

Notes

<https://doi.org/10.7850/jkso.2020.25.1.001>
pISSN : 1226-2978 eISSN : 2671-8820

마이오세 후기 안다만해에서 생물기원 오팔 함량의 폭감에 대한 논의

이종민¹ · 김성한² · 김부근^{3*}¹부산대학교 해양학과 박사과정, ²극지연구소 극지고환경 연구부 선임연구원, ³부산대학교 해양학과 교수

Discussion on the Late Miocene Biogenic Opal Crash in the Andaman Sea

JONGMIN LEE¹, SUNGHAN KIM² AND BOO-KEUN KHIM^{3*}¹Graduate Student, Department of Oceanography, Pusan National University, 2 Busandaehak-ro 63beon-gil, Geumjeong-gu, Busan 46241, Korea²Senior Researcher, Division of Polar Paleoenvironment, Korea Polar Research Institute, 26 Songdomirae-ro, Yeonsu-gu, Incheon 21990, Korea³Professor, Department of Oceanography, Pusan National University, 2 Busandaehak-ro 63beon-gil, Geumjeong-gu, Busan 46241, Korea*Corresponding author: bkkhim@pusan.ac.kr

Editor Jang-Jun Bahk

Received 1 March 2020; Revised 5 March 2020; Accepted 6 March 2020

ABSTRACT

마이오세 후기(약 6.7 Ma)에 나타난 생물기원 오팔 함량의 폭감(biogenic opal crash)이 안다만해에서 획득된 IODP Site U1447과 NGHP Site 17의 코아 퇴적층에서 확인되었다. 두 코아 사이의 오팔 함량과 전반적인 변화 경향에서 나타난 차이점은 실험분석에 사용된 시약의 농도와 층서 설정에 의해 계산된 퇴적률의 차이 때문이다. 안다만해에서 발생한 마이오세 후기 생물기원 오팔 함량의 폭감은 인도네시아 관통류(Indonesian Throughflow)의 차단으로 인한 서태평양으로부터의 영양염 공급 감소와 더불어 인도여름몬순의 약화에 의한 강수량 감소로 강물에 의한 영양염 공급 감소의 복합적인 요인에 의한 것으로 제안된다.

Biogenic opal crash at about 6.7 Ma was identified at both IODP Site U1447 and NGHP Site 17 in the Andaman Sea. The different biogenic opal content and general variation pattern between two sites may be attributed to the different concentration of analytical reagent and sedimentation rate estimated by the different chronological approaches. Nevertheless, this study suggests that the biogenic opal crash in the Andaman Sea is closely related to the restriction of Indonesian Throughflow and to the decreasing strength of Indian summer monsoon during the late Miocene, both of which resulted in the reduction of nutrient supply.

Keywords: Nutrient, Productivity, Indonesian Throughflow, IODP, Indian Ocean

1. 서론

마이오세(Miocene)는 신생대 기후 발달 과정에 있어 특징적인 변화가 나타나는 시기로 올리고세(Oligocene)에서 마이오세 초기까지는 상대적으로 안정적인 기후변화 양상을 보이고 마이오세 중기를 거치면서 급격한 전지구적 냉각이 발생하였다(Miller *et al.*, 1991). 약 16~13 Ma 동안 전지구적 저서성 유공충의 산소동위원소값이 대략 1~1.3% 증가하였으며 이는 동남극 빙상의 발달과 심층수의 냉각이 복합적으로 작용했기 때문으로 보고되었다(Woodruff *et al.*, 1989). Lyle *et al.*(1995)은 동적태평양에서 획득된 퇴적층에서 마이오세 중-후기(약 11~8 Ma)에 탄산염 함량의 급격한 감소 현상을 탄산염 폭감(carbonate crash)이라고 제안하였다. 이러한 탄산염 폭감은 태평양뿐만 아니라 대서양과 인도양의 마이오세 중-후기(약 12~10 Ma) 퇴적층에서도 보고되었다(Sigurðsson *et al.*, 1997; Lübbers *et al.*, 2019). 탄산염 폭감의 원인으로 심층수 순환

과 탄산염보상수심의 변화에 따른 표층생산성, 용해, 그리고 희석의 복합적인 효과가 제안되었다(Farrell *et al.*, 1995; Lyle *et al.*, 1995; Roth *et al.*, 2000). 최근 연구에서는 전지구적 냉각에 의한 화학적 풍화양상의 변화로 인해 육지에서 강을 통하여 해양으로 공급되는 칼슘과 탄산염 이온의 공급 변화가 마이오세 중-후기의 탄산염 폭감을 초래하는 중요한 요인으로 제안되기도 하였다(Lübbbers *et al.*, 2019).

태평양과 인도양에서 수행된 심해굴착계획(Deep Sea Drilling Project: DSDP)과 해양시추사업(Ocean Drilling Program: ODP)에서 획득된 결과에 의해 탄산염 폭감 사건 이후 마이오세 후기동안 생물기원(탄산염과 오팔) 퇴적물의 급격한 증가가 보고되었다(Farrell *et al.*, 1995; Dickens and Owen, 1996). 마이오세 후기 동안 발생한 생물번성(biogenic bloom)은 표층해양에서의 생산성과 관련하여 중요한 환경 변화를 지시하며, 주로 심층에서 표층으로 영양염 공급이 활발한 용승(upwelling) 지역에서 뚜렷하게 잘 관찰된다(Dickens and Owen, 1994). Bialik *et al.*(2020)은 서아라비아해 용승 해역에서 획득한 ODP 722B 코아를 이용해 약 11~9.6 Ma 시기에 생물기원의 오팔 함량이 증가했다고 보고하였다. Lübbbers *et al.*(2019)은 벵갈만에서도 대략 11.2 Ma 시기에 생물번성(탄산염)이 시작되었다고 보고하였다. 이러한 생물번성은 태평양과 대서양의 용승 해역에서도 관측되었다(Cortese *et al.*, 2004; Diester-Haass *et al.*, 2004). 마이오세 후기에 생물번성이 발생하는 요인으로 1) 대기순환 변화(예, 인도몬순)로 인한 용승에 의한 표층으로의 영양염 공급 증가(Bialick *et al.*, 2020; Lübbbers *et al.*, 2019), 2) 해양심층수 순환에 따른 해양 영양염의 재분배(Dickens and Owen, 1999) 등이 제시되었다.

북동인도양 해역에 위치한 안다만해에서 수행된 국제가스수화물사업(National Gas Hydrate Program: NGHP) 동안 획득된 Site 17의 코아 퇴적물에서 마이오세 후기의 생물번성이 끝난 뒤 약 6.7~5 Ma 시기에 생물기원 실리카(B_{Si})의 폭감(biogenic silica crash)을 발표하였다(Cawthern *et al.*, 2014). 이러한 생물기원 오팔(biogenic opal) 함량의 폭감은 서태평양과 인도양의 영양염 공급과 관련된 인도네시아 관통류(Indonesian Throughflow: ITF)의 차단과 관련되었다고 제안되었다. 이러한 생물기원 오팔 함량의 폭감 현상이 마이오세의 중요한 환경 변화 사건임에도 불구하고 그동안 탄산염함량 폭감과 생물번성 사건에 비해 관심과 연구가 상대적으로 부족했다. 이 연구는 안다만해에서 획득한 IODP (International Ocean Discovery Program: IODP) Expedition 353 Site U1447에서 분석된 생물기원 오팔 함량과 축적률 변화에 의한 마이오세 후기 오팔 함량의 폭감을 확인하고 기존에 발표된 NGHP Site 17의 결과와의 차이를 논의하려 한다.

2. 연구지역

안다만해는 말레이시아, 수마트라 섬 그리고 안다만 섬으로 둘러 싸인 반폐쇄형의 분지를 형성한다(Fig. 1). 안다만해는 서쪽에 위치한 안다만-니코바섬에 의해 벵갈만과 지리적으로 분리되고, 프리페리스 통로(Preparis Channel), 10도 통로(Ten Degree Channel), 그리고 대 통로(Great Channel)를 통해서 벵갈만과 해수가 교환된다. 남쪽의 말라카 해협을 통해 남중국해와 제한적으로 연결된다. 안다만해로 다량의 담수와 육상퇴적물의 주요 공급은 미얀마 지역에 위치한 이라와디(Irrawaddy), 쉘린(Salween) 그리고 싯탕(Sittang) 강들에 의한다(Fig. 1).

안다만해는 계절적인 인도몬순의 영향을 받는 해역으로, 표층해수의 순환이 계절에 따라 변화된다(Potemra *et al.*, 1991). 여름몬순 기간에는 강한 남서풍의 영향으로 주로 벵갈만에서 안다만해로 표층해류가 흐르며, 반대로 겨울몬순 기간에는 강한 북동풍의 영향으로 안다만해에서 벵갈만으로 표층해류가 흐른다(Fig. 1). 특히 여름철 안다만해는 주변 강들로부터 연간 총량의 80% 이상의 담수와 육상퇴적물을 공급받는다(Rao *et al.*, 2005).

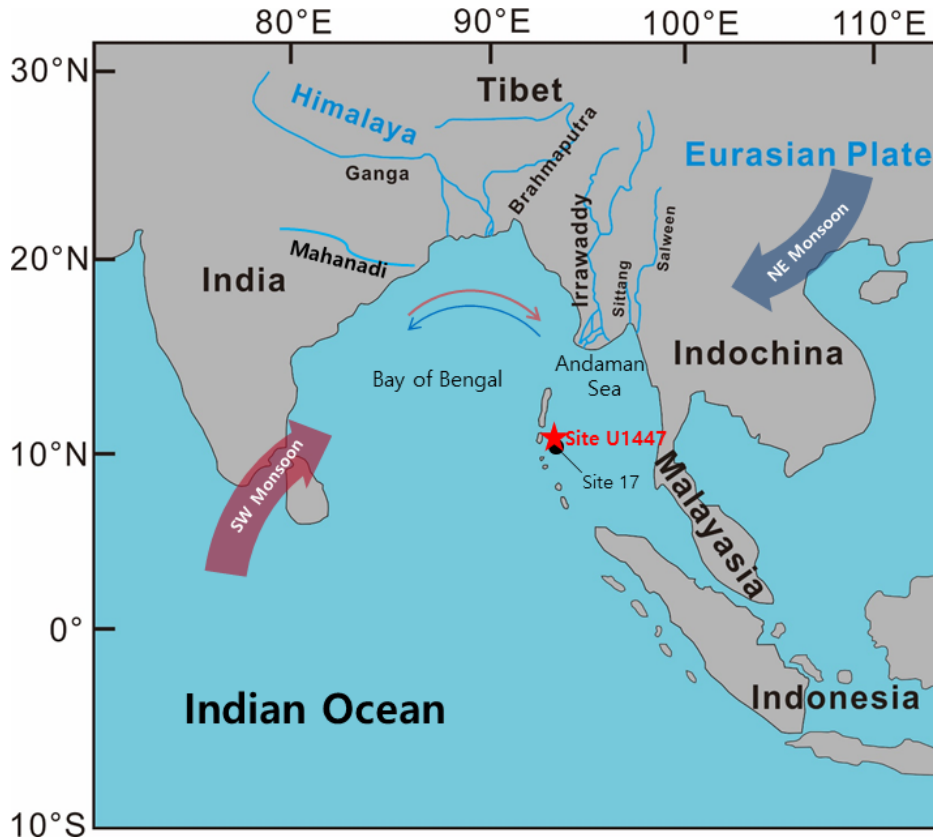


Fig. 1. Map showing the sampling location of IODP Site U1447 (red star) and NGHP Site 17 (black circle) in the Andaman Sea with the major rivers (Irrawaddy, Salween, Sittang) and the Indian monsoon characterized by seasonal wind and surface current (red: summer, blue: winter).

3. 재료 및 방법

3.1 연구코아와 연대설정

IODP Exp. 353 동안 안다만해 서쪽지역에 위치한 Site U1447 (10°47.40' N, 92°59.99' E, 수심 약 1400 m)의 Hole 1447A, Hole 1447B, 그리고 Hole 1447C에서 시추가 수행되었다(Fig. 1). 이 연구에서는 Hole 1447A에서 획득된 코아의 ~150 m에서 740 m까지의 구간에서 40개의 퇴적물 시료를 채취하였다. 코아 퇴적물은 4가지의 특징적인 암상으로 구분이 되며, 탄산염이 풍부한 얇은 저탁암층을 제외하고 홀로세에서 마이오세 후기의 퇴적물은 주로 반원양성의 점토와 생물기원 물질들로 구성되어 있다(Clemens *et al.*, 2016). 퇴적물 시료는 저탁암층을 피해 반원양성 퇴적물만을 채취하여 분석되었다. 코아 퇴적물의 연대측서는 선상에서 획득된 생층서(초미화석, 부유성유공충, 규조)자료와 고지자기 자료를 이용하여 설정되었고, 코아 최하단부의 연대가 대략 9.5 Ma로 마이오세 후기에 해당되었다(Clemens *et al.*, 2016).

3.2 생물기원 오팔 함량과 질량축적률

채취된 퇴적물은 냉장보관 후, 동결건조기를 이용하여 건조되고 아게이트몰로 분말화되었다. 생물기원 오팔 함량은 Mortlock and Froelich(1989)와 Müller and Schneider(1993)의 방법을 개량한 습식-알칼라인 순차 추출법(wet-alkaline sequential extraction method)을 사용해서 측정되었다. 약 10~15 mg의 퇴적물 분말시료를 원심분리용 튜브에 담은 후 1N

NaOH 용액을 30 ml씩 추가하였다. 이 후에 85°C 항온 수조(shaking water bath)에 넣고, 2 시간 이후부터 5 시간 이후까지 매 시간 100 μ l를 추출 한 뒤 0.1 N HCl 2 ml가 첨가된 바이알(vial)에 첨가하였다. 뒤이어 1차 발색을 위해 암모늄 몰리브데이트(ammonium molybdate) 시약을 2 ml씩 첨가 한 뒤 15분 후에 아황산메탈(metal sulfite), 옥살산(oxalic acid), 황산(sulfuric acid), 그리고 증류수를 5:4:4:4로 혼합하여 만든 2차 발색 시약을 3 ml 씩 첨가 시킨 후 반응시킨다. 다음으로 발색이 완료되는 최소 6시간 뒤에 분광분석기(spectrophotometer: Model biocrom Libra S22)를 이용하여 812 nm 파장에서 흡광도를 측정하여 생규소(Si_{bio}) 함량을 측정하였다. 측정된 생규소 함량의 오차 범위는 $\pm 1\%$ 이며, 측정된 생규소 함량에 규소와 오파의 비인 2.4를 곱하여 생물기원 오파 함량을 계산하였다(Mortlock and Froelich, 1989).

$$\text{Biogenic opal (\%)} = Si_{bio} (\%) \times 2.4 \quad (1)$$

오파 함량은 오파자체 성분의 증감뿐만 아니라 다른 성분 증감에 의한 희석효과의 영향을 받을 수 있기 때문에, 집적률(Mass Accumulation Rate: MAR)을 계산하였다. 집적률은 생물기원 오파 함량과 퇴적률(Linear Sedimentation Rate(cm/ka): LSR) 그리고 건조밀도(Dry Bulk Density (g/cm^3): DBD)를 곱해서 다음과 같이 계산되었다.

$$MAR(g/cm^2/ka) = \frac{\text{biogenic opal (\%)} * DBD * LSR}{100} \quad (2)$$

4. 결과 및 토의

IODP Site U1447의 오파 함량은 1%에서 14% 사이에서 변동하며 평균값은 약 5%이다(Fig. 2a). 지난 10 Ma 동안의 오파 함량은 전반적으로 감소하는 경향을 보이며, 8.7 Ma부터 약 6.7 Ma까지 상대적으로 급격한 감소를 보인다. 6.7 Ma에서 4.5 Ma까지 지속적인 감소를 보이다가 4.5 Ma 이후에는 증감이 관찰되지만 거의 일정한 값을 유지한다. IODP Site U1447의 오파 집적률($0.14 g/cm^2/ka$ ~ $0.95 g/cm^2/ka$, 평균: $0.39 g/cm^2/ka$)의 변화는 오파 함량과 매우 유사하다(Fig. 2b). IODP Site U1447과 인접한 지역에서 획득된 NGHP Site 17 코아의 오파 함량은 0.3%~7.9%(평균값: 약 3%) 사이에서 변동하고, 6.5 Ma에 급격히 감소하는 특징을 보이지만, 전반적으로 IODP Site U1447의 값과 비교하면 약 2~4 배가 낮다(Fig. 2c). 반면에 NGHP Site 17의 오파 집적률($0.02 g/cm^2/ka$ ~ $2.06 g/cm^2/ka$, 평균: $0.53 g/cm^2/ka$)은 9~8 Ma에 특별하게 높은 값을 보이 것이 특징적이며, 마이오세 동안 IODP Site U1447에 비하여 높은 값을 보이며 플라이오세와 플라이스토세는 오파 함량과 마찬가지로 매우 낮은 값을 유지한다(Fig. 2d). NGHP Site 17의 오파 집적률은 9~8 Ma 특징적으로 높은 값을 보이지만, 오파 함량과 오파 집적률 모두 약 6.7 Ma에 급격한 감소를 보인다. 6.7 Ma 이후 오파 함량과 오파 집적률은 증감없이 최소값으로 수렴되어 일정한 값을 유지한다.

IODP Site U1447과 NGHP Site 17은 인접한 곳에 위치해 있음에도 불구하고 오파 함량과 전반적인 변화 양상에서 약간의 차이를 보인다(Fig. 2a-2d). 두 코아의 생물기원 오파 함량의 차이는 실험분석 방법의 차이에 기인하는 것으로 생각된다. NGHP Site 17의 생규소 함량 분석은 DeMaster(1981)의 수정된 습식-알카라인 방법을 이용하였다(Cawthorn *et al.*, 2014). 추출에 이용된 시약은 0.1N NaOH로 IODP Site U1447에서 이용된 1N NaOH 시약에 비하여 10배 낮은 농도이다. 생규소 추출에 있어 농도가 낮은 NaOH를 사용하면 생규소의 함량이 상대적으로 과소평가되는 것으로 보고되었다(Iwasaki *et al.*, 2016). NGHP Site 17의 전반적인 변화 양상 및 9~8 Ma의 높은 오파 집적률은 코아의 연대를 설정하는 방법에 의해 기인된

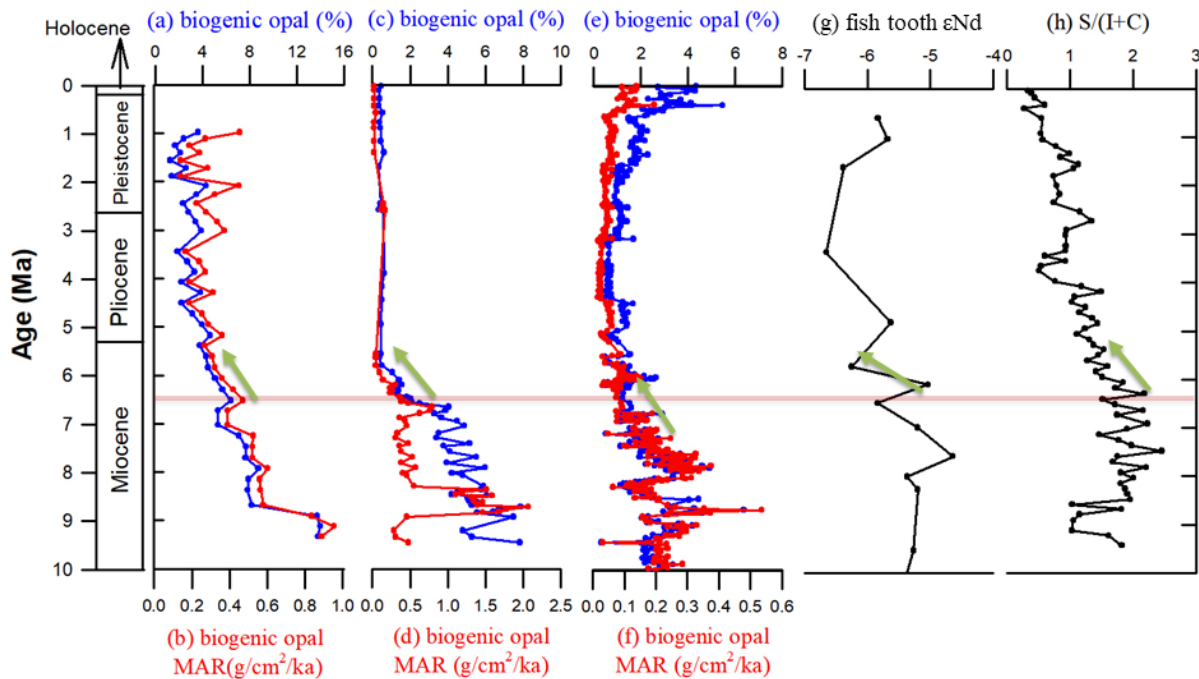


Fig. 2. Long-term variation of (a) biogenic opal content and (b) biogenic opal MAR at IODP Site U1447 (this study), (c) biogenic opal content and (d) biogenic opal MAR at NGHP Site 17 (Cawthorn *et al.*, 2014), (e) biogenic opal content and (f) biogenic opal MAR at ODP Site 1143 (Wang *et al.*, 2004), (g) fish tooth ϵNd variation at ODP Site 757 (Martin *et al.*, 2006), and (h) S/(I+C) [smectite/(illite+chlorite)] ratios at IODP Site U1447 (Lee *et al.*, 2020).

것으로 판단된다. IODP Site U1447의 연대는 선상에서 측정된 생층서(초미화석, 유공충 그리고 규조)와 고지자기 자료를 이용했으며, 생층서 결과와 고지자기 결과가 일치된 연대를 보였다(Clemens *et al.*, 2016). 이러한 연대 자료에 의하여 마이오세 후기에서 플라이오세 동안의 퇴적률은 6.5 cm/ka로 비교적 일정하였다. 반면에 NGHP Site 17의 경우 초미화석 자료만을 이용하여 생층서 연대를 설정하였으며 3.8~2.6 Ma의 부정합과 마이오세 후기 동안 12.9 cm/ka의 높은 퇴적률에 반하여 플라이오세 후기 이후 6 cm/ka의 낮은 퇴적률을 보였다(Cawthorn *et al.*, 2014). NGHP Site 17에서 9~8 Ma 동안 오팔 집적률의 급격한 증가와 NGHP Site 17의 마이오세 오팔 집적률이 IODP Site U1447보다 높은 이유는 아마도 연대 설정에 따른 퇴적률에 의한 차이로 해석된다. 하지만 IODP Site U1447과 NGHP Site 17가 인접한 위치의 같은 환경하에 놓여진 것을 고려할 때, 자료의 신뢰성을 좀 더 검증하기 위해 추가적인 시료의 재분석이 필요하다. 그럼에도 불구하고 흥미로운 사실은 두 코아의 오팔 함량과 오팔 집적률은 약 6.7 Ma에서 급격한 감소가 동일하게 관찰된다(Fig. 2a-2d). 안다만해와 마찬가지로 Wang *et al.*(2004)는 ODP Site 1143 (9°21.72' N, 113°17.11' E, 수심 2722 m) 코아를 이용해 남중국해에서 마이오세 후기(약 7.8 Ma)의 생규소 폭감을 발표하였다(Fig. 2e, 2f).

안다만해의 해수는 주변 육상에서 유출된 담수와 인도양과 태평양에서 공급된 해수가 혼합되어 형성된다(Rao *et al.*, 2005). 안다만섬과 니코바섬이 안다만해와 벵갈만해를 분리하면서 해저지형 특성상 두 해역 사이에 심층수의 교환이 차단되지만, 주요 통로(프리페리스, 10도 그리고 대통로)를 통해 두 해역의 중층수와 표층수는 비교적 자유롭게 교환된다(Dutta *et al.*, 2007). 안다만해의 표층수는 계절적 몬순 강수량의 변화에 따라 주변 강(이라와디, 셀린, 그리고 싯탕)으로부터 유출된 다량의 담수에 의해 영향을 받는다(Rao *et al.*, 2005). 인도네시아 관통류(ITF)를 통해 인도양과 태평양으로부터 유입된 해수가 표층의 탄산염 생산성(예, 유공충)과 오팔 생산성(예, 규조와 방상충)에 중요한 역할을 한다고 보고되었다(Kennett *et al.*, 1985).

인도양과 태평양 사이의 해수면 고도 차이로 인해 수온과 염분이 낮은 북태평양 표층수가 인도네시아 섬들 사이에 존재하는 수많은 좁은 수로를 통해 인도네시아 관통류(ITF)로 남중국해와 인도양으로 수송된다(Gordon *et al.*, 2012). 그러나, 인도양과 태평양 사이에 해수를 교환시키는 이 수로들은 지각변동에 의해 형성되었기 때문에, 마이오세 중-후기에서 오늘날에 이르기까지 해수면 변동과 해저지각의 융기와 침강에 의해 해수의 교환이 변화되었다(Susanto *et al.*, 2010). 남인도양과 서태평양에서 수행된 구조지질, 고생물 그리고 지화학 등의 다양한 연구결과에 의하면 마이오세 초기에서 마이오세 후기(약 23.7~5.3 Ma)동안 인도네시아 관통류(ITF)가 점진적으로 감소되었다(Kennett *et al.*, 1985; Nishimura and Suparka, 1997; Martin and Scher, 2006). Martin and Scher(2006)은 인도양의 90도 해령(Ninetyeast Ridge)에 위치한 ODP Site 757 (17°01' S, 88°10' E, 수심 약 1650 m)의 신생대 퇴적물에 보존된 어류 이빨(fish tooth)의 Nd 동위원소 값을 분석하였다. 약 6 Ma 시기에 ϵNd 값이 대략 -5 에서 -6.5로 감소한 것은 상대적으로 다른 해역들에 비해 높은 ϵNd 값을 가진 북태평양 해수의 영향이 감소되었기 때문으로 해석하였다. 이는 이 시기에 인도네시아 관통류(ITF)의 차단으로 영양염이 풍부한 서태평양 해수가 인도양으로 이동되는 것이 중단된 것과 밀접한 관련이 있다(Fig. 2g). 이러한 인도네시아 관통류(ITF)의 감소가 안다만해의 오팔 생산성의 폭감과 매우 관련이 있는 것으로 제안되었다.

인도여름몬순의 발달에 의해 증가된 강수량은 미얀마의 이라와디강 등을 통해 안다만해로 다량의 영양염이 공급되며 그 결과로 표층생산성이 증가한다고 보고되었다(Gupta and Thomas, 2003). 따라서 ~6.7 Ma의 생물기원 오팔 함량의 폭감은 인도여름몬순의 약화와도 관련되는 것으로 보여진다. Lee *et al.*(2020)은 IODP Site U1447의 점토광물 분석을 통해 S/(I+C) 비가 ~6.7 Ma에 감소했고 이는 미얀마 지역의 인도여름몬순의 감소와 건조도 증가 때문으로 해석하였으며, 전지구적 기온 하강과 밀접한 관련이 있다고 보고하였다(Fig. 2h). 따라서, 안다만해에서 마이오세 후기의 생물기원 오팔 함량의 폭감은 인도네시아 관통류(ITF)의 감소와 전지구적 기온하강과 관련된 인도여름몬순의 약화로 인한 육상 강수량 유출량 감소로 복합적인 작용에 의하여 영양염 공급이 감소되어 발생한 것으로 생각된다. 이러한 마이오세 후기에 발생한 오팔 함량 폭감의 정확한 원인을 규명하기 위해서는 인도양의 여러 지역에서 보다 많은 자료의 분석이 요구된다.

5. 요약

이 연구에서는 안다만해에서 획득한 IODP Exp. 353 Site U1447의 생물기원 오팔 함량과 축적률 변화를 통하여 마이오세 후기에 발생한 오팔 함량의 폭감을 확인하고 이전에 발표되었던 NGHP Site 17의 결과와의 차이를 논의하였다.

- 1) NGHP Site 17과 유사하게 IODP Site U1447의 오팔 함량과 축적률은 ~6.7 Ma의 오팔 함량의 폭감을 보였다.
- 2) IODP Site U1447과 NGHP Site 17의 오팔 함량 및 축적률의 차이는 분석실험에 사용된 시약의 농도와 층서 설정에 의한 퇴적률의 차이 때문이다.
- 3) 안다만해에서 ~6.7 Ma 발생한 생물기원 오팔 함량의 폭감은 인도네시아 관통류(ITF)의 차단과 인도여름몬순의 감소의 복합적인 요인에 의해 발생되었던 것으로 해석된다.

사 사

코아퇴적물 획득에 도움을 주신 일본 고치코아센터, 고치대학교 그리고 JAMSTEC 모든 관계자분들께 더불어 모든 IODP Exp. 353 과학자 및 승조원 분들께도 감사 인사드립니다. 부족한 자료 해석에 많은 지적과 도움을 주신 두 분의 심사자들에게 깊은 감사를 드립니다. 이 연구는 부산대학교 기본연구지원사업(2년)으로 수행되었습니다.

참고문헌(References)

- Bialik, O.M., G. Auer, N.O. Ogawa, D. Kroon, N.D. Waldmann and N. Ohkouchi, 2020. Monsoon, upwelling, and the deoxygenation of the northwestern Indian Ocean in response to Middle to late Miocene global climatic shifts. *Paleoceanogr. Paleoclimatol.*, **35**: 2019PA003762.
- Cawthorn, T., J.E. Johnson, L. Giosan, J.A. Flores, K. Rose and E. Solomon, 2014. A late Miocene-Early Pliocene biogenic silica crash in the Andaman Sea and Bay of Bengal. *Mar. Petrol. Geol.*, **58**: 490-501.
- Clemens, S.C., W. Kuhn, L.J. LeVay and the Expedition 353 Scientists, 2016. Indian monsoon rainfall. *Proceedings of the International Ocean Discovery Program*, **353**.
- Cortese, G., R. Gersonde, C.-D. Hillenbrand and G. Kuhn, 2004. Opal sedimentation shifts in the world ocean over the last 15 Myr. *Ear. Plan. Sci. Lett.*, **224**: 509-527.
- Dickens, G.R. and R.M. Owen, 1994. Late Miocene-Early Pliocene manganese redirection in the central Indian Ocean: expansion of the intermediate water oxygen minimum zone. *Paleoceanography*, **9**: 169-181.
- Dickens, G.R. and R.M. Owen, 1996. Sediment geochemical evidence for an Early-middle Gilbert (Early Pliocene) productivity peak in the North Pacific red Clay Province. *Mar. Micropaleontol.*, **27**: 107-120.
- Dickens, G.R. and R.M. Owen, 1999. The latest Miocene-early Pliocene biogenic bloom: A revised Indian Ocean perspective. *Mar. Geol.*, **161**: 75-91.
- Diester-Haass, L., P.A. Meyers and T. Bickert, 2004. Carbonate crash and biogenic bloom in the late Miocene: Evidence from ODP Sites 1085, 1086, and 1087 in the Cape Basin, southeast Atlantic Ocean. *Paleoceanography*, **19**: PA1007.
- DeMaster, D.J., 1981. The supply and accumulation of silica in the marine environment. *Geochim. Cosmochim. Acta*, **45**: 1715-1732.
- Dutta, K., R. Bhushan and B.L.K. Somayajulu, 2007. Rapid vertical mixing rates in deep waters of the Andaman Basin. *Sci. Total Environ.*, **384**: 401-408.
- Farrell, J.W., I. Raffi, T.R. Janecek, D.W. Murray, M. Levitan, K.A. Dadey, K.C. Emeis, M. Lyle, J.A. Flores and S. Hovan, 1995. Late Neogene sedimentation patterns in the eastern equatorial Pacific. In: *Proceedings of the Ocean Drilling Program*, edited by Pisias, N.G., L.A. Mayer, T.R. Janecek, A. Palmer-Julson and T.H. van Andel, 1995. *Scientific Results*, **138**: 717-756.
- Gordon, A.L., B.A. Huber, E.J. Metzger, R.D. Susanto, H.E. Hurlburt and T.R. Adi, 2012. South China Sea Throughflow impact on the Indonesian Throughflow. *Geophys. Res. Lett.*, **39**: 1-7.
- Gupta, A.K. and E. Thomas, 2003. Initiation of Northern Hemisphere glaciation and strengthening of the northeast Indian monsoon: Ocean Drilling Program Site 758, eastern equatorial Indian Ocean. *Geology*, **31**: 47-50.
- Iwakaki, S., K. Takahashi, Y. Kanematsu, H. Asahi, J. Onodera and A.C. Ravelo, 2016. Paleoproductivity and paleoceanography of the last 4.3 Myrs at IODP Expedition 323 Site U1341 in the Beig Sea based on biogenic opal content. *Deep-Sea Res. II*, **125-126**: 145-154.
- Kennett, J.P., G. Keller and M.S. Srinivasan, 1985. Miocene planktonic foraminiferal biogeography and paleoceanography development of the Indo-Pacific region. In: *The Miocene Ocean: Paleoceanography and Biogeography*, edited by Kennett, J.P., *Geo. Soci. of Ameri. Memo.*, **163**: 197-236.
- Lee, J., S. Kim, J.I. Lee, H.G. Cho, S.C. Phillips and B.-K. Khim, 2020. Monsoon-influenced variation of clay mineral compositions and detrital Nd-Sr isotopes in the western Andaman Sea (IODP Site U1447) since the late Miocene. *Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol.*, **538**: 109339.
- Lübbers, J., W. Kuhnt, A.E. Holbourn, C.T. Bolton, E. Gray, Y. Usui, K.G.D. Kochhann, S. Beil and N. Anderson, 2019. The middle to late Miocene “carbonate crash” in the equatorial Indian Ocean. *Paleoceanogr. Paleoclimatol.*, **34**: 813-832.
- Lyle, M., K.A. Dadey and J.W. Farrell, 1995. The late Miocene (11-8 Ma) eastern Pacific carbonate crash: evidence for reorganization of deepwater circulation by the closure of the Panama Gateway. In: *Proceedings of the Ocean Drilling*

- Program, edited by Pisias, N.G., L.A. Mayer, T.R. Janecek, A. Palmer-Julson and T.H. van Andel, 1995. *Scientific Results*, **138**: 821-838.
- Martin, E.E. and H. Scher, 2006. A Nd isotopic study of southern sourced waters and Indonesian Throughflow at intermediate depths in the Cenozoic Indian Ocean. *Geochem. Geophys. Geosyst.*, **7**: 1-14.
- Miller, K.G., J.D. Wright and R.G. Fairbanks, 1991. Unlocking the ice house: Oligocene-Miocene oxygen isotopes, eustasy, and margin erosion. *J. Geophys. Res. Soli. Ear.*, **96**: 6829-6848.
- Mortlock, R.A. and P.N. Froelich, 1989. A simple method for the rapid determination of biogenic opal in pelagic marine sediments. *Deep Sea Res. Part A. Oceano. Res. Pa.*, **36**: 1415-1426.
- Müller, P.J. and R. Schneider, 1993. An automated leaching method for the determination of opal in sediments and particle matter. *Deep Sea Res. I*, **40**: 425-444.
- Nishimura, S. and S. Suparka, 1997. Tectonic approach to the Neogene evolution of Pacific-Indian Ocean seaways. *Tectonophysics*, **281**: 1-16.
- Potemra, J.T., M.E. Luther and J.J. O'Brien, 1991. The seasonal circulation of the upper ocean in the Bay of Bengal. *J. Geophys. Res. Ocea.*, **96**: 12667-12683.
- Rao, P., V. Ramaswamy and S. Thwin, 2005. Sediment texture, distribution and transport on the Ayeyarwady continental shelf, Andaman Sea. *Mar. Geolo.* **216**: 239-247.
- Roth, J.M., A. Droxler and K. Kameo, 2000. The Caribbean carbonate crash at the middle to late Miocene transition: Linkage to the establishment of the modern global ocean conveyor. In: *Proceedings Ocean Drilling Program*, edited by Leckie, R.M., H. Sigurdsson, G.D. Acton and G. Draper, 2000. *Scientific Results*, **165**: 249-273.
- Sigurdsson, H., R.M. Leckie, G.D. Acton and Shipboard Scientific Party, 1997. Caribbean ocean history and the Cretaceous/Tertiary boundary event. *Proceeding Ocean Drilling Program, Initial Reports*, **165**.
- Susanto, R.D., G. Fang, I. Soesilo, Q. Zheng, F. Qiao, Z. Wei and B. Sulisty, 2010. SITE: South China Sea-Indonesian Seas transport/exchange. *EOS Trans.* **30**: 261-263.
- Wang, R., J. Li and B. Li, 2004. Data report: Late Miocene-Quaternary biogenic opal accumulation at ODP Site 1143, southern South China Sea. In: *Proceedings of the Ocean Drilling Program*, edited by Prell, W.L., P. Wang, P. Blum, D.K. Rea and S.C. Clemens, 2004. *Scientific Results*, **184**: 1-12.
- Woodruff, F. and S.M. Savin, 1989. Miocene deepwater oceanography. *Paleoceanography*, **4**: 87-140.