

BSPE98662-10102-5

**태평양 권역별 해저환경특성 및 고환경
복원연구**

**[Characterization of Deep Seabed
Environment and Paleo-environmental
Reconstruction in the Pacific Ocean]**

2012. 2.

한국해양연구원

제 출 문

한국해양연구원장 귀하

본 보고서를 “태평양 권역별 해저환경특성 및 고환경 복원 연구” 사업의 최종보고서로 제출합니다.

2012년 2월

연구수행기관 : 한국해양연구원

연구책임자 : 형기성

참여연구원 : 고영탁, 김원년, 김종욱, 유찬민, 주세종, 지상범,
김형직, 이현복, 갈종구, 고아라, 김정훈, 서인아,
이종민, 정미승, 김동선, 신동혁, 우한준, 이용국

외부참여연구원 : 김승섭, Micheal M. Chandler(University of Hawaii)

요 약 문

I. 제 목

태평양 권역별 해저환경특성 및 고환경 복원 연구

II. 연구목표 및 개요

1. 연구목표

- 대양관련 연구사업의 이동항해 구간 및 인접 과학적 관심해역에 대한 광역 지구물리조사/해저환경 특성 연구를 통해 비용 효율적으로 국제적 연구사업을 기획/개발할 수 있는 현장자료 확보

- 과학적 관심해역의 지구조 연구 및 고해양환경 복원

2. 연구기간

2009. 1. 1 ~ 2011. 12. 31

III. 내용 및 결과

한국해양연구원은 동태평양 지역의 망간단괴 개발사업, 남서태평양의 해저열수 광상개발사업, 그리고 북서태평양의 대양사업 등 태평양 전 지역을 대상으로 자원 및 기후관련 사업을 수행하고 있다. 또한 2010년부터는 인도양 중앙해령을 중심으로 광물자원 탐사를 수행하고 있다. “태평양 권역별 해저환경특성 및 고환경 복원 연구”는 이들 대양을 대상으로 한 연구사업의 수행 시 이동항해 간 연구선과 연구선에 장착된 관측장비를 활용함으로써 탐사·연구 활동의 효율성을 극대화하기 위해 기획 수행되었다.

적은 비용과 시간을 투자하여 국제적 관심해역에 대한 고기후복원 및 지구조 연구를 위해 기존 사업과 연계하여 현장자료를 획득하였다. 2009년에는 북동태평양과 서태평양의 지구조 연구를 위해 하와이-망간단괴 광구해역과 Ellice 분지의 지구물리 자료를 획득하였으며, 하와이-피지 간 이동항해 구간에서는 워폴 연구를 위한 퇴적물 시료를 획득하였다. 2010년에는 북동태평양 지구조 연구를 위한 추가 자료를 획득하고, 인도양 적도해역에서 몬순 연구를 위한 퇴적물 시료를 획득하였다. 연구사업의 3년차인 2011년에는 북동태평양에서의 지구물리 자료와 인도양 적도해역 퇴적

물에 대한 추가자료를 획득하였다.

서태평양의 지구조 진화연구를 위해 논란의 중심에 있는 Ellice 분지의 정밀수심 및 중자력 자료를 이용하여 Taylor가 주장한 거대 plateau 가설을 검증하였으며, 또한 plateau의 고위도와 열개자료를 이용하여 태평양판의 이동을 해석하였다. NAP 09-03 탐사를 통해 획득한 Ellice 분지의 자료를 이용하여 Emperor 시기 Hawaiian plume의 활동을 가미한 WK08-D (Pacific drift-corrected model)가 OJN의 고위도, Louisville 해산군의 분포, Ellice 분지/Osborn trough의 열개대 분포 등을 해석하는데 가장 적합함을 밝혀내었다. 하지만 83.5Ma 이전에 모든 APM이 불확실하기 때문에, 고정된 열점이나 남극판의 이동 등에 기반한 WK08-A와 OMS-05 APM 또한 완전히 배제하진 못한다. 또한 플룸의 표류와 극점의 이동이 상호 배타적인 관계가 아니기 때문에 이들을 모두 만족할 모델의 적용이 필요하다. WK08-D를 이용한 지구조 해석은 OJN과 Louisville 열점과의 관계를 좀 더 명확하게 규명하는데 그 의의가 있다. APM의 단점에도 불구하고, OJN의 기원이 Louisville 열점임을 연구결과를 통해 밝혀내었다.

Hawaiian Emperor Bend는 동태평양 해저산맥의 변곡점으로 태평양판의 이동 등 지구조를 이해하는데 매우 주요한 지역이다. Hawaii-Emperor 해저산대는 고정된 열점 위를 태평양판이 이동하면서 형성된 것으로 해석되어 왔으나, 해저산맥에서 측정된 고위도와 현재 열점이 존재하는 하와이섬의 위도가 차이가 난다는 것이 밝혀진 이후 새로운 해석이 필요함을 과학계가 인지하게 되었다. 따라서 2009년과 2010년에 수행된 NAP 09-01, -02와 NAP 10-01, 02 탐사에서 하와이-망간단괴 광구 이동향해 구간을 따른 정밀 수심 및 중자력 탐사를 통하여 Hawaii Emperor Bend의 특징을 규명하고자 하였다. 클라리온 균열대를 따라 획득한 수심자료에서는 많은 해저산들이 관찰된다. 해저산의 크기가 작고 주변 해저구릉(abyssal hill)의 지형들이 크게 변형된 흔적이 없음은 이 해저산들이 중앙해령 근처에서 생성되었고 태평양판의 움직임과 함께 현재의 위치에 도달하였음을 지시한다. 또한 위성 중력 자료에서 보이는 클라리온 균열대의 수심분포와는 달리 정밀 수심자료는 클라리온 균열대 내부에 여러 조그만 균열대들이 분포함을 보여준다. 이들 균열대의 분화는 태평양판의 과거 판운동의 변화에 기인하는 것으로 해석된다.

서태평양 워플은 적도태평양뿐 아니라 전 지구적 기후 변화에 밀접히 연관되어 있다. 따라서 과거 워플의 변동성과 그에 따른 지역적 변화 방향을 파악하여 앞으로의 기후변화에 대처할 수 있는 연구가 필요하다. 이를 위해 현재 워플의 북쪽 가장 자리에서 획득한 주상시료 PC 631를 분석하였다. 퇴적물 내 탄산염 함량, 저서성 유공충 Cibicidoides sp. 의 안정산소동위원소비 ($\delta^{18}O$)와 SPECMAP (Imbrie et al.,

1982)을 대조하여 퇴적물의 연령을 약 60만 년 전까지 결정하였다. 퇴적물 내 부유성 유공충 *G. sacculifer*의 $\delta^{18}\text{O}$ 및 탄소안정동위원소비 ($\delta^{13}\text{C}$)는 뚜렷한 주기성을 보이지 않으며, 시료가 탄산염용해약층 (lysocline) 하부에서 채취됨에 따라 용해되어 동위원소비가 변질되었을 가능성이 높다. 생물 기원 규산염은 빙기-간빙기에 따른 주기적 함량 변화를 보이지 않으나, 약 40만 년 전 급격하게 감소한다. 이는 mid-Brunhes Event 이후 해양환경의 변화로 연구 해역의 표층생산성이 감소했을 가능성을 지시한다. 풍성기원 퇴적물의 방사성동위원소비 (Nd, Sr, Pb)로 중국 기원의 풍성기원물질의 상대적 양이 현재에 이르기까지 점차 감소하였음을, 광물 조성으로는 화산 기원의 쇄설물이 점차 감소하고 대륙성의 석영, 일라이트의 함량이 증가하였음을 확인하였다. 지난 간빙기 이후 풍성기원물질의 입도가 급격히 증가하였음을 고려할 때, 기후 변화에 따라 가까운 남반구의 대륙 (예: 호주)에서 대륙성 쇄설물이 기원하였을 가능성을 제시할 수 있다.

서태평양 워폴의 동쪽 가장자리의, 서로 인접한 지역에서 획득한 주상시료 PC 931, 932의 비교를 통해 유사한 해양환경의 기록이 퇴적 후 어떠한 변화에 노출되는가를 밝히고자 하였다. 탄산염용해약층 상부에서 채취한 PC 931은 전 구간에서 걸쳐 88-92%의 높은 탄산염 함량을 나타내었으나, 탄산염용해약층 하부에서 채취한 PC 932는 탄산염 함량이 주기적으로 변화하였다. 이에 따르면 태평양의 대양부에서 나타나는 탄산염의 주기는 생산성보다는 퇴적 후 용해에 따른 결과로 여겨진다. PC 931, 932 주상시료 내 부유성 유공충 *G. sacculifer*의 $\delta^{18}\text{O}$ 로 각각의 연령을 약 40만 년, 60만 년으로 유추하였으며 탄소안정동위원소비 ($\delta^{13}\text{C}$)의 값은 약 40만 년 전의 mid-Brunhes Event 이후 연구지역의 해양환경 및 표층생산성에 변화가 있었음을 지시한다. 이처럼 서태평양 워폴의 북쪽 경계부와 동쪽 경계부 모두에서 MBE를 경계로 급격한 표층생산성의 변화가 있었을 가능성이 나타났고, 향후 추가 연구를 통해 서태평양 워폴의 역사, 나아가 대양의 변화 양상을 추적할 수 있으리라 기대된다.

건조한 지역에 분포하는 토양은 바람에 침식되어 이동하다가 바람의 이동 경로를 따라 퇴적되며(예, 황사), 편서풍 및 무역풍에 실려 멀게는 적도해역까지 이동·퇴적하게 된다. 이들 풍성기원 먼지입자의 공급량은 기원지의 건조도와 남/북반구의 편서풍 및 무역풍의 세기에 비례하여 변화하며, 기원지 또한 편서풍/무역풍의 위도별 위치변화에 따라 변화한다. 본 사업에서는 신생대 대기순환(편서풍/무역풍의 시대별 세기 변화 및 위치) 규명을 위해 동태평양 적도 해역에서 획득한 U1334(IODP EXP 320) 시추 코아의 에오세-올리고세 경계부(3,400만년 전)에서 추출한 풍성기원 입자의 퇴적물, 광물조성, 원소조성, Nd-Sr 동위원소조성 분석을 실시하였다. 에오세-올리고세 경계부는 신생대 중 가장 큰 규모의 기후변화가 발생한 시기로 큰 규모

의 빙하기(Oi-1, ~7°C의 평균 기온 감소)와 함께 최초로 남극빙하가 형성되었으며, 심해퇴적물 성분에 중요한 탄산염 보상심도 또한 급격히 증가(>500m)하였다. 풍성기원입자의 Nd 동위원소 조성비는 기원지에 따라 독특한 값을 보였다. 적도수렴대의 북쪽에 퇴적되는 중국기원 풍성기원입자는 그 조성이 -10~-8 정도의 값을 가지며, 적도수렴대 남부 동태평양 해역에 퇴적되는 중앙/남아메리카 기원의 풍성기원입자는 -6~-3 정도의 범위를 보였다. 추출된 풍성기원입자의 Nd 동위원소비는 대략 34.2 Ma에서 급격히 증가하며, 경계 하부의 Nd 동위원소 값은 북반구 기원의 조성을 보이는 반면, 상부는 중앙/남아메리카에서 공급된 풍성 입자의 특징을 보였다. 이는 후기 에오세에 적도수렴대가 U1334 정점 이남에 위치하여 연구해역에 중국기원 풍성 입자가 공급/퇴적되었으나, 그 이후 Oi-1 빙하기와 함께 시작된 남극빙하의 형성과 그에 따른 남반구 적도-극 간의 온도구배 증가, 그리고 남반구 대기 순환의 강화로 적도수렴대가 연구 정점의 북쪽, 즉 적도 이북의 북반구로 이동했음을 지시한다.

에오세-올리고세 경계부 저서성 유공충의 산소동위원소 조성은 2번의 시기에 걸쳐 크게 증가하는 경향을 보였다. 풍성기원입자의 Nd 동위원소 조성변화 시기는 이중 전반기에 발생한 산소동위원소 감소시기와 일치하며, 대기 순환 변화가 빙하기의 초기부터 발생했음을 지시한다. 이는 남극 빙하의 형성이 Oi-1 빙하기 초기부터 강하게 발생했으며, 그에 따른 남반구 온도구배의 급격한 증가가 대기순환에 영향을 줬음을 의미한다.

북동인도양 해역은 인도 하천퇴적물의 영향을 크게 받는 지역으로, 현재 몬순을 이해하고, 과거 아시아 몬순의 영향을 평가하는데 매우 중요한 지역이다. 이번 연구에서는 인도양 몬순변화를 이해하기 위해 북동인도양 해역의 심해퇴적물을 획득하고, 이에 대한 연구를 수행하였다. 2010년도에는 인도의 하천 퇴적물에 영향권에 위치한 4개 정점에서 시료를 채취하였으며, 2011년도에는 인도 하천 퇴적물에 영향을 받지 않은 지역에서 3개의 심해 퇴적물 시료를 채취하였다. 현재 2010년에 획득한 퇴적물 시료에 대한 성분 분석과 퇴적시기에 대한 기초적인 분석을 수행한 상태이며, 2011년에 획득한 시료에 대한 분석과 해석을 진행하고 있다. NAP PC 10-2N 주상시료의 방산층 생층서 연구결과 720 - 721 cm 구간에서 RN10-RN15에 산출하는 *Spongaster tetras*와 *Didymocyrtis tetrathalamus*가 동정되었으며, 이 주상시료의 최대연령은 Pliocene에 해당하는 것으로 판단된다. 최북단에 위치하는 NAP PC 10-2N 주상시료는 상부 300 cm 까지는 탄산염 퇴적물이 우세하지만, 그 이하에서는 K/Ti 비가 2 이상인 매우 두꺼운 저탁류 퇴적층이 분포하였다. 최남단 NAP PC 10-4S 주상시료에서 저탁류 퇴적물이 간헐적으로 끼는 것에 비해 이 최북단 시료는 두꺼운 저탁류 퇴적체가 관찰되며 이는 이 지역이 보다 빈번하고 강한 저탁류의 영

향을 받은 것으로 판단된다. 적도 해역 북위 1°와 남위 1°에서 각각 채취된 NAP PC 10-1N과 NAP PC 10-1S 주상시료는 대체로 60% 이상의 높은 탄산염함량을 보이며 이는 적도 해역의 고생산성에 기인한 것으로 판단된다. 이 두 주상시료의 K/Ti 비는 대략 2정도로 깊이에 따른 큰 변화 양상을 보이지 않으며, 저탁류의 존재를 지시할 만한 3정도의 높은 K/Ti비는 관찰되지 않는다.

목 차

요 약 문	i
목 차	vi
표 목 차	viii
그림목차	ix
부록목차	xii
제 1 장 서 론	1
제 2 장 탐사개요	3
2.1. 탐사지역	5
2.2. 탐사장비	12
2.3. 탐사내용	14
2.3.1. 2009년 NAP 탐사	14
2.3.2. 2010년 NAP 탐사	14
2.3.3. 2011년 NAP 탐사	14
제 3 장 남서태평양 Ellice 분지의 지구조 해석	15
3.1. 국문요약	17
3.2. Introduction	17
3.3. Analysis	20
3.3.1. Reconstruction of the OJN breakup	20
3.3.2. Absolute reconstruction of OJN origin	28
3.4. Discussion	35
3.5. Conclusion	39
3.6. 참고문헌	40
제 4 장 Hawaii Emperor Bend의 진화	47
4.1. 서론	49
4.2. HEB 지형특성	50
4.3. 참고문헌	52

제 5 장 서태평양 워플지역 기후변동성 및 고기후 복원 연구	53
5.1. 서론	55
5.2. 연구방법	56
5.3. 결과 및 토의	59
5.3.1. 서태평양 주상시료 (PC631, BC633)	59
5.3.2. 중앙태평양 주상시료 (PC931, 932, MC 931, 932)	62
5.4. 결론	65
5.5. 참고문헌	67
제 6 장 동태평양 풍성기원 입자의 기원지 해석	69
6.1. 국문요약	71
6.2. Introduction	73
6.3. Study site and Samples	77
6.4. Dust sources in Pacific	78
6.5. Analytical methods	79
6.5.1. Extraction of inorganic silicate fraction	79
6.5.2. XRD analyses	80
6.5.3. Major and trace element analyses	80
6.5.4. Nd isotope analysis	80
6.6. Results and discussion	82
6.7. 참고문헌	93
제 7 장 인도양 몬순 변화	105
7.1. 서론	107
7.2. 연구방법	107
7.3. 결과	110
7.4. 참고문헌	113

표 목 차

Table 2-1. 2009년 NAP 탐사향해 일정표	5
Table 2-2 2010년 NAP 탐사향해 일정표	6
Table 2-3 2011년 NAP 탐사향해 일정표	6
Table 3-1. Rotation Poles for Ontong Java Nui reconstructions. Θ , λ , t_1 , t_2 , and ω are pole latitude, longitude, time interval(Ma), and rotation angle, respectively.	28
Table 5-1. 시료 획득 위치, 깊이와 코어의 길이	57
Table 7-1. 2010, 2011년 NAP 탐사기간 동안 획득한 퇴적물시료 위치와 길이	109

그 립 목 차

Fig. 2-1. NAP 09-01, -02 탐사 해역 항적도	7
Fig. 2-2. NAP 09-03 탐사 해역 항적도	8
Fig. 2-3. NAP 10-01, -02 탐사 해역 항적도	9
Fig. 2-4. NAP 10-03, -04 탐사 해역 항적도	10
Fig. 2-5. NAP 11 탐사 해역 항적도	11
Fig. 3-1. Regional bathymetry (Becker et al., 2009) map showing Ontong Java (OJP), Manihiki (MP), and Hikurangi (HP) plateaus outlined in red. Ellice Basin (EB) separates OJP and MP and exhibits a complex fabric of large onset fracture zones terminating at the Nova-Canton Trough (NCT) north of MP. The Osborn Trough (OT) relict spreading center lies midway between MP and HP/Chatham Rise (CR), trending east-west. White dashed lines show the locations of the East Manihiki (EM), West Wishbone (WW), and East Wishbone (EB) scarps. The white box indicates the location of high resolution data shown in Figure 3-2. ·	21
Fig. 3-2. East-west fracture zone trends are apparent in new EM-120 bathymetry (left panel) and backscatter data (right panel). Sandwell and Smith (2009) vertical gravity gradient data (left panel background) and free-air gravity data (right panel background) show similar trends. The shipboard data also exhibit north-south aligned fabric in the southern portion of the NAP09-3 Ellice Basin survey area. These observations support the assertion by Taylor (2006) that Ontong Java and Manihiki were rifted apart by spreading in Ellice Basin. Magnetic wiggles overlay the bathymetry (positive anomalies shaded black) and show a north-south reversal pattern perpendicular to the apparent spreading direction.	22
Fig. 3-3. Illustration of OJN relative rotations. Conjugate plateau boundaries (jagged green and blue curves) are used to determine spherical rotations using the methods of Hellinger (1981) and Chang (1987). By convention, we first rotate HP to MP (blue plateau) about the MP{HP pole (blue star), then rotate MP/HP to OJP (green plateau) about the OJP{MP pole (green stars). Although not shown here, rotations at intermediate times induce identical proportions of closure for the two basins. Light/dark green plateaus and poles show the effect of including/omitting the Stewart Basin{Robbie Ridge (SB and RR from Fig. 3-1) constraint in the modeling. Also shown are fracture zone traces (thin black	

- curves), the Pacific-EB boundary (heavy black curve) and flow lines predicted by our single (dashed curves) and, in the vicinity of OT, two-stage (dot-dashed curves) rotations. Open circles indicate actual (OT) and potential (EB) extinct ridge locations used to generate flow lines. 24
- Fig. 3-4. Ellice Basin bathymetry compilation including KORDI NAP09-3 and Taylor (2006) data as well as available multi beam and track line data from NGDC overlaying Becker et al. (2009) predicted bathymetry. Dashed lines indicate fracture zones digitized in this study. 26
- Fig. 3-5. Compilation of KORDI and NGDC magnetic anomalies for the Ellice Basin vicinity. EB fracture zone trends (black) contrast sharply to those of Nakinishi et al. (1992) (gray) north of the dashed rift boundary. A comparison of anomaly distributions from within the EB and Nakinishi et al. (1992) (NK92) study areas (lower-left histogram) indicates a positive shift and narrowed distribution for EB anomalies. 30
- Fig. 3-6. APM models tested herein differ considerably. WK08-A (red) assumes fixity of Pacific hotspots hence its faithful reproduction of the HEB (a) and consequent southerly reconstruction of OJP nearest the present-day Louisville hotspot (LV) (b). WK08-A and WK08-D (green) are identical until 47 Ma when modeled drift of the Hawaiian plume begins to affect WK08-D, resulting in a Hawaiian island-parallel Emperor prediction (a) and a less southerly OJP reconstruction (b). The Indo-Atlantic plate motion based OMS-05 (blue) also gives a Hawaiian-parallel Emperor-stage prediction (a) but reconstructs OJP further east (b). 31
- Fig. 3-7. Absolute reconstructions of the OJN breakup from 123 Ma to the present. Red (WK08-A), green (WK08-D) and blue (OMS-05) plateau outlines and predicted Louisville seamount locations illustrate the effects of different APMs on the OJN breakup. Black star indicates Louisville hotspot's current estimated position. Also shown are subduction zones (Gurnis et al., 2011) along with plate boundaries (thin black pen), terranes (light gray) and coastlines (dark gray) (Seton et al., 2011). 33
- Fig. 3-8. Comparison of three 123 Ma OJN reconstructions. Plateaus are color-coded according to reconstructed latitude while reconstructed ODP/DSDP sites (triangles) are colored according to their published paleolatitude. Distance estimates from Louisville (teal star) to the reconstructed OJN midpoint (open circle) are also shown. Differences in reconstructed plateau orientation,

longitude/latitude range, and paleolatitude discrepancies are apparent. Bold lines highlight latitudinal positions of Louisville and OJN estimated mid point. 35

Fig. 3-9. Louisville seamount age progression data backtracked using the OMS-05 APM predicts apparently excessive Louisville hotspot drift (black centered age-color curve) since 78 Ma as compared to the ow-model prediction by Steinberger et al. (2004) (white centered age-color curve). Louisville hotspot (star) is xed at its current estimated position in both WK08-A and WK08-D APMs hence only the OMS-05 drift curve is shown. 37

Fig. 4-1. NAP survey tracks between Hawaii and the mining area of manganese nodules, obtained during 2009 (black) and 2010 (red). The background is the satellite-derived gravity data (Sandwell and Smith, 2009) 49

Fig. 4-2. Observed bathymetry along the northern tracks of Figure 4-1 50

Fig. 4-3. Observed bathymetry along the southern tracks of Figure 4-1 50

Fig. 5-1. 퇴적물 시료 획득 위치 58

Fig. 5-2. PC 631 주상시료의 생물 기원 규산염과 탄산염 함량, 부유성 유공충과 저서성 유공충의 산소동위원소비 및 SPECMAP과의 비교 60

Fig. 5-3. PC 631 주상시료 내 풍성기원입자의 방사성동위원소비 61

Fig. 5-4. PC 931 주상시료 내 풍성기원입자의 광물조성 및 탄산염 함량과의 비교 62

Fig. 5-5. PC 931의 탄산염 함량, 부유성 유공충의 산소동위원소비와 SPECMAP과의 비교 63

Fig. 5-6. PC 932 주상시료의 탄산염 함량 및 부유성 유공충 *G. sacculifer*의 안정동위원소 비 64

Fig. 6-1. IODP Exp #320/321의 정점 위치와 신생대 주요 기후변화 요약 71

Fig. 6-2. 에오세-올리고세 경계부에 퇴적된 풍성기원 입자의 Nd 동위원소 조성(오른쪽) 및 그 당시 발생한 적도수렴대의 위치변화 모식도(오른쪽) 72

Fig. 6-3. 적도 해역에서 퇴적된 에오세-올리고세 경계부 저서성 유공충의 산소동위원소 조성변화 및 풍성기원입자의 Nd 동위원소 조성변화 73

Fig. 6-4. (A) Annual total precipitation (contours) and annual average wind fields at 850-hPa (vectors), and (B) neodymium isotopic ratios (eNd) of surface sediments with location of Site U1334, and dust provinces in Pacific. The precipitation and wind field data in panel A are from Wallace et al. (1995) and Uppala et al. (2005), respectively. The band of heavy precipitation indicates the ITCZ. The contour map in panel B shows eNd values of the extracted terrigenous component in Pacific Ocean surface sediments 0-5 Ma (Stancin et al., 2006). The solid arrow in panel B indicates average tracks of modern dust storms from

central Asia (Merrill et al., 1989). Three dust provinces are defined by Nakai et al. (1993). Nd isotope data of surface sediments (open squares) are compiled by Hyeong et al. (2011). Nd isotopic signatures of potential dust sources are compiled by Pettke et al. (2000).	76
Fig. 6-5. Amount of inorganic silicate fraction (A), mass accumulation rate of bulk (B) and inorganic silicate fraction (C), and amount of total smectite (D) and depositional smectite (E) plotted against depth.	81
Fig. 6-6. Plots of (A) eNd, (B) La/Yb*, (C) 87Sr/86Sr against depth in inorganic silicate fraction of U1334 core with stratigraphic ages and lithological changes. The upper and lower intervals are defined based on downhole shifts in eNd and La/Yb*.	83
Fig. 6-7. 87Sr/86Sr ratios of inorganic silicate fractions of U1334 core plotted against 1/Sr (A) and Ba (B). 87Sr/86Sr ratio of seawater at E - O transition is from MaArthur et al.(2001).	85
Fig. 6-8. La-Sc-Th ternary diagram for inorganic silicate fractions of U1334 core. a and b: Taylor and McLennan (1985), c: Weber et al. (1996) and Hyeong et al. (2005), d: Bailey (1983) and Weber et al. (1996), e: Ziegler et al.(2007), and f: Olivarez et al. (1991) and Hyeong et al. (2005).	86
Fig. 6-9. PAAS-normalized rare earth element (REE) patterns for inorganic silicate fractions of U1334 core. Reference REE patterns are for Asian Loess from Jahn et al. (2001), hydrothermal inorganic silicate from Severmann et al. (2004), SE equatorial Pacific sediments from Nakai et al. (1993), Hyeong et al. (2005) and Ziegler et al. (2007) and for 20 - 50 Ma interval of IODP 1215 from Ziegler et al., (2007).	88
Fig. 6-10. Plots of (A) Eu anomaly (Eu/Eu*), (B) total REE, (C) Nd, and (D) La/Sc against Fe/Al.	89
Fig. 7-1. NAP 2010, 2011 탐사의 퇴적물 정점 위치	108
Fig. 7-2. 2010년 NAP 탐사에서 획득한 퇴적물 시료의 함수율 변화	110
Fig. 7-3. 2010년 NAP 탐사에서 획득한 퇴적물 시료 암상과 탄산염 함량변화, K/Ti 변화 양상	111
Fig. 7-4. NAP PC 10-2N 주상시료의 720 - 721cm 구간에서 산출된 방산층 사진 (사진의 가로 길이는 2mm)	112

부 록 목 차

App. 6-1. IODP Exp 320 U1334 시료의 육상기원 쇄설물 추출실험 결과	99
App. 6-2. IODP Exp 320 U1334 시료 내 금속원소 분석 결과	101



제 1 장 서 론



제 1 장 서 론

한국해양연구원은 다양한 대양·심해연구 경험을 통해 대양연구프로그램을 주도할 수 있는 연구 인프라를 구축하고 있으며, 공해역 심해연구는 국내에서 한국해양연구원의 연구 인프라에 의해서만 가능한 특화된 전문연구영역으로 인식되고 있다. 한국해양연구원은 동태평양 지역에서 수행하고 있는 망간단괴 개발사업, 남서태평양의 해저열수광상개발사업, 그리고 북서태평양에서 수행하고 있는 대양사업 등 전태평양 지역을 대상으로 자원 및 기후관련 사업을 수행하고 있다. 또한 2010년부터는 인도양 중앙해령을 대상으로 광물자원 개발 사업을 수행하고 있다. 현재 해양연구원은 대서양을 제외한 전 태평양 지역을 대상으로 대양연구를 수행하고 있는 것이다. 우리가 이동항해를 통해 경유하거나 직접 탐사를 수행하고 있는 지역 인근에는 해저자원, 기후, 그리고 해양지각 진화 연구가 활발하게 수행되고 있는 많은 관심 해역들이 위치해 있다. 이는 소규모의 예산 및 탐사 시간으로 국제적 관심해역 및 연구주제에 대한 국제공동연구나 독자적인 연구를 수행할 수 있는 여건이 마련되어 있음을 의미한다.

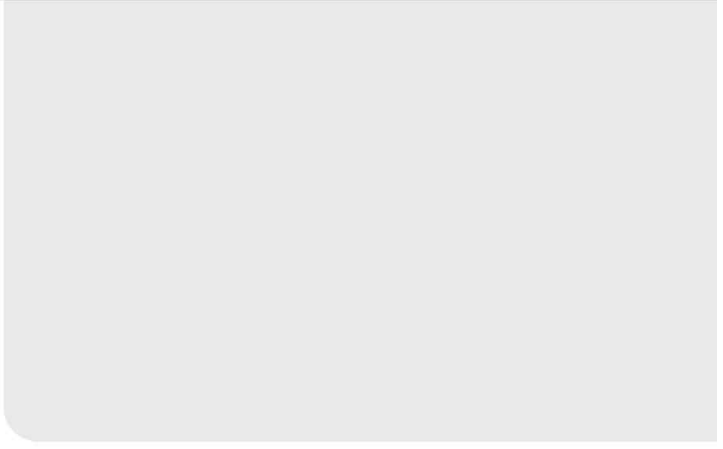
심해·해저자원연구부에서 기관고유사업으로 수행하고 있는 “태평양 권역별 해저환경특성 및 고환경복원연구”는 한국해양연구원의 이러한 장점을 활용하여 적은 비용과 시간으로 국제적 관심해역을 대상으로 해저자원, 고기후복원, 지구조 연구를 수행하였다. 2009년에는 북동태평양과 서태평양의 지구조 연구를 위해 하와이-망간단괴 광구해역과 Ellice 분지의 지구물리 자료를 획득하였으며, 하와이-피지 간 이동항해 구간에서는 워폴연구를 위한 퇴적물 시료를 획득하였다. 2010년에는 북동태평양 지구조 연구를 위한 추가 자료를 획득하고, 인도양 적도해역에서 몬순연구를 위한 퇴적물 시료를 획득하였다. 연구사업의 3년차인 2011년에는 북동태평양에서의 지구물리 자료와 인도양 적도해역 퇴적물에 대한 추가자료를 획득하였다.

동태평양 지역에서 획득한 지구물리 자료를 이용하여 과학적 논란이 일고있는 Hawaiian Emperor Bend의 형성에 대한 연구를 수행하였으며, 서태평양에서는 Ellice 분지의 자료를 이용하여 Ontong Java Plateau의 진화에 대한 지구조 연구를 수행하였다. 서태평양의 심해퇴적물 시료를 이용하여 전지구적 기후변화에 큰 영향을 미치고 있는 서태평양 워폴의 진화과정에 대한 연구도 수행하였다. 또한 국제프로그램인 IODP에서 획득한 동태평양의 심해퇴적물 시료를 이용하여 적도수렴대의 변화 등 고환경을 복원하였으며, 인도양 지역으로 연구영역을 확대하여 아시아 몬순에 대한 연구를 시작하기도 하였다.

“태평양 권역별 해저환경특성 및 고환경복원연구”사업은 대양으로 향하는 한국 해양연구원의 연구영역을 확장하는데 많은 역할을 수행한 것으로 평가할 수 있다. 기존 사업과의 유기적인 연계를 통해 쉽게 얻지 못할 현장시료들을 획득·연구함으로써 연구 효율성을 증대할 수 있었다. 이번 사업을 통해 획득한 연구성과는 향후 기후환경 및 지구조/심해저 광물자원과 관련한 과제 발굴을 위한 자료로 활용할 수 있으리라 기대된다.



제 2 장 탐사개요



제 2 장 탐사개요

2.1. 탐사지역

2009년 NAP '태평양 권역별 해저환경특성 및 고환경복원연구'탐사는 한국해양연구원 연구선 온누리호를 이용하여 2009년 7월부터 9월까지 NAP 09-01, 02, 03로 나누어 3항차에 걸쳐 수행되었다 (Table 2-1). NAP 09-01, 02 탐사에서는 하와이-망간단괴 광구해역 이동 구간을 따라 정밀 수심 및 중자력 탐사를 수행하였으며, NAP 09-03 탐사에서는 하와이-피지 간 이동항해 구간을 따라 정밀 수심, 중자력 탐사 및 중앙태평양에 위치한 Magellan 해저산에서 심해퇴적물을 획득하였다. 2010년 탐사에서는 한국해양연구원 연구선인 온누리호를 이용하여 2010년 7월부터 8월까지, 2010년 12월부터 2011년 1월까지 4항차에 걸쳐 수행되었다 (Table 2-2). NAP 10-01, 02 탐사에서는 하와이-망간단괴 광구해역 이동항해 구간을 따라 정밀 수심 및 중자력 탐사를 수행하였으며, NAP 10-03, 04 탐사에서는 인도양 모리셔스-스리랑카 간 이동항해 구간을 따라 정밀 수심 자료 및 심해퇴적물을 획득하였다. 2011년 탐사에서는 온누리호를 사용하여 2012년 1월 인도양 모리셔스-스리랑카 간 이동항해 구간을 따라 정밀 수심자료 및 심해퇴적물 자료를 획득하였다 (Table 2-3).

Table 2-1. NAP 09 탐사항해 일정표 (Time table for NAP 09-01, 02, 03 cruises)

날 짜	내 역
2009년 7월 23일	NAP 09-01 탐사 호놀룰루항 출항
2009년 8월 15일	NAP 09-01 탐사수행 호놀룰루항 입항
2009년 8월 18일	NAP 09-02 탐사 호놀룰루항 출항
2009년 9월 10일	NAP 09-02 탐사수행 호놀룰루항 입항
2009년 9월 13일	NAP 09-03 탐사 호놀룰루항 출항
2009년 9월 28일	NAP 09-03 탐사수행 피지 수바항 입항

Table 2-2. NAP 10 탐사항해 일정표 (Time table for NAP 10-01, 02, 03 cruises)

날 짜	내 역
2010년 7월 7일	NAP 10-01 탐사 호놀룰루항 출항
2010년 7월 30일	NAP 10-01 탐사수행 호놀룰루항 입항
2010년 8월 4일	NAP 10-02 탐사 호놀룰루항 출항
2010년 8월 27일	NAP 10-02 탐사수행 호놀룰루항 입항
2010년 12월 4일	NAP 10-03 탐사 모리셔스 출항
2010년 12월 31일	NAP 10-03 탐사수행 스리랑카 콜롬보항 입항
2011년 1월 3일	NAP 10-04 탐사 스리랑카 콜롬보항 출항
2011년 1월 25일	NAP 10-04 탐사수행 스리랑카 콜롬보항 입항

Table 2-3. NAP 11 탐사항해 일정표 (Time table for NAP 10-01, 02, 03 cruises)

날 짜	내 역
2012년 1월 10일	NAP 11-01 탐사 모리셔스 출항
1월 29일	NAP 11-01 탐사수행 스리랑카 콜롬보항 입항

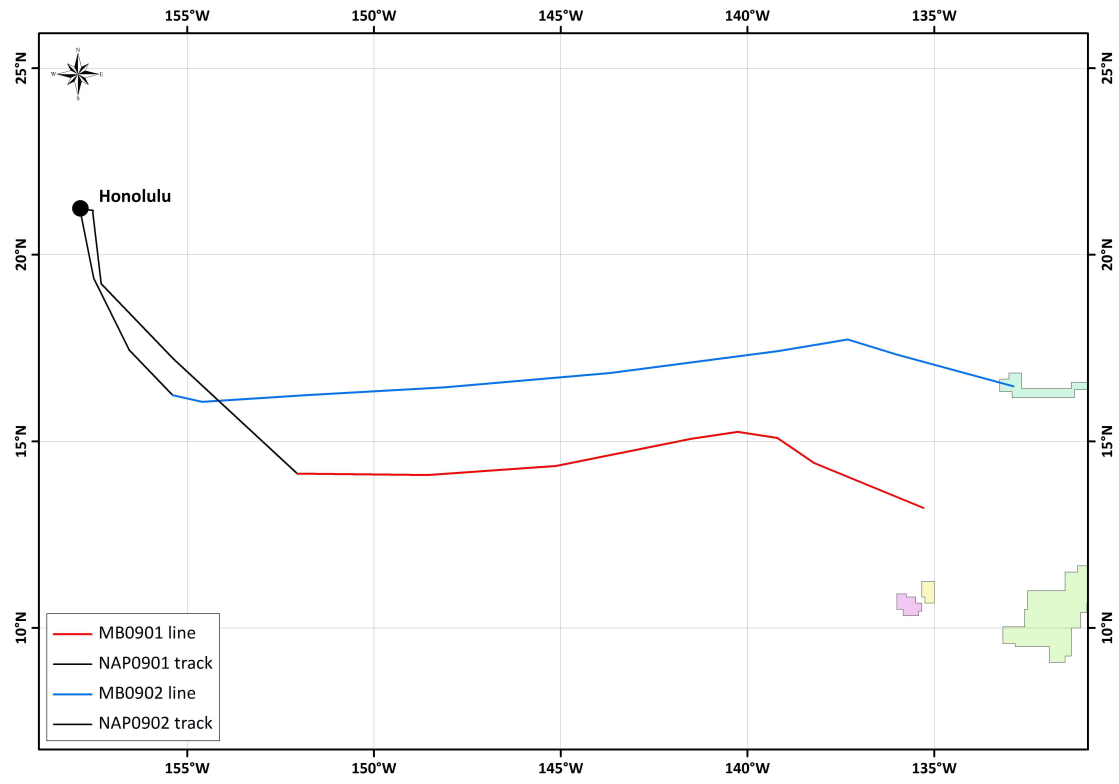


Figure 2-1. NAP 09-01, 02 탐사 해역 항적도

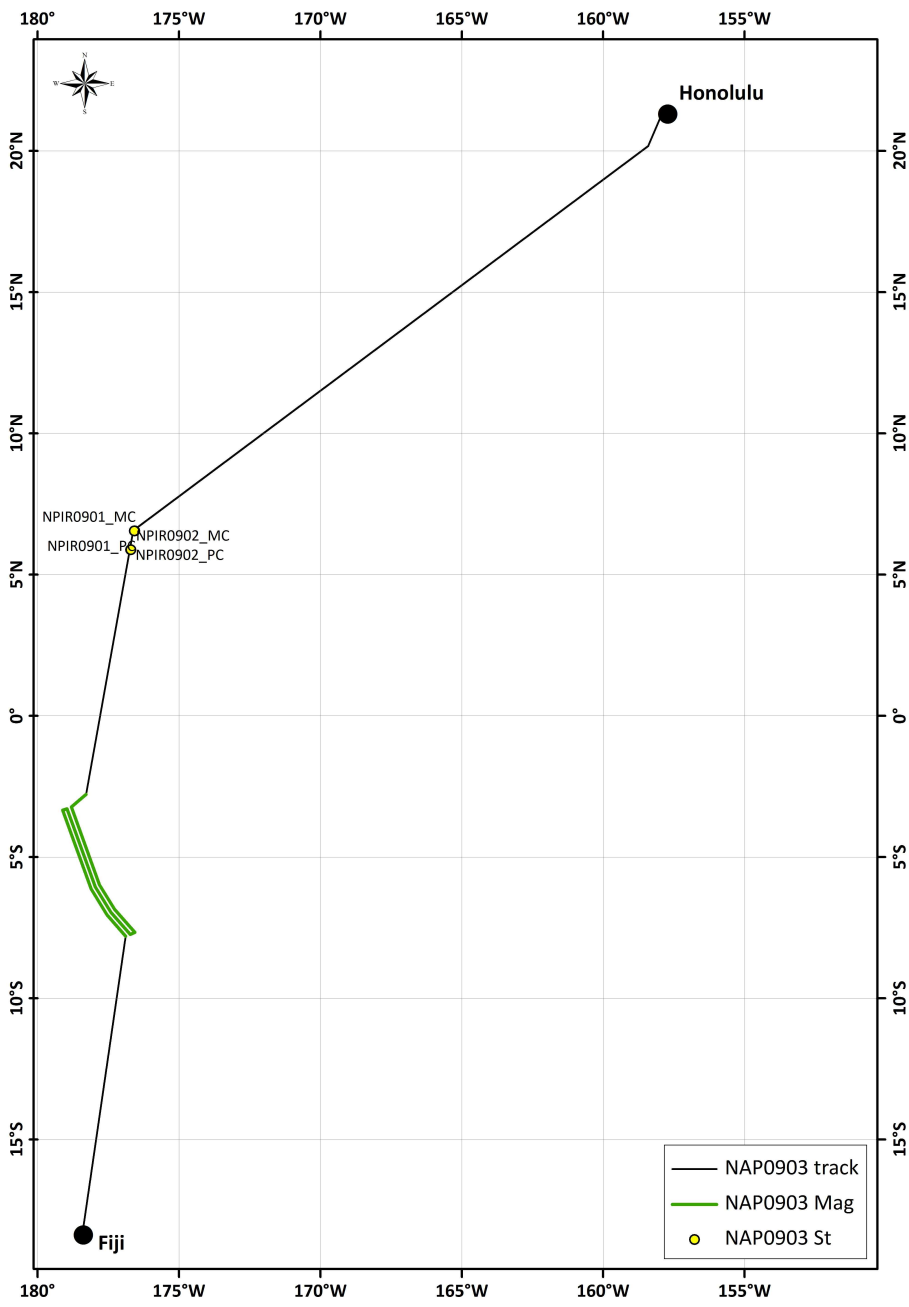


Figure 2-2. NAP 09-03 탐사 해역 항적도

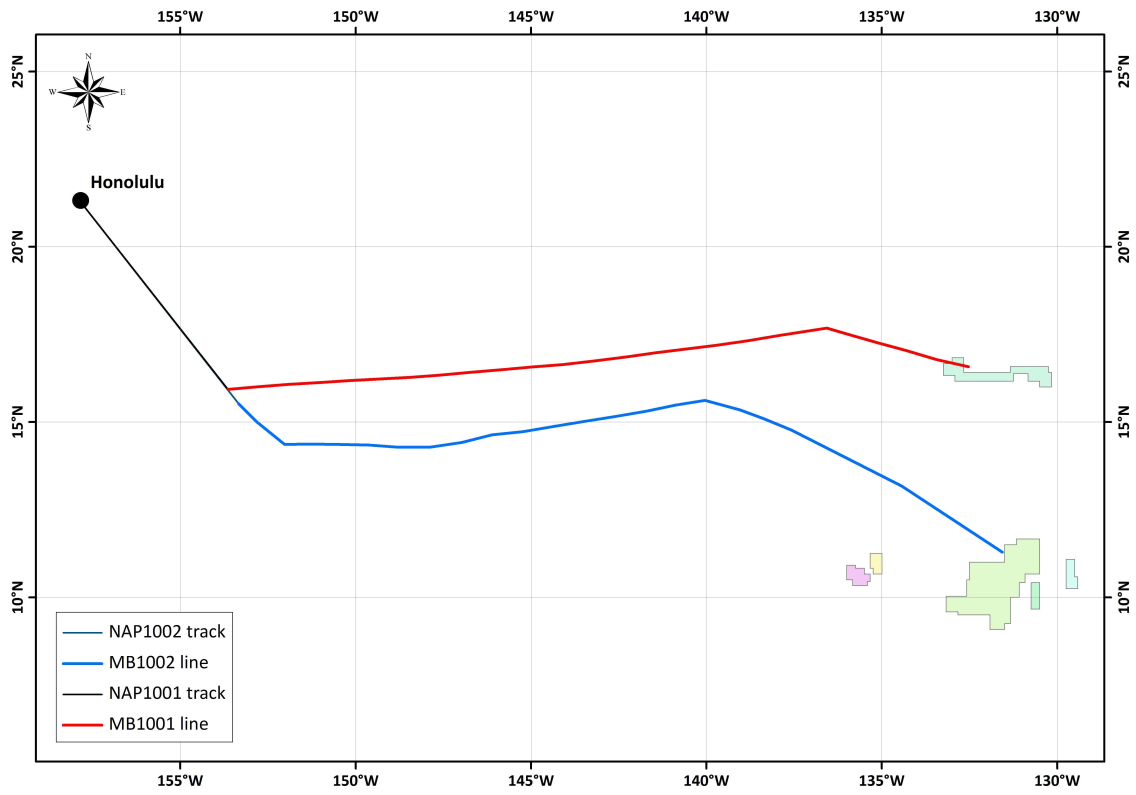


Figure 2-3. NAP 10-01, -02 탐사 해역 항적도

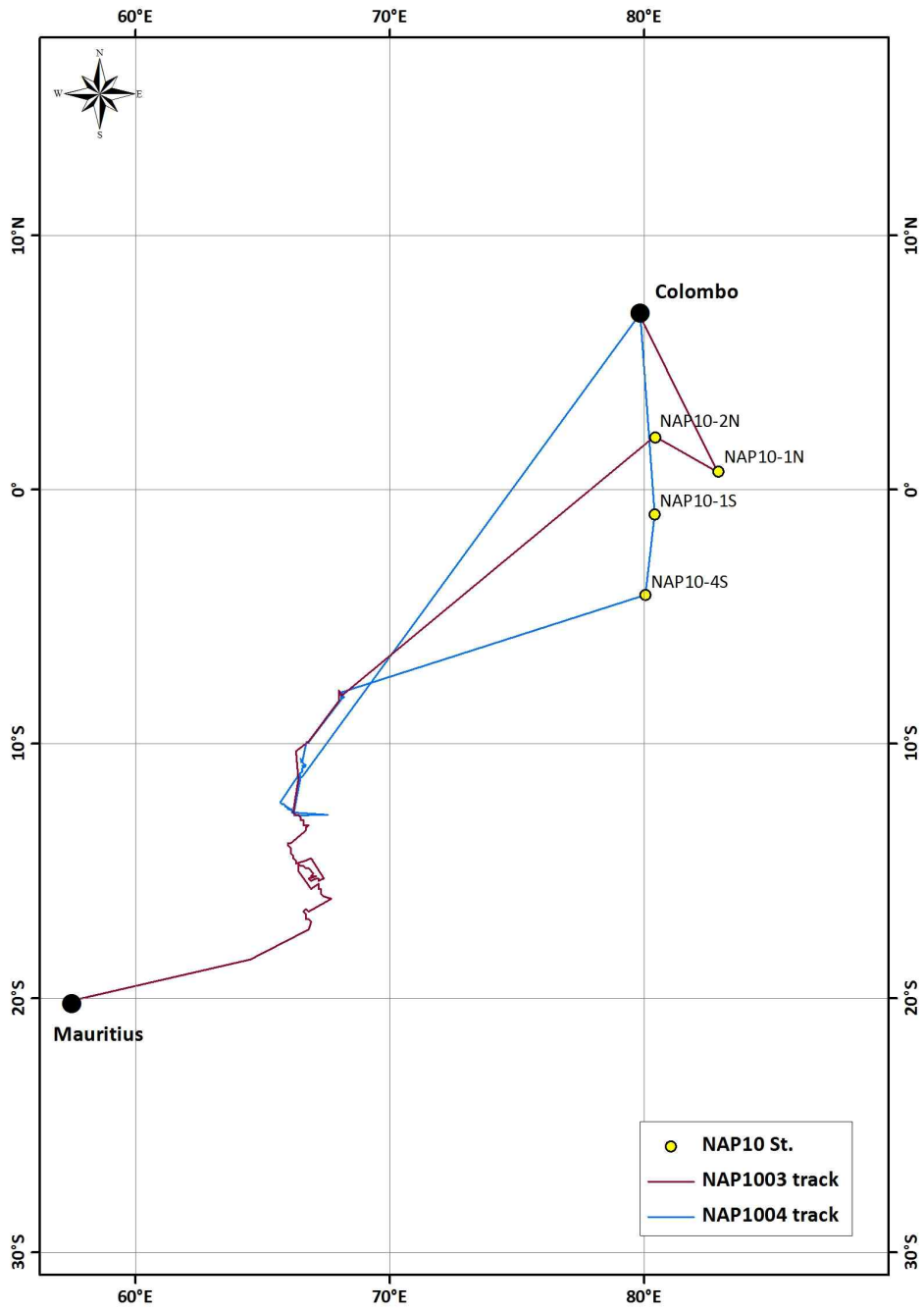


Figure 2-4. NAP 10-03, -04 탐사 해역 항적도

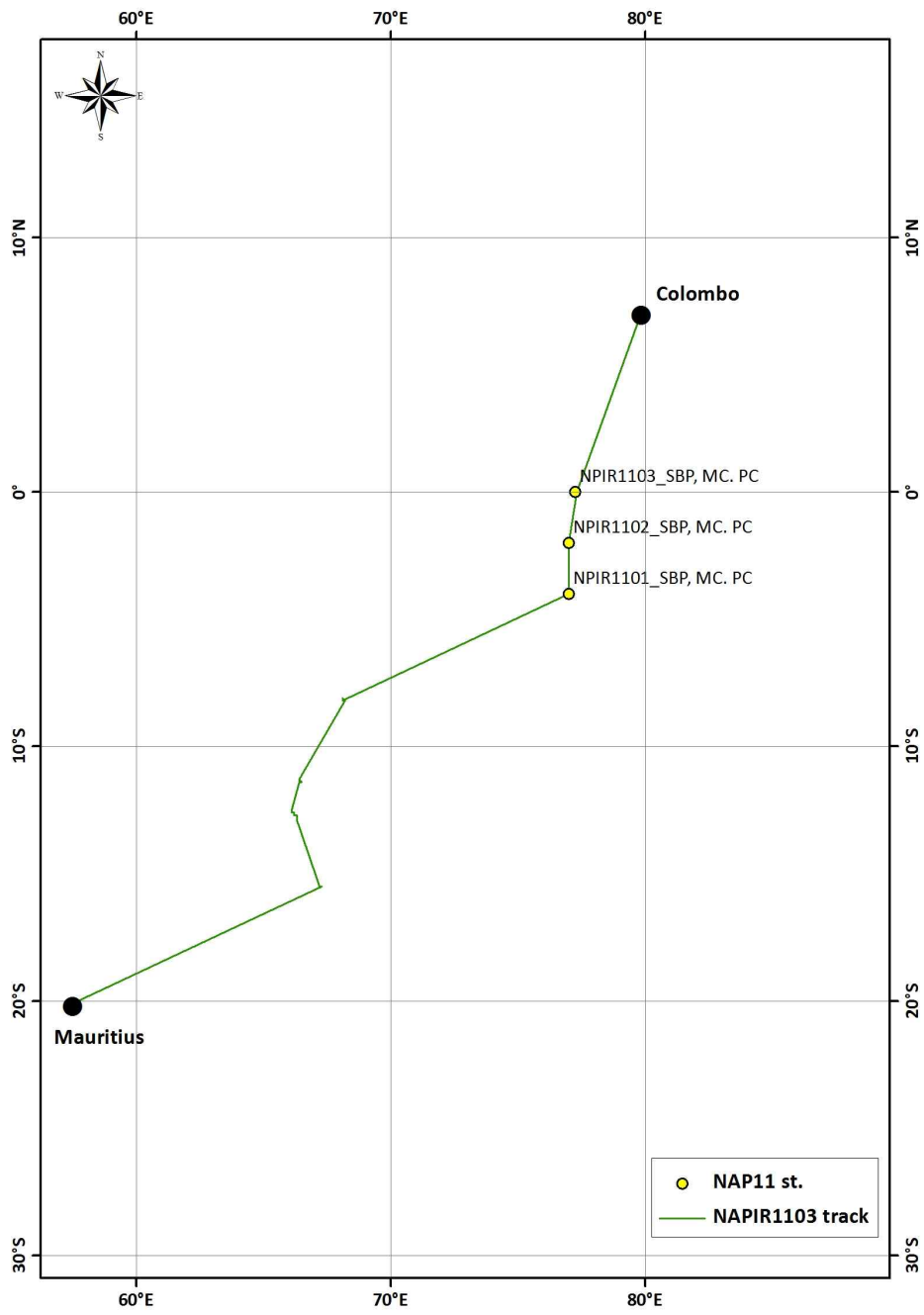


Figure 2-5. NAP 11 탐사 해역 항적도

2.2. 탐사장비

탐사는 한국해양연구원의 종합해양탐사선 온누리호(1,422톤)를 이용하였으며, 실험해역 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) 다중빔 음향측심기 (EM120)

* 장비명 : EM 120 multi-beam echosounder

* 제작사 : Kongsberg Simrad Inc.

* EM 120의 기본구성

- Main operational frequency : 12 kHz
- Number of beams for each ping : 191
- Beam widths : transmit 1 receive 2
- Beam spacing : Equidistance or equiangle
- Coverage sector : up to 150
- Depth range from transducers : 20 ~ 11,000 m
- Depth resolution : 10 ~ 40 cm
- Sensor : transmit sensor 48개,
receive sensor 8개

(4) 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

(5) 천부지층탐사기 (Sub-bottom Profiler)

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

- * 장비명 : BATHY-2000P System

(6) 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

(7) 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. 2009년 NAP 탐사

NAP 09-01, -02 탐사에서는 하와이-망간단괴 광구해역 항해 구간에 따른 정밀 수심조사와 Clarion Clipperton Fracture zone에 평행한 측선에 따른 정밀수심 및 중자력 자료를 획득하였다. NAP 09-03 탐사에서는 하와이-피지 이동항해 구간 인근에 위치한 Magellan Rise에서 2개의 다중주상시료와 2개의 피스톤 주상시료를 획득하였으며, 하와이-피지 이동항해 인근에 위치한 Elllice 분지에서 공해지역 측선에 따른 정밀 수심 및 자력 자료를 획득하였다.

2.3.2. 2010년 NAP 탐사

NAP 10-01, 02 탐사에서는 Hawaii Emperor Bend (HEB) 해석의 정확성을 향상시키기 위해 2009년 탐사 측선과 인접한 2개 측선에서 지구물리 조사를 실시하였다. Clarion Clipperton Fracture Zone과 평행한 동-서 측선을 따라 수심자료를 획득하였으며, 이 자료는 해저 지각판 사이의 연령차와 지각판 침강에 의한 수평적 운도이 연관성을 밝히는데 이용할 것이다. NAP 10-03 탐사에서는 인도양의 고해양환경복원 연구를 위해 '남서태평양 광물자원 개발사업'과 연계하여 몬순의 영향을 크게 받는 북동 인도양 적도해역 탄산염 퇴적물을 대상으로 연구를 수행하였다. 퇴적물 시료는 인도 남쪽 적도해역 (4°N~2°S, 80°E) 4정점에서 주상(Piston corer) 및 다중주상(Multiple corer) 시료채취기를 이용하여 심해퇴적물 주상시료를 채취하였다. 이 연구는 아시아 지역의 몬순을 이해하는데 큰 도움이 되리라 판단되며, 동태평양 적도 심해저 퇴적물과 비교를 통하여 두 대양의 퇴적학적 특성을 이해하는데 중요한 역할을 할 것으로 판단된다.

2.3.3. 2011년 NAP 탐사

NAP 11 탐사에서는 작년에 이어 인도양의 고해양환경복원 연구를 위해 '남서태평양 광물자원 개발사업'과 연계하여 몬순의 영향권에서 벗어난 인도양 적도해역 퇴적물을 대상으로 연구를 수행하였다. 퇴적물 시료는 인도 남쪽 적도해역 (0°N~4°S, 77°E) 3정점에서 주상(Piston corer) 및 다중주상(Multiple corer) 시료채취기를 이용하여 심해퇴적물 주상시료를 채취하였으며, 모리셔스-스리랑카 이동항해 구간을 따라 정밀수심자료를 획득하였다.



제 3 장 Ellice 분지의 지구조 해석

제 3 장 남서태평양 Ellice 분지의 지구조 해석

3.1. 국문요약

남서태평양 Ontong Java Plateau(OJP)는 가장 넓은 화성기원 대지일 뿐 아니라 가장 높은 emplacement rate를 나타내고 있다고 해석되고 있다 (Con and Eldholm, 1994). OJP를 형성한 화성활동은 전 대양에 무산소 환경을 야기하였으며, 3천만년 전 중기 백악기 온난화 시기에 광범위한 블랙세일을 형성하였다. 하지만 OJP의 지질학적인 중요성에도 불구하고, 이에 대한 지구조적인 해석은 아직까지 미진한 상황이다.

Billen and Stock(2000)과 Taylor (2006)는 서태평양의 판 진화와 관련한 상이한 두 해석을 제시하였다. Billen and Stock(2000)은 Manihiki(MP)와 Hikurangi plateau(HP)가 Osbourn Trough(OT) 인근의 판 확장에 의해 분리되었다고 주장한 반면, Taylor(2006)는 확장대가 Ellice 분지(EB)에 위치한 것으로 해석하였다. 또한, Taylor(2006)는 MP 북부 지역의 수심자료를 기반으로 Ontong Java(OJP), MP, HP가 한때 하나의 거대 plateau(Ontong Java Nui, OJN)라고 주장하였다.

이 연구에서는 논란의 중심에 있는 Ellice 분지의 정밀수심 및 중자력 자료를 이용하여 Taylor가 주장한 거대 plateau 가설을 검증하였으며, 또한 plateau의 고위도와 열개자료를 이용하여 태평양판의 이동을 해석하였다. Ellice 분지의 자료는 2009년 하와이-피지 이동향해 구간에서 수행된 NAP 09-03 탐사를 통해 획득하였다.

연구결과 Emperor 시기 Hawaiian plume의 활동을 가미한 WK08-D (Pacific drift-corrected model)가 OJN의 고위도, Louisville 해산군의 분포, Ellice 분지/Osbourn trough의 열개대 분포 등을 해석하는데 가장 적합함을 밝혀내었다. 하지만 83.5Ma 이전에 모든 APM이 불확실하기 때문에, 고정된 열점이나 남극판의 이동 등에 기반한 WK08-A와 OMS-05 APM 또한 완전히 배제하진 못한다. 또한 플룸의 표류와 극점의 이동이 상호 배타적인 관계가 아니기 때문에 이들을 모두 만족할 모델의 적용이 필요하다. WK08-D를 이용한 지구조 해석은 OJN과 Louisville 열점과의 관계를 좀 더 명확하게 규명하는데 그 의의가 있다. APM의 단점에도 불구하고, OJN의 기원이 Louisville 열점임을 연구결과를 통해 밝혀내었다.

3.2. Introduction

The largest and most voluminous of large igneous provinces, Ontong Java Plateau (OJP) (Fig. 3-1), is also thought to have had the highest emplacement rate

(Con and Eldholm, 1994). Formative volcanism may have triggered a global oceanic anoxic event and black shale deposition while ongoing volcanism likely contributed to the 30 m.y. mid-Cretaceous greenhouse period (Larson and Erba, 1999; Kerr, 1998; Erba and Tremolada, 2004). Yet in spite of OJP's geologic prominence, its formation and tectonic history remain poorly understood.

Numerous studies tested OJP's link to existing hotspots, reaching differing conclusions based on an evolving set of paleolatitude evidence and Pacific plate motion models. Prior to the availability of oceanic paleolatitudes, Pacific reconstructions assuming hotspot fixity reconstructed OJP near Louisville hotspot thus providing a satisfactory history of the Louisville plume that was in accordance with observations at the time (e.g., Henderson and Gordon, 1981). Subsequently, the accumulation of Pacific paleolatitude information gathered by the Deep Sea Drilling Project (DSDP) and Ocean Drilling Program (ODP) provided much needed constraints on plume history. For instance, Tarduno et al. (1991) suggested southward motion of the Louisville plume to account for discrepancies between plate motion models and OJP paleolatitude measurements at DSDP site 289 and ODP site 807. However, Louisville drift remains uncertain due to the lack of paleolatitude measurements along the Louisville chain (such apparent drift could also be induced by errors in Pacific plate motion models). More recently, studies by Neal et al. (1997), Antretter et al. (2004) and Kroenke et al. (2004) were unable to link OJP with Louisville, suggesting either (a) that the largest igneous province was formed by a relatively short-lived hotspot whose plume trail has long been subducted or (b) that OJP was indeed formed over a Louisville hotspot that has since drifted south, in addition to requiring a combination of true polar wander and the long-term effects of octupole contributions to account for the large paleomagnetic discrepancies. Importantly, paleolatitude evidence along the Emperor seamount chain (e.g., Tarduno et al., 2003, 2009) may necessitate a revision of Pacific motion models prior to 50 Ma; such Pacific APM models accounting for Hawaiian plume drift should produce less southerly reconstructions of OJP and improved paleolatitude agreement.

Similarities in composition, seismic velocity structure, and age among Ontong Java and two other large igneous provinces, Manihiki (MP) and Hikurangi (HP) plateaus (Fig. 3-1), have been widely cited in previous studies. After analyzing DSDP Leg 33 basalts (MP site 317a), Jackson et al. (1976) determined MP's

basement composition to be similar to OJP basalts retrieved at DSDP site 289. Mortimer and Parkinson (1996) concluded that HP shared similar geochemical characteristics with OJP and MP after analyzing dredged rocks from HP's basement. Predominantly tholeiitic oceanisland like composition has consistently been reported for OJP (Tejada et al., 2002; Mahoney et al., 1993), MP (Timm et al., 2011; Ingle et al., 2007), and HP (Hoernle et al., 2010). Hussong et al. (1979) investigated the crustal structure of OJP and MP and found nearly identical crustal seismic velocities for the two plateaus. Furthermore, analyses of ODP basement samples yielded similar ages for OJP as 121-125 Ma (Tejada et al., 2002), MP as 117.9 Ma (Ingle et al., 2007) or 124.6 Ma (Timm et al., 2011), and HP as 118 Ma (Hoernle et al., 2010).

Key observations that Manihiki and Hikurangi plateaus were rifted apart by seafloor spreading centered at the Osbourn Trough (Lonsdale, 1997; Billen and Stock, 2000) and that OJP and MP appear to have rifted apart by east-west spreading in the Ellice Basin (Taylor, 2006) allowed Taylor to propose that the three plateaus originated as one super plateau, here called Ontong Java Nui (OJN), meaning greater Ontong Java. The Taylor (2006) interpretation of Ellice Basin's evolution identifies the Nova Canton Trough as a fracture zone as opposed to its previous rift system interpretation by Larson (1997). Taylor (2006) identified several unresolved issues with the super plateau model including a lack of supporting geodynamic mechanisms (e.g., why would such large provinces not erupt subaerially (Korenaga, 2005)), and a lack of lineated magnetic anomalies to better constrain the breakup. This second observation constrains the breakup to the Cretaceous normal superchron (124 to 84 Ma (Walker and Geissman, 2009)).

Considerable uncertainties exist in both attempting to reconstruct Ontong Java Nui back in time and in linking the plateau to its only geometrically plausible hotspot source, the Louisville. This is in part due to uncertainties associated with using Africa-based absolute plate motion models (O'Neill et al., 2005) projected to the Pacific via the Antarctica plate circuit or with using APM models relying on the assumption of hotspot fixity (Wessel and Kroenke, 2009; Tarduno, 2007). Apparent incompatibility between the current latitude of Louisville (51S) and the mean ODP paleolatitude of OJP (25.2S) (Riisager et al., 2004) also contributes to the dilemma. Furthermore, regarding Louisville as a prospective source for OJN, although geochemists have not been able to unequivocally link OJP samples to

current hotspots (e.g., Vanderkluisen et al., 2007), geochemical variation between plume head and tail phases remains possible (Mahoney and Spencer, 1991). A causal connection between the plateau and a plume source may also indirectly support the plume theory, which recently has come under increased scrutiny (e.g., Foulger and Natland, 2003).

A recent transit survey of central Ellice Basin by the Korea Ocean Research and Development Institute (KORDI), in collaboration with SOEST, has yielded new bathymetry revealing east-west trending fabric (Fig. 3-2) we interpret as evidence in favor of the large offset, short-segment spreading centers proposed by Taylor (2006) to accommodate the separation of OJP and MP. Here, using available physical evidence, including fracture zone signatures in Ellice Basin and the vicinity of Osbourn Trough, we aim to further constrain the OJN breakup.

APM rotations induce large plateau displacements and are the primary causes of discrepancies between OJN reconstructions, Louisville hotspot's current estimated position, and OJP/MP paleolatitude measurements. We therefore investigate the effects of two recent APMs available in the literature (Wessel and Kroenke, 2008; O'Neill et al., 2005), as well as a new hybrid APM based on a fixed Louisville and drifting Emperor-stage Hawaiian plume, on OJN reconstructions. Such a comparison is timely and necessary as these three APMs reflect the principle ideas and evidential remnants found in the current literature but also produce significantly different reconstructions. By reconstructing the reassembled OJN back in time using these different APM models, we attempt to shed light on the tectonic conditions during the formation and breakup of OJN.

3.3. Analysis

3.3.1. Reconstruction of the OJN breakup

The reconstruction of the Ontong Java, Manihiki, and Hikurangi plateaus by Taylor (2006) was qualitative as no finite rotation model was determined. As OJP, MP and HP formed during the Cretaceous normal superchron, the interlying basins lack a reversing magnetic signal. We therefore use digitized outlines of the plateaus in lieu of magnetic isochrons in the tectonic reconstruction of the OJN plateau. Except in areas where geologic mapping provided insight, we relied on

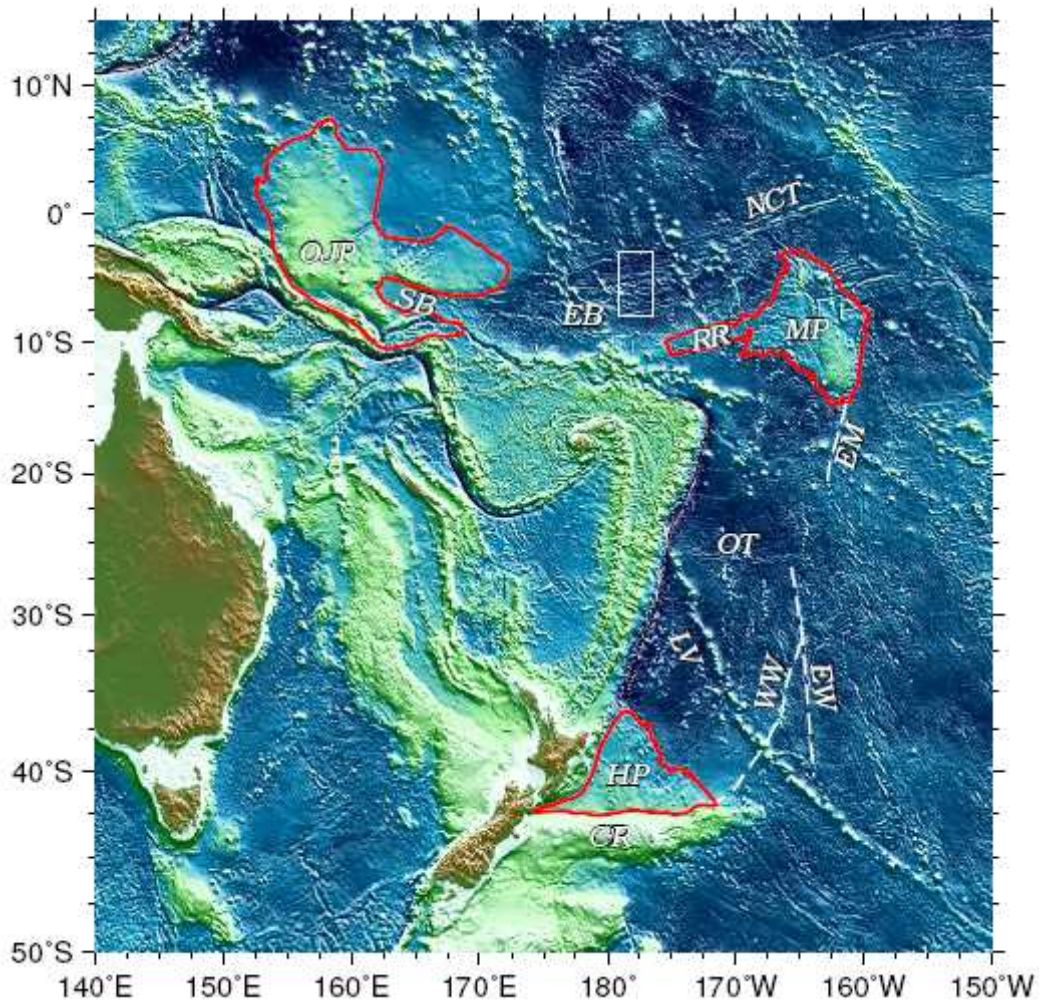


Figure 3-1. Regional bathymetry (Becker et al., 2009) map showing Ontong Java (OJP), Manihiki (MP), and Hikurangi (HP) plateaus outlined in red. Ellice Basin (EB) separates OJP and MP and exhibits a complex fabric of large onset fracture zones terminating at the Nova-Canton Trough (NCT) north of MP. The Osborn Trough (OT) relict spreading center lies midway between MP and HP/Chatham Rise (CR), trending east-west. White dashed lines show the locations of the East Manihiki (EM), West Wishbone (WW), and East Wishbone (EB) scarps. The white box indicates the location of high resolution data shown in Figure 3-2.

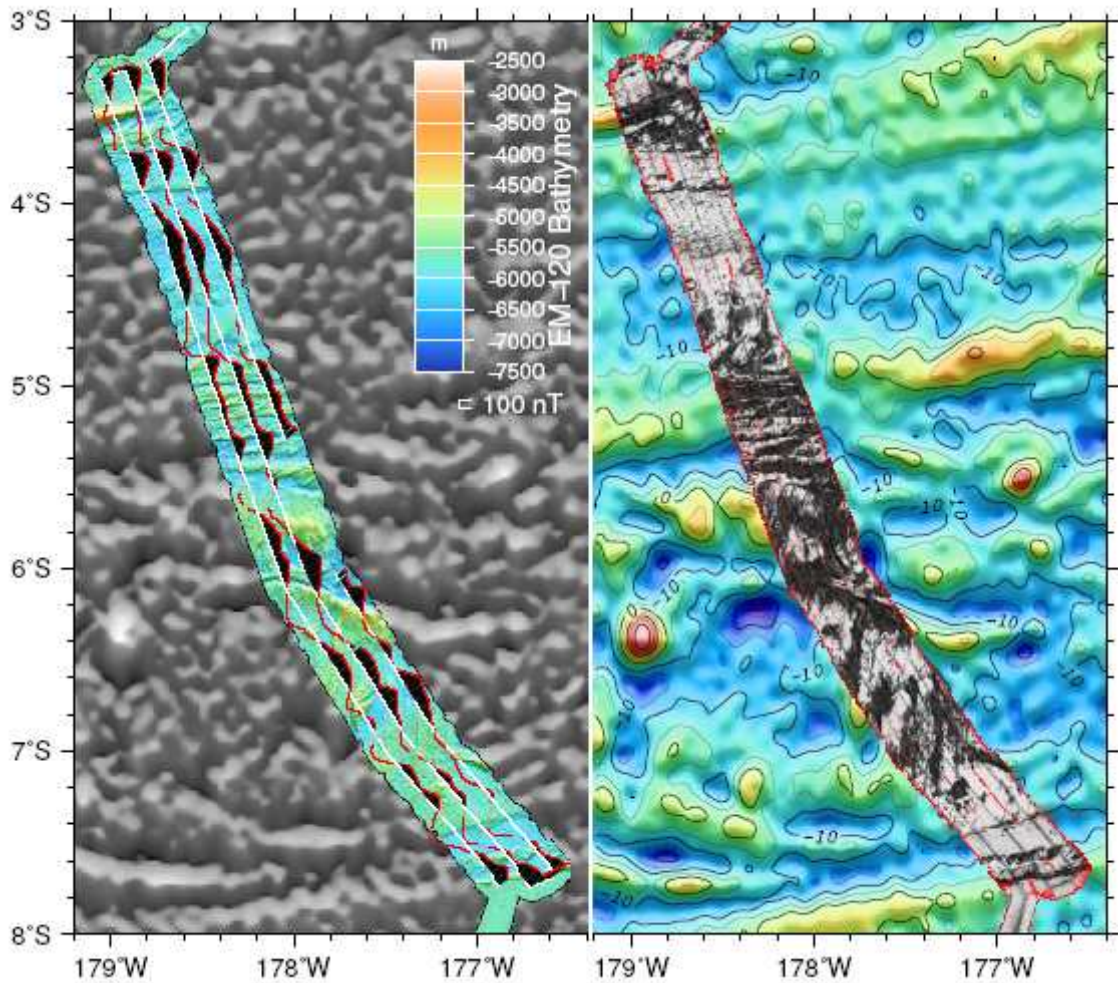


Figure 3-2. East-west fracture zone trends are apparent in new EM-120 bathymetry (left panel) and backscatter data (right panel). Sandwell and Smith (2009) vertical gravity gradient data (left panel background) and free-air gravity data (right panel background) show similar trends. The shipboard data also exhibit north-south aligned fabric in the southern portion of the NAP09-3 Ellice Basin survey area. These observations support the assertion by Taylor (2006) that Ontong Java and Manihiki were rifted apart by spreading in Ellice Basin. Magnetic wiggles overlay the bathymetry (positive anomalies shaded black) and show a north-south reversal pattern perpendicular to the apparent spreading direction.

the 4,000 meter contour in delimiting plateau extents (as in previous studies, e.g., Fitton and Godard (2004) and Korenaga (2005)). Whereas Hellinger's method for least squares on a sphere (Hellinger, 1981; Chang, 1987) typically uses conjugate magnetic isochrons as inputs for solving spherical reconstructions, we were limited to choosing complementary boundaries along each plateau instead of conjugate isochrons. Figure 3-3 illustrates how we determined OJN relative rotations. Uncertainties in plateau complementary boundaries were estimated at 21 km for Osbourn Trough spreading and 48 km for Ellice Basin spreading. For simplicity, HP was first rotated to MP using the MP-HP rotation pole (blue star), followed by a rotation of MP/HP to OJP about the OJP-MP pole (green star). Flowlines predicted by our single stage rotations, also shown in Figure 3-3 (dashed black curves), indicate first-order agreement with Ellice Basin fracture zone trends (fine black pen). However, single-stage flowlines in the Osbourn Trough vicinity show inadequate agreement with fracture zone constraints and require further refinement as described later in this section. A result of our method is that gaps between OJP-MP and between MP-HP apparent in the Taylor (2006) reconstruction are not found in our OJN reconstruction. We model MP ~350 km west and HP ~200 km southeast of their Taylor (2006) counterparts. Our model, however, positions HP ~250 km northwest (relative to MP) of HP's position predicted by the MP-HP reconstruction of Davy et al. (2008), and is therefore intermediate.

Our digitized plateau outlines follow those of Taylor (2006), especially in their inclusion of Robbie Ridge as part of MP and Stewart Basin as part of OJP. We tested the effect of excluding these features from Ellice Basin conjugate borders. Omitting the Robbie Ridge-Stewart Basin fit in the modeling results in a ~3° displacement of the OJP-MP rotation pole (dark green star in Fig. 3-3) and increases rotational uncertainty (not shown) but does not rule out such a fit. In fact, omitting these features from the Ellice Basin reconstruction produces the same result, that Robbie Ridge fits into Ellice Basin. This result is not surprising as the same plateau borders, aside from Robbie Ridge and Stewart Basin, are used in both reconstructions. Due to their fit in both cases, we include these features in our remaining analyses.

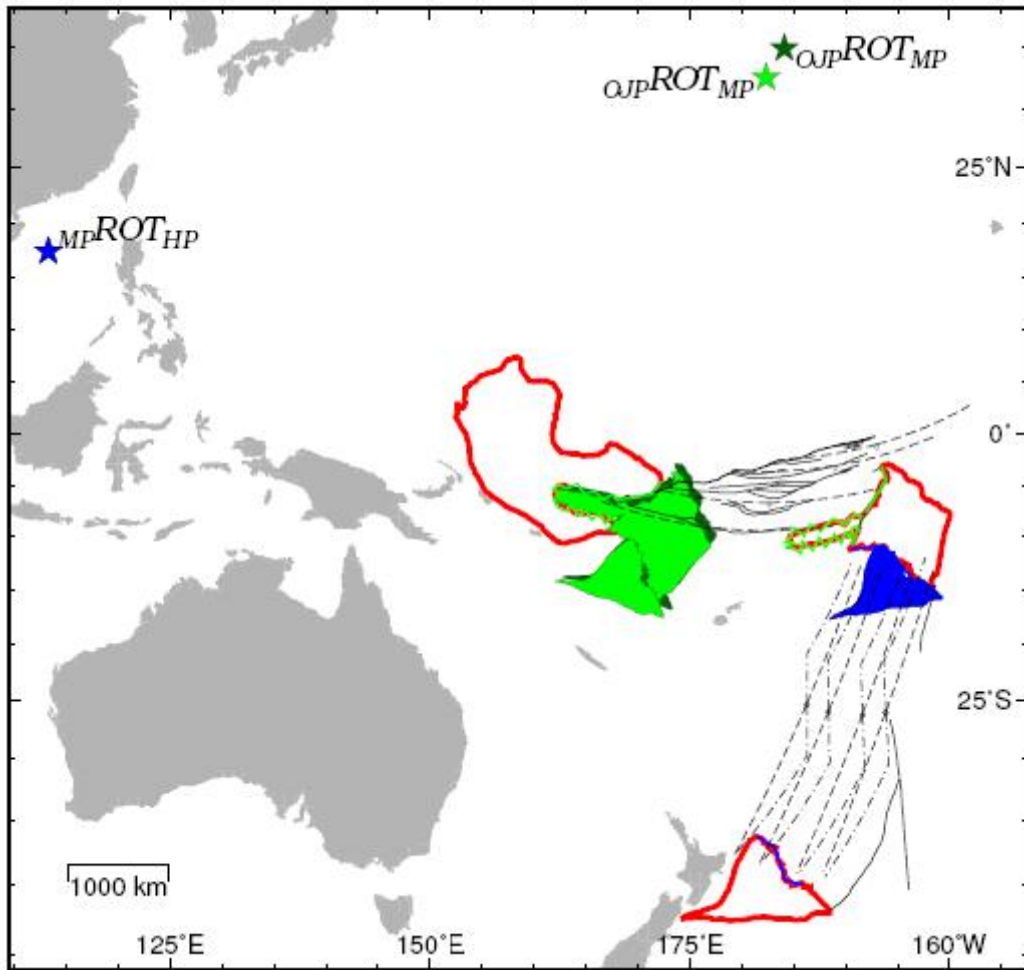


Figure 3-3. Illustration of OJN relative rotations. Conjugate plateau boundaries (jagged green and blue curves) are used to determine spherical rotations using the methods of Hellinger (1981) and Chang (1987). By convention, we first rotate HP to MP (blue plateau) about the MP-HP pole (blue star), then rotate MP/HP to OJP (green plateau) about the OJP-MP pole (green stars). Although not shown here, rotations at intermediate times induce identical proportions of closure for the two basins. Light/dark green plateaus and poles show the effect of including/omitting the Stewart Basin{Robbie Ridge (SB and RR from Fig. 3-1) constraint in the modeling. Also shown are fracture zone traces (thin black curves), the Pacific-EB boundary (heavy black curve) and flow lines predicted by our single (dashed curves) and, in the vicinity of OT, two-stage (dot-dashed curves) rotations. Open circles indicate actual (OT) and potential (EB) extinct ridge locations used to generate flow lines.

The lack of magnetic isochrons in Ellice Basin and in the vicinity of Osbourn Trough constrains the OJN breakup to have occurred within the Cretaceous normal superchron (124 Ma to 84 Ma). We were able to model plateau formation to have occurred rapidly between 125 Ma and 120 Ma based on published ages of basement rocks at each plateau: 122 ± 3 Ma from OJP (Parkinson et al., 2003) and 124.6 ± 1.6 Ma from MP (Timm et al., 2011). Evidence from rift structures along the MP and HP plateau margins (Davy et al., 2008) as well as the 120.4 Ma M0 isochron (Gradstein et al., 1994) north of Ellice Basin constrain our 120 Ma OJN breakup initiation age. We terminate spreading at 86 Ma in accordance with a proposed southerly docking of HP with Chatham Rise prior to the commencement of spreading at the Pacific-Antarctic ridge (Billen and Stock, 2000; Downey et al., 2007; Worthington et al., 2006).

To further constrain the breakup, we conducted a detailed analysis of Ellice Basin fracture zones utilizing 1 arc minute vertical gravity gradient data (Sandwell and Smith (2009), as in Fig 3-2) and a compilation of 30 arc second resolution predicted bathymetry (Becker et al., 2009) and available high resolution multibeam data. These maps were imported into Google Earth, enabling the digitization of fracture zones in accordance with guidelines for the new Global Seafloor Fabric and Magnetic Lineations Database project (GSFML) (Wessel et al., 2009). Ellice Basin fracture zones digitized in this study are shown in Figure 3-4 and will be submitted for inclusion in the GSFML Database.

Ellice Basin bathymetry coverage shown in Figure 3-4 is quite sparse with previous surveys focusing on the Nova Canton Trough, northwest of MP (Joseph et al., 1992; Taylor, 2006), and the Gilbert Ridge (Koppers and Staudigel, 2005), among others. The more recent 2009 KORDI NAP09-3 survey mapped a portion of the central Ellice Basin between the territorial waters of Tokelau and Gilbert islands (Fig. 3-2), a very complex part of the Pacific. Additional multibeam and trackline bathymetry were downloaded from the National Geophysical Data Center's (NGDC) multibeam and trackline archives (<http://www.ngdc.noaa.gov/mgg/mggd.html>). A comparison of Figures 3-2 and 3-3 illustrate that much of the spreading fabric is below the resolution of current global predicted bathymetry compilations. For instance, large-scale features such as fracture zones are barely discernible in the vertical gravity gradient data. Thus, if extinct spreading centers do exist in Ellice Basin, high resolution mapping

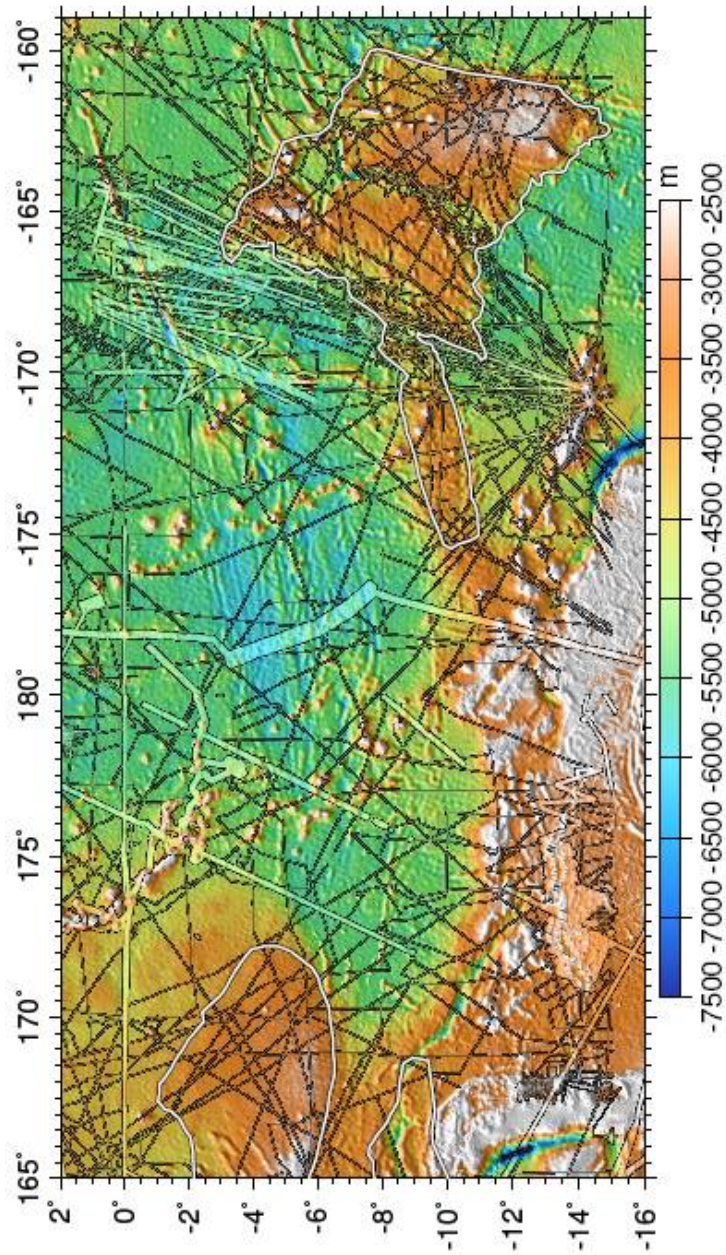


Figure 3-4. Ellice Basin bathymetry compilation including KORDI NAP09-3 and Taylor (2006) data as well as available multi beam and track line data from NGDC overlaying Becker et al. (2009) predicted bathymetry. Dashed lines indicate fracture zones digitized in this study.

expeditions will be needed to determine their location. Our reconstruction will therefore be both preliminary and approximate.

Ellice Basin magnetics were also analyzed as depicted in Figure 3-5. KORDI and NGDC magnetic anomalies were recomputed using the methods of Wessel and Chandler (2007) and involved removing the latest International Geomagnetic Reference Field from reported total field anomalies. This step was necessary as many magnetic datasets were submitted to NGDC with inaccurate anomalies computed using outdated reference fields (Chandler and Wessel, 2008; Quesnel et al., 2009). Magnetic data were then adjusted vertically to remove constant offsets between data sets, median filtered, and interpolated using a nearest neighbor algorithm. In contrast to classic seafloor spreading crust north of Ellice Basin (highlighted in Fig. 3-5 using interpreted isochrons and fracture zones by Nakinishi et al. (1992)), Ellice Basin magnetic polarity appears to reverse across fracture zones (see Figure 3-2), resembling Cretaceous quiet zone anomaly patterns reported elsewhere (e.g., Verhoef and Duin, 1986). A statistical comparison between the magnetic anomalies of the reversing and quiet zones was also performed (see the inset of Figure 3-5). Anomalies within the perimeter of the Ellice Basin were binned at 30 nT intervals and compared to those from within the study area of Nakinishi et al. (1992). To avoid sampling rate artifacts, all tracklines were resampled to 1 km resolution along-track. As shown in the Figure 3-5 histogram, Ellice Basin anomaly magnitudes (white bins) form a narrower distribution centered at 50 nT. The broader Nakinishi et al. (1992) anomaly distribution (black bins) is centered at -50 nT with some asymmetry, indicating either trackline distribution bias, insufficient samples, or increased negative polarity prevalence in their study area. The Ellice Basin distribution, however, shows no such asymmetry indicating that the distribution of normally magnetized quiet zone crust may be adequately described.

Plateau outlines, fracture zone traces, and derived rotation poles were then imported into an interactive plate tectonic visualization software, GPlates (<http://www.gplates.org>), for further refinement of rotations. Here, Ontong Java was considered fixed to the Pacific reference frame with Hikurangi moving relative to Manihiki and Manihiki moving relative to Ontong Java. Although oline predictions indicate first order agreement with Ellice Basin fracture zone trends (Figure 3-3), it was necessary to refine Hikurangi-Manihiki spreading into

a two pole solution (fine dot-dashed curves). The spreading change in this case is thought to have occurred at 100 Ma when spreading switches from being parallel to East Manihiki/West Wishbone Scarp to being parallel to the northern segment of the East Wishbone Scarp. This spreading change may be related to other 100 Ma changes evident in Pacific fracture zone trends (e.g., Matthews et al., In review). The final rotation poles derived in this study are presented in Table 3-1.

3.3.2. Absolute reconstruction of OJN origin

We use our OJN relative rotations in conjunction with three models for absolute plate motion to determine paleo-locations of the plateau and to illustrate differences in the assumptions and predictions of the three APM models. Published paleolatitudes from Ontong Java and Manihiki allow us to test the predictions of each APM. We note that the consistency of OJP paleolatitude measurements (Riisager et al., 2004) justifies their use as a quantitative means for comparing and contrasting APM models. The three APM models and their predictions for the Hawai'i-Emperor geometry are shown in Figure 3-9(a); the corresponding owlines restoring OJP back in time are illustrated in Figure 3-9(b).

3.3.2.1. Pacific fixed hotspot model: The WK08-A

The WK08-A model for Pacific plate motion (Wessel and Kroenke, 2008) is based on a fixed hotspot reference frame and models the contemporaneous bends in the Hawaiian-Emperor, Louisville and other chains believed to have resulted from major changes in absolute plate motion. Figure 3-10 shows selected frames of the OJN breakup with reconstructed plateau outlines and Louisville trail

Table 3-1. Rotation Poles for Ontong Java Nui reconstructions. θ , λ , t_1 , t_2 , and ω are pole latitude, longitude, time interval (Ma), and rotation angle, respectively.

	θ	λ	t_1	t_2	ω
OJP-MP	32.54	182.35	120	86	-33.46°
MP-HP	1.20°	94.20°	100	86	8.86°
	3.87°	132.46°	120	100	31.24°

predictions color coded according to APM. Ellice Basin fracture zones digitized in this study, reconstructed spreading centers and terranes (exported from the Seton et al. (2011) model) as well as subduction zones (Gurnis et al., 2011) are also shown. In the 0 Ma frame, the red WK08-A predicted Louisville chain matches well with the observed chain as the WK08-A is constrained by the Louisville and other hotspot chains. Progressing back in time, large changes in APM are indicated by bends in the predicted Louisville seamount chain. These predicted bends were presumably subducted within the last 50 Ma, however, and have no observable seamount counterparts for comparison.

The WK08-A OJN reconstruction implies 4.1° of clockwise OJP rotation since 123 Ma with initial spreading at Ellice Basin and Osbourn Trough oriented primarily east-west and north-south, respectively. Hikurangi plateau moves south throughout the breakup with a westward component prior to 100 Ma. At 100 Ma, Hikurangi begins moving east (and continues south). A shift to ENE Osbourn Trough spreading is apparent in the 95 to 86 Ma frames. A key observational constraint in the WK08-A model is the simultaneous t to the Emperor and Louisville chains, implying a considerable amount of north-south Pacific absolute plate motion during the time the Emperor chain was formed. Consequently, our reconstructions utilizing the WK08-A APM place the super-plateau furthest south of all the APMs tested herein. We note that Hikurangi-Chatham Rise docking was constrained using the OMS-05 APM (O'Neill et al., 2005) embedded in the GPlates global rotation model. At 123 Ma the WK08-A OJN model reconstructs 9° south of published Ontong Java paleolatitudes and 6° north of the Louisville hotspot (see Figure 3-11(a)). ODP/DSDP sites plotted as triangles are color coded according to published paleolatitude (Riisager et al., 2004; Cockerham and Jarrard, 1976) and overlay the OJN reconstruction colored according to WK08-A predicted paleolatitude. The 9° paleolatitude discrepancy is computed at OJN's center point (yellow circle in Fig. 3-11(a)) as the difference between extrapolated and reconstructed paleolatitude. The extrapolated value was determined through regression of OJP measurements. Although the OJP paleolatitude discrepancy is clear, Manihiki's DSDP site 317 shows no apparent latitudinal discrepancy. However, Cockerham and Jarrard (1976) indicated that tectonic tilt may have affected the paleomagnetic inclination measurements of their basalt samples. Site 317's sedimentary paleolatitude was estimated at 20° further north. If the

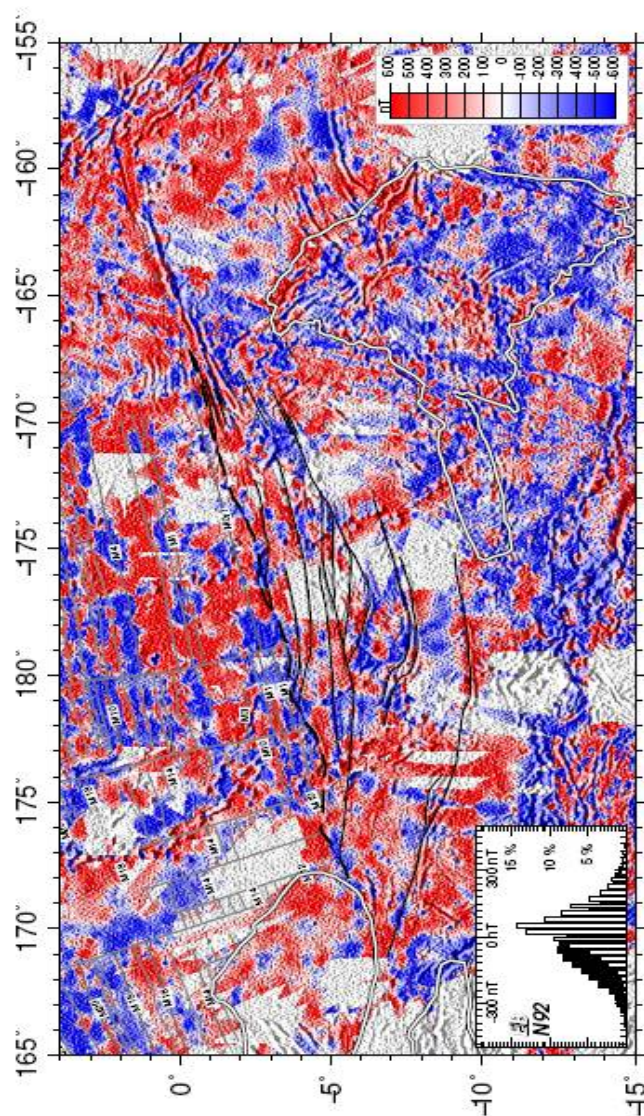


Figure 3-5. Compilation of KORDI and NGDC magnetic anomalies for the Ellice Basin vicinity. EB fracture zone trends (black) contrast sharply to those of Nakinishi et al. (1992) (gray) north of the dashed rift boundary. A comparison of anomaly distributions from within the EB and Nakinishi et al. (1992) (NK92) study areas (lower-left histogram) indicates a positive shift and narrowed distribution for EB anomalies.

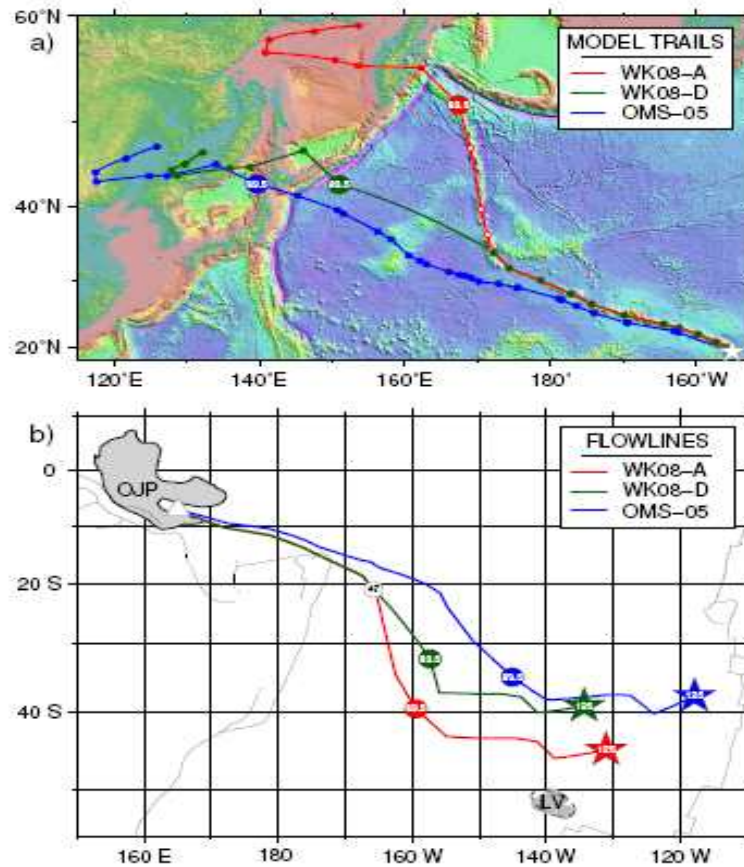


Figure 3-6. APM models tested herein differ considerably. WK08-A (red) assumes fixity of Pacific hotspots hence its faithful reproduction of the HEB (a) and consequent southerly reconstruction of OJP nearest the present-day Louisville hotspot (LV) (b). WK08-A and WK08-D (green) are identical until 47 Ma when modeled drift of the Hawaiian plume begins to affect WK08-D, resulting in a Hawaiian island-parallel Emperor prediction (a) and a less southerly OJP reconstruction (b). The Indo-Atlantic plate motion based OMS-05 (blue) also gives a Hawaiian-parallel Emperor-stage prediction (a) but reconstructs OJP further east (b).

Louisville plume did form OJN, this reconstruction implies that Louisville was 6-7° further north at the time of OJN emplacement. Such drift estimates are subject to unknown uncertainty (i.e., Louisville's drift history prior to 78 Ma is unknown as is OJN's actual eruption center) and are only presented as a first order indicator to gauge OJN's proximity to a fixed Louisville plume. Furthermore, 9° of true polar wander is required to account for discrepancies between reconstructed and measured OJP paleolatitude. For comparison, Besse and Courtillot (2002) suggest ~10° of Pacific true polar wander since 123 Ma, while a more recent study by Steinberger and Torsvik (2008) implies negligible true polar wander for this vicinity.

3.3.2.2. Pacific drift-corrected model: The WK08-D

The second Pacific APM, herein called the WK08-D APM, was developed for this research and is based on WK08-A but incorporates an Emperor-stage moving Hawaiian plume (Tarduno, 2007; Tarduno et al., 2009). Specifically, we determined a stage rotation that (as WK08-A) reproduced the Louisville chain from its 50-Ma bend to the end of the trail at the Tonga-Kermadec trench. However, a second constraint was added that the stage rotation should predict a trail geometry with no discernible Hawai'i-Emperor bend. Such a stage rotation pole was found to lie along the bisector great circle of the Louisville trail, at approximately (36N, 53W). We extended this rotation back to 83.5 Ma and used it to replace WK08-A rotations for the 83.5-47 Ma period. Older rotations were adjusted for the change in reference.

The WK08-D APM induces the most OJN rotation (dark green pen in Figure 3-7). Hikurangi therefore begins from a more westerly starting point at 123 Ma and continues its westward path until 95 Ma. This course change is largely due to the reorientation of Manihiki as it moves east and north away from Ontong Java. Hikurangi docks west of Chatham Rise at 86 Ma. This discrepancy may be due to our juxtaposition of WK08-D OJN rotations with background terranes rotated by the GPlates OMS-05 global model. The initially rotated state of this model gives an initial southward component to Manihiki's motion turning northward around 105 Ma. This direction change occurs when Manihiki completes half of its rotation away from Ontong Java, after which the OJP-MP rotation pole induces northward motion.

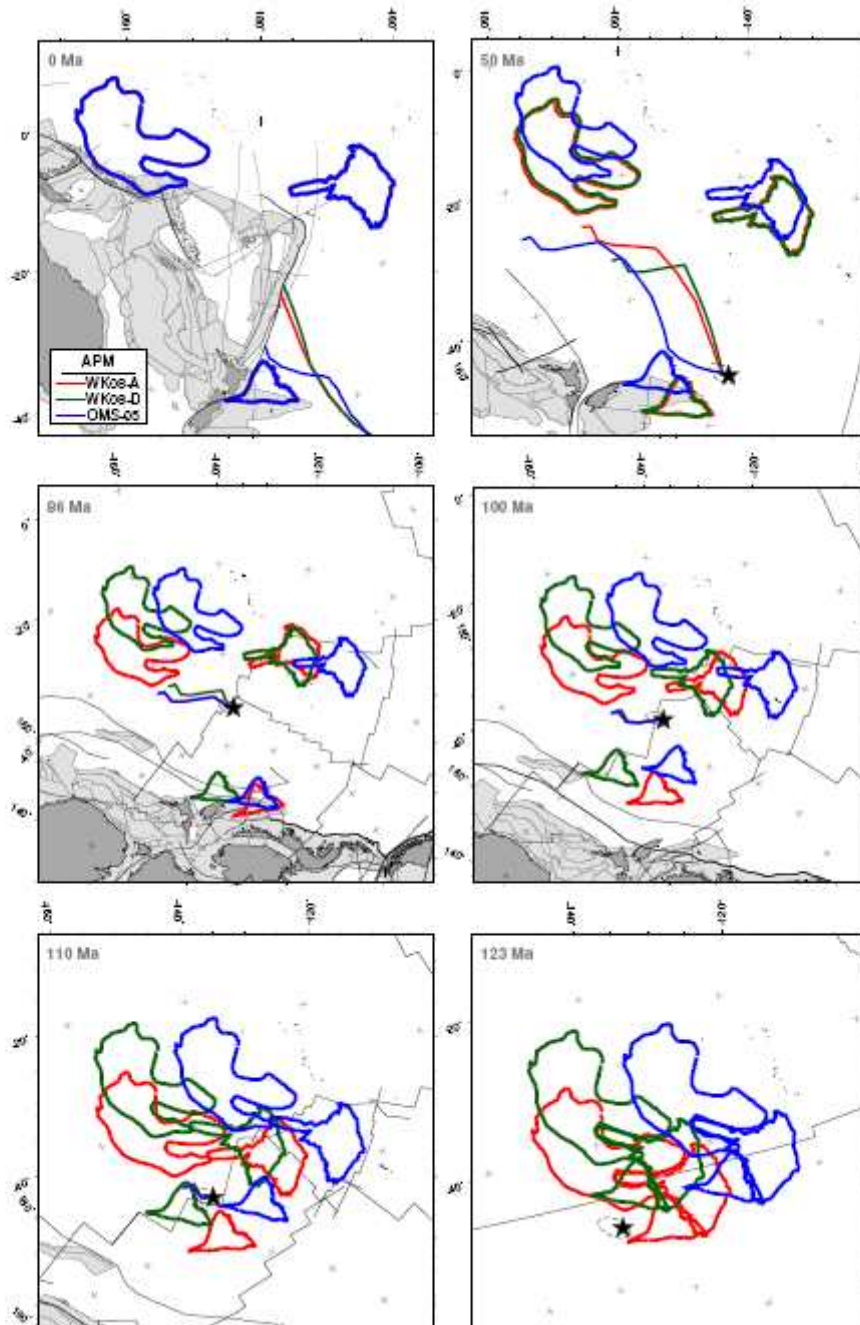


Figure 3-7. Absolute reconstructions of the OJN breakup from 123 Ma to the present. Red (WK08-A), green (WK08-D) and blue (OMS-05) plateau outlines and predicted Louisville seamount locations illustrate the effects of different APMs on the OJN breakup. Black star indicates Louisville hotspot's current estimated position. Also shown are subduction zones (Gurnis et al., 2011) along with plate boundaries (thin black pen), terranes (light gray) and coastlines (dark gray) (Seton et al., 2011).

This model implies 13° of counter-clockwise rotation since 123 Ma and results in a revised geometry where Ontong Java plateau is positioned $\sim 7^\circ$ further north than does the WK08-A reconstruction while Manihiki ODP site 317 reconstructs at approximately the same latitude as before (Figure 3-8(b)). Although OJP paleolatitude discrepancies are improved considerably, OJN now reconstructs $\sim 12^\circ$ north of Louisville hotspot's present estimated position. The WK08-D OJN model therefore requires twice the magnitude of Louisville drift. This model also plots just 4° south of the range required by OJP paleolatitudes. This paleolatitude discrepancy implies a small amount of true polar wander but this discrepancy is likely insignificant (i.e., the mean OJP paleolatitude standard deviation is 3.6°).

3.3.2.3. Indo-Atlantic moving hotspot model: The OMS-05

The third APM used herein derives from O'Neill et al (2005) and represents a moving-hotspot model that best describes the absolute motion of Africa. We projected this model via the East Antarctica-West Antarctica plate circuit. As this circuit only allows reconstruction back to 83.5 Ma, we extended the model back to 144 Ma using the WK08-A model adjusted for the change in reference. The three APM models share the same rotation history before 83.5 Ma and thus are not independent.

This APM implies 2.8° of counter-clockwise rotation intermediate of WK08-A and WK08-D and therefore imparts similarly intermediate westward and southerly components to the initial Hikurangi and Manihiki paths, respectively (blue pen in Figure 3-7). Hikurangi moves west until ~ 115 Ma, when it remains approximately fixed in longitude until ~ 90 Ma, when it turns east prior to docking with Chatham Rise. Manihiki moves southward until ~ 115 Ma, remains at $\sim 40^\circ\text{S}$ until ~ 95 Ma, then begins rotating northward about the OJP-MP rotation pole prior to Pacific accretion. The predicted Louisville seamount chain shows poor agreement with the observed chain in the 0 Ma frame where a fixed Louisville hotspot is used, implying significant drift of the Louisville hotspot since 80 Ma.

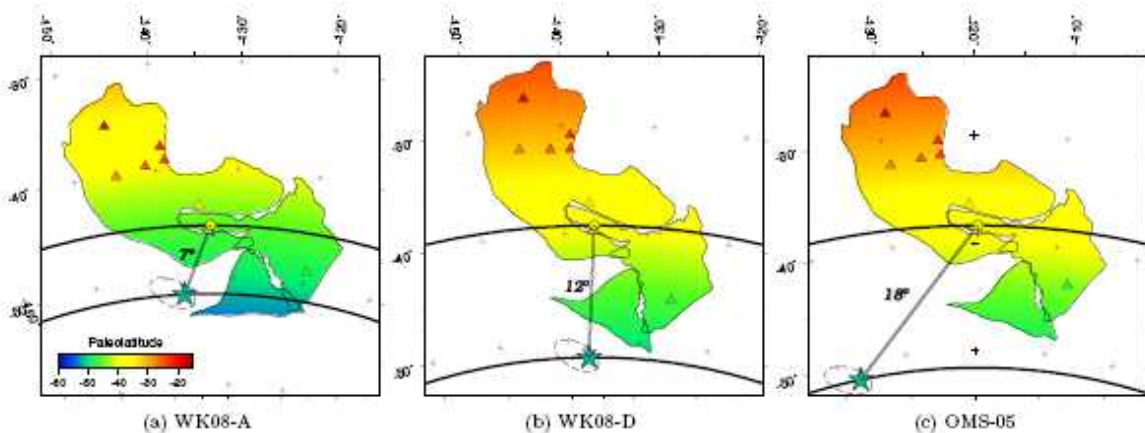


Figure 3-8. Comparison of three 123 Ma OJN reconstructions. Plateaus are color-coded according to reconstructed latitude while reconstructed ODP/DSDP sites (triangles) are colored according to their published paleolatitude. Distance estimates from Louisville (teal star) to the reconstructed OJN midpoint (open circle) are also shown. Differences in reconstructed plateau orientation, longitude/latitude range, and paleolatitude discrepancies are apparent. Bold lines highlight latitudinal positions of Louisville and OJN estimated mid point.

As shown in the 123 Ma reconstruction (Figure 3-8(c)), this model positions OJN 2° further south than OJP paleolatitudes would indicate, which is insignificant relative to OJP paleolatitude error magnitudes. However, the center of the plateau plots 13north and 12east of Louisville’s current estimated position. This model therefore implies 18of hotspot drift since 123 Ma.

3.4. Discussion

Uncertainties in both Pacific APM reconstructions and in paleolatitude measurements moderate the significance of our quantitative model comparisons. While the 123 Ma WK08-A OJN reconstruction clearly minimizes modeled hotspot drift, Ontong Java paleolatitudes necessitate a more northerly reconstruction and hence require true polar wander. Both WK08-D and OMS-05 APMs reconcile paleolatitude discrepancies but require greater magnitudes of Louisville plume drift. Although paleolatitudes along the Louisville chain are not yet well constrained, the amount of Louisville drift implied by the OMS-05 model appears unreasonable. We solved for this drift by backtracking the empirical

age-progression for Louisville (Wessel and Kroenke, 2009) to 0 Ma using OMS-05. Figure 3-9 compares this OMS-05 predicted drift history (color worm with solid black center line) to Louisville drift predictions by Steinberger et al. (2004) (shorter color worm with white center line). WK08-A and WK08-D drift predictions are not shown due to their minor deviations about Louisville's current location.

While data are limited, we find that Louisville seamount predictions and paleolatitude evidence best support the WK08-D APM. However, $\sim 12^\circ$ of hotspot motion is needed to locate Louisville under the center of the reconstructed OJN at 123 Ma. This result indirectly supports Hawaiian plume drift during the Emperor-stage as incorporated into the WK08-D APM and independently corroborated by the Indo-Atlantic OMS-05 model. However, mismatches between Louisville hotspot and our OJN reconstructions could also be due to large uncertainties in older (i.e., pre-Emperor) parts of APM models that presently are hard to quantify.

The WK08-D and OMS-05 models support the notion of a drifting Hawaiian plume during the Emperor stage (Tarduno, 2007; Tarduno et al., 2009) by reducing OJP paleolatitude discrepancies. These more northerly OJN reconstructions would then, assuming Louisville as the OJN source, suggest a more northerly Louisville plume at 123 Ma. Such drift is possible given that there are no other constraints on Louisville motion prior to 78 Ma. However, up to 10° of true polar wander has been proposed previously to account for OJP paleolatitude discrepancies (Antretter et al., 2004), making a combination of plume drift and true polar wander a possibility. In either case, reconciling OJP paleolatitudes using true polar wander or hotspot drift would potentially introduce a discrepancy with Manihiki's paleolatitude. New constraints on the latitudinal history of the Louisville hotspot should be provided by the recently completed ODP Leg 330. This will allow us to determine if projected Pacific APM models like OMS-05, which produce very different predictions for the Louisville trail (e.g., Fig. 3-7(c)-0 Ma), are realistic or if the plate circuit is biasing the predictions.

Both plume drift and true polar wander have been proposed as mechanisms that may explain paleolatitude anomalies relative to a fixed hotspot APM

reconstruction. Pacific APMs traditionally tend to honor the Emperor chain whose geometry may be compromised by plume motion (Tarduno, 2007). Since there is no clear evidence for significant true polar wander during the Emperor stage we decided to test APMs that either ignored the Emperors (WK08-D) or were projected from another plate (OMS-05). Between the time of OJN formation and 100 Ma there might have been true polar wander of up to 10° in the Pacific (Besse and Courtillot, 2002; Prevot et al., 2000). However, the Steinberger and Torsvik (2008) model suggests negligible true polar wander for OJP during this time period. Hence, it is uncertain whether OJN paleolatitude anomalies may be used to infer true polar wander.

The contradictory true polar wander estimates cited above as well as

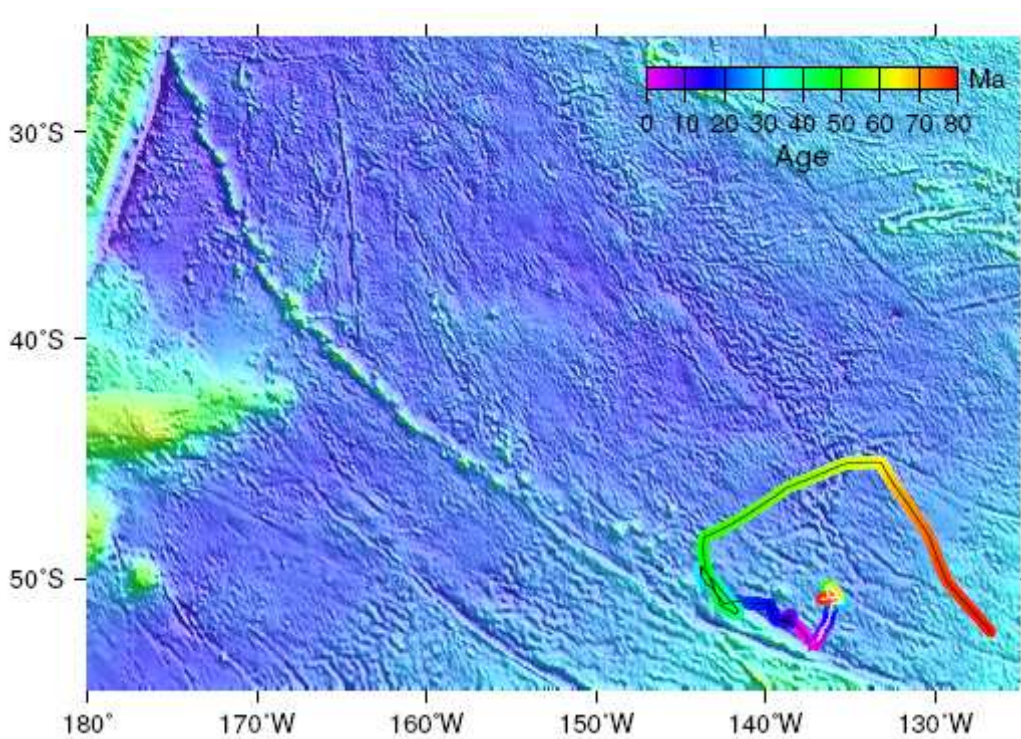


Figure 3-9. Louisville seamount age progression data backtracked using the OMS-05 APM predicts apparently excessive Louisville hotspot drift (black centered age-color curve) since 78 Ma as compared to the ow-model prediction by Steinberger et al. (2004) (white centered age-color curve). Louisville hotspot (star) is xed at its current estimated position in both WK08-A and WK08-D APMs hence only the OMS-05 drift curve is shown.

unaccounted for Emperor stage Hawaiian plume drift detract from the plausibility of the WK08-A APM. Furthermore, the OMS-05 APM (perhaps due to plate circuit bias) would require considerable LV drift that is drastically different from that modeled by Steinberger et al. (2004) in order to fit the 0-80 Ma LV chain geometry and age progression. Our analysis also finds that the easterly OMS-05 OJN reconstruction implies the most LV drift since 123 Ma ($\sim 18^\circ$). We therefore favor the WK08-D APM, which accurately reproduced the Louisville seamount chain, reconciled OJP paleolatitude discrepancies, requires only moderate Louisville hotspot drift, and is based on current Pacific hotspot drift evidence.

As presented, this interpretation of the OJN breakup does not readily explain the coincidence of secondary volcanism at the three plateaus (Taylor, 2006; Hoernle et al., 2010; Timm et al., 2011). Our models show wide plateau separation during the 90 Ma secondary phase and, if correct, do not favor the Bercovici and Mahoney (1994) explanation of secondary volcanism at OJP by way of plume head separation. Consequently, this volcanism would appear unrelated to the original plume source and could instead reflect decompressional melting following zones of weaknesses in the separated plateaus, possibly reactivated by stresses induced by changes in plate motion (i.e., Sykes (1978); Sager and Keating (1984)).

By reuniting Ontong Java, Manihiki, and Hikurangi plateaus, we find that the plateau center reconstructs $\sim 15^\circ$ north of Louisville hotspot's current estimated position at ~ 123 Ma. This is in contrast to the 26° latitudinal gap between Louisville ($\sim 51^\circ\text{S}$) and OJP's center ($\sim 25^\circ\text{S}$) determined by Antretter et al. (2004). Antretter et al. (2004) further speculated that a combination of 11° of true polar wander, 6° - 9° of hotspot drift and 7.5° due to octupole effects might explain the 26° offset and thus link OJP to a Louisville source. By relocating the center of volcanism from 25°S to the middle of our preferred super-plateau reconstruction at 39°S , we model 12 of Louisville drift (within published estimates for Hawai'i (Tarduno et al., 2003)) without requiring significant true polar wander or octupole effects, thereby increasing the likelihood that Louisville formed Ontong Java Nui.

Our OJN reconstruction has estimated area of 5×10^6 km² (2/3 the size of Australia) and volume of 1×10^8 km³. In agreement with Taylor (2006), the OJN

super-plateau potentially covered 1% of Earth's surface at 123 Ma, representing the largest known magmatic event. These may be minimum estimates, however, as an unknown proportion of Manihiki plateau has been rifted away and presumably subducted (Viso et al., 2005). A larger OJN extending further south or east would displace our eruption center southward, resulting in even better paleolatitude agreement. Such large scale volcanism and resultant plate boundary reorganization occurring throughout the OJN breakup may have contributed to a geomagnetically stable regime wherein reversals of the geomagnetic field did not occur (e.g., Larson and Olson, 1991). Current OJN breakup timing constraints favor the onset of OJN formation beginning at 125 Ma with ongoing hotspot volcanism as well as sea floor spreading at Ellice Basin and Osbourn Trough occurring until 86 Ma, spanning the entire Cretaceous normal superchron.

Although we are unable to determine actual basin opening rates due to the lack of magnetic reversal pattern, we estimate minimum full spreading rates of 70 km/Myr (approximated as 22° longitude / 34 Myr) and 90 km/Myr (28° latitude / 34 Myr) for Ellice Basin and Osbourn Trough spreading, respectively.

3.5. Conclusion

We have examined the Taylor (2006) Ontong Java-Manihiki-Hikurangi super plateau hypothesis and three models for Pacific absolute plate motion using paleolatitude and fracture zone data as constraints. We find that the WK08-D OJN reconstruction, which allows for drift of the Hawaiian plume during the Emperor stage, best satisfies OJN paleolatitudes, Louisville seamount trail geometry, and Ellice Basin/Osbourn Trough fracture zone traces. The WK08-A and OMS-05 APMs are based on assumptions that may compromise their accuracy (i.e., fixed hot spots versus projection via an Antarctic plate circuit), however we are unable to definitively rule them out due to potentially large uncertainties in all APMs for ages greater than 83.5 Ma. Plume drift and true polar wander are not mutually exclusive processes, implying that a model allowing for both phenomena be considered. In either case, our reconstruction has made the connection between the OJN super plateau and the Louisville hotspot much more probable, and despite the shortcomings of our APM modeling we suggest the case of a Louisville plume origin for the OJN has been considerably strengthened.

3.6. REFERENCES

- Antretter, M., Riisager, P., Hall, S., Zhao, X., Steinberger, B., 2004. Modelled paleolatitudes for the Louisville hot spot and the Ontong Java Plateau. In: Origin and Evolution of the Ontong Java Plateau. Vol. 229. Geol. Soc. Spec. Publ., pp. 21-30.
- Becker, J. J., Sandwell, D. T., Smith, W. H. F., Braud, J., Binder, B., Depner, J., Fabre, D., Factor, J., Ingalls, S., Kim, S.-H., Ladner, R., Marks, K., Nelson, S., Pharaoh, A., Trimmer, R., Von Rosenberg, J., Wallace, G., Weatherall, P., 2009. Global bathymetry and elevation data at 30 arc seconds resolution: Srtm30 plus. *Mar. Geod.* 32, 355-371.
- Bercovici, D., Mahoney, J. J., 1994. Double ood basalts and plume head separation at the 660-kilometer discontinuity. *Science* 266, 1367-1369.
- Besse, J., Courtillot, V., 2002. Apparent and true polar wander and the geometry of the geomagnetic field over the last 200 myr. *J. Geophys. Res.* 107, 1-31.
- Billen, M. I., Stock, J., 2000. Morphology and origin of the osbourn trough. *J. Geophys. Res.* 105, 13481-13489.
- Chandler, M. T., Wessel, P., 2008. Improving the quality of marine geophysical track line data: Alongtrack analysis. *J. Geophys. Res.* 113 (B02102, doi:10.1029/2007JB005051).
- Chang, T., 1987. On the statistical properties of estimated rotations. *J. Geophys. Res.* 92(B7), 6319-6329.
- Cockerham, R., Jarrard, R. D., 1976. Paleomagnetism of some Leg 33 sediments and basalts. In: Initial Rep. Deep Sea. Vol. 33. pp. 631-647.
- Con, M., Eldholm, O., 1994. Large igneous provinces: Crustal structure, dimensions, and external consequences. *Rev. of Geophys.* 32, 1-36.
- Davy, B., Hoernle, K., Werner, R., 2008. Hikurangi Plateau: Crustal structure, rifted formation, and Gondwana subduction history. *Geochem. Geophys. Geosys.* 9 (7), 1-31.
- Downey, N., Stock, J., Clayton, R., Cande, S., 2007. History of the Cretaceous Osbourn spreading center. *J. Geophys. Res.* 112, doi: 10.1029/2006JB004550, 2007.
- Erba, E., Tremolada, F., 2004. Nannofossil carbonate uxes during the Early

- Cretaceous: Phytoplankton response to nutrication episodes, atmospheric CO₂ and anoxia. *Paleoceanography* 19, doi: 10.1029/2003PA000884.
- Fitton, J. G., Godard, M., 2004. Origin and evolution of magmas on the Ontong Java Plateau. In: *Origin and Evolution of the Ontong Java Plateau*. pp. 1-8.
- Foulger, G., Natland, J., 2003. Is "hotspot" volcanism a consequence of plate tectonics? *Science* 300, 921-922.
- Gradstein, F., Agterberg, F., Ogg, J., Hardenbol, S., Vanveev, P., Thierry, J., Huang, Z., 1994. A Mesozoic time scale. *J. Geophys. Res.* 99, 24051-24074.
- Gurnis, M., Turner, M., Zahirovic, S., DiCaprio, L., Spasojevic, S., Muller, R. D., Boyden, J., Seton, M., Manea, V. C., Bower, D., 2011. Plate tectonic reconstructions with continuously closing plates. *Comput. Geosci.*, doi:10.1016/j.cageo.2011.04.014.
- Hellinger, S. J., 1981. The uncertainties of plate rotations in plate tectonics. *J. Geophys. Res.* 86, 9312-9318.
- Henderson, L., Gordon, R., 1981. Oceanic plateaus and the motion of the Pacific plate with respect to hot spots. *Eos Trans. AGU* 62, 1028.
- Hoernle, K., Hau, F., van den Bogaard, P., Werner, R., Mortimer, N., Geldmacher, J., Garbe-Schönberg, D., Davy, B., 2010. Age and geochemistry of volcanic rocks from the Hikurangi and Manihiki oceanic plateaus. *Geochim. Cosmochim. Acta* 10.1016/j.gca.2010.09.030.
- Hussong, D., Wipperfurth, L., Kroenke, L., 1979. The crustal structure of the Ontong Java and Manihiki oceanic plateaus. *J. Geophys. Res.* 84 (B11), 6003-6010.
- Ingle, S., Mahoney, J. J., Sato, H., Con, M., Kimura, J.-I., Hirano, N., Nakinishi, M., 2007. Depleted mantle wedge and seiment fingerprint in unusual basalts from the Manihiki Plateau, central Pacific Ocean. *Geology* 35 (7), 595-598.
- Jackson, E., Bargar, K., Fabbi, B., Heropoulos, C., 1976. Petrology of the basaltic rocks drilled on Leg 33 of the Deep Sea Drilling Project. In: *Initial Rep. Deep Sea. Ocean Drilling Program, Texas A & M University*, pp. 571-630.
- Joseph, D., Taylor, B., Shor, A., 1992. New sidescan sonar and gravity evidence that the Nova-Canton Trough is a fracture zone. *Geology* 20, 435-438.
- Kerr, A. C., 1998. Oceanic plateau formation: a cause of mass extinction and black shale deposition around the Cenomanian-Turonian boundary? *J.*

- Geol. Soc. London 155, 619-626.
- Koppers, A., Staudigel, H., 2005. Asynchronous bends in Pacific seamount trails: A case for extensional volcanism? *Science* 307, 904-907.
- Korenaga, J., 2005. Why did not the Ontong Java Plateau form subaerially? *Earth Planet. Sci. Lett.* 234, 385-399.
- Kronenke, L. W., Wessel, P., Sterling, A., 2004. Motion of the Ontong Java Plateau in the hot-spot frame of reference: 122 Ma-present. In: Origin and evolution of the Ontong Java Plateau. Vol. 229. Geol. Soc. Spec. Publ., pp. 9-20.
- Larson, R., 1997. Superplumes and ridge interactions between Ontong Java and Manihiki Plateaus and the Nova-Canton Trough. *Geology* 25, 779-782.
- Larson, R., Olson, P., 1991. Mantle plumes control magnetic reversal frequency. *Earth Planet. Sci. Lett.* 107, 437-447.
- Larson, R. L., Erba, E., 1999. Onset of the mid-Cretaceous greenhouse in the Barremian- Aptian: Igneous events and the biological, sedimentary, and geochemical responses. *Paleoceanography* 14, 663-678.
- Lonsdale, P., 1997. An incomplete geologic history of the south-west Pacific basin. *Geol. Soc. of Am. Abstr. Programs* 29, 4574.
- Mahoney, J. J., Spencer, K. J., 1991. Isotopic evidence for the origin of Manihiki and Ontong Java oceanic plateaus. *Earth Planet. Sci. Lett.* 102, 196-210.
- Mahoney, J. J., Storey, M., Duncan, R. A., Spencer, K. J., Pringle, M., 1993. Geochemistry and geochronology of Leg 130 basement lavas: Nature and origin of the Ontong Java Plateau. In: Proc. Ocean Drill Program, Sci. Results. Vol. 130.
- Matthews, K., Muller, R. D., Wessel, P., Whittaker, J., In review. The tectonic fabric of the ocean basins. *J. Geophys. Res.*
- Mortimer, N., Parkinson, D., 1996. Hikurangi Plateau: A Cretaceous large igneous province in the southwest Pacific Ocean. *J. Geophys. Res.* 101, 687-696.
- Nakinishi, M., Tamaki, K., Kobayashi, K., 1992. Magnetic anomaly lineations from Late Jurassic to Early Cretaceous in the west-central Pacific Ocean. *Geophys. J. Int.* 109, 701-719.
- Neal, C. R., Mahoney, J. J., Kronenke, L. W., Duncan, R. A., Petterson, M. G., 1997. The Ontong Java Plateau. In: Large Igneous Provinces: Continental, Oceanic, and Planetary Flood Volcanism, Geophysical Monograph 100. pp.

183-216.

- O'Neill, C., Muller, D., Steinberger, B., 2005. On the uncertainties in hot spot reconstructions and the significance of moving hot spot reference frames. *Geochem. Geophys. Geosys.* 6 (4), 1-35.
- Parkinson, I., Schaefer, B., Arculus, R., 2003. Residue-melt relationships; Os isotopes from the Ontong Java Plateau. *Geophys. Res. Abstr. (Eur. Geophys. Soc.)* 5, 14351.
- Prevot, M., Mattern, E., Camps, P., Daignieres, M., 2000. Evidence for a 20 tilting of the Earth's rotation axis 110 million years ago. *Earth Planet. Sci. Lett.* 179, 517-528.
- Quesnel, Y., Catalan, M., Ishihara, T., 2009. A new global marine magnetic anomaly data set. *J. Geophys. Res.* 114, 1-11.
- Riisager, P., Hall, S., Antretter, M., Zhao, X., 2004. Early Cretaceous Pacific paleomagnetic pole from Ontong Java Plateau basement rocks. In: *Origin and Evolution of the Ontong Java Plateau*. Vol. 229. *Geol. Soc. Spec. Publ.*, pp. 31-44.
- Sager, W., Keating, B., 1984. Paleomagnetism of Line Islands seamounts: Evidence for Late Cretaceous and Early Tertiary volcanism. *J. Geophys. Res.* 89, 11,135-11,151.
- Sandwell, D., Smith, W., 2009. Global marine gravity from retracked Geosat and ERS-1 altimetry: Ridge segmentation versus spreading rate. *J. Geophys. Res.* 114, doi: 10.1029/2008JB006008.
- Seton, M., Muller, R., Zahirovic, S., Gaina, C., Torsvik, T., Shephard, G., Talsma, A., Gurnis, M., Turner, M., Chandler, M., 2011. Global continental and ocean basin reconstructions since 200 Ma. In review.
- Steinberger, B., Sutherland, R., O'Connell, R., 2004. Prediction of Emperor-Hawaii seamount locations from a revised model of global plate motion and mantle flow. *Nature* 430, 167-173.
- Steinberger, B., Torsvik, T., 2008. Absolute plate motions and true polar wander in the absence of hotspot tracks. *Nature* 452, doi:10.1038/nature06824.
- Sykes, L., 1978. Intraplate seismicity, reactivation of preexisting zones of weakness, alkaline magmatism, and other tectonism postdating continental fragmentation. *Rev. of Geophys.* 16, 621-688.
- Tarduno, J., Bunge, H.-P., Sleep, N., Hansen, U., 2009. The bent

- Hawaiian-Emperor hotspot track: Inheriting the mantle wind. *Science* 324, 50-53.
- Tarduno, J. A., 2007. On the motion of Hawaii and other mantle plumes. *Chem. Geol.* 241, 234-247.
- Tarduno, J. A., Duncan, R. A., Scholl, D. W., Cottrell, R. D., Steinberger, B., Thordarson, T., Kerr, B. C., Neal, C. R., Frey, F. A., Torii, M., Carvallo, C., 2003. The Emperor Seamounts: Southward motion of the Hawaiian hotspot plume in the Earth's mantle. *Science* 301, 1064-1069.
- Tarduno, J. A., Slitter, W. V., Kroenke, L. W., Leckie, M., Mayer, H., Mahoney, J. J., Musgrave, R., Storey, M., Winterer, E. L., 1991. Rapid formation of Ontong Java Plateau by aptian mantle plume volcanism. *Science* 254, 399-402.
- Taylor, B., 2006. The single largest oceanic plateau: Ontong Java-Manihiki-Hikurangi. *Earth Planet. Sci. Lett.* 241, 372-380.
- Tejada, M., Mahoney, J. J., Neal, C. R., Duncan, R. A., Petterson, M. G., 2002. Basement geochemistry and geochronology of Central Malaita, Solomon Islands, with implications for the origin and evolution of the Ontong Java Plateau. *J. Petrology* 43 (3), 449-484.
- Timm, C., Hoernle, K., Werner, R., F., H., van den Bogaard, P., Michael, P., Con, M., Koppers, A., 2011. Age and geochemistry of the oceanic Manihiki Plateau, SW Pacific: New evidence for a plume origin. *Earth Planet. Sci. Lett.* 304 (1-2), 135-146.
- Vanderkluysen, L., Mahoney, J. J., Koppers, A. A., Lonsdale, P. F., 2007. Geochemical evolution of the Louisville seamount chain. *Eos Trans. AGU*, 88 (52), Fall Meet. Suppl. Abstr. V42B-06.
- Verhoef, J., Duin, E., 1986. A 3-dimensional analysis of magnetic anomalies over fracture zones in the Cretaceous Magnetic Quiet Zone (Madeira Abyssal Plain). *J. Geol. Soc. London* 143, 823-832.
- Viso, R. F., Larson, R. L., Pockalny, R. A., 2005. Tectonic evolution of the Pacific-Phoenix-Farallon triple junction in the South Pacific Ocean. *Earth Planet. Sci. Lett.* 233, 179-194.
- Walker, J., Geissman, J.W., c., 2009. Geologic time scale. *Geol. Soc. of America*, doi: 10.1130/2009.CTS004R2C.
- Wessel, P., Chandler, M. T., 2007. The mgd77 supplement to the Generic Mapping Tools. *Comput. Geosci.* 33, 62-75.

- Wessel, P., Kroenke, L. W., 2008. Pacific absolute plate motion since 145 Ma: An assessment of the fixed hot spot hypothesis. *J. Geophys. Res.* 113 (B06101), 1-21.
- Wessel, P., Kroenke, L. W., 2009. Observations of geometry and ages constrain relative motion of Hawaii and Louisville plumes. *Earth Planet. Sci. Lett.* 284, 467-472.
- Wessel, P., Muller, R. D., Sandwell, D. T., Cande, S., 2009. The global fracture zone and magnetic lineation project. *Eos Trans. AGU*, 90 (52) Fall Meet. Suppl., Abstr. T13C-1889.
- Worthington, T., Hekinian, R., Stoers, P., Kuhn, T., Hau, F., 2006. Osborn trough: Structure, geochemistry and implications of a mid-Cretaceous paleospreading ridge in the South Pacific. *Earth Planet. Sci. Lett.* 245, 685-701.



제 4 장 Hawaii Emperor Bend의 진화



제 4 장 Hawaii Emperor Bend의 진화

4.1. 서론

Hawaii-Emperor 해저산대는 고정된 열점 위를 태평양판이 이동하면서 형성된 것으로 해석되어왔다 (Wilson, 1963). 약 5,700 km에 걸쳐 분포하고 있는 이 해저산맥에는 Hawaii-Emperor Bend (HEB)로 불리는 변곡점이 존재하는데, 과거 태평양판 판운동 방향이 급작스럽게 변한 증거라는 것이 전통적인 해석이었다. 하지만, 해저산맥에서 측정된 고위도와 현재 열점이 존재하는 하와이섬의 위도가 차이가 난다는 것이 밝혀진 이후로 새로운 해석이 필요함을 과학계가 인지하게 되었다 (Tarduno et al., 2003). 많은 연구들은 열점이 맨틀의 대류와 함께 고위도로 이동하는 것으로 해석하고 있으며, 따라서 HEB의 형성에서 태평양판의 이동이 미치는 영향은 아직 정확히 해석되고 있지 않다 (Tarduno et al., 2003; Wessel and Korenke, 2008). 이는 태평양판의 이동을 해석할 수 있는 고해상도 지구물리 자료가 부재하기 때문이다. 따라서 2009년과 2010년에 수행된 NAP 09-01, -02와 NAP 10-01, 02 탐사에서 하와이-망간단괴 광구 이동향해 구간을 따른 정밀 수심 및 중자력 탐사를 통하여 Hawaii Emperor Bend의 특징을 규명하였다 (Figure 4-1).

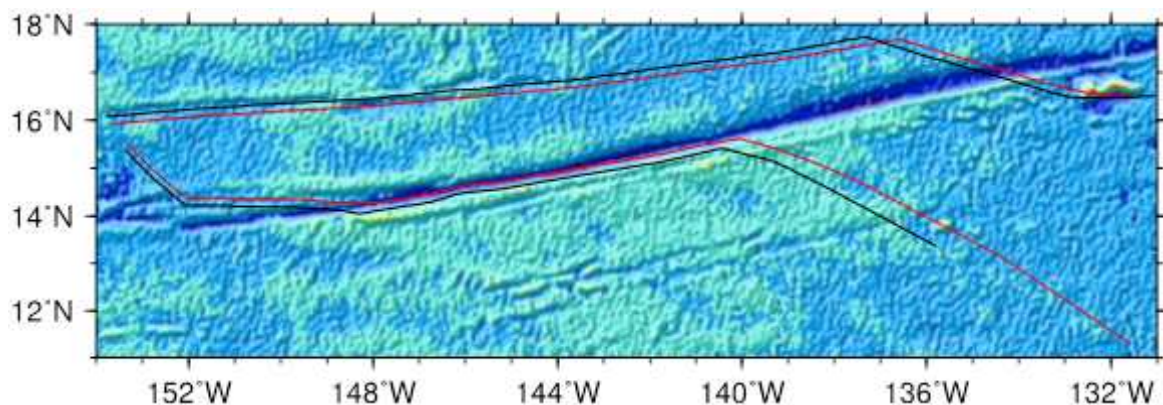


Figure 4-1. NAP survey tracks between Hawaii and the mining area of manganese nodules, obtained during 2009 (black) and 2010 (red). The background is the satellite-derived gravity data (Sandwell and Smith, 2009).

4.2. HEB 지형특성

2009년과 2010년에 걸쳐 클라리온 균열대 북쪽 지역에서 획득된 수심자료는 약 40여개의 해저산들이 일렬로 늘어선 지형을 보여주고 있다 (Figure 4-2). 해저산의 정상부는 칼데라 혹은 flat-top의 형태를 가지고 있으며 높이는 대략 1~1.2 km 정도이다. 해저산의 크기가 작고 주변 해저구릉(abysal hill)의 지형들이 크게 변형된 흔적이 없음은 이 해저산들이 중앙해령 근처에서 생성되었고 태평양판의 움직임과 함께 현재의 위치에 도달하였음을 지시한다. Figure 4-2에서 보이는 유사한 형태의 해저산들은 현재의 중앙해령 근처에서 많이 발견된다 (Clague et al., 2000). 하지만 중앙해령 근처에서 생성된 해저산들이 판구조 운동과 함께 오랜 시간 동안 움직인 후에 발견된 경우는 드물다.

같은 기간동안 클라리온 균열대를 따라서도 수심자료를 획득하였다 (Figure 4-3). 위성 중력 자료에서 보이는 클라리온 균열대의 수심분포와는 달리 정밀 수심자료는 클라리온 균열대 내부에 여러 조그만 균열대들이 분포함을 보여준다. 또한 균열대 사이에 해저구릉들이 관찰되고 있다. 이는 균열대의 분화가 일어날때 태평양판 운동 방향의 변화 혹은 중앙해령에서의 확장방향의 변화가 있었음을 지시한다고 해석할 수 있다.

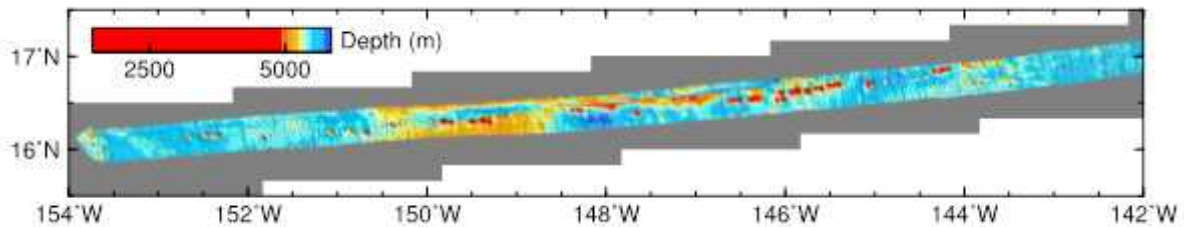


Figure 4-2. Observed bathymetry along the northern tracks of Figure 4-1.

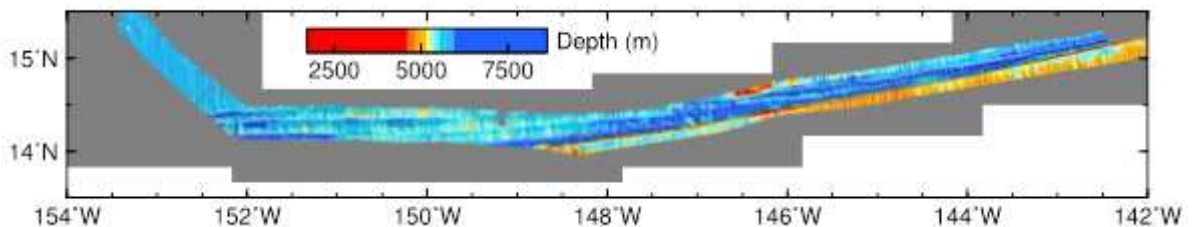


Figure 4-3. Observed bathymetry along the southern tracks of Figure 4-1.

Figure 4-2에서 발견된 해저산들은 태평양판의 지각나이를 고려하였 때 적어도 90~80 Ma인 것으로 추정된다 (Muller et al., 2008). 중앙해령 근처에서 발견된 비슷한 유형의 해저산들에서 얻어진 암석 샘플들은 해저산 생성에 관한 중요한 정보를 포함하고 있으며 (Fornari et al., 198), 더 나아가 중앙해령의 심부구조 및 마그마의 조성에 대한 유용한 정보를 제공하기도 한다 (Koppers and Watts, 2010). 하지만, 이러한 심부구조 및 마그마의 조성이 지질시대를 거치면서 어떠한 변화가 있었는지에 대한 연구는 아직까지 많이 부족한 상황이다. 만약 Figure 4-2에서 관찰된 해저산들에서 암석시료를 채취하여 연대 측정 및 지구화학 성분분석을 할 수 있다면, 적어도 과거 8000만년 동안에 일어난 마그마 조성과 중앙해령의 심부구조 변화에 대한 증거를 찾게 될 가능성이 높다. 이는 Figure 4-2에서 관찰되는 해저산들이 상대적으로 잘 보존되어 있으며, 다른 중앙해령 근처에서 발견된 해저산들과 그 형태의 유사성이 매우 높기 때문이다. 또한 현재 중앙해령 근처에 위치한 해저산들에 대한 샘플 조사들이 많이 진행되어 왔기 때문에, 비교 가능한 지구화학 자료가 충분히 존재하고 있다.

Figure 4-3에서 보여지는 클라리온 균열대의 분화는 태평양판의 과거 판운동의 변화에 기인하는 것으로 추정된다. 하지만 이를 더욱 자세히 규명하기 위하여 본 과제의 자료뿐 아니라, 클라리온 균열대 주변에서 획득한 다른 나라의 지구물리자료도 함께 종합적으로 지형의 변화를 파악하는 것이 필요하다. 또한 균열대의 분화와 판구조 운동의 상관관계를 살펴보기 위하여 기존에 정립된 판구조 운동 모델 (Muller et al., 2008)과 관측된 해저 지형의 형태를 정량적으로 비교하여 관측된 지형을 더욱 잘 설명하는 판구조 운동 모델 개발이 필요하다.

4.3. 참고문헌

- Clague, D. A., J. Reynolds, and A. S. Davis, 2000, Near-ridge seamount chains in the northeastern Pacific Ocean, *J.Geophys.Res.*,105(B7), 16, 541-16,561.
- Fornari, D. J., M. R. Perfit, J. F. Allan, and R. Batiza, 1988, Small-scale heterogeneities in depleted mantle sources: near-ridge seamount lava geochemistry and implications for mid-ocean-ridge magmatic processes, *Nature*, 331, 511-513.
- Koppers, A. A. P., and A. B. Watts, 2010, Intraplate seamounts as a window into deep Earth processes, *Oceanography*, 23(1), 42-57.
- Müller, R. D., M. Sdrolias, C. Gaina, and W. R. Roest, 2008, Age, spreading rates, and spreading asymmetry of the world's ocean crust, *Geochem.Geophys.Geosyst.*, 9(4), doi:10.1029/2007GC001743.
- Sandwell, D. T., and W. H. F. Smith, 2009, Global marine gravity from retracked Geosat and ERS-1 altimetry: Ridge segmentation versus spreading rate, *J.Geophys.Res.*, 114, doi:10.1029/2008JB006008.
- Tarduno, J. A., et al., 2003, The Emperor Seamounts: Southward Motion of the Hawaiian Hotspot Plume in Earth's Mantle, *Science*, 301, 1064-1069.



제 5 장 **웬풀지역 고기후 복원**

제 5 장 서태평양 워풀지역 기후변동성 및 고기후 복원

5.1. 서론

지구 해양 표층의 약 11%는 연평균 수온 28°C 이상의 따뜻한 물로 덮여 있다. 이러한 따뜻한 표층수는 주로 서태평양의 적도 부근에 밀집되어 있으며, 서태평양 워풀(Western Pacific Warm Pool, WPWP)이라 불린다. 서태평양 워풀은 전체 해양에 비하면 약 0.05%로 매우 미미한 양이나 지구 전체의 대기 순환에 지배적인 영향을 미치는 것으로 알려져 있다. 서태평양의 적도 부근에서는 태양복사량이 높을 뿐 아니라 강수량이 증발량보다 높아 표층수의 밀도를 감소시키며 이로 인해 혼합층이 안정화된다(Webster, 1994). 따라서 다른 변화 요인이 있지 않는 한 서태평양 워풀은 안정적으로 유지되며, 현재까지 연구된 바에 의하면 구름, 바람에 의한 증발, 또는 해수의 혼합 등이 수괴를 유지하는 데에 기여한다고 알려져 있다(Ramanathan and Collins, 1991).

서태평양 워풀의 온도, 크기와 위치는 전 지구적 기후와 밀접한 연관을 갖는 것으로 알려져 있다(Cane and Clement, 1999). 서태평양 워풀의 높은 수온과 이에 따른 저압대의 발달은 대기 대순환의 시발점으로 생각되며, 높은 수온과 낮은 염도의 표층수가 고위도로 공급되고 적도에서는 심층수가 용승하게 된다. 따라서, 비록 서태평양 워풀이 기후 변화를 이끄는지, 혹은 기후 변화의 결과로 워풀의 변화가 나타나는지는 아직 밝혀지지 않았으나 워풀의 변화를 추적하는 일은 기후 변화를 추적하는 일과 별개의 문제가 아니다. 한반도 주변 해역 역시 서태평양 워풀의 수온 변화와 적도태평양의 따뜻한 해수를 일본 및 한반도 해역에 공급하는 쿠로시오 해류의 유량 변동에 큰 영향을 받는다. 전 지구적 기후 변화에 따른 한반도 해역의 반응을 이해하기 위해서는 한반도 해역의 환경에 가장 큰 영향을 주는 북서태평양 해역과 쿠로시오 영향 해역에서의 환경 변화와 우리나라 근해의 환경변화에 대한 상호 이해가 필요하다.

서태평양 워풀의 크기와 위치, 온도는 시대에 따라 변하며, 이러한 변화는 ENSO (El Niño-Southern Oscillation)와 같은 10년 이내의 변동에서부터 백만 년에 이르는 시간적 규모에 이르기도 한다(Cane and Clement, 1999). 이러한 변동이 앞으로 어떻게 진행될 것인가를 알기 위해서는 인간의 영향이 배제된 자연적 변동에 대한 이해가 수반되어야 한다. 따라서 과거 해양환경의 변화에 대한 이해가 필수적인데, 관측 자료가 부족한 과거의 해양환경은 지화학적 프록시를 통해 미루어 알 수 있다. 심해 퇴적물은 표층의 수온변화, 생산성, 대기순환, 기원지 변화 등 고기후 및 고해양 변화에 대한 많은 기록들을 다양한 형태로 기록하고 있으며, 이의 연구를 통해 전 지

구적 기후 변화에 대한 이해를 넓힐 수 있다. 그러나 원양의 퇴적물을 이용한 과거 해양환경의 복원은 다양한 난점을 안고 있다. 예를 들면, 심해의 퇴적율은 매우 느리며($< 1 \text{ cm}/1000 \text{ years}$) 저서생물에 의한 퇴적물의 교란을 받기 때문에 단주기의 기후 변화 복원이 불가능하다. 이러한 일반적인 심해 퇴적물의 퇴적율을 고려할 때 1000년 이상 규모의 고기후 복원만이 가능하다. 그러나 1000년 이상 장주기의 기후 변화 양상을 이해하는 데에는 효과적으로 이용될 수 있다. 예를 들면 심해 퇴적물에 포함되어 있는 유공충의 안정동위원소비를 이용하여 퇴적물이 퇴적된 연령 결정과 표층해수 및 저층수의 온도 등을 유추하거나, 코콜리스의 알케논 포화 지수 등을 이용하여 표층 수온을 얻기도 한다. 또한 심해 퇴적물에 쌓여있는 풍성기원 입자의 플럭스 및 기원지 변화 연구를 통하여 과거 지질시대 동안 대기 순환이 어떻게 변화해 왔는가를 유추해 낼 수 있다.

웁풀 변동의 역사에 대해서는 많은 연구가 진행되고 있으나 적도태평양 지역에서 복원한 과거의 수온이 산호나 부유성 유공충, 알케논 등 기후 프록시에 따라 다르게 나타나는 등의 문제로 아직 명확하지 않다(Beck et al., 1997; Corrège et al., 2000; Lea et al., 2000; Stott et al., 2002). 웁풀의 가장자리 지역은 지구적 기후 변화에 따른 웁풀의 크기나 위치 변화로 인한 영향을 민감하게 반영하고 있을 것이라 기대되며, 이에 따라 현재 웁풀의 북쪽 경계부와 동쪽 경계부에서 채취한 심해 퇴적물 시료에 대해 다양한 지화학 프록시에 대한 분석을 실시하였다. 이 연구는 과거 기후 변화와 해양환경의 상호 관계에 대한 이해를 증진시킴으로써 기후 변화를 보다 정확히 예측할 수 있는 모델의 개발은 물론 예측 결과의 검증 목적으로도 유용하게 활용될 수 있으리라 기대된다.

5.2. 연구방법

연구에 이용한 퇴적물 시료는 필리핀 분지의 동쪽, 서태평양 웁풀의 북쪽 경계부(PC 631, 피스톤 코어; BC 633, 상자형 코어)와 동쪽 경계부인 Magellan Rise (PC 931, 932, 피스톤 코어; MC 931, 932, 멀티코어)에서 획득하였다(Fig. 5-1). 각각의 시료 위치와 길이는 표 5-1에 기재하였다. 시료 획득 지점 인근에서 피스톤 코어와 함께 상자형 코어, 멀티 코어를 함께 획득하였으므로, 피스톤 코어 상부의 유실이나 교란을 확인하기 위해 함께 분석하였다. 각각의 시료는 유공충을 비롯한 탄산염 광물이 많은 비율을 차지한다. PC 631, PC 932, BC 633, MC 932 시료는 태평양의 일반적인 탄산염 용해약층(lysocline) 시작점인 3,400 m와 탄산염 보상심도(carbonate compensation depth) 사이에서 채취되었으며, PC 931, MC 931은 Magellan Rise의 정상부에 해당하여 탄산염 용해약층에 포함되지 않는다.

PC 631 코어에 대해서 부유성 유공충의 일종인 *Globigerinoides sacculifer* (*G. sacculifer*)와 저서성 유공충 *Cibicidoides* sp. 의 지화학분석과 시료 내 탄산염 함량, 생물 기원 규산염 함량, 풍성기원 퇴적물의 함량 및 광물조성, 입도 등을 분석하였다. PC 931, 090302 코어에 대해서는 부유성 유공충 *G. sacculifer*의 탄소 및 산소 안정동위원소비, 탄산염 함량을 측정하였다. *G. sacculifer*는 열대 해역의 유광대에 광범위하게 서식하는 종으로 알려져 있다(Hemleben et al., 1989). Dekens et al. (2002)의 연구에 의하면 250~355 μm 크기의 *G. sacculifer*는 표층에서부터 20~30 m의 온도를 가장 잘 반영한다. 이들은 약 20~30°C의 온도 범위와 24~47‰의 넓은 염도 범위 내에서 서식한다고 보고되었다(Hemleben et al., 1989; Nürnberg et al., 1996).

각각의 퇴적물 코어는 4cm 간격으로 63, 250, 355 μm 체를 이용하여 입도별로 분리, 건조시켜 입자 크기가 250-355 μm 인 시료들에 한하여 유공충을 골라내었다. 이는 크기에 따른 오차를 최소화하기 위함이며, 서식 수심이 다르다고 알려진 final-sac이 발달한 개체는 제외하고 각 시료당 10-20개의 개체를 분리하여 분석에 이용하였다. 실체현미경 하에서 유공충을 분리한 후, 유공충 표면에 붙어있는 이물질을 제거하기 위해 초음파세척기를 이용하여 여러번 세척하였다. 산소 및 탄소 안정동위원소 분석은 미국 미시간 대학의 질량분석기(Finnigan MAT 251)를 이용하였으며, 측정값은 VPDB(Vienna PeeDee Belemnite)에 대한 per mil(‰) 값으로 표시하였다. 측정의 정확도는 0.1‰ 이하로 유지하였다.

퇴적물 내 탄산염 용해에 따른 영향 평가를 위하여 탄산염 함량을 각각의 코어에서 4 cm 간격으로 측정하였다. 건조된 퇴적물 분말 시료를 사용하여 총무기탄소(Total Inorganic Carbon, TIC) 함량을 무기탄소분석기로 분석하였다. 퇴적물의 탄산염 함량은 총무기탄소 함량에 탄소에 대한 탄산염의 비(CaCO_3/C)인 8.333을 곱하여 구하였다. 총무기탄소 함량 분석 실험의 오차는 약 $\pm 1.0\%$ 이다.

표 5-1. 시료 획득 위치, 깊이와 코어의 길이

Core No.	Latitude	Longitude	Depth (m)	Core length (cm)
PC 631	12°29.99 ' N	134°59.64 ' E	3,728	245
BC 633	12°29.98 ' N	134°59.64 ' E	3,724	29
PC 931	6°40 ' N	177°28 ' W	3,409	428
MC 931	6°40 ' N	177°29 ' W	3,365	31
PC 932	5°53 ' N	177°26 ' W	4,136	557
MC 932	5°53 ' N	177°29 ' W	4,262	31

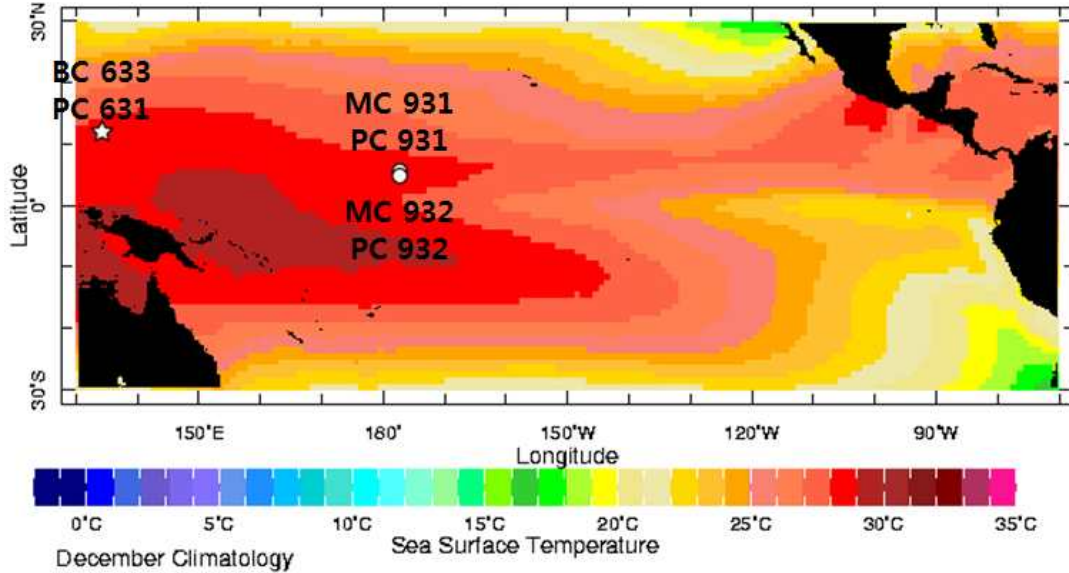


Figure 5-1. 퇴적물 시료 획득 위치

PC 631에 대하여 실시한 생물기원규산염 함량과 풍성기원입자의 함량, 방사성동위원소 (Nd, Sr, Pb), 입도 및 광물조성 분석은 향후 PC 931, 932 시료에 대해서도 실시할 예정이다. 생물기원 규산염은 퇴적물 시료에서 NaCO_3 로 비정질의 규산염을 녹여내고 원심분리하여 상등액을 추출한 후, 암모늄 폴리브테이트로 용해된 규산염을 발색시켜서 분광기로 측정하였다. 풍성기원 물질 추출 실험은 생물기원 물질, 수성기원 물질을 제거한 후 얻어지는 잔류물이 풍성기원 물질의 조성에 가까울 것이라는 것을 기본 가정으로 하고 있다. 추출의 기본 흐름은 생물 및 수성기원 물질에 선택적으로 작용하는 시약들을 이용, 이들을 점차적으로 제거하는 것이다. 탄산염은 초산을 이용하여 제거했고 철 및 망간 산화/수산화물은 sodium citrate, sodium bicarbonate, sodium dithionite 용액을 순차적으로 이용해 제거하였다. 그리고 생물기원 규산염은 sodium carbonate를 이용해서 제거하였다. 각 처리 단계에서 시약이 잔류하지 않도록 수회에 걸쳐 세척했으며 이와 같이 처리된 잔류 물질을 냉동 건조기에서 건조시킨 다음 입도분석과 광물조성분석을 실시하였다.

5.3. 결과 및 토의

5.3.1. 서태평양 주상시료 (PC631, BC633)

PC 631 시료는 유공충이 풍부한 사질퇴적물로 연갈색과 진한갈색이 교호하는 경향이 일정하게 7회 정도 반복된다. 저서성 유공충 *Cibicidoides* sp.의 산소 안정동위원소 조성은 상대적으로 뚜렷한 빙하-간빙기 변화를 보이며, SPECMAP(Spectral Mapping Project, Imbrie et al., 1984)과의 비교를 통해 퇴적물의 연령을 MIS 14(약 60만 년 전)까지 결정하였다(Fig. 5-2). 이에 비해 부유성 유공충의 산소 안정동위원소 조성은 빙기와 간빙기에 따른 뚜렷한 변화가 관찰되지 않는다. 시료가 탄산염 용해도약층 이하에서 채취된 점을 고려할 때, 부유성 유공충의 골격 표면이 부분 용해되어 나타난 결과로 생각된다.

PC 631 주상시료의 탄산염 함량은 24%에서 70%의 비교적 큰 변화를 보이며, 대체로 간빙기에 낮고 빙하기에 높게 나타난다. 이는 태평양에서 전형적으로 나타나는 탄산염의 변화 양상과 일치한다. 생물 기원 규산염의 함량은 2.0~16.1%의 범위를 보였다. 퇴적물 코어 깊이 184~186cm에서의 양은 16.1%에서 2.0%로 급격히 감소하였으며, 184cm부터 코어 상부까지는 지속적으로 증가하는 경향을 보였다. 184~186cm 깊이에서 관찰되는 급격한 생물 기원 규산염 함량의 변화는 용해작용으로 해석하기에는 너무 큰 변화이며, 따라서 이는 약 40만년을 기준으로 해양표층의 생산력이 변화했음을 지시한다. 이러한 결과는 해양환경의 변화가 전 지구적으로 보고된 mid-Brunhes Event (MBE)의 영향으로 생각된다. 후기 플라이스토세에 나타난 MBE 전후로, 북반구의 기후는 빙하기에, 적도 지역과 남반구는 간빙기에 가까운 기후로 변화하였다(Jansen et al., 1986). 주상시료에 나타난 탄산염의 함량은 용해의 영향으로 생산성을 직접적으로 지시하지 못하나, MBE 이후의 변화로 인해 탄산염의 생산이 증가하고 이에 따른 희석으로 생물 기원 규산염의 함량이 감소했을 가능성을 제시할 수 있다.

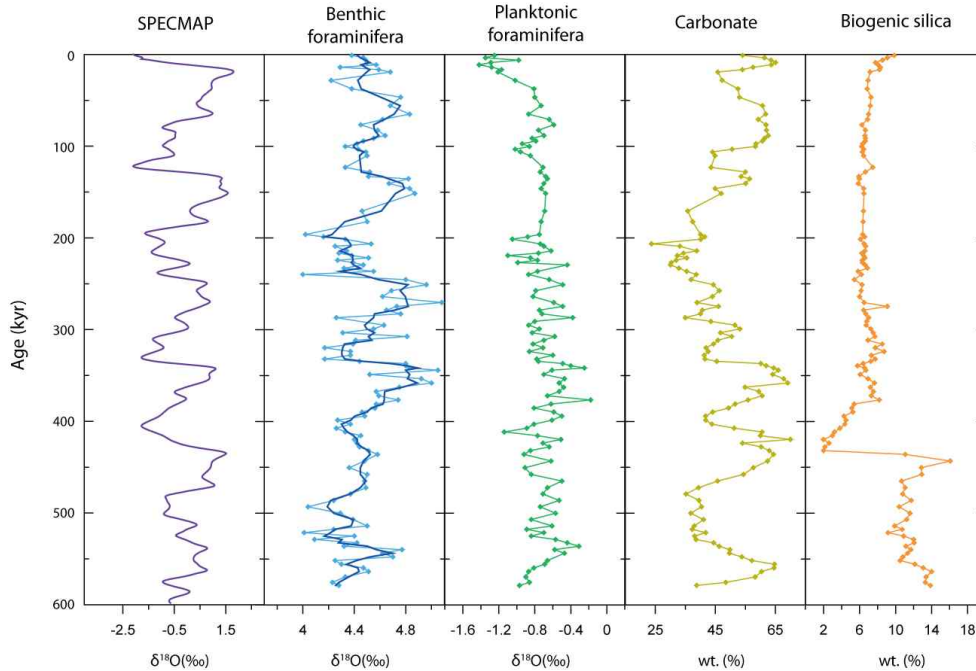


Figure 5-2. PC 631 주상시료의 생물 기원 규산염과 탄산염 함량, 부유성 유공충과 저서성 유공충의 산소동위원소비 및 SPECMAP과의 비교

풍성기원입자의 Sr, Pb, Nd 동위원소 조성은 빙하기와 간빙기에 따른 뚜렷한 함량변화를 보이지 않았다(Fig. 5-3). 하지만 Sr 및 Pb 동위원소 값은 상부로 가면서 점차 감소하는 경향을 보이고 있으며, Nd 동위원소 조성은 전반적으로 증가하는 경향을 보인다. 중국기원 풍성기원입자의 radiogenic 동위원소 조성은 연구 주상시료의 200cm 이하의 깊이에서 관찰되는 값의 범위를 특징적으로 보인다. 따라서 연구시료에서 관찰되는 radiogenic 동위원소의 조성변화는 풍성기원입자 중 중국 기원의 상대적 함량이 상부로 가면서 점차 감소했음을 지시한다. 광물 조성 분석에서는, 점토 광물 중 일라이트의 상대적 함량이 코아 퇴적물에서 뚜렷한 주기성을 가지며 변화하였다(Fig. 5-4). 일라이트의 함량은 빙기에 높고, 간빙기에 낮아 탄산염 함량과 그 변화 특성이 일치한다. 일라이트의 Crystallinity Index(CI, 평균 0.41)와 Chemistry Index(CII, 0.30°)는 중국 황토고원의 값(loess: 0.22°~0.33°, palaeosol: 0.22°~0.42°)과 유사하여 이들이 중국 대륙으로부터 기원했음을 지시한다. 따라서 빙기에 동아시아 겨울 몬순이 강해져 함께 많은 양의 eolian flux가 근처 해역으로 유입되며, 이로 인한 표층생산성의 변화가 탄산염 함량에 영향을 미칠 것으로 생각된다.

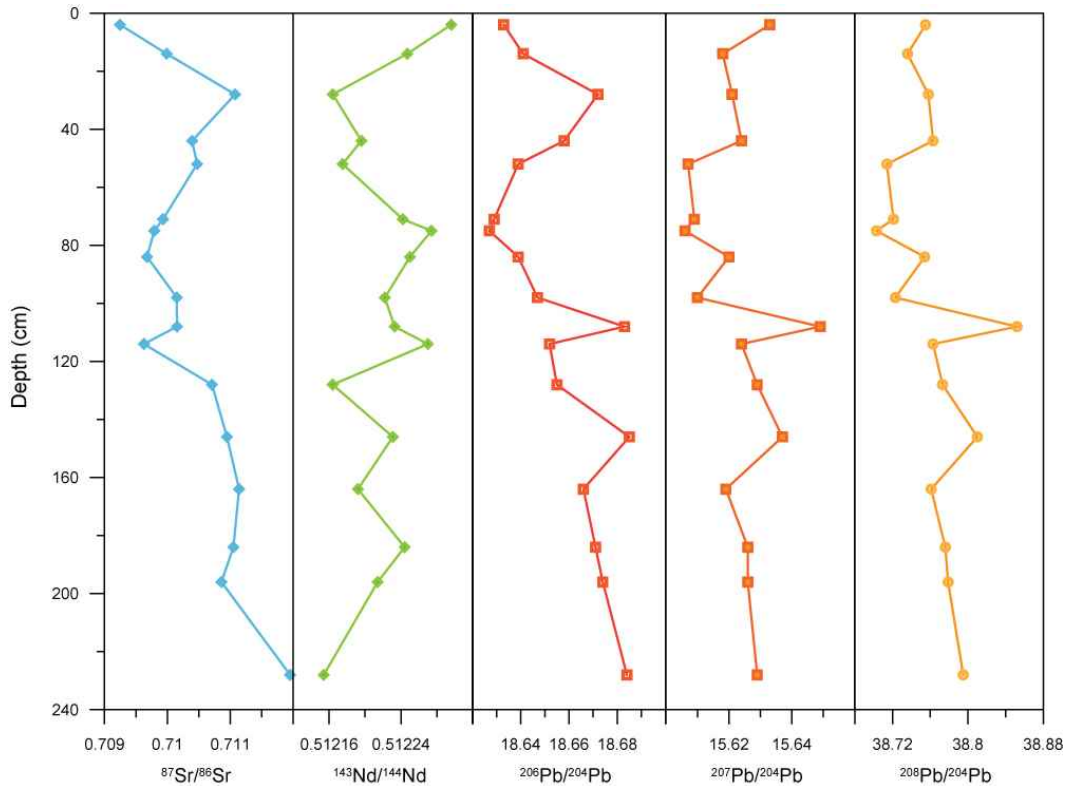


Figure 5-3. PC 631 주상시료 내 풍성기원입자의 방사성동위원소비

풍성기원입자의 입도분석 결과, 마지막 빙하 최성기 (Last Glacial Maximum, LGM)에 급격히 쇄설성 입자의 크기가 증가함을 확인하였다. 풍성기원입자 내의 석영/장석 비와 일라이트의 함량 역시 주상시료의 상부에서 급격한 증가를 보이며 대륙 기원 입자에 비해 화산성 쇄설물의 상대적 함량이 감소하였음을 알 수 있다. 이에 따르면 연구지역의 주된 풍성기원입자 기원지인 중국 및 중앙아시아 지역에서 바람의 세기가 강해졌을 가능성을 제기할 수 있다. 그러나 연구 주상시료에서 관찰되는 Sr과 Pb 동위원소의 점진적 감소와 Nd 동위원소비의 상대적인 증가는 중국기원 풍성기원 입자의 상대적 기여도가 감소하였음을 지시하며, 다른 기원지 (호주, 인도네시아, 파푸아뉴기니 등)의 풍성 기원 입자의 공급이 상부로 가면서 증가했을 가능성을 나타내었다. 연구지역은 적도수렴대 인근에 위치하고 있으므로 기후 변화에 따라 가까운 호주 등의 남반구 기원 풍성기원입자의 공급이 증가하여 입도가 증가하고 퇴적율이 높아졌을 가능성이 있다.

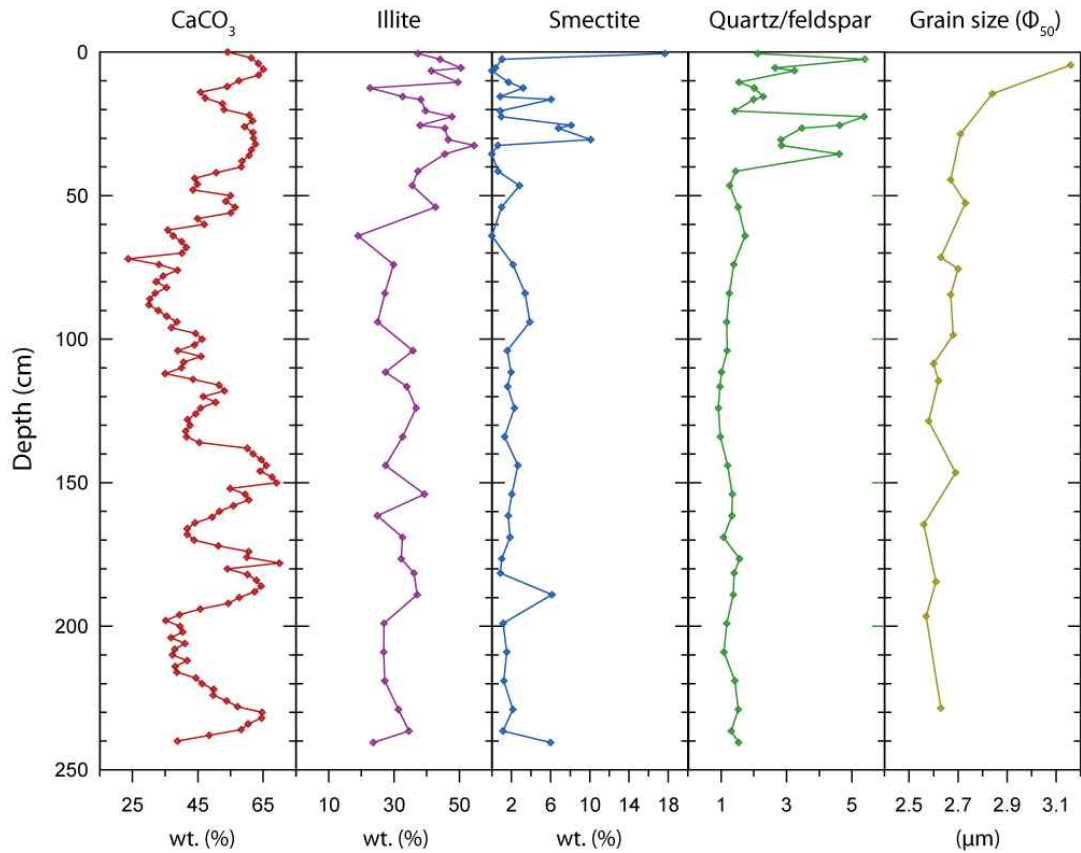


Figure 5-4. PC 931 주상시료 내 풍성기원입자의 광물조성 및 탄산염 함량과의 비교

5.3.2. 중앙태평양 주상시료 (PC 931, 932, MC 931, 932)

Magellan Rise 정상의 퇴적물(MC 931, PC 931)은 흰색을 띠는 탄산염 연니로 구성되며, 부분적으로 생교란 흔적이 관찰된다. 사면부의 퇴적물 시료인 PC 932와 MC 932 역시 주로 탄산염 우즈로 구성되어 있으나, 372 cm까지의 퇴적물은 흰색과 연한 갈색이 교호하는 양상을 보이며, 그 이하에서는 생교란 흔적이 있는 밝은 흰색의 퇴적물이 분포한다. 이는 PC 932와 MC 932 시료 내의 탄산염이 용해되어 상대적으로 대륙 기원의 퇴적물이나 생물 기원의 규산질 연니의 양이 증가했기 때문으로 보인다.

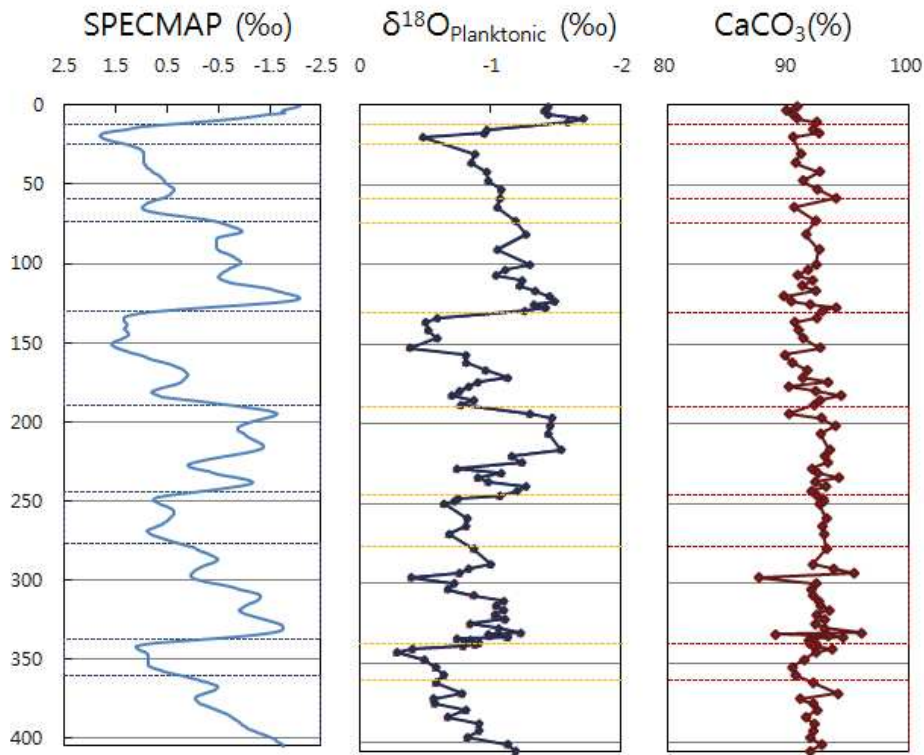


Figure 5-5. PC 931의 탄산염 함량, 부유성 유공충의 산소동위원소비와 SPECMAP과의 비교

PC 931 내 부유성 유공충 대하여 측정된 산소동위원소비의 깊이별 변화양상을 4 cm 간격으로 측정하여 SPECMAP과 비교한 결과, 이 주상시료는 약 40만년의 해양 환경을 기록하고 있다고 해석된다(Fig. 5-5). 이에 따르면 평균 퇴적률은 1천 년 당 10.6 mm 가량이다. 탄산염의 함량은 전반적으로 높으며, 88-94%의 범위를 보인다. 탄산염 함량에서 빙기-간빙기에 따른 변화는 뚜렷하게 관찰되지 않는다. 반면 Magellan Rise의 사면에서 획득된 PC 932의 탄산염 광물 함량은 75-94%로, 깊이에 따른 함량의 변화가 탄산염 용해약층 상부에서 획득된 PC 931에 비해 크게 나타났다. 탄산염 함량이 빙기-간빙기에 따른 주기적 변화를 보임은 이미 많은 연구에서 보고되었으나 아직 그 원인이 명확히 밝혀지지 않았다. 두 시료가 인접 지역에서 채취되었으므로 표층생산성에 차이가 있었으리라 보기 어렵고, 퇴적 후의 용해가 이러한 차이를 유발했을 것이라 해석된다.

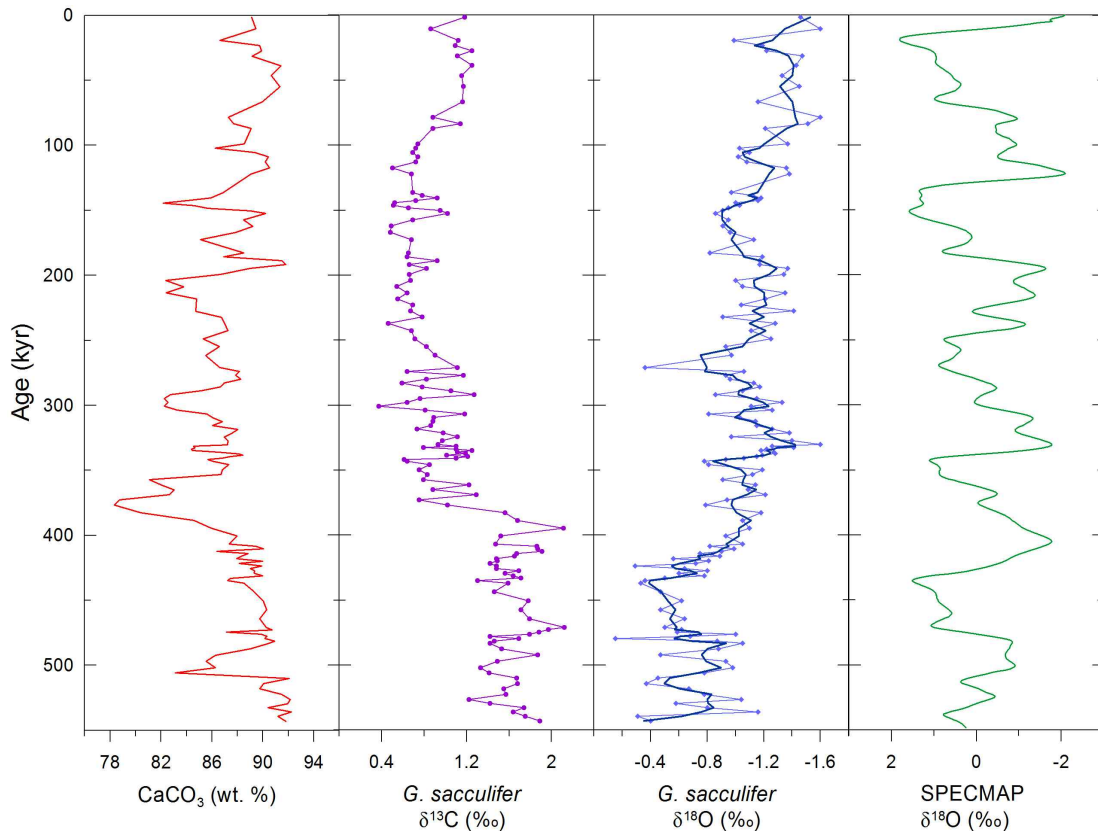


Figure 5-6. PC 932 주상시료의 탄산염 함량 및 부유성 유공충 *G. sacculifer*의 안정동위원소 비

각각이 인접한 지역에서 채취되었음에도 불구하고, PC 931, PC 932 주상시료 내 부유성 유공충 *G. sacculifer*의 산소 및 탄소 동위원소 조성은 차이를 보였다(Fig. 5-6). PC 932 주상시료 내 유공충의 산소동위원소 조성은 PC 931에 비해 빙기-간빙기 변화를 뚜렷이 나타내지 않아 SPECMAP과 대조하여 연령을 결정하기에 어려움이 있다. 이 역시 시료가 탄산염용해약층 하부에 위치하여 용해됨에 따라 나타난 결과로 보이며, 탄산염 함량 변화를 참고하여 대략의 연령을 결정하였다. PC 932 시료는 PC 631과 마찬가지로 약 60만 년 전 (MIS 14)부터를 기록하고 있으리라 보이며 평균 퇴적률은 약 9.3 mm/1000 yr 이다.

PC 932 시료 내 부유성 유공충 *G. sacculifer*의 탄소동위원소비는 약 40만 년 전 (MIS 11)을 경계로 급격히 감소하며, 이 시기에 해당 지역의 생산성 또는 수층 내 탄소안정동위원소비가 변화를 겪었음을 시사한다. 약 40만 년 전에 나타난 탄소 안정동위원소비의 감소는 다양한 지역에서 보고된 바 있으며, 대양의 탄소 순환에 변

화가 있었을 가능성이 제기되었다(Wang et al., 2003). 탄소동위원소비의 변화는 대양 순환, 표층 생산성 및 용존 탄소의 안정동위원소비에 의해 결정되며 플라이스토세 후반에 나타난 Mid-Brunhes Event (MBE)와 연관지어 생각할 수 있다. MBE가 나타난 원인은 아직 명확하지 않으나, MBE 이후의 빙기-간빙기 전환은 매우 급격하고 빙하의 후퇴도 현저했다고 알려져 있다. MBE 이전의 남극 빙하는 안정적으로 유지되어 간빙기에도 유지되었으리라 여겨지나, MBE 이후에는 간빙기마다 북대서양의 표층수 서남극의 빙하가 크게 후퇴하여 해수면을 크게 상승시켰다(Siddall et al., 2007; Holden et al., 2011). 이러한 현상의 배경에는 북대서양의 자오선 역전순환의 약화가 있었으리라 보이며 따라서 대양순환의 약화에 따른 해양생산성의 약화가 탄소 안정동위원소 비를 변화시켰으리라 짐작된다. 향후 대양의 표층생산성을 지시하는 barite 등의 분석을 통해 이를 확인함으로써 탄소안정동위원소비의 변화 원인을 보다 명확히 지시할 수 있으리라 기대한다.

5.4. 결론

서태평양 워플은 적도태평양뿐 아니라 전 지구적 기후 변화에 밀접히 연관되어 있다. 따라서 과거 워플의 변동성과 그에 따른 지역적 변화 방향을 파악하여 앞으로의 기후변화에 대처할 수 있는 연구가 필요하다. 이를 위해 현재 워플의 북쪽 가장 자리에서 주상시료 PC 631을 획득하였다. 퇴적물 내 탄산염 함량, 저서성 유공충 *Cibicidoides* sp. 의 안정산소동위원소비 ($\delta^{18}O$)와 SPECMAP (Imbrie et al., 1982)을 대조하여 퇴적물의 연령을 약 60만 년 전까지 결정하였다. 퇴적물 내 부유성 유공충 *G. sacculifer*의 $\delta^{18}O$ 및 탄소안정동위원소비 ($\delta^{13}C$)는 뚜렷한 주기성을 보이지 않으며, 시료가 탄산염용해약층 (lysocline) 하부에서 채취됨에 따라 용해되어 동위원소비가 변질되었을 가능성이 높다.

탄산염의 변질 가능성이 높아 수층 내에서 용해나 변질의 영향이 적은 생물 기원 규산염과 풍성기원 퇴적물의 함량 및 지화학분석을 실시하였다. 생물 기원 규산염은 빙기-간빙기에 따른 주기적 함량 변화를 보이지 않으나, 약 40만 년 전 급격하게 감소한다. 이는 mid-Brunhes Event 이후 해양환경의 변화로 연구 해역의 표층생산성이 감소했을 가능성을 지시한다. 풍성기원 퇴적물의 방사성동위원소비 (Nd, Sr, Pb) 로 중국 기원의 풍성기원물질의 상대적 양이 현재에 이르기까지 점차 감소하였음을, 광물 조성으로는 화산 기원의 쇄설물이 점차 감소하고 대륙성의 석영, 일라이트의 함량이 상승하였음을 확인하였다. 지난 간빙기 이후 풍성기원물질의 입도가 급격히 증가하였음을 고려할 때, 기후 변화에 따라 가까운 남반구의 대륙 (예: 호주)에서 대륙성 쇄설물이 기원하였을 가능성을 제시할 수 있다.

서태평양 워폴의 동쪽 가장자리의, 서로 인접한 지역에서 획득한 주상시료 PC 931, 932의 비교를 통해 유사한 해양환경의 기록이 퇴적 후 어떠한 변화에 노출되는가를 밝히고자 하였다. 탄산염용해약층 상부에서 채취한 PC 931은 전 구간에서 걸쳐 88-92%의 높은 탄산염 함량을 나타내었으나, 탄산염용해약층 하부에서 채취한 PC 932는 탄산염 함량이 주기적으로 변화하였다. 이에 따르면 태평양의 대양부에서 나타나는 탄산염의 주기는 생산성보다는 퇴적 후 용해에 따른 결과로 여겨진다. PC 931, 932 주상시료 내 부유성 유공충 *G. sacculifer*의 $\delta^{18}\text{O}$ 로 각각의 연령을 약 40만 년, 60만 년으로 유추하였으며 탄소안정동위원소비 ($\delta^{13}\text{C}$)의 값은 약 40만 년 전의 mid-Brunhes Event 이후 연구지역의 해양환경 및 표층생산성에 변화가 있었음을 지시한다. 이처럼 서태평양 워폴의 북쪽 경계부와 동쪽 경계부 모두에서 MBE를 경계로 급격한 표층생산성의 변화가 있었을 가능성이 나타났고, 향후 추가 연구를 통해 서태평양 워폴의 역사, 나아가 대양의 변화 양상을 추적할 수 있으리라 기대된다.

5.5. 참고문헌

- Beck, J.W., Récy, J., Taylor, F., Edwards, R.L., Cabioch, G., 1997. Abrupt changes in early Holocene tropical sea surface temperature derived from coral records. *Nature* 385, 705 - 707.
- Cane, M.R., Clement, A.C., 1999. A role for the tropical Pacific coupled ocean - atmo sphere system on Milankovitch and Millennial timescales: Part II: global impacts. mechanisms of global climate change at millennial time scales. *Geophysical Monograph* 112, 373 - 383.
- Corrége, T., Delcroix, T., Recy, J., Beck, W., Cabioch, G., Le Cornec, F., 2000. Evidence for stronger El Niño-Southern Oscillation (ENSO) events in a mid-Holocene massive coral. *Paleoceanography* 14, 465 - 470.
- Dekens, P.S., Lea, D.W., Pak, D.K., Spero, H.J., 2002. Core top calibration of Mg/Ca in tropical foraminifera: refining paleotemperature estimation. *Geochemistry Geophysics Geosystem* 3, U1-U29.
- Hemleben, C., Spindler, M., Anderson O.R., 1989. *Modern Planktic foraminifera*. Springer, Verlag, p 363.
- Holden, P.B., Edwards, N.R., Wolff, E.W., Valdes, P.J., Singarayer, J.S., 2011. The mid-Brunhes event and west Antarctic ice sheet stability. *Journal of Quaternary Science* 26, 474-477.
- Imbrie, J., Hays, J.D., Martinson, D.G., McIntyre, A., Mix, A.C., Morley, J.J., Pisias, N.G., Prell, W.L., Shackleton, N.J., 1984. The orbital theory of Pleistocene climate: support from a revised chronology of the marine 18O record. In: Berger, A.L., Imbrie, J., Hays, J., Kukla, G., Saltzman, B. (Eds.), *Milankovitch and Climate: Understanding the Response to Astronomical Forcing*. Dordrecht:Reidel, Netherlands, pp. 269 - 305.
- Jansen, J.H.F., Kuijpers, A., Troelstra, S.R., 1986. A mid-Brunhes climatic event: Long-term changes in global atmosphere and ocean circulation. *Science* 232, 619 - 622.
- Lea, D.W., Pak, D.K., Spero, H.J., 2000. Climate impact of late Quaternary equatorial Pacific sea surface temperature variations. *Science* 289, 1719 - 1724.
- Nürnberg, D., Bijma, J., Hemleben, C., 1996. Assessing the reliability of magnesium in foraminiferal calcite as a proxy for water mass

- temperatures. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 60, 803-814.
- Ramanathan, V., Collins, W., 1991. Thermodynamic regulation of ocean warming by cirrus clouds deduced from observations of the 1987 El Niño. *Nature* 351, 27 - 32.
- Siddall, M., Chappell, J., Potter, R.K., 2007. 7. Eustatic sea level during past interglacials M. C. M. F. S. G. Frank Sirocko & L. Thomas, eds. *Developments in Quaternary Science*, 7, p.75-92.
- Stott, L., Poulsen, C., Lund, S., Thunell, R., 2002. Super ENSO and global climate oscillations at millennial time scales. *Science* 297, 222 - 226.
- Wang, P., Tian, J., Cheng, X., Liu, C., Xu, J., 2003. Carbon reservoir changes preceded major ice-sheet expansion at the mid-Brunhes event. *Geology* 31, 239-242.
- Webster, P.J., 1994. The role of hydrological processes in ocean atmosphere interactions. *Reviews of Geophysics* 32, 427 - 476.



제 6 장 풍성기원 입자의 기원지 해석

제 6 장 동태평양 IODP 320, U1334 주상시료 내 풍성기원입자의 기원지 해석

6.1. 국문요약

건조한 지역에 분포하는 토양은 바람에 침식되어 이동하다가 바람의 이동 경로를 따라 퇴적되며(예, 황사), 편서풍 및 무역풍에 실려 멀게는 적도해역까지 이동·퇴적하게 된다. 이들 풍성기원 먼지입자의 공급량은 기원지의 건조도와 남/북반구의 편서풍 및 무역풍의 세기에 비례하여 변화하며, 기원지 또한 편서풍/무역풍의 위도별 위치변화에 따라 변화한다. 본 사업에서는 신생대 대기순환(편서풍/무역풍의 시대별 세기 변화 및 위치) 규명을 위해 동태평양 적도 해역에서 획득한 IODP EXP 320 시료 내 풍성기원 입자의 퇴적률 및 기원지 연구를 수행하였다 (Figure 6-1).

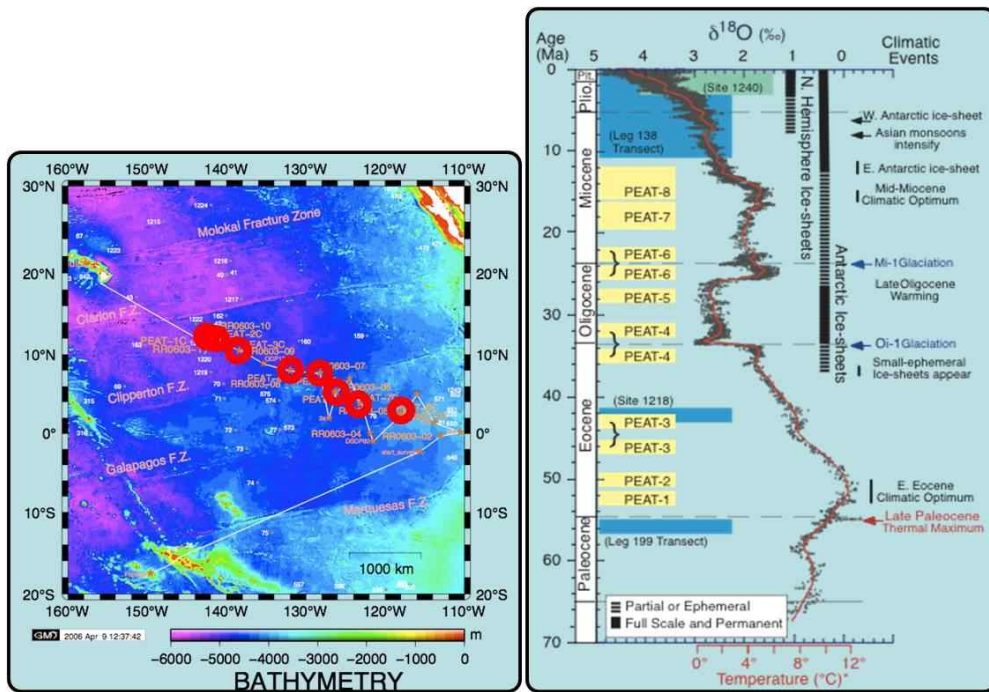


Figure 6-1. IODP Exp #320/321의 정점 위치와 신생대 주요 기후변화 요약

U1334(IODP EXP 320) 시추 코아의 에오세-올리고세 경계부(3,400만년 전)에서 추출한 풍성기원입자의 퇴적물, 광물조성, 원소조성, Nd-Sr 동위원소조성 분석을 실시하였다. 에오세-올리고세 경계부는 신생대 중 가장 큰 규모의 기후변화가 발생하기로 큰 규모의 빙하기(Oi-1, ~7°C의 평균 기온 감소)와 함께 최초로 남극빙하가 형성되었으며, 심해퇴적물 성분에 중요한 탄산염 보상심도 또한 급격히 증가(>500m)하였다. 풍성기원입자의 Nd 동위원소 조성비는 기원지에 따라 독특한 값을 보였다. 적도수렴대의 북쪽에 퇴적되는 중국기원 풍성기원입자는 그 조성이 -10~-8 정도의 값을 가지며, 적도수렴대 남부 동태평양 해역에 퇴적되는 중앙/남아메리카 기원의 풍성기원입자는 -6~-3 정도의 범위를 보였다.

추출된 풍성기원입자의 Nd 동위원소비는 대략 34.2 Ma에서 급격히 증가하며, 경계 하부의 Nd 동위원소 값은 북반구 기원의 조성을 보이는 반면, 상부는 중앙/남아메리카에서 공급된 풍성 입자의 특징을 보였다 (Figure 6-2). 이는 후기 에오세에 적도수렴대가 U1334 정점 이남에 위치하여 연구해역에 중국기원 풍성 입자가 공급/퇴적되었으나, 그 이후 Oi-1 빙하기와 함께 시작된 남극빙하의 형성과 그에 따른 남반구 적도-극 간의 온도구배 증가, 그리고 남반구 대기 순환의 강화로 적도수렴대가 연구 정점의 북쪽, 즉 적도 이북의 북반구로 이동했음을 지시한다.

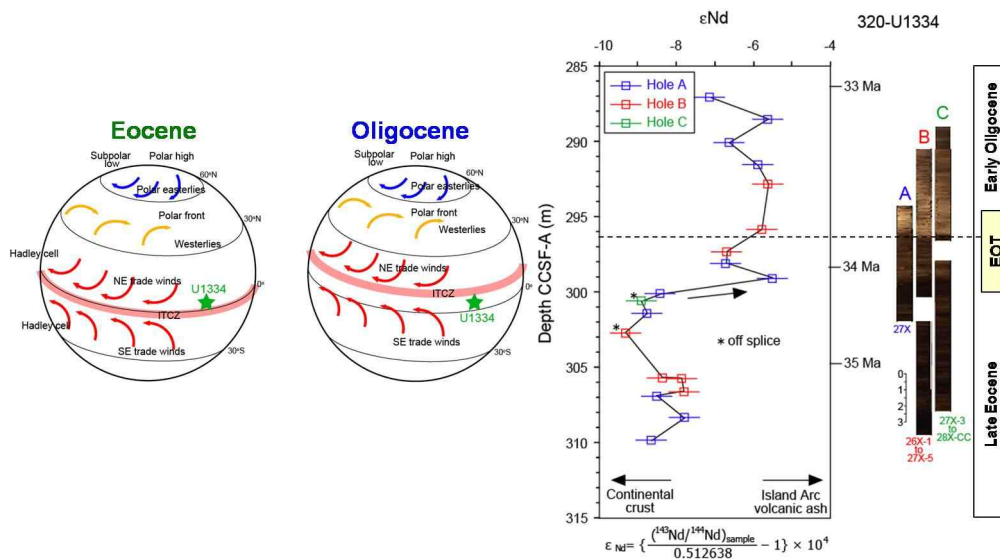


Figure 6-2. 에오세-올리고세 경계부에 퇴적된 풍성기원 입자의 Nd 동위원소 조성(오른쪽) 및 그 당시 발생한 적도수렴대의 위치변화 모식도(오른쪽)

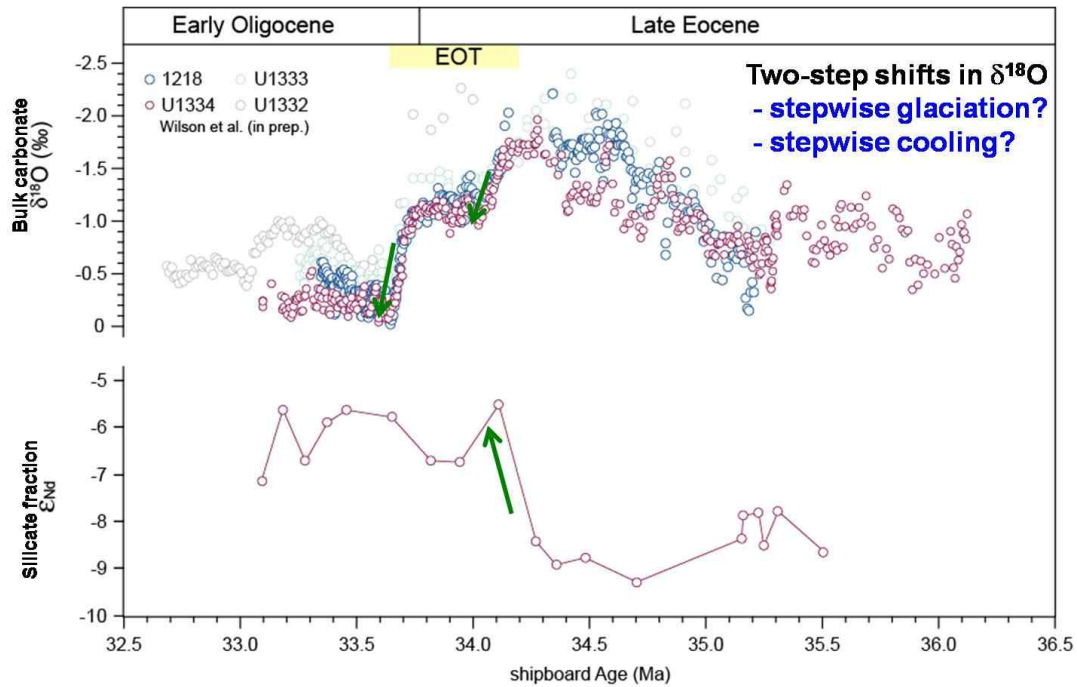


Figure 6-3. 적도 해역에서 퇴적된 에오세-올리고세 경계부 저서성 유공충의 산소동위원소 조성변화 및 풍성기원입자의 Nd 동위원소 조성변화

에오세-올리고세 경계부 저서성 유공충의 산소동위원소 조성은 2번의 시기에 걸쳐 크게 증가하는 경향을 보였다 (Figure 6-3). 풍성기원입자의 Nd 동위원소 조성변화 시기는 이 중 전반기에 발생한 산소동위원소 감소시기와 일치하며, 대기 순환 변화가 빙하의 초기부터 발생했음을 지시한다. 이는 남극 빙하의 형성이 Oi-1 빙하기 초기부터 강하게 발생했으며, 그에 따른 남반구 온도구배의 급격한 증가가 대기 순환에 영향을 줬음을 의미한다.

6.2. Introduction

The present zonal wind system shows the asymmetrical pattern off-centered at the slight northern latitude of $\sim 6^{\circ}\text{N}$ in the East Pacific and Atlantic. The tropical surface trade winds converge against the intertropical convergence zone (ITCZ) so that the ITCZ remains in the Northern Hemisphere all year around. Up to date, there is no consensus on the mechanism that explains the position of the ITCZ. However, climate simulations and observations indicated that the ITCZ

moves toward the relatively warmer hemisphere with a weaker pole to equator temperature gradient, which is consistent with the latitudinal shift of the ITCZ toward the summer hemisphere: its northernmost position ($\sim 10^{\circ}\text{N}$) in boreal summer and southernmost position ($\sim 4^{\circ}\text{N}$) in austral summer.

Similar to the seasonal shift, paleoclimate data also suggest a north-south displacement of the ITCZ in the geologic past. A southward displacement of the ITCZ during the last glacial maximum (LGM) was documented in tropics from the investigation of the Andes ice cores (Thompson et al., 2000), speleothem and travertine deposits in northeast Brazil (Wang et al., 2004), deep ocean core foraminifera in east Pacific (Koutavas and Lynch-Stieglitz, 2004), rapid changes in vegetation in northern South America (Hughen et al., 2004), and changes in riverine discharge into the Caribbean Sea (Peterson et al., 2000; Huang et al., 2001). All of these records provide evidence for southward migration of tropical rainfall maximum zone, namely the ITCZ, during the LGM. These observations were further proven by model simulations (Chiang et al., 2003; Chiang and Bitz, 2005; Broccoli et al., 2006) that were able to create southward migration of the ITCZ by extra-tropical cooling mimicking the increased high latitude ice cover in the Northern Hemisphere.

In contrast, the ITCZ position north of the present was proposed over longer time scales from late Eocene to late Miocene. Flohn (1981) suggested, based on theoretical estimation of temperature gradients between poles to equator, the mean latitudinal ITCZ position of $10 - 12^{\circ}\text{N}$ during the late Tertiary under the ice-free Arctic condition. Since then, several studies documented northerly position of the ITCZ through the investigation of source-specific properties (grain size, flux, mineral composition, elemental chemistry and radiogenic isotope ratios) of eolian dust in deep-sea sedimentary cores: $\sim 12^{\circ}\text{N}$ at 8Ma (Hyeong et al., 2005), $\sim 27^{\circ}\text{N}$ at 20 Ma (ODP Leg 199 Shipboard Science Party, 2002), and $\sim 23^{\circ}\text{N}$ at 40 Ma (Pettke et al., 2002). The ITCZ separates the dust source regime across it because of associated heavy rainfall and resulting effective removal of aerosols from the atmosphere (Merrill et al., 1989; Rea, 1994). Thus, the dust records can be utilized for tracing of the past ITCZ position by locating the depth horizon for change of dust source regimes.

From the previous studies discussed, we can draw a rough picture that the

ITCZ migrated northward in some time in Paleogene and moved southward toward equator with cooling of earth climate possibly after the middle Miocene climate optimum at ~ 15 Ma. The positions of the ITCZ during the LGM and the present suggests that the ITCZ was likely shifted south and northward across the geographical equator at a glacial-interglacial time scale during the last few million years. However, we do not have clear understanding on the mechanisms and timings that the ITCZ was pushed northward in Paleogene and pushed back to the Equator in Neogene.

We hypothesize that the Eocene - Oligocene (E - O) transition, culminated by a 300-ky-long glacial (~34 Ma,) referred to as Oi-1, could be a mechanism that shifted the ITCZ deep into the North Hemisphere. The E - O transition was a time of transition from a warm climate with sluggish oceanic circulation in the Eocene to a cold and more arid climate with vigorous oceanic circulation in the Oligocene (Keigwin and Corliss,1986; Miller et al., 1991; Wright and Miller, 1993; Zachos et al., 2001; Coxwell et al., 2005). Permanent ice sheets were first appeared on Antarctica around this time with significant global cooling (Kennett and Shackleton, 1976; Miller et al., 1991; Zachos et al., 1996; Lear et al., 2000; Coxall et al., 2005). The E - O transition is one of the most abrupt climate transitions that accompanied the biggest temperature drop and greatest deepening of carbonate compensation depth in the Cenozoic history (van Andel, 1975; Coxwell et al., 2005; Lyle et al., 2010). Above all, this event initiated an extreme hemispherical asymmetry of thermal gradients with uni-polar development of ice sheet. This prominent event is well constrained in high resolution in terms of changes in oceanographic properties, but associated change in atmospheric circulation has never been investigated.

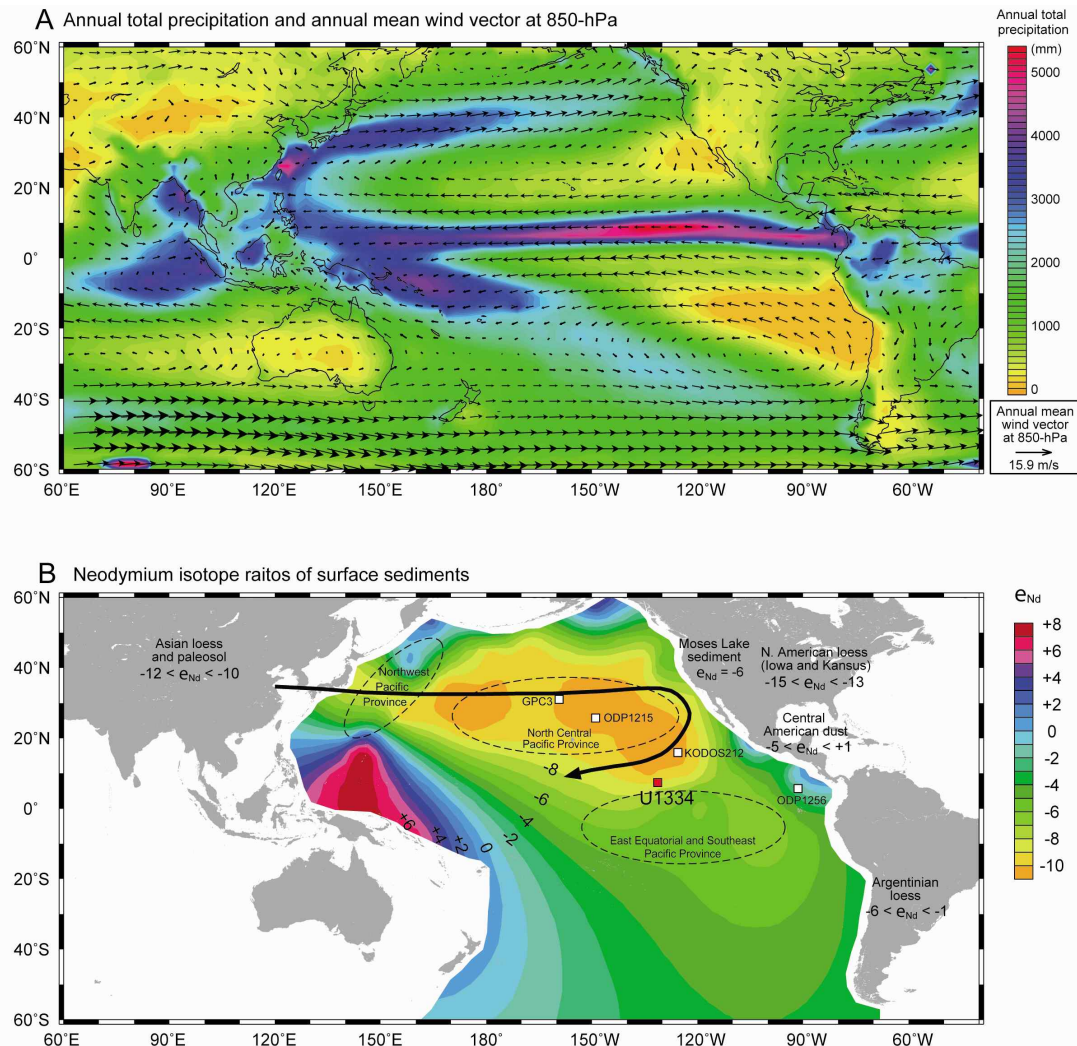


Figure 6-4. (A) Annual total precipitation (contours) and annual average wind fields at 850-hPa (vectors), and (B) neodymium isotopic ratios (e_{Nd}) of surface sediments with location of Site U1334, and dust provinces in Pacific. The precipitation and wind field data in panel A are from Wallace et al. (1995) and Uppala et al. (2005), respectively. The band of heavy precipitation indicates the ITCZ. The contour map in panel B shows e_{Nd} values of the extracted terrigenous component in Pacific Ocean surface sediments 0-5 Ma (Stancin et al., 2006). The solid arrow in panel B indicates average tracks of modern dust storms from central Asia (Merrill et al., 1989). Three dust provinces are defined by Nakai et al. (1993). Nd isotope data of surface sediments (open squares) are compiled by Hyeong et al. (2011). Nd isotopic signatures of potential dust sources are compiled by Pettke et al. (2000).

We investigated the movement of the ITCZ at E - O transition from the delineation of source regime changes in eolian dust preserved in U1334 core collected in IODP Exp. #320. The U1334 site was located at the paleo-equator ($\sim 2^{\circ}\text{N}$) in the East Pacific at the E-O transition, thus it could record immediate response of the atmospheric system to an extreme hemispherical asymmetry of thermal gradient.

According to a coupled ocean-atmosphere model, earth's climate responds to CO_2 gas forcing with a marked hemispheric asymmetry that exhibits faster increase of surface air temperature in the high northern latitudes (Stouffer et al., 1989). Also sea ice extent observations reveal marked decreases of sea ice in the northern hemisphere without significant changes in the counterpart over the past 30 years (Intergovernmental Panel on Climate Change Fourth Assessment Report, 2007: <http://www.ipcc.ch>). The asymmetric response of sea ice to the present warming trend can potentially progress to a situation similar to early Oligocene characterized by extensive ice cover in Antarctic with ice-free Arctic. Thus, the understanding of atmospheric response to uni-polar ice sheet distribution at the E-O transition is also important for the prediction of future climate imposed by the greenhouse gas forcing.

6.3. Study Site and Samples

The Eocene-Oligocene transition was sampled from the IODP Expedition 320/321 Site U1334 ($7^{\circ}59.998' \text{ N}$, $131^{\circ}58.408' \text{ W}$; 4799 meters below sea level), located ~ 100 km north of the Clipperton Fracture Zone (Fig. 6-4). Site U1334 is estimated to have been ~ 3.5 km deep at the palaeolatitude of $\sim 2^{\circ}\text{N}$ during the E - O transition (Expedition 320/321 Scientists, 2010). Thus, the site was located at a position that it could reflect immediate response of the atmospheric system to an extreme hemispherical asymmetry of thermal gradient started at around E - O transition. The E - O transition at Site U1334 is encountered at ~ 296 m CCSF-A, captured with radiolarian and nannofossil biostratigraphy near the middle of Biozone NP21 and just above the Zone RP20/RP19 boundary (Expedition 320/321 Scientists, 2010). It is marked by a distinct stepwise down-hole color and lithologic changes from pale brown nannofossil ooze to dark clayey nannofossil chalk through the alternations of these two lithologies (Fig. 6-5). Magnetic susceptibility, a^* , and b^* also display pronounced down-hole

stepwise increases simultaneously with decreases in GRA bulk density, L^* , and CaCO_3 content (Shipboard Science Party, 2009). The lithostratigraphic results for the E - O transition at Site U1334 are, in general, consistent with those at Sites U1331 - U1333 site drilled at the same expedition and multiple sites drilled during ODP Leg 199, in particular, Site1218 (ODP Leg 199 Shipboard Science Party, 2002; Expedition 320/321 Scientists, 2010).

6.4. Dust Sources in Pacific Ocean

Dust provenance in Pacific at present has been delineated with various geochemical tools such as REE and trace element composition, mineral composition, and most successfully with Nd and Sr isotope ratios, from inorganic silicate fraction of surface sediments, which is well supported by meteorological and aerosol sampling data (Merrill et al., 1989) (Fig. 6-4). These geochemical signals are source-specific, as indicated in the provincial occurrences in ϵNd values of surface sediments (Fig. 6-4b), allowing to define three regions of modern dust deposition in the North and east equatorial Pacific (Fig. 6-4a): 1) Northwest Pacific domain receiving mixed dust from Asia and Japan arc regions, 2) north central Pacific dominated by Asian dust, and 3) east equatorial and southeast Pacific domain (called hereafter "SE equatorial Pacific") with dominant dust input from Central/South America (Nakai et al., 1993; Jones et al., 1994; Asahara et al., 1995). The ITCZ separates the north central and SE equatorial Pacific domain in the East Pacific by effective washing-out of aerosols from atmosphere with associated heavy rainfall. The north of the ITCZ at present therefore is dominated by Asian dust of continental crust origin, while the south of the ITCZ is prevailed by Central/South American dust of volcanogenic origin (Nakai et al., 1993; Jones et al., 1994; Asahara et al., 1995).

The long term existence of the prevailing Asian dust source has been documented from down-core studies on dust provenance. The first down core study on dust provenance using ϵNd showed the dominance of Asian dust source during the past 11 Myrs in the north central Pacific (Pettke et al., 2000). Since then, smooth evolving trend of ϵNd records from a piston core, LL44-GPC3 (hereafter called "GPC3") (Fig. 6-4), was interpreted resulting from progressive desertification and denudation of the Asian dust source region, demonstrating that Asian source has prevailed since late Eocene (Pettke et al., 2002). This

interpretation was then collaborated by the discovery of a Loess sequence in China with ages of 6 to 22 Ma (Guo et al., 2002). Thus, dust sources in central Asia and prevailing wind regimes similar to today were existed at least since early Miocene, probably even earlier since late Eocene. In contrast to Asian dust sources, the existence of dust sources for the SE equatorial Pacific documented only back to only ~15 Ma (Hyeong et al., 2005, 2011). Therefore, we are not confident if we can use the geochemical signals of SE Pacific surface sediments to determine the source of dust at the E-O transition. Nevertheless of uncertainty in availability of Central/South American dust source at the E-O transition, the location of the ITCZ can be traced sufficiently with the geochemical signals of Asian dust in deep sea cores because of its role as a dust barrier. On the other hand, the surface and down core sediments of Pacific do not show the signal of North American dust (e.g. $\epsilon\text{Nd} = -14$, Taylor et al., 1983) excepting for the Pacific rim areas affected by hemipelagic sedimentation (Fig. 6-4b) (Nakai et al., 1993; Stancin et al., 2006), implying unimportant contribution of North American dust (Pettke et al., 2002). Under the assumption that the modern dust, especially Asian dust, and wind regimes have prevailed since late Eocene, we compare the determined geochemical signals of extracted inorganic silicates with those of the prevailing dust sources of today to determine the potential dust sources.

6.5. Analytical Methods

6.5.1. Extraction of Inorganic Silicate Fraction

Inorganic silicate fractions of bulk pelagic sediments were extracted following Hovan (1995) modified from Rea and Janecek (1981). The samples were treated with a 25% acetic acid to remove carbonate fraction and subsequently with a hot sodium citrate-sodium dithionite solution buffered with sodium bicarbonate to remove Fe-Mn oxides and hydroxides. The solid residue remaining after above two dissolution steps were sieved at 63 μm to remove coarse biogenic component and then treated with hot sodium hydroxide to remove the remaining biogenic silica. Inorganic silicate fraction contains eolian dust and unconstrained amount of volcanogenic and authigenic materials survived from the extraction steps. Thus, geochemical signals of eolian dust are masked off by those of these undesirable components (e.g. Ziegler et al., 2007).

6.5.2. XRD analyses

XRD analyses (a Panalytical Pro X-ray diffractometer) were carried out to make semi-quantitative estimates of mineral composition in the studied core. The extracted inorganic silicate samples were scanned from 3° to 50° 2θ at a rate of 1° per minute using a $K\alpha$ radiation generated at 40 kV and 30 mA. The oriented samples were prepared using a 0.2 mm membrane filter and scanned from 3° to 30° 2θ at a rate of 0.2° per minute salvation with ethylene glycol.

6.5.3. Major and trace element analyses

Sediments were digested and measured for major, trace, and rare earth elements (REEs) at the National Oceanography Centre Southampton (NOCS). Samples were digested in a 15 ml PFA Savillex vials with HNO_3 -HF and heated at $130^{\circ}C$ overnight. After heating to dryness, the samples were redissolved with ~ 2 ml of 6M HCl at $130^{\circ}C$ overnight to remove fluoride precipitate. This process was repeated at least twice until dissolution was complete. The samples were redissolved with diluted HCl and then weighed. Sub-samples were taken for ICP-MS analysis. After drying down, each sub-sample was redissolved in a 3% HNO_3 solution containing 10 ppb In, Re and 20 ppb Betoact as internal standards. Sample solutions were introduced into a Thermo Finnigan X-Series 2 inductively coupled mass spectrometry (ICP-MS). Major, trace and REEs were quantified based on external calibration method with matrix-matched rock standard solutions (BIR1, BHVO2, JB-1a, JA-2, JGb-1, JB-3). Signal intensity was corrected by internal spikes such as Be, In and Re. Isobaric interferences such as BaO and BaOH on Eu were corrected using single element solutions. The summed precision of the extraction procedure, sample preparation, and instrumental analysis was evaluated by triplicate analyses of sample U1334B-27X-4W (11-13 cm), which were separately prepared. The total precision for each element was generally better than 6% of the measured value (2 S.D.), with the exceptions of Cr, Y and Ta which are greater than 10% of the measured values.

6.5.4. Nd isotope analysis

Sub-samples from the dissolution procedure described above were taken to obtain ~ 1 μg of Nd. The Nd was isolated using AG50W-X8 cation exchange resin

column to separate REEs from the matrix elements followed by a Ln-Spec resin column to separate Nd from the other REEs. The purified Nd was then loaded onto an outgassed Ta side filament of a Ta-Re-Ta triple filament assembly. The $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ ratios for each sample were measured using a VG Sector 54 thermal ionization mass spectrometer (TIMS) at NOCS using a peak jumping multi dynamic routine. Isotope ratios were normalized to $^{146}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ ratio of 0.7219. The longer term instrument average for JNdiis $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}=0.512092 \pm 15$ (2 S.D., $n=50$). Analytical reproducibility associated with column chemistry and instrumental analysis by triplicate analyses of sample U1334A-27X-3W (74-76cm) was $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ ratio of 0.512283 ± 21 (2S.D., $n=3$). The $\epsilon\text{Nd}(0)$ values were determined by comparison to the Chondrite Uniform Reservoir (CHUR) for the present day, where $(^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd})_{\text{CHUR}} = 0.512638$ (DePaolo and Wasserburg, 1976).

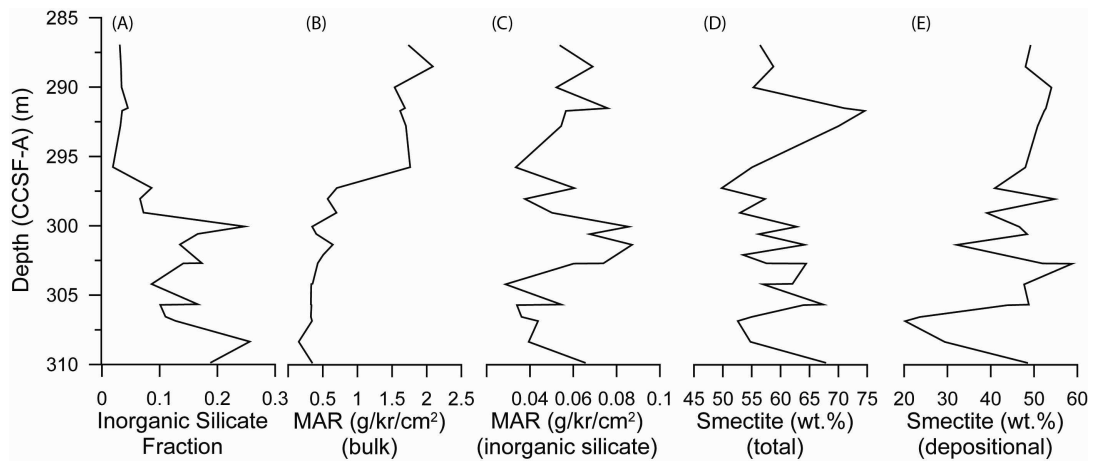


Figure 6-5. Amount of inorganic silicate fraction (A), mass accumulation rate of bulk (B) and inorganic silicate fraction (C), and amount of total smectite (D) and depositional smectite (E) plotted against depth.

6.6. Result and Discussion

Amounts of the extracted inorganic silicate fractions vary from 3 to 26%. It decreases drastically at ~ 300 m with an up-section lithologic change from clayey radiolarian ooze to nannofossil ooze (Fig. 6-5). ϵ_{Nd} values of inorganic silicate fractions vary between -9.3 to -5.5 with an exceptional value of 1.2 and are within the ϵ_{Nd} range of -11 to -3 measured for the dust components from north central and SE equatorial Pacific sediments (e.g. Nakai et al., 1993; Jones et al., 1994; Pettke et al., 2000, 2002; Stancin et al., 2006, 2008; Hyeong et al., 2011). The sample with an exceptional ϵ_{Nd} value of 1.2 shows strange geochemical composition very much different from others: exceptionally high Uranium (U) and Thorium (Th) concentrations and strong negative Eu anomaly (Supplementary Table 2), probably due to inclusion of an unknown component. Samples below ~ 300 m (hereafter called "lower interval") are distinctly less radiogenic in ϵ_{Nd} (-9.3 - -7.8) than samples above (hereafter called "upper interval") (-7.1 - -5.5). Especially down-core shift in ϵ_{Nd} across ~ 300 m depth horizon, from -5.5 to -8.4, is notable. This shift occurs a bit down core position of the E - O boundary occurring at ~296 m (Fig. 6-6a). A similar down-hole shift is also found in La/Yb ratios (Fig. 6-6b). Again, two samples (the sample with a strange ϵ_{Nd} value and another one at 2 cm above) from the lower interval lie out of this trend. A PASS-normalized Lanthanum (La) to Ytterbium (Yb) ratios, $(La/Yb)_{SAMPLE}/(La/Yb)_{PAAS}$ (hereafter expressed as La/Yb^*), of the lower interval vary from 0.85 to 0.97 excepting two strange samples, while those of the upper interval vary from 0.72 to 0.85. The drastic down-hole shift in La/Yb^* occurs at the same depth with that of ϵ_{Nd} value. ϵ_{Nd} of Pacific surface sediments shows clear provincial distinction depending on prevailing dust sources (Nakai et al., 1993; Jones et al., 1994; Stancin et al., 2006, 2008) (Fig. 6-4b). Sediments from the northwest Pacific, proximal downwind side of the Japan volcanic arc, are characterized radiogenic ϵ_{Nd} composition varying in a wide range from - 5.2 to + 3.8 (Nakai et al., 1993; Jones et al., 1994) (Fig. 6-4b). On the other hand, north central Pacific surface sediments display the least radiogenic ϵ_{Nd} values varying from - 10.2 to - 8.5 (down-core sediments; -10.8 to -8.0, Pettke et al., 2002), dominated by signal of Asian dust (- 12.6 ~ - 9.6) with minimal effect of volcanogenic materials from the Pacific rim with radiogenic composition (Fig. 6-4b).

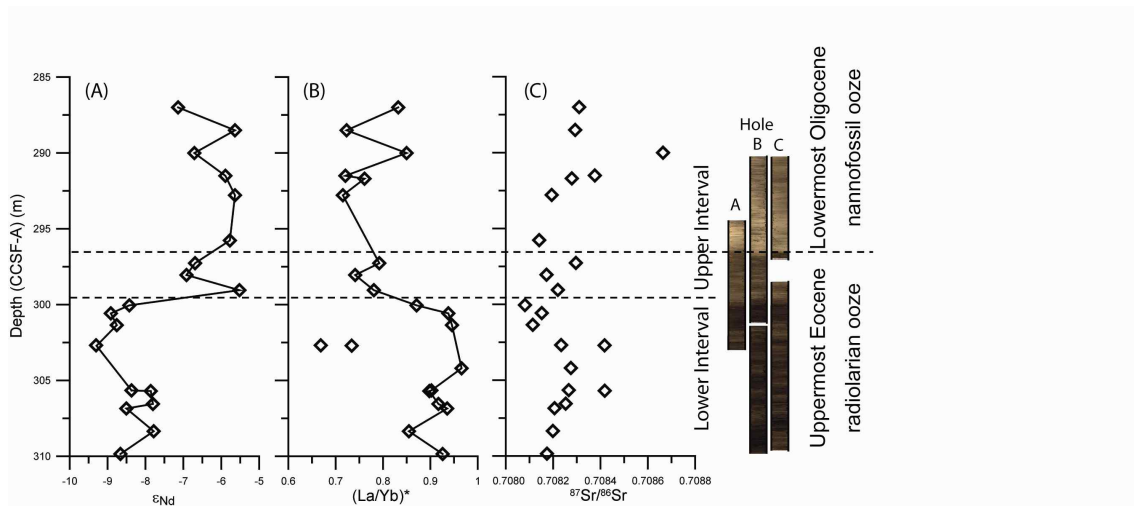


Figure 6-6. Plots of (A) ϵNd , (B) La/Yb^* , (C) $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ against depth in inorganic silicate fraction of U1334 core with stratigraphic ages and lithological changes. The upper and lower intervals are defined based on downhole shifts in ϵNd and La/Yb^* .

The SE equatorial Pacific sediments receiving dust from Central/South America show ϵNd values from -5.0 to -3.2, rather uniform and distinct from those of the north central Pacific. The SE equatorial down core sediments are slightly less radiogenic (-6.8 to -5.7) in ϵNd than surface sediments. La/Yb^* of Pacific sediments are not distinctive as much as ϵNd . In general, however, Asian dust and north central Pacific sediments are characterized by shale-like REE composition and a flat PASS-normalized REE pattern, thus La/Yb^* ratio of close to 1 (Nakai et al., 1993). Volcanic-rich NW and southeast equatorial sediments show a decreased La/Yb^* , mostly less than 0.7, due to LREE depletion.

Excepting for the two samples outlying the general trends, ϵNd and La/Yb^* values of the upper interval samples agree well with those of SE equatorial and north central Pacific surface and down-core sediments, respectively. In addition, there are clear distinction in ϵNd and La/Yb^* between the upper and lower intervals. The drastic up-hole shifts in ϵNd and La/Yb^* values at the E - O transition then represent the change of eolian dust sources from Asia to Central/South America likely due to the northward shift of the ITCZ across the geographical equator. This interpretation is consistent with the climate transition

occurred at the E - O transition. Permanent ice sheets were appeared on Antarctica at this time due to significant global cooling (Kennett and Shackleton, 1976; Miller et al., 1991; Zachos et al., 1996; Lear et al., 2000), which likely initiated an extreme hemispherical asymmetry of thermal gradients, caused the strengthen of the southeast trade wind and then northward shift of the ITCZ.

However, such source signals from eNd and La/Yb ratio are not found in other geochemical compositions such as $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$, REE, trace element concentrations, and mineral compositions, all of which have been used for a source discriminator in previous studies. Inorganic silicate fraction has been commonly considered mostly consisting of dust components, but in some samples authigenic minerals (barite, clayminerals, and zeolite) and volcanogenic materials refractory to the extraction steps comprise significant proportion of inorganic silicate fraction (Janecek and Rea,1983; Pettke et al.,2002; Hyeong et al., 2005, 2011). Ziegler et al. (2007) even documented that geochemical signals of inorganic silicate fractions represent those of authigenic smectite rather than dust in the older section of ODP1215 site (Fig.6-4a). These studies implied that the geochemical signals from these refractory components would mask off those of subordinate eolian dust component. We will discuss this possibility in the following section.

Very high barium (Ba) contents (0.25 to 2.9%) and good correlations of Ba with Strontium (Sr) ($r^2=0.86$) and $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ ($r^2=0.58$) in the study samples suggest presence of considerable amount of Ba phase and strong effect of Ba phase-derived Sr on $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ ratios (Fig.6-7). The determined $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ ratios of inorganic silicate fractions are uniform between 0.7081 and 0.7087 and do not show down-core trend expected for the dust source changes interpreted from eNd and La/Yb* signals (Fig. 6-5c). All determined ratios are included within the $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ range(0.7067 - 0.7091, Nakai et al., 1993; Stancin et al., 2006) reported for surface sediments of SE equatorial Pacific and do not show radiogenic composition (0.7101 - 0.7253, Nakai et al., 1993; Stancin et al., 2006) of north central Pacific surface sediments. The determined $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ ratios approach to the projected seawater value (~ 0.7080 , McArthur et al. ,2001) of the E-O transition with increasing concentrations of Sr and Ba (Fig.6-7), indicative of signals of co-eval seawater-derived Sr. Although $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ ratio has been used for source discriminator, most successfully in combination with eNd (e.g. Nakai et al., 2003;

Stancin et al., 2006, 2008; Hyeong et al., 2011), it does not provide the dust source signal in the extracted silicate fraction at the study interval because of introduction of co-eval seawater Sr signal from authigenically formed Ba-phase.

REE and trace element compositions such as Eu (Europium) anomaly (Eu/Eu^*), and a relative contribution of La-Sc-Th also have been used successfully to distinguish different sources of dust in Pacific (e.g. Olivarez et al., 1991; Nakai et al., 1993; Weber et al., 1996; Hyeong et al., 2005). In the study samples, however, these geochemical characteristics do not point to the dust sources projected by eNd and La/Yb^* signals, either. In La-Sc-Th ternary diagram, eolian dust samples deposited in the north Pacific plot along the mixing line between Northwest Pacific volcanic and Asian loess end members (Fig. 6-8). The inorganic silicate fractions of this study plot close to the volcanic end member composition and SE equatorial Pacific domain. A PASS-normalized pattern is also similar to those of SE equatorial sediments in shape with overall depletion in REE abundances (Fig. 6-9). Both La-Sc-Th diagram and REE pattern point to South/Central America dust as a source, which is inconsistent with the results of eNd and La/Yb^* .

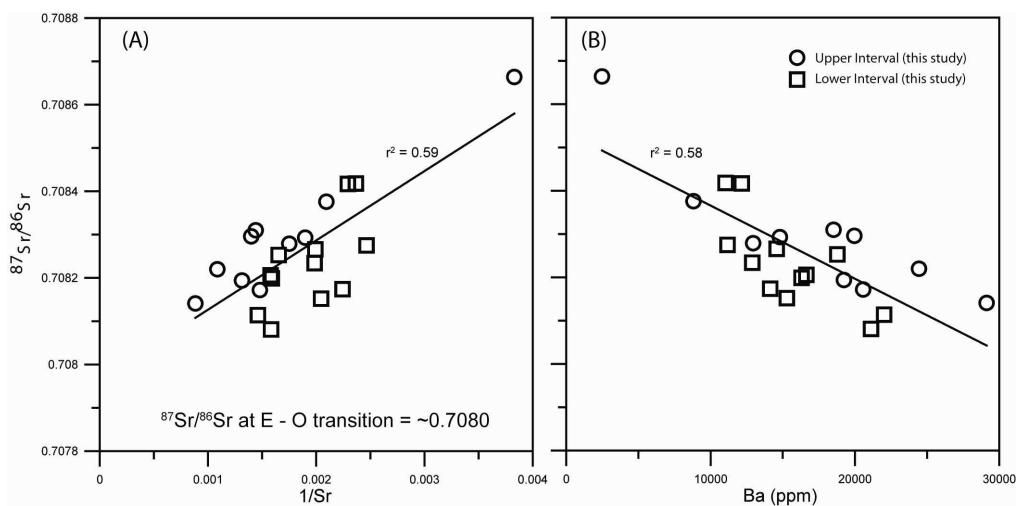


Figure 6-7. $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ ratios of inorganic silicate fractions of U1334 core plotted against $1/\text{Sr}$ (A) and Ba (B). $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ ratio of seawater at E - O transition is from MaArthur et al. (2001)

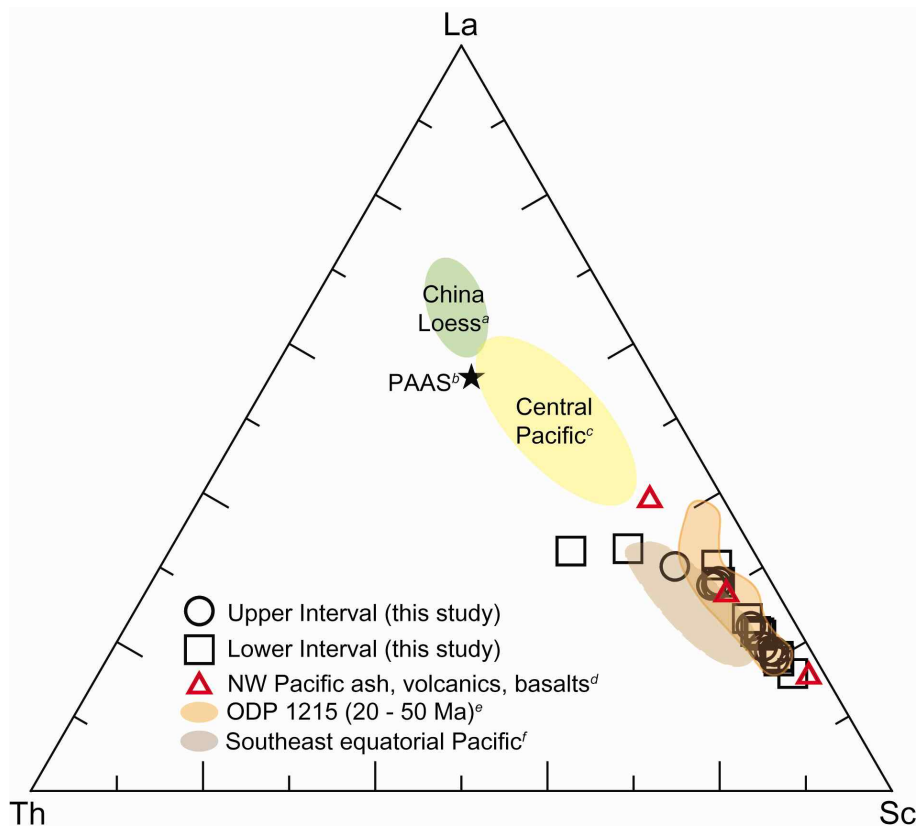


Figure 6-8. La-Sc-Th ternary diagram for inorganic silicate fractions of U1334 core. a and b: Taylor and McLennan (1985), c: Weber et al. (1996) and Hyeong et al. (2005), d: Bailey (1983) and Weber et al. (1996), e: Ziegler et al. (2007), and f: Olivarez et al. (1991) and Hyeong et al. (2005)

Interestingly, there is a noticeable compositional similarity between the study samples and the 20 - 50 Ma interval samples of ODP 1215 given in Ziegler et al. (2007) (Figs. 6-8, 9 and 10). Both samples plot at the domains close to each other in La-Sc-Th diagram (Fig. 6-8). Also, REE patterns of the study samples show similarity in pattern and abundances with the ODP 1215 samples nevertheless of a weaker Eu anomaly in the study samples (Fig. 6-9). The ODP 1215 samples at this interval are characterized by high Fe/Al ratios, strong positive Eu anomalies and low REE abundances (Fig. 6-10), interpreted representing the geochemical signal of authigenically-formed Fe-rich smectite (Ziegler et al., 2007). The U1334 samples also show high Fe/Al ratios, concave-up REE patterns, and depleted

REE abundances, all of which are comparable to those of the 20 - 50 Ma interval of ODP 1215 (Figs. 6-9 and 10). A rather weaker Eu anomalies in our samples are probably due to the over-correction of Eu concentration for the overlapping of mass with Ba oxides. Smectite comprises the most dominant mineral phase, 50 to 75%, in the study samples as well, substantiating the presence of Fe-rich authigenic smectite. It suggests a possibility that geochemical signals other than ϵ_{Nd} and La/Yb* have been compromised due to the authigenic formation of Fe-rich smectite.

Dust sources projected by ϵ_{Nd} and La/Yb*, Asian dust and South/Central American dust, are distinctive each other in mineralogy. In specific, surface sediments of the north central Pacific contributed by Asian dust are dominated by illite that comprises > 70% of the <2mm size fraction, while those of SE equatorial Pacific receiving dust from Central/South America are dominated by smectite comprising >50% of the <2mm size fraction (Griffin and Goldberg, 1963; Corliss et al., 1982; Hyeong et al., 2005). Such a mineralogical distinction between dust provinces were also used for delineation of dust provenances (e.g. ODP Leg 199 Shipboard Science Party, 2002; Hyeong et al., 2005). Therefore, if ϵ_{Nd} and La/Yb* signals are from the original dust materials, there should be a difference in original mineralogy between the upper and lower intervals before the formation of authigenic Fe-rich smectite. Nevertheless of strong influence of Fe-rich smectite, however, Fe/Al ratios do not show any correlation with smectite content in the study samples, indicating that content of Fe-rich smectite is not a sole factor to explain Fe/Al ratios of the study samples. In addition, smectite contents do not show any depth trend pertaining to projected dust sources for the upper and lower sections, either (Fig. 6-6d). These inconsistencies are probably attributed to the different amounts of authigenic smectite that formed in different intensities in different source materials. We estimated the amount of depositional (and surface formed smectite) smectite from the mineral composition and mean Fe/Al ratios of Fe-bearing mineral phases: 1) depositional or surface formed smectite - Fe/Al = 0.87, sample 47-10 in Hein et al. (1993), 2) diagenetic Fe-rich smectite - Fe/Al = 5.4, Ziegler et al. (2007), and 3) other Fe-bearing clay minerals - Fe/Al = 0.5, PAAS, Taylor and McLennan (1985). The estimated amounts of depositional smectite are higher in the upper section, in general, with large fluctuations (Fig. 6-5e), indicating that the lower interval with higher Fe/Al

have experienced more intense authigenesis of Fe-rich smectite. Although it is very rough estimation, this result supports those of e_{Nd} and $(La/Yb)^*$ values that eolian component in the lower section was derived from Asian dust source and that of the upper section was supplied from Central/South America.

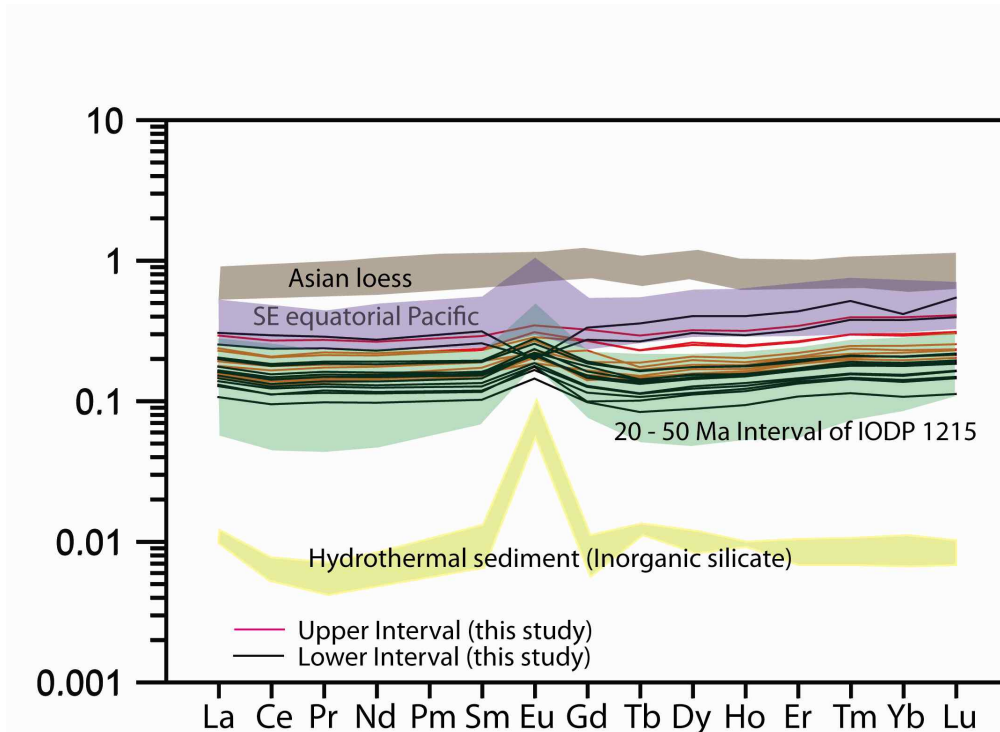


Figure 6-9. PAAS-normalized rare earth element (REE) patterns for inorganic silicate fractions of U1334 core. Reference REE patterns are for Asian Loess from Jahn et al. (2001), hydrothermal inorganic silicate from Severmann et al. (2004), SE equatorial Pacific sediments from Nakai et al. (1993), Hyeong et al. (2005) and Ziegler et al. (2007) and for 20 - 50 Ma interval of IODP 1215 from Ziegler et al., (2007)

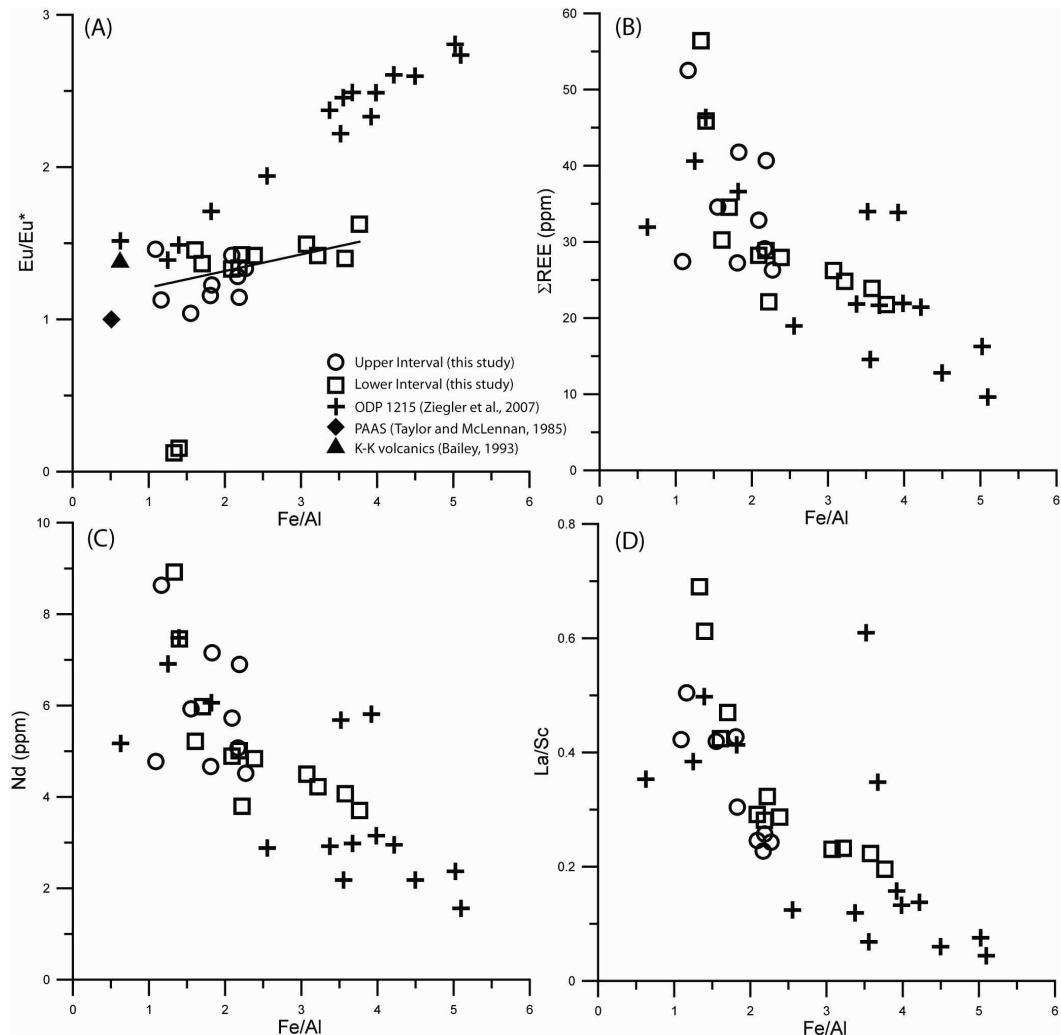


Figure 6-10. Plots of (A) Eu anomaly (Eu/Eu^*), (B) total REE, (C) Nd, and (D) La/Sc against Fe/Al

La/Sc ratios, REE abundances, and Nd concentrations decreases with increasing Fe/Al ratios in our study samples, agreeing well with those of the 20 - 50 Ma interval of ODP 1215 (Fig. 6-10). It indicates that REEs are preferentially excluded in the authigenic Fe-rich smectite component (Fig. 6-10b), which explains the reason why all the samples plots close to the volcanic end member composition and those of the SE equatorial Pacific in the La-Sc-Th ternary diagram (Fig. 6-8). A plot of Nd against Fe/Al also explains the reason why e_{Nd} preserves the signal of provenance nevertheless of the intensive

formation of Fe-rich smectite. The content of Nd also decreases with increasing Fe/Al ratio, implying that Nd is also excluded in the Fe-rich smectite phase as do other REEs (Fig. 6-10c). As a result, the samples are dominated by original dust Nd isotope signal. The same reasoning can be extended to La/Yb* as well. It seems that REEs, excepting for Eu that shows a progressive positive Eu anomaly with increasing Fe/Al ratio (Fig. 6-10a), behaves in a similar way in the process of smectite formation, which likely resulted in the preservation of LREE/HREE ratios very similar to source materials.

We discussed three pieces of evidence that suggest the down-hole change of dust sources near the E - O transition; e_{Nd} , La/Yb*, and the estimated amount of depositional smectite. Other geochemical source indicators such as $^{87}Sr/^{86}Sr$, Eu anomaly and La-Sc-Th composition do not point to dust provenance due to the formation of Ba-rich phase and Fe-rich smectite. Due to the alteration of original source composition, it was not possible to discuss unconstrained amount of volcanogenic materials that are likely present in the study samples. In fact, the geochemical compositions of SE equatorial Pacific sediments, sourced from volcanic arc region of the Central/South America, are similar to those of volcanogenic material (e.g. Ziegler et al., 2007). However, rather uniform values of e_{Nd} and La/Yb* within the upper and lower intervals suggest that single source of dust had been prevailed through the deposition of each interval. In specific, volcanic ash deposits episodically with distinctly radiogenic e_{Nd} value (Nakai et al., 1993; Stancin et al., 2006). Thus, we postulate that such an up-hole trend cannot be produced by episodic input of volcanogenic materials. Most importantly, it is very interesting that the drastic down-hole shifts in e_{Nd} and La/Yb* occurred synchronously in the early step of two 40-kyr step increases of benthic carbonate oxygen and carbon isotope ratios and CCD drops (Coxall et al., 2005) (Fig. 6-3). It strongly suggests that the up-hole shift observed in this study is closely and causally related to the climate transition happened at the E - O transition.

The E - O transition was a time of transition from a warm climate with sluggish oceanic circulation in the late Eocene to a cold and more arid climate with vigorous oceanic circulation in the Oligocene (Keigwin and Corliss, 1986; Berggren and Prothero, 1992; Miller et al., 1991; Wright and Miller, 1993; Zachos et al., 2001a, 2001b; Coxwell et al., 2005). Permanent ice sheets were first

appeared on Antarctica at this time with significant global cooling (Kennett and Shackleton, 1976; Miller et al., 1991; Zachos et al., 1996; Lear et al., 2000). Such an extreme hemispherical asymmetry of thermal gradients likely pushed the ITCZ northward and put the study site under the influence of southeast trade winds from that of northeast trade winds, which in turn caused the change in sources of dust from Asia to Central/South America. The southward displacement of the ITCZ was documented from the changes in rainfall pattern in tropics and model simulations during the LGM. The E - O transition is much pronounced climate change than that of LGM, and thus the opposite response of the atmospheric system much greater than LGM in magnitude would be expected. However, our interpretation requires further verification with model experiments of various boundary conditions.

Location of the ITCZ is sensitive to pole-to-equator temperature gradients between hemispheres. This study revealed that the source change of dust occurred at the earlier stage of two 40-kyr step increases of benthic carbonate oxygen isotope ratios at the E - O transition. It implies that the asymmetry of hemispheric thermal gradient already formed at the earlier stage of the E - O transition, suggesting that ice sheet in Antarctic had formed to a considerable mass enough to affect the atmospheric circulation earlier than or simultaneously with the earlier stage isotopic shift. Further northward migration of the ITCZ is likely expected through the subsequent Oi-1 glaciation that brought further significant temperature drop and even greater Antarctic ice sheet.

Then, this postulation leaves a question that how far the Oi-1 condition pushed the ITCZ into the Northern Hemisphere. ϵ_{Nd} trend of insoluble silicate fractions of GPC 3 gives us a clue for the latitudinal position of the ITCZ at the E - O transition and after (Pettke et al., 2002). In their study, ϵ_{Nd} of inorganic silicate shows a smooth evolving trend in a range of -11 to -8 and never reveals a signal of Central/South American dust for the last ~40 Ma. They interpreted it as a result of progressive denudation of a single source terraine, i.e. central Asia, and further suggested that the GPC 3 site has been under the influence of Asian dust since ~40 Ma. If it is the case, then the ITCZ at the E - O transition likely stayed south of ~ 20°N, paleo-latitude of the GPC 3 site at the E - O transition and after. The Earth climate from Oligocene to Miocene is characterized by uni-polar distribution of ice sheet: partial to permanent distribution of ice sheet

in Antarctic and ice-free Arctic (Zachos et al., 2001). Such a thermal asymmetry started late Eocene and lasted until late Miocene, and thus we speculate that the ITCZ had been stayed north of the present average position of $\sim 6^{\circ}\text{N}$, but south of $\sim 20^{\circ}\text{N}$, the southernmost paleo-latitude of GPC 3 site, for this geologic time. This speculation is supported by other two studies that suggested the paleo-latitude of the ITCZ at $10 - 12^{\circ}\text{N}$ at late Miocene, which were based on theoretical estimation of temperature gradients between poles to equator (Flohn, 1981) and down-core source regime changes of eolian dust in a 328-cm-long piston core (KODOS, Fig. 6-4) (Hyeong et al., 2005, 2006, 2011). ODP Leg 199 Shipboard Science Party (2002) proposed the paleo-latitude of the ITCZ at $\sim 27^{\circ}\text{N}$ at ~ 20 Ma based on smectite/illite ratio of sediments from ODP Leg 199 cores. They interpreted that the depth where smectite became dominant over illite marked the position of the ITCZ in these cores. It seems reasonable considering that smectite- and illite-richness are characteristics of Central/South American and Asian dust, respectively. However, Ziegler et al. (2007) documented authigenic nature of smectite in the 20-50 Ma interval of the ODP 1215, one of Leg 199 sites, which put ODP Leg 199 Shipboard Science Party (2002)'s interpretation in question.

6.7. 참고문헌

- Asahara, Y., Tanaka, T., Kamioka, H., Nishimura, A., 1995. Asian continental nature of $87\text{Sr}/86\text{Sr}$ ratios in north central Pacific sediments. *Earth Planet. Sci. Lett.* 133, 105-116.
- Bailey (1993) Geochemical history of sediments in the northwestern Pacific Ocean, *Geochem. J.* 27, 45-62.
- Broccoli A., Dahl, K. A. & Stouffer, R. J. Response of the ITCZ to Northern Hemisphere cooling. *Geophysical Research Letters* 33,L01702, doi:10.1029/2005GL024546 (2006).
- Chiang, J. C. H., Biasutti, M. & Battisti, D. S. Sensitivity of the Atlantic Intertropical Convergence Zone to Last Glacial Maximum boundary conditions. *Paleoceanography* 18, doi:10.1029/2003PA000916 (2003).
- Chiang, J. C. H. & Bitz, C. M. Influence of high latitude ice cover on the marine Intertropical Convergence Zone. *Climate Dynamics* 25, 477-496 (2005).
- Corliss, B.H., Hollister, C.D., others, 1982. A paleoenvironmental model for Cenozoic sedimentation in the central North Pacific. In: Scrutton, R. A., Talwani, M. (Eds.), *The Ocean Floor*. J. Wiley and Sons Ltd., pp. 277-304
- Coxall, H. K. Winson, P. A., Palike, H., Lear, C. H. & Backman, J. Rapid stepwise onset of Antarctic glaciations and deeper calcite compensation in the Pacific Ocean. *Nature* 433, 53-57 (2005)
- DePaolo, D.J., Wasserburg, G.J., 1976, Nd isotopic variations and petrogenetic models. *Geophysical Research Letters* 3 (5), 249 - 252.
- Expedition 320/321 Scientists, 2010. Site U1334. In Pälke, H., Lyle, M., Nishi, H., Raffi, I., Gamage, K., Klaus, A., and the Expedition 320/321 Scientists, *Proc. IODP, 320/321: Tokyo (Integrated Ocean Drilling Program Management International, Inc.)*. doi:10.2204/iodp.proc.320321.106.2010
- Flohn, H., 1981. A hemispheric circulation asymmetry during late Tertiary. *Geol. Rundsch.* 70, 725-736.
- Griffin, J.J., Goldberg, E.D., 1963. Clay-mineral distribution in the Pacific Ocean. In: Hill, M.N. (Ed.), *The Sea*, vol. 3. Interscience, New York, pp. 728-741.
- Griffin, J.J., Windom, H., Goldberg, E.D., 1968, The distribution of clay minerals

- in the World Ocean. *Deep-Sea Research* 15, 433-459.
- Guo Z.T., Ruddiman, W.F., Hao, Q.Z., Wu, H.B., Qiao, Y.S., Zhu, R.X., Peng, S.Z., Wei, J.J., Yuan, B.Y., Liu, T.S., 2002. Onset of Asian desertification by 22 Myr ago inferred from loess deposits in China. *Nature* 416, 159-163.
- Hughen, K. A., Eglinton, T. I., Xu, X. & Makau M. Abrupt tropical vegetation response to rapid climate changes. *Science* 304, 1955-1959 (2004).
- Huang, G. H., Hughen, K. A., Sigman, D. M., Peterson, L. C. & Röhl, U. Southward migration of the Intertropical Convergence Zone through the Holocene. *Science* 293, 1304-1308 (2001)
- Hyeong, K., Park, S-H., Yoo, C.M., Kim, K-H., 2005. Mineralogical and geochemical compositions of the eolian dust from the northeast equatorial Pacific and their implications on paleolocation of the Intertropical Convergence Zone, *Paleoceanogr.* 20, PA1010, doi:10.1029/2004PA001053.
- Hyeong K., Yoo, C.M., Kim, J., Chi, S.-B., Kim, K.-H., 2006. Flux and grain size variation of eolian dust as a proxy tool for paleo-position of the Intertropical Convergence Zone in the northeast Pacific. *Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol.* 241, 214-223.
- Hyeong K., Kim, J., Pettke, T., Yoo, C. M., Hur, S.-D. 2011. Lead, Nd and Sr isotope records of pelagic dust: Source indication versus the effects of dust extraction procedures and authigenic mineral growth. *Chem. Geol.* 286, 240-251.
- Hovan, S.A., 1995. Late Cenozoic atmospheric circulation intensity and climatic history recorded by eolian deposition in the eastern equatorial Pacific Ocean, Leg 138, *Proc. Ocean Drill. Program Sci. Results* 139, 615-625.
- Jahn, B.M., Gallet, S., Han, J.M. Geochemistry of the Xining, Xifeng and Jixian sections, Loess Plateau of China: eolian dust provenance and paleosol evolution during the last 140 ka. *Chem. Geol.* 178, 71-94 (2001).
- Janecek, T. R., Rea, D.D., 1983, Eolian deposition in the northeast Pacific Ocean: Cenozoic history of atmospheric circulation, *Geol. Soc. Am. Bull.*, 94, 730-738.
- Jones, C.E., Halliday, A.N., Rea, D.K., Owen, R.M., 1994, Neodymium isotopic variations in north Pacific modern silicate sediment and the insignificance of detrital REE contributions to seawater, *Earth Planet. Sci. Lett.* 127, 55-66.
- Keigwin, L. D. & Corliss, B. H. Stable isotopes in late middle Eocene to

- Oligocene foraminifera. GSA Bulletin 97 335-345 (1986)
- Kennett, J. P. & Shackleton, N. J. Oxygen isotopic evidence for the development of the psychrosphere 38Myr ago. Nature 260, 513 - 515 (1976).
- Koutavas, A. & Lynch-Stieglitz, J. Variability of the marine ITCZ over the eastern Pacific during the past 30,000 years. In *The Hadley Circulation: Present, Past and Future*, edited by H. F. Diaz and R. S. Bradley, 347-369, Springer, New York (2004).
- Leer, C. H., Elderfield, H. & Wilson, P. A. Cenozoic deep-sea temperatures and global ice volumes from Mg/Ca in benthic foraminiferal calcite. Science 287, 269-272 (2000)
- Lyle M., Palike, H. Nishi, H., Raffi, I., Gamage, K. Klaus, A., the IODP Expeditions 320/321 Scientific Party. 2010. The Pacific Equatorial Age Transect, IODP Expeditions 320 and 321: Building a 50-million-year-long environmental record of the Equatorial Pacific. Scientific Drilling 9, 4-15.
- McArthur, J. M., R. J. Howarth and T. R. Bailey (2001), Strontium isotope stratigraphy: LOWESS Version 3. Best-fit line to the marine Sr-isotope curve for 0 to 509 Ma and accompanying look-up table for deriving numerical age, J.Geol.,109,155-169.
- Merrill, J.T., Uematsu, M., Bleck, R., 1989. Meteorological analysis of long range transport of mineral aerosols over the north Pacific. J. Geophys. Res. 94, 8584-8598.
- Miller K., Wright, J.D., Fairbanks, R.G. 1991. Unlocking the ice house: Oligocene-Miocene oxygen isotopes, eustasy, and margin erosion. J. Geophys. Res. 96, 6829-6848.
- Miller K.G. Middle Eocene to Oligocene stable isotopes, climate, and deep-water history: The Terminal Eocene event? In Prothero, D., and Berggren, W. A., eds., *Eocene-Oligocene climatic and biotic evolution*: Princeton, New Jersey, Princeton University Press, p. 160-177, (1992).
- Nakai, S., Halliday, A.N., Rea, D.K., 1993. Provenance of dust in the Pacific Ocean. Earth Planet. Sci. Lett. 119, 143-157.
- Olivarez, A.M., Owen, R.M., Rea, D.K., 1991. Geochemistry of eolian dust in Pacific pelagic sediments: implications for paleoclimatic interpretations. Geochim. Cosmochim. Acta 55, 2147-2158.
- Peterson, L. C. Huag, G. H., Huguen, K. A. & Röhl, U. Rapid changes in the

- hydrologic cycle of the tropical Atlantic during last glacial. *Science* 290, 1947-1951 (2000).
- Pettke, T., Halliday, A.N., Hall, C.M., Rea, D.K., 2000. Dust production and deposition in Asia and the North Pacific Ocean over the past 12 Myr, *Earth Planet. Sci. Lett.* 178, 397-413.
- Pettke, T., Halliday, A.N., Rea, D.K., 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, 3-1-3-13.
- Rea, D.K., 1994. The paleoclimatic record provided by eolian deposition in the deep sea: The geologic history of win. *Rev. Geophys.* 32, 159-195.
- Rea, D. K. and T. R. Janecek (1981), Mass-accumulation rates of the non-authigenic inorganic crystalline (eolian) component of deep-sea sediments from the western mid-Pacific Mountains, in *Deep Sea Drilling Project Site 463*, edited by J. Theide et al., *Init. Repts. DSDP 62*, pp. 652-659, U.S. Govt. Printing Office, Washington D.C.
- Severmann S., Mills, R.A., Palmer, M.R. Fallick, A. E. The origin of clay minerals in active and relic hydrothermal deposits, *Geochim. Cosmochim. Acta* 68, 73-88 (2004).
- ODP Leg 199 Shipboard Science Party, 2002, Leg 199 Summary. In Lyle, M.W. Wilson, P.A., Janecek, T.R. (Eds.), *Proc. ODP, Init Repts., 199*, College Station, Texas (Ocean Drilling Program), 1-87.
- Stancin, A.M., Gleason, J.D., Hovan, S.A., Rea, D.K., Owen, R.M., Moore Jr., T.C., Hall, C.M., Blum, J.D., 2008. Miocene to recent eolian dust record from the Southwest Pacific Ocean at 40°S latitude. *Palaeogeog. Palaeoclimatol. Palaeoecol.* 261, 218-233.
- Stancin, A.M., Gleason, J.D., Rea, D.K., Owen, R.M., Moore Jr. T.C., Blum, J.D., Hovan, S.A., 2006, Radiogenic isotopic mapping of late Cenozoic eolian and hemipelagic sediment distribution in the east-central Pacific. *Earth Planet. Sci. Lett.* 248, 840-850.
- Stouffer, R. J., Manabe, S. & Bryan K. Interhemispheric asymmetry in climate response to a gradual increase of atmospheric CO₂. *Nature* 342, 660-662 (1989).
- Tanaka, T., Togashi, S., Kamioka, H., Amakawa, H., Kagami, H., Hamamoto, T., Yuhara, M., Orihashi, Y., Yoneda, S., Shimizu, H., Kunimaru, T., Takahashi, K., Yanagi, T., Nakano, T., Fujimaki, H., Shinjo, R., Asahara, Y.,

- Tanimizu, M., Dragusanu, C., 2000, JNdi-1: a neodymium isotopic reference in consistency with LaJolla neodymium. *Chemical Geology* 168 (3 - 4), 279 - 281.
- Taylor S.R., McLennan, S.M., 1985. *The Continental Crust: Its Composition and Evolution*. Blackwell, Malden, MA, 312pp.
- Taylor, S. R., McLennan, S. M., and McCulloch, M. T., 1983. Geochemistry of loess, continental crustal composition and crustal model ages. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 47, 1897-1905.
- Thompson, L. G., Mosley-Thompson, E. & Henderson, K. A. Ice-core palaeoclimate records in tropical South America since the Last Glacial Maximum. *J. Quat. Sci.* 15, 377-394 (2000).
- Uppala, S.M., Kållberg, P.W., Simmons, A.J., Andrae, U., da Costa Bechtold, V., Fiorino, M., Gibson, J.K., Haseler, J., Hernandez, A., Kelly, G.A., Li, X., Onogi, K., Saarinen, S., Sokka, N., Allan, R.P., Andersson, E., Arpe, K., Balmaseda, M.A., Beljaars, A.C.M., van de Berg, L., Bidlot, J., Bormann, N., Caires, S., Chevallier, F., Dethof, A., Dragosavac, M., Fisher, M., Fuentes, M., Hagemann, S., Hólm, E., Hoskins, B.J., Isaksen, L., Janssen, P.A.E.M., Jenne, R., McNally, A.P., Mahfouf, J.-F., Morcrette, J.-J., Rayner, N.A., Saunders, R.W., Simon, P., Sterl, A., Trenberth, K.E., Untch, A., Vasiljevic, D., Viterbo, P., and Woollen, J. The ERA-40 re-analysis. *Quart. J. R. Meteorol. Soc.*, 131, 2961-3012. doi:10.1256/qj.04.176 (2005).
- van Andel, T. H., G. R. Heath, and T. C. Moore (1975), Cenozoic history and paleoceanography of the Central Equatorial Pacific. *Geol.Soc.Amer.Mem.*143,pp.1-134.
- Wallace, J. M., Mitchell, T. P. & Lau, A. K.-H. Legates/MSU precipitation climatology, <http://jisao.washington.edu/legates_msu/> (1995).
- Wang, X., Auler, A. S., Cheng, E. H., Cristalli, P. S., Smart, P. L., Richards, D. A. & Shen C.-C. Wet periods in northeastern Brazil over the past 210 kyr linked to distant climate anomalies. *Nature* 432, 740-743 (2004).
- Weber II, E.T., Owen, R.M., Kickens, G.R., Halliday, A.N., Jones, C.E., Rea, D.K., 1996. Quantitative resolution of continental eolian material and volcanic ash in north Pacific surface sediment. *Paleoceanogr.* 11, 115-127.
- Wright, J. D. & Miller, K. G. Southern Ocean influences on late Eocene to Miocene deepwater circulation, in *The Antarctic Paleoenvironment: A Perspective on Global Change*, *Antarct. Res. Ser.*, vol. 56, edited by J. P.

- Kennet and D.A. Warnke, pp. 1-25, AGU, Washington, D. C. (1993).
- Zachos, J. Pagani, M., Sloan, L. Thomas, E. and Billups, K. 2001. Trends, rhythms, and aberrations in global climate 65Ma to Present, *Science*, 292, 686-693.
- Zachos, J. C., Quinn, T. M. & Salamy, K. A. High-resolution (104 years) deep-sea foraminiferal stable isotope records of the Eocene-Oligocene climate transition. *Palaeoceanography* 11, 251 - 266 (1996).
- Ziegler, C.L., Murray, R.W., Hovan, S.A., Rea, D.K., 2007, Resolving eolian, volcanogenic, and authigenic components in pelagic sediment from the Pacific Ocean. *Earth Planet. Sci. Lett.* 254, 416-432.

App. 6-1. IODP Exp 320 U1334 시료의 육상기원 쇄설물 추출 실험 결과

CCSF-A (m)	Age (Ma)	Sample Wt (g) -Before exp.	Sample Wt (g) -After exp.	Eolian dust (%)
0.33	19.25	4.41	1.65	81.32
1.03	19.39	6.19	2.21	77.53
1.83	19.56	12.92	0.78	13.05
2.53	19.71	4.46	1.34	65.21
3.33	19.87	15.86	1.12	15.30
4.03	20.02	13.09	1.59	26.42
4.83	20.11	9.84	2.54	56.00
5.53	20.18	7.08	1.86	57.11
6.33	20.34	7.95	2.34	64.05
7.03	20.51	9.18	2.03	48.01
8.04	20.74	12.82	0.69	11.77
8.74	20.87	8.32	1.16	30.32
9.54	21.01	20.65	0.28	2.94
10.24	21.12	18.57	0.67	7.80
11.04	21.21	14.38	0.93	14.10
11.74	21.30	18.20	0.36	4.34
12.54	21.39	19.65	0.28	3.09
13.24	21.45	14.82	0.16	2.35
14.04	21.54	18.19	0.18	2.10
15.54	21.68	21.64	0.31	3.08
16.24	21.73	17.79	0.52	6.33
17.04	21.87	18.49	0.78	9.13
19.6	22.27	19.35	0.31	3.52
20.3	22.31	12.73	1.51	25.76
21.1	22.39	17.55	0.45	5.62
21.8	22.63	12.00	1.68	30.44
22.6	22.83	12.23	1.04	18.54
23.3	22.95	11.73	0.49	9.04
24.1	23.07	18.34	0.36	4.23
24.8	23.17	18.58	0.46	5.38
25.6	23.28	21.53	0.60	6.08
26.3	23.36	21.26	0.67	6.80
27.1	23.49	17.12	1.08	13.68
27.8	23.61	17.10	0.63	7.96

App. 6-1. 계속

CCSF-A (m)	Age (Ma)	Sample Wt (g) -Before exp.	Sample Wt (g) -After exp.	Eolian dust (%)
28.6	23.74	17.45	1.64	20.39
30.21	24.02	15.54	0.83	11.58
30.91	24.13	18.49	0.86	10.11
31.71	24.25	18.62	1.05	12.26
32.41	24.36	18.73	0.86	9.94
33.21	24.47	16.69	1.05	13.73
33.91	24.56	14.23	0.65	9.87
34.71	24.69	19.60	0.59	6.56
35.41	24.82	21.83	0.47	4.68
36.21	24.98	18.38	1.39	16.39
36.91	25.06	16.72	0.55	7.20
37.71	25.15	20.18	0.43	4.66
38.41	25.23	18.11	0.48	5.74
39.21	25.36	18.18	1.15	13.70

App. 6-2. IODP Exp 320 U1334 시료 내 금속원소 분석 결과

CCSF (m)	Age (Ma)	La	Ce	Pr	Nd	Sm	Eu	Gd	Tb	Dy	Ho	Er	Tm	Yb	Lu	Sn	Th
0.33	19.25	16.24	25.36	3.03	11.06	1.81	0.08	1.39	0.24	1.51	0.33	1.03	0.16	1.08	0.18	3.68	3.85
1.03	19.39	15.89	26.02	2.97	11.18	1.95	0.10	1.54	0.26	1.73	0.37	1.12	0.18	1.25	0.20	2.64	3.99
1.83	19.56	25.25	43.18	5.09	18.67	3.43	0.39	2.76	0.46	2.84	0.59	1.88	0.26	1.93	0.32	2.54	7.43
2.53	19.71	18.99	32.21	3.75	13.87	2.40	0.10	2.10	0.33	2.27	0.47	1.49	0.22	1.69	0.25	2.48	5.36
3.33	19.87	26.70	46.48	5.46	19.78	3.50	0.18	3.05	0.44	2.89	0.62	1.82	0.28	1.92	0.31	29.81	7.84
4.03	20.02	20.36	35.10	4.14	14.73	2.73	0.24	2.13	0.31	2.22	0.48	1.47	0.23	1.50	0.25	3.23	5.74
4.83	20.11	24.82	42.78	4.98	17.75	2.95	0.35	2.23	0.40	2.42	0.52	1.52	0.24	1.69	0.26	3.81	6.52
5.53	20.18	21.79	37.56	4.44	15.68	2.59	0.22	2.27	0.34	2.34	0.47	1.42	0.23	1.52	0.24	3.40	6.03
6.33	20.34	15.59	27.65	3.31	12.50	2.21	0.31	1.92	0.31	2.03	0.41	1.26	0.20	1.37	0.20	2.72	4.51
7.03	20.51	17.93	31.55	3.86	14.60	2.70	0.23	2.40	0.38	2.44	0.55	1.57	0.26	1.60	0.26	4.08	5.43
8.04	20.74	17.90	31.90	3.71	13.97	2.49	0.10	2.07	0.31	2.23	0.43	1.35	0.21	1.45	0.24	2.84	5.13
8.74	20.87	16.81	29.28	3.67	13.55	2.55	0.22	2.07	0.33	2.18	0.47	1.42	0.22	1.52	0.22	2.53	4.42
9.54	21.01	19.24	34.53	4.08	15.22	2.78	0.39	2.27	0.34	2.30	0.52	1.54	0.25	1.63	0.27	1.94	6.23
10.24	21.12	23.31	41.57	4.79	17.49	3.00	0.30	2.24	0.34	2.42	0.51	1.51	0.24	1.73	0.28	2.69	6.26
11.04	21.21	18.68	33.20	4.05	14.88	2.75	0.11	2.05	0.36	2.27	0.46	1.44	0.23	1.64	0.23	2.43	5.27
11.74	21.30	18.03	32.41	3.85	14.38	2.66	0.23	2.16	0.38	2.38	0.53	1.48	0.23	1.68	0.27	1.83	5.03
12.54	21.39	19.39	35.05	4.25	15.20	2.93	0.39	2.43	0.41	2.48	0.58	1.60	0.26	1.60	0.29	2.00	4.92
13.24	21.45	21.20	40.04	4.66	17.57	3.12	0.52	2.74	0.44	2.76	0.64	1.84	0.29	2.00	0.34	2.38	6.02
14.04	21.54	20.93	39.87	4.70	17.66	3.22	0.47	2.56	0.45	2.92	0.63	1.80	0.28	2.17	0.31	1.80	6.25
15.54	21.68	22.43	39.34	4.92	18.58	3.42	0.59	2.87	0.48	2.98	0.65	1.90	0.28	1.95	0.31	2.21	5.62
16.24	21.73	15.15	27.91	3.33	12.85	2.22	0.17	2.00	0.32	2.09	0.46	1.25	0.22	1.38	0.21	1.62	4.22

App. 6-2. 계속

CCSF (m)	Age (Ma)	La	Ce	Pr	Nd	Sm	Eu	Gd	Tb	Dy	Ho	Er	Tm	Yb	Lu	Sn	Th
17.04	21.87	17.69	30.73	3.84	14.06	2.57	0.32	2.13	0.35	2.34	0.51	1.49	0.24	1.50	0.24	2.20	4.50
19.6	22.27	17.29	32.40	3.89	14.20	2.54	0.35	2.15	0.36	2.20	0.49	1.41	0.23	1.57	0.26	3.03	4.67
20.3	22.31	17.23	29.72	3.72	13.90	2.43	0.32	2.21	0.35	2.11	0.48	1.39	0.22	1.46	0.26	2.42	4.28
21.1	22.39	19.08	33.99	4.18	15.99	2.89	0.28	2.29	0.39	2.55	0.55	1.58	0.26	1.79	0.27	1.80	5.04
21.8	22.63	17.98	32.71	4.06	15.18	2.65	0.18	2.13	0.35	2.28	0.51	1.36	0.24	1.58	0.26	2.02	4.55
22.6	22.83	21.16	39.67	4.55	16.57	2.92	0.23	2.22	0.38	2.34	0.51	1.40	0.24	1.56	0.24	1.95	6.87
23.3	22.95	20.25	38.45	4.46	16.48	2.83	0.21	2.27	0.38	2.43	0.52	1.48	0.25	1.78	0.28	28.24	5.96
24.1	23.07	18.52	34.03	4.06	15.65	2.83	0.31	2.26	0.38	2.50	0.55	1.54	0.24	1.73	0.31	1.65	4.74
24.8	23.17	18.59	34.81	4.17	15.60	2.85	0.31	2.17	0.36	2.33	0.51	1.48	0.23	1.55	0.25	1.70	4.89
25.6	23.28	24.61	43.39	5.66	21.34	3.95	0.37	3.22	0.51	3.34	0.73	2.10	0.33	2.26	0.34	2.30	6.47
26.3	23.36	21.29	40.20	4.73	17.47	3.03	0.41	2.45	0.37	2.48	0.54	1.43	0.25	1.65	0.27	2.37	6.20
27.1	23.49	22.93	41.31	4.86	17.81	3.18	0.04	2.42	0.36	2.33	0.53	1.44	0.27	1.68	0.28	6.22	5.46
27.8	23.61	22.39	41.06	4.94	18.31	3.11	0.29	2.32	0.41	2.78	0.60	1.67	0.27	1.81	0.29	3.46	5.84
28.6	23.74	22.09	38.70	4.83	17.73	3.23	0.36	2.39	0.43	2.66	0.58	1.61	0.27	1.77	0.27	2.83	6.11
30.21	24.02	18.52	34.75	4.10	15.72	2.64	0.25	2.32	0.36	2.27	0.52	1.51	0.22	1.74	0.27	2.60	4.78
30.91	24.13	22.42	42.31	5.07	18.24	3.42	0.24	2.50	0.42	2.69	0.60	1.75	0.28	1.91	0.31	3.71	6.11
31.71	24.25	17.97	32.66	3.99	14.60	2.76	0.21	1.97	0.35	2.19	0.49	1.31	0.22	1.51	0.24	2.81	4.64
32.41	24.36	18.00	33.78	3.96	14.78	2.72	0.09	2.21	0.36	2.20	0.50	1.39	0.21	1.57	0.25	7.54	4.84
33.21	24.47	18.10	33.07	4.08	14.54	2.55	0.30	2.08	0.34	2.18	0.50	1.35	0.23	1.52	0.23	7.19	4.43
33.91	24.56	18.22	34.33	4.05	15.29	2.66	0.23	2.14	0.35	2.23	0.52	1.42	0.22	1.52	0.23	9.26	5.01
34.71	24.69	17.54	29.75	3.92	14.84	2.64	0.25	2.21	0.35	2.33	0.53	1.46	0.23	1.55	0.26	7.59	4.37

App. 6-2. 계속

CCSF (m)	Age (Ma)	La	Ce	Pr	Nd	Sm	Eu	Gd	Tb	Dy	Ho	Er	Tm	Yb	Lu	Sn	Th
35.41	24.82	22.28	33.94	5.10	19.46	3.59	0.46	3.35	0.47	3.31	0.68	1.93	0.29	2.06	0.32	7.09	4.72
36.21	24.98	19.07	31.39	4.23	15.94	2.85	0.22	2.45	0.39	2.68	0.60	1.67	0.24	1.81	0.27	7.64	4.61
36.91	25.06	17.96	32.88	3.92	14.42	2.65	0.25	2.16	0.35	2.15	0.48	1.39	0.24	1.49	0.24	2.81	4.80
37.71	25.15	22.51	33.73	5.19	19.74	3.78	0.41	3.25	0.54	3.45	0.74	1.99	0.29	2.05	0.32	2.04	5.08
38.41	25.23	19.08	34.92	4.28	15.84	2.75	0.15	2.27	0.40	2.51	0.57	1.54	0.25	1.79	0.25	2.95	5.40
39.21	25.36	17.80	29.82	4.08	15.17	3.02	0.20	2.26	0.39	2.48	0.55	1.53	0.22	1.55	0.26	2.62	4.34



제 7 장 인도양 몬순 변화

제 7 장 인도양 몬순 변화

7.1. 서론

북인도양 해역은 인도 하천퇴적물(Bengal fan)의 영향을 크게 받는 지역이다 (Rea, 1992; Nath et al., 2005). 이러한 북동인도양 해역의 심해퇴적물을 이용하여 현재 몬순을 이해하고, 과거 아시아 몬순의 영향을 평가하는 연구가 수행되었다 (Cochran, 1990; Nath et al., 2005). 따라서 북동인도양 해역은 고해양학적 관점에서 아시아 몬순의 영향을 평가하고 변화 기록을 알아보는 데 적합하다. 또한 태평양 적도 심해저 퇴적물과 비교를 통해 두 대양의 퇴적학적 특성을 비교하고 이해하는데 중요하다. 이 연구를 위해 2010년과 2011년 '남서태평양 광물자원 개발사업'의 실행역 탐사와 연계하여 인도 남쪽 적도해역 7개 정점에서 주상 시료채취기를 이용하여 심해퇴적물 시료를 획득하였다 (Table 7-1). 2010년도에는 인도의 하천 퇴적물에 영향권에 위치한 4개 정점에서 시료를 채취하였으며, 2011년도에는 인도 하천 퇴적물에 영향을 받지 않은 지역에서 3개의 심해 퇴적물 시료를 채취하였다. 2011년 NAP 탐사에서 획득한 인도양 심해 퇴적물 시료는 현재 실험실로 운반하여 함수율과 지화학적 분석 등 기초 분석을 진행하고 있다. 따라서 이번 보고서에는 2010년 NAP 탐사에서 획득한 인도양 적도 심해퇴적물 시료의 기초분석 결과를 정리하여 기술하였다.

7.2. 연구방법

2010년도 인도양 해역에서 다중주상 시료채취기(Multiple corer)와 주상시료 채취기(Piston corer)를 이용하여 획득한(NAP MC10-2N, -1N, -1S, -4S, NAP PC10-2N, -1N, -1S, -4S) 퇴적물 시료의 함수율과 탄산염 함량, 금속원소(Al, Ti 등)를 측정하였다. 총 8점의 코어 퇴적물은 해저면의 경계를 잘 보존하고 있었으며, 퇴적물 시료의 위치와 채취 수심은 Table 7.1에 정리되어 있다. 함수율 측정은 전 코어에서 1cm 간격으로 이루어졌으며, 퇴적물 내 탄산염 함량의 측정은 4 cm 간격으로 3개(NAP PC10-2N, 1N, 1S)의 코어 퇴적물에서 이루어졌다. 총 무기탄소(Total Inorganic carbon) 함량은 퇴적물 분말시료를 무기탄소 분석기(UIC CO₂ Coulometer, Model CM5014)를 이용하여 측정하였다. 퇴적물의 탄산염 함량은 총무기탄소 함량에 탄소에 대한 탄산염의 비(CaCO₃/C)인 8.333을 곱하여 구하였다. 총무기탄소 함량 분석의 실험 오차는 약 ±0.2% 이다.

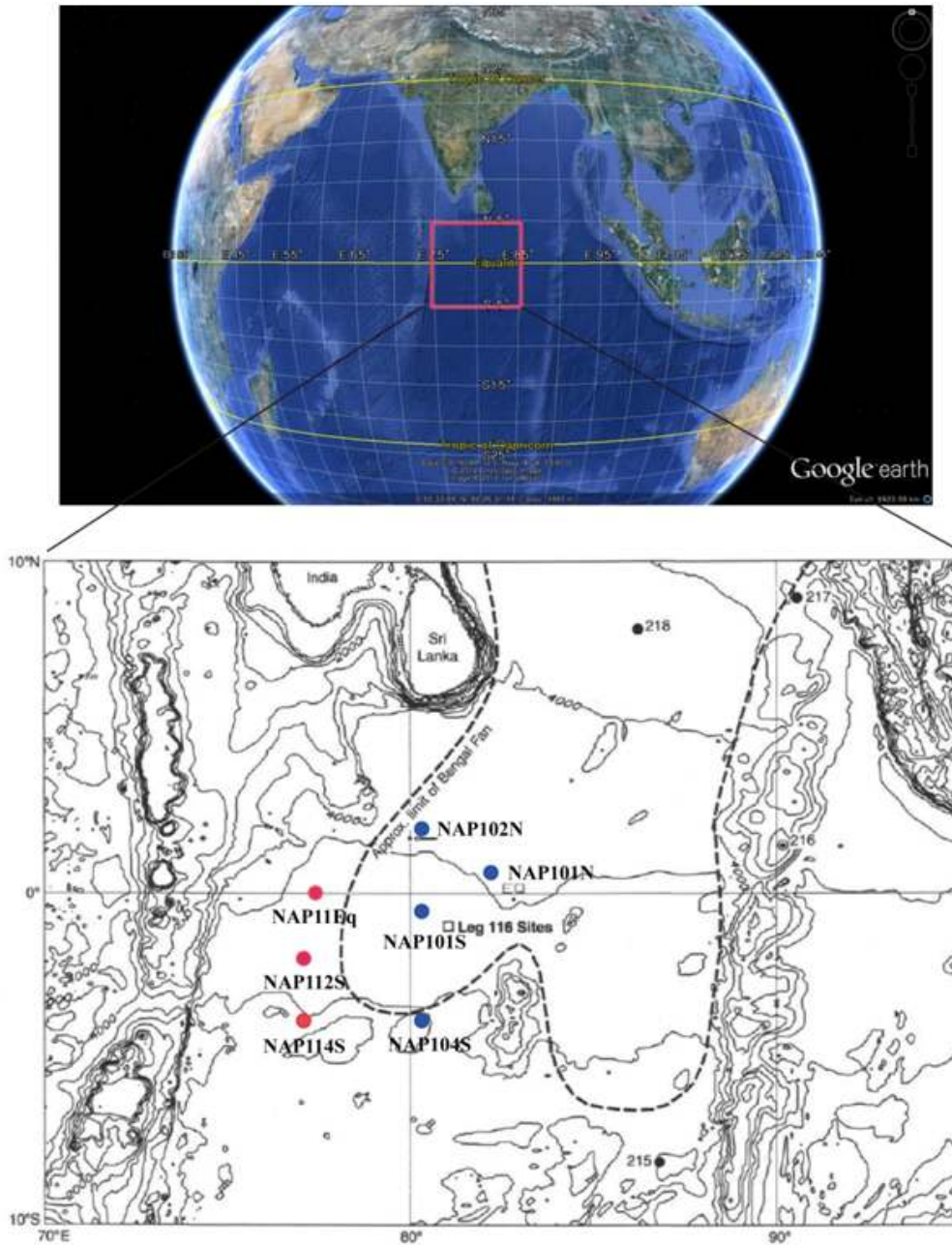


Figure 7-1. NAP 2010, 2011 탐사의 퇴적물 정점 위치

Table 7-1. 2010, 2011년 NAP 탐사기간 동안 획득한 퇴적물시료 위치와 길이

Core No.	Latitude	Longitude	Depth (m)	Core length (cm)
NAP PC 10-2N	2°03.817 ' N	80°26.456 ' E	4,470	727
NAP PC 10-1N	0°42.485 ' N	82°55.024 ' E	4,103	757
NAP PC 10-1S	0°58.405 ' S	80°24.450 ' E	4,467	746
NAP PC 10-4S	4°08.800 ' S	80°03.100 ' E	4,698	697
NAP MC 10-2N	2°03.843 ' N	80°26.437 ' E	4,466	40
NAP MC 10-1N	0°42.498 ' N	82°55.026 ' E	4,101	26
NAP MC 10-1S	0°58.405 ' S	80°24.450 ' E	4,467	30
NAP MC 10-4S	4°08.800 ' S	80°03.100 ' E	4,698	30
NAP PC 1101	4°00.080 ' S	77°00.740 ' E	5,084	530
NAP PC 1102	2°00.315 ' S	77°00.950 ' E	4,904	570
NAP PC 1103	0°00.013 ' N	77°16.993 ' E	4,764	580
NAP MC 1101	3°59.969 ' S	77°00.003 ' E	5,076	40
NAP MC 1102	2°00.289 ' S	77°01.040 ' E	4,870	28
NAP MC 1103	0°00.018 ' N	77°17.001 ' E	4,763	34

퇴적물의 심도별 원소조성 변화를 파악하기 위하여 각 시료에 대하여 XRF core scanner(X-ray Fluorescence core scanner)분석을 실시하였다. XRF scanner는 주상시료내 원소의 상대적인 함량을 고해상도로 측정하는 장비로 비파괴 검사를 수행함으로써 부서진 채취 시에 발생할 수 있는 오차요인을 제거하여 신뢰성을 높일 수 있다. 분석 시 발생하는 오류 및 시료의 오염과 수분의 증발을 막고 프리즘을 보호분석 하기 위해 절개된 퇴적물 코아의 표면을 평평하게 정리한 시료의 표면에 특수 호일(Ultralene window film)을 최대한 구김이 생기지 않도록 주의하여 덮은 후 2 mm 간격으로 측정하였다. XRF core scanner는 한국지질자원연구원이 보유하고 있는 Avaatech사의 제품을 사용하였다. 주상 퇴적물 시료의 분석은 분석원소 별로 가속전압과 전류를 달리하여 세 번 측정하였다.

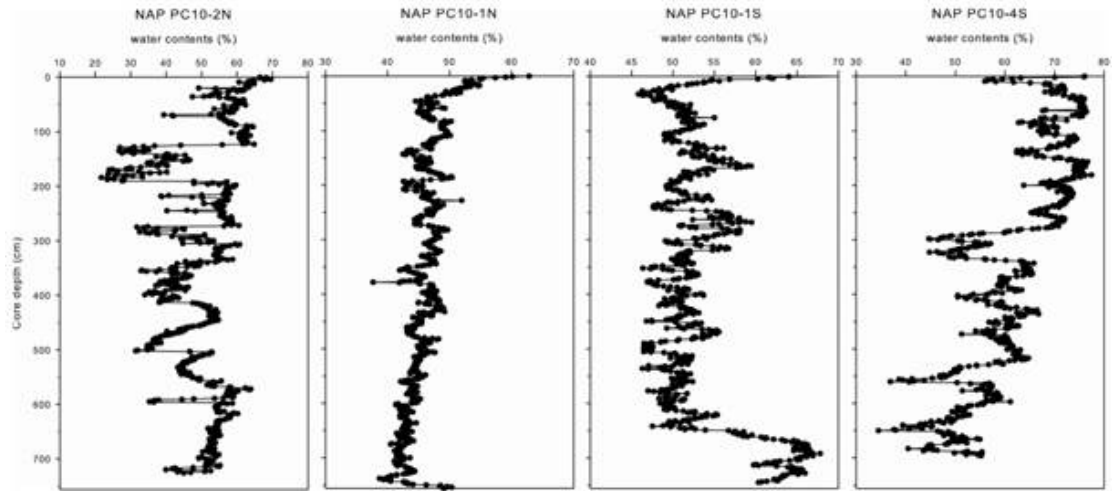


Figure 7-2. 2010년 NAP 탐사에서 획득한 퇴적물 시료의 함수율 변화

7.3. 결과

인도 남쪽해역의 동경 80도를 따라 획득한 주상 시료 퇴적물은 20-80%의 함수율 변화 범위를 보였으며, 코아 상부에서 하부로 깊이에 따른 함수율 변화 양상이 서로 다른 형태의 변화 양상으로 구분된다. 주상시료 NAP PC10-1N은 코아 상부에서 하부로 가면서 함수율이 점차 감소하는 형태를 보이는 반면, NAP PC10-2N과 4S는 코아 상부에서 하부로 가면서 함수율이 주기적인 변화 형태를 보였으며, NAP PC10-1S는 코아 하부에서 급격하게 함수율이 증가하는 변화양상을 보였다.

인도양에서 획득한 코아 퇴적물 3점(NAP PC10-2N, 1N, 1S)은 연구지역의 탄산염 보상 수심(4,600 m) 보다 얕은 수심에서 채취되었기 때문에 퇴적물 속의 탄산염 보존이 상대적으로 양호하다. 이러한 3점의 코아 퇴적물은 코아 상부에서 하부로 깊이에 따른 탄산염 함량 변화양상이 함수율 변화 양상과 같이 서로 다른 형태의 변화 양상을 보였다. 코아 NAP PC10-2N의 탄산염 함량은 함수율의 변화와 같이 주기적인 변화를 보였고, 이 코아의 상부는 탄산염 함량이 10% 미만이며, 깊이가 100 cm에서 300 cm사이에서는 60%이상까지 증가된 탄산염 함량을 보이다가 코아 하부에서 다시 감소하는 양상을 보였다. 코아 NAP PC10-1N은 NAP PC10-2N의 탄산염 함량과는 다르게 코아 전 구간에서 60%에서 80%까지의 상대적으로 높은 탄산염 함량 값을 보였다. 코아 NAP PC10-1S의 상부는 탄산염 함량이 60%이상 높은 값을 보이다가 하부로 갈수록 점차 감소하는 양상을 보여준다. 특히 이 코아 퇴적물의 최하부 구간에 속하는 650 cm 이하에서 탄산염 함량은 5% 미만으로 나타났다. 일반적으

로 인도양 해역에서 관측된 탄산염 함량은 표층해양 생산성과 밀접하게 관련된다 (Haake et al., 1993). 따라서 적도해역 북위 1°도와 남위 1°도에서 각각 채취된 NAP PC 10-1N과 NAP PC 10-1S 주상시료는 대체로 60% 이상의 높은 탄산염 함량을 보여 인도양 적도해역의 고생산성에 기인된 현상으로 판단된다.

인도양 퇴적물 내에 다량 함유되어 있는 방산층은 석회질 미화석들이 용해되는 탄산염 보상심도 보다 깊은 심해 퇴적물에서 광범위하게 산출되어 생층서를 이용한 퇴적물의 퇴적시기 결정에 유용한 도구로 이용된다. 인도양 코아 퇴적물에서 방산층을 이용하여 관찰한 결과는 다음과 같다. 코아 NAP PC10-2N 주상시료의 방산층 생층서 연구 결과, 720-721 cm 구간에서 RN10-RN15에 산출하는 *Spongaster tetras*와 *Didymocyrtis tetrathalamus*가 동정되었다(Fig. 7-4). 따라서 이 주상시료의 최대연령은 신생대 플라이오세(Pliocene)에 해당하는 것으로 판단된다. 하지만 NAP PC 10-4S부분에서는 방산층이 발견되지 않았다. NAP PC 10-4s 시료는 추가 연령 결정을 위해 40cm-650cm까지 40cm간격으로 16개의 시료를 만들어 일본 국립자연박물관에 연대측정을 의뢰하였으며, NAP PC 10-02-01, NAP PC 10-02-02, NAP PC 10-1S는 각각20cm 간격으로 2개씩과 IR PC 10-02-01 4개를 포함한 10개의 slide glass를 추가 제작하고 이를 추가 분석 의뢰할 계획이다.

인도양 심해퇴적물에서 XRF 코아 스캐너로 분석된 K/Ti 값은 0과 3 사이에서 크게 변화하는 양상을 보였다 (Fig. 7-3). 이는 약 1정도의 값을 갖는 심해 원양성 적

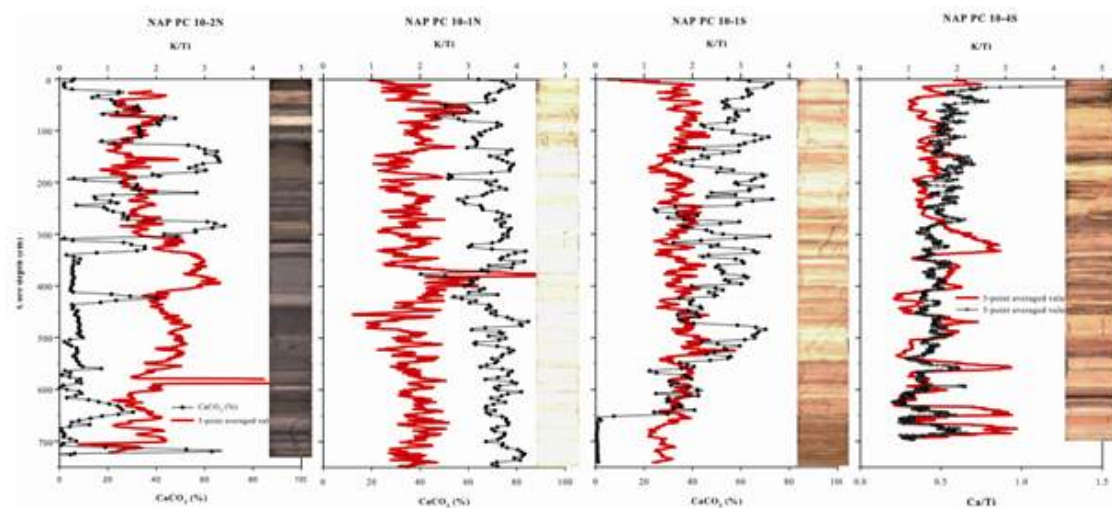


Figure 7-3. 2010년 NAP 탐사에서 획득한 퇴적물 시료 암상과 탄산염 함량변화, K/Ti 변화 양상

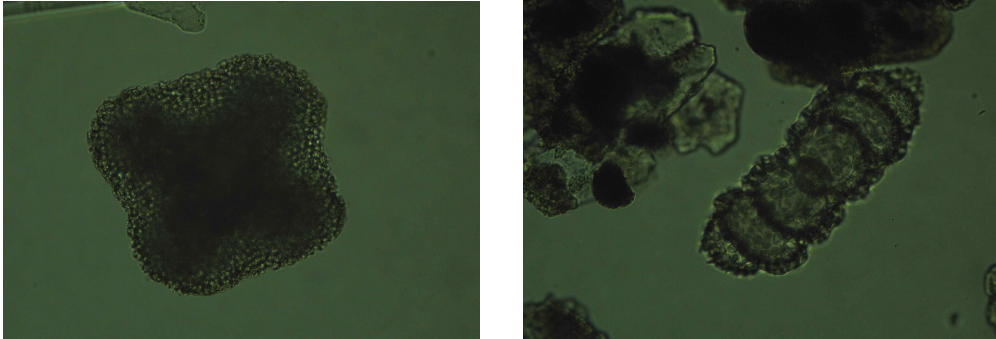


Figure 7-4. NAP PC 10-2N 주상시료의 720 - 721cm 구간에서 산출된 방산충 사진 (사진의 가로길이는 2mm)

점토와 약 3위 값을 갖는 인도 하천퇴적물 등이 포함된 저탁류의 교호로 나타난 현상으로 판단된다. 일반적으로 변성퇴적암이 많이 분포하는 갠지즈강 수계에는 일라이트가 다량 분포하며, 따라서 저탁류 퇴적물은 다른 퇴적물에 비해 높은 K/Ti비를 보이는 것으로 판단됨. 최북단 벵갈만에 가장 가까이 분포하는 NAP PC 10-2N 주상시료는 상부 300 cm까지는 탄산염 퇴적물이 우세하지만, 그 이하에서는 K/Ti 비가 2 이상인 매우 두꺼운 저탁류 퇴적층이 분포함 (Fig. 7-3). 최 남단 NAP PC 10-4S 주상시료에서 저탁류 퇴적물이 간헐적으로 끼는 것에 비해 이 최북단 시료는 두꺼운 저탁류 퇴적체가 관찰되며 이는 이 지역이 보다 빈번하고 강한 저탁류의 영향을 받았음을 시사한다.

이상의 기초 연구결과들을 다음과 같이 요약할 수 있다. 1) NAP PC 10-2N 주상시료의 방산충 생층서 연구결과 720 - 721 cm 구간에서 RN10-RN15에 산출하는 *Spongaster tetras*와 *Didymocyrtis tetrathalamus*가 동정되었으며, 이 주상시료의 최대연령은 Pliocene에 해당하는 것으로 판단된다. 2) 최북단에 위치하는 NAP PC 10-2N 주상시료는 상부 300 cm까지는 탄산염 퇴적물이 우세하지만, 그 이하에서는 K/Ti 비가 2 이상인 매우 두꺼운 저탁류 퇴적층이 분포하였다. 최남단 NAP PC 10-4S 주상시료에서 저탁류 퇴적물이 간헐적으로 끼는 것에 비해 이 최북단 시료는 두꺼운 저탁류 퇴적체가 관찰되며 이는 이 지역이 보다 빈번하고 강한 저탁류의 영향을 받은 것으로 판단된다. 3) 적도 해역 북위 1°와 남위 1°에서 각각 채취된 NAP PC 10-1N과 NAP PC 10-1S 주상시료는 대체로 60% 이상의 높은 탄산염함량을 보이며 이는 적도 해역의 고생산성에 기인한 것으로 판단된다 (Fig. 7-3). 이 두 주상시료의 K/Ti 비는 대략 2정도로 깊이에 따른 큰 변화 양상을 보이지 않으며, 저탁류의 존재를 지시할 만한 3정도의 높은 K/Ti비는 관찰되지 않았다.

7.4. 참고문헌

- Cochran, J. R., 1990. Himalayan uplift, sea level, and the record of Bengal Fan sedimentation at the ODP leg 116 sites. In: J. R. Cochran, et al. (Eds.), *Proceedings of the Ocean Drilling, Scientific Results*, vol. 116, pp. 397-414.
- Haake, B.m Ittekkot, V., Ramaswamy, V., Nair, R. R., and Curry, W. B., 1993. Seasonality and interannual variability of particle fluxes to the deep Arabian Sea. *Deep-Sea Research I*, 40, 1323-1344.
- Nath, B. N., Gupta, S. M., Mislankar, P. G., Rao, B. R., Parthiban, G., Roelandts, I., Patil, S. K., 2005. Evidence of Himalayan erosional event at ~0.5Ma from a sediment core from the equatorial Indian Ocean in the vicinity of ODP Leg 116 sites. *Deep-Sea Research II*, 52, 2061-2077.
- Rea, D. K., 1992. Delivery of Himalayan sediment to the northern Indian Ocean and its relation to global climate, sea level, uplift, and seawater strontium. In: Duncan, R. A., Rea, D. K., Kidd, R. B., von Rad, U., Weissel, J. K. (Eds.), *Synthesis of Results from Scientific Drilling in the Indian Ocean*. American Geophysical Union Geophysical Monograph, vol. 70, Washington DC, pp. 387-402.