 61-97, doi:10.1016/j.earscirev.2009.12.001.
- Mahoney, J. B. (2005), Nd and Sr isotopic signatures of fine-grained clastic sediments: A case study of western Pacific marginal basins, *Sedimentary Geology*, 182, 183-199, doi:10.1016/j.sedgeo.2005.07.009.

- Mahowald, N. M., J. A. Ballantine, J. Feddema, and N. Ramankutty (2007), Global trends in visibility: implications for dust sources, *Atmospheric Chemistry and Physics*, 7(12), 3309-3339, doi:10.5194/acp-7-3309-2007.
- Merrill, J. T., M. Uematsu, and R. Bleck (1989), Meteorological analysis of long range transport of mineral aerosols over the North Pacific, *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, 94(D6), 8584-8598, doi:10.1029/JD094iD06p08584.
- Ming, J., A. Li, J. Huang, S. Wan, Q. Meng, F. Jiang, and W. Yan (2014), Assemblage characteristics of clay minerals and its implications to evolution of eolian dust input to the Parece Vela Basin since 1.95 Ma, *Chinese Journal of Oceanology and Limnology*, 32(1), 174-186, doi:10.1007/s00343-014-3066-x.
- Mohtadi, M., D. W. Oppo, S. Steinke, J.-B. W. Stuut, R. De Pol-Holz, D. Hebbeln, and A. Luckge (2011), Glacial to Holocene swings of the Australian-Indonesian monsoon, *Nature Geoscience*, 4(8), 540-544, doi:10.1038/ngeo1209.
- Nagashima, K., R. Tada, H. Matsui, T. Irino, A. Tani, and S. Toyoda (2007), Orbital- and millennial-scale variations in Asian dust transport path to the Japan Sea, *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 247(1-2), 144-161, doi:10.1016/j.palaeo.2006.11.027.
- Nagashima, K., R. Tada, A. Tani, Y. Sun, Y. Isozaki, S. Toyoda, and H. Hasegawa (2011), Millennial-scale oscillations of the westerly jet path during the last glacial period, *Journal of Asian Earth Sciences*, 40(6), 1214-1220, doi:10.1016/j.jseaes.2010.08.010.
- Nakagawa, T., P. E. Tarasov, H. Kitagawa, Y. Yasuda, and K. Gotanda (2006), Seasonally specific responses of the East Asian monsoon to deglacial climate changes, *Geology*, 34(7), 521-524, doi:10.1130/g21764.1.
- Nakai, S. i., A. N. Halliday, and D. K. Rea (1993), Provenance of dust in the Pacific Ocean, *Earth and Planetary Science Letters*, 119(1-2), 143-157, doi:10.1016/0012-821X(93)90012-X.
- Nakano, T., Y. Yokoo, M. Nishikawa, and H. Koyanagi (2004), Regional Sr-Nd isotopic ratios of soil minerals in northern China as Asian dust fingerprints, *Atmospheric Environment*, 38(19), 3061-3067, doi:10.1016/j.atmosenv.2004.02.016.

- Paillard, D., L. Labeyrie, and P. Yiou (1996), Macintosh Program performs time-series analysis, *Eos, Transactions American Geophysical Union*, 77(39), 379-379, doi:10.1029/96EO00259.
- Petschick, R., G. Kuhn, and F. Gingele (1996), Clay mineral distribution in surface sediments of the South Atlantic: sources, transport, and relation to oceanography, *Marine Geology*, 130(3-4), 203-229, doi:10.1016/0025-3227(95)00148-4.
- Pettke, T., A. N. Halliday, C. M. Hall, and D. K. Rea (2000), Dust production and deposition in Asia and the north Pacific Ocean over the past 12 Myr, *Earth and Planetary Science Letters*, 178(3-4), 397-413, doi:10.1016/S0012-821X(00)00083-2.
- Pichat, S., W. Abouchami, and S. J. G. Galer (2014), Lead isotopes in the Eastern Equatorial Pacific record Quaternary migration of the South Westerlies, *Earth and Planetary Science Letters*, 388(0), 293-305, doi:10.1016/j.epsl.2013.11.035.
- Rao, W., J. U. N. Chen, J. Yang, J. Ji, G. Li, and H. Tan (2008), Sr-Nd isotopic characteristics of eolian deposits in the Erdos Desert and Chinese Loess Plateau: Implications for their provenances, *Geochemical Journal*, 42(3), 273-282, doi:10.2343/geochemj.42.273.
- Rea, D. K. (1994), The paleoclimatic record provided by eolian deposition in the deep sea: The geologic history of wind, *Reviews of Geophysics*, 32(2), 159-195, doi:10.1029/93RG03257.
- Rea, D. K., and S. A. Hovan (1995), Grain size distribution and depositional processes of the mineral component of abyssal sediments: Lessons from the North Pacific, *Paleoceanography*, 10(2), 251-258, doi:10.1029/94PA03355.
- Rea, D. K., and T. R. Janecek (1981), Late cretaceous history of eolian deposition in the mid-pacific mountains, central North Pacific Ocean, *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 36(1-2), 55-67, doi:10.1016/0031-0182(81)90048-1.
- Reimer, P. J., et al. (2013), IntCal13 and Marine13 Radiocarbon Age Calibration Curves 0-50,000 Years cal BP, *Radiocarbon*, 55(4), 1869-1887, doi:10.2458/azu\_js\_rc.55.16947.
- Serno, S., G. Winckler, R. F. Anderson, C. T. Hayes, D. McGee, B. Machalett, H. Ren, S. M. Straub, R. Gersonde, and G. H. Haug (2014), Eolian dust

- input to the Subarctic North Pacific, *Earth and Planetary Science Letters*, 387, 252-263, doi:10.1016/j.epsl.2013.11.008.
- Shen, Z., X. Li, J. Cao, S. Caquineau, Y. Wang, and X. Zhang (2005), Characteristics of clay minerals in asian dust and their environmental significance, *China Particuology*, 3(5), 260-264, doi:10.1016/S1672-2515(07)60198-5.
- Shi, Y., X. Dai, J. Li, and J. Wang (1997), Origin and significance of clay minerals in the last interglacial loess in Lanzhou area, North-central China, *Marine Geology and Quaternary Geology*, 17(1), 87-94.
- Shi, Z., and X. Liu (2011), Distinguishing the provenance of fine-grained eolian dust over the Chinese Loess Plateau from a modelling perspective, *Tellus B*, 63, 959-970, doi:10.1111/j.1600-0889.2011.00561.x.
- Skonieczny, C., et al. (2011), The 7-13 March 2006 major Saharan outbreak: Multiproxy characterization of mineral dust deposited on the West African margin, *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, 116(D18), D18210, doi:10.1029/2011JD016173.
- Southon, J., M. Kashgarian, M. Fontugne, B. Metivier, and W. W. S. Yim (2002), Marine reservoir corrections for the Indian Ocean and Southeast Asia, *Radiocarbon*, 44(1), 167-180.
- Stancin, A. M., J. D. Gleason, S. A. Hovan, D. K. Rea, R. M. Owen, T. C. Moore Jr, C. M. Hall, and J. D. Blum (2008), Miocene to recent eolian dust record from the Southwest Pacific Ocean at 40° S latitude, *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 261(3-4), 218-233, doi:10.1016/j.palaeo.2007.12.015.
- Stancin, A. M., J. D. Gleason, D. K. Rea, R. M. Owen, T. C. Moore Jr, J. D. Blum, and S. A. Hovan (2006), Radiogenic isotopic mapping of late Cenozoic eolian and hemipelagic sediment distribution in the east-central Pacific, *Earth and Planetary Science Letters*, 248(3-4), 840-850, doi:10.1016/j.epsl.2006.06.038.
- Stuiver, M., and P. J. Reimer (1993), Extended 14C data base and revised CALIB 3.0 14C age calibration program, *Radiocarbon*, 35, 215-230.
- Sun, D. (2004), Monsoon and westerly circulation changes recorded in the late Cenozoic aeolian sequences of Northern China, *Global and Planetary Change*, 41(1), 63-80, doi:10.1016/j.gloplacha.2003.11.001.

- Sun, D., J. Bloemendal, D. K. Rea, J. Vandenberghe, F. Jiang, Z. An, and R. Su (2002), Grain-size distribution function of polymodal sediments in hydraulic and aeolian environments, and numerical partitioning of the sedimentary components, *Sedimentary Geology*, 152(3-4), 263-277, doi:10.1016/S0037-0738(02)00082-9.
- Sun, J., M. Zhang, and T. Liu (2001), Spatial and temporal characteristics of dust storms in China and its surrounding regions, 1960-1999: Relations to source area and climate, *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, 106(D10), 10325-10333, doi:10.1029/2000JD900665.
- Tanaka, T. Y., and M. Chiba (2006), A numerical study of the contributions of dust source regions to the global dust budget, *Global and Planetary Change*, 52(1-4), 88-104, doi:10.1016/j.gloplacha.2006.02.002.
- Tanaka, T. Y., Y. Kurosaki, M. Chiba, T. Matsumura, T. Nagai, A. Yamazaki, A. Uchiyama, N. Tsunematsu, and K. Kai (2005), Possible transcontinental dust transport from North Africa and the Middle East to East Asia, *Atmospheric Environment*, 39(21), 3901-3909, doi:10.1016/j.atmosenv.2005.03.034.
- Tian, J., P. Wang, R. Chen, and X. Cheng (2005), Quaternary upper ocean thermal gradient variations in the South China Sea: Implications for east Asian monsoon climate, *Paleoceanography*, 20(4), PA4007, doi:10.1029/2004PA001115.
- Wan, S., Z. Yu, P. D. Clift, H. Sun, A. Li, and T. Li (2012), History of Asian eolian input to the West Philippine Sea over the last one million years, *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 326-328, 152-159, doi:10.1016/j.palaeo.2012.02.015.
- Woodhead, J. D. (1989), Geochemistry of the Mariana arc (western Pacific): Source composition and processes, *Chemical Geology*, 76(1-2), 1-24, doi:10.1016/0009-2541(89)90124-1.
- Xie, R. C., and F. Marcantonio (2012), Deglacial dust provenance changes in the Eastern Equatorial Pacific and implications for ITCZ movement, *Earth and Planetary Science Letters*, 317-318, 386-395, doi:10.1016/j.epsl.2011.11.014.
- Xu, Z., T. Li, S. Wan, Q. Nan, A. Li, F. Chang, F. Jiang, and Z. Tang (2012), Evolution of East Asian monsoon: Clay mineral evidence in the western

- Philippine Sea over the past 700 kyr, *Journal of Asian Earth Sciences*, 60, 188-196, doi:10.1016/j.jseas.2012.08.018.
- Yumimoto, K., K. Eguchi, I. Uno, T. Takemura, Z. Liu, A. Shimizu, and N. Sugimoto (2009), An elevated large-scale dust veil from the Taklimakan Desert: Intercontinental transport and three-dimensional structure as captured by CALIPSO and regional and global models, *Atmospheric Chemistry and Physics*, 9(21), 8545-8558, doi:10.5194/acp-9-8545-2009.
- Zhang, X. Y., R. Arimoto, and Z. S. An (1997), Dust emission from Chinese desert sources linked to variations in atmospheric circulation, *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, 102(D23), 28041-28047, doi:10.1029/97JD02300.
- Zhang, X. Y., R. Arimoto, and Z. S. An (1999), Glacial and interglacial patterns for Asian dust transport, *Quaternary Science Reviews*, 18(6), 811-819, doi:10.1016/S0277-3791(98)00028-6.





## 제 6 장 적도 중앙태평양 환경변화



# 제 6 장 중기플라이스토세 전환기 동안 적도수렴대의 위치변화에 따른 적도중앙태평양의 대기 및 해양순환 변화 연구

## 6.1. 국문요약

본 연구에서는 중기플라이스토세 전환기(Mid-Pleistocene Transition, 1.1~0.8 백만 년 전) 동안 나타난 적도중앙태평양의 해양 및 대기 순환 변화를 통하여 해당 시기 대서양과 태평양 적도 해역 냉각사건의 원인에 대하여 고찰하였다. 적도중앙태평양의 마젤란 해저고원에서 획득한 주상시료 PC 932(5°53'N, 177°26'W, 4136 m depth) 내 풍성기원 입자의 기원지는 0.8백만 년을 경계로 남반구에서 북반구로 바뀌었으며, 이후 생물 기원 입자의 퇴적률과 부유성 유기물의 산소동위원소비가 급격히 감소한다. 이는 현재 북적도 반류와 적도수렴대의 영향을 받는 현재의 해양환경이 0.8백만 년 이후에 형성되었으며 그러한 변화가 적도수렴대와 북적도 반류의 남하에 수반되었음을 시사한다. 연구 해역 내 풍성 기원 퇴적물의 기원지가 남반구였을 0.8백만 년 이전에는 적도수렴대가 연구 지역보다 북쪽에 위치하였고, 연구 해역은 남동무역풍의 영향을 받아 생산성이 비교적 높았을 것으로 여겨진다. 1.1~0.8 백만 년 전 대서양과 태평양에서 나타난 적도해역의 냉각은, 해당 시기 남동무역풍이 북동무역풍보다 상대적으로 강화되고 적도 용승이 활발해진 영향을 받았을 것으로 보인다. 중기플라이스토세 전환기 이후 북반구 고위도에서 한랭화가 급격히 진행되고 대륙 빙하가 크게 성장하여 북반구의 대기순환이 강해지고, 북동무역풍이 강해진 것으로 해석할 수 있다.

## 6.2. Abstract

This paper investigates the causes of a brief, but prominent, cooling episode (1.1–0.8 Ma) that occurred in the equatorial upwelling region of the Atlantic and Pacific during the mid-Pleistocene transition (MPT) using temporal changes in dust provenance, regional hydrology, and surface productivity recorded in a deep-sea sediment core from the central equatorial Pacific. The  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  and  $\epsilon_{\text{Nd}}$  values of the inorganic silicate fraction indicate deposition of dust from Australia and

Central/South America before 0.8 Ma, but a gradual increase in Asian dust deposition after 0.8 Ma. The change in dust provenance was accompanied by an increased dust flux and a decrease in surface productivity and salinity. These changes can be explained by the southward movement of the Intertropical Convergence Zone (ITCZ) and North Equatorial Counter Current (NECC) and the direct influence of these features on the site after 0.8 Ma. Our results, together with previously published Atlantic data, suggest the northward position of the ITCZ between 1.1 and 0.9 Ma, and the southward position thereafter. The meridional movement of the ITCZ is in phase with the cooling and warming trend in upwelling regions in the equatorial Pacific and Atlantic, which suggests strengthening of southeast trades relative to its northern counterpart between 1.1 and 0.9 Ma as a plausible cause of this brief cooling event. The southward movement of the ITCZ from 0.9 to 0.8 Ma indicates more significant cooling in the Northern Hemisphere (NH) than in the Southern Hemisphere, which is supportive of the interpretation that the NH ice sheet expanded significantly and stabilized after 0.9 Ma.

### 6.3. Introduction

The mid-Pleistocene transition (MPT) covers the period between 1.25 and 0.7 Ma during which the dominant glacial - interglacial periodicity changed from 41 kyr-cycles to 100 kyr-cycles [Clark *et al.*, 2006]. The appearance of strong 100-kyr periodicity at 0.9 Ma is often attributed to a significant increase in ice volume [Elderfield *et al.*, 2012; McClymont *et al.*, 2013]. Significant cooling of surface and deep water has been reported in polar/sub-polar regions prior to the emergence of the 100-kyr periodicity [Lawrence *et al.*, 2006; Martínez-García *et al.*, 2010; McClymont *et al.*, 2008; Sosdian and Rosenthal, 2009], possibly preconditioning the development of major high-latitude glaciers and a change in the global ocean deep-water circulation [Clark *et al.*, 2006; Head and Gibbard, 2005; McClymont *et al.*, 2013].

One of aspects of this period that has received less attention is the pronounced cooling in the equatorial upwelling regions of the eastern equatorial Pacific/Atlantic between 1.1 and 0.8 Ma [McClymont and Rosell-Melé, 2005; Schefuß *et al.*, 2003] (Fig. 6-1c, Fig. 6-1e), which is not evident in the global  $\delta^{18}\text{O}$  stack and in the Western Pacific Warm Pool (WPWP) records

[Lisiecki and Raymo, 2005; McClymont and Rosell-Melé, 2005] (Fig. 6-1a, Fig. 6-1b). This cooling began at about 1.1 Ma and peaked at about 0.9 Ma. Sea surface temperature (SST) then rebounded rapidly and reached the background level around 0.8 Ma (Fig. 6-1c and Fig. 6-1e).

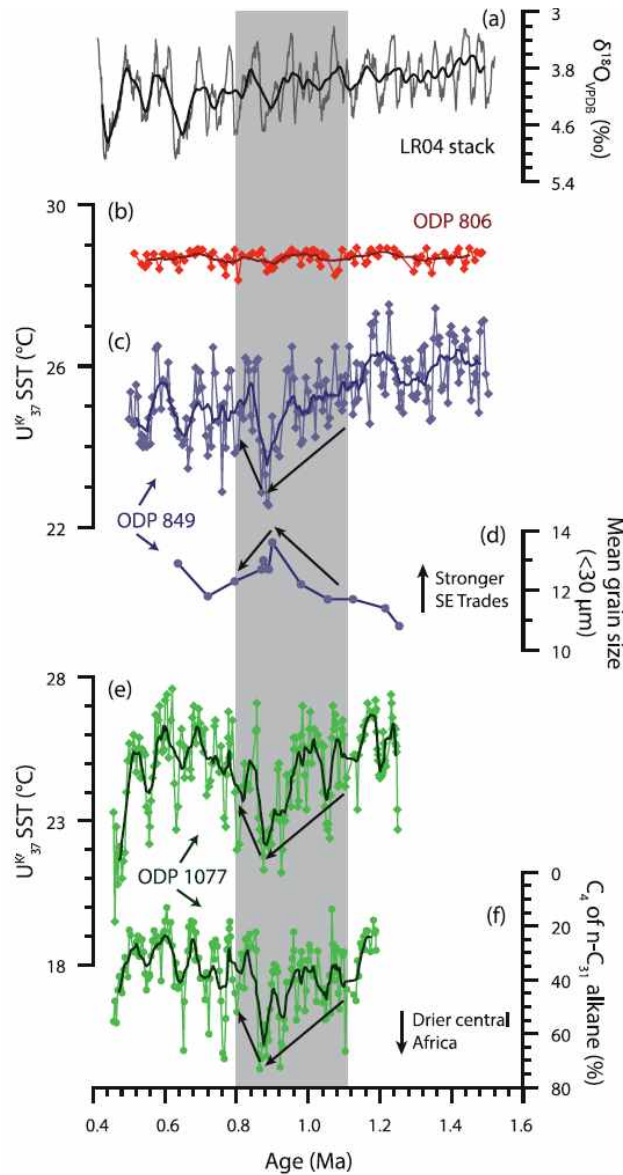


Fig. 6-1. Long-term trends in paleoceanographic and paleoclimatic proxies during the middle to late Pleistocene. (a) LR04 benthic  $\delta^{18}\text{O}$  stack [Lisiecki and Raymo, 2005], (b)  $U^{\text{K}}_{37}$  SST from Ocean Drilling Project (ODP) site 806 in the WPWP [McClymont and Rosell-Melé, 2005], (c)  $U^{\text{K}}_{37}$  SST, (d) mean grain size of fine sediment fraction ( $<30 \mu\text{m}$ ), a proxy for trade winds strength, from ODP Site 849 in the central equatorial Pacific [McClymont and Rosell-Melé, 2005], (e)  $U^{\text{K}}_{37}$  SST, and (f)  $\text{C}_4$  of  $n\text{-C}_{31}$  alkane (%) from ODP site 1077 in the eastern equatorial Atlantic [Schefuß et al., 2003].

Although the lowest SSTs were recorded at the glacial maximum of Marine Isotope Stage 22, the SST drop during this period is particularly notable when compared with other glacial stages. As this cooling event was recorded both in the equatorial Atlantic and Pacific, it can be seen as one of the major tropical responses to climate forcing during the MPT. As the MPT is regarded as the period during which more modern-like cold tongue and Walker Circulation first emerged [*de Garidel-Thoron et al., 2005; Li et al., 2011*], an explanation of the causes of this cooling event is required if we are to better understand the climatic evolution of the cold tongue region.

Latitudinal displacement of the Intertropical Convergence Zone (ITCZ), a belt of enhanced precipitation that results from the convergence of the northeast and southeast trade winds, has been highlighted as one of the key tropical responses to climate forcing over various timescales [*Broccoli et al., 2006; Chao and Chen, 2001; Schneider et al., 2014*]. In particular, shifts in the latitudinal position of the ITCZ are accompanied by changes in upwelling intensity and SST in the cold tongue region [*Koutavas and Lynch-Stieglitz, 2003; Timmermann et al., 2007; Wang and Wang, 1999*]; consequently, tracing the ITCZ position during the MPT would

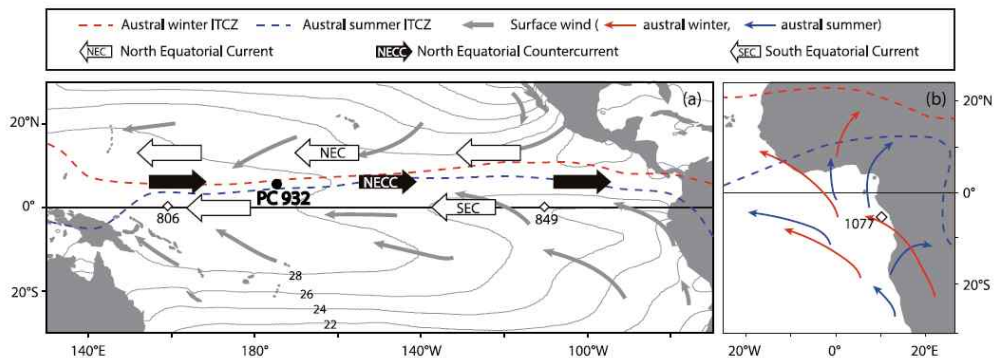


Fig. 6-2 (a) Map of surface currents, surface winds and mean positions of the seasonal ITCZ over the tropical Pacific. The locations of the core analyzed in this study (PC 932), and ODP sites (806 and 849) are also marked. Annual mean SST data from the World Ocean Atlas 2013 are shown as gray contours [Boyer et al., 2013]. (b) General pattern of surface wind and ITCZ position over the east Atlantic with location of ODP site 1077 marked as open diamond.

assist our understanding of the mechanisms associated with the brief equatorial cooling event between 1.1 and 0.8 Ma.

This study aims to describe and interpret climate evolution over the equatorial Pacific during the MPT by investigating ITCZ movement and associated changes in regional hydrology and surface productivity. The study site is in the central equatorial Pacific near the international dateline, where the latitudinal range of the seasonal migration of the ITCZ is minimal (Fig. 6-2), which helps us to trace its migration as the global climate changes. Our data also show the differential cooling history of each hemisphere over the MPT as the ITCZ shifts toward the hemisphere with reduced thermal gradient between equator and pole [e.g., *Broccoli et al.*, 2006; *Chiang and Friedman*, 2012; *Flohn*, 1981; *McGee et al.*, 2014] .

#### 6.4. Study Site and Analytical Methods

A 557-cm-long deep-sea sediment core, PC 932, was recovered from the Magellan Rise in the central equatorial Pacific (5°53 ' N, 177°26 ' W, 4,136 m water depth) during a cruise carried out by Korea Institute of Ocean Science and Technology (KIOST) in 2009 (Fig. 6-2a). The core is composed mainly of calcareous ooze with minor contribution of pelagic mud and does not show any recognizable lithologic change with bare eyes. The North Equatorial Countercurrent (NECC), whose position is coupled with the ITCZ [*Donguy and Meyers*, 1996; *Masunaga and L'Ecuyer*, 2010], flows over the site and transports warm and low-nutrient surface water to the study site from the WPWP. To the south of the study site is the westward-flowing South Equatorial Current (SEC). Strong, upwelling favorable trade winds bring nutrients to the surface at the equator, resulting in higher primary production than in the WPWP and NECC regions [*Eldin and Rodier*, 2003; *Le Bouteiller et al.*, 2003].

The chronology of core PC 932 was established using magnetostratigraphic correlation. The core was sampled using u-channels of about 100 cm in length and a cross section of 4 cm<sup>2</sup> for paleomagnetic analysis. Magnetic remanence measurements of the u-channel samples were made at an interval of 1 cm using a 2G Enterprises pass-through superconducting magnetometer. The demagnetization data were processed

using Puffinplot [Lurcock and Wilson, 2012].

To understand temporal changes in surface productivity, the total inorganic carbon (TIC) and biogenic silica ( $\text{Si}_{\text{bio}}$ ) contents were measured at a 4 cm interval. was analyzed using a UIC  $\text{CO}_2$  coulometer (CM5014) at the KIOST and then converted to  $\text{CaCO}_3$  content by multiplying by 8.333 on the assumption that all inorganic carbon originated from  $\text{CaCO}_3$ . The analytical precision of the  $\text{CaCO}_3$  content was  $\pm 1\%$ . The  $\text{Si}_{\text{bio}}$  content was measured at KIOST using a UV spectrophotometer (UV-1601) and the wet alkaline extraction method adopted from DeMaster [1981] and Müller and Schneider [1993], with an analytical error of  $\pm 1\%$ . The  $\text{Si}_{\text{bio}}$  was converted to opal content by multiplying by 2.4 [Mortlock and Froelich, 1989]. To semi-quantitatively assess the degree of carbonate dissolution, the size index ( $>63 \mu\text{m CaCO}_3/\text{total CaCO}_3 \times 100\%$ ), proposed by Broecker and Clark [1999], was measured using the wet sieving method.

The radiogenic isotope composition of the eolian dust fraction in the studied samples was measured to investigate its source region. The inorganic silicate fraction (mostly eolian dust with very minor or trace amounts of volcanogenic and authigenic materials; hereafter termed eolian dust) was extracted from 12 sediment samples following the method described by Hovan [1995]. Referring to the “Pacific-style  $\text{CaCO}_3$  cycles” [Sexton and Barker, 2012], the samples were collected at the horizons of maxima and minima over  $\text{CaCO}_3$  cycles, which likely represent the glacial and interglacial periods, respectively. For the 12 samples, the eolian component was estimated from the following equation: weight of extracted inorganic silicate fraction/weight of bulk sediment  $\times 2.5 \times 100\%$  [Hovan, 1995]. For other intervals, the fraction other than  $\text{CaCO}_3$  and opal was approximated as an eolian component, and showed good agreement with the results of the other method (Fig. 6-3e). Analysis of the  $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$  and  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  ratios, including chemical separation and multi-collector thermal ionization mass spectrometric (TIMS; VG54-30, Isoprobe-T) analysis, was performed at the Korea Basic Science Institute. Replicate analysis of NBS987 and JNdi-1 gave mean values of  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 0.710246 \pm 0.000011$  ( $n=10$ ,  $2\sigma$ ), and  $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} = 0.512101 \pm 0.000015$  ( $n=10$ ,  $2\sigma$ ). For convenience, we express the  $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$  ratios as  $\epsilon_{\text{Nd}}$ ; i.e., the deviation from a chondritic uniform reservoir ( $\epsilon_{\text{Nd}} = (^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}/0.512638 - 1) \times 10^4$ ) [Jacobsen and Wasserburg, 1980].



To understand temporal changes in local hydrology of the study site, stable oxygen isotope compositions ( $\delta^{18}\text{O}$ ) of the planktic foraminifera *Globigerinoides sacculifer* (without final sac) in the 250 - 355  $\mu\text{m}$  size fraction were determined using a Finnigan MAT 251 mass spectrometer at the University of Michigan at Ann Arbor, USA. The 1-sigma standard deviation of the repeat analyses of the reference material (NBS-19; National Bureau of Standards) was 0.09‰ (n = 24).

The relative content of each component to the bulk sediment was further converted to the mass accumulation rate (MAR) for the more accurate estimation of the influx of each component. The MAR is the product of the linear sedimentation rate (LSR) and the dry bulk density (DBD) of the sample. The latter was calculated from the determined porosity (P) and grain density of the sediments (r) using the relationship  $\text{DBD} = (1 - \text{P}/100) \times r$  [Rea and Janecek 1981]. Then, the MAR of each fraction (i.e.,  $\text{CaCO}_3$ , opal, and eolian) was calculated by multiplying their weight percentage by the determined MAR.

## 6.5. Results

Sediment ages were determined at depths of 352 and 501 cm, which correspond to the boundaries of the geomagnetic chrons Brunhes - Matuyama (0.78 Ma) and Matuyama - Jaramillo (0.99 Ma), respectively (Fig. 6-3a). The basal age of the core (557 cm) should be younger than the older boundary of the Jaramillo subchron (1.07 Ma) because the previous reversal subchron was not recovered in the core. Based on these magnetostratigraphic ages, the estimated LSRs were 0.45 cm/kyr and 0.70 cm/kyr for the 0 - 370 and 370 - 557 cm intervals, respectively.

$\text{CaCO}_3$ , opal and eolian components account for, on average, 87.4% (78.3 - 92.2%), 7.9% (3.7 - 14.8%) and 4.7% (1.2 - 10.3%), respectively. The relative contents of these three were converted to MARs and are presented in graphical form (9e). The size index, representing the  $>63\mu\text{m}$  fraction of the determined  $\text{CaCO}_3$ , accounts for 20.1% on average (3.5 - 39.8%, Fig. 6-3d). All four components show a significant up-core shift in content and MAR around 0.8 Ma (9d and 3e). The  $\delta^{18}\text{O}$  of *G. sacculifer* ( $\delta^{18}\text{O}_{\text{Gsac}}$ ) varies from -1.60 to -0.15‰ (-0.99‰ on average; Fig. 6-3b). The glacial - interglacial variations are not clear enough for chronological correlation, and this is

probably the result of the low sedimentation rate (ca. 0.5 cm/kyr) and bioturbation. However, the  $\delta^{18}\text{O}_{\text{Gsac}}$  shows a marked up-core shift to lighter values from  $-0.72\text{‰}$  to  $-1.14\text{‰}$  on average around 0.8 Ma (Fig. 6-3b). The gradual increase of  $\delta^{18}\text{O}_{\text{Gsac}}$  until 0.9 Ma and subsequent decrease are apparent in the lower section younger than about 0.8 Ma. The measured  $\epsilon_{\text{Nd}}$  and  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  vary between  $-4.92$  and  $-8.79$ , and 0.70949 and 0.71935, respectively (Fig. 6-3d), and show up-core trends towards gradually

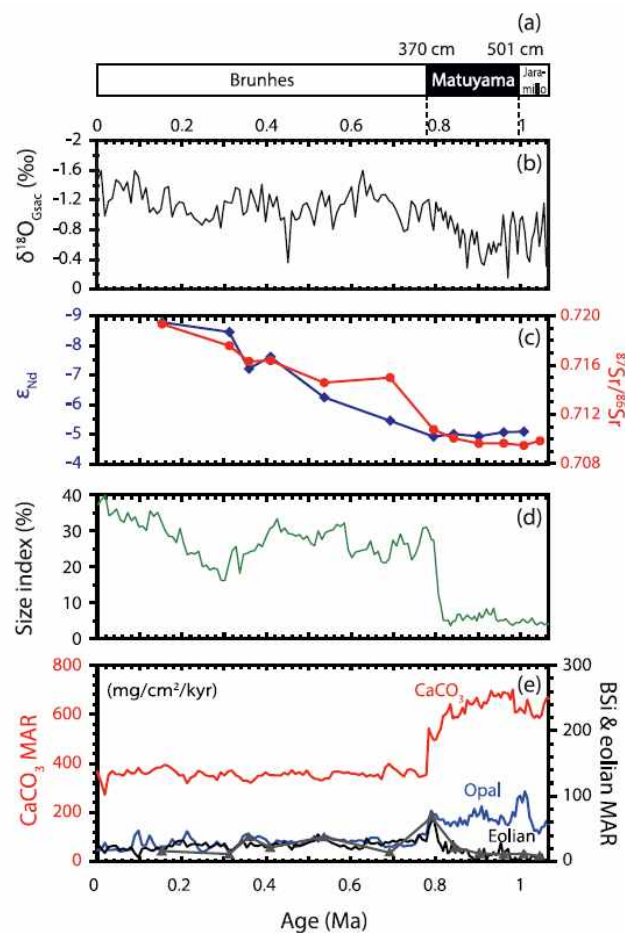


Fig. 6-3. (a) Geomagnetic chrons used to define depositional age, (b) Stable oxygen isotope composition ( $\delta^{18}\text{O}$ ) of planktic foraminifera *G. sacculifer* (without final sac), (c)  $\epsilon_{\text{Nd}}$  and  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  values of the eolian component, (d) Size index ( $>63\ \mu\text{m}\ \text{CaCO}_3/\text{total}\ \text{CaCO}_3 \times 100\%$ ), and (e) Mass accumulation rates (MARs) of  $\text{CaCO}_3$  (in red), opaline silica (in blue), and eolian components (in black and gray) in core PC 932. Eolian MAR in black line represents the fractions other than  $\text{CaCO}_3$  and opal, which show good agreement with eolian content measured using the chemical isolation method (gray triangles).

decreasing  $\epsilon_{\text{Nd}}$  and increasing  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  (Fig. 6-3b). The compositional groupings between the upper (<0.8 Ma) and lower intervals (>0.8 Ma) are apparent in a  $\epsilon_{\text{Nd}}$  and  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  crossplot (Fig. 6-4).

## 6.6. Discussion

### *Cause of shifts in dust provenance, hydrology, and surface productivity*

The MARs of the biogenic ( $\text{CaCO}_3$  and opal) and eolian components of core PC 932 changed significantly across the boundary seen around 0.8 Ma. Furthermore, these changes are synchronous with the shifts in radiogenic isotope compositions ( $\epsilon_{\text{Nd}}$  and  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ ) of the eolian components and  $\delta^{18}\text{O}_{\text{G}_{\text{sac}}}$ . These findings indicate a fundamental change in the climate state of the central equatorial Pacific, including surface productivity, hydrology, and eolian dust transport pathways.

The  $\epsilon_{\text{Nd}}$  and  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  compositions of the eolian components show a compositional shift at the 0.8 Ma boundary (Fig. 6-4). In the  $\epsilon_{\text{Nd}}$  and

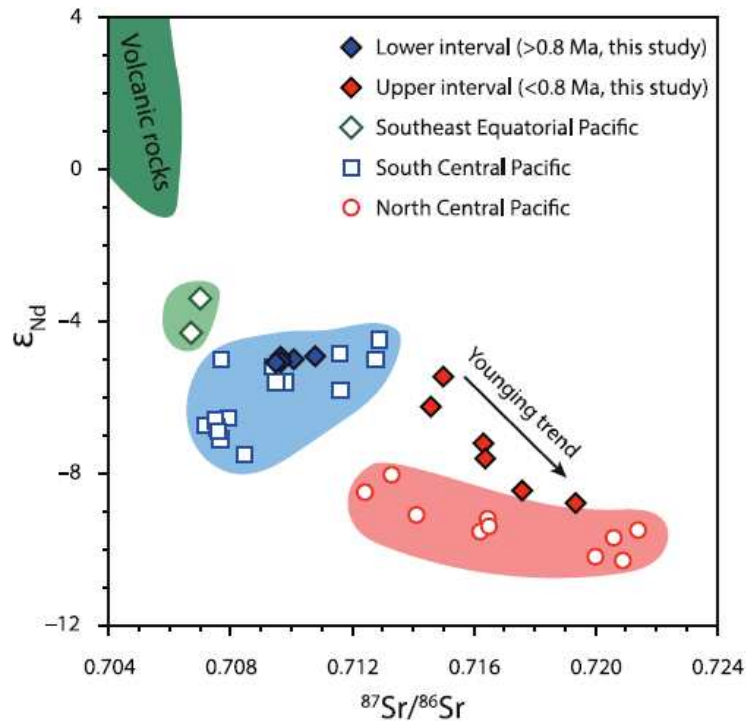


Fig. 6-4. Crossplot of  $\epsilon_{\text{Nd}}$  against  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  from the eolian fraction of core PC 932 together with a compilation of reported values from the Pacific [data from Hyeong et al., 2011; Molina-Kescher et al., 2014; Nakai et al., 1993; Pettke et al., 2002; Stancin et al., 2008; Stancin et al., 2006].

$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  crossplot, samples from the lower interval plot within the south - central Pacific domain and sediments from this region are clustered (Fig. 6-4). In contrast, the samples from the upper interval follow a linear trend between the south - central and north - central Pacific domains. Since 0.8 Ma, the  $\varepsilon_{\text{Nd}} - ^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  composition has progressively evolved towards the north - central Pacific field in the crossplot (Fig. 6-4).

The change in the radiogenic isotope composition of eolian dust at 0.8 Ma can be explained by the southward migration of the ITCZ towards the site and its effect on dust transport pathways. The ITCZ acts as a natural barrier to interhemispheric dust transport between the Southern and Northern Hemispheres (SH and NH, respectively) [Hovan, 1995; Hyeong *et al.*, 2011; Rea, 1994; Stancin *et al.*, 2006]. As a result, in the central Pacific, dust from the Asian deserts dominates eolian deposition north of the ITCZ, while Australia and Central/South (C/S) America are the primary dust sources to the south of the ITCZ [Molina-Kescher *et al.*, 2014; Nakai *et al.*, 1993; Rea, 1994; Stancin *et al.*, 2006]. In regions that lie within the seasonal latitudinal range of the ITCZ, dust is delivered from both hemispheres and the isotopic composition shows a mixed value that tends to be closer to the dustier source region [Xie and Marcantonio, 2012].

In light of the dust depositional regime of the Pacific explained above, our data suggest that eolian dust originated from arid lands in the SH (i.e., Australia and C/S America) before 0.8 Ma, and then from both SH and NH (i.e., Asian) deserts after 0.8 Ma. The Asian dust input gradually increased from 0.8 Ma to the present (Fig. 6-4), possibly because of the intensification of Asian drying that resulted from uplift of the Tibetan Plateau [e.g., Cai *et al.*, 2012; Tian *et al.*, 2015; Wang *et al.*, 2012]. The dominance of SH dust at the study site before 0.8 Ma indicates that the ITCZ was located to the north of the study site at this time. After 0.8 Ma, however, eolian dust deposited at the study site was supplied from both hemispheres, indicating that the study site might have been located within the seasonal latitudinal range of the ITCZ as it is today. Accordingly, the observed changes in the source signal can be best explained by the southward migration of the southern limit of the ITCZ to the study site at 0.8 Ma. This interpretation is consistent with the increased MAR of the eolian component after 0.8 Ma (Fig. 6-3e). This was probably the result of the increased scavenging of dust particles by wet deposition in the ITCZ [e.g., Hovan, 1995] and increased

supply of dust particles from Asia [Rea, 1994; Tanaka and Chiba, 2006].

A southward shift of the ITCZ at 0.8 Ma is also supported by the synchronous shift of  $\delta^{18}\text{O}_{\text{Gsac}}$  to more depleted values. This suggests an increase in the advection of warmer, less saline WPWP water transported by the NECC and increased precipitation at the study site after 0.8 Ma. The MARs of  $\text{CaCO}_3$  and opal also decrease in the upper interval because of decreased surface production after 0.8 Ma. Based on the microscopic examination of degree of fragmentation of foraminifera tests and the size index, we excluded the possibility of increased  $\text{CaCO}_3$  dissolution in the upper interval as an explanation because both would indicate more intense dissolution, if any, in the lower interval. Moreover, because of the opposite dissolution thermodynamics and resultant contrasts in preservation potential of these two components in the water column, the simultaneous decrease in MARs of opal and  $\text{CaCO}_3$  cannot be explained by a change in water chemistry alone, as this would selectively increase the preservation of either opal or  $\text{CaCO}_3$ . The decrease in the MARs of the bulk and biogenic components after 0.8 Ma most probably resulted from a decrease in the supply of nutrients to the surface, which indicates a decrease in the surface production rate.

At the present time, the study site is characterized by oligotrophic open ocean conditions with low nitrate concentrations ( $<2 \mu\text{mol/L}$ ) [Le Bouteiller *et al.*, 2003]. Advection of relatively nutrient-rich water from the equatorial upwelling region to the site is blocked by the NECC, which transports nutrient-poor WPWP surface water to the study site (8a). The ITCZ and NECC intensify water column stratification, which, together with the associated heavy rainfall, results in nutrient-poor conditions and low surface production. Our results indicate that the nutrient-poor ocean environment has persisted at the study site since 0.8 Ma. Prior to 0.8 Ma, nutrient-rich water may have made the surface ocean environment relatively fertile as indicated by the biogenic components.

Such conditions could have been generated by a more northerly NECC and ITCZ due to changes in relative intensities of the trades [Philander *et al.*, 1987; Wang and Wang, 1999] and/or temperatures of thermocline water originated from the SH high-latitudes [Dyez and Ravelo, 2014]. The enhancement of equatorial upwelling would have been possible with a more

northerly ITCZ because of the coupled behavior known as the ITCZ-cold tongue complex [Wang and Wang, 1999]. In addition, the NECC was probably located to the north of the study site before 0.8 Ma, as its location is coupled with that of the ITCZ [Donguy and Meyers, 1996; Masunaga and L'Ecuyer, 2010]. The off-equatorial positioning of the NECC and ITCZ before 0.8 Ma probably reduced the influence of nutrient-poor water from the WPWP and facilitated the supply of nutrient-enriched water from the equator to the study site. Thus, we conclude that the most likely cause of the changes in eolian dust provenance, warming and/or freshening of surface water, and decrease in surface productivity after 0.8 Ma was the strengthening of northeast trades relative to its southern counterpart and the resultant southward migration of the ITCZ/NECC.

#### *Movement of ITCZ and the equatorial cooling event during the MPT*

It is interesting to note that the southward migration of the ITCZ occurred at the end of the cooling event recorded in the equatorial upwelling regions of the Atlantic and Pacific between 1.1 and 0.8 Ma [McClymont and Rosell-Melé, 2005; Schefuß *et al.*, 2003] (Fig. 6-1c, Fig. 6-1e). This cooling event is associated with the strengthening of the southeast trades, as indicated by the simultaneous increase in the size of dust particles [McClymont and Rosell-Melé, 2005] (Fig. 6-1d). As zonal wind strength, ITCZ position, and equatorial upwelling are closely coupled [Philander *et al.*, 1987; Wang and Wang, 1999], this cooling event might be explained by increased upwelling and/or cooled thermocline water of tropical regions originated from the SH high-latitudes during the MPT. If the southward migration of the ITCZ recorded at our site at 0.8 Ma was connected to this cooling event peaked at 0.9 Ma (Fig. 6-1c, Fig. 6-1d), it would have occurred as part of a continuous migration process occurring concurrently with the warming trend that began at 0.9 Ma and was recorded at 0.8 Ma at the study site. This reasoning further leads us to postulate that the ITCZ migrated northward between 1.1 and 0.9 Ma, and was at its northernmost position around 0.9 Ma, before it moved south. The southward migration of the ITCZ after 0.9 Ma is also supported by the contraction of the northern margin of the WPWP with relatively stable extent of its southern counterpart after around 0.9 Ma, which was attributed to the strengthening of northeast trades relative to southeast trades [Russon *et al.*, 2010]. This scenario is consistent with our  $\delta^{18}\text{O}_{\text{G}_{\text{sac}}}$  data, which become heavier until 0.9

Ma but lighter from then on (Fig. 6-3b), indicating that the coldest and/or most saline surface ocean conditions developed around 0.9 Ma; hence, the strongest influence of equatorial upwelling and/or cooling of thermocline water sunken in the SH high latitudes. We can also observe small peaks in the size index and MARs of opal and CaCO<sub>3</sub> around 0.9 Ma. The trends, however, are not apparent enough to indicate concomitant increase in productivity, which could have been resulted from the position of NECC-SEC front being too far north for the site to record any critical change. This aspect requires further in-depth investigation with better defined stratigraphic age model and other productivity proxies such as foraminifera assemblages. Nevertheless of these uncertainties, similar ITCZ movement recorded at Ocean Drilling Project (ODP) site 1077 in the east equatorial Atlantic, off the coast of Africa (8b), discussed in the following paragraph, support our interpretation on northerly position of the ITCZ at ~0.9 Ma.

The east Atlantic upwelling region, where site 1077 is located, is also under the influence of the southeast trades and the ITCZ. The site recorded SST variation almost identical to that of the Pacific, showing a minimum SST at about 0.9 Ma (Fig. 6-1e) [Schefuß *et al.*, 2003]. Interestingly, the supply of C<sub>4</sub> plant material mirrors that of SST (Fig. 6-1f), indicating the drying of the nearby landmasses during the cooling episode. The drying of central Africa and expansion of C<sub>4</sub> plants, although previously attributed solely to the SST drop [deMenocal, 2004; Schefuß *et al.*, 2003], might have resulted from the displacement of the ITCZ to the north until 0.9 Ma and its subsequent southward migration afterward. Consequently, we suggest that the ITCZ migrated northwards until 0.9 Ma, accompanied by a strengthening of the southeast trades, and then moved south until 0.8 Ma. This change in atmospheric circulation could have then induced the cooling event and increase in surface productivity in the equatorial upwelling regions of the Pacific and Atlantic.

As the ITCZ shifts towards the hemisphere with a lowered thermal gradient between equator and pole [Broccoli *et al.*, 2006; Chiang and Friedman, 2012; Flohn, 1981; McGee *et al.*, 2014], the movement of the ITCZ provides information on the cooling and warming of one hemisphere relative to the other. The northward migration of the ITCZ from 1.1 to 0.9 Ma suggests that the rate of increase of the pole-to-equator thermal gradient in the SH

was greater than that in the NH during this time period, and the opposite movement of the ITCZ between 0.9 and 0.8 Ma suggests greater cooling in the NH than the SH. This proposed cooling history supports the suggestion that the NH ice sheet has expanded significantly and stabilized since 0.9 Ma [Clark *et al.*, 2006; Clark and Pollard, 1998; Hernández-Almeida *et al.*, 2012; McClymont *et al.*, 2008].

## 6.7. Conclusions

The  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  and  $\epsilon\text{Nd}$  values of the inorganic silicate fraction in core PC 932 obtained from the central equatorial Pacific indicate deposition of dust from Australia and Central/South America before 0.8 Ma, and a gradual increase in Asian dust deposition toward the present after 0.8 Ma. This change in dust provenance was accompanied by increased dust flux and decreased surface productivity and salinity. These changes can be explained by the southward movement and direct influence of the ITCZ and NECC at the study site, which resulted in the input of Asian dust, weakening of equatorial upwelling, and the transport of the warm and less saline WPWP surface water to the site.

The previously published Atlantic data [i.e., Schefuß *et al.*, 2003] related to the drying of central Africa suggests the northward movement of the ITCZ between 1.1 and 0.9 Ma, and the southward movement from then on. The latter is consistent with the migration of the ITCZ recorded at 0.8 Ma at our study site. The ITCZ shifted its position in-phase with the cooling and warming history recorded in the upwelling regions of the equatorial Pacific and Atlantic, which suggests a close relationship between ITCZ movement and the brief cooling event in the upwelling regions of the Atlantic and Pacific.

As the ITCZ moves towards the hemisphere with the reduced thermal gradient between the pole and equator, the southward movement of the ITCZ from 0.9 Ma indicates greater cooling of the NH than its counterpart. This might have contributed to expansion of the NH ice sheet, which supports the interpretation that the NH ice sheet has expanded significantly and stabilized since 0.9 Ma. The northward migration of the ITCZ from 1.1 to 0.9 Ma suggests that the rate of increase of the pole-to-equator thermal



gradient in the SH was greater than that in the NH during this time periods.

## 6.8. References

- Boyer, T. P., et al. (2013), *World Ocean Database 2013*, 209 pp., Silver Spring, MD, doi:10.7289/V5NZ85MT.
- Broccoli, A. J., K. A. Dahl, and R. J. Stouffer (2006), Response of the ITCZ to Northern Hemisphere cooling, *Geophysical Research Letters*, 33(1), L01702, doi:10.1029/2005GL024546.
- Broecker, W. S., and E. Clark (1999), CaCO<sub>3</sub> size distribution: A paleocarbonate ion proxy?, *Paleoceanography*, 14(5), 596-604, doi:10.1029/1999PA900016.
- Cai, M., X. Fang, F. Wu, Y. Miao, and E. Appel (2012), Pliocene-Pleistocene stepwise drying of Central Asia: Evidence from paleomagnetism and sporopollen record of the deep borehole SG-3 in the western Qaidam Basin, NE Tibetan Plateau, *Global and Planetary Change*, 94-95, 72-81, doi:10.1016/j.gloplacha.2012.07.002.
- Chao, W. C., and B. Chen (2001), The Origin of Monsoons, *Journal of the Atmospheric Sciences*, 58(22), 3497-3507, doi:10.1175/1520-0469(2001)058<3497:TOOM>2.0.CO;2.
- Chiang, J. C. H., and A. R. Friedman (2012), Extratropical Cooling, Interhemispheric Thermal Gradients, and Tropical Climate Change, *Annual Review of Earth and Planetary Sciences*, 40(1), 383-412, doi:10.1146/annurev-earth-042711-105545.
- Clark, P. U., D. Archer, D. Pollard, J. D. Blum, J. A. Rial, V. Brovkin, A. C. Mix, N. G. Piasias, and M. Roy (2006), The middle Pleistocene transition: characteristics, mechanisms, and implications for long-term changes in atmospheric pCO<sub>2</sub>, *Quaternary Science Reviews*, 25(23-24), 3150-3184, doi:10.1016/j.quascirev.2006.07.008.
- Clark, P. U., and D. Pollard (1998), Origin of the Middle Pleistocene Transition by ice sheet erosion of regolith, *Paleoceanography*, 13(1), 1-9,

doi:10.1029/97PA02660.

- de Garidel-Thoron, T., Y. Rosenthal, F. Bassinot, and L. Beaufort (2005), Stable sea surface temperatures in the western Pacific warm pool over the past 1.75 million years, *Nature*, 433(7023), 294-298, doi:10.1038/nature03189.
- DeMaster, D. J. (1981), The supply and accumulation of silica in the marine environment, *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 45(10), 1715-1732, doi:10.1016/0016-7037(81)90006-5.
- deMenocal, P. B. (2004), African climate change and faunal evolution during the Pliocene-Pleistocene, *Earth and Planetary Science Letters*, 220(1-2), 3-24, doi:10.1016/S0012-821X(04)00003-2.
- Donguy, J.-R., and G. Meyers (1996), Mean annual variation of transport of major currents in the tropical Pacific Ocean, *Deep Sea Research Part I: Oceanographic Research Papers*, 43(7), 1105-1122, doi:10.1016/0967-0637(96)00047-7.
- Dyez, K. A., and A. C. Ravelo (2014), Dynamical changes in the tropical Pacific warm pool and zonal SST gradient during the Pleistocene, *Geophysical Research Letters*, 41(21), 7626-7633, doi:10.1002/2014GL061639.
- Elderfield, H., P. Ferretti, M. Greaves, S. Crowhurst, I. N. McCave, D. Hodell, and A. M. Piotrowski (2012), Evolution of Ocean Temperature and Ice Volume Through the Mid-Pleistocene Climate Transition, *Science*, 337(6095), 704-709, doi:10.1126/science.1221294.
- Eldin, G., and M. Rodier (2003), Ocean physics and nutrient fields along 180° during an El Niño-Southern Oscillation cold phase, *Journal of Geophysical Research: Oceans*, 108(C12), 8137, doi:10.1029/2000JC000746.
- Flohn, H. (1981), A hemispheric circulation asymmetry during Late Tertiary, *Geologische Rundschau*, 70(2), 725-736, doi:10.1007/BF01822146.
- Head, M. J., and P. L. Gibbard (2005), Early-Middle Pleistocene Transitions: an overview and recommendation for the defining boundary, in *Early-Middle Pleistocene Transitions: The Land-Ocean Evidence*, edited by M. J. Head and P. L. Gibbard, pp. 1-18, The Geological Society of London, London, UK.
- Hernández-Almeida, I., F. J. Sierro, I. Cacho, and J. A. Flores (2012), Impact of

- suborbital climate changes in the North Atlantic on ice sheet dynamics at the Mid-Pleistocene Transition, *Paleoceanography*, 27(3), PA3214, doi:10.1029/2011PA002209.
- Hovan, S. A. (1995), Late Cenozoic atmospheric circulation intensity and climatic history recorded by eolian deposition in the eastern equatorial Pacific Ocean, Leg 138Rep., 615-625 pp, Ocean Drilling Program, College Station, TX.
- Hyeong, K., J. Kim, T. Pettke, C. M. Yoo, and S.-d. Hur (2011), Lead, Nd and Sr isotope records of pelagic dust: Source indication versus the effects of dust extraction procedures and authigenic mineral growth, *Chemical Geology*, 286(3-4), 240-251, doi:10.1016/j.chemgeo.2011.05.009.
- Jacobsen, S. B., and G. J. Wasserburg (1980), Sm-Nd isotopic evolution of chondrites, *Earth and Planetary Science Letters*, 50(1), 139-155, doi:10.1016/0012-821X(80)90125-9.
- Koutavas, A., and J. Lynch-Stieglitz (2003), Glacial-interglacial dynamics of the eastern equatorial Pacific cold tongue-Intertropical Convergence Zone system reconstructed from oxygen isotope records, *Paleoceanography*, 18(4), 1089, doi:10.1029/2003pa000894.
- Lawrence, K. T., Z. Liu, and T. D. Herbert (2006), Evolution of the Eastern Tropical Pacific Through Plio-Pleistocene Glaciation, *Science*, 312(5770), 79-83, doi:10.1126/science.1120395.
- Le Bouteiller, A., A. Leynaert, M. R. Landry, R. Le Borgne, J. Neveux, M. Rodier, J. Blanchot, and S. L. Brown (2003), Primary production, new production, and growth rate in the equatorial Pacific: Changes from mesotrophic to oligotrophic regime, *Journal of Geophysical Research: Oceans*, 108(C12), 8141, doi:10.1029/2001JC000914.
- Li, L., Q. Li, J. Tian, P. Wang, H. Wang, and Z. Liu (2011), A 4-Ma record of thermal evolution in the tropical western Pacific and its implications on climate change, *Earth and Planetary Science Letters*, 309(1-2), 10-20, doi:10.1016/j.epsl.2011.04.016.
- Lisiecki, L. E., and M. E. Raymo (2005), A Pliocene-Pleistocene stack of 57

- globally distributed benthic  $\delta^{18}\text{O}$  records, *Paleoceanography*, 20(1), PA1003, doi:10.1029/2004PA001071.
- Lurcock, P. C., and G. S. Wilson (2012), PuffinPlot: A versatile, user-friendly program for paleomagnetic analysis, *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 13(6), Q06z45, doi:10.1029/2012GC004098.
- Müller, P. J., and R. Schneider (1993), An automated leaching method for the determination of opal in sediments and particulate matter, *Deep Sea Research Part I: Oceanographic Research Papers*, 40(3), 425-444, doi:10.1016/0967-0637(93)90140-X.
- Martínez-García, A., A. Rosell-Meló, E. L. McClymont, R. Gersonde, and G. H. Haug (2010), Subpolar Link to the Emergence of the Modern Equatorial Pacific Cold Tongue, *Science*, 328(5985), 1550-1553, doi:10.1126/science.1184480.
- Masunaga, H., and T. S. L'Ecuyer (2010), Equatorial Asymmetry of the East Pacific ITCZ: Observational Constraints on the Underlying Processes, *Journal of Climate*, 24(6), 1784-1800, doi:10.1175/2010JCLI3854.1.
- McClymont, E. L., and A. Rosell-Meló (2005), Links between the onset of modern Walker circulation and the mid-Pleistocene climate transition, *Geology*, 33(5), 389-392, doi:10.1130/g21292.1.
- McClymont, E. L., A. Rosell-Meló, G. H. Haug, and J. M. Lloyd (2008), Expansion of subarctic water masses in the North Atlantic and Pacific oceans and implications for mid-Pleistocene ice sheet growth, *Paleoceanography*, 23(4), PA4214, doi:10.1029/2008PA001622.
- McClymont, E. L., S. M. Soshian, A. Rosell-Meló, and Y. Rosenthal (2013), Pleistocene sea-surface temperature evolution: Early cooling, delayed glacial intensification, and implications for the mid-Pleistocene climate transition, *Earth-Science Reviews*, 123(0), 173-193, doi:10.1016/j.earscirev.2013.04.006.
- McGee, D., A. Donohoe, J. Marshall, and D. Ferreira (2014), Changes in ITCZ location and cross-equatorial heat transport at the Last Glacial Maximum, Heinrich Stadial 1, and the mid-Holocene, *Earth and*

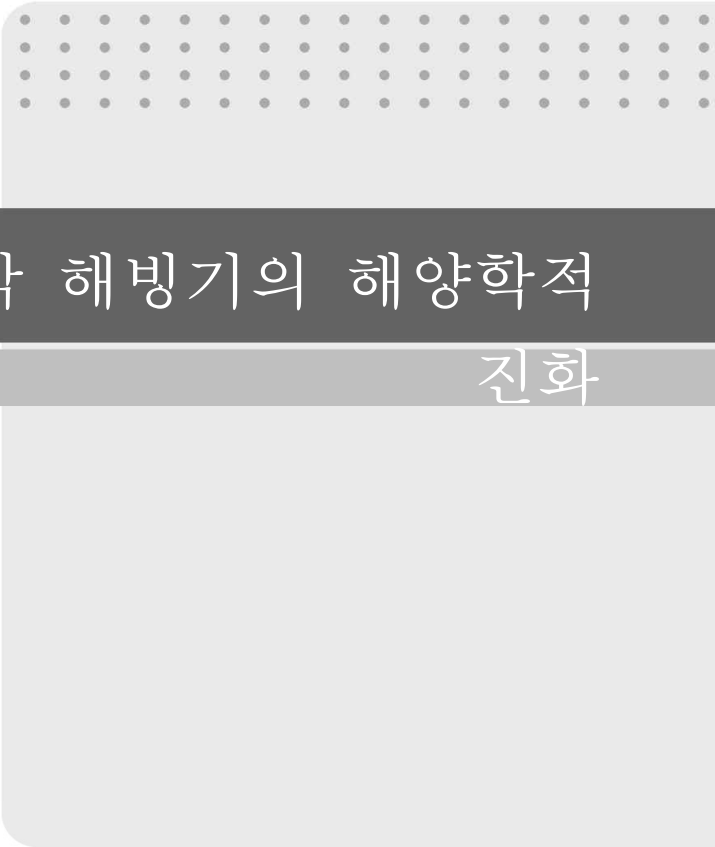
- Planetary Science Letters, 390(0), 69-79, doi:10.1016/j.epsl.2013.12.043.
- Molina-Kescher, M., M. Frank, and E. C. Hathorne (2014), Nd and Sr isotope compositions of different phases of surface sediments in the South Pacific: Extraction of seawater signatures, boundary exchange, and detrital/dust provenance, *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 15(9), 3502-3520, doi:10.1002/2014GC005443.
- Mortlock, R. A., and P. N. Froelich (1989), A simple method for the rapid determination of biogenic opal in pelagic marine sediments, *Deep Sea Research Part A. Oceanographic Research Papers*, 36(9), 1415-1426, doi:10.1016/0198-0149(89)90092-7.
- Nakai, S. i., A. N. Halliday, and D. K. Rea (1993), Provenance of dust in the Pacific Ocean, *Earth and Planetary Science Letters*, 119(1-2), 143-157, doi:10.1016/0012-821X(93)90012-X.
- Pettke, T., A. N. Halliday, and D. K. Rea (2002), Cenozoic evolution of Asian climate and sources of Pacific seawater Pb and Nd derived from eolian dust of sediment core LL44-GPC3, *Paleoceanography*, 17, 1031, doi:10.1029/2001PA000673.
- Philander, S. G., W. J. Hurlin, and A. D. Seigel (1987), Simulation of the Seasonal Cycle of the Tropical Pacific Ocean, *Journal of Physical Oceanography*, 17, 1986-2002, doi:10.1175/1520-0485(1987)017<1986:SOTSCO>2.0.CO;2.
- Rea, D. K. (1994), The paleoclimatic record provided by eolian deposition in the deep sea: The geologic history of wind, *Reviews of Geophysics*, 32(2), 159-195, doi:10.1029/93RG03257.
- Rea, D. K., and T. R. Janecek (1981), Late cretaceous history of eolian deposition in the mid-pacific mountains, central North Pacific Ocean, *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 36(1-2), 55-67, doi:10.1016/0031-0182(81)90048-1.
- Russon, T., M. Elliot, A. Sadekov, G. Cabioch, T. Corr?ge, and P. De Deckker (2010), Inter-hemispheric asymmetry in the early Pleistocene Pacific warm pool, *Geophysical Research Letters*, 37(11), L11601, doi:10.1029/2010GL043191.

- Schefuß, E., S. Schouten, J. H. F. Jansen, and J. S. Sinninghe Damste (2003), African vegetation controlled by tropical sea surface temperatures in the mid-Pleistocene period, *Nature*, 422(6930), 418-421, doi:10.1038/nature01500.
- Schneider, T., T. Bischoff, and G. H. Haug (2014), Migrations and dynamics of the intertropical convergence zone, *Nature*, 513(7516), 45-53, doi:10.1038/nature13636.
- Sexton, P. F., and S. Barker (2012), Onset of 'Pacific-style' deep-sea sedimentary carbonate cycles at the mid-Pleistocene transition, *Earth and Planetary Science Letters*, 321-322, 81-94, doi:10.1016/j.epsl.2011.12.043.
- Sosdian, S., and Y. Rosenthal (2009), Deep-Sea Temperature and Ice Volume Changes Across the Pliocene-Pleistocene Climate Transitions, *Science*, 325(5938), 306-310, doi:10.1126/science.1169938.
- Stancin, A. M., J. D. Gleason, S. A. Hovan, D. K. Rea, R. M. Owen, T. C. Moore Jr, C. M. Hall, and J. D. Blum (2008), Miocene to recent eolian dust record from the Southwest Pacific Ocean at 40° S latitude, *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 261(3-4), 218-233, doi:10.1016/j.palaeo.2007.12.015.
- Stancin, A. M., J. D. Gleason, D. K. Rea, R. M. Owen, T. C. Moore Jr, J. D. Blum, and S. A. Hovan (2006), Radiogenic isotopic mapping of late Cenozoic eolian and hemipelagic sediment distribution in the east-central Pacific, *Earth and Planetary Science Letters*, 248(3-4), 840-850, doi:10.1016/j.epsl.2006.06.038.
- Tanaka, T. Y., and M. Chiba (2006), A numerical study of the contributions of dust source regions to the global dust budget, *Global and Planetary Change*, 52(1-4), 88-104, doi:10.1016/j.gloplacha.2006.02.002.
- Tian, Y., B. P. Kohn, S. Hu, and A. J. W. Gleadow (2015), Synchronous fluvial response to surface uplift in the eastern Tibetan Plateau: Implications for crustal dynamics, *Geophysical Research Letters*, 42(1), 29-35, doi:10.1002/2014GL062383.
- Timmermann, A., S. J. Lorenz, S. I. An, A. Clement, and S. P. Xie (2007), The

- Effect of Orbital Forcing on the Mean Climate and Variability of the Tropical Pacific, *Journal of Climate*, 20(16), 4147-4159, doi:10.1175/JCLI4240.1.
- Wang, B., and Y. Wang (1999), Dynamics of the ITCZ-Equatorial Cold Tongue Complex and Causes of the Latitudinal Climate Asymmetry, *Journal of Climate*, 12(6), 1830-1847, doi:10.1175/1520-0442(1999)012<1830:DOTIEC>2.0.CO;2.
- Wang, J., X. Fang, E. Appel, and C. Song (2012), Pliocene-Pleistocene Climate Change At the NE Tibetan Plateau Deduced From Lithofacies Variation In the Drill Core SG-1, Western Qaidam Basin, China, *Journal of Sedimentary Research*, 82(12), 933-952, doi:10.2110/jsr.2012.76.
- Xie, R. C., and F. Marcantonio (2012), Deglacial dust provenance changes in the Eastern Equatorial Pacific and implications for ITCZ movement, *Earth and Planetary Science Letters*, 317-318(0), 386-395, doi:10.1016/j.epsl.2011.11.014.







제 7 장    마지막 해빙기의 해양학적  
진화



## 제 7 장 마지막 해빙기 동안 중앙적도태평양의 해양학적 진화

### 7.1. 국문요약

마지막 해빙기 동안 적도중앙태평양 마젤란 해저고원( $6^{\circ}40' N$ ,  $177^{\circ}28' W$ ; 3,365 m)의 퇴적물 시료를 이용, 혼합층, 상부수온약층, 하부수온약층에 각각 서식하는 부유성 유공충 3종(*Globigerinoides sacculifer*, *Pulleniatina obliquiloculata*, *Globorotalia tumida*)의 골격 내 안정산소동위원소비( $\delta^{18}O$ ) 및 Mg/Ca비를 통해 수온과 수층구조 변화를 추적하였다. Mg/Ca로 복원한 수심별 수온 기록에 따르면 표층 및 하부수온약층의 수온은 마지막 빙하기 이후 꾸준히  $2-3^{\circ}C$  가량 증가하였으나 상부수온약층의 수온은 해빙기(18-12천 년 전) 동안  $4^{\circ}C$  가량 급격히 상승하였다가 다시  $2^{\circ}C$  가량 하강하였다. *P. obliquiloculata* 골격의  $\delta^{18}O$ 값 역시 해빙기에 급격히 감소하여 표층종인 *G. sacculifer*와 매우 유사한 값을 나타낸다. 현재 연구 해역은 적도수렴대와 북적도반류의 영향을 받고 있어 성층화가 매우 강하고 바람이 약한 해양환경에 놓여 있는데, 마지막 해빙기에는 상부수온약층과 혼합층의 성층화가 약화되어 *G. sacculifer*와 *P. obliquiloculata*의 서식 깊이가 분리되지 않은 결과로 해석된다. 이러한 변화는 해빙기에 남반구의 온난화가 빨리 진행되고 북반구의 차별적 냉각 사건들이 발생하면서 북동무역풍이 강화되고 적도수렴대가 연구해역보다 남쪽에 위치하게 되면서 발생하였을 것으로 여겨진다. 북반구가 남반구에 비해 대기 순환이 강해지면 적도수렴대와 북적도반류는 연구 해역의 남쪽으로 이동하고, 북동무역풍의 영향을 받게 되면서 표층수의 혼합이 활발해져 성층화가 약화될 수 있다. 해빙기 부유성 유공충의 군집조성이 북동무역풍의 영향이 강한 북적도해류역의 구성과 유사해지는 현상 역시 이러한 해석을 뒷받침한다.

### 7.2. Abstract

Sea surface temperature and water column structure during the last deglaciation period were investigated in a central equatorial Pacific site ( $6^{\circ}40' N$ ,  $177^{\circ}28' W$ ) using oxygen isotopic compositions ( $\delta^{18}O$ ) and Mg/Ca ratios of three planktic foraminifera species: *Globigerinoides sacculifer*, *Pulleniatina obliquiloculata* and *Globorotalia tumida* that dwell in the mixed

layer, upper thermocline and lower thermocline, respectively. Mg/Ca-derived temperatures for the mixed layer and lower thermocline water mass have varied in a narrow range since 18 ka. In contrast, those of upper thermocline was increased as high as 3°C during the last deglaciation period between 18 and 12 ka and has decreased to and maintained at the present level since 12 ka. Such a temporal variation was associated with simultaneous change of  $\delta^{18}\text{O}$  in the upper thermocline: decrease between 18 and 12 ka and increase after 12 ka. This observation can be explained by enhanced mixing of the upper ocean and reduced depth separation of habitats between *P. obliquiloculata* and *G. sacculifer* during the 18-12 ka time interval. The time interval showing weak stratification includes two prominent Northern Hemisphere (NH) cooling events, Heinrich Stadial 1 (HS1) and Younger Dryas (YD), characterized by the southerly position of the Intertropical Convergence Zone (ITCZ) due to increased pole to equator temperature gradients in the NH and resultant intensification of northeast trade winds. The faunal assemblage of planktic foraminifera during the deglaciation period at the study site agrees well with the present faunal assemblage of a subtropical central Pacific site (15° ' N) that lies under the strong influence of northeast trade winds and North Equatorial Current (NEC). This suggests a possibility that the study site, now being under the control of ITCZ-North Equatorial Countercurrent, had been positioned north of the ITCZ and under the direct influence of northeast trade winds and NEC during the last deglaciation period.

### 7.3. Introduction

During the last deglaciation period (ca. 20-8 ka) from the last glacial maximum to the Holocene, global warming was punctuated by two abrupt Northern Hemisphere (NH) cooling events: Heinrich Stadial 1 (HS1; ca. 18-15 ka) and Younger Dryas (YD; 13-11.5 ka). These events are characterized by "bipolar see-saw" [Broecker, 1998]: warming in the Southern Hemisphere (SH) and cooling in the NH. The pronounced cooling and drying in NH high latitudes during these episodes had resulted in southward shift of the Intertropical Convergence Zone (ITCZ), a maximum precipitation belt resulted from the convergence of northeast and southeast trade winds [Gibbons et al., 2014; McGee et al., 2014].

Latitudinal displacement of the ITCZ has been suggested as one of the responses of the tropics to a climate forcing on various time scales [Broccoli et al., 2006; Chao and Chen, 2001; Schneider et al., 2014]. In particular, climatic anomalies reported in the tropical Pacific, such as reduced river runoffs and weaker Asian and stronger Australian summer monsoon systems, have been attributed to southward migration of the ITCZ during HS1 and YD events [Gibbons et al., 2014; Leduc et al., 2009; Mohtadi et al., 2011; Partin et al., 2007; Wang et al., 2001]. However, these studies were carried out in the western boundary regions of the Pacific where regional precipitation pattern exhibits strong seasonal dependence. Thus, decoupling between consequences of migration of tropical rainfall belt, i.e., ITCZ, and monsoonal effects are often challenging in these regions. Up to date, observations documenting southward migration of the ITCZ during HS1 and YD are absent in remote tropical Pacific where influence of monsoon system is lacking.

This study aims to describe and interpret climate evolution in the eastern boundary region of the Western Pacific Warm Pool (WPWP) in the central equatorial Pacific for the last 23 kyrs in terms of influence of the ITCZ on the region. The central equatorial Pacific near the international dateline is characterized by the narrowest seasonal migration belt of the ITCZ at present. On the contrary, annually averaged position of the ITCZ shows the largest meridional displacement in response to a given change in inter-hemispheric thermal contrast in the modern ocean [McGee et al., 2014]. Such characteristics are advantageous to track its migration over the global climate evolution history. A deep-sea sediment core was obtained from the Magellan Rise located in the central equatorial Pacific ( $6^{\circ}40' \text{ N}$ ,  $177^{\circ}28' \text{ W}$ ; 3,365 m), where elevated topography above the carbonate compensation depth allows the preservation of relatively high-resolution sedimentary records. In this study, temporal variations in temperature and water column structure in the upper ocean are investigated using oxygen isotopic compositions ( $\delta^{18}\text{O}$ ) and Mg/Ca ratios of three planktonic foraminifera species, *Globigerinoides sacculifer*, *Pulleniatina obliquiloculata*, and *Globorotalia tumida*, each of which dwells in different depth range of water column. This multi-species approach helps understand temperature gradients between the surface and lower part of thermocline. This study reports high resolution proxy data for the last 23 kyrs in the central equatorial Pacific region for the first time and also addresses displacement of the ITCZ during the last deglaciation period and resultant response of the upper water column in the

central equatorial Pacific.

#### 7.4. Study Site and Analytical Methods

A 31 cm-long deep-sea sediment core, MC 931, was recovered using a multiple corer from the Magellan Rise in the central equatorial Pacific ( $6^{\circ}40' \text{ N}$ ,  $177^{\circ}28' \text{ W}$ ; 3,365 m depth) during a cruise carried out by Korea Institute of Ocean Science and Technology (KIOST) in 2009 (Fig. 7-1). Surface ocean environment in the study site shows small intra-annual variation. The elevated topography of the Magellan Rise, about 2,000 m shallower than the surrounding basin, prevents hemipelagic sedimentation and provides good preservation of microfossils in association with relatively high rates of accumulation. The core sediment is composed mainly of calcareous ooze containing approximately 90% carbonate, and does not show any recognizable lithologic change stratigraphically. The input of lithogenic materials is considered being dominated by eolian process because of its isolated location from the continents and elevated topography.

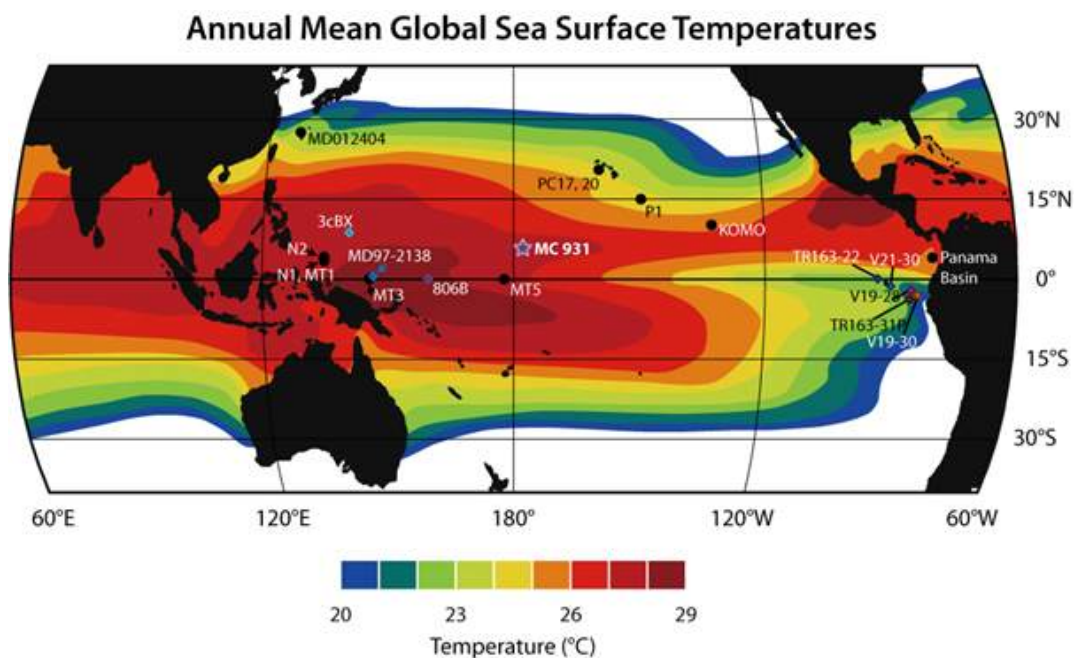


Fig. 7-1. Locations of the study site (MC 931), cores with SST records (diamonds), and sites where planktic foraminifera species assemblages are available (solid circles) discussed in the text. Temperature and salinity data are from World Ocean Atlas 2013 [Locarnini et al., 2013; Zweng et al., 2013]. Dotted line remarks the region where daily mean precipitation exceeds 7 mm day<sup>-1</sup>.

The North Equatorial Countercurrent (NECC), whose position is coupled with the ITCZ [Donguy and Meyers, 1996; Masunaga and L'Ecuyer, 2010], flows over the site and transports warm and low-nutrient surface water to the study site from the WPWP. South of the study site prevails the westward-flowing South Equatorial Current (SEC). Southeast trade winds induce upwelling and bring nutrients to the surface at the Equator, resulting in higher primary production than in the WPWP and NECC regions [Eldin and Rodier, 2003; Le Bouteiller et al., 2003].

The chronology of core MC 931 was established with  $^{14}\text{C}$  measurements of planktic foraminifera at 5-6, 13-14, 20-21 and 30-31 cm intervals.  $^{14}\text{C}$  was analyzed within an error range less than 60 years using an accelerator mass spectrometry (AMS) at Beta Analytic Radiocarbon Dating Laboratory, USA. Measured radiocarbon age data were corrected for isotopic fractionation and calibrated to the calendar year before present (Cal  $^{14}\text{C}$  age) using Calib v. 7.0 software [Stuiver and Reimer, 1993]. This correction was based on the Marine13 dataset [Reimer et al., 2013] and the local reservoir effect ( $\Delta R$ ) of  $9 \pm 5$  years [Southon et al., 2002].

Three planktic foraminiferal species, *Globigerinoides sacculifer* (without the final sac, 250-355  $\mu\text{m}$ ), *Pulleniatina obliquiloculata* (355-425  $\mu\text{m}$ ), and *Globorotalia tumida* (355-425  $\mu\text{m}$ ), were analyzed for  $\delta^{18}\text{O}$  and Mg/Ca ratios. *G. sacculifer* is known to inhabit in the upper 80 m of water column, but its depth preference varies depending on its growth stages and size classes [Bijma and Hemleben, 1994]. In early stage of growth, *G. sacculifer* dwells in the upper photic zone (0-50 m depth) because of small test size (<355  $\mu\text{m}$  in diameter) [Anand et al., 2003; Bijma and Hemleben, 1994; Hemleben et al., 1987]. *P. obliquiloculata* dwells in the lower photic zone-upper thermocline (50-100 m depth), and its calcification temperature varies within a small temperature range [Anand et al., 2003]. *G. tumida*, a thermocline-dwelling species, calcifies below the seasonal thermocline (100-250 m depth) [Fairbanks and Wiebe, 1980; Farmer et al., 2007]. Following the depth habitats of these three species estimated in the WPWP region by Sagawa et al. [2012], calcification temperatures and seawater  $\delta^{18}\text{O}$  of *G. sacculifer*, *P. obliquiloculata*, and *G. tumida* are considered to represent those of the mixed layer, upper thermocline and lower thermocline, respectively.

Stable oxygen isotope compositions ( $\delta^{18}\text{O}$ ) were determined using a Finnigan

MAT 251 mass spectrometer at the University of Michigan at Ann Arbor, USA. The 1-sigma standard deviation of the repeat analyses of the reference material (NBS-19; National Bureau of Standards) was 0.09‰ (n = 24). Mg/Ca ratios were determined using an inductively coupled plasma optical emission spectrophotometer (ICP-OES) (Perkin-Elmer Optima 3300 DV) at the Korea Institute of Ocean Science and Technology, Ansan, Korea. For Mg/Ca measurements, 20-30 monospecific tests were crushed and homogenized, and subsequently cleaned with methanol (clay removal), NaOH-buffered hydrogen peroxide (removal of organic matter) and a weak acid (removal of high-Mg calcite) following Barker et al. [2003]. Concentration of Ca and Mg were measured from the spectral lines at 407.776 and 279.553 nm, respectively. Instrumental drift was corrected according to Schrag [1999]. The analytical error of Mg/Ca, based on replicate measurements of ECRM 752-1 standard (Bureau of Analyzed Samples, Ltd) was 0.2 mmol/mol (1 s.d., n=61), which corresponds to temperature error of ~0.5°C.

## 7.5. Results

The age model of MC 931 core was established with <sup>14</sup>C measurement. The core was deposited at a rate of 1.35 cm/kyr for approximately 23 kyrs, which covers the entire last deglaciation period.

Down-core  $\delta^{18}\text{O}$  and Mg/Ca results of three species are shown in Fig. 7-2a, Fig. 7-2b, respectively.  $\delta^{18}\text{O}$  compositions of *G. sacculifer* ( $-1.36 \pm 0.46\text{‰}$ ; n=30, 1 $\sigma$ ), *P. obliquiloculata* ( $-0.73 \pm 0.47\text{‰}$ ; n=31, 1 $\sigma$ ), and *G. tumida* ( $0.48 \pm 0.39\text{‰}$ ; n=29, 1 $\sigma$ ) agree in general with those of the previously reported values in the WPWP center [Sagawa et al., 2012] with minor offsets that likely reflect temperature and salinity differences between the two sites. The determined Mg/Ca ratios of *G. sacculifer* ( $3.93 \pm 0.32$ ; n=30, 1 $\sigma$ ) and *G. tumida* ( $1.72 \pm 0.16$ ; n=30, 1 $\sigma$ ) are similar to those (~ 3.8 and ~ 1.8, respectively, raw data not provided) of the WPWP center, but those of *P. obliquiloculata* ( $2.69 \pm 0.30$ ; n=31, 1 $\sigma$ ) are higher than those (~ 1.8, raw data not provided) of the WPWP center [Sagawa et al., 2012].

## 7.6. Discussion

*Estimation of calcification depth and temperature of three planktic foraminifer*



*species*

To estimate the calcification depth of planktic foraminifera species of interest, calcite  $\delta^{18}\text{O}$  - depth relationship was established at the study site using the theoretical equation between  $\delta^{18}\text{O}$  of seawater and temperature [Kim and O'Neil, 1997], in which  $\delta^{18}\text{O}$  of seawater was calculated from the salinity- $\delta^{18}\text{O}$  relationship of surface and subsurface water in the central tropical Pacific [Conroy et al., 2014] and the optimum interpolation temperature and salinity were taken at 6.5°N, 177.5°W from World Ocean Atlas 2013 [Locarnini et al., 2013; Zweng et al., 2013] (Fig. 7-3).

With the projection of an average late Holocene (<6 ka)  $\delta^{18}\text{O}$  composition of each planktic foraminifera species to the established calcite  $\delta^{18}\text{O}$  - depth relationship, calcification depth of each species was estimated to be 70-100 m for *G. sacculifer*, 120-140 m for *P. obliquiloculata*, and 160-200 m depth for *G. tumida* (Fig. 7-3c). The predicted depths are slightly deeper than, but largely consistent with, previously reported depth habitats of three species estimated in the center of WPWP; 40-80 m for *G. sacculifer*, 100-130 m for *P. obliquiloculata*, and 140-180 m depth for *G. tumida* [Sagawa et al., 2012].

The calcification temperature (T) of planktic foraminifera is often expressed as  $\text{Mg}/\text{Ca} = b \times \exp(a \times T)$ , where a is an exponential constant and b is a pre-exponential constant [Lea et al., 1999; Nürnberg et al., 1996]. However, the effect of seawater salinity on foraminiferal calcite Mg/Ca has been argued as a cause for basin-dependent difference of calibration equation [Anand et al., 2003;

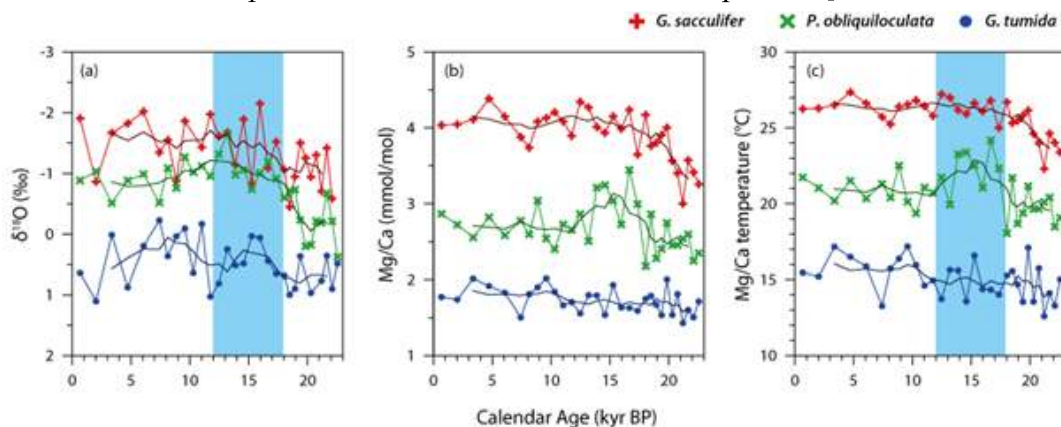


Fig. 7-2. Analytical results of foraminiferal (a)  $\delta^{18}\text{O}$  and (b) Mg/Ca compositions of three foraminifera species, and (c) Mg/Ca-derived calcification temperatures converted using equations provided in Sadekov et al. [2009]. Shades mark the time interval with reduced compositional gradient between species.

Ferguson et al., 2008; Nürnberg et al., 1996]. To avoid such complexity, a generalized equation that account for salinity variation was used to obtain calcification temperature in this study [Sadekov et al., 2009]:

$$\text{Mg/Ca (mmol/mol)} = \exp[0.057(\pm 0.012) \times S(\text{psu}) + 0.075(\pm 0.006) \times T(^{\circ}\text{C}) - 2.56(\pm 0.46)],$$

where S and T are seawater salinity and temperature at habitat depth, respectively. The equation was established for *G. sacculifer* and *P. obliquiloculata* in the Western Pacific, but it was also applied to *G. tumida* as there has been no successful establishment of core-top calibration equation for *G. tumida* to date in the Pacific.

The Mg/Ca-derived calcification temperatures of three planktic foraminifera species for the late Holocene (<6 ka) were estimated to be 26.6°C (±0.4), 21.0°C (±0.7), and 16.0°C (±0.8) for *G. sacculifer*, *P. obliquiloculata*, and *G. tumida*, respectively at present. These temperatures are encountered at depths of 90 m, 130 m, and 160 m, respectively, at the study site; thus the Mg/Ca-derived temperature of each species represents that of the mixed layer, upper thermocline, and lower thermocline, respectively (Fig. 7-3). These results are consistent with the aforementioned calcification depths of three species derived from δ<sup>18</sup>O: 70-100 m for *G. sacculifer*, 120-140 m for *P. obliquiloculata*, and

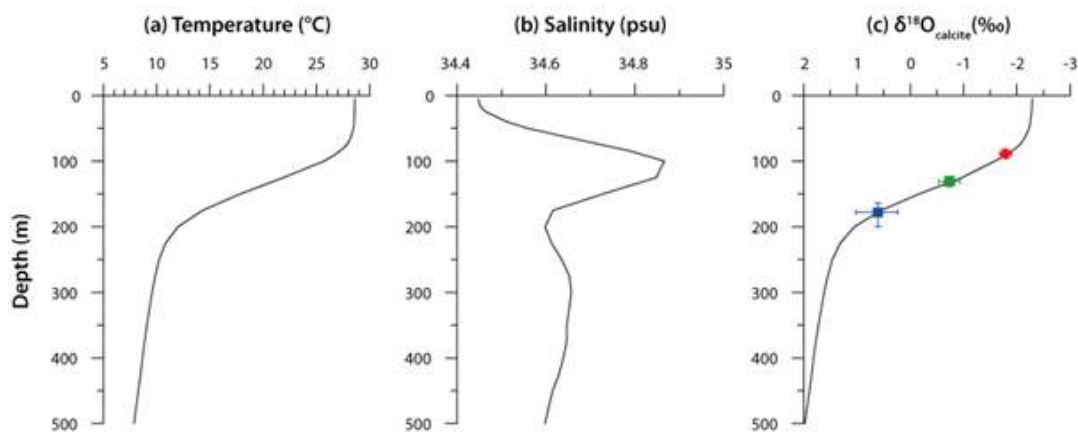


Fig. 7-3. Depth profile of (a) annual mean of optimum interpolated (OI) temperature and (b) salinity records provided in World Ocean Atlas 2013 [Locarnini et al., 2013; Zweng et al., 2013]. (c) The estimated calcification depths of three species by comparison of an average δ<sup>18</sup>O composition of late Holocene (<6 ka) planktic foraminifera species with the predicted calcite δ<sup>18</sup>O (see text for details): *G. sacculifer* (red), *P. obliquiloculata* (green) and *G. tumida* (blue).

160-200 m depth for *G. tumida*. Such consistent results indicate reliability of the estimated temperatures in this study.

*Change in upper water column structure during the last deglaciation period*

Mg/Ca-derived temperatures of the mixed layer and lower thermocline do not change much after 18 ka (Fig. 7-2c). In contrast, upper thermocline temperatures were increased as high as 3°C during the last deglaciation period between 18 and 12 ka and were dropped and maintained to the present level since 12 ka (Fig. 7-2c). It suggests that the vertical temperature gradient of dwelling depths between *P. obliquiloculata* and *G. sacculifer* was reduced during the 18-12 ka period, but that between *G. sacculifer* and *G. tumida* has not been changed in the same period. The observed trends during the last deglaciation period could have resulted from either increase of temperature at the dwelling depth and/or change in habitat depth of *P. obliquiloculata*.

The increase in deglacial subsurface water temperature could have been attained by the warming of thermocline water mass. Indeed, warming of intermediate water that upwells in the equatorial region is indicated by several observations during the last deglaciation period. Rapid increase of air temperatures was observed as early as 19 ka in the source region (Southern Hemisphere high latitudes) of equatorial intermediate water [Bostock et al., 2013; Calvo et al., 2007]. Concomitant increases of SSTs are also reported in the upwelling regions of East Equatorial Pacific (EEP) [Koutavas et al., 2002; Martinez-Boti et al., 2015] (Fig. 7-4). In addition,  $\delta^{18}\text{O}$  of benthic foraminifera collected in the EEP at depths influenced by Subantarctic Mode Water and Antarctic Intermediate Water has decreased since 18 ka, simultaneously with rising temperatures in the Antarctica [Bova et al., 2015]. Such phenomenon was interpreted as a result of enhanced influence of warmer and less dense Antarctic Intermediate Water produced by melting of sea ice and poleward shift of the southern Westerly winds during the HS1 and YD [Bova et al., 2015]. All these observations support a possibility for warming of intermediate water that upwells in the equatorial region.

A hypothesis of sequential warming from deep thermostad water to thermocline water, however, cannot be applied to the study site. If it is the case, lower thermocline temperature, represented by Mg/Ca ratio of *G. tumida*,

should have been increased simultaneously with that of the upper thermocline, but it had remained stable throughout the study period (Fig. 7-4c). Despite the simultaneous increases of air temperatures [Parrenin et al., 2013], surface ocean temperature [Lamy et al., 2004; Romero et al., 2006], and the intermediate water temperature [Bova et al., 2015; Pena et al., 2013] in the SH at this time, the well-developed thick mixed layer to the north of equator could have prevented the penetration of SH-sourced intermediate water to the upper ocean at the study site.

Interestingly, the difference between  $\delta^{18}\text{O}$  compositions of *G. sacculifer* and *P. obliquiloculata* was decreased simultaneously with decrease in Mg/Ca temperature difference between them from 18 to 12 ka. It suggests that increase in calcification temperature of *P. obliquiloculata* had been accompanied by shallowing of the maximum population depth of *P. obliquiloculata* during this period. Although *P. obliquiloculata* occurs in tropical-subtropical subsurface water mainly at a depth range of 60-150 m [Cifroux et al., 2008; Erez and Honjo, 1981; Farmer et al., 2007], previous studies indicated wide variations in its habitat depth. In the tropical Pacific, for examples, the maximum population depth range of *P. obliquiloculata* was estimated at 100-140 m from its  $\delta^{18}\text{O}$  composition in the western Pacific [Patrick and Thunell, 1997; Sagawa et al.,

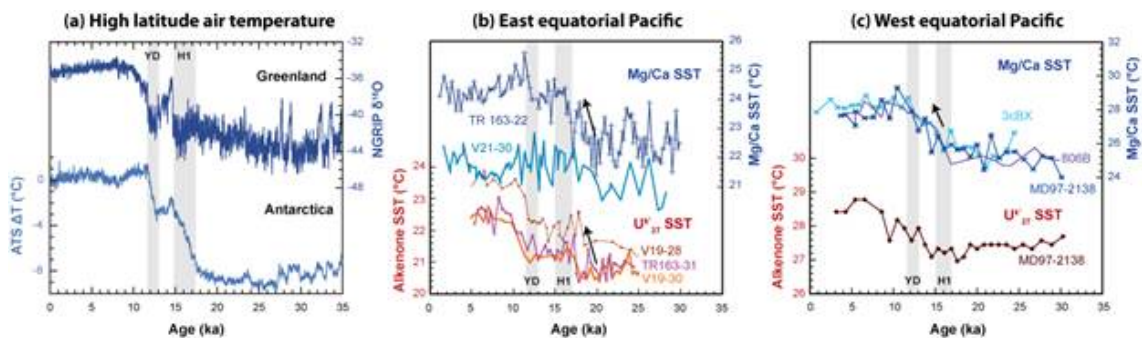


Fig. 7-4. Compilation of published dataset showing deglacial warming. (a) Air temperatures from Greenland (NGRIP  $\delta^{18}\text{O}$  on GICC05  $\times$  1.0063 chronology [North Greenland Ice Core Project members, 2004]) and Antarctica ice cores (Antarctic Temperature Stack (ATS) [Parrenin et al., 2013] in degrees Celsius relative to the present day on AICC12  $\times$  1.0063 chronology [Veres et al., 2013]). Foraminifera Mg/Ca and  $\text{U}^{37}_{37}$  SST in the east equatorial Pacific [Dubois et al., 2009; Koutavas et al., 2002; Koutavas and Sachs, 2008; Lea et al., 2006] (b) and in the west equatorial Pacific [de Garidel-Thoron et al., 2007; Sagawa et al., 2012; Wara et al., 2003] (c).

2012; this study], but at 30-100 m in the eastern Pacific [Rincón-Martínez et al., 2011]. Especially, depth habitats of *G. sacculifer* and *P. obliquiloculata* were reported being indistinguishable in the tropical eastern Pacific [Rincón-Martínez et al., 2011].

Indistinguishable separation of depth habitats between these two foraminiferal species in the EEP is likely due to the weaker stratification of the upper water column. The density gradient in the EEP region gentler than its western counterpart makes water column structure and vertical zonation of planktic foraminifera unstable since the depth habitat of a foraminifera species primarily depends on density of water column. The separation of depth habitats between species can be lessened in a weakly stratified upper ocean condition [Caromel et al., 2014; Coxall et al., 2000; Rashid and Boyle, 2007]. Thus, the depth habitat of *P. obliquiloculata* at the study site could have overlapped with that of *G. sacculifer* under such conditions. This possibility is supported by other thermocline-dwelling species (*Globorotalia menardii* and *Neogloboquadrina dutetrei*) that show similar depth habitat variations across the tropical Pacific [Patrick and Thunell, 1997]. The lower thermocline inhabiting species, *G. tumida*, is known to dwell below the photic zone, mostly deeper than 100-150 m depth, and therefore does not show strong spatial variation in the habitat depth [Rincón-Martínez et al., 2011; Sagawa et al., 2012]. Therefore, during the time period between 18 and 12 ka, the increase of calcification temperature of *P. obliquiloculata*, which is unique among others, resulted most likely from shallowing of depth habitat, which suggests the weakly stratified upper water column structure at the study site during the time period between 18 and 12 ka.

*Response of central equatorial Pacific to inter-hemispheric thermal asymmetry during the last deglaciation period*

The weakening of upper ocean stratification from 18 to 12 ka without associated warming of deep thermocline water could have resulted from the enhanced wind-driven mixing. The study site today is positioned beneath the ITCZ, characterized by high precipitation, weak wind strength and buyout surface watermass. The meridional displacement of the ITCZ from its present position would have exposed the site under the influence of either northeast or southeast Trades, which likely brings about enhanced mixing of surface water

column. It also aids aided to relax the strong water column stratification by placing the site out of intense precipitation zone.

Climate evolution history suggests the southward displacement of the ITCZ during the last deglaciation period. The early warming of SH high latitudes relative to NH counterpart [see Denton et al., 2010 and references therein] resulted in a decreased pole-to-equator temperature gradient in SH. Especially, the interhemispheric thermal asymmetry between SH and NH had become intensified significantly during the NH cooling events (i.e., HS1 and YD) [Barker et al., 2009; Denton et al., 2010; McGee et al., 2014; Stenni et al., 2011]. Such strong asymmetric high latitude thermal forcing induced the southward displacement of the ITCZ through atmospheric teleconnection, which has been documented in many field observations [Haug et al., 2001; Mohtadi et al., 2011; Montade et al., 2015; Peterson et al., 2000] and model simulations (Fig. 7-5)

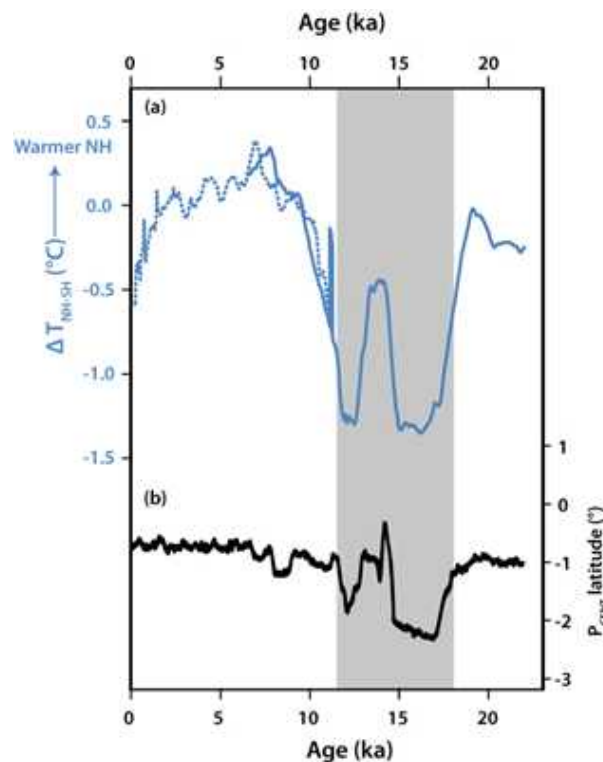


Fig. 7-5. Relationship between inter-hemispheric temperature gradient and ITCZ position (adopted and modified from McGee et al. [2014]). (a) Reconstructed inter-hemisphere surface temperature gradients (area-weighted mean NH surface temperature minus area-weighted mean SH surface temperature), solid line: Shakun et al. [2012] and dashed line: Marcott et al. [2013]. (b) Changes in mean ITCZ position ( $P_{CENT}$ : latitude of maximum precipitation) in the TraCE-21 ka simulation by McGee et al. [2014].

[Gibbons et al., 2014; McGee et al., 2014]. These studies documenting southward shift of the ITCZ and strengthening of northeast trade winds during the HS1 and YD strongly suggest the possibility that the ITCZ had been positioned south of the study site during these two episodes. As a result, the study site was likely under the influence of intensified northeast trade winds, which likely led to less stratified upper ocean structure by wind-driven mixing.

The temporal changes in faunal assemblages of planktic foraminifera in the studied core [Lee, 2015] supports this interpretation. The foraminifera in the study core are dominated by warm water species (e.g., *G. glutinata*, *G. ruber*, *G. sacculifer*, *P. obliquiloculata*, and *G. rubescens*) for the last 23 kyrs with increasing significance of warm oligotrophic WPWP species (*G. sacculifer* and *P. obliquiloculata*) during the Holocene (Fig. 7-6). It is noteworthy of the increase in abundance of *G. rubescens* during the last deglaciation period (ca. 18-12 ka) as it is rare in tropical Pacific at present and its high abundance was only reported in a sediment trap (Station P1, ~15°N) and core records (PC17 and PC20, ~21°N) from the subtropical Central Pacific near the Hawaii Islands (Fig. 7-7) [Lee et al., 2001; Thunell and Honjo, 1981]. The spatial occurrences of *G. rubescens* indicate its preference to more off-equatorial oligotrophic ocean condition. Interestingly, planktic foraminifera assemblages at these subtropical sites also show close resemblance to those at the study site during the last deglaciation period (Fig. 5-7): dominance of *G. glutinata* and *G. rubescens* with minor contribution of *G. sacculifer*. In contrast, faunal assemblages of the Holocene reveal closer affinity to those of the WPWP region (Fig. 7-7). Thus, it can be postulated that the surface ocean condition at the study site during the last deglaciation period was similar to that in North Equatorial Current (NEC) region that is affected by strong northeast trade winds and characterized by weaker upper ocean stratification. To sum up, the surface ocean condition at the study site during the last deglaciation period was under the influence of northeast trade winds and NEC, which can be attributed to displacement of the ITCZ and NECC south to the study site.

The results of this study do not resolve the Bølling-Allerød episode of brief NH warming from HS1 and YD (Fig. 7-7c); instead the record shows a broad high temperature bulge between 18 and 12 ka when these three events happened. This is likely due to the low temporal resolution (~1 ka) of the present data not enough to resolve such short term variability. After 12 ka, the upper ocean might have been stratified to the present level by the reduced

interhemispheric thermal contrast than the preceding time interval and resultant migration of the ITCZ to its present position. Accordingly, it is interpreted that the present oceanographic and atmospheric conditions of the study site, influenced by the ITCZ and NECC, have been likely established at 12 ka with NH warming.

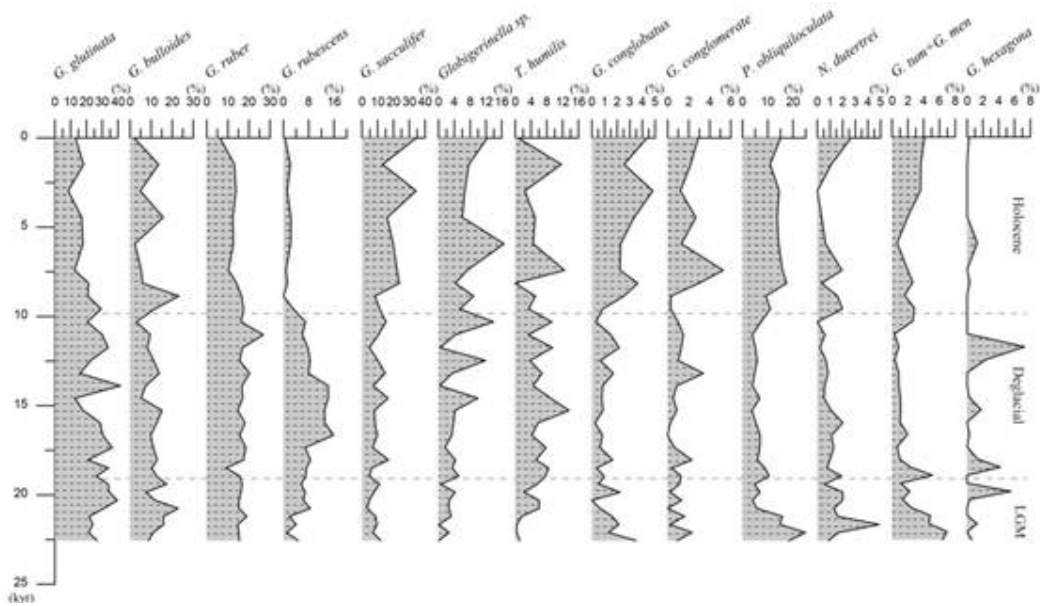


Fig. 7-6. Faunal assemblage of planktic foraminifera in MC 931 sediment (modified from Lee [2015]).

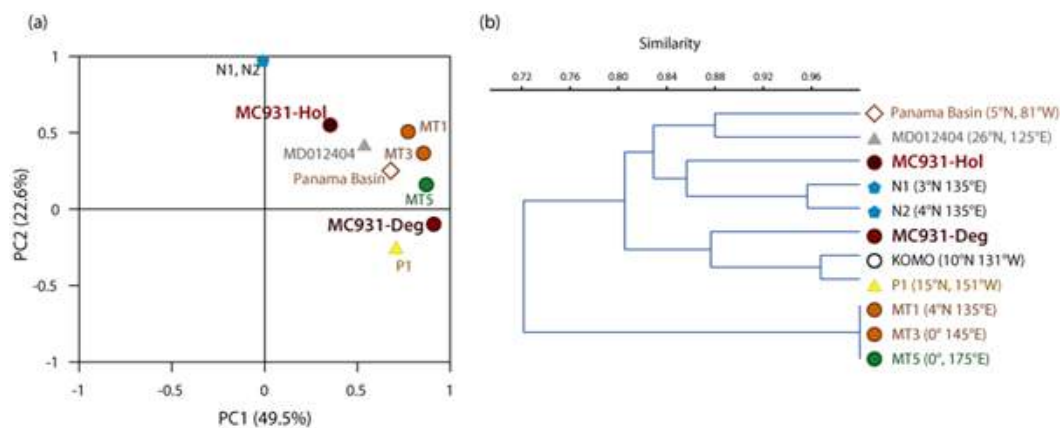


Fig. 7-7. (a) Principal component and (b) cluster analyses on foraminifera assemblages determined for tropical and subtropical Pacific sediments. Data are from [Chang et al., 2008; Kawahata et al., 2002; Lee et al., 2001; Lee, 2015; Lee et al., 2014; Thunell and Honjo, 1981; Thunell and Reynolds, 1984; Yamasaki et al., 2008]



## 7.7. Conclusions

Changes in upper ocean temperature and water column structure in the central equatorial Pacific were investigated for the last deglaciation period using Mg/Ca and  $\delta^{18}\text{O}$  compositions of three planktic foraminifera species. Comparison of the measured  $\delta^{18}\text{O}$  with the predicted calcite  $\delta^{18}\text{O}$  indicated the calcification depth of 70-100 m for *G. sacculifer*, 120-140 m for *P. obliquiloculata*, and 160-200 m depth for *G. tumida* during the late Holocene: thus Mg/Ca-derived temperatures of each species represents those of the mixed layer, upper thermocline, and lower thermocline, respectively.

Mg/Ca-derived temperatures for the mixed layer and lower thermocline do not change much after 18 ka. In contrast, upper thermocline temperatures had increased as high as 3°C during the last deglaciation period between 18 and 12 ka and has dropped and maintained to the present level since 12 ka. It suggests that the vertical temperature gradient between the dwelling depths of *P. obliquiloculata* and *G. sacculifer* was smaller during the last deglaciation period than before and after without changes in the lower thermocline temperatures. This phenomenon can be explained only with the poor separation of depth habitats between two species, resulted from weakening of water column stratification above the upper part of thermocline.

The observed weakening of stratification at the study site had occurred during the last deglaciation period that includes HS1 and YD, climatic aberrations characterized by NH cooling caused by NH ice sheet collapse and the subsequent weakening of the Atlantic Meridional Overturning Circulation. The NH cooling at these two events was associated with southerly location of the ITCZ due to increased pole to equator temperature gradients in the NH and resultant intensification of northeast trade winds. The faunal assemblage of planktic foraminifera at the study site during the last deglaciation period is similar to those of North Equatorial Current region influenced by northeast trade winds. It suggests displacement of the ITCZ south to the study site during the deglaciation period. Influence of northeast trade winds and NEC at the site during the last deglaciation period likely had caused relaxed upper water stratification and lessened

separation of depth habitats between foraminifera species due to wind-driven mixing. However, low temporal resolution (~1 ka) of the presented data does not allow resolving between the two cooling episodes (HS1 and YD) and a brief warming episode (Bølling-Allerød) in between. This interpretation leads to a conclusion that the ITCZ was positioned south of the study site during the last deglaciation and that the study site was under the influence of northeast trade winds that prevails north of the ITCZ.

## 7.8. References

- Anand, P., H. Elderfield, and M. H. Conte (2003), Calibration of Mg/Ca thermometry in planktonic foraminifera from a sediment trap time series, *Paleoceanography*, 18(2), 1050, doi:10.1029/2002PA000846.
- Barker, S., P. Diz, M. J. Vautravers, J. Pike, G. Knorr, I. R. Hall, and W. S. Broecker (2009), Interhemispheric Atlantic seesaw response during the last deglaciation, *Nature*, 457(7233), 1097-1102, doi:10.1038/nature07770.
- Barker, S., M. Greaves, and H. Elderfield (2003), A study of cleaning procedures used for foraminiferal Mg/Ca paleothermometry, *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 4(9), 8407, doi:10.1029/2003GC000559.
- Bijma, J., and C. Hemleben (1994), Population dynamics of the planktic foraminifer *Globigerinoides sacculifer* (Brady) from the central Red Sea, *Deep Sea Research Part I: Oceanographic Research Papers*, 41(3), 485-510, doi:10.1016/0967-0637(94)90092-2.
- Bostock, H. C., et al. (2013), A review of the Australian-New Zealand sector of the Southern Ocean over the last 30 ka (Aus-INTIMATE project), *Quaternary Science Reviews*, 74, 35-57, doi:10.1016/j.quascirev.2012.07.018.
- Bova, S. C., T. Herbert, Y. Rosenthal, J. Kalansky, M. Altabet, C. Chazen, A. Mojarro, and J. Zech (2015), Links between eastern equatorial Pacific stratification and atmospheric CO<sub>2</sub> rise during the last deglaciation, *Paleoceanography*, n/a-n/a, doi:10.1002/2015PA002816.
- Broccoli, A. J., K. A. Dahl, and R. J. Stouffer (2006), Response of the ITCZ to

- Northern Hemisphere cooling, *Geophysical Research Letters*, 33(1), L01702, doi:10.1029/2005GL024546.
- Broecker, W. S. (1998), Paleoocean circulation during the Last Deglaciation: A bipolar seesaw?, *Paleoceanography*, 13(2), 119-121, doi:10.1029/97PA03707.
- Calvo, E., C. Pelejero, P. De Deckker, and G. A. Logan (2007), Antarctic deglacial pattern in a 30 kyr record of sea surface temperature offshore South Australia, *Geophysical Research Letters*, 34(13), L13707, doi:10.1029/2007GL029937.
- Caromel, A. G. M., D. N. Schmidt, J. C. Phillips, and E. J. Rayfield (2014), Hydrodynamic constraints on the evolution and ecology of planktic foraminifera, *Marine Micropaleontology*, 106, 69-78, doi:10.1016/j.marmicro.2014.01.002.
- Chang, Y.-P., W.-L. Wang, Y. Yokoyama, H. Matsuzaki, H. Kawahata, and M.-T. Chen (2008), Millennial-Scale Planktic Foraminifer Faunal Variability in the East China Sea during the Past 40000 Years (IMAGES MD012404 from the Okinawa Trough), *Terrestrial, Atmospheric and Oceanic Sciences*, 19(4), 389-401.
- Chao, W. C., and B. Chen (2001), The Origin of Monsoons, *Journal of the Atmospheric Sciences*, 58(22), 3497-3507, doi:10.1175/1520-0469(2001)058<3497:TOOM>2.0.CO;2.
- Cl?roux, C., E. Cortijo, P. Anand, L. Labeyrie, F. Bassinot, N. Caillon, and J.-C. Duplessy (2008), Mg/Ca and Sr/Ca ratios in planktonic foraminifera: Proxies for upper water column temperature reconstruction, *Paleoceanography*, 23(3), PA3214, doi:10.1029/2007PA001505.
- Conroy, J. L., K. M. Cobb, J. Lynch-Stieglitz, and P. J. Polissar (2014), Constraints on the salinity-oxygen isotope relationship in the central tropical Pacific Ocean, *Marine Chemistry*, 161, 26-33, doi:10.1016/j.marchem.2014.02.001.
- Coxall, H. K., P. N. Pearson, N. J. Shackleton, and M. A. Hall (2000), Hantkeninid depth adaptation: An evolving life strategy in a changing ocean, *Geology*, 28(1), 87-90, doi:10.1130/0091-7613(2000)28<87:hdaael>2.0.co;2.

- de Garidel-Thoron, T., Y. Rosenthal, L. Beaufort, E. Bard, C. Sonzogni, and A. C. Mix (2007), A multiproxy assessment of the western equatorial Pacific hydrography during the last 30 kyr, *Paleoceanography*, 22(3), PA3204, doi:10.1029/2006PA001269.
- Denton, G. H., R. F. Anderson, J. R. Toggweiler, R. L. Edwards, J. M. Schaefer, and A. E. Putnam (2010), The Last Glacial Termination, *Science*, 328(5986), 1652-1656, doi:10.1126/science.1184119.
- Donguy, J.-R., and G. Meyers (1996), Mean annual variation of transport of major currents in the tropical Pacific Ocean, *Deep Sea Research Part I: Oceanographic Research Papers*, 43(7), 1105-1122, doi:10.1016/0967-0637(96)00047-7.
- Dubois, N., M. Kienast, C. Normandeau, and T. D. Herbert (2009), Eastern equatorial Pacific cold tongue during the Last Glacial Maximum as seen from alkenone paleothermometry, *Paleoceanography*, 24(4), PA4207, doi:10.1029/2009PA001781.
- Eldin, G., and M. Rodier (2003), Ocean physics and nutrient fields along 180° during an El Niño-Southern Oscillation cold phase, *Journal of Geophysical Research: Oceans*, 108(C12), 8137, doi:10.1029/2000JC000746.
- Erez, J., and S. Honjo (1981), Oxygen and Carbon Isotopes in Foraminifera: Comparison of isotopic composition of planktonic foraminifera in plankton tows, sediment traps and sediments, *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 33(1), 129-156, doi:10.1016/0031-0182(81)90035-3.
- Fairbanks, R. G., and P. H. Wiebe (1980), Foraminifera and Chlorophyll Maximum: Vertical Distribution, Seasonal Succession, and Paleoceanographic Significance, *Science*, 209(4464), 1524-1526, doi:10.1126/science.209.4464.1524.
- Farmer, E. C., A. Kaplan, P. B. de Menocal, and J. Lynch-Stieglitz (2007), Corroborating ecological depth preferences of planktonic foraminifera in the tropical Atlantic with the stable oxygen isotope ratios of core top specimens, *Paleoceanography*, 22(3), PA3205, doi:10.1029/2006PA001361.
- Ferguson, J. E., G. M. Henderson, M. Kucera, and R. E. M. Rickaby (2008),

- Systematic change of foraminiferal Mg/Ca ratios across a strong salinity gradient, *Earth and Planetary Science Letters*, 265(1-2), 153-166, doi:10.1016/j.epsl.2007.10.011.
- Gibbons, F. T., D. W. Oppo, M. Mohtadi, Y. Rosenthal, J. Cheng, Z. Liu, and B. K. Linsley (2014), Deglacial  $\delta^{18}\text{O}$  and hydrologic variability in the tropical Pacific and Indian Oceans, *Earth and Planetary Science Letters*, 387, 240-251, doi:10.1016/j.epsl.2013.11.032.
- Haug, G. H., K. A. Hughen, D. M. Sigman, L. C. Peterson, and U. Röhl (2001), Southward Migration of the Intertropical Convergence Zone Through the Holocene, *Science*, 293(5533), 1304-1308, doi:10.1126/science.1059725.
- Hemleben, C., M. Spindler, I. Bretinger, and R. Ott (1987), Morphological and physiological responses of *Globigerinoides sacculifer* (Brady) under varying laboratory conditions, *Marine Micropaleontology*, 12(0), 305-324, doi:10.1016/0377-8398(87)90025-9.
- Kawahata, H., A. Nishimura, and M. K. Gagan (2002), Seasonal change in foraminiferal production in the western equatorial Pacific warm pool: evidence from sediment trap experiments, *Deep Sea Research Part II: Topical Studies in Oceanography*, 49(13-14), 2783-2800, doi:10.1016/S0967-0645(02)00058-9.
- Kim, S.-T., and J. R. O'Neil (1997), Equilibrium and nonequilibrium oxygen isotope effects in synthetic carbonates, *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 61(16), 3461-3475, doi:10.1016/S0016-7037(97)00169-5.
- Koutavas, A., J. Lynch-Stieglitz, T. M. Marchitto, and J. P. Sachs (2002), El Niño-Like Pattern in Ice Age Tropical Pacific Sea Surface Temperature, *Science*, 297(5579), 226-230, doi:10.1126/science.1072376.
- Koutavas, A., and J. P. Sachs (2008), Northern timing of deglaciation in the eastern equatorial Pacific from alkenone paleothermometry, *Paleoceanography*, 23(4), PA4205, doi:10.1029/2008PA001593.
- Lamy, F., J. Kaiser, U. Ninnemann, D. Hebbeln, H. W. Arz, and J. Stoner (2004), Antarctic Timing of Surface Water Changes off Chile and Patagonian Ice Sheet Response, *Science*, 304(5679), 1959-1962, doi:10.1126/science.1097863.

- Le Bouteiller, A., A. Leynaert, M. R. Landry, R. Le Borgne, J. Neveux, M. Rodier, J. Blanchot, and S. L. Brown (2003), Primary production, new production, and growth rate in the equatorial Pacific: Changes from mesotrophic to oligotrophic regime, *Journal of Geophysical Research: Oceans*, 108(C12), 8141, doi:10.1029/2001JC000914.
- Lea, D. W., T. A. Mashiotta, and H. J. Spero (1999), Controls on magnesium and strontium uptake in planktonic foraminifera determined by live culturing, *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 63(16), 2369-2379, doi:10.1016/S0016-7037(99)00197-0.
- Lea, D. W., D. K. Pak, C. L. Belanger, H. J. Spero, M. A. Hall, and N. J. Shackleton (2006), Paleoclimate history of Galapagos surface waters over the last 135,000 yr, *Quaternary Science Reviews*, 25(11-12), 1152-1167, doi:10.1016/j.quascirev.2005.11.010.
- Leduc, G., L. Vidal, K. Tachikawa, and E. Bard (2009), ITCZ rather than ENSO signature for abrupt climate changes across the tropical Pacific?, *Quaternary Research*, 72(1), 123-131, doi:10.1016/j.yqres.2009.03.006.
- Lee, K. E., N. C. Slowey, and T. D. Herbert (2001), Glacial sea surface temperatures in the subtropical North Pacific: A comparison of U37k',  $\delta^{18}\text{O}$ , and foraminiferal assemblage temperature estimates, *Paleoceanography*, 16(3), 268-279, doi:10.1029/1999PA000493.
- Lee, Y. (2015), Paleoenvironment reconstruction of Kuroshio Extension and Central Equatorial Pacific using planktic foraminifera assemblages since the last glacial maximum (LGM), MS thesis, 100 pp, Kyungpook National University, Daegu, Korea.
- Lee, Y., H. Asahi, H. J. Woo, H. J. Kim, S.-J. Lee, and B.-K. Khim (2014), Seasonal Variation of Planktonic Foraminifera Assemblage in response to Seasonal Shift of Inter-Tropical Convergence Zone in the Northeastern Equatorial Pacific, *Ocean and Polar Research*, 36(4), 437-445.
- Locarnini, R. A., et al. (2013), *World Ocean Atlas 2013, Volume 1: Temperature*, 40 pp.
- Marcott, S. A., J. D. Shakun, P. U. Clark, and A. C. Mix (2013), A Reconstruction

- of Regional and Global Temperature for the Past 11,300 Years, *Science*, 339(6124), 1198-1201, doi:10.1126/science.1228026.
- Martinez-Boti, M. A., G. Marino, G. L. Foster, P. Ziveri, M. J. Henehan, J. W. B. Rae, P. G. Mortyn, and D. Vance (2015), Boron isotope evidence for oceanic carbon dioxide leakage during the last deglaciation, *Nature*, 518(7538), 219-222, doi:10.1038/nature14155.
- Masunaga, H., and T. S. L'Ecuyer (2010), Equatorial Asymmetry of the East Pacific ITCZ: Observational Constraints on the Underlying Processes, *Journal of Climate*, 24(6), 1784-1800, doi:10.1175/2010JCLI3854.1.
- McGee, D., A. Donohoe, J. Marshall, and D. Ferreira (2014), Changes in ITCZ location and cross-equatorial heat transport at the Last Glacial Maximum, Heinrich Stadial 1, and the mid-Holocene, *Earth and Planetary Science Letters*, 390(0), 69-79, doi:10.1016/j.epsl.2013.12.043.
- Mohtadi, M., D. W. Oppo, S. Steinke, J.-B. W. Stuut, R. De Pol-Holz, D. Hebbeln, and A. Luckge (2011), Glacial to Holocene swings of the Australian-Indonesian monsoon, *Nature Geoscience*, 4(8), 540-544, doi:10.1038/ngeo1209.
- Montade, V., M. Kageyama, N. Combourieu-Nebout, M.-P. Ledru, E. Michel, G. Siani, and C. Kissel (2015), Teleconnection between the Intertropical Convergence Zone and southern westerly winds throughout the last deglaciation, *Geology*, 43(8), 735-738, doi:10.1130/g36745.1.
- Nürnberg, D., J. Bijma, and C. Hemleben (1996), Assessing the reliability of magnesium in foraminiferal calcite as a proxy for water mass temperatures, *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 60(5), 803-814, doi:10.1016/0016-7037(95)00446-7.
- North Greenland Ice Core Project members (2004), High-resolution record of Northern Hemisphere climate extending into the last interglacial period, *Nature*, 431(7005), 147-151, doi:10.1038/nature02805.
- Parrenin, F., V. Masson-Delmotte, P. Köhler, D. Raynaud, D. Paillard, J. Schwander, C. Barbante, A. Landais, A. Wegner, and J. Jouzel (2013), Synchronous Change of Atmospheric CO<sub>2</sub> and Antarctic Temperature During

- the Last Deglacial Warming, *Science*, 339(6123), 1060-1063, doi:10.1126/science.1226368.
- Partin, J. W., K. M. Cobb, J. F. Adkins, B. Clark, and D. P. Fernandez (2007), Millennial-scale trends in west Pacific warm pool hydrology since the Last Glacial Maximum, *Nature*, 449(7161), 452-455, doi:10.1038/nature06164.
- Patrick, A., and R. C. Thunell (1997), Tropical Pacific sea surface temperatures and upper water column thermal structure during the Last Glacial Maximum, *Paleoceanography*, 12(5), 649-657, doi:10.1029/97PA01553.
- Pena, L. D., S. L. Goldstein, S. R. Hemming, K. M. Jones, E. Calvo, C. Pelejero, and I. Cacho (2013), Rapid changes in meridional advection of Southern Ocean intermediate waters to the tropical Pacific during the last 30 kyr, *Earth and Planetary Science Letters*, 368, 20-32, doi:10.1016/j.epsl.2013.02.028.
- Peterson, L. C., G. H. Haug, K. A. Hughen, and U. Röhl (2000), Rapid Changes in the Hydrologic Cycle of the Tropical Atlantic During the Last Glacial, *Science*, 290(5498), 1947-1951, doi:10.1126/science.290.5498.1947.
- Rashid, H., and E. A. Boyle (2007), Mixed-Layer Deepening During Heinrich Events: A Multi-Planktonic Foraminiferal  $\delta^{18}\text{O}$  Approach, *Science*, 318(5849), 439-441, doi:10.1126/science.1146138.
- Reimer, P. J., et al. (2013), IntCal13 and Marine13 Radiocarbon Age Calibration Curves 0-50,000 Years cal BP, *Radiocarbon*, 55(4), 1869-1887, doi:10.2458/azu\_js\_rc.55.16947.
- Rincón-Martínez, D., S. Steph, F. Lamy, A. Mix, and R. Tiedemann (2011), Tracking the equatorial front in the eastern equatorial Pacific Ocean by the isotopic and faunal composition of planktonic foraminifera, *Marine Micropaleontology*, 79(1-2), 24-40, doi:10.1016/j.marmicro.2011.01.001.
- Romero, O. E., J.-H. Kim, and D. Hebbeln (2006), Paleoproductivity evolution off central Chile from the Last Glacial Maximum to the Early Holocene, *Quaternary Research*, 65(3), 519-525, doi:10.1016/j.yqres.2005.07.003.
- Sadekov, A., S. M. Eggins, P. De Deckker, U. Ninnemann, W. Kuhnt, and F.



- Bassinot (2009), Surface and subsurface seawater temperature reconstruction using Mg/Ca microanalysis of planktonic foraminifera *Globigerinoides ruber*, *Globigerinoides sacculifer*, and *Pulleniatina obliquiloculata*, *Paleoceanography*, 24(3), PA3201, doi:10.1029/2008PA001664.
- Sagawa, T., Y. Yokoyama, M. Ikehara, and M. Kuwae (2012), Shoaling of the western equatorial Pacific thermocline during the last glacial maximum inferred from multispecies temperature reconstruction of planktonic foraminifera, *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 346-347(0), 120-129, doi:10.1016/j.palaeo.2012.06.002.
- Schneider, T., T. Bischoff, and G. H. Haug (2014), Migrations and dynamics of the intertropical convergence zone, *Nature*, 513(7516), 45-53, doi:10.1038/nature13636.
- Shakun, J. D., P. U. Clark, F. He, S. A. Marcott, A. C. Mix, Z. Liu, B. Otto-Bliesner, A. Schmittner, and E. Bard (2012), Global warming preceded by increasing carbon dioxide concentrations during the last deglaciation, *Nature*, 484(7392), 49-54, doi:10.1038/nature10915.
- Southon, J., M. Kashgarian, M. Fontugne, B. Metivier, and W. W. S. Yim (2002), Marine reservoir corrections for the Indian Ocean and Southeast Asia, *Radiocarbon*, 44(1), 167-180.
- Stenni, B., et al. (2011), Expression of the bipolar see-saw in Antarctic climate records during the last deglaciation, *Nature Geoscience*, 4(1), 46-49, doi:10.1038/ngeo1026.
- Stuiver, M., and P. J. Reimer (1993), Extended  $^{14}\text{C}$  data base and revised CALIB 3.0  $^{14}\text{C}$  age calibration program, *Radiocarbon*, 35, 215-230.
- Thunell, R. C., and S. Honjo (1981), Planktonic foraminiferal flux to the deep ocean: Sediment trap results from the tropical Atlantic and the central Pacific, *Marine Geology*, 40(3), 237-253, doi:10.1016/0025-3227(81)90142-0.
- Thunell, R. C., and L. A. Reynolds (1984), Sedimentation of Planktonic Foraminifera: Seasonal Changes in Species Flux in the Panama Basin, *Micropaleontology*, 30(3), 243-262, doi:10.2307/1485688.
- Veres, D., et al. (2013), The Antarctic ice core chronology (AICC2012): an

- optimized multi-parameter and multi-site dating approach for the last 120 thousand years, *Climate of the Past*, 9(4), 1733-1748, doi:10.5194/cp-9-1733-2013.
- Wang, Y. J., H. Cheng, R. L. Edwards, Z. S. An, J. Y. Wu, C.-C. Shen, and J. A. Dorale (2001), A High-Resolution Absolute-Dated Late Pleistocene Monsoon Record from Hulu Cave, China, *Science*, 294(5550), 2345-2348, doi:10.1126/science.1064618.
- Wara, M. W., M. L. Delaney, T. D. Bullen, and A. C. Ravelo (2003), Possible roles of pH, temperature, and partial dissolution in determining boron concentration and isotopic composition in planktonic foraminifera, *Paleoceanography*, 18(4), 1100, doi:10.1029/2002PA000797.
- Yamasaki, M., A. Sasaki, M. Oda, and H. Domitsu (2008), Western equatorial Pacific planktic foraminiferal fluxes and assemblages during a La Niña year (1999), *Marine Micropaleontology*, 66(3-4), 304-319, doi:10.1016/j.marmicro.2007.10.006.
- Zweng, M. M., et al. (2013), *World Ocean Atlas 2013, Volume 2: Salinity*, 39 pp.



## 제 8 장 Biomarker 연구 결과





## 제 8 장 Multi-proxy를 이용한 초기-중기 플라이스토세 중앙 적도태평양 생물 생산성과 해양 환경변화 연구

### 8.1. 국문요약

초기-중기 플라이스토세는 지구 기후변화 주기에 큰 변화가 발생했던 시기이다. 이 연구는 생물기원 탄산염 및 실리카 함량, 유기탄소 함량, biomarker 등의 여러 프록시 기록을 이용하여, 이 시기 중앙적도태평양에서 발생한 생산성 및 해양환경변화를 유추하였다. 분석결과는 초기-중기 플라이스토세를 경계로 주요 biomarker 생산종의 변화와 함께 생산성의 증가 및 수온의 증가가 발생했음을 지시한다.

### 8.2. Abstract

The transition from the Early to Middle Pleistocene is marked by fundamental changes in Earth's climatic cyclicity. An Early to Middle Pleistocene saw a shift in the dominant periodicity of glacial-interglacial oscillation from 41 to 100 kyr circle. The transition marks a change in the climate system in response external forcing bring about changes in the deep water circulation, long-term global cooling and decline in CO<sub>2</sub> in response to the Northern Hemisphere ices heets.

Here we present the first dataset of multi-proxies (biogenic carbonate and silica, alkenone, dinosterol, brassicasterol, diol and organic carbon) in the central equatorial Pacific to discuss the detailed changes in the biological productivity and oceanography during the transition from the Early to Middle Pleistocene. Records from the biogenic calcium carbonate, opal and stable carbon isotope ( $\delta^{13}\text{C}$ ) and oxygen isotope ( $\delta^{18}\text{O}$ ) of foraminifera indicate less corrosiveness of deep water to carbonates during the early-Pleistocene compared to the middle-Pleistocene (Matuyama-Brunhesboundary). Down-core profile of organic carbon(Corg) and lipid biomarkers (alkenone dinosterol and brassicasterol) showed different profile with an increase in a concentration of dinosterol,

brassicasterol and the higher percentage of Corg during the middle-Pleistocene (Matuyama-Brunhes boundary). The increase during this period is said to be as a result of high biological productivity caused by the strength of the southeast trades that drives upwelling in the equatorial Pacific influenced by the latitudinal temperature gradients in the Southern Hemisphere. Occurrence and abundance of C281, 14diol, C301, 14diol and C301, 15diol long chain alkyl diols indicates a change in phytoplankton community, from Proboscia species to Eustigmatophyte species. Increase in alkenone-derived SSTs during the early Pleistocene was proposed to be influenced by the 23kyr period of precession (orbital precession).

### 8.3. Introduction

The basic controls on ocean productivity are poorly understood both biologically and geologically. In order to answer the paleoceanographic problem, of the geological record of sea surface biological productivity, different methods have been applied in the reconstruction of past export productivity. Pleistocene records of deep-sea carbonates have been studied as a paleoceanographic indicator. Deep sea carbonates from sediments are said to be the largest and most reactive reservoirs of carbon dioxide (Broecker and Peng, 1987), and provides information of paleoclimatic change and plays an important role in the global carbon cycle (Farrell and Prell, 1989). The variation in the percentage of carbonate in sediments is also said to be attributed to the glacial and interglacial cycle (Hays et al., 1969). Reports from Hays et al. (1969) attributed higher CaCO<sub>3</sub> production in the glacial surface waters to higher productivity leading to a higher rate of sedimentation to the seafloor. As a result, productivity cycles from the CaCO<sub>3</sub> percentage have been used in determining glacial-interglacial sedimentary patterns. Although the input of CaCO<sub>3</sub> to the deep sea is believed to be controlled by productivity, another but important additional factor is the effect of dissolution. The dissolution effect increases with water depth due to hydrostatic pressure on the solubility of calcite (Hawley and Pytkowicz, 1969) and, therefore, the distribution, preservation and the accumulation of CaCO<sub>3</sub> is attributed to the balance between the biogenic production of CaCO<sub>3</sub> in the supersaturated surface waters and its dissolution in the undersaturated deep waters (Farrell and Prell, 1989).

Biogenic silica (opal) percentage in surface sediment have been closely linked to siliceous productivity patterns in the overlying surface waters (Leinen et al., 1986), and regional period of time of opal accumulation have demonstrated both secular and spatial variations related to shift in productivity (Lyle et al., 1988; Mortlock et al., 1989). Biogenic silica accumulation in sediments reflects the balance between the dissolution and productivity. Unlike the CaCO<sub>3</sub>, the dissolution rate of opal has little change with increasing depth and having less breakdown of opal on the seafloor, giving a vivid record of sea surface productivity. However, a small fraction of the biogenic silica is buried and preserved in the marine sediment. In order to improve our scope to interpret the opal burial in the sediment in terms of paleo-productivity, we need to understand the spatial and temporal variations of preservation efficiency, lateral advection, sediment redistribution and the uncoupling between Si and C<sub>bio</sub> geochemical cycles (Ragueneau et al., 2000). These factors create discrepancies between export and sedimentary siliceous fluxes at a global scale (Nelson et al., 1995). Another method used is the application of organic carbon. The use of organic matter as a direct paleo-productivity indicator is simply based on the ground that it is the essential element of all organisms. Its application as a paleo-productivity has been discussed in a different environment (Bralower and Thierstein, 1984; Vasiléva 1987; Sarnthein et al 1998). The observation of sedimentary profile of organic carbon in deep-sea sediments from the eastern tropical Pacific Ocean displayed a consistent pattern over the past glacial/interglacial cycle, having higher organic carbon (higher surface water productivity) in the glacial (Pederen, 1983; Lyle et al., 1988). Nevertheless, the productivity signal contained in the sedimentary organic record is complicated by early diagenetic effects. Thus makes the application as a paleo-productivity proxy between glacial and interglacial controversial. Additionally, another hindrance to the use of organic carbon sedimentary records, CaCO<sub>3</sub> percentage and opal accumulation as productivity proxies is the weakness to discriminate between the relative contributions of different phytoplankton groups. In order to overcome this setback, planktic foraminifera and coccolithophore assemblages have been analyzed to reconstruct paleoecological and paleoceanographic conditions (Romero et al., 2011; Ivanova et al., 2012).

This hindrance has also led to the use of organic biomarker compounds

in tracing the relative contribution of different planktonic groups to organic carbon in sediments. Application of organic biomarker to paleo-productivity studies has generated increasing interest. The resistances to degradation and well preservation of algal biomarkers in sediments have long been used to assess the sources of the phytoplankton biomass in the ocean (Volkman et al., 1998). This is a result of their broad distribution and the potential to overcome some of the preservation complications that can beset carbonate-based proxies (Eglinton et al., 2001).

The equatorial Pacific Ocean can be also said to be a system characterized by upwelling, high biological productivity and enhanced inorganic nutrients in the surface water (Carlson and Ducklow, 1995). Hence houses the equatorial and coastal upwelling systems where more than 10% of global ocean's new biological production is concentrated (Pennington et al., 2006). The climatic transition during the late Pliocene/early Pleistocene is said to be a period of significant variation in biological production and sea surface temperature (SST), largely attributed to the high forcing (Lawrence et al., 2006; Bolton et al., 2010b). The equatorial current system and its associated zones of upwelling create one of the Earth's most fertile planktonic belts along the equator (Lisitsin, 1970; Koblentz-Mishke et al., 1970). Carbonates and silica sediments produced by planktonic foraminifer, calcareous nanofossils, diatoms and radiolarians dominate this belt. In order to reconstruct the surface biological productivity in the equatorial Pacific, different methods have been applied in the reconstruction of past export productivity in the region (Loubere, 2001; Loubere et al., 2004, Romero et al., 2001). However, the results obtained from such studies showed contradictions, reporting higher bio-productivity during the glaciation and vice-versa. In this paper, we present the first dataset of multi-proxies in the central equatorial Pacific to discuss the detailed changes in the paleo-productivity of specific algae the linkage between paleo-productivity and other physical characteristics of the central equatorial Pacific during the early-middle Pleistocene.

#### 8.4. Geochemical background of proxies

The study of the modern and oceanic productivity and community



structures plays a major role in understanding the global carbon cycle as well as its function in the earth's past and modern climatic changes (Kohfeld et al., 2005; Cermeño et al., 2008). Upwelling intensity and primary production have been found to have evolved in phase with climatic oscillations leading to increasing local production, attributed to increasing nutrient delivered to the surface ocean (Martinez and Robinson, 2010; Kienast et al., 2006; Etourneau et al., 2013). Numerous proxies have been used to determine paleo-productivity. Modern developments have centered on biogenic residues such as the organic carbon, carbonate, opal and lipid biomarkers.

#### *Total organic carbon as paleoproductivity proxy*

Total organic carbon (Corg) is a proxy for the amount of organic matter contained in the sediments; therefore, it is often used as a proxy for primary productivity. This is because of a relationship between productivity in surface waters and organic carbon accumulation underlying sediments. High Corg is regarded to be related to high paleo-productivity, while low Corg is thought to result from a low paleo-productivity. As a result of the biogeochemical process during the carbon cycle, the Corg in marine sediments is not only controlled by paleo-productivity but decomposition velocity and preservation of organic matter influx. For this reason, the mass accumulation rate (MARs) of the organic carbon is said to be a more useful tool to measure the delivery and preservation of organic matter than the percentage of organic matter. This helps in paleo-productivity study in the identification of changes in the organic matter delivery rates to the sediment.

#### *Calcium carbonate and opal as paleoproductivity proxies*

CaCO<sub>3</sub> and biogenic opal in the marine sediments are mainly composed of hard parts of marine organisms (coccolithophores and diatoms). Both proxies are known to represent the changes in the export production of the organisms that precipitate these materials, leading to a carbonate-silicate geochemical cycle used to explore dynamic and climatic consequences of constraints on carbonate burial. Sediment traps have been shown to have a good correlation between the organic carbon fluxes and carbonate flux under certain conditions (Ruhlemann et al., 1996). Lyle et al. (1988), demonstrated the linkage between the mass accumulation rates of organic

matter, carbonate and opal and relates these proxies to biological productivity. Both proxies are affected by a variety of physical and chemical oceanographic processes and not only by productivity (Adina Paytan, 2009). Opal preservation depends on global silica budget, the degree of silicification of the frustules, pore water dissolved silica concentration (Treuger et al., 1995; Hutchins and Bruland, 1998). As a result, the high accumulations of the proxy do not always represent an area of high biological productivity.

*Dinosterol, brassicasterol, alkenone and diol as paleoproductivity proxies*

Recently, reconstruction based on phytoplankton lipid biomarker (alkenone, dinosterol and brassicasterol ) to evaluate the paleoproductivity and community structures of algae, have been successfully applied to estimate ecosystem changes (Schubert et al., 1998; Seki et al., 2004; He et al., 2008; Bolton et al., 2010a). Sterols commonly provide biomarkers for diatoms and dinoflagellates. Dinosterol and brassicasterol example of sterol compounds are commonly used as an unambiguous biomarker for organic matter derived from dinoflagellates and diatoms respectively. Alkenone are biosynthesized by some algal species belonging to the division Haptophyta, predominantly the cosmopolitan coccolithophore *Emiliana huxleyi* and *Gephyrocapsa oceanica* producing a series of compounds containing 37, 38 and 39 carbon atoms with either two or three double bonds (unsaturation, e.g. C<sub>37:2</sub> and C<sub>37:3</sub>) (Conte et al., 1994; Volkman et al., 1995). The relative concentration of these compounds varies in direct response to growth in temperature; as a result, it is used for the estimation of sea surface temperatures (SSTs) (Badejo et al., 2014). Sedimentary C<sub>37</sub> alkenones have been proposed as an indicator of paleo-productivity marker as a result of the uniformity of the preservation conditions in the period of study (Sikes and Keigwin, 1994; Herbert et al., 1998; Schubert et al., 1998; Budziak et al., 2000). Proxies for global productivity, e.g. foraminifera accumulation rates have shown good agreement with C<sub>37</sub> alkenone productivity over a long time period (Sikes and Keigwin, 1994).

Earlier results have shown that profile distributions of these biomarkers are controlled by the level of nutrients and temperature. Coccolithophores tend to surpass diatoms and dinoflagellates under a low nutrient and high temperature while diatoms and dinoflagellates bloom in high nutrient and

cold environment (Chen et al., 2007). Long chain alkyl diols consist of an alkyl chain containing an alcohol group at C1 and at a mid-chain position, with chain lengths varying from C24 to C36, and mid-chain alcohol positions ranging from C-11 to C-19 (Versteegh et al., 1997). The distribution of long chain diols is basically controlled by the temperature, salinity, and nutrient concentrations in water environments (Versteegh et al., 2001; Rampen et al., 2008, 2009, 2012). C28 and C30, 14-diols have been identified in *Proboscia* diatoms as well as in the marine alga *Apedinellaradians* (Sinninghe Damsté et al., 2003; Rampen et al., 2007, 2011). Volkman et al. (1999) and Méjanelle et al. (2003) reported that C28 and C30, 13-diols and C30 and C32, 15-diols are produced by eustigmatophyte algae. A series of studies have shown the potential application of long chain diols in climate reconstruction studies (Versteegh et al., 1997, 2000; Rampen et al., 2008, 2009, 2012). Versteegh et al. (2000) used the following diol index as a tool in tracing the past sea surface.

water masses:

$$\text{Diol Index} = 100 \times \frac{C_{30} \text{ 1,15 diol}}{C_{30} \text{ 1,15 diol} + C_{32} \text{ 1,15 diol}}$$

Willmott et al. (2010) applied the following modified diol index using 1,13 diol as a upwelling/nutrient index in the polar area:

$$\text{Diol Index} = \frac{(C_{28} + C_{30} \text{ 1,14 diol})}{(C_{28} + C_{30} \text{ 1,14 diol}) + (C_{28} + C_{30} \text{ 1,13 diol})}$$

## 8.5. Geographical and geological settings

The sea floor in equatorial Pacific Ocean forms part of the huge Pacific Basin and depths are generally between 3500 and 4500m (Wyrтки, 1966). The circulation of the equatorial Pacific Ocean is said to be divided into; the western, central and eastern part circulations. The central part circulation is known to be predominantly zonal and all the currents are well established. The trade winds (easterlies) are driven by warm waters in the western region and cooler water in the east, creating sinking of air in the east and

the rising of air in the west leading to a thermally direct flow from east to west. The trade winds represent the eastern and equatorial parts of the air circulation system resulting from the subtropical high-pressure zones. Surface water conditions in the equatorial Pacific Ocean are characterized by the strong E-W gradients in SST (~6 °C and thermocline depth (~50 m in the eastern equatorial Pacific, with a thermocline and nutricline usually tightly coupled in tropical system (Cane, 2005; Turk et al., 2001; Bolton et al., 2010b). The distribution of SST exhibits a predominant equatorial cold tongue centered along ~1°S and a strong frontal zone extending from the equator to ~5°N, nearly always present with a strength that varies both seasonally and on an interannual time scale (Wallace et al., 1989). The interannual variability in this region is dominated by the El Niño/ Southern Oscillation (ENSO) phenomenon which is clearly defined during the cold season (Wallace et al., 1989).

## 8.6. Materials and methods

A 557cm long sediment core PC 932 was retrieved in the central equatorial Pacific (5°53'N, 177°26'W), at a water depth of 4,136 m (Fig. 8-1) for multi-proxy palaeoenvironmental reconstruction. The sediment core was subsampled at 4cm interval for total organic carbon, CaCO<sub>3</sub> percentage, Biogenic silica percentage, stable oxygen isotope composition of planktic foraminifera (*Globigerinoides sacculifer*) and lipid biomarker. In the lipid biomarker study, we focused on the time interval from 405,000yrs to~1Ma of the core largely coinciding with the early-middle Pleistocene, when the dominant period of the earth's climate variability shifted from 41 to 100kyr, to investigate the changes in phytoplankton composition through time.

Analytical methods used to determine the total organic carbon, CaCO<sub>3</sub> percentage, Biogenic silica percentage; stable oxygen isotope composition of planktic foraminifera (*Globigerinoides sacculifer*) and depositional age of the core sediment is discussed in Seo et al (2015).

### *Lipid extraction (biomarker analysis)*

Extracts were obtained from ca 6-11 g of freeze-dried and powdered sediments using an Accelerated Solvent Extractor (ASE 200, Dionex Corp)

and a solvent mixture of dichloromethane and methanol (DCM: MeOH, 9:1 v:v) under N<sub>2</sub> at 1500 psi and 150° C. Solvents were removed under a stream of N<sub>2</sub>. The total lipid fractions (TLFs) were separated into three fractions of different polarity with a pre-combusted Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> (6h at 450°C), deactivated with 5% H<sub>2</sub>O glass column chromatography. Fraction1, 2 and 3 were separated using different solvent mixtures of hexane: DCM (9:1,v:v), hexane: DCM (1:1,v:v) and DCM: MeOH (1:1,v:v) respectively. Fraction 2 (alkenone) was dried under a stream of N<sub>2</sub> and then derivatized with N.O-Bis(trimethylsilyl) trifluoroacetamide (BSTFA) and fraction 3 (sterols) was also dried under a stream N<sub>2</sub> and silylated by adding BSTFA and pyridine and heating the mixture in the oven (60°C) for 20 minutes prior to our instrumental analysis. The alkenone in fraction 2 were identified using a GC-MSD (Agilent5975MSD) with a DB-5 fused-silica capillary column (30m×0.25mmdiameter). The oven temperature was programmed from 50°C to 150°C at 30°C per min and then to 325°C at 3°C per min, with helium used as the carrier gas. Dinosterol, brassicasterol alkyl diols in fraction 3 were identified using a GC-MSD (Agilent5975MSD) equipped with a fused silica capillary DB-1 column (25m×0.32 film thickness i.d). The GC conditions increased from 70°C to 130°C at 20°C/min, followed by an increase of 4°C/min to 320°C (10min hold time), with helium used as the carrier gas. Dinosterol, brassicasterol and longchain alkyldiols were quantified using selected ion monitoring (SIM) of the masses m/z 299, 313,

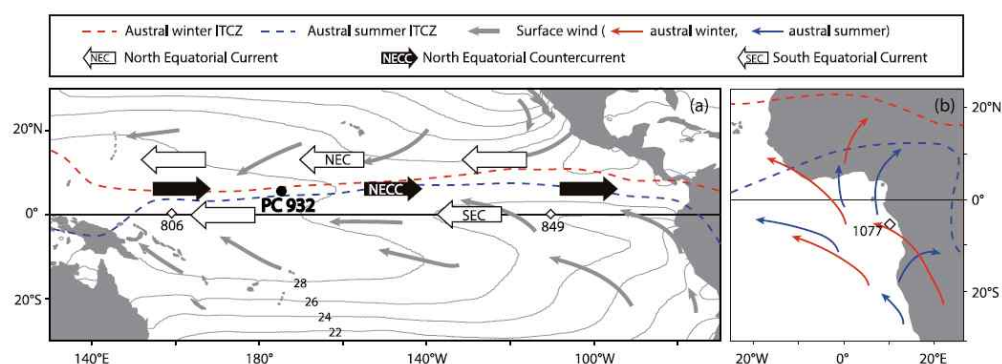


Fig. 8-1. (a) Map of surface currents, surface winds and mean positions of the seasonal ITCZ over the tropical Pacific. The locations of the core analyzed in this study (PC 932), and ODP sites (806 and 849) are also marked. Annual mean SST data from the World Ocean Atlas 2013 are shown as gray contours [Boyer et al., 2013]. (b) General pattern of surface wind and ITCZ position over the east Atlantic with location of ODP site 1077 marked as open diamond.

327, 341, 355, 470 and 500. The alkenone unsaturated index and temperature were calculated, based on the relative abundance of C37 alkenones with 2 or 3 bonds using the following equation (Prahl and Wakeham, 1987):

$$UK'37 = C37:2MK / (C37:2MK + C37:3MK)$$

$$UK'37 = 0.034T + 0.039.$$

## 8.7. Results and Discussion

### 8.7.1. CaCO<sub>3</sub> and biogenic silica as a proxy for lysocline fluctuation

CaCO<sub>3</sub> sediments from the equatorial Pacific commonly show large fluctuations in percentage, with high concentrations occurring in the glacial stages and significantly lower values during the interglacials (Farrell and Prell, 1989). It has been reasoned that during the glacial intervals the trade winds would be more intense than during the nonglacial intervals and would prompt the equatorial current system generating higher upwelling and hence greater productivity. The variation in the percentage of CaCO<sub>3</sub> in the Pacific carbonates sediments is been said to be due to the corrosivity of the bottom water (Thompson and Saito, 1974) while Valencia, 1977; Adelseck and Anderson, 1978 both said that productivity cannot be ruled out especially when productivity is above the lysocline. The use of opal as a paleoceanographic tool along the equatorial Pacific transects is known to reflect a distribution of surface primary productivity of the equatorial Pacific surface waters. Murray et al 2012, depicted links between iron and opal deposition in the Pleistocene equatorial Pacific, explaining that horizons of high Fe and opal accumulation rate indicates high surface productivity. In contrast, Rea et al 1991 indicated that opal is not a good indicator of past productivity during the late Pleistocene of the central equatorial Pacific but represents the transition from low to high sea surface biological productivity. Thus, the question now rises whether or not CaCO<sub>3</sub> and biogenic silica could be used as a proxy for surface productivity in this study.

The average CaCO<sub>3</sub>% during the early Pleistocene was 88.9% having the lowest percentage of 83.1% during the Jaramillo while that of the middle Pleistocene had an average of 85.3%. Average biogenic silica percentage during the early Pleistocene was 9.4% having the highest percentage of 14.8% during

the Jaramillo and an average of 7.7% during mid- Pleistocene.  $\text{CaCO}_3$  % and biogenic silica % stratigraphy of PC 932 showed carbonate- siliceous cycles (Fig. 8-2a, Fig. 8-2b) with the early Pleistocene showing no significant carbonate-biogenic silica fluctuation except Jaramillo- Matuyama boundary, unlike that of the middle Pleistocene. In accordance to (Farrell and Prell, 1989), a higher percentage of  $\text{CaCO}_3$ s said to be associated with ncreased biological productivity at the sea surface during the glacial, based on this it could be said that the high percentage of the  $\text{CaCO}_3$  during the early Pleistocene is associated with increased biological productivity. Although increased biological productivity is paramount in determining carbonate accumulation in the central equatorial Pacific (Rea et al., 1991), the contradicting results of similar pattern flux of calcium carbonate and organic carbon mass accumulation rate (MAR) from his study (Fig. 8-3d, Fig. 8-3e) with this study (Fig. 8-3b, Fig. 8-3c), indicates that the combination of both proxies is not a better indicator of past productivity for this study because of the contradictions of both proxies. As illustrated in (Fig. 8-4), we assume that dissolution phenomena could be a predominant factor governing the  $\text{CaCO}_3$  accumulation in early-middle Pleistocene. The  $\text{CaCO}_3$  percentage appears to be controlled by the corrosiveness of deep water to carbonates. This is partly due to the effect of pressure on the solubility of carbon dioxide ( $\text{CO}_2$ ). Since more  $\text{CO}_2$  is held in solution at higher pressure, the addition of more  $\text{CO}_2$  in deep ocean water by the respiration of organisms' results to more corrosive activities at the deep ocean leading dissolution of calcareous shells. At a shallow depth of lysocline, foraminiferal and coccolith tend to be well preserved in the bottom sediments, while at depths approaching the calcium carbonate compensation depth (CCD) below the lysocline, preservation declines and more foraminiferal and coccolith increases in dissolution. Due to this fact, we speculate that during the early Pleistocene the high  $\text{CaCO}_3$  MAR and Corg MAR was as a consequence of well-preserved calcareous shells by increased sedimentation rate (Fig. 8-3b, Fig. 8-3c), emerging from a shallow depth of the lysocline between the bottom sediment. Reports from Balsam,1983; Croley,1983; Rea and Leinen, 1985 addressed the change in depth of the lysocline and CCD over a geological scale. Records from such studies have indicated that the lysocline and the CCD deepened and remained constant during the Brunches Chron (Farrell and Prell, 1989). The aspect of the change of depth of lysocline is also said to affect the change in biogenic silica chemistry in the water column. Generally, the

solubility of silica decreases with a decrease in temperature, however, the increase in solubility with pressure results in the progressive dissolution of skeletal remains of diatoms and radiolarians. In addition to our assumption of the dissolution of CaCO<sub>3</sub> during the mid-Pleistocene, the CaCO<sub>3</sub> is strongly in phase with the 100kyr band, and it has been said that dissolution is being responsible for the CaCO<sub>3</sub> variability during this cycle (Murry et al., 2000).

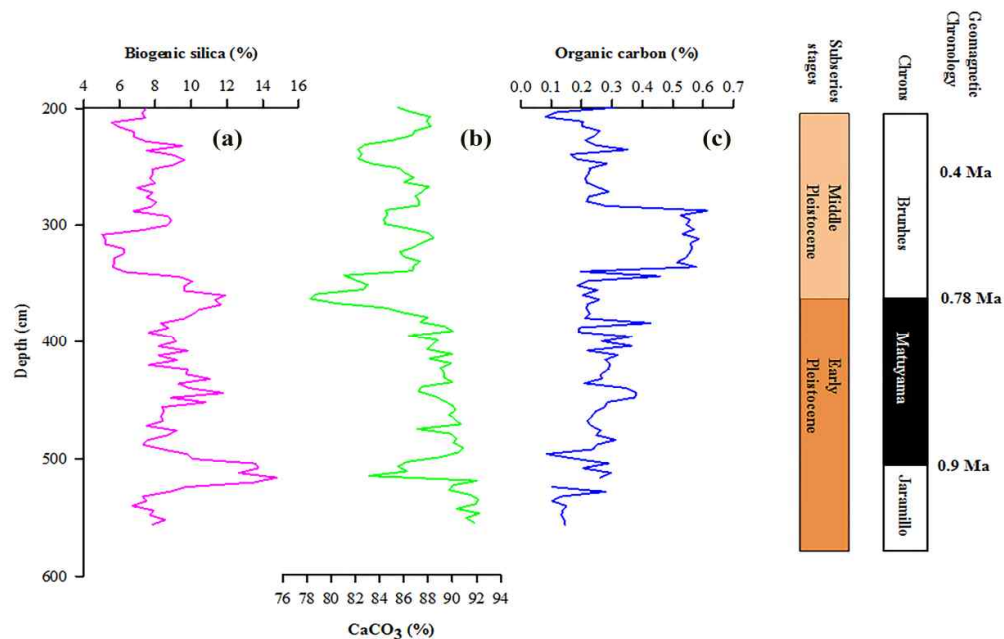


Fig. 8-2. Abundance of biogenic materials in PC 932. (a) Biogenic silica percentage (b) Calcium carbonate percentage (c) Organic carbon percentage.

Shown in (Fig. 8-3a, Fig. 8-3b), the records opal MAR and CaCO<sub>3</sub> MAR appears to have a similar profile during the early Pleistocene. A regression of opal MAR to Corg MAR and CaCO<sub>3</sub> MAR to Corg MAR shows no correlation ( $R^2=0.02$  and  $0.08$  respectively). Also, regression of opal MAR and CaCO<sub>3</sub> MAR showed no correlation ( $R^2=0.01$ ). Phytoplankton and zooplankton are both known to secrete skeletal calcite and opal (Lyle et al., 1988), with the lack of correlation of both proxies (CaCO<sub>3</sub> and opal) with Corg MAR and opal MAR to and CaCO<sub>3</sub> MAR we assume that we have at least different plankton communities during the early Pleistocene, one rich in opal secreting and one more dominate by calcite-secreting. Since biogenic silica is undersaturated through out the world's ocean, we presume that the high opal MAR during the early Pleistocene indicates deposition of biogenic silica in a saturated (CO<sub>3</sub>) environment. Our presumption is in agreement with the correlation of sedimentation rate and planktonic



foraminiferal dissolution cycles for RC11-210 (Thompson and Saito, 1974) which showed intense dissolution at horizons where linear sedimentation rate and carbonate amounts are low (Fig. 8-5a, Fig. 8-5b). In summary, the biogenic CaCO<sub>3</sub> and silica accumulation in the PC932 are dependent on the post depositional dissolution of CaCO<sub>3</sub> and silica. Indicating little or no dissolution of CaCO<sub>3</sub> and silica during the early Pleistocene resulting to the high CaCO<sub>3</sub> MAR and opal MAR recorded at a shallow depth of lysocline between the bottom sediment.

#### 8.7.2. Stable carbon isotope ( $\delta^{13}\text{C}$ ) and oxygen isotope ( $\delta^{18}\text{O}$ ) of foraminifera

To strengthen what was discussed in section 5.1 the carbon isotope ( $\delta^{13}\text{C}$ ) and oxygen isotope ( $\delta^{18}\text{O}$ ) of foraminifera is used to elucidate our presumption on the lysocline fluctuation during the Early-Middle Pleistocene. Stable carbon and oxygen isotope on biogenic calcite has become an accepted tool for reconstructing past oceanographic and climatic change.  $\delta^{13}\text{C}$  and  $\delta^{18}\text{O}$  from PC932 varied from (0.37 to 2.12‰) and (-1.6 to -0.15‰) respectively, having a depleted value of both isotopes during the early Pleistocene (Fig. 8-6). A factor that might influence the  $\delta^{13}\text{C}$  and  $\delta^{18}\text{O}$  of foraminifera is the dissolved inorganic concentration (DIC); carbonate ion concentration (CO<sub>3</sub><sup>2-</sup>) which cause decreasing in both isotopes calcite with increasing CO<sub>3</sub><sup>2-</sup> (Fig. 8-7). The  $\delta^{13}\text{C}$  DIC at any location is said to be influenced by the local changes in the balance between the photosynthesis and respiration (Ravelo and Hillaire-Marcel, 2007). In the surface ocean, where photosynthesis predominates over respiration, the DIC is approximately low and the  $\delta^{13}\text{C}$  DIC is high reflecting the export of low  $\delta^{13}\text{C}$  carbon (Macko et al., 1994; Burdige, 2006). While in the deep water where respiration of organic particulate matter dominates, the DIC is relatively high and  $\delta^{13}\text{C}$  DIC is low (Ravelo and Hillaire-Marcel, 2007). The concentration of CO<sub>3</sub><sup>2-</sup> ion also influences the  $\delta^{18}\text{O}$  of foraminifera causing a decrease in  $\delta^{18}\text{O}$  of calcite with increasing CO<sub>3</sub><sup>2-</sup> (Spero et al., 1997). The corresponding difference in the  $\delta^{13}\text{C}$ , which is picked up in shells of planktonic and benthic foraminifers, is a measure of the intensity of the fractionation resulting from the biological pumping. This is caused by the aggressive fusion of bicarbonates and dissolved carbonate ion in calcite induced by kinetic fractionation reaction.

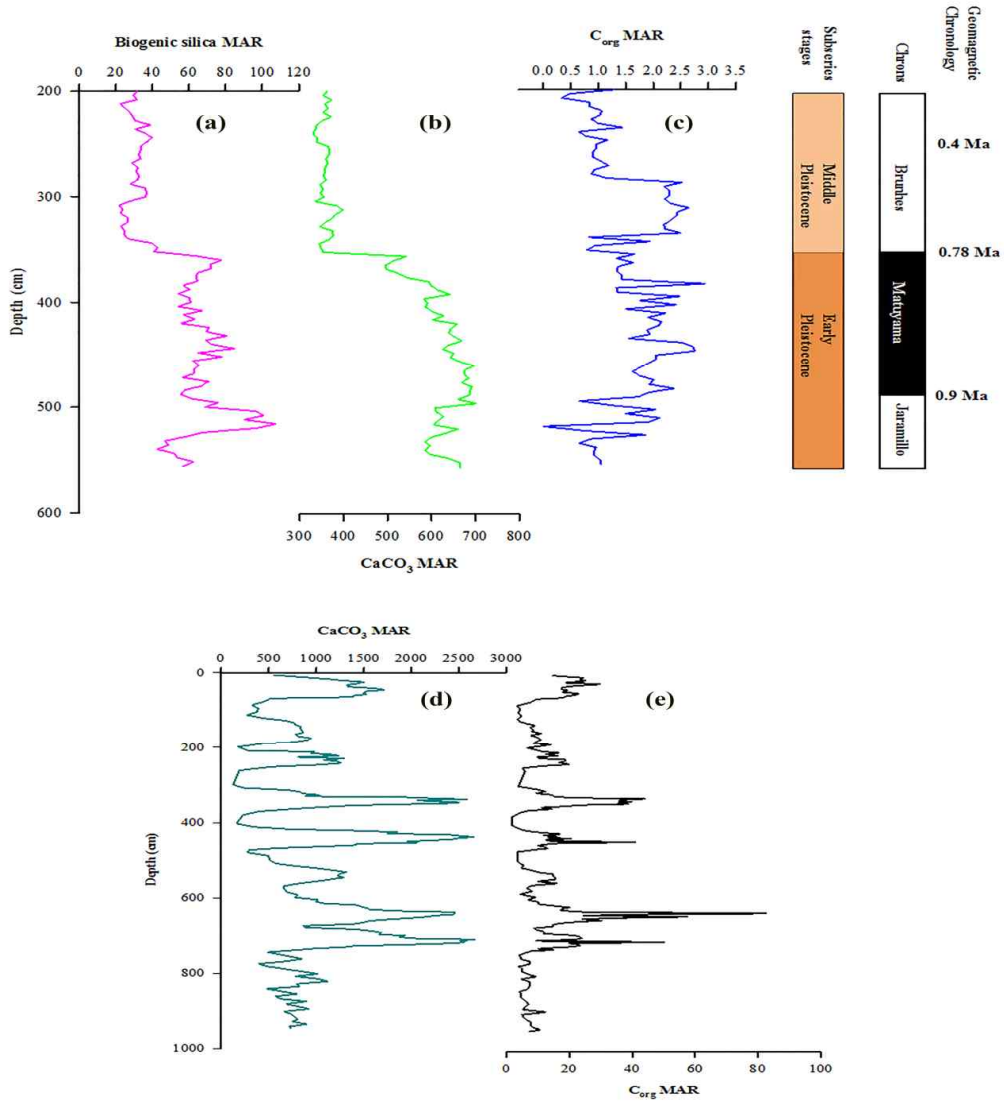


Fig. 8-3. Mass accumulation rate of (a) Biogenic silica (b) Calcium carbonate (c) Organic carbon in PC 932 (d) Calcium carbonate (e) Organic carbon in Rea et al 1991.

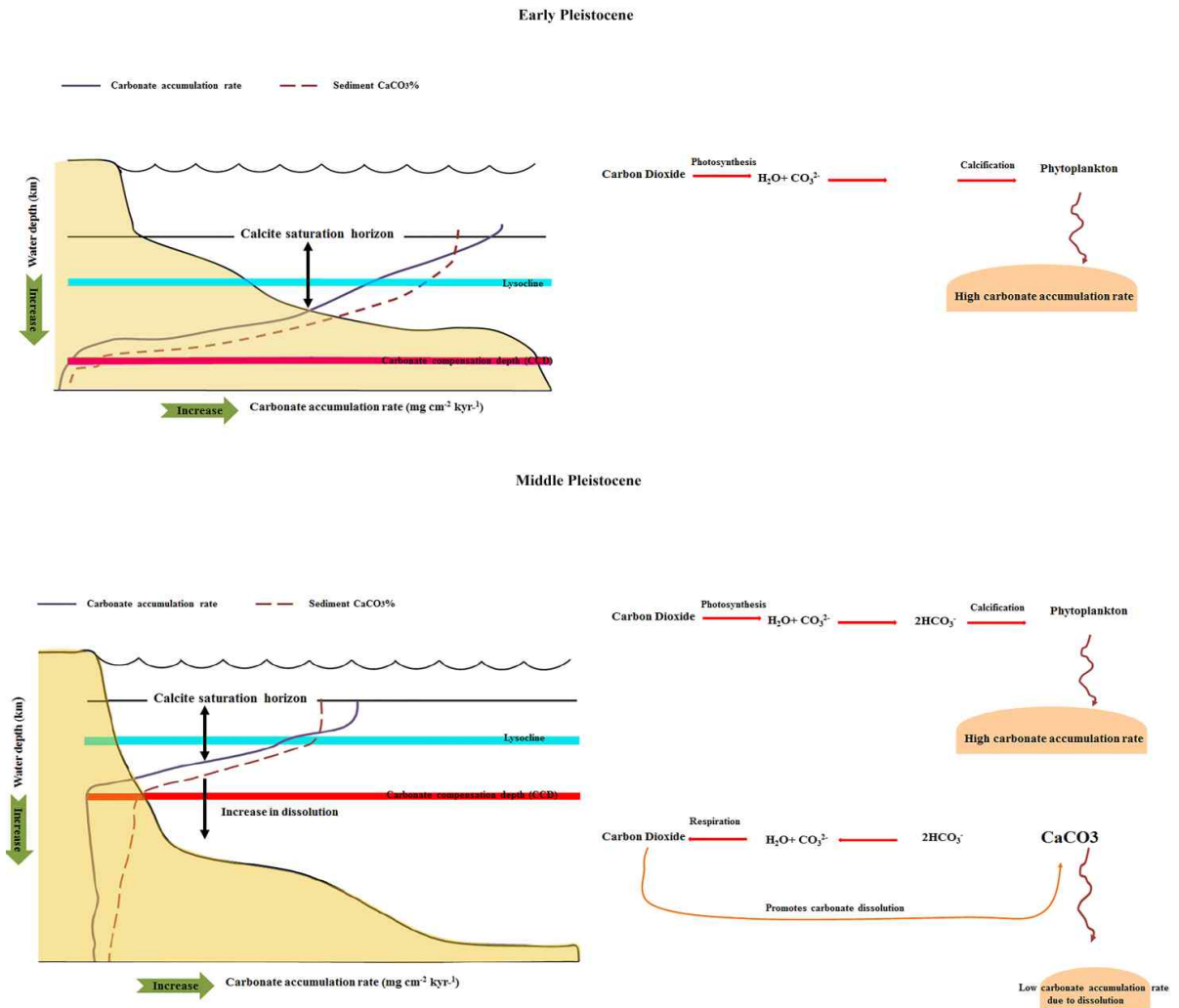


Fig. 8-4. Illustration of the position of the lysocline and carbonate Compensation Depth (CCD) and their relationship with carbonate accumulation rate and carbonate content.

### 8.7.3. Lipid biomarker: phytoplankton productivity and community structure reconstruction

The Corg value ranges from 0.08 to 0.61% Fig. 8-2c, with the highest values, noted at the middle Pleistocene (Matuyama-Brunhes boundary). Brassicasterol, dinosterol and alkenone concentration ranges from 0.1 to 3.4  $\mu\text{g/g}$ , 0.1 to 4.9  $\mu\text{g/g}$  and 0.32 to 3.9  $\mu\text{g/g}$  respectively. Profile of lipid biomarkers (alkenone, brassicasterol, and dinosterol) showed different profile, with brassicasterol and dinosterol showing high concentration during

the mid- Pleistocene (Matuyama-Brunhes boundary) in contrast to alkenone concentration (Fig. 8-8a, Fig. 8-8b, Fig. 8-8c). C28 1, 14 diol, C30 1, 14 diol and C30 1, 15 diol were the most dominant alkyl diol identified with values ranging from 0.34-1.9 ( $\mu\text{g/g}$ ), 0.15-1.5 ( $\mu\text{g/g}$ ) and 0.58-3.1( $\mu\text{g/g}$ ) respectively. The highest values occurred during the mid- Pleistocene for C28 1, 14 diol and C30 1, 14 diol while C30 1, 15 diol recorded the highest values during the early Pleistocene. In other to study the productivity and upwelling intensity of the central equatorial Pacific we utilized a diol index proposed by Rampen et al., 2008. The diol index record from PC 932 showed a distinctive trend; values were low in the early Pleistocene and increased at the Matuyama-Brunhes boundary (Fig. 8-9d). High values of this index indicate increased productivity and upwelling intensity and vice versa.

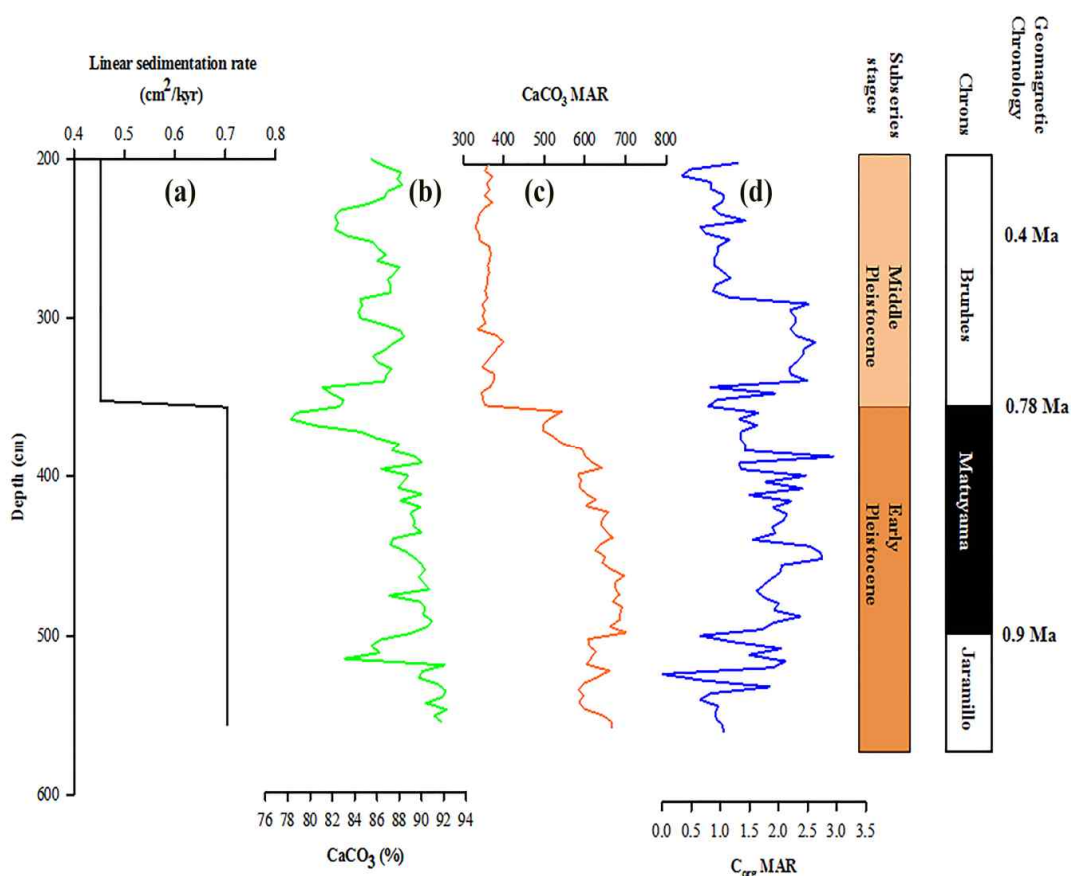


Fig. 8-5. Comparison of the down-core profiles of (a) linear sedimentation rate, (b) calcium carbonate percentage, (c) calcium carbonate accumulation rate, and (d) organic carbon accumulation rate.

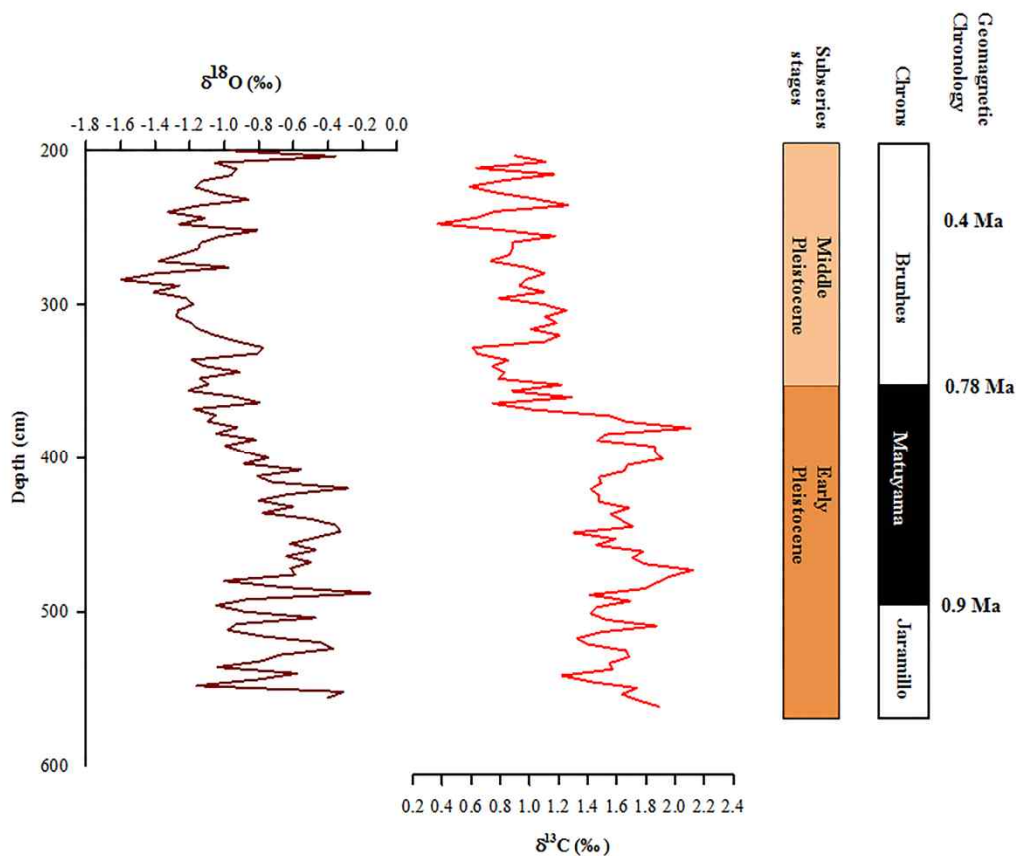


Fig. 8-6. Composition of oxygen and carbon isotope record from benthic foraminifer in PC 932.

The Corg values are said to be influenced by the initial productivity in the marine ecosystem, with higher values indicating high biological productivity. It is generally known that the production of organic matter favors light isotope, observed from the  $\delta^{13}\text{C}$ , the low value during the mid-Pleistocene (Matuyama-Brunhes boundary) could have resulted from the increased biological productivity. However a question could arise if the Corg values literally indicate productivity during this period as organic matter degradation, preservation, sedimentation rate and flux of organic carbon through the water column could also affect the shape of Corg records. The lack of coherence between Corg, Corg MAR, and sedimentation rate implies that Corg deposition is primarily controlled in the core by the Corg rain (productivity) from the euphotic zone. This is also in conjunction with the coherence of lipid biomarkers MAR (dinosterol and brassicasterol)

with Corg, indicating higher biological productivity in the middle Pleistocene (Matuyama-Brunhes boundary) (Fig. 8-2c, Fig. 8-8a, Fig. 8-8b). Surprisingly biogenic opal which has played a major role in paleo-productivity studies showed a contradicting profile with lipid biomarker (brassicasterol), a biomarker for diatom. Biogenic opal production accumulation in sediment depends on silicate and iron (Dugdale and Wilkerson, 1998) and under iron-limited condition; diatoms grow thicker shells due to silicate uptake resulting to a stronger frustules (Wilken et al., 2011) which sink faster and thus better preserved (Wefer et al., 1999). As a consequence, the downward profile of biogenic opal does not reflect productivity but opal accumulation due to the change in the supply of iron into the surface water (Fig. 8-10). Revealed by dinosterol, brassicasterol, and the diol index, the enhanced marine productivity between the Matuyama-Brunhes boundary could be linked to the strength of the southeast trades that drives upwelling in the equatorial Pacific influenced by the latitudinal temperature gradients in the Southern Hemisphere. The result of Ba/Ti, Al/Ti and P/Ti from Murry et al (2000), indicating a pattern of greater export productivity during 800-560 kyr, overlapping with the mid-Pleistocene transition, a period of change in deep water circulation is a confirmation of the lipid biomarker from our study.

Diatoms typically have larger cells, faster division rates, and simpler test structures compared to coccolithophores, resulting in a dominance of the phytoplankton population in nutrient rich, low stratified waters during phytoplankton bloom (Barber and Hiscock, 2006). On the other hand, the relative contribution of coccolithophorid (alkenone) to phytoplankton assemblages is greatest in well-stratified oligotrophic waters. As stated in section 2.1 coccolithophores tend to surpass diatoms and dinoflagellates under a low nutrient and high temperature while diatoms and dinoflagellates bloom in high nutrient and cold environment (Chen et al., 2007). Thus oceanographic condition during the early Pleistocene favored coccolithophorid (alkenone), suggesting that the supply of nutrients to the surface was reduced during the early Pleistocene. Furthermore, from the occurrence of long-chain diols from PC 932 (Fig. 8-9a, Fig. 8-9b, Fig. 8-9c), we can potentially differentiate between the biological sources of the long chain diols, giving us an insight in the phytoplankton community structure between the early-middle Pleistocene. Diatoms from the genus *Proboscia* has

been used a marker for upwelling (Smith, 2001; Koning et al., 2001), this because *P. alata* and *P. indica* was dominant during an early upwelling. Sinninghe Damst? et al., 2003; Rampen et al 2007 have also shown that Proboscia diatoms produce long chain, 1,14-diols (C28 1, 14 diol and C30 1, 14 diol ) which are often abundant in sediments from high productivity areas, such as upwelling regions. However *Apendinella radian* has also been reported to synthesize C28 1, 14 diol and C30 1, 14 diol (Rampen et al., 2011), but it is said to be an important source of long chain diol in estuarine or brackish environments (Rampen et al., 2011). On the other hand eustigmatophytes, algae are known to synthesize C30 1, 15 diol (Volkman et al., 1992; Gelinet al., 1997; Volkman et al., 1999) and provide a source of diols in freshwater sediments (Verteegh et al., 1997). However, only *Nannochloropsis* has thus far been identified as a marine eustigmatophyte (Volkman et al., 1992; M?janelle et al., 2003) and it is very well possible that long chain diols are produced by different species (Volkman et al., 1992; Versteegh et al., 1997), which have not yet been identified or cultured. In summary from the alkyl long chain diol profile, we speculate a change in phytoplankton community from eustigmatophyte during the early-Pleistocene to Proboscia in the mid-Pleistocene.

#### 8.7.4. High latitude influence on oceanography of the equatorial Pacific

As Milankovitch suggested that the ice ages were controlled by summer insolation variations at the middle and high latitude (Liu and Herbert, 2004). Marine paleoclimates studies have shown that this theory accounts for much of the climate variance of the late Pleistocene (Liu and Herbert, 2004). From our knowledge, the evolution of the Pleistocene paleoclimates comes from oxygen isotopic data (Fig. 8-11), indicating that ice volume oscillated on a 41-kyr timescale dictated by obliquity insolation cycles during the early Pleistocene, while a 100 kyr time scale during the middle and late Pleistocene. Various insolation curves records by Raymo and Nisancioglu (2003), clearly show that a summer insolation dominates at nearly every latitude by the 23 -kyr period of precession (orbital precession) when the ice volume proxies are dominated by 41-kyr obliquity periodicity. Orbital precession is said to have the most significant impact in the tropics in contrast to the impact of obliquity at the equator (Mark, 2013). A precession

controlled changes in the east-west thermocline slope of the Pacific has been shown to cause variations in the equatorial productivity (Beaufort et al., 2001) during the late Pleistocene. Given that summer insolation has too much precession than winter insolation during the 41-kyr obliquity periodicity, we propose that the high alkenone-derived temperature recorded during the early Pleistocene in the central equatorial Pacific (PC 932) is influenced by the atmospheric heat transport, which could strengthen cross-equatorial heat transport and lead to enhanced trade winds (Fig. 8-12b). In addition to what is discussed in section 5.2, the mechanism involving the changes in thermocline dynamics may have operated on obliquity-driven glacial and interglacial timescale (Fedorov et al., 2006; Philander and Fedorov, 2003) affecting the productivity and phytoplankton community structure. During interglacial obliquity maxima are associated with reduced heat loss in higher latitudes because of maximum solar insolation, leading to the deepening of the tropical thermocline and a switch to an El Niño like state in the equatorial Pacific (Bolton et al., 2010). While during the minimum solar insolation (glacial), a La Niña state is generated in the tropics because of greater heat loss at the high latitudes results in a shallower thermocline (Bolton et al., 2010) and increased transport of moisture. During the El Niño, weaker trade winds allow an area of warmer than normal water to move into the central and eastern tropical Pacific Ocean, resulting in a suppressed upwelling. While for the La Niña, a pool of warm water is confined to the far Western Pacific. Sea surface temperature across the central and eastern tropical becomes cooler than usual and drawn to the surface as upwelling strengthens. A shoaling of the thermocline in the tropical Pacific has been proposed to account for the fall in SSTs in the eastern upwelling zone and the onset of a strengthened Walker circulation system (Ravelo et al., 2004). The low alkenone-derived temperature and the high lipid biomarkers (dinosterol and brassicasterol) records from PC 932 could be due to the shallow thermocline which would have enabled cooler and deeper waters brought to the surface ocean in respect to increased trade winds, making the temperature of deep waters (upwelled) at the surface sensitive to changes. Furthermore, the strengthening of the zonal Pacific atmospheric circulation is said to have a drastic changes in the equatorial Pacific SSTs resulting to an East-West temperature gradient. The temperature difference between two sites MD97-2140 (Western Pacific warm pool) and



ODP846 (Eastern Pacific cold tongue), is said to show high correlation with the Southern Oscillation index (de Garidel-Thoron et al., 2005), (Fig. 8-12c). A larger  $\Delta$ SST primarily is a result of enhanced upwelling occurring during cold phase ENSO (La Niña) and smaller  $\Delta$ SST during the warm ENSO (El Niño), (de Garidel-Thoron et al., 2005; Fleury et al 2015). The cooling that occurred during the mid-Pleistocene from our study is said to be attributed to changes in upwelling. The alkenone SSTs constructed is supported by the evidence from a subtropical record from the Benguela upwelling region, showing significant cooling during the mid-Pleistocene (Marlow et al., 2000).

The local annual insolation in the central equatorial Pacific is not overlooked and could also be a contributing factor. The changes in the carbon isotopic composition of the environment are most likely caused by the interplay of a different process in the atmosphere, ocean and marine sediments (Badejo et al., 2014). Changes in the ocean-atmosphere system across the equatorial Pacific could have accounted for the variations of  $\delta^{18}\text{O}$  of foraminifera (Fig. 8-12a). Although the  $\delta^{18}\text{O}$  of seawater is influenced by the  $\delta^{18}\text{O}$  of the global ocean, some are influenced by the local  $\delta^{18}\text{O}$  of seawater (Ravelo and Hillaire-Marcel 2007). The balance between evaporation and precipitation both influence the salinity and  $\delta^{18}\text{O}$ , and are highly correlated in the surface ocean with higher values at low latitudes and lower values at higher latitudes (Ravelo and Hillaire-Marcel 2007). Demonstrated by de Garidel-Thoron (2005), contrast of surface water  $\delta^{18}\text{O}$  of seawater from the West Pacific warm pool (used as a proxy for surface salinity) and deep-water benthic foraminifera  $\delta^{18}\text{O}$  from the East Pacific (proxy for expansion of continental ice) indicates a substantial effect of  $\delta^{18}\text{O}$  by regional hydrological cycle controlled by the precipitation/evaporation balance.  $\delta^{18}\text{O}$  of foraminifera is believed to be controlled by the precipitation/evaporation balance due to the migration of the Intertropical Convergence Zone (ITCZ) (Fig. 8-13). In the northern hemisphere, the trade winds move in a southwesterly direction while in the southern hemisphere they move northwesterly. The point at which they meet (trade winds) converge forces the air up into the atmosphere, forms the ITCZ. Location of the ITCZ farthest north enhanced by prevailing southeast trade wind under weaker winds causes upwelling to subside, rise in sea surface temperature and increase in precipitation while the intensification of Walker circulation promotes upwelling, surface cooling and decreased precipitation during the

La Niña as a result of the ITCZ migrating southward. Observations have been made of the southward movements of the ITCZ during periods of decreased summer insolation in the northern hemisphere (Haug et al., 2001), which has been considered leading to the orbitally driven shift of the ITCZ (Cruz et al., 2005). Another possible mechanism leading to the shift of the ITCZ could be related to the Atlantic Meridional Oceanic Circulation (AMOC), which may affect the ENSO-like variability (Fleury et al., 2015). The generation of the anticyclonic circulation over the Caribbean Sea (Timmermann et al., 2007) and the reduction of the AMOC over the Atlantic and Caribbean Sea (Xie et al., 2007), is said to have resulted in anomalously cold and dry northern trade winds over the north Pacific (Wu et al., 2005). This process is said to have initiated a cooler northeastern tropical Pacific, enhanced northern trade winds over the Pacific Ocean and a subsequently southward shift of the ITCZ in the Pacific (Fleury et al., 2015). The intensification of the Walker circulation might have reduced the flux of heat during the middle Pleistocene (Matuyama-Brunhes boundary) accounting for the fall in the  $\delta^{18}\text{O}$  of foraminifera, this can also be said of  $\delta^{13}\text{C}$  of foraminifera associated with the isotopic fractionation between the lighter and heavier of both isotopes ( $\delta^{18}\text{O}$  and  $\delta^{13}\text{C}$ ).

## 8.8. Conclusions

A multi-proxy approach to climate reconstruction, presented in this study gives a comprehensive picture of biological productivity and oceanography in the central equatorial Pacific throughout the early-middle Pleistocene. With the combination of biogenic  $\text{CaCO}_3$ , silica and Corg accumulation and Corg percentage, we have been able to show that high biogenic  $\text{CaCO}_3$  and silica accumulation rate during the early- Pleistocene does not simply illustrate high biological productivity. We thus speculate that little or no dissolution of  $\text{CaCO}_3$  and silica occurred during the early Pleistocene resulting from a shallow depth of lysocline which could have led to a reduction of  $\text{CaCO}_3$  dissolution. High biological productivity was observed during the middle Pleistocene (Matuyama-Brunhes boundary), registered by Corg percentage and lipid biomarkers (dinosterol and brassicasterol). The oceanographic condition during the early- middle Pleistocene could have played an important role in the biological productivity, from a well

stratified, deepening tropical thermocline suppressing upwelling during the early- Pleistocene to a low stratified shallower thermocline enhancing upwelling during the middle Pleistocene (Matuyama - Brunhes boundary). We proposed that high alkenone-derived temperature recorded during the early Pleistocene in the central equatorial Pacific is influenced by the poleward heat transport from a 23-kyr period of precession (orbital precession) in the higher latitude. The application of multi-proxy from the study gave us better information about the productivity and oceanographic condition during the Early-Middle Pleistocene.

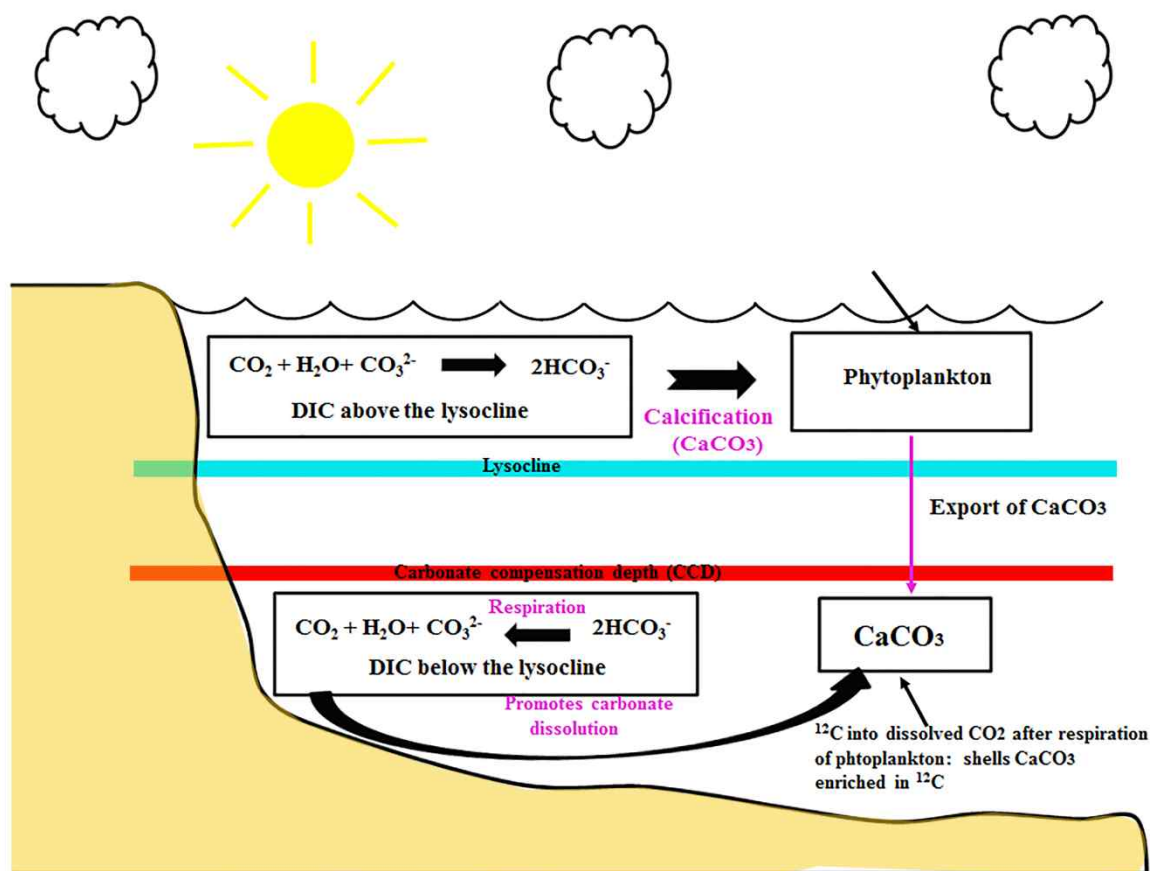


Fig. 8-7. Illustration of dissolve inorganic carbon (DIC), above and below the lysocline and its relationship with the carbon isotope.

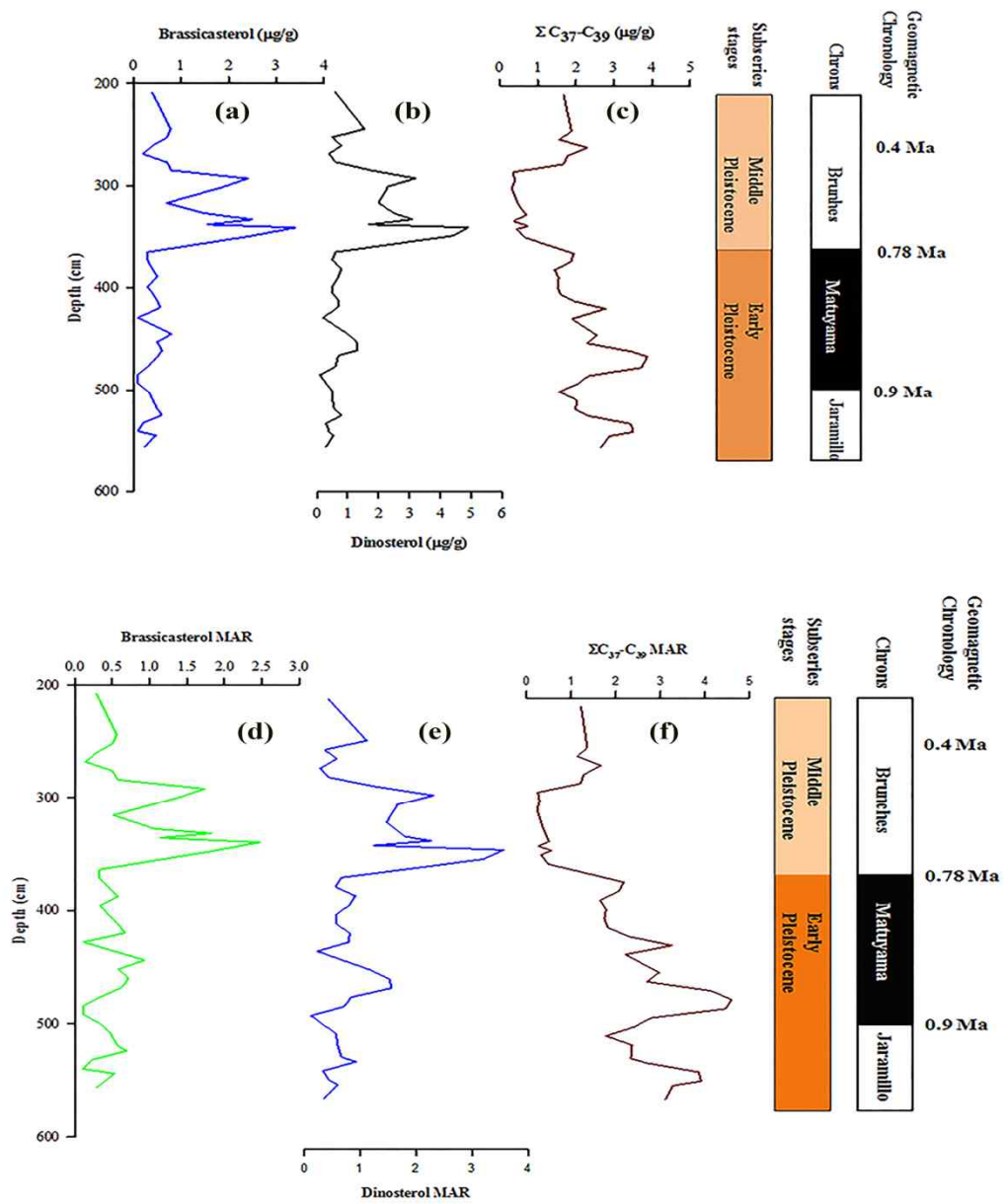


Fig. 8-8. Comparison of the down-core profiles (a) brassicasterol, (b) dinosterol, (c)  $\Sigma$  of alkenone, (d) brassicasterol accumulation rate, (e) dinosterol accumulation rate, and (f)  $\Sigma$  of alkenone accumulation rate.

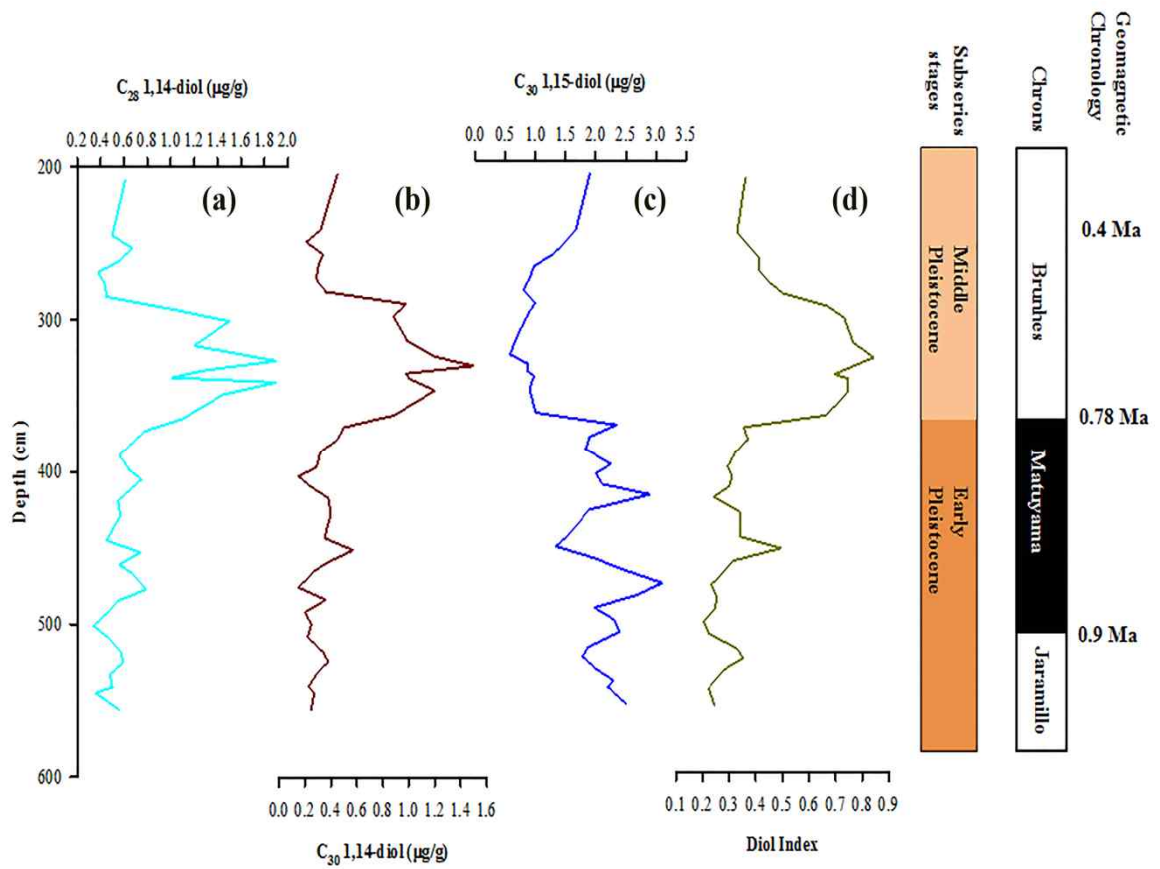


Fig. 8-9. Downcore profile of C<sub>28</sub>1,14-diol, (b) C<sub>30</sub>1,14-diol, (c) C<sub>30</sub>,1,15-diol, and (d) Diol index.

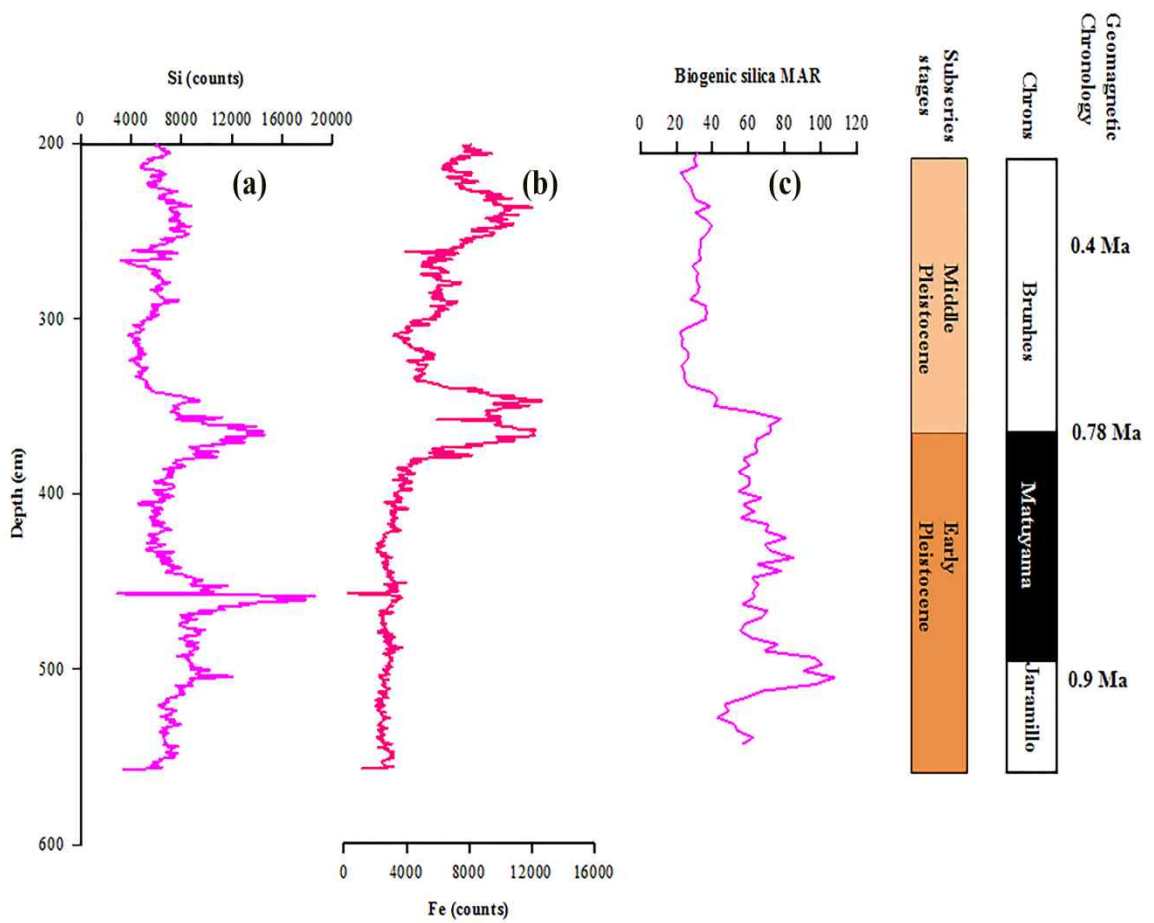


Fig. 8-10. Downcore profile of (a) Silicate, (b) Iron, and (c) Biogenic silica accumulation rate.

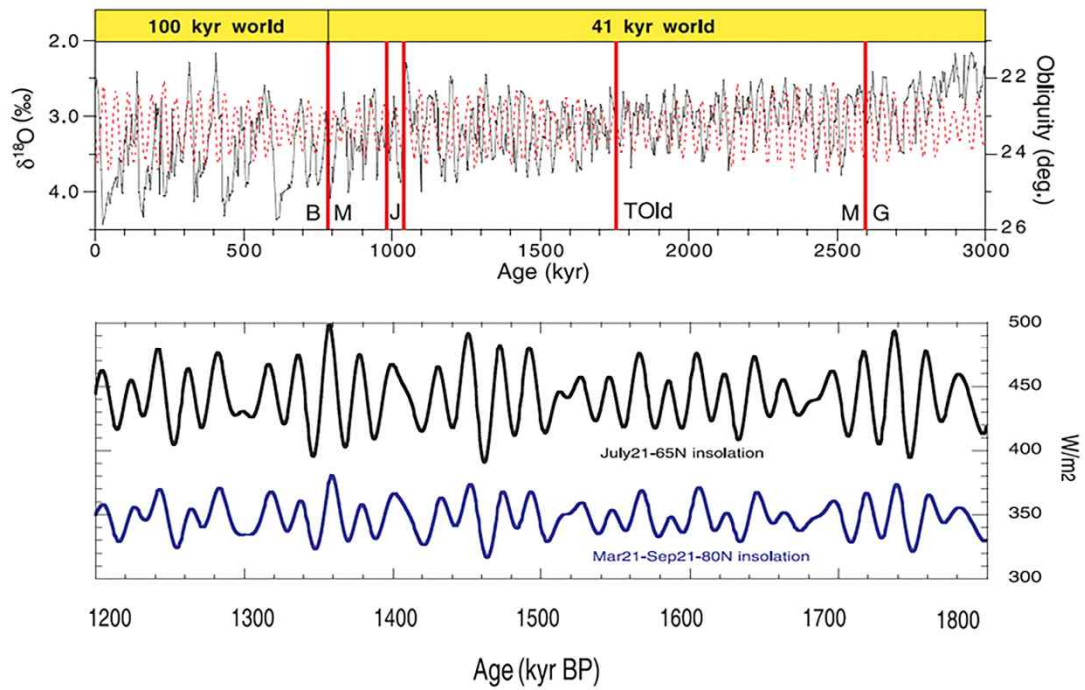


Fig. 8-11. Benthic  $\delta^{18}\text{O}$  record from DSDP site 607 in the North Atlantic and various insolation during the early Pleistocene, taken from Raymo and Nisancioglu 2003.

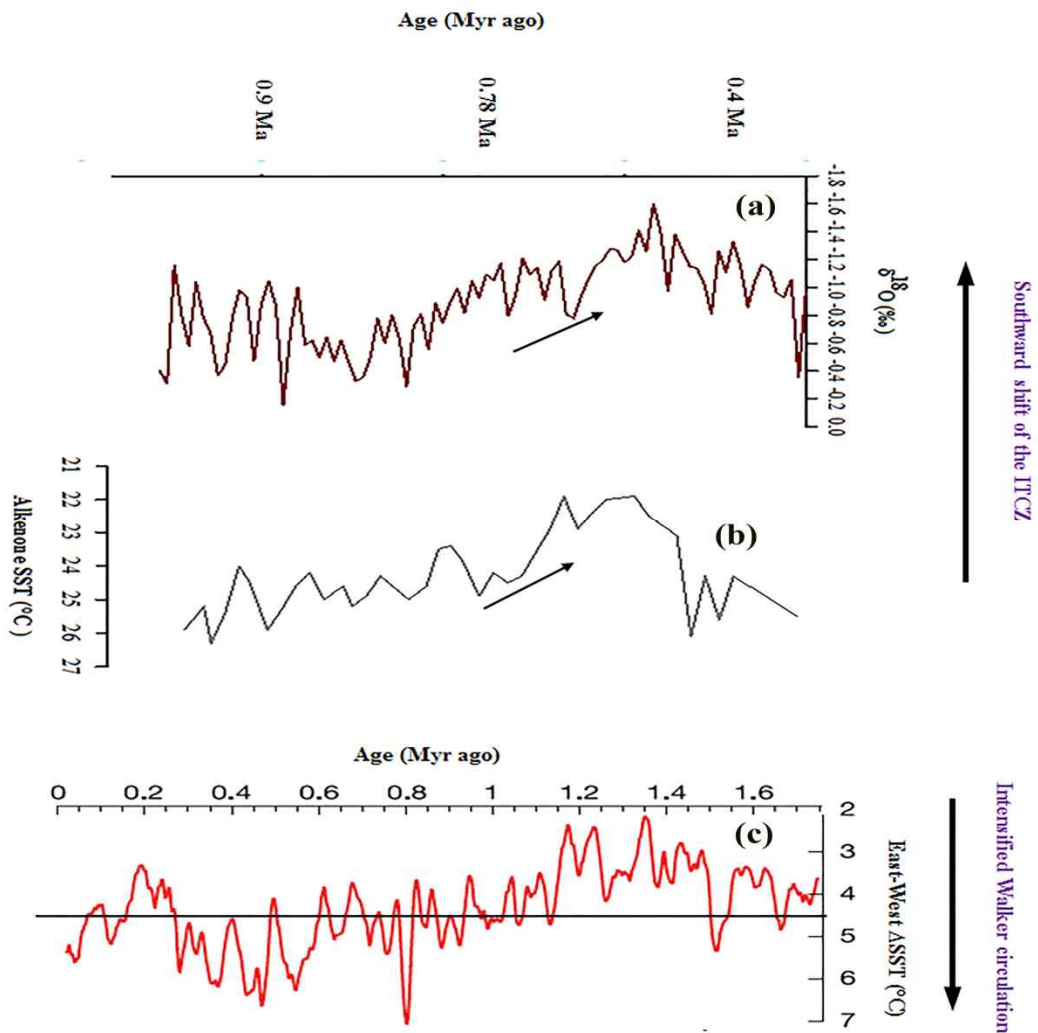
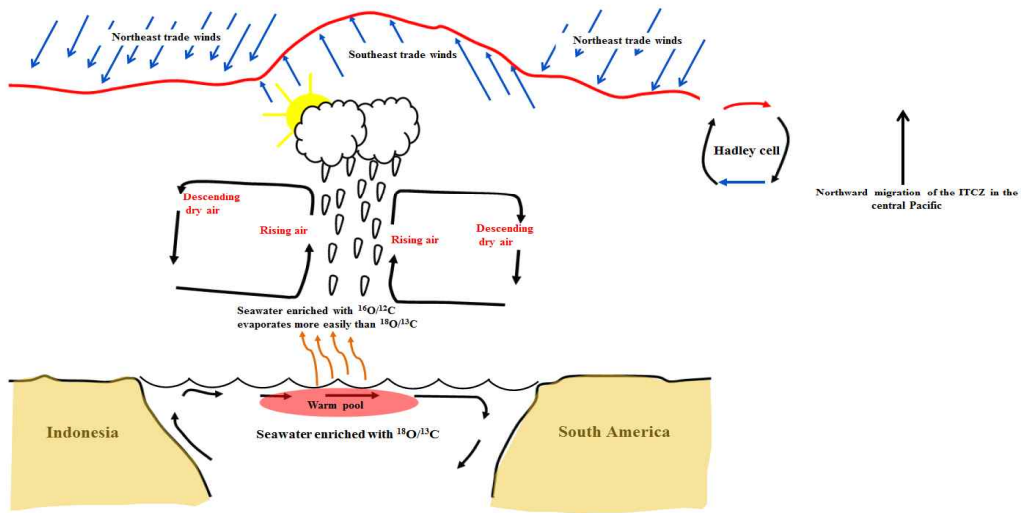


Fig. 8-12. Comparison of (a) benthic  $\delta^{18}\text{O}$  record, (b) constructed alkenone SSTs from PC 932, and (c)  $\Delta\text{SST}_{\text{MD97-2140} - \text{ODP846}}$  record as a proxy of the zonal surface thermal gradient between the western and the eastern equatorial Pacific taken from de Garidel-Thoron et al 2005.



Early Pleistocene



Middle Pleistocene

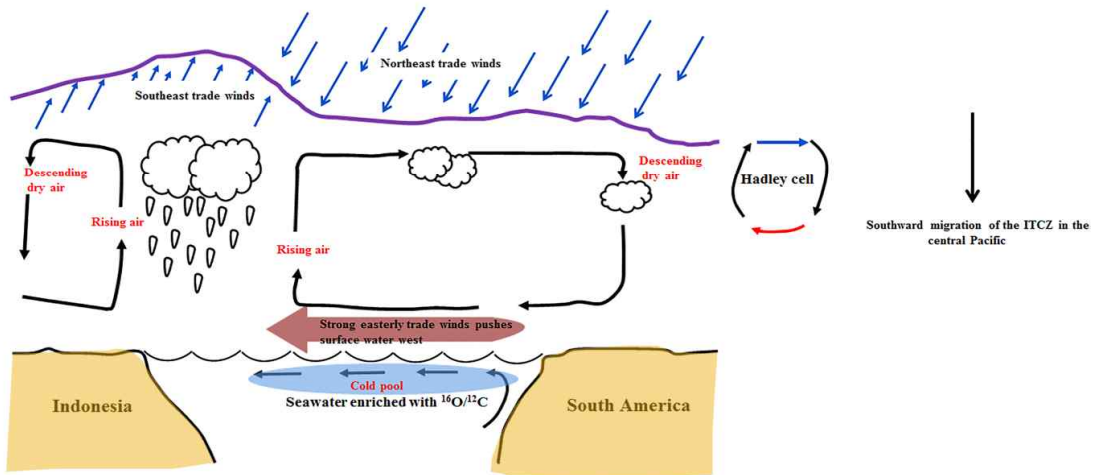


Fig. 8-13. Illustration showing the movement of the ITCZ during the early and mid-Pleistocene.

## 8.9. References

- Adelseck, C.G., Jr., Anderson, T.F., 1978. The late Pleistocene record of productivity fluctuations in the eastern equatorial Pacific Ocean. *Geology* 6, 388-391.
- Anderson, R.F., Ali, S., Bradtmiller, L.I., Nielsen, S.H.H., Fleisher, M.Q., Anderson, B.E., Burckle, L.H., 2009. Wind driven upwelling in the Southern Ocean and the deglacial rise in atmospheric CO<sub>2</sub>. *Science* 323, 1443-1448.
- Backman, J., Shackleton., 1983. Quantitative biochronology of Pliocene and early Pleistocene calcareous nannofossils from the Atlantic, Indian and Pacific oceans. *Marine Micropaleontology* 8, 141-170.
- Badejo, A.O., Gal, J-K., Hyun, S-M., Yi, H-I., Shin, K-H., 2014. Reconstruction of paleohydrological and paleoenvironmental changes using organic carbon and biomarker analyses of sediments from northern East China Sea. *Quaternary International* 344, 211-223.
- Balsam, W.B. 1983. Carbonate dissolution on the Muir Seamount (western North Atlantic): Interglacial/glacial changes. *Journal of Sedimentary Research* 53, 719-731.
- Barber, R.T., Hiscock, M.R., 2006. A rising tide lifts all phytoplankton: Growth response of other phytoplankton in diatom-dominated blooms. *Global Biogeochemical Cycles* 20, GB4S03, doi:10.1029/2006GB002726.
- Beaufort, L., de Garidel-Thoron, T., Mix, A.C., Pisias, N.G., 2001. ENSO-like forcing on oceanic primary production during the late Pleistocene. *Science* 293, 2440-2444.
- Bolton, C.T., Gibbs, S.J., Wilson, P.A., 2010a. Evolution of nutricline dynamics in the equatorial Pacific during the late Pliocene. *Paleoceanography* vol 25, doi:10.1029/2009A001821.
- Bolton, C.T., Lawrence, K.T., Gibbs, Samantha, Wilson, P.A., Cleaveland, L.C., Herbert, T.D., 2010b. Glacial-interglacial productivity changes recorded by alkenones and microfossils in late Pliocene eastern equatorial Pacific and Atlantic upwelling zones. *Earth and Planetary Science Letters*. 295, 401-411.

- Bralower, T.J., Thierstein, H.R., 1984. Low productivity and slow deep water circulation in mid-Cretaceous oceans. *Geology* 12, 614-618.
- Broecker, W.S., Peng, T.-H., 1987. The role of CaCO<sub>3</sub> compensation in the glacial to interglacial atmospheric CO<sub>2</sub> changes. *Global Biogeochemical Cycles* 1, 15-29.
- Budziak, D., Schneider, R.R., Rosteck, F., Müller, P.J., Bard, E., Wefer, G., 2000. Late Quaternary insolation forcing on total organic carbon and C<sub>37</sub> alkenone variations in the Arabian Sea. *Paleoceanography* 15, 307-321.
- Burdige, D.J., 2006. *Geochemistry of marine sediments*. Princeton University Press, Woodstock, 609 pp.
- Cane, M.A., 2005. The evolution of El Niño, past and future. *Earth and Planetary Science Letters* 164, 1-10.
- Carlson, C.A., Ducklow, H.W., 1995. Dissolved organic carbon in the upper ocean of the central equatorial Pacific Ocean, 1992: Daily and finescale vertical variations. *Deep Sea Research II*, 42 639-656.
- Cermeño, P., Dutkiewicz, S., Harris, R.P., 2008. The role of nutricline depth in regulating the ocean carbon cycle. *Proceedings of the National Academy of Science of the United States of America* 105, 20344-20349.
- Chen, Y.L., Chen, H.Y., Chung, C.W., 2007. Seasonal variability of coccolithophore abundance and assemblage in the northern South China Sea. *Deep Sea Research II* 54, 1617-1633
- Conte, M.H., Volkman, J.K., Eglinton, G., 1994. Lipid biomarkers of the Haptophyta. In: Green, J.C., Leadbeater, B.S.C (Eds), *the Haptophyte Algae*. Clarendon Press, Oxford, pp 351-377.
- Crowley, T.J., 1983. Depth-dependent carbonate dissolution changes in the eastern North Atlantic during the last 170, 000 years. *Marine Geology* 25-31.
- Cruz, F.W., Burns, S.J., Karmann, I., Sharp, W.D., Vuille, M., Cardoso, A.O., Ferrari, J.A., Silva Dias, P.L., Viana, O., 2005. Insolation-driven changes in atmospheric circulation over the past 116,000 years in subtropical Brazil. *Nature* 434, 63-66
- De Garidel-Thoron, T., Rosenthal, Y., Bassinot, F., Beaufort, L. 2005. Stable sea surface

- temperature in western Pacific warm pool over the past 1.75 million years. *Nature* 433 294-298.
- DeMaster, D.J., 1981. The supply and accumulation of silica in the marine environment. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 45, 1715-1732.
- Dugdale, R.C., Wilkerson, F.P., 1998. Understanding the eastern equatorial Pacific as a continuous new production system regulating on silicate. *Nature* 391, 270-273.
- Dymond, J., Suess, E., Lyle, M., 1992. Barium in deep-sea sediment: a geochemical proxy for paleoproductivity. *Paleoceanography* 7, 163-181.
- Eglinton, T.I., Conte, M.H., Eglinton, G., Hayes, J.M., 2001. Proceedings of a workshop on alkenone -based paleoceanographic indicators. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems* 2000GC000122.
- Etourneau, J., Robinson, R.S., Martinez, P., Schneider, R., 2013. Equatorial Pacific peak in biological production regulated by nutrient and upwelling during the late Pliocene/early Pleistocene cooling. *Biogeosciences* 10, 5663-5670.
- Farrell, J.W., Prell, W.L., 1989. Climatic change and CaCO<sub>3</sub> preservation: An 800, 000 year bathymetric reconstruction from the central equatorial Pacific Ocean. *Paleoceanography* 4, 447-466.
- Fedorov, A.V., Dekens P.S., McCarthy, M., Ravelo, A.C., deMenocal, P.B., Barreiro, M., Pacanowski, R.C., Philander, S.G., 2006. The Pliocene paradox (mechanisms for a permanent El Niño). *Science* 312, 1485-1489, doi:10.1126/science.1122666.
- Fleury, S., Martinez, P., Crosta, X., Charlier, K., Billy, I., Hanquiez, V., Blanz, 2015. Pervasive multidecadal variations in productivity within Peruvian Upwelling System over the last millennium. *Quaternary Science Reviews* 125, 78-90.
- Gelin, F., Boogers, I., Noordeloos, A.A.M., Sinninghe Damst?, J.S., Riegman, R., De Leeuw, J.W., 1997. Resistant biomacromolecules in marine microalgae of the classes Eustigmatophyceae and Chlorophyceae: geochemical implications. *Organic Geochemistry* 26, 659-675.
- Hays, J.D., Saito, T., Opdyke, D., Burckle., L.H., 1969. Pliocene-Pleistocene sediments of the equatorial Pacific: Their paleomagnetic biostratigraphic and climatic

- record. *Geological Society of American Bulletin* 80, 689-694.
- Haug, G.H., Haughen, K.A., Sigman, D.M., Peterson, L.C., Röhl, U., 2001. Southward migration of the intertropical Convergence Zone through the Holocene. *Science* 293, 1304-1308.
- Hawley, J.E., Pytkowicz, R.M., 1969. Solubility of calcium carbonate in seawater at high pressure and 2°C. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 33, 1557-1561.
- He, J., Zhao, M., Li, L., Wang, H., Wang, P., 2008. Biomarker evidence of relatively stable community structure in the Northern South China Sea during the Last Glacial and Holocene. *Terrestrial Atmospheric and Oceanic Sciences* 19, 377-387.
- Herbert, T.D., Schuffert, J.D., Thomas, D., Lange, C., Weinheimer, A., Peleo-Alampay, A., Herguera, J.C., *Paleoceanography* 13, 263-271.
- Hutchins, D.A., and Bruland, K.W., 1998. Iron limited diatom growth and Si:N uptake ratios in a coastal upwelling regime. *Nature* 393, 561-564.
- Inah, S., Lee, Y.I., Kim, W., Yoo, C.M., Hyeong, K-S., 2015. Movement of the intertropical convergence zone during the mid-Pleistocene transition and the response of atmospheric and surface Ocean circulation in the central equatorial Pacific. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems* 16, 3973-3981.
- Ivanova, E.V., Beaufort, L., Vidal, L., Kucera, M., 2012. Precession forcing of productivity in the Eastern Equatorial Pacific during the last glacial cycle. *Quaternary Science Reviews* 40, 64-77.
- Kienast, M., Kienast, S.S., Calvert, S.E., Eglinton, T.I., Mollenhauer, G., Francois, R., Mix, A., 2006. Eastern Pacific cooling and Atlantic overturning circulation during the last deglaciation. *Nature* 443, 846-849.
- Koblentz-Mishke, O. J., Volkovinsky, V. V., Kabanova, J. G., 1970. Plankton primary production of the world ocean. In Woosten, W. S. (Ed.), *Scientific Exploration of the South Pacific: Washington (Nat. Acad. Sci.)*, pp. 183-193.
- Kohfeld, K.E., Quirk, C.L., Anderson, R.F., 2005. Role of marine biology in glacial-interglacial CO<sub>2</sub> cycles. *Science* 308, 74-78.
- Koning, E., Van Iperen, J.M., Van Raaphorst, W., Helder, W., Brummer, G.-J.A., Van

- Weering, T.C.E., 2001. Selective preservation of upwelling-indicating diatoms in sediments off Somalia, NW Indian Ocean. *Deep-Sea Research I* 48, 2473-2495.
- Latimer, J.C., Filippelli, G.M., 2002. Phosphorous geochemistry and export production across the polar front zone in the southeastern Atlantic Ocean. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 66, A434.
- Lawrence, K.T., Liu, Z., Herbert, T.D., 2006. Evolution of the eastern tropical Pacific through Plio-Pleistocene glaciation. *Science* 312, 79-83.
- Leinen, M., Cwienk, D., Heath, G.R., Biscaye, P.E., Kolla, V., Thiede, J., Dauphin, J.-C., 1986. Distribution of biogenic silica and quartz in recent deep-sea sediments. *Geology* 14, 199-203.
- Lisitsin, A. P., 1970. Sedimentation and chemical considerations. In Wooster, W. S. (Ed.), *Scientific Exploration of the South Pacific: Washington (Nat. Acad. Sci.)*, pp. 89-132.
- Liu, Z., Herbert, T.D., 2004. High-latitude influence on the eastern equatorial Pacific climate in the early Pleistocene epoch. *Letter to nature* 427, 720-723.
- Loubere, P., 2001. Nutrient and oceanographic changes in the eastern equatorial Pacific from the last full glacial to the present, *Global Planet. Change*, 29, 77 - 98.
- Loubere, P., Mekik, F., Francois, R., Pichat, S., 2004. Export fluxes of calcite in the eastern equatorial Pacific from the Last Glacial Maximum to present. *Paleoceanography* 19, PA2018.
- Lyle, M., Murray, D. W., Finney, B.P., Dymond, J., Robbins, J.M., Brooksforce, K., 1988. The records of late Pleistocene biogenic sedimentation in the Eastern Tropical Pacific Ocean. *Paleoceanography* 3, 39-59.
- Mark Maslin., 2013. *Climate: A very short introduction*. Oxford University Press, Great Clarendon Street, Oxford, United Kingdom.
- Macko, S. A., Engle, M. H., Quian, Y., 1994. Early diagenesis and organic matter preservation: A molecular stable isotope perspective. *Chemical Geology*, 114, 365-379.

- Marlow, J.R., Lange, C.B., Wefer, G.B., Rosell-Mel?e, A., 2000. Upwelling intensification as part of the Pliocene-Pleistocene climate transition. *Science* 290, 2288-2291.
- Martinez, P., Robinson, R.S., 2010. Increase in water column denitrification during the last deglaciation: the influence of oxygen demand in the eastern equatorial Pacific, *Biogeosciences* 7, 1-9.
- McClymont, E.L., Rosell-Mel? A., 2005. Links between the onset of modern Walker circulation and the mid-Pleistocene climate transition. *Geology* doi:10.1130/G21292.1.
- M?janelle, L., Sanchez-Gargallo, A., Bentaleb, I., Grimalt, J.O., 2003. Long chain n-alkyl diols, hydroxyl ketones and sterols in a marine eustigmatophyte, *Nannochloropsis gaditana*, and in *Brachionus plicatilis* feeding on the algae. *Organic Geochemistry* 34, 527-538.
- Mortlock, R.A., Froelich, P.N., 1989. A simple method for the rapid determination of biogenic opal in pelagic marine sediments. *Deep-Sea Res.* 36, 1415-1426.
- M?ller, P.J., Suess, E., 1979. Productivity, sedimentation rate, and sedimentary organic matter in the oceans. *Deep Sea Research I* 26, 1347-1362.
- Murray, R.W., Knowlton, C., Leinen, M., Mix, A.C., Polsky, C.H., 2000. Export production and carbonate dissolution in the central equatorial Pacific Ocean over the past 1 Myr. *Paleoceanography* 15, 570-592.
- Murray, R.W., Leinen, M., Knowlton, C., 2012. Link between iron input and opal deposition in the Pleistocene equatorial Pacific Ocean. *Nat. Geos.* 5, 270-274.
- Nelson, D.M., Tr?guer, P., Brzezinski, M.A., Leynaert, A., Qu?quiner, B., 1995. Production and dissolution of biogenic silica in the ocean: revised global estimates, comparison with regional data and relationship to biogenic sedimentation. *Global Biogeochemical Cycles* 9, 359-372.
- Paytan, A., 2009. Ocean paleoproductivity, In: *Encyclopedia of paleoclimatology and ancient environments*. pp 644-651, Springer Netherlands.
- Pedersen, T.F., 1983. Increased productivity in the eastern equatorial Pacific during the last glacial maximum (19,000 to 14, 000 yr BP). *Geology* 11, 16-19.

- Pennington, T.J., Mahoney, K.L., Kuhawara, V.S., Kolber, D.D., Calienes, R., Chavez, F.P., 2006. Primary production in the eastern tropical Pacific: A review. *Progress in Oceanography* 69, 285-317.
- Philander, S.G.H., Fedorov, A.V., 2003. Role of tropics in changing the response to Milankovitch forcing some three million years ago. *Paleoceanography* 18(2), 1045, doi:10.1029/2002PA000837.
- Prahl, F.G., Wakhem, S.G., 1987. Calibration of unsaturation patterns in long chain ketone compositions for paleotemperature assessment. *Nature* 330 (6146), 367-369.
- Ragueneau, O, Tr?guer, P., Leynaert, A., Anderson, R.F., Brzezinski, M.A., DeMaster, D.J., Dugdale, R.C, Dymond, J., Fischer, G., Francois, Heinze, C., Maier-Reimer, E., Martin-J?z?quel., Nelson, D.M., Qu?guiner., 2000. A review of the Si cycle in the modern ocean: recent progress and missing gaps in the application of biogenic opal as a paleoproductivity proxy. *Global and Planetary Change* 26, 317-365.
- Rampen, S.W., Schouten, S., Wakeham, S.G., Sinninghe Damst?, J.S., 2007. Seasonal and spatial variation in the source and fluxes of long chain diols and mid-chain hydroxyl methyl alkanates in the Arabian Sea. *Organic Geochemistry* 38, 165-179.
- Rampen, S.W., Schouten, S., Sinninghe Damst?, J.S., 2011. Occurrence of long chain 1,14diols in *Apedinella* radians. *Organic Geochemistry* 42, 572-574.
- Rampen, S.W., Schouten, S., Schefu?, E., Sinninghe Damst?, J.S., 2009. Impact of temperature on long chain diol and mid-chain hydroxyl methyl alkanate composition in *Proboscia* diatoms: Results from culture and field studies. *Organic Geochemistry* 40, 1124-1131.
- Rampen, S.W., Schouten, S., Koning, E., Brummer, G.A., Sinninghe Damst?, J.S., 2008. A 90 kyr upwelling record from the northwestern Indian Ocean using a novel long-chain diol index. *Earth and Planetary Science Letters* 276, 207-213.
- Rampen, S.W., Willmott, V., Kim, J.H., Uliana, E., Mollenhauer, G., Schefu?, E.,



- Sinninghe Damsté, J.S., Schouten, S., 2012. Long chain 1, 13- and 1, 15-diols as potential proxy for palaeotemperature reconstruction. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 84, 204-216.
- Ravelo, A.C., Andreasen, D.H., Lyle, M., Lyle, A.O., Wara, M.W., 2004. Regional climate shifts caused by gradual global cooling in the Pliocene epoch. *Nature* 429, 263-267.
- Ravelo, A.C., Hillaire-Marcel, C., 2007. The use of oxygen and carbon isotopes of Foraminifera in Paleoceanography: In proxies in Late Cenozoic Paleoceanography. *Developments in Marine Geology* 1, 735-764.
- Raymo, M.E., Nisancioglu, K., 2003. The 41 kyr world: Milankovitch's other unsolved mystery. *Paleoceanography* 18, 10.1029/2002PA000791.
- Rea, D.K., Pisias, N.K., Newberry, T., 1991. Late Pleistocene paleoclimatology of the central equatorial Pacific: Flux patterns of biogenic sediments. *Paleoceanography* 2, 227-244.
- Rea, D.K., Leinen, M., 1985. Neogene history of the calcite compensation depth and lysocline in South Pacific. *Nature* 316, 805-807.
- Romero, O.E., Luduc, G., Vidal, L., Fischer, G., 2011. Millennial variability and long-term changes of the diatom production in the eastern equatorial Pacific during the last glacial cycle. *Paleoceanography* 26, PA2212, doi:10.1029/2010PA002099.
- Ruhlemann, C., Frank, M., Hale, W., Mangini, A., Multitza, S., Muller, P.J., and Wefer, G., 1996. Late Quaternary productivity changes in the western equatorial Atlantic: evidence from <sup>230</sup>Th-normalized carbonate and organic carbon accumulation rates. *Marine Geology* 135, 127-152.
- Sarnthein M, Winn K., Duplessy, J-C., Fontugne, M.R., 1988. Global variations of surface ocean productivity in low and mid latitudes: Influence on CO<sub>2</sub> reservation of Deep Ocean and atmosphere during the last 21,000 years. *Paleoceanography* 3, 361-399.
- Seki, O., Ikehara, M., Kawamura, K., Nakatsuka, T., Ohnishi, K., Wakatsuchi, M.,

- Narita, H., Sakamoto, T., 2004. Reconstruction of paleoproductivity in the Sea of Okhotsk over the last 30 kyr. *Paleoceanography* 19, PA1016, doi: 10.1029/2002PA000808.
- Sikes, E.L., Keigwin, L.D., 1994. Equatorial Atlantic sea surface temperature for the last 30 kyr: A comparison of  $\delta^{18}O$  and foraminiferal assemblage temperature estimates. *Paleoceanography* 9, 31-45.
- Sinninghe Damsté, J.S., Rampen, S., Rijpstra, W.I.C., Abbas, B., Muijzer, G., Schouten, S., 2003. A diatomaceous origin for long-chain diols and mid-chain hydroxyl methyl alkananoates widely occurring in Quaternary marine sediments: indicators for high nutrients conditions. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 67, 1339-1348.
- Smith, S.L., 2001. Understanding the Arabian Sea: reflections on the 1994-1996 Arabian Sea expedition. *Deep-Sea Research II* 48, 1385-1402.
- Spero, H.J., Bijma, J., Lea, D.W., Bemis, B.E., 1997. Effect of seawater carbonate concentration on foraminiferal carbon and oxygen isotopes. *Nature* 390, 497-500.
- Thompson, P.R., Saito, T., 1974. Pacific Pleistocene sediments: planktonic Foraminifera dissolution cycles and geochronology. *Geology* 2, 333-335.
- Timmermann, A., Okumura, Y., An, S.-I., Clement, A., Dong, B., Guilyardi, E., Hu, A., Jungclaus, J.H., Renold, M., Stocker, T.F., Stouffer, R.J., Sutton, R., Xie, S.-P., Yin, J., 2007. The influence of a weakening of the Atlantic meridional overturning circulation on ENSO. *Journal of Climate* 20, 4899-4919.
- Treuger, P., Nelson, D., van Bennekom, A., Demaster, D., Lanaert, A., Queguiner, B., 1995. The silica balance in the world ocean: A re-estimate. *Science* 268, 375-379.
- Turk, D., McPhaden, M.J., Busalacchi, A.J., Lewis, M.R., 2001. Remotely sensed biological production in the equatorial Pacific. *Science* 293, 471-474.
- Valencia, M.J., Pacific Pleistocene paleoclimatic stratigraphies: A comparative analysis of results. *Quaternary Research* 8, 339-354.
- Vasil'eva, V.E., 1978. Burial of organic carbon in Quaternary sediments of the Pacific Ocean. *Oceanology* 27, 450-456.
- Versteegh, G.J.M., Bosch, H.J., De Leeuw, J.W., 1997. Potential palaeoenvironmental

- information of C<sub>24</sub> to C<sub>36</sub> mid-chain diols, keto-ols and mid-chain hydroxyl fatty acids; a critical review. *Org. Geochem.* 27, 1-13.
- Versteegh, G.J.M., Jansen, J.H.F., Schneider, R.R., De Leeuw, J.W., 2000. Mid-chain diols and keto-ols in SE Atlantic sediments: A new tool for tracing past surface water masses? *Geochimica et Cosmochimica Acta* 64, 1879-1892.
- Versteegh, G.J.M., Riegman, R., de Leeuw, J.W., Jansen, J.H.F., 2001. UK<sup>37</sup> values for *Isochrysis galbana* as a function of culture temperature, light intensity and nutrient concentrations. *Organic Geochemistry* 32, 785-794.
- Volkman, J.K., Barrett, S.M., Blackburn, S.I., Sikes, E.L., 1995. Alkenones in *Gephyrocapsa oceanica*: implications for studies of paleoclimate. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 59, 513-520.
- Volkman, J.K., Barrett, S.M., Blackburn, S.I., Mansour, M.P., Sikes, E.L., Gelin, F., 1998. Microalgal biomarker: a review of recent research developments. *Organic Geochemistry* 29, 1163-1179.
- Volkman, J.K., Barrett, S.M., Blackburn, S.I., 1999. Eustigmatophyte microalgae are potential sources of C<sub>29</sub> sterols, C<sub>22</sub>-C<sub>28</sub> n-alcohols and C<sub>28</sub>-C<sub>32</sub> n-alkyl diols in freshwater environments. *Organic Geochemistry* 30, 307-318.
- Volkman, J.K., Barrett, S.M., Dunstan, G.A., Jeffrey, S.W., 1992. C<sub>30</sub>-C<sub>32</sub> alkyl diols and unsaturated alcohols in microalgae of the class Eustigmatophyceae. *Organic Geochemistry* 18, 131-138.
- Wallace, J.M., Mitchell, T.P., Deser, C., 1989. The influence of sea surface temperature on surface wind in the Eastern Equatorial Pacific: Seasonal and Interannual Variability. *Journal of Climate* 2, 1492-1499.
- Wefer, G., Berger, W.H., Bijima, J., Fischer, G., 1999. Clues to ocean history: a brief overview of proxies, In: *Use of proxies in paleoceanography, examples from the South Atlantic*. Springer-Verlag Berlin Heidelberg New York.
- Wilken, S., Hoffmann, B., Hersch, N., Kirchgessner, N., Dieluweit, S., Rubner, W., Hoffmann, L.J., Merkel, R., Peeken, I., 2011. Diatoms frustules show increased mechanical strength and altered valve morphology under iron limitation.

Limnology and Oceanography 56, 1399-1410.

- Willmott, V., Rampen, S.W., Domack, E., Canals, M., Sinninghe Damst?, J.S., Schouten, S., 2010. Holocene changes in Proboscia diatom productivity in shelf waters of the north-western Antarctic Peninsula. *Antarctic Science* 22, 3-10.
- Winckler, G., Anderson, R.F., Schlosser, P., 2005. Equatorial Pacific productivity and dust flux during the mid-Pleistocene climate transition. *Paleoceanography* 25, doi:10.1029/2005PA001177.
- Wu, L., He, F., Liu, Z., 2005. Coupled ocean-atmosphere response to north tropical Atlantic SST: tropical Atlantic dipole and ENSO. *Geophysical Research Letter* 32, L21712
- Wyrtki, K., 1966. Oceanography of the Eastern Equatorial Pacific Ocean. *Oceanography Marine Biology Annual Review*. Harold Barnes (Ed), George Allen and Unwin Ltd, London.
- Xie, S.P., Miyama, T., Wang, Y., Xu, H., de Szoeko, S.P., Small, R.J.O., Richards, K.J., Mochizuki, T., Awaji, T., 2007. A regional ocean-atmosphere model for eastern Pacific climate: toward reducing tropical biases. *Journal of Climate* 20, 1504-1522.



## 제 9 장 북태평양 순환과 수온



## 제 9 장 고기후모형이 재현한 과거 북태평양 순환과 온도

### 9.1. 개요

북서태평양에 위치한 한반도주변해역은 북태평양 아열대순환계에 큰 영향을 받기 때문에(Watanabe et al., 2003; Park et al., 2007), 우리 주변 바다의 변화를 평가하고 예측하기 위해서는 북태평양의 변화를 알아야 한다. 현재 우리가 당면한 가장 큰 변화는 지구온난화인데, Cheon et al (2012) 기후모델 결과를 분석하여 지구온난화가 진행됨에 따라 바람이 변해 북태평양 아열대 순환계가 북상한다고 보고하였다.

지구의 평균온도가 내려갔던 빙하기에는 이와 반대의 변화가 나타났던 것으로 알려져 있다. 해저면 퇴적층 등에서 얻은 고기후 자료를 분석하여 Sawada and Handa (1998)와 Tanimura (1999), Lee and Park (2003) 등은 빙하기 동안에 북태평양 아열대 순환이 남하했을 것이라고 제시하였고, Kim and Park (2008)은 모델링을 통하여 같은 결론에 도달하였다. 고기후 자료는 양이 부족하며, 과거기후에 대한 모델링은 많은 가정에 기반한다. 여기에서는 고기후특성을 파악하기 위해 수행된 Paleoclimate Modeling Intercomparison Project Phase 3 (PMIP3) 결과를 분석하여 마지막 빙하기와 중세 홀로세 동안의 북태평양 순환의 특성을 파악하였다.

### 9.2. 자료 및 분석 방법

PMIP3에서는 2만 1천년의 마지막 빙하기(Last Glacial Maximum: LGM)와 약 6천년 전의 중세 홀로세 (Mid-holocene), 1850년 산업혁명 이전(Pre-Industrial control, PIcontrol)에 대한 모델 결과를 제공한다. PMIP3에 참가한 모형 중 위 세 가지 상태에 대한 결과를 모두 제공하여 이 연구에서 분석한 모형을 Table 9-1에 정리하였다.

Table 9-1. 모형 수평 격자

Model	Ocean model	Atmosphere model
	Resolution	Resolution
CNRM-CM5	362*292	256*128
CSIRO-Mk3-6-0	192*189	192*96
FGOALS-g2	360*196	128*108
GISS-E2-R	288*180	144*90
HadGEM2-CC	360*215	192*145
IPSL-CM5A-LR	182*149	96*69
MIROC-ESM	256*192	128*64
MRI-CGCM3	360*368	320*160

### 9.3. 결과

#### 9.3.1 현재기후에서의 북태평양 순환

PIcontrol 실험이 현재기후를 잘 모의하는지 확인하기 위해 자료동화기법을 적용하여 현재기후를 재현한 SODA 2.2.6 모형 결과(참고문헌)와 비교하였다.

현재기후에서 북태평양 순환의 평균 흐름을 이해하기 위해 SODA 2.2.6 자료를 1950년부터 2008까지 시간 평균한 후 수직적분된 흐름의 강도를 나타내는 Barotropic Stream Function과, 바람에 의한 해양순환을 의미하는 Sverdrup Stream Function를 계산하였다(Fig. 9-1). Barotropic Stream Function은 남북방향 유속으로부터 아래 식을 이용하여 직접 계산하였다.

$$\psi_{Ba} = - \int_{-d}^0 \int_{\lambda}^{\lambda_e} \nu \, d\lambda \, dz$$

여기서  $\lambda$ 는 경도,  $\lambda_e$ 는 동쪽 경계의 경도,  $\nu$ 는 남북방향유속,  $d$ 는 바닥수심이다. Sverdrup Stream Function는 바람자료로부터 Sverdrup 관계에 의해 아래 식처럼 계산한다.



$$\psi_{Sv} = -\frac{1}{\beta\rho_0} \int_{\lambda}^{\lambda_e} (\vec{K} \cdot \nabla \times \tau) d\lambda$$

여기서  $\beta$  는 Coriolis parameter,  $\rho_0$ 는 해양의 평균밀도,  $(\vec{K} \cdot \nabla \times \tau)$  는 수직방향 wind stress curl이다.

해양의 수평방향순환계는 바람에 의해 유도되기 때문에 Sverdrup Stream Function와 Barotropic Stream Function의 결과가 잘 일치한다. 북태평양 순환계은 쿠로시오 해류를 포함하는 시계방향 아열대 순환(subtropical gyre)과 오야시오 해류를 포함하는 반시계방향 아한대 순환(subpolar gyre) 등으로 구성되는데 모델 결과는 이런 구조를 잘 재현하였다.

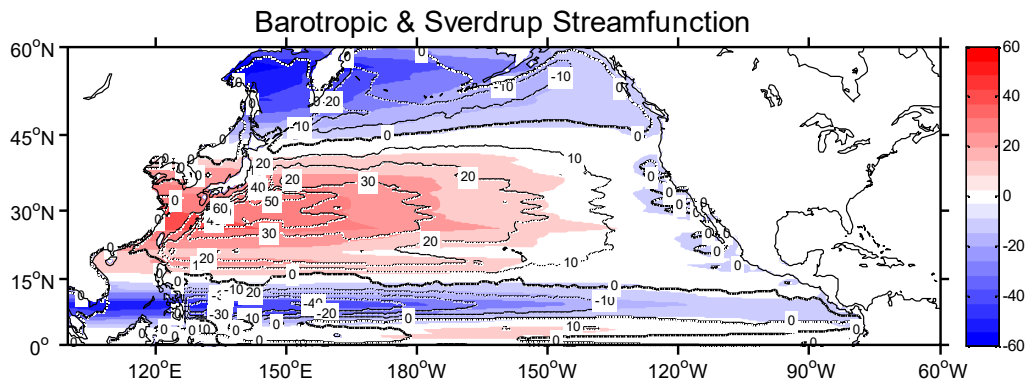


Fig. 9-1. SODA2.2.6 모형이 재현한 Barotropic Stream Function(등치선)과 Sverdrup Stream Function(색명암)의 현재기후 값 (1950~2008 평균)

PMIP3 기후 모형 중 3개(FGOALS, GISS, MIROC)를 선택하여 현재기후 (PIcontrol)에서 Barotropic Stream Function과 Sverdrup Balance을 비교하였다 (Fig. 9-2). 아열대 순환의 세기는 약 60Sv 정도이며 중심이 북위 25°에 위치하고 아한대 순환은 약 -20Sv 정도로 중심이 북위 50°에 위치하며 Fig. 9-1의 SODA 결과와 유사하게 나타나 북태평양 순환 특성을 합리적으로 재현한 것으로 판단된다.

### 9.3.2. 마지막 빙하기 동안 북태평양 순환 변화

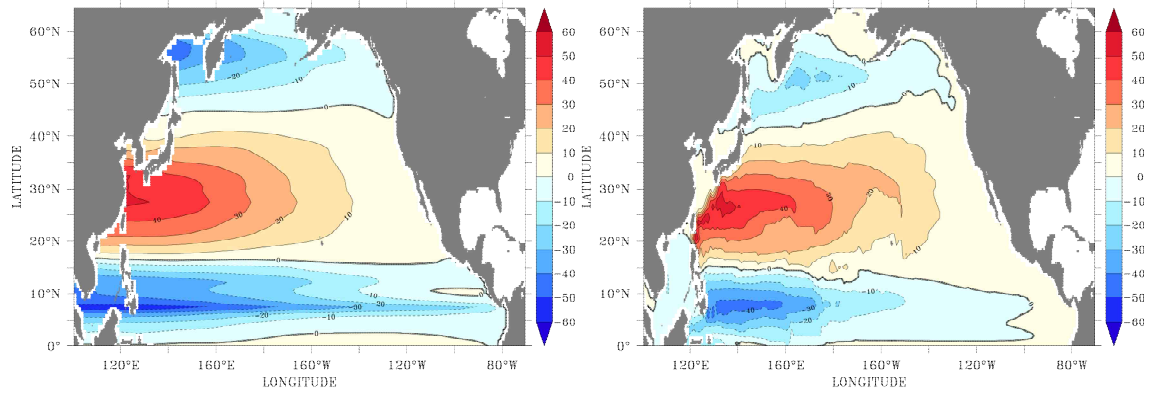
Fig. 9-3에 마지막 빙하기 동안의 북태평양 순환을 나타내었고, Table 9-2 는 현재기후에서와 마지막 빙하기에서의 아열대 순환의 최대 크기와 위치를 표시하였다. 모든 모형에서 마지막 빙하기 동안에 아열대 순환이 강화되면서

남쪽으로 확장되었다. FGOAL와 MIROC 모형은 최대 크기가 약 10% 이상 증가하였다. MIROC 모형에서는 마지막 빙하기 동안에 최대값의 위치가 현재기 후 실험보다 북쪽으로 이동하였지만 60Sv 이상의 순환이 남쪽으로 확장되었다.

Fig. 9-4에 현재기후의 평균장과 마지막 빙하기 동안의 북태평양 순환의 변화를 나타내었다. Barotropic Stream function은 모든 모형에서 공통적으로 아열대 순환의 남쪽은 강화되고 북쪽은 약화되는 dipole 형태의 특징을 보인다. 이는 아열대 순환이 마지막 빙하기 동안에 적도 방향으로 이동하였음을 의미한다. Sverdrup Stream function도 같은 특징을 보여 대기 순환의 변화가 북태평양 순환의 변화를 일으켰음을 알 수 있다. 언급하였듯이 Cheon et al (2012)는 기후모형을 분석하여 지구온난화가 진행되면 바람의 변화에 의해 북태평양의 아열대 순환이 북쪽으로 확장할 것이라고 제안하였다. 빙하기때와 지구온난화시기에 해양순환은 반대방향으로 변하지만, 바람이 변화의 원인이라는 점에서는 일치한다.

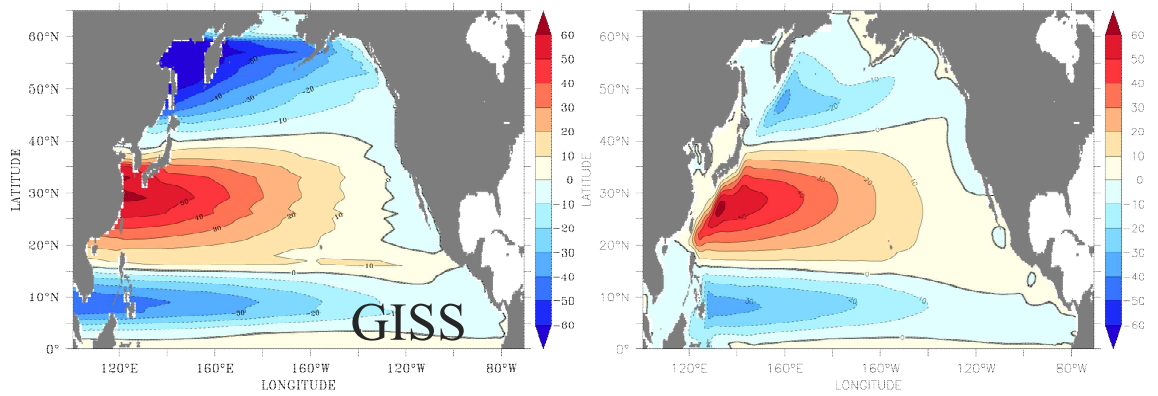
Table 9-2. 아열대 순환의 크기와 중심의 위치

	Barotropic Stream Function			
	PIcontrol		LGM	
	magnitude (Sv)	center (lon, lat)	magnitude (Sv)	center (lon, lat)
FGOAL	59.8	123.5, 23.5	68.8	124.5, 22.5
GISS	64.4	129.3, 26.0	66.4	131.8, 26.0
MIROC	61.5	129.3, 26.0	72.0	132.2, 26.9



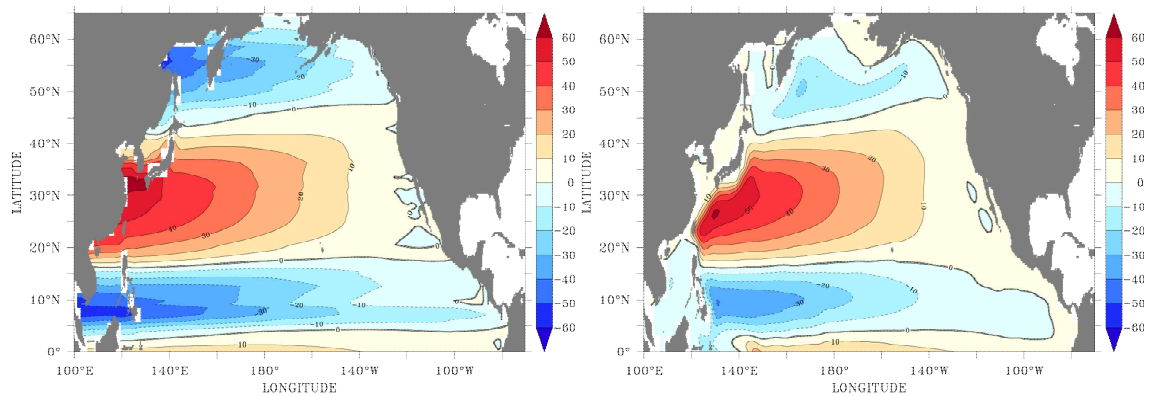
Sverdrup Balance (Sv)

Barotropic Stream Function (Sv)



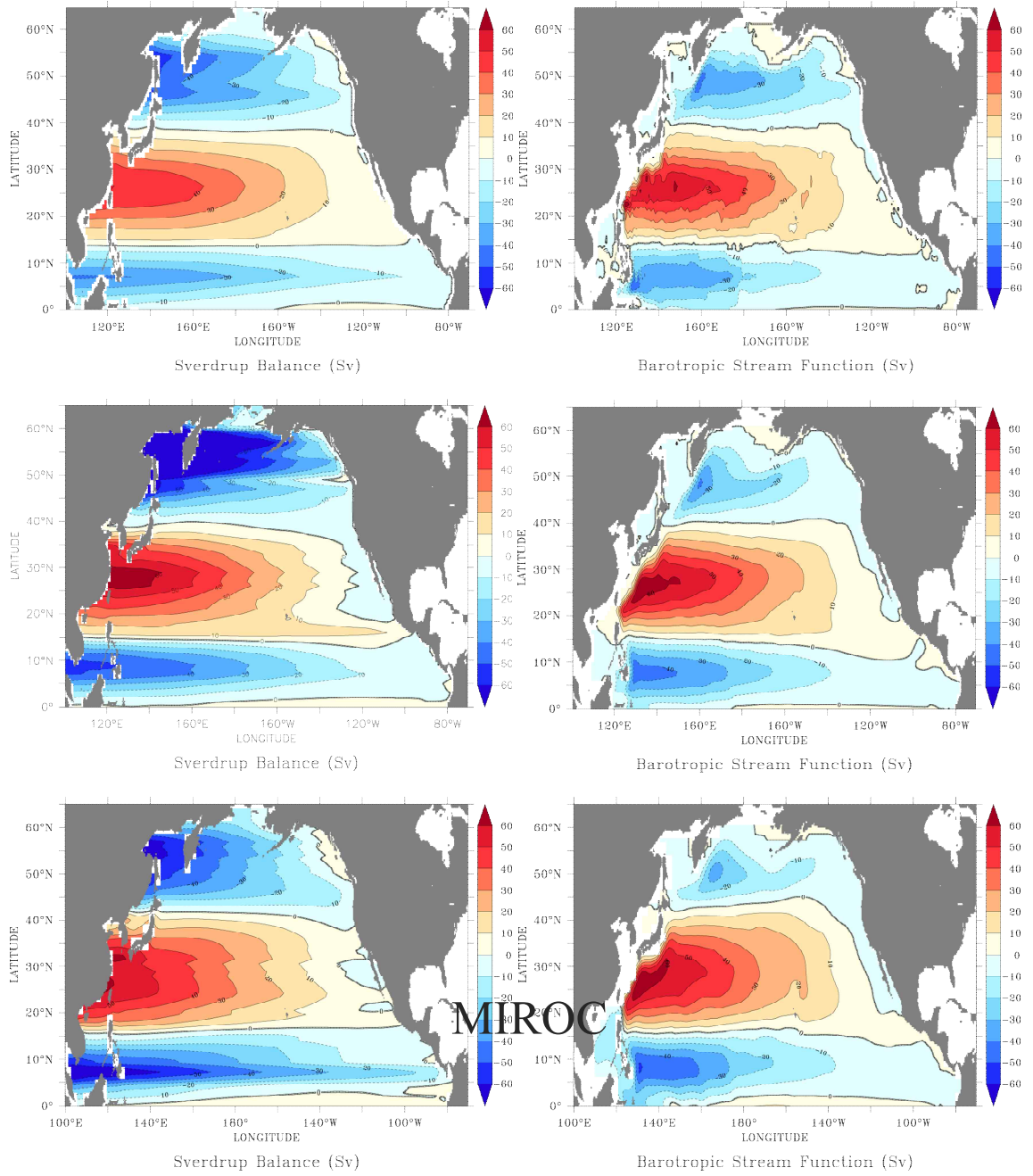
Sverdrup Balance (Sv)

Barotropic Stream Function (Sv)



Sverdrup Balance (Sv)

Barotropic Stream Function (Sv)



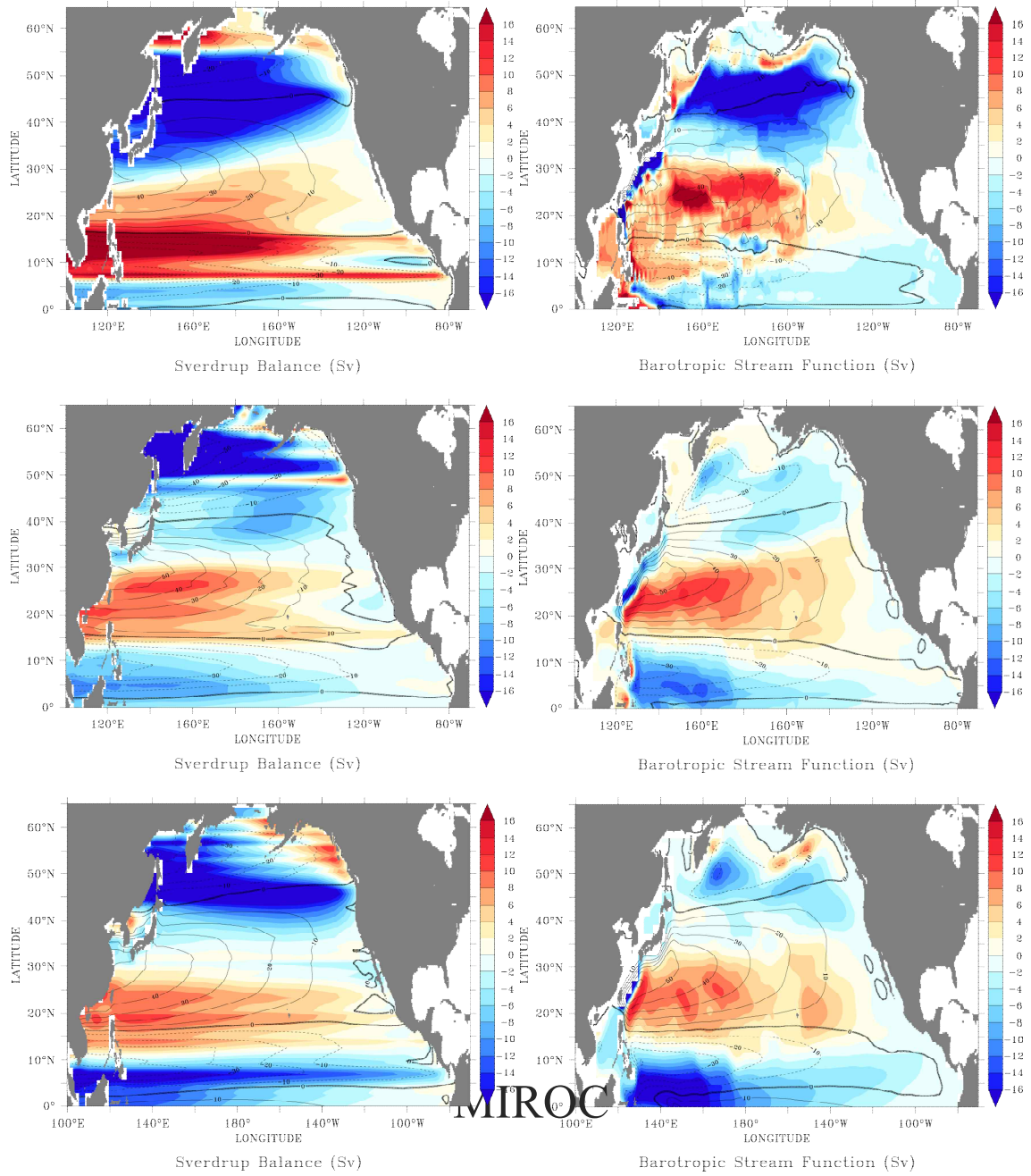


Fig. 9-4. Sverdrup Stream Function(좌)과 Barotropic Stream Function(우)의 현재기 후(PIcontrol; 등치선)값과 마지막 빙하기(LGM)값에서 차이 (LGM - PIcontrol; 색명암).

Table 9-3에는 아한대 순환의 크기와 중심위치를 나타냈다. 아한대 순환은 아열대 순환과 유사하게 마지막 빙하기 동안에 강화되었다. FGOAL 모형의 경우 아한대 순환의 최대값이 약 2배 이상 증가하였으며 나머지 2개의 모형에서도 약 20%(GISS), 60%(MIROC) 이상의 뚜렷한 증가를 보였다. 하지만 중심의 위치 변화는 모델마다 달라 뚜렷한 방향성을 나타내지 않았다.

Table 9-3. 아한대 순환의 크기와 중심의 위치

	Barotropic Stream Function			
	PIcontrol		LGM	
	magnitude (Sv)	center (lon, lat)	magnitude (Sv)	center (lon, lat)
FGOAL	-21.8	166.5, 50.5	-46.9	158.5, 47.5
GISS	-34.4	158.1, 47.0	-41.8	160.6, 49.0
MIROC	-21.2	165.9, 50.2	-34.2	165.9, 50.2

### 9.3.3. 마지막 빙하기 동안 쿠로시오 확장역의 변화

Cheon et al (2012)는 지구온난화에 의해 북태평양 아열대순환계가 북상할 때 이동하면 쿠로시오 확장역의 해류 강도도 변함을 보여 주었다. 빙하기에도 이런 변화가 생기는지 분석하였다. Fig. 9-5에 동서방향 유속을 표층부터 100m 까지, 그리고 경도 145°E에서 160°E 까지 평균한하여 나타내었다. 3개의 모형 중 MIROC 모형에서 마지막 빙하기 동안에 쿠로시오 확장역의 최대 유속이 뚜렷하게 감소하고 최대유속이 나타나는 위치가 남쪽으로 이동하고 있음을 확인할 수 있다. 하지만 나머지 2개의 모형에는 뚜렷하게 나타나지 않는다.



Fig. 9-5. PIcontrol(black)과 LGM(red)에서 표층부터 100m 까지, 145°E에서 160°E 사이 평균한 동서방향 유속 평균

#### 9.3.4. 중기 홀로세 동안 북태평양의 순환과 표층 수온

부유성 유공충 종조성을 이용하여 복원된 쿠로시오 확장역과 중앙 적도 태평양의 상대적인 수온변화(Fig. 9-6)를 PMIP3 기후모형에서 재현되는지 검증하였다. 복원된 수온은 쿠로시오 확장역에서는 초기-중기 홀로세에 최대온도를 보인후 현재로 오면서 감소하는 경향을, 중앙태평양 지역에서는 지난 빙하기 이후 온도가 꾸준히 상승하는 경향을 보인다. 일곱개 PMIP3 기후모형(CNRM, CSIRO, HadGEM, IPSL, GISS, MIROC, MRI)에서도 이런 경향이 나타나는지 분석하였다.

현재기후(PIcontrol)와 중세홀로세(Mid-Holocene)사이 표층수온차이를 Fig. 9-7에 나타내었다. 중앙태평양 지역에서는 모든 모형에서 현재기후 때 표층수온이 높게 나타났다. 쿠로시오 확장역 부근에서 7개 모형 중 3개의 모형

(HadGEM2, MRI, CNRM)에서는 현재 기후 때 수온이 낮게 나타났는데, HadGEM2 모형에서 수온 감소 경향이 가장 크게 나타나고, MRI와 CNRM 모형에서는 쿠로시오 확장역의 북동쪽에서 수온 감소 경향을 보인다. 현재기후과 중세홀로세간 Barotropic Stream Function 차이를 Fig. 9-8에 나타내었다. 표층 수온의 감소를 모의한 3개의 모형에서 강도의 차이는 있지만 아한대 순환은 약화되고, 아열대 순환은 북쪽 경계 부근이 강화되는 특징을 보였다. 특히 가장 큰 수온 감소를 보인 HadGEM2 모형에서는 Barotropic Stream Function 변화에서도 뚜렷한 변화를 보였다.

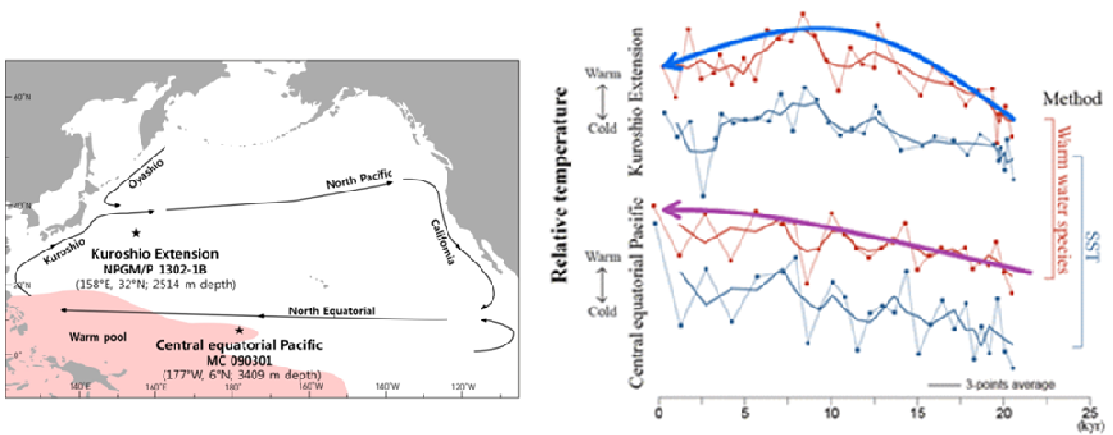
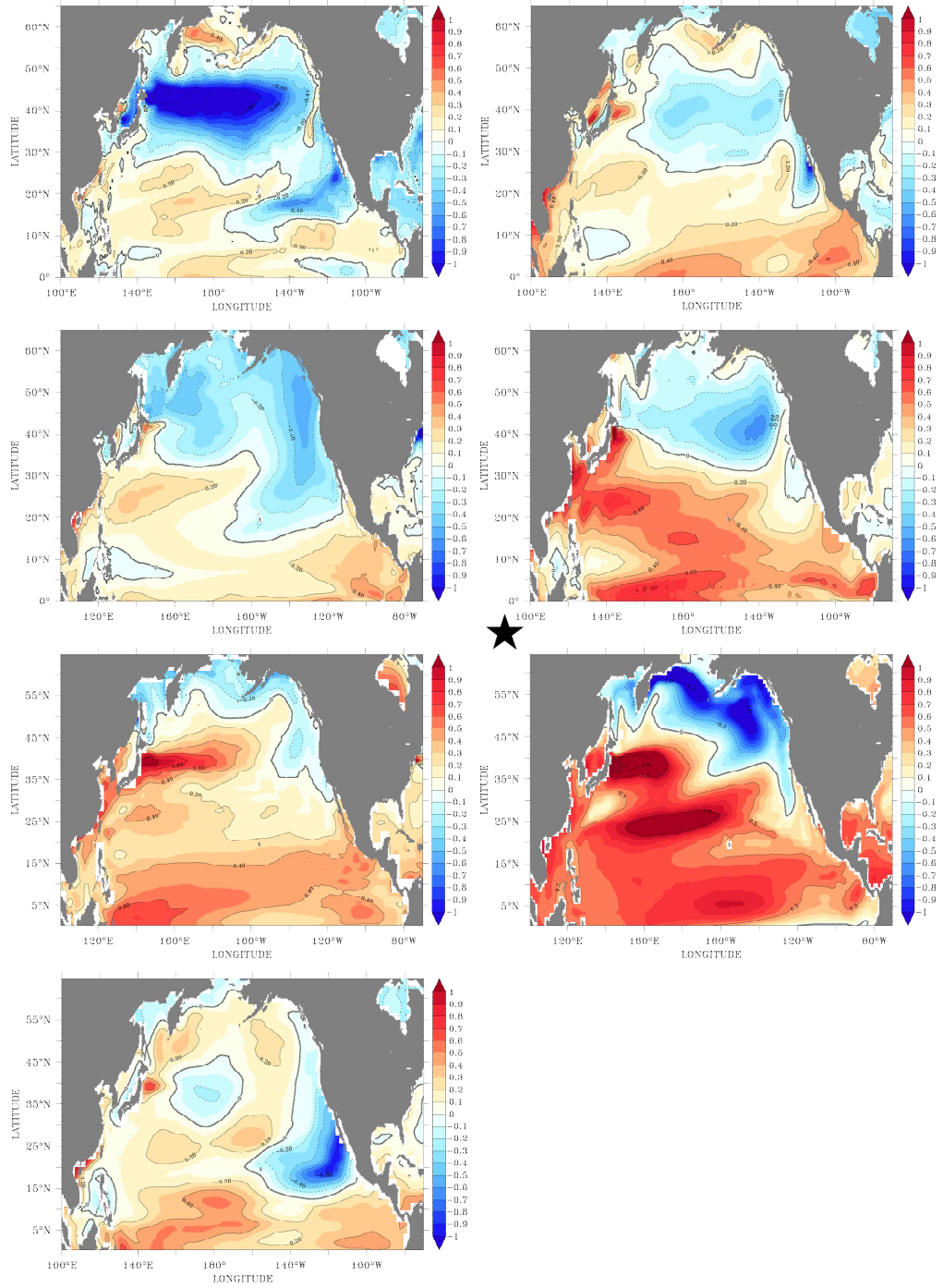
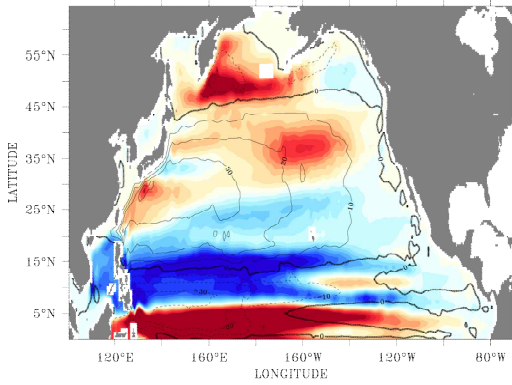


Fig. 9-6. 고기후자료를 이용하여 수온을 복원한 위치(별표:쿠로시오 확장역과 중앙 적도태평양)와 복원된 수온변화 경향

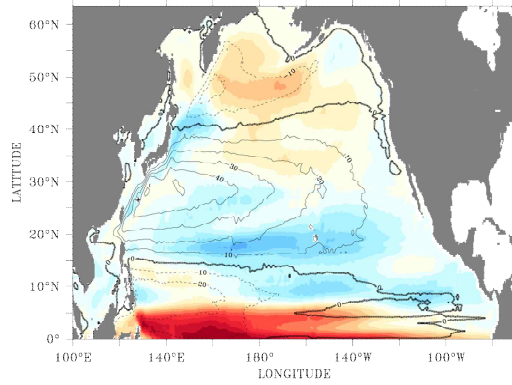
나머지 4개의 모형(ISPL, MIROC, GISS CSIRO)에서는 현재 기후때 표층 수온이 높았다. 이 모형들에서는 중기 홀로세 동안에 아한대 순환이 강했고 아열대 순환의 북쪽 경계 부근이 약해 마지막 빙하기 동안의 결과와 유사하였다. 즉 표층수온의 변화와 해양순환과는 밀접한 관계가 있다. 해양의 수평순환은 바람에 의해 유도되기 때문에 Sverdrup Stream function과 Barotropic Stream Function을 비교하여 해양순화에 미치는 바람의 영향을 분석하였다.



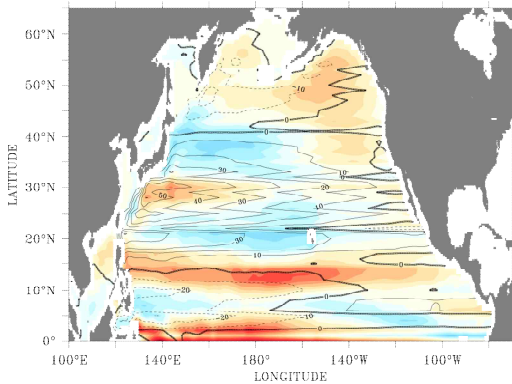




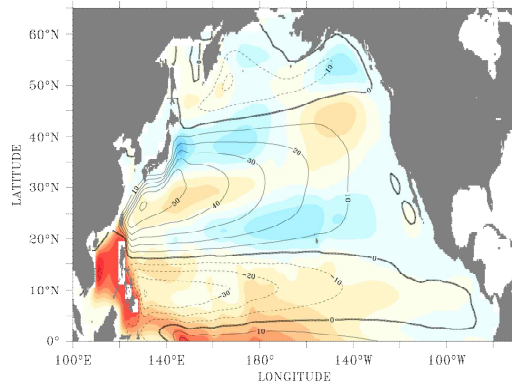
Barotropic Stream Function (Sv)



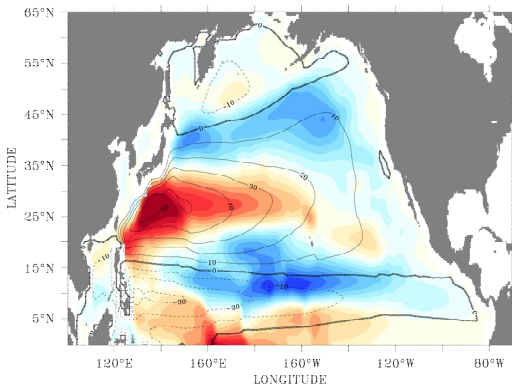
Barotropic Stream Function (Sv)



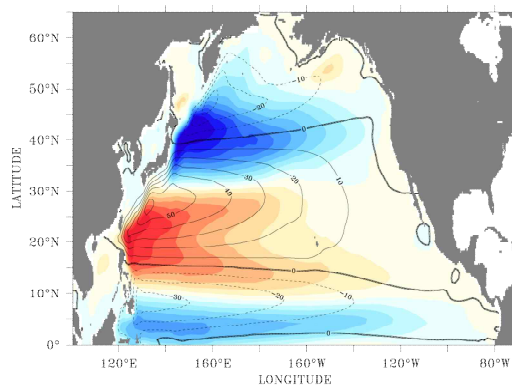
Barotropic Stream Function (Sv)



Barotropic Stream Function (Sv)



Barotropic Stream Function (Sv)

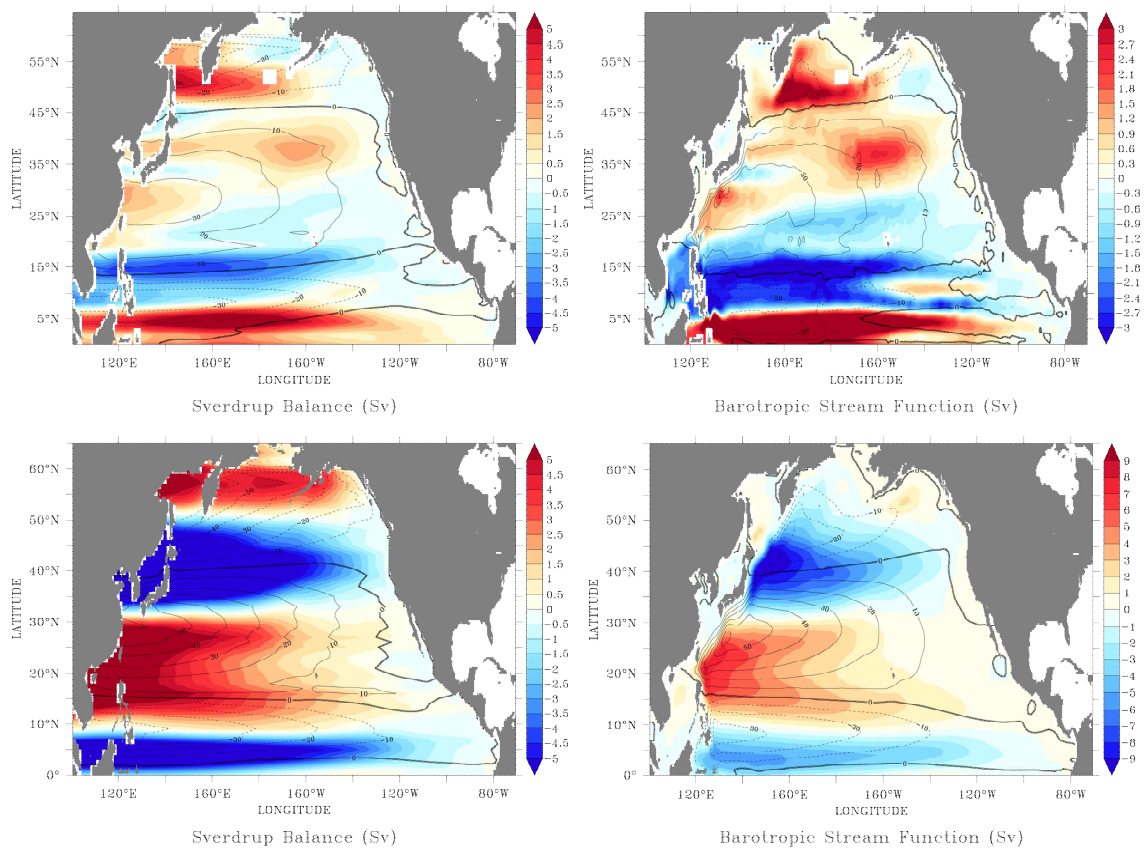


Barotropic Stream Function (Sv)

GISS

쿠로시오 확장역 부근에서 표층수온의 감소(HadGEM2)와 증가(GISS) 를 가장 강하게 모의한 2개의 모형에서 중세 홀로세 동안의 Sverdrup stream function의 변화를 Fig. 9-9에 나타내었다. HadGEM2 모형은 Sverdrup Stream Function와 Barotropic Stream Function에서 동일하게 아한대 순환이 약화되고 아열대 순환의 북쪽 경계 부근이 강화되었다. 반면 GISS 모형은 북위 50° 북쪽에서 Barotropic Stream Function에서는 아한대 순환의 약화를, Sverdrup Stream Function에서는 반대로 강화를 모의하였다. 이러한 결과는 북태평양 순환의 대부분이 windstress forcing에 의해서 유도되는 결과와 다르게 GISS 모형에서는 북태평양 순환에 영향을 미치는 다른 원인이 있을 것으로 추정된다. 현재 분석 가능한 모형의 개수가 한정적이기 때문에 다른 모형의 결과를 비교하지 못하였으며 추후 정확한 확인을 위해서는 추가적인 분석이 요구된다.

## GISS



#### 9.4. 참고문헌

- Cheon W.-G., Y.-G. Park, S.-W. Yeh, and B.-M. Kim (2012), Atmospheric impact on the northwestern Pacific under a global warming scenario. *Geophys. Res. Lett.*, 39, L16709.
- Kim, S.-J., and Young-Gyu Park, 2008, Glacial ocean circulation and property changes in the North Pacific. *Atmosphere-Ocean*, 46(2), 257-275, DOI: 10.3137/ao.460205.
- Lee, K. E., and Y.-G. Park, 2003, Seasonal changes in sea surface temperature of the subtropical North Pacific during the last glaciation, *Geosciences Journal*, 7(2), pp.129-133
- Park, Y.-G., 2007, The effects of Tsushima Warm Current on the interdecadal variability of the East/Japan Sea thermohaline circulation, *Geophysical Research Letters*, 34, L06609, doi:10.1029/2006GL029210.
- Sawada K, Handa N (1998) Variability of the path of the Kuroshio ocean current over the past 25,000 years. *Nature* 392: 592 - 595
- Tanimura, Y (1999) Varieties of a single cosmopolitan diatom species associated with surface water masses in the North Pacific. *Mar. Micropaleontol.* 37, 199-218.
- Watanabe, Y. W., M. Wakita, N. Maeda, T. Ono, and T. Gamo (2003), Synchronous bidecadal periodic changes of oxygen, phosphate, and temperature between the Japan Sea deep water and the North Pacific intermediate water, *Geophys. Res. Lett.*, 30(24), 2273, doi:10.1029/2003GL018338.



## 제 10 장 열대-중위도 상호작용



## 제 10 장 고기후모형(PMIP3)에서 나타나는 열대-중위도 상호작용

### 10.1. 서론

마지막 빙하 최대기(The Last Glacial Maximum; LGM)은 지구역사에서 빙하면적이 가장 넓었던 마지막 기간이다. 이 기간은 약 26,000년에서 20,000년 사이에 있었다. 한편, 홀로세(Holocene)는 약 12,000년전부터 현재까지 지속되는 시기이다. 특히, 약 6,000년 즈음에 상대적으로 따뜻한 시기가 있었는데, 이를 홀로세 중기(Mid-Holocene)라고 부른다. 퇴적물 자료에 근거한 선행연구에 의하면 이 시기에 ENSO(El Nino and Southern Oscillation)의 변동성은 현재 기후보다 약했다(Mcgregor and Gagan, 2004; Koutavas et al., 2006). 또한, 일정한 궤도강제력(orbital forcing)이 주어진 기후모형(climate model)의 실행결과에 의하면 ENSO의 강도는 홀로세 중기에 현재보다 유의미하게 약했다고 보고되었다(Zheng et al., 2008; An and Park, 2013). ENSO는 대기의 원격상관(teleconnection)을 통해 일기와 기후관점에서 전지구적으로 영향을 미칠 수 있기 때문에 ENSO 변동성은 전지구의 기후 변동성에 중요한 기후인자이다. 한편, ENSO에 의한 대기의 원격상관은 주변의 대기와 해양의 대규모 상태, 즉, PDO(Pacific Decadal Oscillation), AL(Aleutian Low), 북극진동(Artic Oscillation) 등에 따라 크게 영향을 받을 수 있다. 특히, 관측자료와 결합대기대순환모형(Coupled General Circulation Model; CGCM)에 의하면 ENSO 원격상관은 북태평양 변동성과 공상관성이 있다. 일반적으로 북반구 겨울철 ENSO와 PDO의 위상은 강한 양의 상관성이 있다. 즉, 북반구 겨울철 ENSO가 강하면, 같은 위상의 PDO도 강하게 나타는 빈도가 높다. 즉, 엘니뇨와 양의 PDO, 라니냐와 음의 PDO가 그 반대의 경우보다 아주 지배적으로 많이 나타난다. ENSO와 PDO가 같은 위상인 경우에 이와 연관된 대기의 원격상관은 강화되지만, 다른 위상인 경우에는 관련된 원격상관은 크게 약화된다. 기후변동성에 따라 이 ENSO와 PDO의 위상의 강도는 변한다. ENSO와 PDO의 장주기적 변동성을 살펴보기 위하여 CGCM이 이용될 수 있다. 그러나, 단일 CGCM은 기후시스템 변동성을 보기에 불확실성이 크기 때문에, 기후시스템변동을 보기 위하여 여러 국가에서 개발한 다양한 CGCM의 결과가 활용된다. UN 산하체 IPCC(Intergovernmental Panel on Climate Change)는 제 4차 보고서에서 23개의 CGCM을 이용하여 기후변화에 대한 기후시스템의 변화를 예측 및 진단하였는데, 이를 CMIP3(Coupled Model Intercomparison Project phase3)라

고 한다. 2008년에는 성능이 나아진 CGCM의 결과들이 공개되었는데, 이를 CMIP5(CMIP phase 5)라고 한다. CMIP3나 CMIP5의 기후모형들은 강제력을 달리하여 불확실성이 크지만, 고기후모의에도 이용될 수 있다. 이를 각각 PMIP2(Paleoclimate Model Intercomparison Project phase 2), PMIP3(PMIP phase3)라고 한다. PMIP은 CMIP과 같은 모델이지만, 지형, 온실기체, 천문학적 궤도강제력 등을 달리하여 항시모의(perpetual run)을 통해 LGM, 홀로세 중기 등의 기후상태를 모의한다(Braconnot et al., 2012). 특히, PMIP3는 전세계 21개의 기관이 참여한다. 그러나, 충분한 기간과 변수가 제공되는 모델은 그렇게 많지 않다. 이 연구에서는 6개의 PMIP3 모형의 결과가 이용되었다.

Kwon et al. (2013)은 CMIP3의 모의 결과를 이용하여 ENSO와 PDO의 시간적 상관성(temporal correlation)이 온난화 기후에서 유의미하게 증가할 수 있다고 제시하였고, 그들은 온난화 환경에서 엘니뇨유사 온난화(El Nino-like warming)의 상태가 되면 엘니뇨에 의한 원격상관이 강화되어 ENSO와 PDO의 상관성이 증가할 수 있다고 설명하였다. 최근에 Kim et al. (2016)은 일반적으로 성능이 향상된 CMIP5의 모델 결과를 통해 비슷한 결과를 제시하였다. An and Park(2013)은 PMIP2의 결과를 이용하여 홀로세 중기의 ENSO 변동이 약화되어 현재 기후에 비하여 ENSO와 PDO의 상관성이 약화될 것이라고 제시하였다. 그러나 그들의 연구는 모형에 대한 서로 간 차이가 크고, 모형 자체가 불확실성이 크기 때문에 좀 더 성능이 향상된 PMIP3를 통해 고기후에서 ENSO와 PDO의 변동성에 대하여 살펴볼 필요가 있고, 다른 기후 상태, 즉 LGM에서의 결과와도 비교해볼 필요가 있다. 본 연구에서는 IPCC 제 5차 보고서에 사용된 PMIP3의 두 시나리오의 모의결과 즉, 홀로세 중기와 LGM의 모의결과를 활용하여 당시 기후상태와 ENSO, PDO의 변동성 특성 그리고, 그 이유에 대하여 살펴보고자 한다.

## 10.2. 결과

Fig. 10-1은 CMIP3 모형의 20C3M 시나리오와 SRESA1B 시나리오에서 ENSO와 PDO의 상관계수를 나타낸 것이다. 20C3M 시나리오는 20세기의 온실기체 수행이고, SRESA1B 시나리오는 20C3M 시나리오가 끝난 뒤 매년 1%씩 720 ppm이 될 때까지 이산화탄소를 증가시키는 것이다.



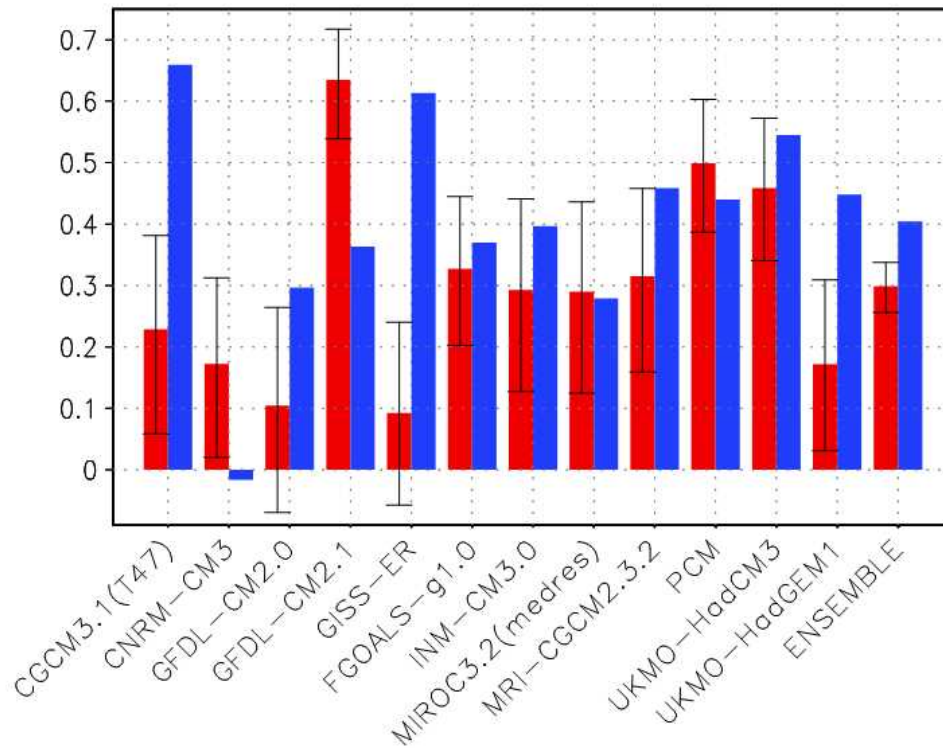


Fig. 10-1. 12개 CMIP5 모형의 ENSO와 PDO 시계열의 상관계수. 적색은 20C3M, 청색은 SRESA1B(Kwon et al. 2013).

ENSO와 PDO는 ENSO 지역(120E-90W, 20S-20N)과 북태평양 지역(120E-90W, 20N-70N)에 대하여 겨울철 평균 SST(Sea Surface Temperature) 편차의 EOF1의 주성분으로 정의된다. 겨울철 평균만 사용된 것은 여름철 북태평양 SST는 혼합층이 두꺼워져 SST 편차에 경년변동성 보다는 연변동성이 많이 포함되기 때문이다. 이 연구에서 제시되는 결론은 온난화 기후에서 ENSO와 PDO의 상관성은 통계적으로 유의미하게 커진다는 것이다. 그렇다면, 고기후에서는 어떻게 될까? 이 질문에 대한 답을 하기 위하여, PMIP2에 대한 선행연구 결과를 살펴보았다. An and Park(2013)에 의하면, PMIP2에서 가용한 모델은 6개이고 이를 이용하여 사업혁명이전 시나리오(Preindustrial scenario)와 홀로세 중기 시나리오(Mid-Holocene) 시나리오의 ENSO와 PDO 모의 결과를 보았을 때, ENSO와 PDO의 상관성은 통계적으로 유의미한 수준에서 감소하는 경향을 보인다. An and Park(2013)은 이를 엘니뇨의 강도가 약화되고 이에 대한 원격상관이 약해져 PDO와의 관계도 약해지는 것이라고 설명하였다.

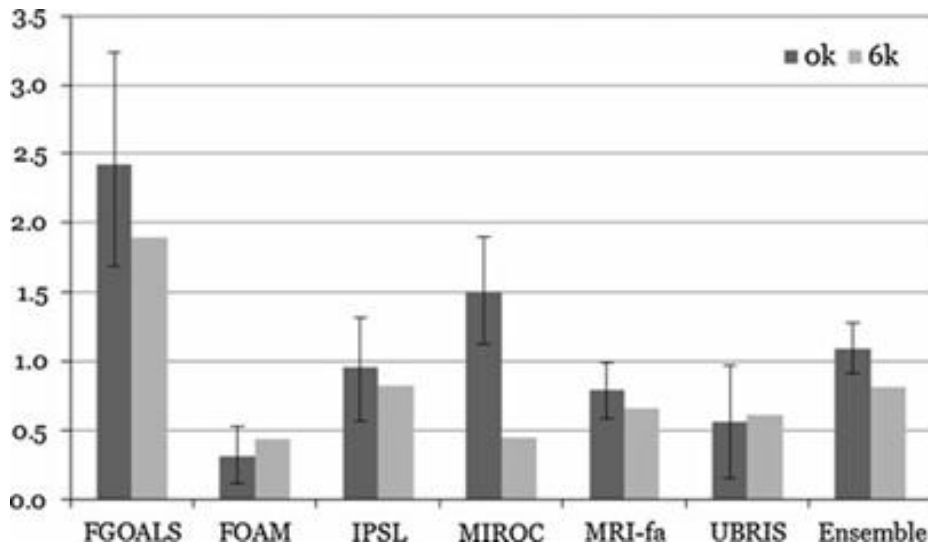


Fig. 10-2. PMIP2에서 ENSO에 대한 PDO의 회귀계수(An and Park, 2013).

An and Park(2013) 연구에서는 PMIP2의 결과를 사용하였으므로 모형 성능이 더 향상된 PMIP3의 결과와 비교해볼 필요가 있다. 이를 위하여 PMIP3 모형 결과를 수집하여 ENSO와 PDO의 관계를 분석하였다. 우선, 평균장을 비교하기 위하여 겨울철 평균된 SST 기후값을 두 기후 즉, 현재기후(Historical) 시나리오와 Mid-Holocene 시나리오의 결과를 살펴보았다(Fig. 10-3). Fig. 10-3은 Mid-Holocene 시나리오에서 쿠로시오 확장역 부근에서 약 1도 정도 냉각되는 것을 보인다. 이는 대기의 하층 기압장과 무관하지 않다. Fig. 10-4를 보면 Mid-Holocene에서 알류산 저기압 패턴은 더 남쪽으로 이동된 것을 알 수 있다. 온도풍관계에 따라 표층 온도가 냉각되어 기압 패턴이 남쪽으로 이동된 것이다. 이러한 배경장 아래 ENSO 패턴은 Fig. 10-5와 같다. CSIRO-Mk3.6.0 모형을 제외하고 ENSO 패턴은 현재기후와 유사한 패턴을 가지면 ENSO 패턴은 조금 오른쪽으로 이동된 것을 알 수 있다(Fig. 10-6). PDO의 패턴은 모형마다 다소 분산된 모습을 보이지만, 중태평양에서의 변동성은 비교적 관측과 유사하게 나타난다(Fig. 10-7, Fig. 10-8). 이 ENSO와 PDO의 강도를 상대적으로 비교하기 위하여 ENSO와 PDO의 표준편차를 분산도로 나타내었다(Fig. 10-9). 이 결과를 보면 평균된 ENSO의 강도는 조금 줄어들고 PDO의 강도는 거의 변화가 없다는 것을 알 수 있다. ENSO 강도 변화가 뚜렷하게 줄어든 것처럼 보이지 않지만, 개별 모형을 보면 거의 모든 모형에서 ENSO 강도

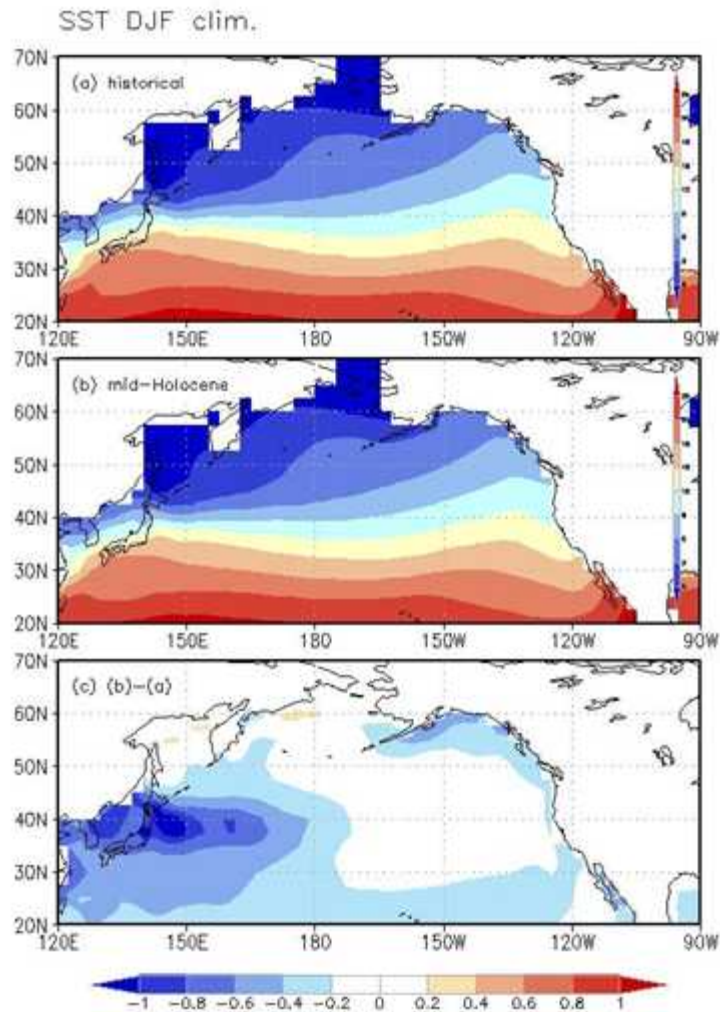


Fig. 10-3. Historical 시나리오와 Mid-Holocene 시나리오에서 겨울철 평균 SST 기후값과 그 차이

감소가 나타난다. 즉, ENSO의 강도는 순서통계량을 이용하였을 때 통계적으로 유의미한 수준으로 감소되지만, PDO 강도는 통계적으로 유의미한 수준의 변화가 나타나지 않는다. 이는 관측과 모형 선행연구에서 보였듯이 PMIP3에서도 ENSO의 강도는 현재 기후보다 Mid-Holocene 시나리오에서 줄어든다. ENSO와 PDO의 상관성은 Mid-Holocene에서 통계적으로 유의미하게 증가된다(Fig. 10-10). 통계적 검정은 10,000 재표본에 의한 부트스트랩 검정에 의해 이루어졌다. 이는 An and Park(2013)의 결과와 반대의 결과이다. PMIP3에서는 Mid-Holocene에서 ENSO의 강도는 감소되지만 ENSO와 PDO의 관련성은 증가한다. 그 이유를 설명하기 위하여 PDO의 다른 변수에 의하여 재구성(reconstruction)하였다.

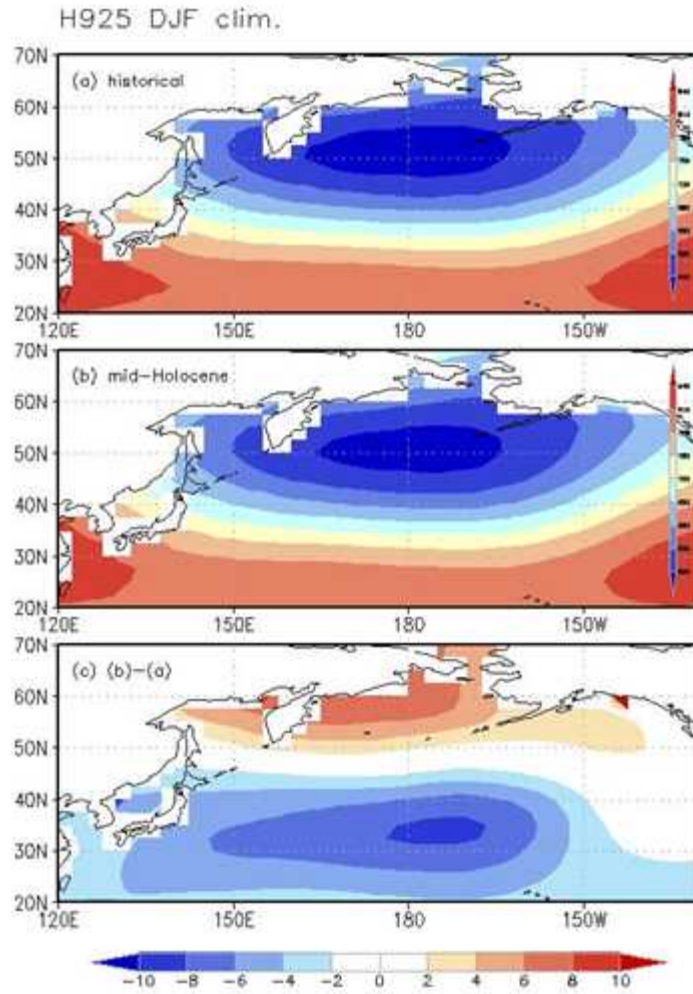


Fig. 10-4. 925 hPa 지오폠텐셜고도를 제외하고 Fig. 10-3 과 같다.

Schneider and Cornuelle(2005)에 의하면 북태평양에서 SST는 다음과 같이 나타낼 수 있다.

$$T(x, y, t) = -\alpha T(x, y, t - \tau) + \sum \gamma_i(x, y) F_i(t)$$

여기서  $\alpha$ 는 재활성효과(reemergence effect)에 대한 계수이고,  $F_i$ 는 선행인

자(precursors)를 나타낸다. 또한, Schneider and Cornuelle(2005)에 의하면, 재  
 활성효과는 다른 인자에 비하여 작고 선행인자는 ENSO와 알류산 저기압지수  
 에 의해 나타낼 수 있다고 제시하였다.

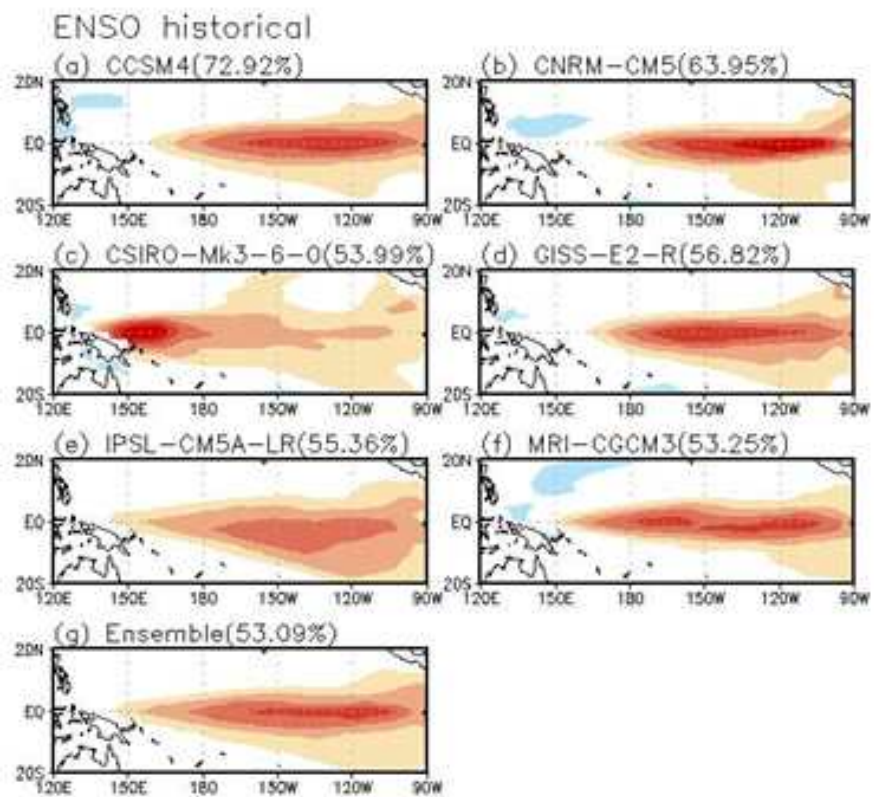


Fig. 10-5. Historical 시나리오에서 겨울철 SST 편차의 EOF1

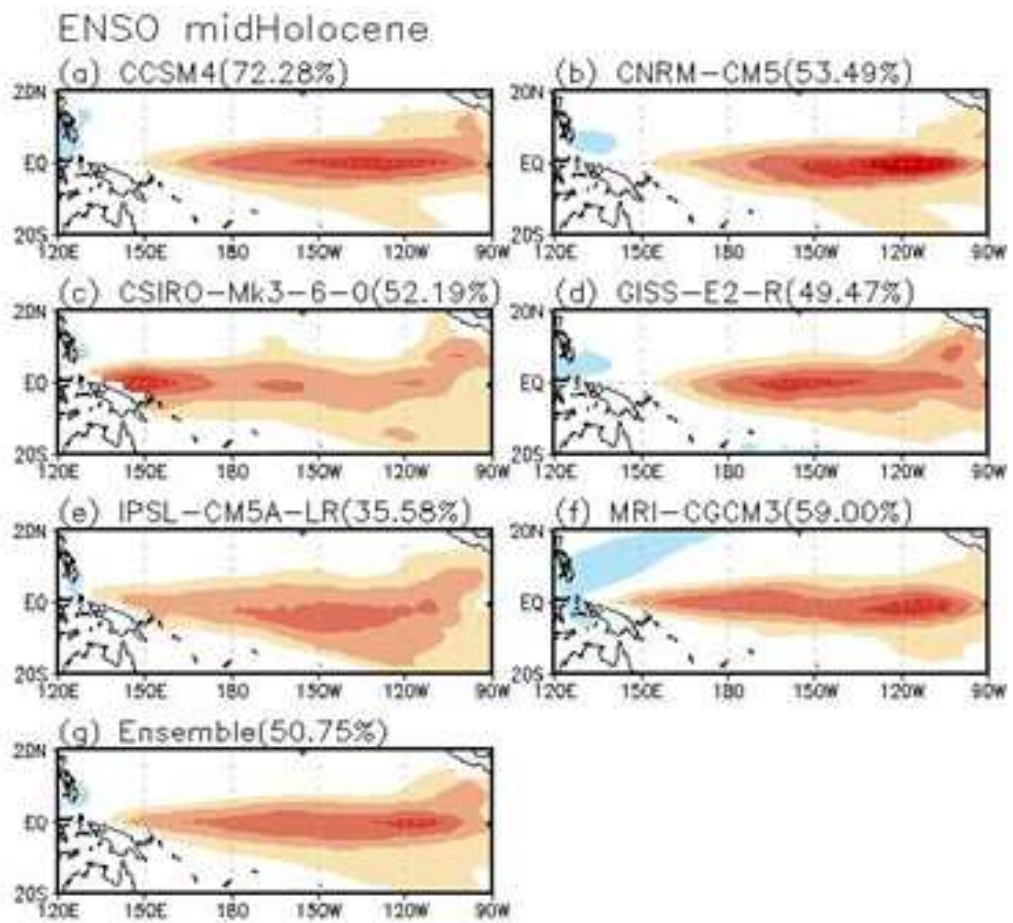


Fig. 10-6. Mid-Holocene 시나리오에서 겨울철 SST 편차의 EOF1

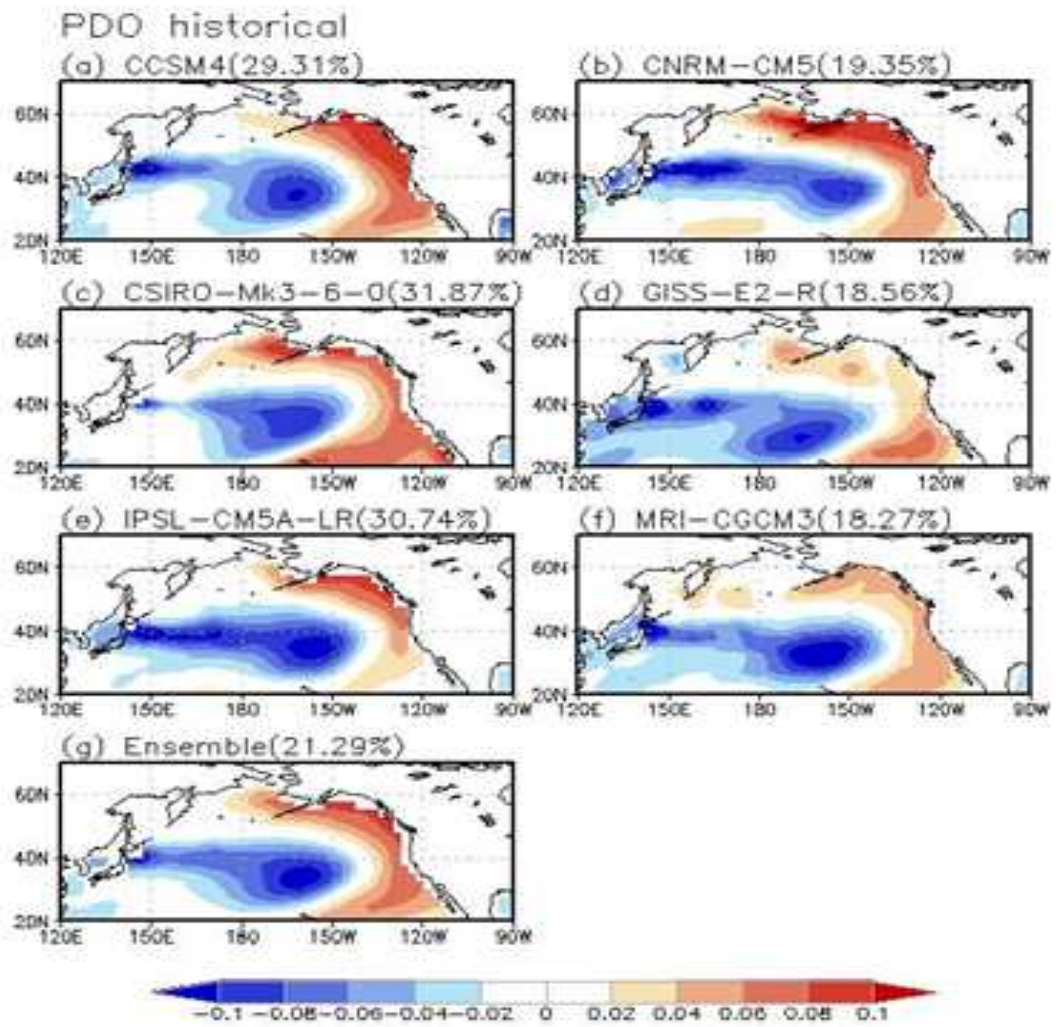


Fig. 10-7. Historical 시나리오에서 PDO 모드

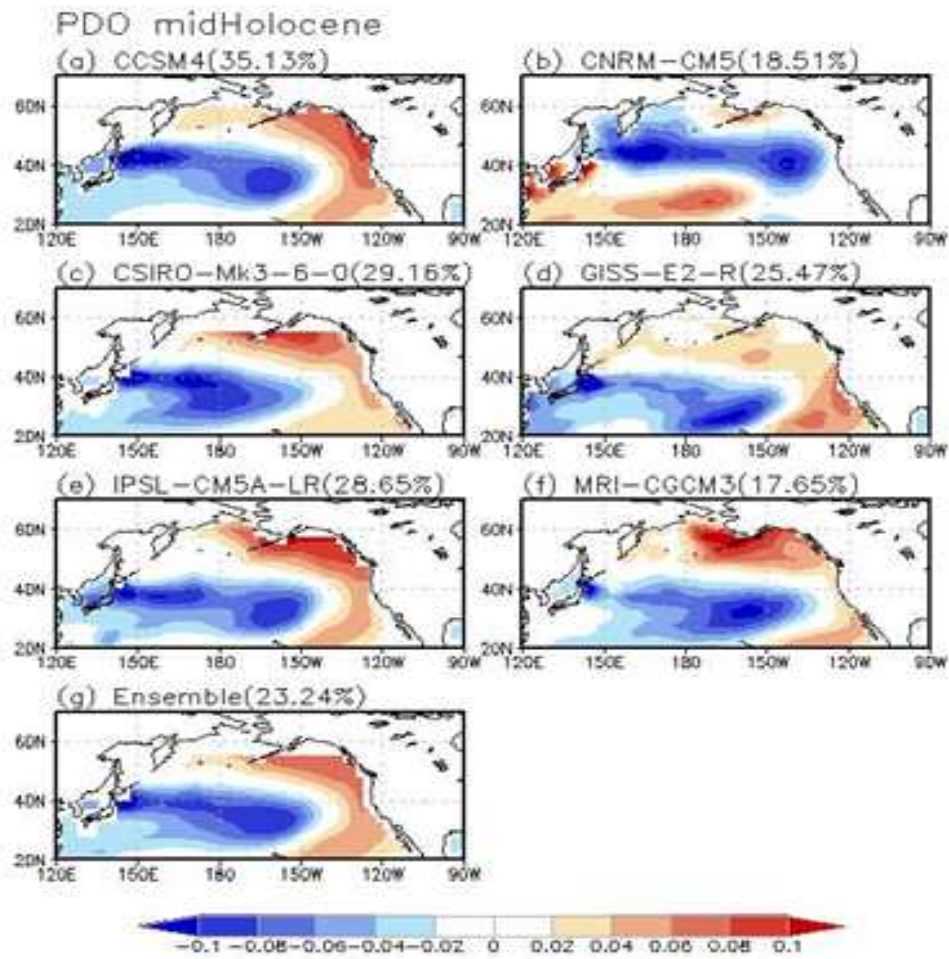


Fig. 10-8. Mid-Holocene 시나리오에서 PDO 모드



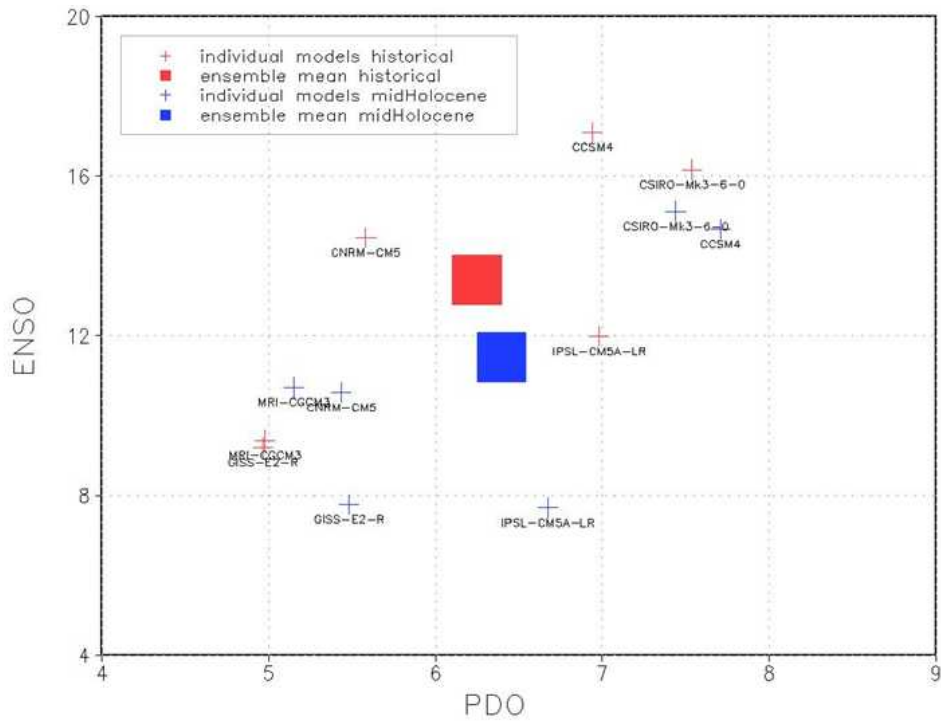


Fig. 10-9. 개별 모델에 대한 Historical 시나리오와 Mid-Holocene 시나리오에서 ENSO와 PDO의 표준편차와 앙상블 평균

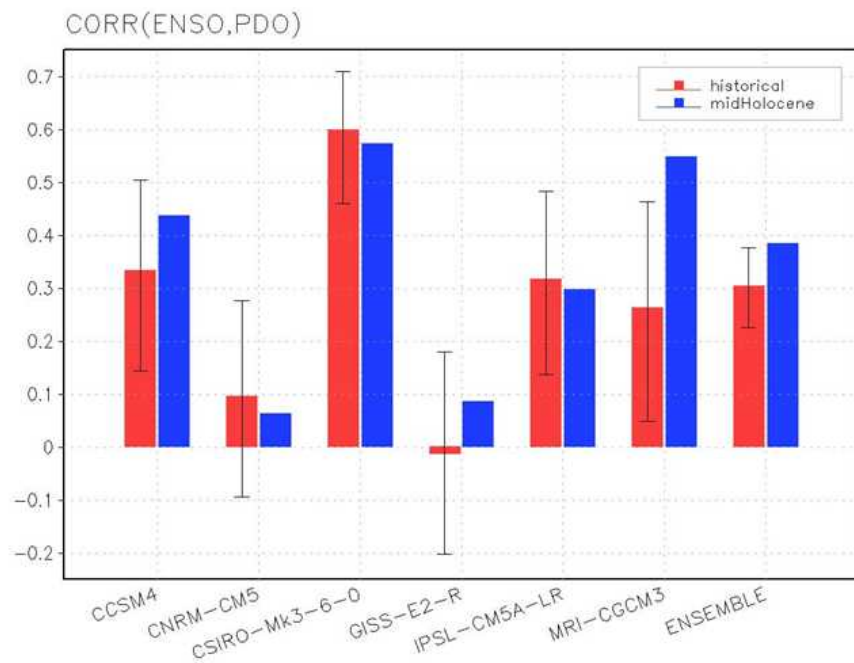


Fig. 10-10. Historical 시나리오와 Mid-Holocene 시나리오에서 개별 모델에 대한 ENSO와 PDO의 상관계수

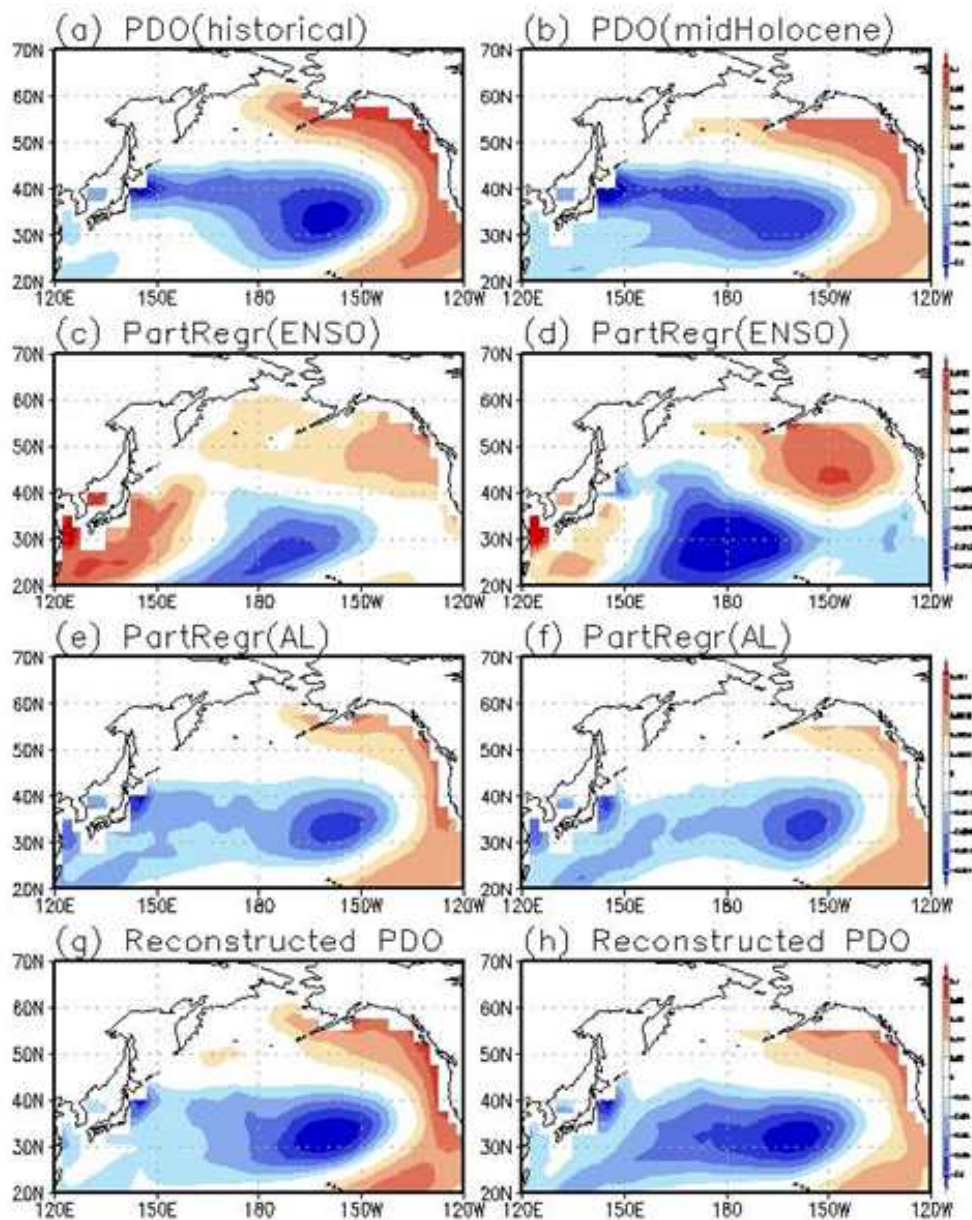


Fig. 10-11. Historical 시나리오(좌측 패널)과 Mid-Holocene 시나리오(우측 패널)에서 PDO 모드와 ENSO와 AL에 대한 상대적 기여도 및 두 인자에 의해 재구성된 PDO

우선 알류산 저기압지수(AL)를 925 hPa 지오폠펀셜고도의 북태평양 지역 (130E-110W, 20N-70N) EOF1의 주성분으로 정의하자. 그러면, ENSO 지수와 AL에 의하여 재구성된 PDO는 Fig. 10-11에 보인다. 현재기후와 Mid-Holocene 기후를 비교하면 AL에 의해 재구성된 PDO의 성분은 거의 변화가 없지만, ENSO에 의해 재구성된 PDO의 성분이 크게 늘어났다는 것을 알 수 있다. 즉, Mid-Holocene 시나리오에서 PDO 변동성은 ENSO의 원격상관이 강화되어 그

관계가 늘어난 것으로 설명될 수 있다. 즉, 현재기후에 비하여 Mid-Holocene에서 ENSO의 강도는 약화되었지만, ENSO에 의한 원격상관이 강화되어 PDO와 ENSO의 상관성이 증가된 것이다. 이는 평균장의 변화와 관계가 있다. 북태평양 알류산 저기압 패턴이 평균적으로 남하하였는데, 이와 같은 평균상태가 ENSO의 원격상관의 호조건이 된 것이라고 판단된다. 그렇다면, 왜 Mid-Holocene에서 ENSO가 왜 약화되고 그에 대한 원격상관이 크게 강화되었을까? 이를 살펴보기 위하여 다른 시나리오의 결과도 같이 비교하였다.

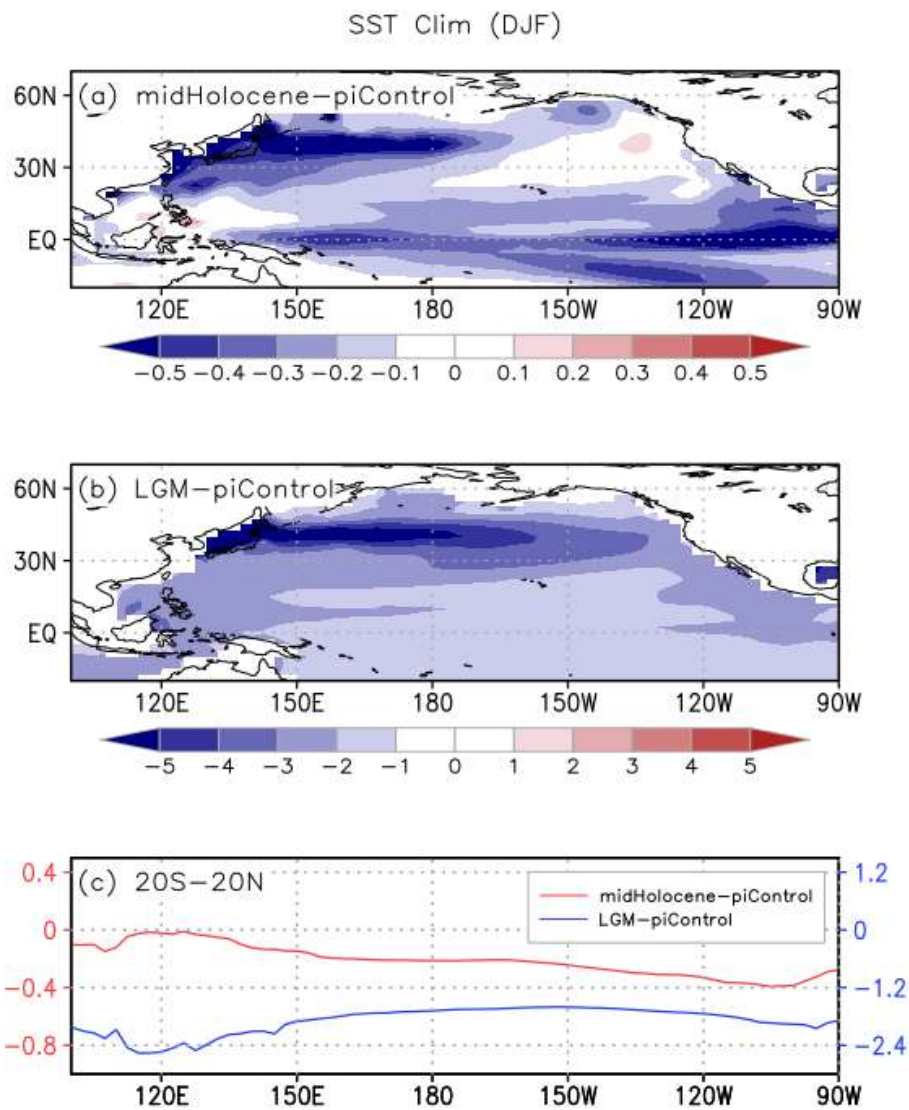


Fig. 10-12. 겨울철 SST 기후값의 차이. (a) mid-Holocene과 PI의 차이, (b) LGM과 PI의 차이, (c) 적도지역(20S-20N) 평균 차이

즉, 더 기온이 낮았던 LGM 시나리오와 상대적으로 기온이 높았던 Mid-Holocene 시나리오, 그리고 중간 정도인 PI-Control(pre-industrial control, 이후 PI) 시나리오를 같은 방법으로 분석하였다. 우선, SST에 대한 평균적 차이

를 PI에 비하여 비교하였다(Fig. 10-12). 그 결과 중위도에서의 냉각은 강도의 차이는 있지만 Mid-Holocene과 LGM 모두에서 냉각되는 경향을 보인다. 그러나 적도지역 동서방향 기울기를 보면 매우 뚜렷한 차이를 보인다. 즉, Mid-Holocene에서는 라니냐 타입의 냉각 패턴을 보이는 반면, LGM에서는 엘니뇨 타입의 냉각 패턴을 보인다. 이러한 차이는 엘니뇨 패턴의 변화를 만들 수 있다. 우선, Mid-Holocene에서 라니냐 타입의 냉각 패턴은 SST의 동서방향의 기울기를 줄여 무역풍을 약화시키고, 이는 ENSO 강도의 약화를 이끌 수 있다. 이것이 Mid-Holocene에서 ENSO의 강도가 약화되는 이유이다. 그러면 그 ENSO에 의한 원격상관이 왜 강화될까? Fig. 10-13은 PI에서 PDO와 ENSO 패턴을 보인다.

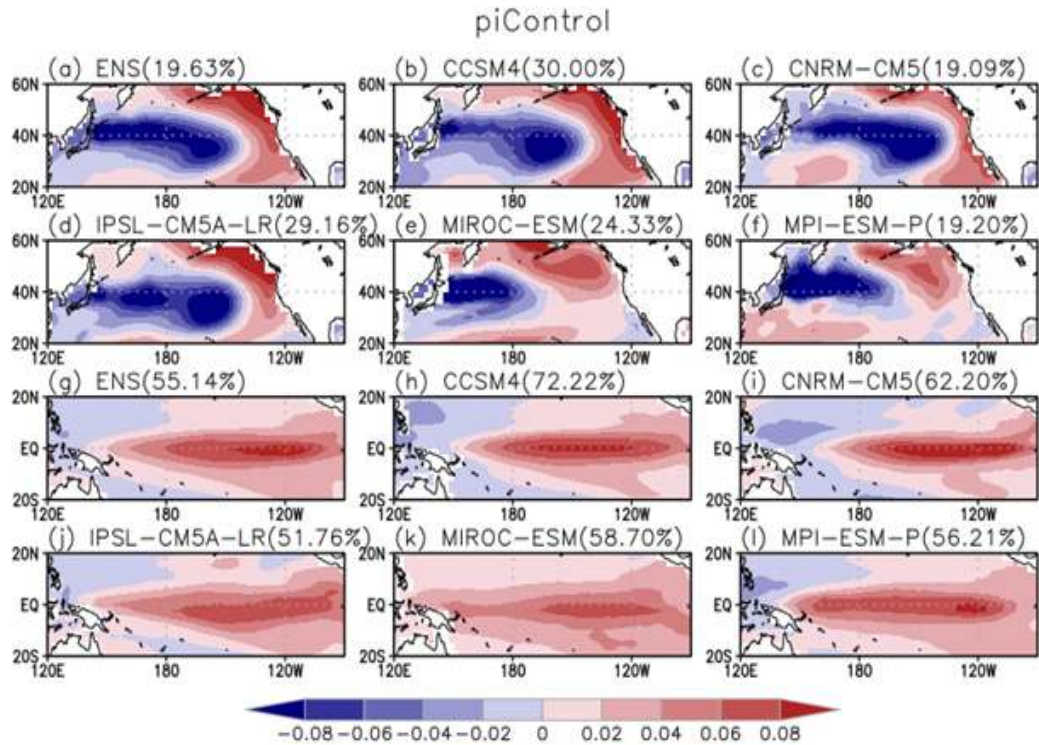


Fig. 10-13. PI 시나리오에서 개별 모형 및 앙상블 평균 PDO와 ENSO 모드

우선, 모든 모형에서 관측과 비교적 유사한 ENSO와 PDO의 패턴을 보이는데, 특히 ENSO 패턴에 대하여 Fig. 10-14과 Fig. 10-15를 비교하면 Mid-Holocene에서 ENSO 패턴은 서쪽으로 확장되고 LGM에서는 그 패턴이 동쪽으로 수축되는 것을 확인할 수 있다.

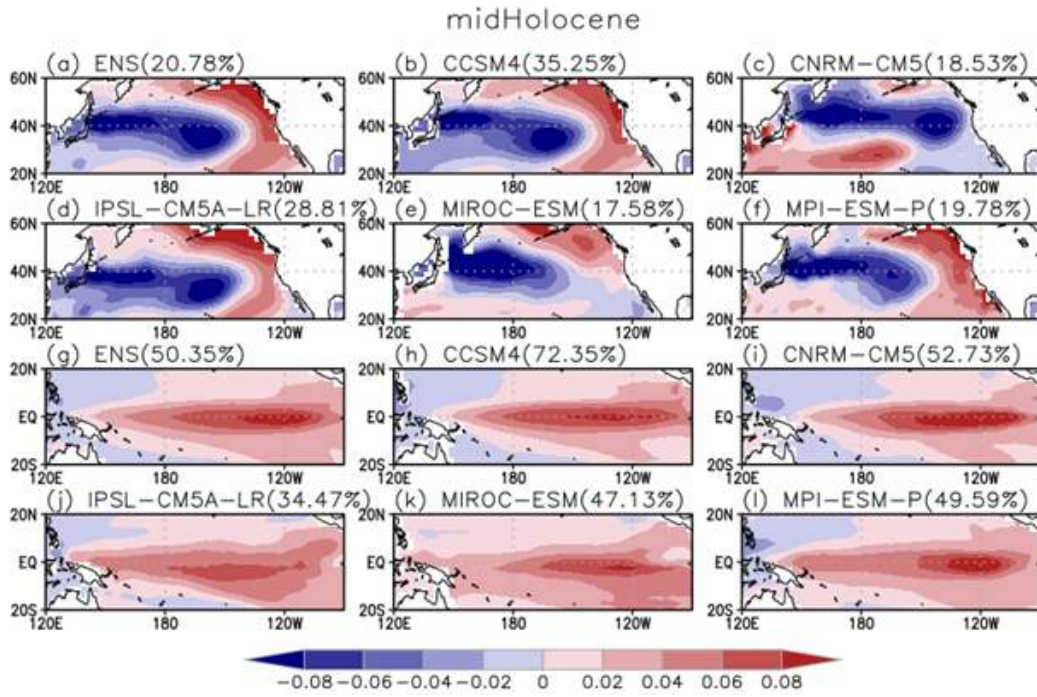


Fig. 10-14. Mid-Holocene 시나리오를 제외하고 Fig. 10-13과 같음

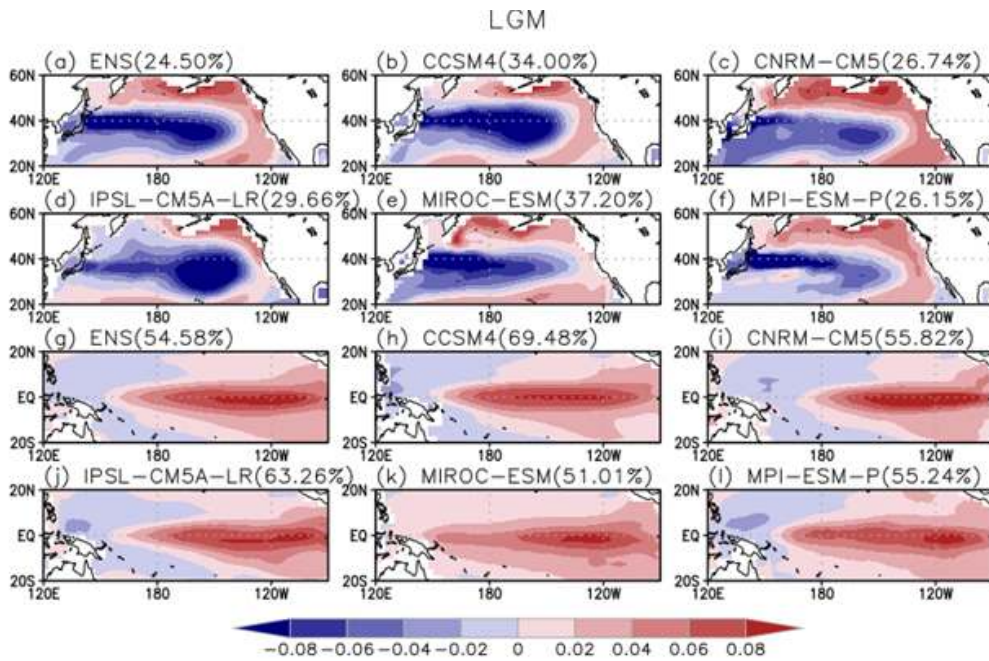


Fig. 10-15. LGM 시나리오를 제외하고 Fig. 10-13과 같음

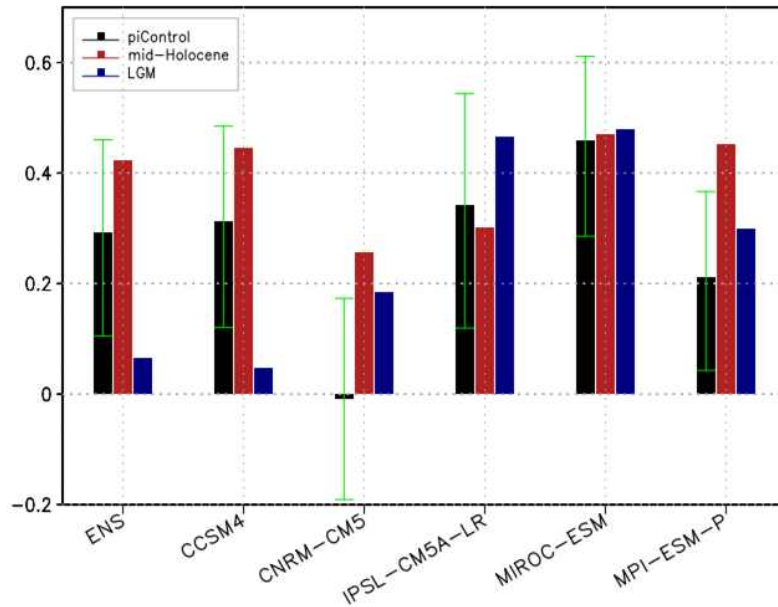


Fig. 10-16. PI, Mid-Holocene, LGM을 제외하고 Fig. 10-10과 같음

Fig. 10-16은 각 시나리오에서 ENSO와 PDO의 강도를 보인다. 모델간 차이가 커 통계적으로 유의하지는 않지만, mid-Holocene에서 ENSO와 PDO의 상관계수는 증가하고, 반면에 LGM에서는 ENSO와 PDO의 상관계수는 통계적으로 유의하게 감소한다. 모형간 차이는 있지만, 전체적으로 다음과 같은 역할을 적용할 수 있다. 상대적으로 따뜻한 Mid-Holocene 기후에서는 동서방향 SST 경도가 약화되어 현재기후에 비하여 엘니뇨의 강도가 약화되지만, 엘니뇨 패턴은 서쪽으로 확장되는데, 이는 적도 중태평양에서의 대류 강수활동을 강화시킨다. 적도 중태평양 지역은 대류활동에 민감한 지역이므로 SST가 조금만 증가되어도 대류가 활발해지는 지역이다. 이는 중위도로의 원격상관을 강화시켜 ENSO와 PDO의 관계를 강화시키는 것이다.

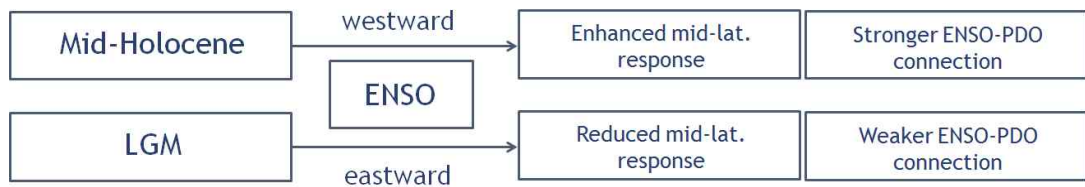


Fig. 10-17. 요약도

반면에 상대적으로 추운 LGM 기후에서는 엘니뇨 패턴이 동쪽으로 수축하

는데, 이는 중태평양의 대류 강수활동을 크게 약화시켜 중위도로의 원격상관을 약화시킨다. 이는 ENSO와 PDO의 관계를 크게 약화시키는 역할을 한다(Fig. 10-17).

### 10.3. 요약

PMIP3에서 중위도와 적도지역 SST 변동성의 상호작용을 살펴보았다. 그 결과, 상대적으로 온난한 기후에서 ENSO의 패턴은 서쪽으로 확장되고 한랭한 기후에서는 ENSO의 패턴이 동쪽으로 수축된다는 사실을 밝혔다. 즉, PI 시나리오보다 온난했던 Mid-Holocene에서 ENSO의 패턴은 서쪽으로 확장되었고, 이는 적도 중태평양에서 초과적인 적은 대류활동을 증가시켜 정상로스비파 형태로 중위도 원격상관을 강화시키고, 이는 지상 근처의 바람을 통한 열속에 의하여 PDO 패턴을 강화시킨다. 이에 따라 Mid-Holocene에서 ENSO와 PDO의 관계는 강화된다. 반면에, LGM에서는 ENSO의 패턴이 동쪽으로 수축되기 때문에 적도 중태평양의 대류활동이 약화되고 이는 중위도로의 원격상관을 약화시켜, PDO의 패턴을 약화시킨다. 한편, Mid-Holocene에서 동서 SST 기울기의 감소로 ENSO의 강도는 유의미하게 줄어들지만, LGM에서는 최대 SST 차이가 중태평양에서 나타나기 때문에 유의미한 ENSO 강도의 변화는 나타나지 않는다.

### 10.4. 참고문헌

- An, S.-I., and J.-H. Park, 2013: Maintenance of PDO variability during the mid-holocene in PMIP2, *Clim. Dyn.*, 40, 1291-1299.
- Braconnot P. et al., 2007: Results of PMIP2 coupled simulations of the mid-holocene and last glacial maximum – part 1: experiments and large-scale features. *Clim. Past.* 3, 261 - 277.
- Kim, H., S.-Y. Yeh, M. Kwon, 2016: Marginal changes in the linear relationship of ENSO-PDO in the CMIP5 RCP4.5 scenario, *Int. J. Clim.*, 36, DOI: 10.1002/joc.4655.
- Koutavas A, B. Demenocal, GC. Olive, J. Lynch-Stieglitz, 2006: Midholocene El Nino-Southern Oscillation (ENSO) attenuation revealed by individual foraminifera in eastern tropical Pacific sediment. *Geology*, 34, 993 - 996.

- Kwon, M., S.-W. Yeh, Y.-G. Park, Y.-K. Lee, 2013: Changes in the linear relationship of ENSO-PDO under the global warming, *Int. J. Clim.*, 33, 1121-1128.
- McGregor H., M. Gagan, 2004: Western Pacific coral d18O records of anomalous holocene variability in the El Nino-Southern oscillation. *Geophys Res Lett* 31:L11204. doi:10.1029/2004 GL019972.
- Schneider N., BD. Cornuelle, 2005: The forcing of the Pacific decadal oscillation. *J. Clim.* 18, 4355 - 4373.
- Zheng W, P. Braconnot, E. Guilyardi, U. Merkel, Y. Yu, 2008: ENSO at 6 ka and 21 ka from ocean - atmosphere coupled model simulations. *Clim. Dyn.* 30, 745 - 762.





## 제 11 장 KIOST 고기후 모델



## 제 11 장 KIOST 고기후 모델링

### 11.1. 개요

수치모델을 이용한 고기후 연구는 단순히 과거의 지구 기후를 재현한다는 의미를 넘어서 현재 인류가 경험해보지 못한 기후를 수치모델로 재현함으로써 모델의 성능을 검증하고 발전시키는데 의미가 크다고 할 수 있다. 이러한 노력들은 우리가 경험해보지 못한 미래 기후를 수치모델을 이용하여 모의함에 있어 그 성능과 정확도를 향상시키는데 기여할 수 있을 것이다.

고기후 모델의 상호 비교 검증을 위한 국제 프로그램인 PMIP(Paleoclimate Modeling Intercomparison Project)가 각국의 자발적인 참여로 수행되고 있으며 이를 이용한 고기후 연구가 활발히 진행되고 있다. 그러나 이러한 연구는 대부분 각 연구자의 관심사에 국한된 측면이 있을 뿐만 아니라 고기후 모델의 특성상 수치모델의 모의 편차가 크기 때문에 우리가 목표로 하는 북태평양순환류의 변동성을 연구하는데는 미흡한 측면이 있다. 또한, 국내에서는 아직까지 고기후 모델에 대한 체계적인 개발이 이루어지지 않아 한반도의 과거 기후 모의에 활용할 만한 수치모델이 부재한 것이 사실이다.

본 연구에서는 기존의 지구시스템 모델로부터 지면 모델 및 해양 모델의 고기후 환경을 입력하여 고기후 모델을 수립하였다. 아직 전산자원의 한계로 장기 적분에는 성공하지 못했지만 향후 고기후 자료와의 비교 검증을 통하여 북태평양의 기후 역학을 연구할 뿐만 아니라 지구시스템 모델 자체의 성능 검증에도 활용될 것으로 기대한다.

### 11.2. 고기후 모델 수립

GFDL CM2.5와 CM2.1 모델을 이용하여 2만 1천년의 마지막 빙하기(Last Glacial Maximum: LGM)와 약 6천년 전의 중세 홀로세 (Mid-holocene), 그리고 1850년 산업혁명이전(Pre-Industrial control, PIcontrol)에 대한 모델을 수립하였다. 고기후 모델 수립을 위해 온실가스를 태양 상수를 조정하였으며 LGM 모델을 위해서는 염분을 현재보다 1psu 높였다(Table 11-1).

Table 11-1. 고기후 모의를 위한 수치모델과 온실가스, 천문 상수 그리고 해수 염분값

	Control	Glacial(21ka BP) LGM	Mid-holocene
Model	GFDL CM2.5	GFDM CM2.5	GFDL CM2.1
Aerosols(GHG)	CO <sub>2</sub> =353.9 ppm, CH <sub>4</sub> =1693.6 ppb, N <sub>2</sub> O=2309.5 ppb, CFCs	CO <sub>2</sub> =185.0 ppm, CH <sub>4</sub> =350.0 ppb, N <sub>2</sub> O=200.0 ppb, No CFCs	CO <sub>2</sub> =280 ppm, CH <sub>4</sub> =650 ppb, N <sub>2</sub> O=270 ppb, CFCs
Orbital Parameters	ecc=0.01671 obl=23.439° peri-180°=102.932°	ecc=0.018994 obl=22.949° peri-180°=114.42°	ecc=0.018682 obl=24.105° peri-180°=0.87°
Mean Ocean Salinity		+1 psu	

중기 홀로세의 경우 해수면이 현재와 비슷했던 것으로 알려져 있어 Table 11-1에서 보는 바와 같이 온실가스와 천문 상수를 조정함으로 수치 모의가 가능했다. 그러나 LGM의 경우 해수면의 높이가 현재와 비교하여 약 116m 낮았으며 해수의 염분 또한 약 1psu가 높았던 것으로 알려져 있다. 따라서 LGM을 모의하기 위해서 해수면의 높이는 조정하였으며, 이에 따라 수심도(Fig. 11-1)와 해양-대기 상호작용을 위한 결합자를 수정하였다. 해양의 수심을 약 116m 낮췄을 경우 황해의 대부분의 지역이 육지가 되며 대한해협 또한 차단되어 동해로의 난류 유입이 제한되었다. 또한 인도네시아 해를 통한 태평양과 인도양의 해수 교환이 일부 제한될 것으로 예상할 수 있다. LGM의 경우 빙하의 분포 또한 현재와는 크게 차이가 있다. 현재의 경우 지면 빙하의 분포는 주로 남극과 그린란드 그리고 북극 주변에 국한되지만 LGM의 경우 남극과 그린란드 뿐만 아니라 북미대륙과 스칸디나반도에 넓게 분포하게 된다. 본 연구에서는 LGM 모의를 위하여 과거 자료로부터 복원된 빙하의 분포를 처방하였으며 관련된 변수들을 수정하였다.

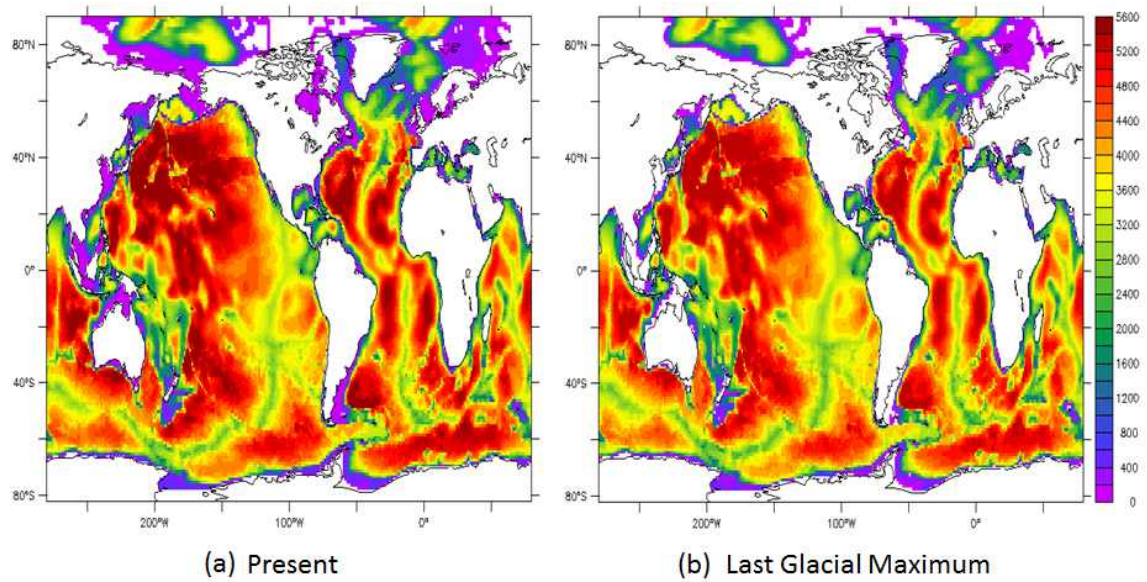


Fig. 11-1. 현재(a)와 LGM(b)의 수심도

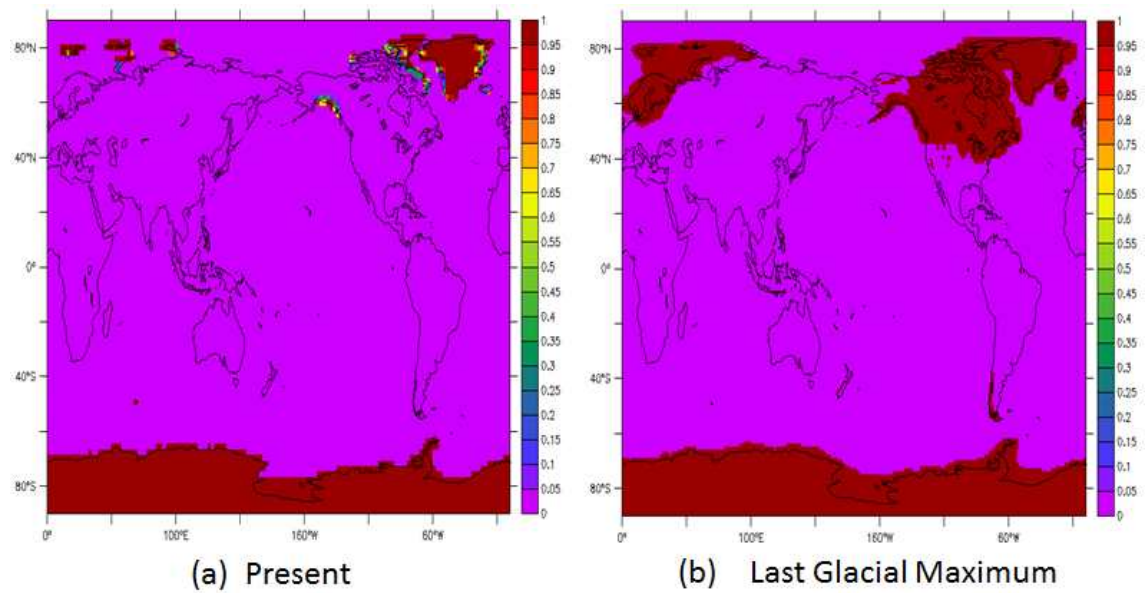


Fig. 11-2. 현재(a)와 LGM(b)의 빙하 분포도

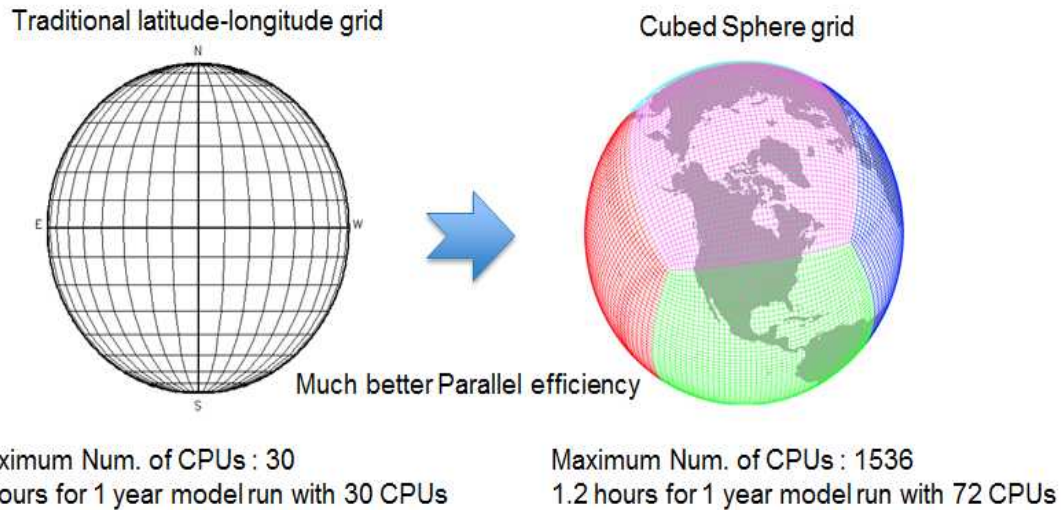


Fig. 11-3. 대기의 격자 시스템 변경. Cubed Sphere 격자를 도입함으로써 최대 1,536 개의 CPU를 사용할 수 있으며 적분 시간을 단축할 수 있음.

특히, 본 연구에서는 고기후 수치모델 연구의 특성상 장기 적분이 요구되는 바 수치 적분 효율성을 높이기 위해 대기모델의 격자를 기존의 수직격자 체계에서 육면구체 (Cubed Sphere Grid) 격자인 CM2.5 모델로 변환하였다. 기존의 수직격자체계에서는 최대 30개 이상의 CPU를 사용할 수 없었지만 새로 수립된 모델에서는 최대 1500개 이상의 CPU를 사용할 수 있으며 72개의 CPU를 사용했을 때 기존에 30개의 CPU 로 3시간이 소요되던 계산을 1.2 시간만에 완료함으로써 병렬 계산 성능이 뛰어난 것을 확인하였다. 지금까지는 이 모델을 LGM 모의에만 활용하고 있지만 향후 중기 홀로세 모의에도 활용할 예정이다.

### 11.3. 결과

#### 중기 홀로세 기후모의 (10년 초기 모의 결과)

중기 홀로세 기후를 10년을 모의하였다. 기후 변동성을 분석하기에는 짧은 기간이지만 평균적인 기후 모의 특성은 살펴볼 수 있었다. Fig. 11-4는 현재기후와 중기 홀로세의 해면수온을 나타낸 것이다. NINO3 과 NINO4 지역의 수온이 현재보다 최대 0.5℃ 이상 낮게 나타났으며, 특히 동아시아의 경우, 홀로세 중기에는 현재보다 위도 20°N 이상 영역의 SST가 비슷하거나 높았으며 위도 40°N 부근 동해와 일본 해상에서 수온이 높게 나타났다. 쿠로시오가 이안되는 지역의 수온이 최대 1℃ 이상 높게 나타났으며 이는 북태평양 순환에 변동을

보여주는 것으로 보인다.

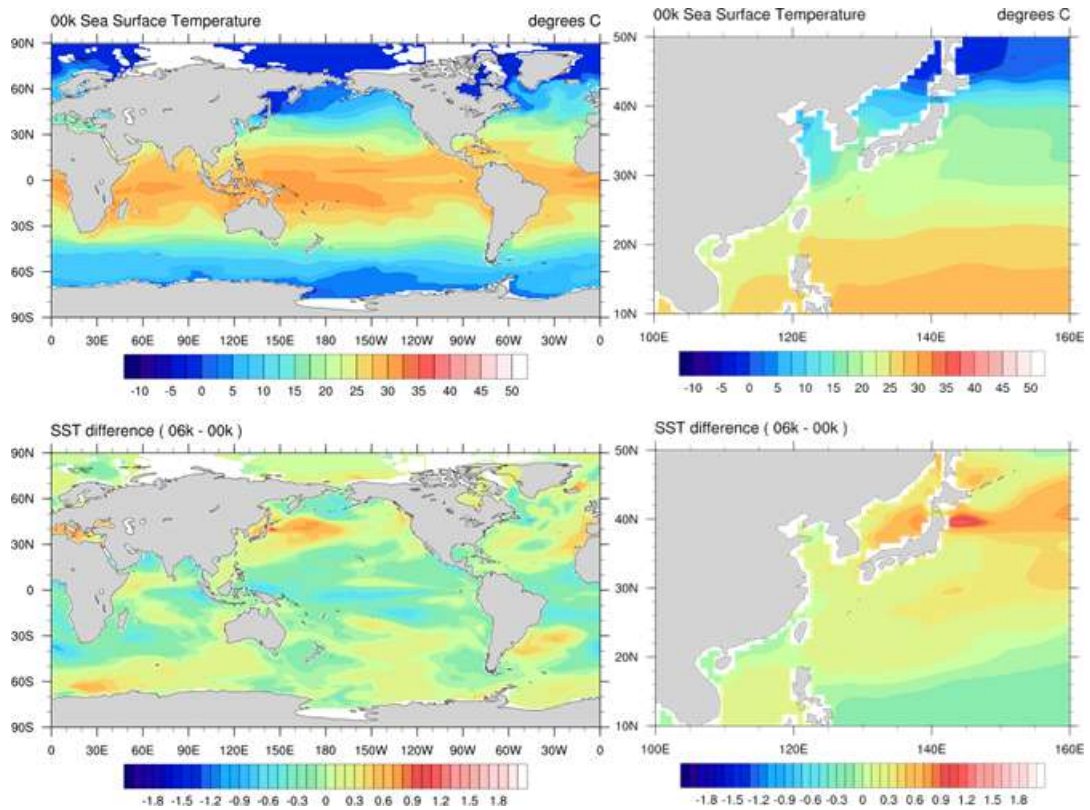


Fig. 11-4. 현재기후(0 ka)의 SST 분포(위) 및 홀로세 중기(6ka)와 현재기후(0 ka)의 SST 차이(아래)

또한, 중기 홀로세의 해면염분(Sea Surface Salinity; SSS) 분포를 살펴보면, 인도네시아, 그리고 아프리카 서부해안 등 적도에 인접한 지역에서 현재보다 높게 나타났으며, 북서태평양의 경우, 쿠로시오를 기준으로 동쪽으로 SSS가 현재에 비해 낮고, 황해와 남중국해는 현재보다 높게 나타났다. SSS의 경우 강수량 및 담수의 유입과 관련성이 깊다고 할 수 있다. 전체적으로 인도네시아 해역과 황동중국해에서 강수량이 감소한 것이 염분이 상승한 주요 원인으로 파악되었다. 이러한 평균 변화가 기후변동성에 어떠한 영향을 미치는지는 향후 장기 분석을 통해 살펴볼 것이다.

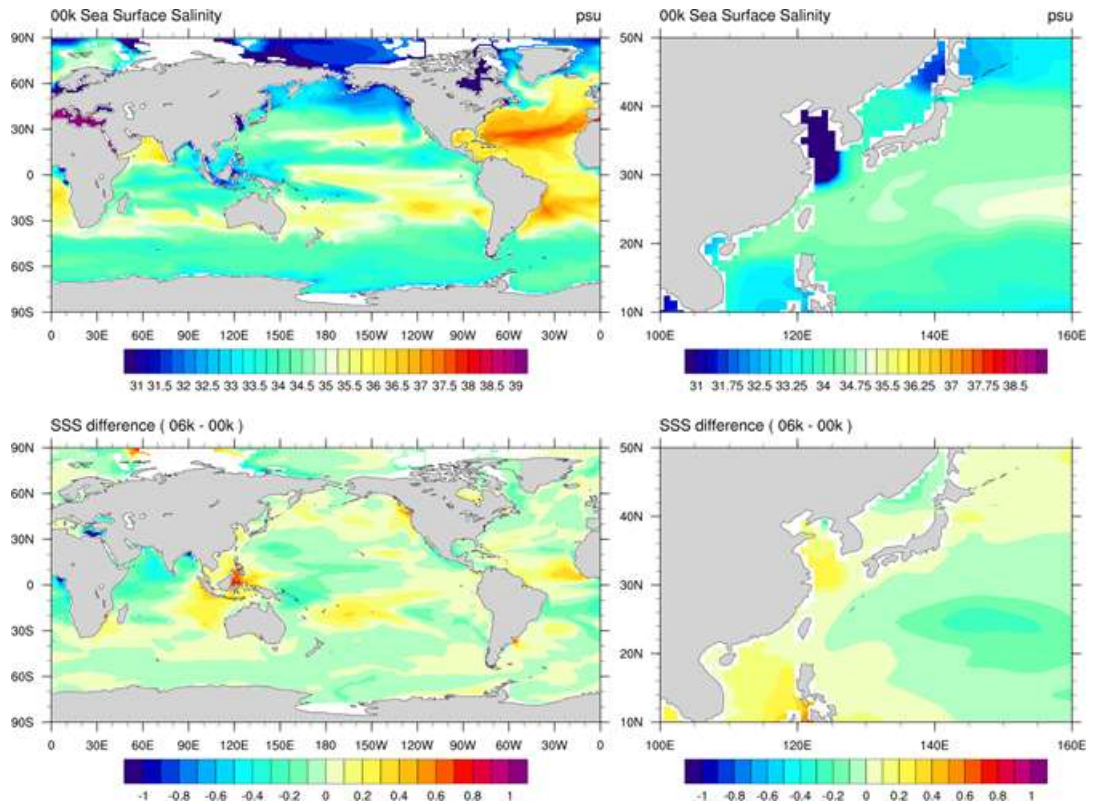


Fig. 11-5. 현재기후(0 ka)의 SSS 분포(위) 및 홀로세 중기(6ka)와 현재기후(0 ka)의 SSS 차이(아래)

전지구 순환의 강도 변화를 보기 위해 Fig. 11-6에 stream function을 나타내었다. 현재 기후에서 북태평양에서 양의 값을 갖는 쿠로시오 순환과 음의 값을 갖는 오야시오 순환이 관찰된다. 중기 홀로세와 현재의 Stream Function의 차이는 쿠로시오 해역에서 음, 그리고 오야시오 해역에서 양의 값을 갖는 것으로 나타났으며 이는 쿠로시오와 오야시오 순환이 모두 약화되었음을 나타낸다.

본 연구에서 모의된 중기 홀로세 모델 결과는 전반적으로 수온이 증가하는 것으로 나타났으며 고기후 프록시 자료에서는 여름에는 수온이 증가하지만 겨울에는 감소하는 것으로 보고된 바 있다(Wanner et al., 2008; Jian et al., 2000). 또한 적도 지역에서의 강수는 전반적으로 증가한 것으로 알려져 있어 본 연구의 모델 결과와는 상반된 결과를 나타낸다(Wanner et al., 2008). 그러나 아직까지 프록시 자료의 부정확성과 단기간 모델 적분으로 인한 모델의 부정확성을 고려해야 하며 특히 본 모델은 생지화학 과정이 접합되지 않은 결과로서 향후 해양 및 지면의 생태 환경과 기후 변동과의 상관성을 고려할 필요가 있다.



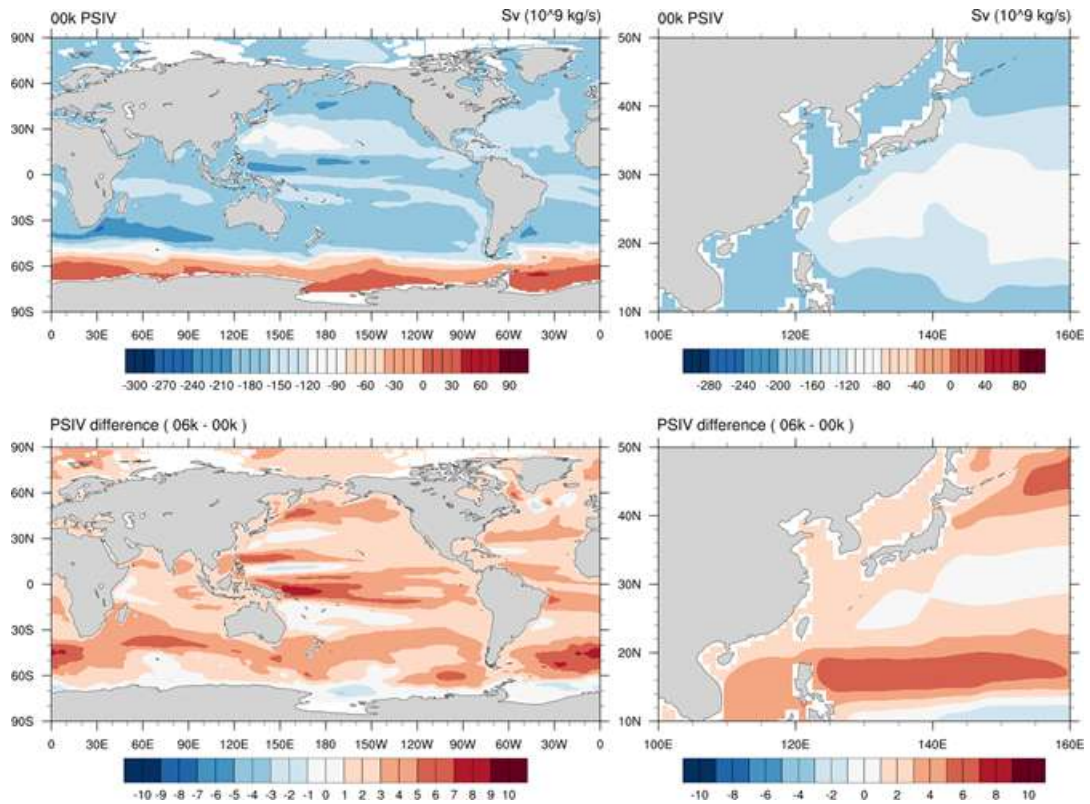


Fig. 11-6. 현재기후(0 ka)의 Stream function (위) 및 홀로세 중기(6ka)와 현재 기후(0 ka)의 차이(아래)

### LGM 기후모의 (10년 초기 모의 결과)

Cubed Sphere 격자에 기반하여 현재 기후와 LGM 고기후 모델을 수립하여 초기 적분을 수행하였으며, 현재 기후에 대해서 초기 40년, LGM 고기후 모델에 대하여 초기 10년을 각각 적분하였다. LGM 고기후 모의 결과 전지구적으로 해수면 온도가 현재 기후와 비교하여 낮아졌을 뿐만 아니라, 특히 쿠로시오와 오야시오가 만나는 극전선 지역에서 수온의 하강이 뚜렷하게 모의되었다 (Fig. 11-7). 이는 쿠로시오 이안점의 남북 이동과 관련이 있는 것으로 이해할 수 있다. LGM 고기후 환경에서는 또한 적도태평양에서 수온이 전반적으로 하강했을 뿐만 아니라 동태평양의 수온이 더 크게 하강하여 동서의 온도 구배가 커진 것이 특징적이다. 특히 이러한 변동은 엘니뇨 강도를 강화시킬 수 있으며 장기 기후 변동성에 대한 추가적인 분석이 요구된다.

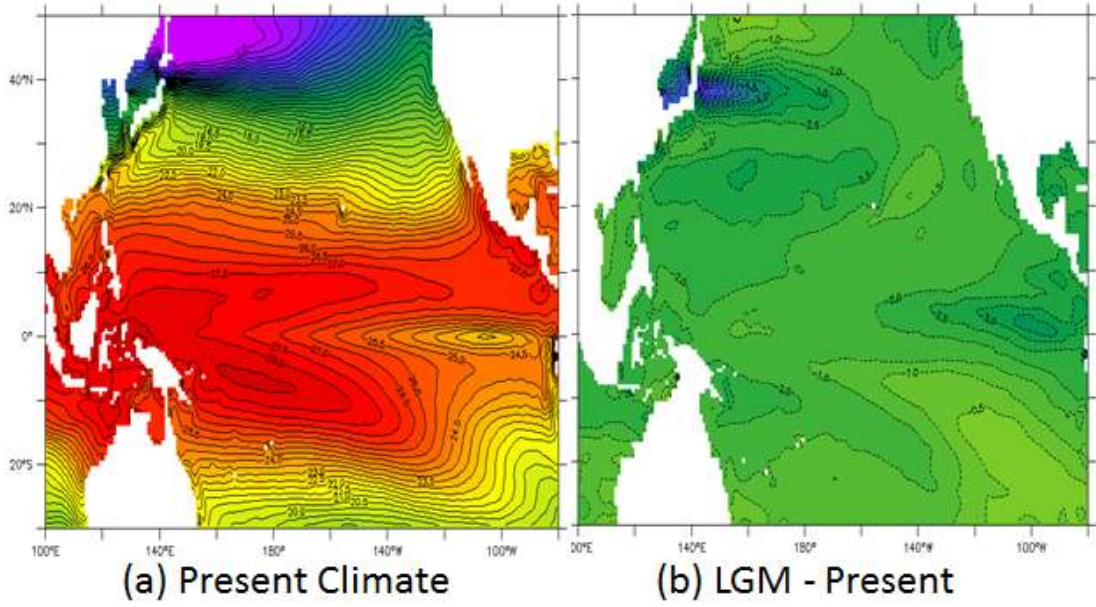


Fig. 11-7. 현재 기후모델과 LGM 고기후모델에 의한 해면 수온 모의 결과와 그 차이(LGM-Present)

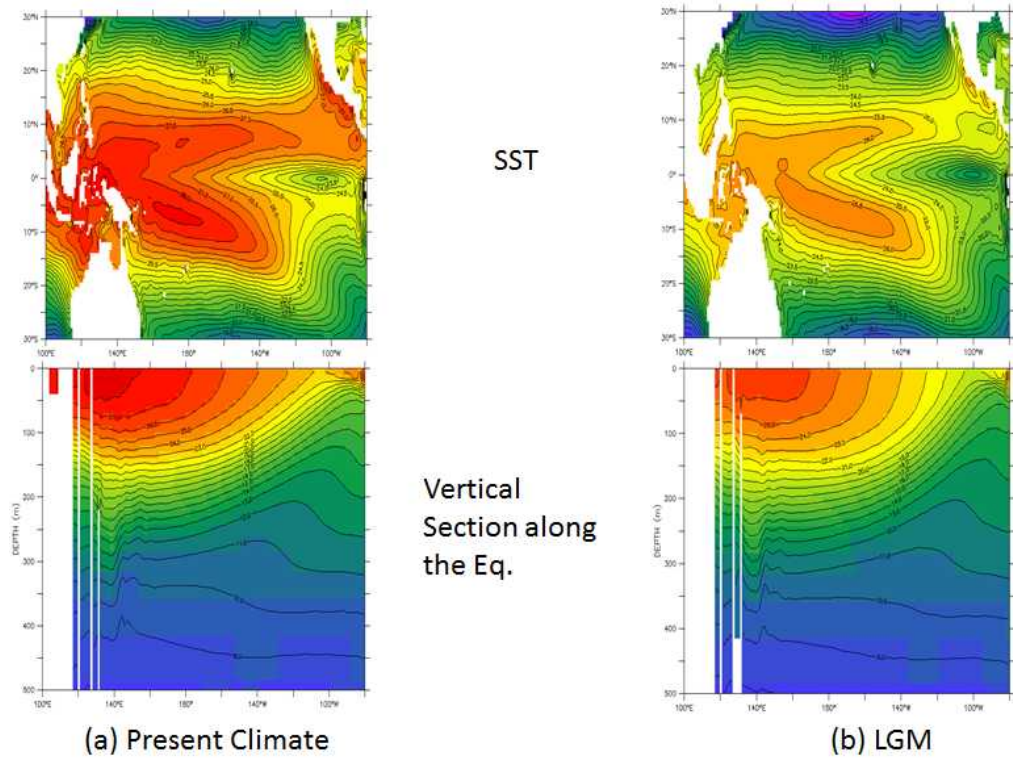


Fig. 11-8. 현재 기후(a)와 LGM 의 적도 해역 해면 수온 및 적도를 따르는 수온의 수직 단면도

해양생지화학 민감도 실험

앞서 기술한 바와 같이 중기 홀로세와 LGM 고기후 모의를 위해서 천문 상수와 온실 가스 및 해양 수심도를 변화시켜왔다. 그러나 또 하나의 중요한 변수가 지면 식생과 해양생지화학 과정이다. 역학 지면 식생과 해양생지화학 과정이 기후 모의에 미치는 영향에 대해서 일찍부터 그 중요성이 인식되어왔지만 아직까지 그 역학 과정과 과거 자료의 축적이 미비한 실정이다. 해양생지화학 과정을 모의하기 위해서 다양한 역학 모델이 개발되고 있지만 그 역학 과정이 불명확하여 현실 모의 성능은 크게 떨어지는 실정이다. 따라서 본 연구에서는 BLING 생지화학 모델을 접합하여 그 민감도를 실험하였으며 향후 계산 성능 대비 기후 모의 성능을 분석하여 고기후 지구 시스템 모형으로 수립할 것이다.

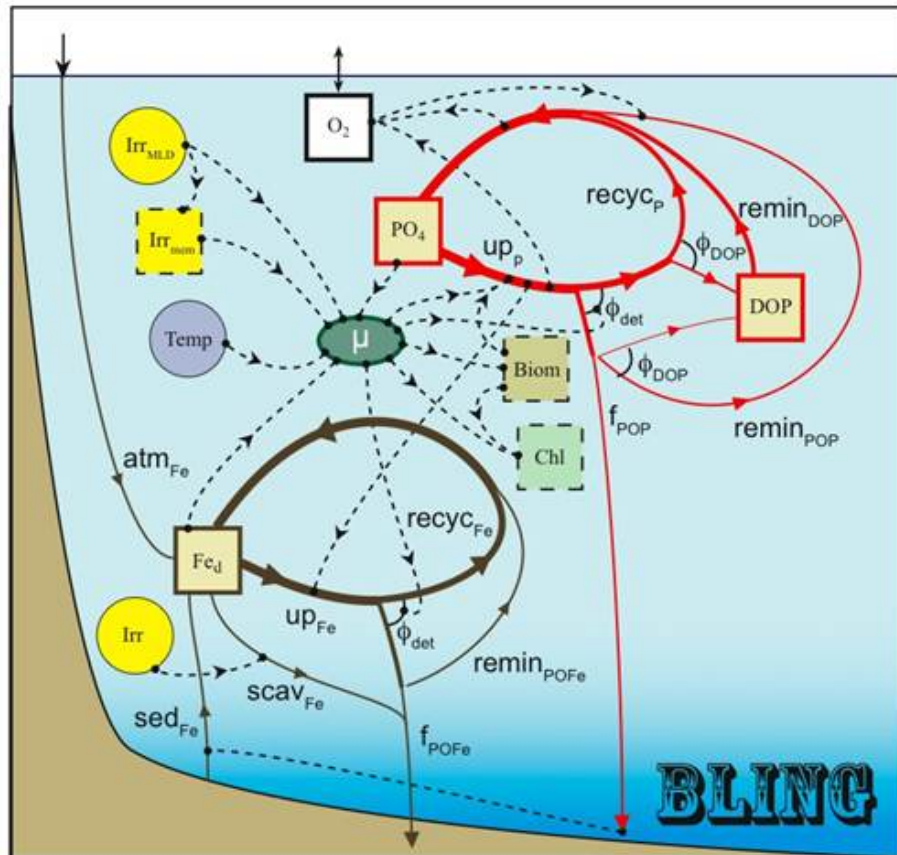


Fig. 11-9. BLING 생지화학 모델의 개념도. Galbraith et al. (2010)

BLING은 산소와 인산염, 유기화합물과 철 이온 등 4개의 예단 변수를 모의하는 생지화학 모델이며 19개의 예단 변수를 모의하는 TOPAZ보다 단순하지

만 기후모의 능력이 뛰어나 본 연구에 적용하였다. 생지화학 과정을 통해 생물 1차 생산량을 모의하며 이로부터 얻어진 클로로필이 해면에서 알베도를 변화 시킴으로 기후 변동과 상호 작용하는 것으로 알려져 있다.

Fig. 11-10은 BLING 에 의한 인산염 모의 결과를 나타낸 것이다. 여름철과 겨울철 모두 북극 주변 해역에서 농도가 지나치게 낮은 것이 단점이지만 전반적으로 관측에 가깝게 인산염을 모의하는 것으로 보인다.

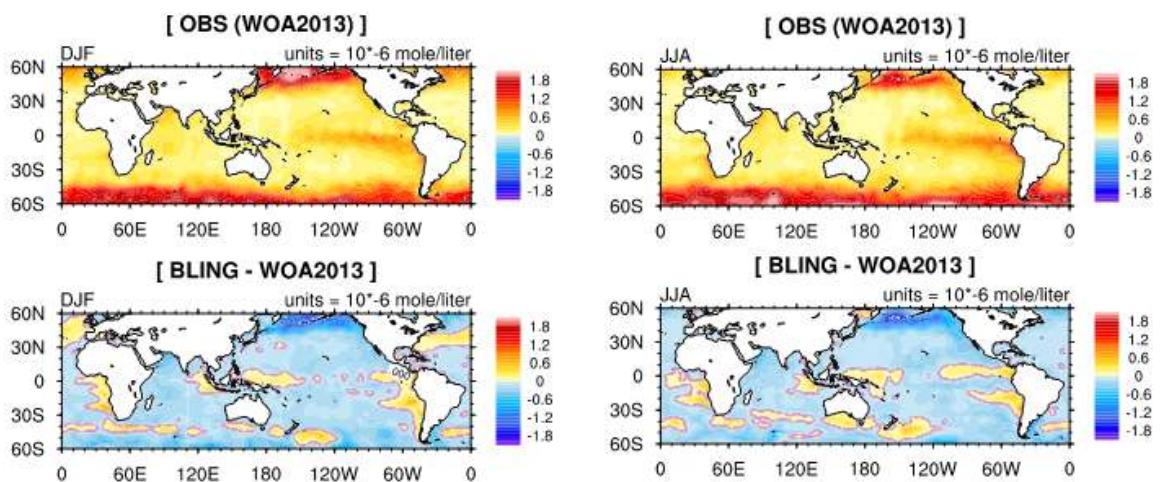


Fig. 11-10. 관측(World Ocean Atlas)에 의한 인산염분포(위)와 BLING으로부터 모의된 인산염분포 (아래). 왼쪽과 오른쪽은 각각 북반구 겨울철 (December - January - February)과 여름철 (June-July-August)를 나타냄.

BLING 에 의한 해양생지화학 과정과 기후 변동과의 상호 작용에 대한 민감도를 평가하기 위해서 관측 자료로부터 분석된 엘니뇨 상관성을 검토하였다. Fig. 11-11은 Park et al. (2011)에 의해 분석된 엽록소 농도와 수온 그리고 엽록소 농도와 강수량 간의 상관도를 보여준다. 일반적으로 엘니뇨가 발달하여 해수면 수온이 상승할 경우 동태평양으로부터 영양염 공급이 저하되어 1차 생산량이 감소하게 된다. 이는 저온의 심층에 고농도의 영양염이 분포하며 태평양 적도를 따라 용승이 활발할 경우 표층 수온은 내려가며 영양염이 풍부하게 되어 생물의 1차 생산성이 높아지기 때문이다. 또한 강수량과의 음의 상관성은 강수량이 증가할수록 운량이 많아지고 이는 태양광을 차단하여 생물의 1차 생산성이 낮아지는 것으로 설명할 수 있다.

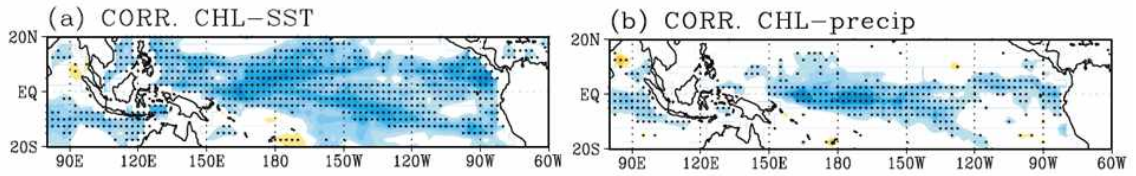


Fig. 11-11. 관측 자료로부터 분석된 엽록소와 해면수온 그리고 엽록소와 강수량과의 상관성. Park et al. (2011)

Fig. 11-12는 BLING 으로부터 모의된 엽록소 농도와 수온 그리고 강수량 간의 상관도를 나타낸 것이다. 관측 자료에서 보는 바와 같이 음의 상관도가 적도를 중심으로 분포하는 것을 볼 수 있으나 적도에만 국한되어 지나치게 음의 상관도가 높은 것은 기후 모델의 한계에 따른 것으로 보인다.

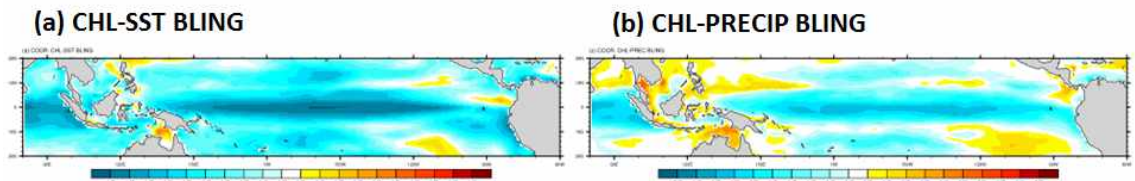


Fig. 11-12. 생지화학 접합 기후모델에서 모의된 엽록소와 SST(왼쪽) 그리고 강수량(오른쪽)과의 상관성 분포

Fig. 11-13은 엽록소 농도의 EOF 1모드와 엽록소 농도, 해면수온, 적도에서 해양의 수직 속도 그리고 단파 복사와의 지연 회귀 분포도를 나타낸 것이다. 이로부터 엽록소 농도의 분포와 엘니뇨의 발달에서부터 소멸까지 민감도를 살펴볼 수 있다. 일반적으로 적도에서는 엘니뇨의 변동성이 가장 큰 것으로 알려져 있다. 그리고 엘니뇨가 발달함에 따라 앞서 Fig. 11-11과 Fig. 11-12에서 살펴본 바와 같이 엽록소의 농도는 음의 상관성을 나타낸다. 그리고 엘니뇨가 소멸함에 따라 약 6개월 후 양의 상관성을 보이게 된다. 이러한 변동성은 SST와 적도에서의 수직 속도에서도 잘 나타난다.

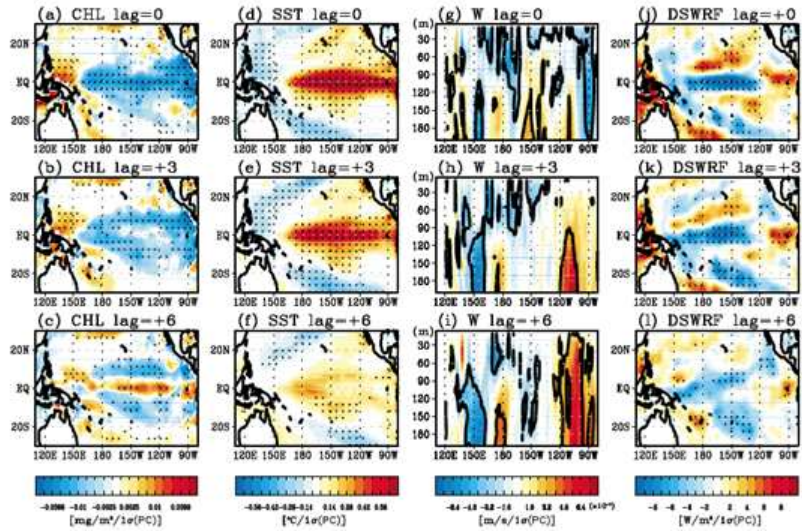


Fig. 11-13. 관측으로부터 분석된 엽록소 농도의 EOF 1모드와 엽록소(a), SST(b), 적도에서 해양의 수직속도(c) 그리고 단파복사(d)의 지연 회귀분포도

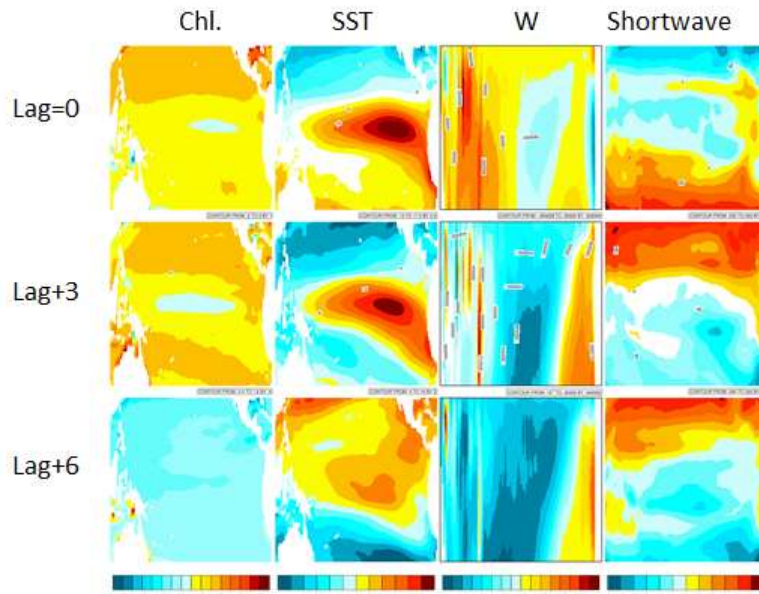


Fig. 11-14. BLING으로부터 분석된 엽록소 농도의 EOF 1모드와 엽록소(a), SST(b), 적도에서 해양의 수직속도(c) 그리고 단파복사(d)의 지연 회귀분포도

Fig. 11-14에서 보는 바와 같이 BLING 에서도 엘니뇨의 발달과 소멸에 따른 엽록소의 변화가 잘 묘사되고 있다. 그러나 엘니뇨의 소멸 시기가 관측에 비해

서 다소 늦은 것이 한계로 나타났다. 본 연구에서 도입한 BLING은 비교적 계산 비용이 적게 소요되면서도 해양의 생물상을 잘 모의하고 있어 향후 고기후에서 생지화학 환경을 모의하는데 기여할 것으로 기대한다.

#### 11.4. 참고문헌

- Galbraith et al. (2010), Regional impacts of iron-light colimitation in a global biogeochemical model, *Biogeosciences*, 7, 1043 - 1064.
- Jian et al. (2000), Holocene variability of the Kuroshio Current in the Okinawa Trough, northwestern Pacific Ocean. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 184, 305-319.
- Park et al. (2011), Variability of chlorophyll associated with El Niño - Southern Oscillation and its possible biological feedback in the equatorial Pacific, *J. Geophys. Res.*, 116, C10001, doi:10.1029/2011JC007056.
- Wanner et al. (2008), Mid- to late Holocene climate change - an overview. *Quaternary Science Reviews*, pp. 1791-1828.