

Article

동남극 윌크스랜드 대륙대의 마이오세 중-후기 동안 생물기원 오팔 생산과
고기후 변화(IODP Exp 318 Site U1359)

송부한 · 김부근*

부산대학교 자연과학대학 해양학과
(609-735) 부산광역시 금정구 부산대학로 63번길 2

Biogenic Opal Production and Paleoclimate Change in the Wilkes Land
Continental Rise (East Antarctica) during the Mid-to-late Miocene
(IODP Exp 318 Site U1359)

Buhan Song and Boo-Keun Khim*

*Department of Oceanography, College of Natural Sciences, Pusan National University
Busan 609-735, Korea*

Abstract : A 450 m-long sediment section was recovered from Hole U1359D located at the eastern levee of the Jussieu submarine channel on the Wilkes Land continental rise (East Antarctica) during IODP Expedition 318. The age model for Hole U1359D was established by paleomagnetic stratigraphy and biostratigraphy, and the ages of core-top and core-bottom were estimated to be about 5 Ma and 13 Ma, respectively. Biogenic opal content during this period varied between 3% and 60%. In the Southern Ocean, high biogenic opal content generally represents warm climate characterized by the increased light availability due to the decrease of sea-ice distribution. The surface water productivity change in terms of biogenic opal content at about 10.2 Ma in the Wilkes Land continental rise was related to the development of Northern Component Water. After about 10.2 Ma, more production of Northern Component Water in the North Atlantic caused to increase heat transport to the Southern Ocean, resulting in the enhanced diatom production. Miocene isotope events (Mi4~Mi7), which are intermittent cooling intervals during the Miocene, appeared to be correlated to the low biogenic opal contents, but further refinement was required for precise correlation. Biogenic opal content decreased abruptly during 6 Ma to 5.5 Ma, which most likely corresponds to the Messinian salinity crisis. Short-term variation of biogenic opal content was related to the extent of sea-ice distribution associated with the location of Antarctic Polar Front that was controlled by glacial-interglacial paleoclimate change, although more precise dating and correlation will be necessary. Diatom production in the Wilkes Land continental rise increased during the interglacial periods because of the reduced sea-ice distribution and the southward movement of Antarctic Polar Front.

Key words : biogenic opal, surface water productivity, sea-ice distribution, Northern Component Water, paleoclimate, Wilkes Land, East Antarctica

*Corresponding author. E-mail : bkkhim@pusan.ac.kr

1. 서 론

남빙양의 해빙 형성은 알베도의 계절적인 변화를 야기시켜 태양광의 흡수에 영향을 미친다(Ebert et al. 1995). 더불어 겨울 동안의 결빙에 의한 염 방출(brine ejection)과 봄-여름 동안 해빙이 녹으면서 공급된 담수는 심층수의 형성에 중요한 작용을 하여 전지구적 열염 순환과 기후변화에도 영향을 미친다(e.g. Shin et al. 2003). 남빙양 표층 수괴의 일차생산성은 빛의 가용도에 의해 조절되기 때문에 해빙은 일차생산(primary production)과 송출생산(export production)에도 영향을 주는 것으로 알려져 있다. 따라서, 남빙양의 해빙은 표층 해수로 투과하는 태양광을 차단하여 식물플랑크톤의 성장을 방해하기 때문에 해빙이 확장한 시기에는 표층 해수의 일차생산성이 감소되어 심해로 침강하는 입자 플럭스가 적게 관측된다(e.g. Abelmann and Gersonde 1991; Wefer and Fischer 1991).

남빙양 표층 해수의 일차생산성은 전세계 해양의 규산염 순환에 중요한 영향을 미친다(e.g. Ragueneau et al. 2000). 규산염은 해양생태계에서 중요한 영양염으로 규조(diatom), 규질편모조류(silicoflagellate), 방산충(radiolarian), 해면동물(sponge)들의 피각과 골편 형성에 이용된다. 남빙양의 차가운 표층 수괴에서는 규조에 의한 일차생산이 우세하기 때문에 남빙양 심해퇴적물에 보존된 생물기원 물질들은 주로 규산질 식물플랑크톤으로 구성되어 있다(e.g. Goodell 1973). 따라서 규산질의 생물기원 물질들은 퇴적물 내에서 생물기원 오팔(biogenic opal)의 형태로 존재하며, 표층 해수에 서식하는 규조의 일차생산성을 지시한다.

전세계 생물기원 규산염 축적의 37% 이상이 남빙양에서 일어난다고 보고되었다(Ragueneau et al. 2000). 이것은 대기중의 이산화탄소 농도가 남빙양의 이산화탄소 흡수량 변화와 밀접한 연관이 있다는 것을 시사한다(Francois et al. 1997; Sigman and Boyle 2000). Takahashi et al. (2002)는 남위 50도 이남의 지역에서 남빙양에 의해 제거되는 대기 중의 이산화탄소가 전체 해양이 제거하는 이산화탄소의 20% 이상을 차지한다고 보고하였다. 대기 중 이산화탄소의 농도 변화는 지구의 기후 변화와 매우 밀접한 관련이 있으며, 일반적으로 대기 중 이산화탄소의 농도는 빙하기 동안 감소하고 간빙기 동안 증가한다고 알려져 있다(Petit et al. 1999). 대기 중 이산화탄소의 농도가 빙하기 동안 낮은 것은 대기 중 이산화탄소 일부가 해양으로 제거되었기 때문이다(Sigman and Boyle 2000). 생물 펌프(biological pump)는 표층 해수의 일차생산자에 의해 대기 중 이산화탄소와 해수의 무기탄소가 유기탄소로 전환되어 심층으로 전달되는 과정으로, 남빙양에서 생물 펌프의 효율 변화는 빙하기-간빙기에 따른 대기 중 이산화탄소의 농도 변화의 잠재적인 원인으로 제기되어 왔다

(e.g. Sarmiento and Toggweiler 1984). 그러므로 남빙양의 고생산성을 재구성하고 전지구적인 기후 변화와 연결하는 것은 지구의 기후 시스템을 이해하기 위해 매우 중요하다.

심해시추계획(Deep Sea Drilling Project)의 시작 이후 심해 퇴적물의 채취가 용이해지면서 심해퇴적물을 이용한 고기후/고해양학적 변화에 대한 다양한 연구들이 진행되었다. 예를 들어, Zachos et al. (2001)은 심해시추계획과 대양시추연구(Ocean Drilling Program)에서 획득된 40개 이상의 시추코어 퇴적물에서 분석된 저서성 유공충의 산소동위원소 값을 통합하여 지난 65 Ma 동안의 전지구적 기후 변화를 정리하였다. 수 천만년 기간의 산소동위원소 기록은 전지구적인 온난화와 냉각화를 반영하는 여러 사건들을 지시하고 있다. 그 중 가장 뚜렷한 온난화 경향은 팔레오세(Paleocene) 중기에서 에오세(Eocene) 초기에 나타나며, 'Paleocene Eocene Thermal Maximum'과 'early Eocene Climate Optimum'으로 알려져 있다. 이후 약 17 Ma 동안의 긴 냉각 경향이 타스마니아 해협(Tasmania Passage)과 드레이크 해협(Drake Passage)이 열리는 것과 함께 남극 빙상이 형성되는 올리고세(Oligocene) 후기까지 지속된다. 올리고세 후기 이후 마이오세(Miocene) 중기인 15 Ma까지는 빙하의 부피가 감소하고 저층수의 온도가 약간 증가하는 경향의 온난한 시기였다. 그리고 마이오세 중기 이후 약 10 Ma까지 점진적인 냉각화가 나타났으며 남극의 주요 빙상들이 발달하였다.

남극해에서 마이오세 시기의 고기후 변화 연구들은 많이 수행되었다(Wright et al. 1991; Wright and Miller 1993; Flower and Kennett 1994; Billups 2002; Vlastélic et al. 2005). 예를 들어, 남극대륙의 빙상은 마이오세 동안의 기후 변화와 연관되어 발달되었기 때문에, 이러한 빙상의 발달 역사는 남극해의 퇴적물에 잘 기록되어 있다(De Santis et al. 2003; Escutia et al. 2005). 약 34 Ma 경 드레이크 해협과 타스마니아 해협이 열리면서 남극 순환류(Antarctic Circumpolar Current)가 형성되었고 남극 대륙이 열적으로 고립되어 남극대륙의 빙상이 처음으로 형성되었다(Zachos et al. 2001). 마이오세 중기 이후 전지구적인 냉각 작용으로 동남극 빙상이 발달하였고, 이후 서남극 지역까지 빙상이 확장되었다(Wright et al. 1992). 따라서 동남극 해역의 심해 퇴적물 연구를 통해서 마이오세 시기의 기후 변화와 연관된 동남극 빙상의 거동에 대한 변화 양상을 파악할 수 있을 것으로 생각된다.

윌크스랜드(Wilkes Land) 대륙주변부 지역은 동남극 빙상의 거동 분석을 위한 핵심적인 지역으로 동남극 빙하저분지와 연관된 윌크스 빙하저분지(Wilkes subglacial basin)에 위치한다(Ferraccioli et al. 2001). 윌크스 빙하저분지를 통해 배출되는 동남극 빙상의 기저면은 많은 부분이 해수면 아래에 위치하기 때문에 다른 동남극 지역의

빙상들에 비해 기후 변화에 대해 민감한 특징을 가지고 있다(DeConto and Pollard 2003). 따라서 윌크스랜드 대륙주변부 퇴적물에는 전지구적 기후 변화와 밀접하게 연관되어 있는 동남극 빙상의 발달에 대한 정보가 기록되어 있을 것으로 예상된다. 이 연구에서는 2010년 1월 3일부터 3월 8일까지 동남극 윌크스랜드 해역에서 수행된 Integrated Ocean Drilling Program(IODP) Expedition 318 동안 윌크스랜드 대륙대 지역에서 획득된 시추 코아 U1359D의 퇴적물에 보존된 생물기원 오팔 함량을 분석하여 마이오세 중-후기 동안의 고환경 변화를 조사하였다.

2. 연구지역

동남극 윌크스랜드 대륙주변부는 100°E-142°E 사이에 위치하고 있으며 오늘날 남극 전선(Antarctic Polar Front) 남쪽의 남극 순환류의 남쪽 경계에 위치하고 있다(Fig. 1). 윌크스랜드 대륙주변부의 동쪽 연안에 위치한 아델리 해안(Adélie Coast)과 조지 5세 해안(George V Coast)은 동남극 빙상이 배출되는 지역으로 빙벽(ice cliff)들과 두 개의 주요한 분출빙하(outlet glacier)인 메르츠(Mertz) 빙하와 닌니스(Ninnis) 빙하가 발달한다(Fig. 1). 이러한 분출빙하들은 빙설(ice tongue)의 형태로 해양쪽으로 확장되며, 육상에서 해양으로의 빙하 배출과 퇴적물 수송에 중요한 역할을 한다(Anderson et al. 1980).

윌크스랜드 대륙주변부의 대륙붕, 대륙사면, 그리고 대륙대는 퇴적과정 동안의 지속적인 빙하 작용으로 독특한 지형적인 특징을 보인다. 대륙붕의 평균 넓이는 125 km이고, 평균 수심은 400-500 m이다. 대륙붕단에서 수심 약

2000-2500 m까지 발달한 대륙사면은 좁고 가파르며 해저 협곡(submarine canyon)들이 발달되어 있다(Porter-Smith 2003). 대륙사면에서 연장된 대륙대는 대륙사면의 해저협곡에서부터 이어진 복잡한 형태의 수로들 때문에 기복이 심한 지형이 발달되어 있다(Escutia et al. 2000).

윌크스랜드 대륙주변부는 쥐라기 중기(mid-Jurassic)에서 백악기(Cretaceous) 동안에 호주대륙과 남극대륙이 분리되면서 형성되었다(Cande and Mutter 1982). 윌크스랜드 대륙주변부의 층서는 주로 다중 음향 탄성과(multichannel seismic) 조사에 의하여 설정되었다. 윌크스랜드 대륙주변부 지역이 에오세부터 빙하의 영향을 받기 시작했다는 것을 지시하는 부정합면으로 초기에 WL-2라고 명명되었고 이후에 WL-U3으로 새롭게 명명된 부정합면 위로 두꺼운(약 1,600 m) 퇴적 시퀀스(sedimentary sequence)가 형성되어 있다(Eittrheim et al. 1995; Escutia et al. 1997, 2005; De Santis et al. 2003).

3. 재료 및 방법

시추 지점 U1359에서 총 4개의 시추코아(U1359A, U1359B, U1359C, U1359D)가 획득되었다. 이 연구에서는 코아 U1359D를 이용하였다(Fig. 2). 코아 U1359D의 총 길이는 450 m이며 시추되지 않은 구간을 제외하고 269 m가 획득되었다. 코아 퇴적물은 선상에서 절개되어 퇴적물과 암상의 특성을 기술한 후에 부시료를 채취하여 냉장 보관한 후에 부산대학교 실험실로 운반되었다. 코아 퇴적물의 자연 감마선(natural gamma radiation, NGR) 값은 IODP Expedition 318 동안 선상에서 Whole-Round

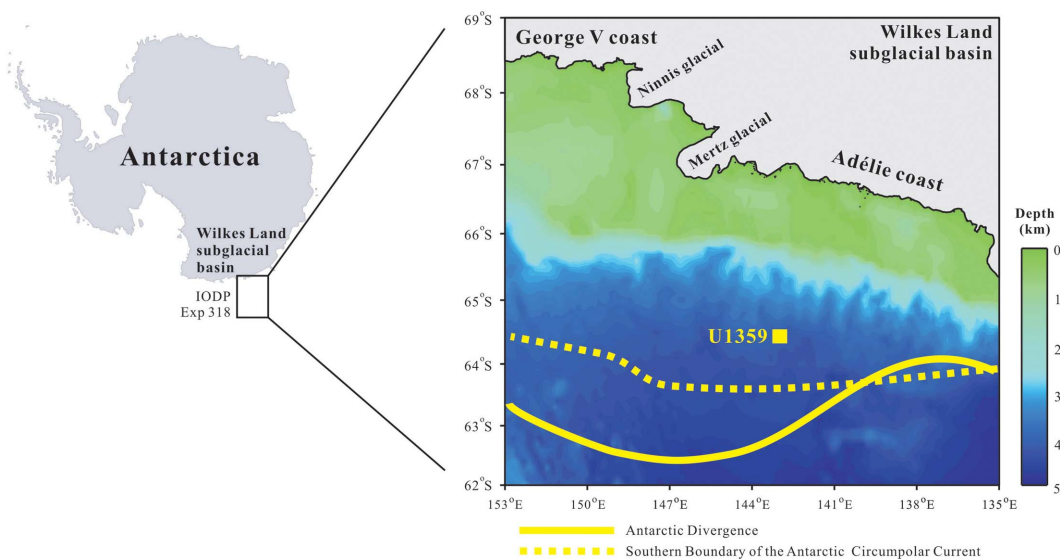


Fig. 1. Map showing location of Hole U1359D in the Wilkes Land continental rise (East Antarctica). Location of Antarctic Divergence and Southern Boundary of the Antarctic Circumpolar Current

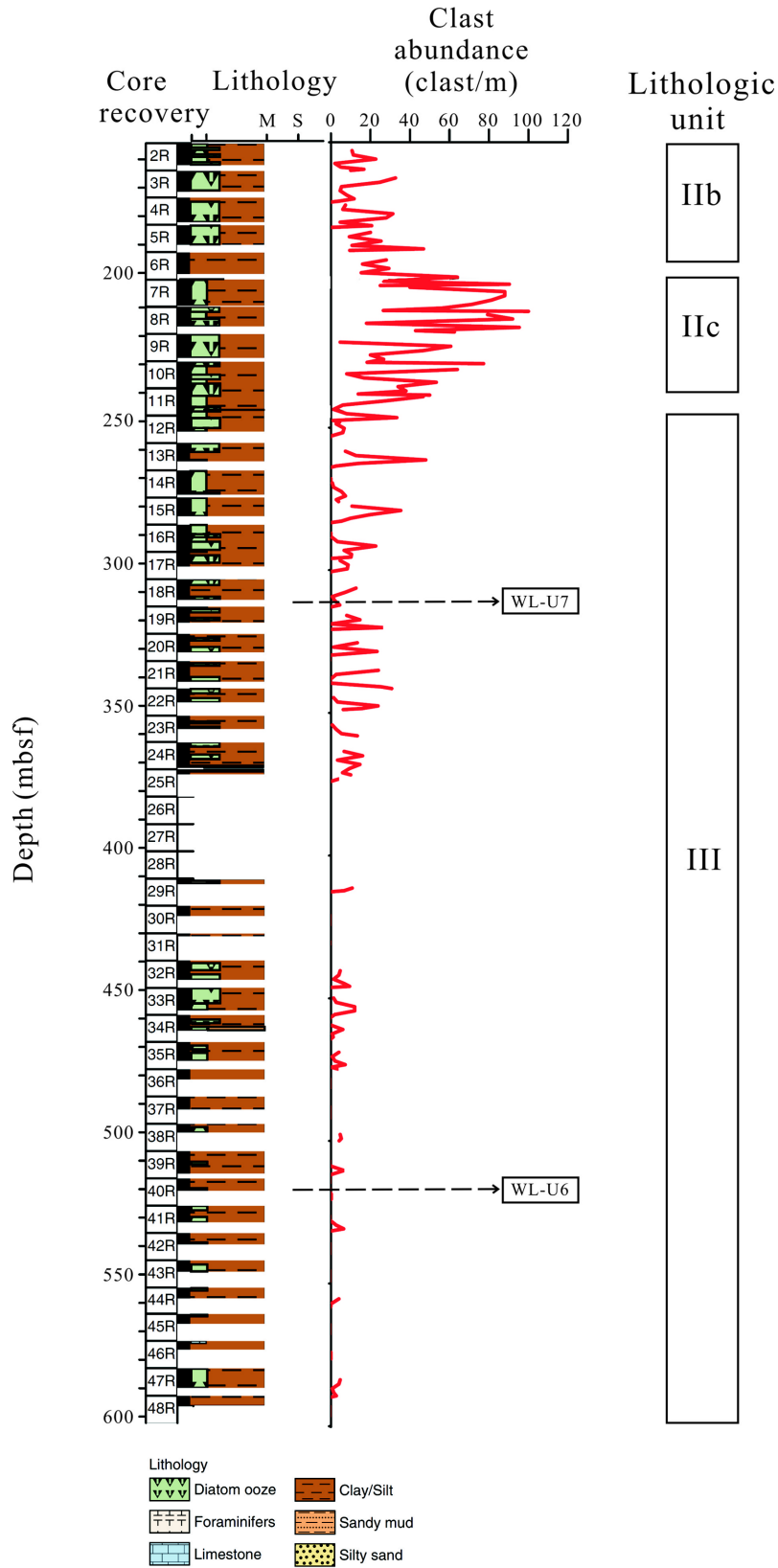


Fig. 2. Lithologic log of Hole U1359D with the variation of clast abundance and lithologic units (Expedition 318 Scientists, 2011). Hole U1359D consists of lithologic units IIb, IIc and III. WL-U6 and WL-U7 indicate the location of seismic unconformity

Multisensor Logger와 Section Half Multisensor Logger를 이용하여 승선 과학자들에 의해 측정되었다(Escutia et al. 2011).

코아 U1359 퇴적물은 대부분 실트질 점토(silty clay)로 구성되어 있으며 암층서 특징에 따라 3개의 암상 단위(Lithologic unit)로 구분된다(Escutia et al. 2011). Unit I은 코아 상부(0-38.64 mbsf)에 해당되며 황갈색(yellow brown)과 올리브 회색(olive gray)을 띠며, 쇄설성 입자의 함량이 적은 규조가 풍부한 실트질 점토와 유공충이 풍부한 점토질 실트(clayey silt) 및 사질 실트(sandy silt)로 구성되어 있다. Unit II는 코아 38.64-247.11 mbsf 구간에 해당되며 Unit IIa, Unit IIb, Unit IIc로 세분된다. Unit IIa(38.64-99.87 mbsf)는 생물교란 구조를 보이는 규조가 풍부한 실트질 점토와 올리브 회색의 실트질 점토층이 교호되어 있다. Unit IIb(99.87-200.10 mbsf)의 기본적인 특징은 Unit IIa와 유사하지만 규조 함량이 풍부한 퇴적물로 구성되어 있다. Unit IIc(200.10-247.11 mbsf)는 Unit IIa와 Unit IIb에 비해서 조립한 쇄설성 입자들을 더 많이 함유한 퇴적물로 구성되어 있다. Unit III은 코아 하부 247.11-596.31 mbsf 구간으로 어두운 녹회색(dark greenish gray)을 띠며 층리가 발달한 점토와 규조가 풍부한 실트질 점토층으로 구성되어 있으며 생물교란 구조가 많이 나타나는 것이 특징이다. 이 연구에서 이용한 코아 U1359D는 Unit IIb, Unit IIc와 Unit III으로 구성되어 있다(Fig. 2).

코아 U1359의 기본적인 고지자기 층서(paleomagnetic stratigraphy)와 생층서(biostratigraphy)는 선상과학자들에

의해 설정되었다(Escutia et al. 2011). 퇴적물의 고지자기는 선상에서 코아를 절개한 후 2G Enterprises 초전도자력계(cryogenic magnetometer)를 이용하여 5 cm 단위로 측정되었으며, 잔류자기를 제거한 후 자연잔류자기(natural remanent magnetization) 값을 획득하였다. 측정된 자연잔류자기 값으로 설정된 고지자기 층서는 GPTS(The Geomagnetic Polarity Time Scale)와의 대비를 통하여 고지자기 연대가 결정되었다(Gradstein et al. 2004). 퇴적물의 생층서는 규조와 방산충을 분석하여 결정되었다. 이 연구에서 이용된 코아 U1359D의 연대 모델은 고지자기 층서와 생층서 자료를 이용하여 설정되었으며, 자세한 연대 모델 설정은 Tauxe et al. (2012)에 의해 발표되었다(Fig. 3). 고지자기와 생층서 연대자료에 의하면 코아 U1359D의 최상부는 약 5 Ma에 해당되며 최하단부는 약 13 Ma로 예측되었다.

선상에서 채취되어 냉장 보관된 퇴적물 부 시료는 동결 건조된 후, 아게이트몰탈을 이용하여 분말화되었다. 코아 U1359D의 총 238개 퇴적물을 이용하여 생규소(biogenic silica; Si_{bio}) 함량이 분석되었다. DeMaster (1981)과 Mortlock and Froelich (1989)의 방법을 개량한 습식-알칼리 라인 순차 추출법(wet-alkaline sequential extraction method)에 따라 추출된 생규소 함량은 분광분석기(spectrophotometer: Model biocrom Libra S22)를 사용하여 측정되었다. 생규소 함량의 측정된 오차 범위는 ±1%이다. 측정된 생규소 함량에 규소와 오파의 비인 2.4를 곱하여 생물기원 오파 함량을 계산하였다(Mortlock and

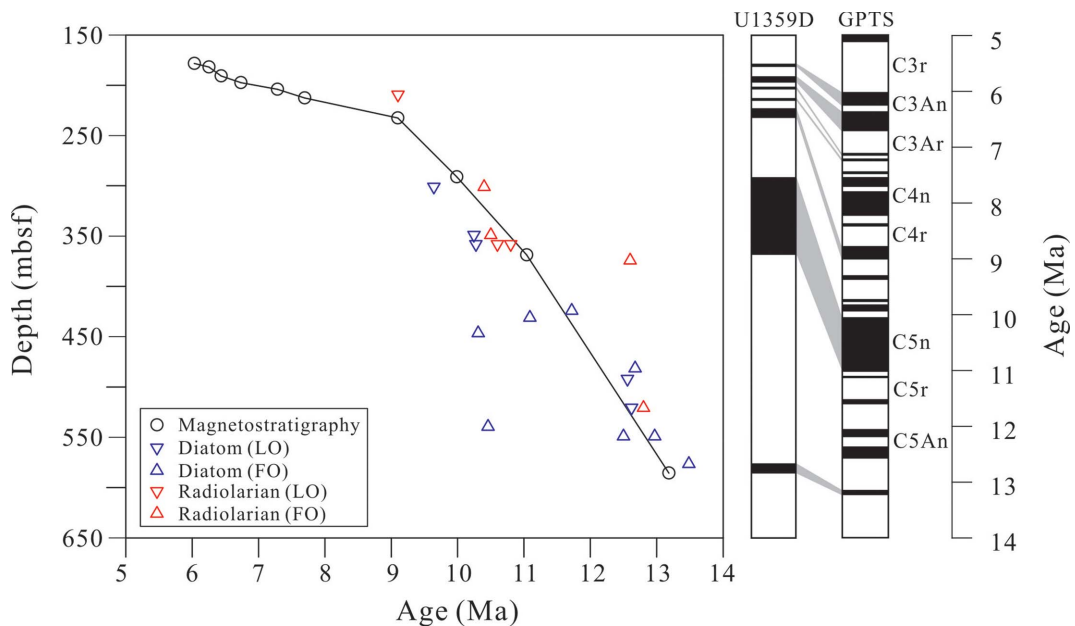


Fig. 3. Age-depth plot of magnetostratigraphy and biostratigraphy for Hole U1359D (after Tauxe et al. 2012). Magnetostratigraphy of Hole U1359D was correlated to GPTS for the age determination

Froelich 1989).

$$\text{Biogenic Opal (\%)} = \text{Si}_{\text{bio}}(\%) \times 2.4.$$

4. 결 과

코아 U1359D의 오팔 함량은 3%에서 60% 사이에서 변동하며 평균값은 약 23%이다(Fig. 4a). 연구기간 동안 오팔 함량은 약 10.2 Ma를 기준으로 뚜렷한 변화가 나타난다(Fig. 4b). 약 10.2 Ma 이전 시기의 오팔 함량은 3%에서 45% 사이에서 변화하여 오팔 함량의 평균값은 약 17%로 오팔 함량이 낮고 변동폭도 작다. 반면에 약 10.2 Ma 이후의 오팔 함량은 6%에서 60% 사이에서 변화하며 오팔 함량의 평균값은 약 26%로 오팔 함량이 높고 변동폭도 증가한다. 약 6 Ma 경에서 오팔 함량의 최대값(60%)이 나타나고 6 Ma 이후 5.5 Ma까지는 오팔 함량이 뚜렷하게 감소한다(Fig. 4b).

퇴적물에서 측정된 자연감마선은 퇴적물 입자 내에 존재하는 동위원소들의 자연적인 방사성 붕괴로 인하여 방출되는 감마선을 지시한다. 따라서 자연감마선 값은 퇴적물내의 방사성 동위원소를 포함하는 암석 입자의 함량을 지시하는 프록시(proxy)로서 코아의 대비나 퇴적층 내의 암석기원 물질의 함량을 추정하는데 이용된다(Blum et al. 1997). 오팔 함량 변화와는 다르게 약 10.2 Ma 이전 시기

의 자연감마선 값의 변동(19-47 cps)과 평균값(33 cps)은 약 10.2 Ma 이후의 자연감마선 값 변동(13-56 cps)과 평균값(32 cps)과는 큰 차이를 보이지 않는다. 그러나, 자연감마선 값의 변동폭은 약 10.2 Ma 이전에는 28 cps이지만 약 10.2 Ma 이후에는 43 cps로 오팔 함량과 유사하게 증가한다(Fig. 4c).

코아 U1359D의 생물기원 오팔 함량은 선상에서 측정

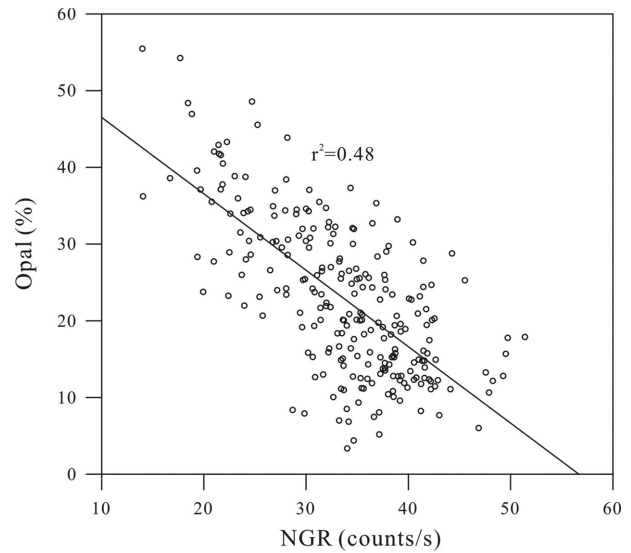


Fig. 5. Correlation between biogenic opal content and NGR of Hole U1359D

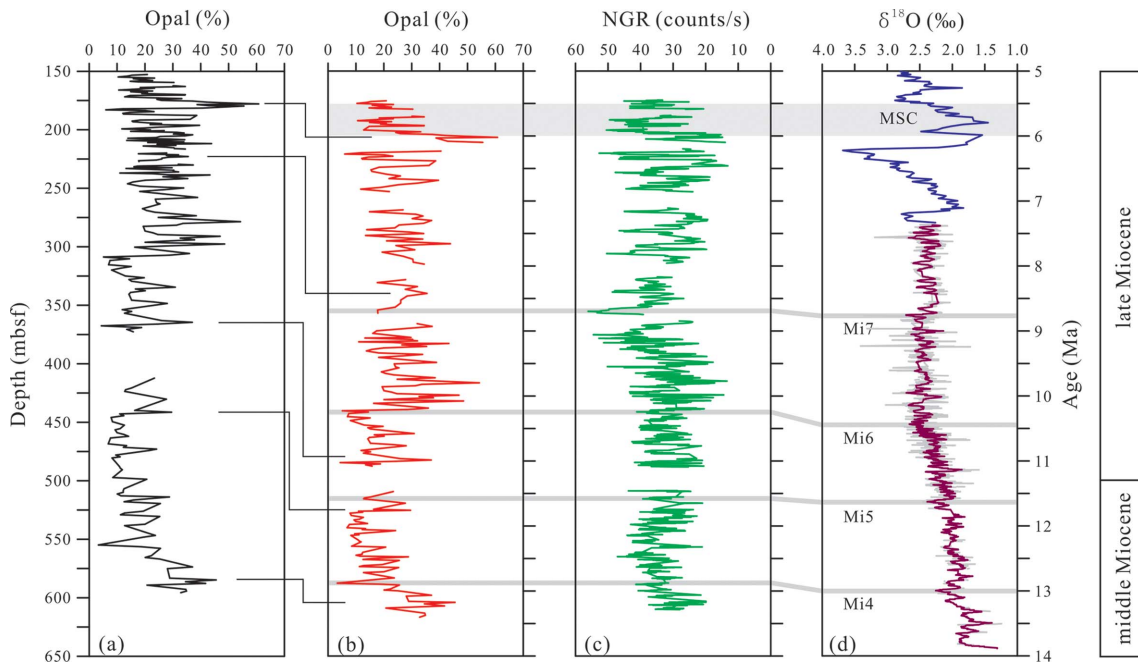


Fig. 4. Downcore profiles of (a) biogenic opal content with depth (mbsf), (b) biogenic opal content with age, (c) Natural Gamma Radiation (NGR) with age. (d) downcore profiles $\delta^{18}\text{O}$ values of ODP Site 1085 and 982 (Westerhold et al. 2005). Shaded intervals indicate the Miocene Isotope event (Mi4-Mi7) and Messinian Salinity Crisis (MSC)

된 자연감마선 값과는 반비례의 경향을 보인다(Fig. 5). 이러한 관계는 암석물질로 구성된 쇄설성 입자의 퇴적이 일차생산의 결과와 유의한 관계가 있다는 것을 의미한다. 온난한 기후 동안 표층해수의 구조 생산이 높을 경우에는 상대적으로 많은 생물기원 물질의 유입으로 쇄설성 입자가 희석되는 정도가 강해지기 때문에 자연감마선 값이 낮게 나타난다. 반대로 한랭한 기후 동안 구조 생산이 감소할 경우에는 상대적으로 적은 생물기원 물질의 유입으로 쇄설성 입자의 함량이 증가되어 자연감마선 값이 높게 나타난다.

5. 토 의

윌크스랜드 대륙대의 생물기원 오파 생산의 장기적인 변화

남빙양 표층 해수의 일차생산성은 영양염의 풍부도와 더불어 빛의 가용도와 연관된 해빙의 면적에 의해서 조절된다(Ebert et al. 1995). 또한 해빙 면적의 변화는 지역적인 기후변화와 밀접한 관련이 있다(Massom et al. 2013). 윌크스랜드 대륙주변부는 일반적으로 극 고기압의 영향을 받는 기후 조건이 우세하기 때문에 해빙의 면적이 표층의 일차생산성을 제한하는 주요 인자로 추정된다(Hanna 1996). 오늘날 남빙양의 해빙 분포의 계절에 따른 변화는 뚜렷하다(Massom et al. 2013). 남빙양의 해빙 분포는 겨울 동안 약 19×10^6 km²의 최대값을 보이고 여름 동안 약 3.5×10^6 km²의 최소값을 보이며, 겨울철 해빙은 남극 전선 지역까지 확장한다(Massom et al. 2013). 윌크스랜드 대륙대 지역은 5월~11월 동안 해빙의 영향을 받으며, 북대서양 심층수(North Atlantic Deep Water)에 기인한 남빙양에서 가장 부피가 큰 수괴인 남극 순환 심층수(Circumpolar Deep Water; CDW)의 용승 정도에 의해 해빙 면적이 조절된다고 알려져 있다(Hofmann et al. 1996). 따라서 마이오세 동안 윌크스랜드 대륙대 해역의 고생산성은 오늘날의 북대서양 심층수와 유사한 특징을 가지는 상대적으로 따뜻한 수괴인 Northern Component Water (NCW)의 영향과 관련된 것으로 추정된다(Woodruff and Savin 1989; Wright and Miller 1993; Billups 2002; Poore et al. 2006).

북반구 북대서양의 고위도 지역에서 형성되는 북대서양 심층수는 그린랜드-스코틀랜드 해령(Greenland-Scotland Ridge)의 수심 변화와 관련이 있으며, 그린랜드-스코틀랜드 해령의 수심 변화는 지난 약 60 Ma 동안 아이슬랜드 플룸(Iceland Plume)과 같은 지구 맨틀 플룸(mantle plume)의 세기에 의해 영향을 받았다(Vogt 1972; Wright and Miller 1996; Jones and Maclennan 2005). 그린랜드-스코틀랜드 해령의 수심 변화는 남빙양과 태평양으로 공급되는 북대서양 심층수의 기원이 되는 NCW의 형성과 수송

에 영향을 준다(Wright and Miller 1996; Poore et al. 2006). 일반적으로 아이슬랜드 플룸의 활동이 약해지면 그린랜드-스코틀랜드 해령의 수심이 깊어지게 된다(Vogt et al. 1972). 더불어 북대서양의 고위도 지역으로 유입되는 북극해의 매우 차가운 수괴의 양이 증가되어 NCW의 형성이 활발하여 남빙양으로 수송되는 수괴의 양도 증가한다(Wright and Miller 1996). 반대로 아이슬랜드 플룸의 활동이 활발해져서 그린랜드-스코틀랜드 해령의 수심이 얕아지게 되면 북극해에서 유입되는 수괴의 양이 감소하고 NCW의 형성이 약화된다(Wright and Miller 1996). 마이오세 이전 시기에는 그린랜드-스코틀랜드 해령의 수심이 깊지 않아 북극해의 수괴가 북대서양으로 충분히 공급되지 못하여 NCW 형성이 미약했다(Poore et al. 2006). 한편 마이오세 초기 동안 그린랜드-스코틀랜드 해령의 수심이 깊어지면서 NCW의 형성이 발달했던 것으로 보고되었다(Poore et al. 2006). 이와 같이 NCW의 형성에 의한 수괴의 공급 증가는 저위도의 열을 남빙양으로 운반함으로써 많은 수증기를 공급하는 역할을 하여 남극 대륙의 빙하를 성장시킨다(Wright et al. 1991, 1992; Wright and Miller 1993; Westerhold et al. 2005; Butzin et al. 2011). 동시에 남빙양 해빙의 면적을 감소시켜 표층 해수의 일차생산성이 증가하게 된다.

코아 U1359D에서 측정된 생물기원 오파 함량은 약 10.2 Ma를 기준으로 이전 시기보다 이후 시기의 오파 함량이 평균 10% 높게 나타났다(Fig. 4b). 이 시기의 생물기원 오파 함량의 증가는 NCW의 발달과 연관되어 있는 것으로 해석된다. 마이오세 초기에 북대서양에서 NCW가 발달하기 시작하였고 약 13 Ma 이후 파나마 해협이 좁아지기 시작하여 이후 해협이 완전히 닫혀진 3 Ma까지 태평양과 대서양의 수괴 교환이 점진적으로 감소되었다(Collins et al. 1996). 파나마 해협이 좁아지면서 북대서양의 고위도 지역에서 형성되는 NCW가 태평양으로 유출되지 않고 남빙양으로 수송될 수 있는 조건이 성립되었다. 또한, 태평양과 대서양의 수괴 교환이 줄어들면서 걸프 해류(Gulf Stream)가 강화되어 북대서양의 고위도 지역으로 고온-고염의 수괴가 풍부하게 공급되면서 NCW의 생성이 증가한 것으로 추정되고 있다(Nisancioglu et al. 2003). NCW의 형성이 강화되어 남빙양으로의 열 수송이 증가하였고, NCW에서 기인된 온난한 수괴인 CDW의 증가된 영향으로 남빙양 표층으로의 열공급이 증가되어 해빙 면적이 감소되었을 것이다. 해빙의 면적이 감소함에 따라 표층 해수의 빛의 이용성이 증가되어 일차생산성에 의한 생물기원 오파의 형성이 증가되었을 것이다. 동남극 윌크스랜드 대륙대 지역의 표층 해수의 일차생산성 변화를 반영하는 코아 U1359D의 오파 함량의 장기적인 변화에서 약 10.2 Ma 이전과 이후의 오파 함량 차이는 북대서양 심층

수의 기원인 NCW의 발달과 밀접한 것으로 해석된다.

동남극 윌크스랜드 대륙대 지역의 코아 U1359D의 오팔 함량의 장기적인 변화는 심층 수괴의 발달과정에서도 그 증거를 찾을 수 있다. 저서성 유공충의 탄소동위원소 값($\delta^{13}\text{C}$) 또는 네오디뮴(Nd)과 카드뮴(Cd)을 포함하는 미량원소와 같은 프록시들은 고해양 순환의 변화 양상을 복원하는데 이용된다(Charles and Fairbanks 1992; Mackensen and Bickert 1999; Frank et al. 2002). 특히, 저서성 유공충의 $\delta^{13}\text{C}$ 값은 심층수괴의 영양염 농도를 반영하기 때문에 수괴의 추적자로 매우 적합하게 이용된다. 남빙양의 CDW는 남빙양의 수괴와 NCW 그리고 인도양과 태평양으로부터 재순환된 심층수가 혼합되어 형성된다(Emery and Meincke 1986). 따라서 CDW의 $\delta^{13}\text{C}$ 값은 낮은 영양염 농도로 특징되는 북대서양 심층수의 기원이 되는 NCW의 높은 $\delta^{13}\text{C}$ 값과 높은 영양염 농도로 특징되는 인도-태평양 심층수(India-Pacific Deep Water)의 낮은 $\delta^{13}\text{C}$ 값 사이에서 변화한다(Charles and Fairbanks 1992). Wright and Miller (1996)은 북대서양, 남빙양, 태평양의 여러 지역에서 획득된 퇴적물에서 측정된 저서성 유공충의 $\delta^{13}\text{C}$ 값을 이용하여 남빙양으로 수송되는 NCW의 영향을 분석하였다. 12-23 Ma 동안에는 북대서양, 남빙양, 태평양의 $\delta^{13}\text{C}$ 값들이 신뢰구간 내에서 유사한 변동 양상이 나타난다. 그러나 12 Ma 이후 약 10 Ma까지는 북대서양과 태평양의 $\delta^{13}\text{C}$ 값의 차이는 작지만 약 10 Ma 이후로는 $\delta^{13}\text{C}$ 값의 차이가 점진적으로 증가하였다. 또한 북대서양의 $\delta^{13}\text{C}$ 값은 큰 변동 양상을 보이지 않으나 태평양의 $\delta^{13}\text{C}$ 값은 급격히 감소하는 양상을 보인다. NCW의 영향이 미약하다면, CDW의 $\delta^{13}\text{C}$ 값은 태평양의 $\delta^{13}\text{C}$ 값과 마찬가지로 급격한 감소를 보여야 한다(Charles and Fairbanks 1992). 그러나 CDW의 $\delta^{13}\text{C}$ 값은 북대서양과 태평양의 $\delta^{13}\text{C}$ 값들 사이에서 변동하였다. 따라서 남빙양 $\delta^{13}\text{C}$ 값의 변화는 10 Ma 이후 북대서양 심층수의 기원이 되는 NCW의 유입이 남빙양으로 증가되었음을 지시한다.

아프리카 남서쪽 대륙주변부에서 수행된 ODP Leg 175의 Site 1085에서 분석된 저서성 유공충의 산소동위원소 값에 의해 Mi4~Mi7의 마이오세 동위원소 사건(Miocene isotope event)들은 결정되었다(Fig. 4d). 마이오세 동위원소 사건(Mi4~Mi7)은 코아 U1359D의 오팔 함량의 변화와 정확하게 시기가 연결되지 않지만 오팔 함량이 낮은 시기들과 연결된다(Fig. 4c). 두 코아의 사건들의 시기가 정확하게 연결되지 않는 이유는 첫째, 코아 U1359D에서 분석된 오팔 함량의 시료채취 해상도는 ODP Leg 175의 Site 1085에서 측정된 산소동위원소 값의 해상도보다 매우 낮기 때문이다. 둘째, 코아 U1359D에서 시추 퇴적물이 획득되지 않은 구간들이 많이 존재하기 때문에 정확한 층서 설정이 어려우며(Fig. 2), 코아 U1359D에서 설정된 층

서가 Site 1085보다 부정확하기 때문일 수도 있다(Fig. 3). 따라서 코아 U1359D에서 마이오세 동위원소 사건과 같은 짧은 기간 동안 발생한 기후변화들을 정확하게 파악하기에는 어려운 것으로 판단되지만, 오팔 함량이 대체적으로 낮은 구간에 연결된 것은 마이오세 동위원소 사건 동안 남극해의 냉각화를 지시하는 것으로 생각된다(Fig. 4c). 그러나 이러한 사건들을 정확하게 확인하기 위해서는 더 높은 고해상도의 시료 분석 및 층서 설정이 요구된다.

약 6 Ma에서 5.5 Ma까지 코아 U1359D의 오팔 함량이 60%에서 10%로 감소한다(Fig. 4b). 이러한 오팔 함량의 변화는 이 시기 동안에 발생된 메시니안 염분 위기(Messinian salinity crisis)로 알려진 메시니안 사건(Messinian Event)과 연관되는 것으로 파악된다(Fig. 4d). 메시니안 사건은 마이오세의 하부 연대 단위인 메시니안 시기 동안 지중해(Mediterranean Sea)가 대서양으로부터 고립된 것을 지시한다(e.g. Krijgsman et al. 1999). 오늘날 지중해는 대서양과 지브롤터 해협(Gibraltar Strait)으로 연결되어 있다. 지브롤터 해협을 통해 지중해의 고염수가 대서양으로 유출하고 유럽대륙의 서쪽을 따라 북상하여 노르웨이-그린란드해(Norwegian-Greenland Sea)에서 형성되는 북대서양 심층수의 형성에 중요한 역할을 한다(Reid 1979).

마이오세 후기에 아프리카 대륙과 유럽 대륙이 충돌하면서 지브롤터 해협의 수심이 점점 얕아지게 되었고 전지구적인 해수면도 약 50 m 정도 하강하면서 약 6 Ma에서 5.5 Ma까지 지중해와 대서양의 연결이 차단되었다(Haq et al. 1987). 이 기간 동안 북대서양에 지중해의 고염수 공급이 중단되었고 이로 인하여 북대서양 심층수의 기원인 NCW의 형성이 감소되었다(Woodruff and Savin 1989; Ivanovic et al. 2013). 따라서 코아 U1359D의 약 6 Ma에서 5.5 Ma까지의 오팔 함량의 감소는 마이오세 후기의 메시니안 사건과 연관되는 것으로 해석된다. 메시니안 동안 NCW의 형성 감소로 CDW로 열 공급이 감소되었기 때문에 남빙양 해빙의 면적이 증가하여 표층 해수의 규모 생산성이 감소되었던 것으로 해석된다. 메시니안 사건에 해당되는 6 Ma에서 5.5 Ma까지의 오팔 함량의 감소는 서남극 지역의 남극반도 대륙대에 위치한 Site 1095의 오팔 함량 자료에서도 보고되었다(Hillenbrand and Fütterer 2001). 따라서 마이오세 후기 동안 오팔 함량의 변화는 동남극 지역과 서남극 지역의 기후 변화가 유사했음을 나타낸다.

윌크스랜드 대륙대의 생물기원 오팔 생산의 빙하기-간빙기 변화

남빙양의 기존 연구 결과들에 의하면 일반적으로 빙하기 퇴적물의 생물기원 오팔 함량은 낮은 반면에 간빙기 퇴적물의 오팔 함량은 높다(Mortlock et al. 1991; Bareille et al. 1998; Chase et al. 2003; Dezileau et al. 2003;

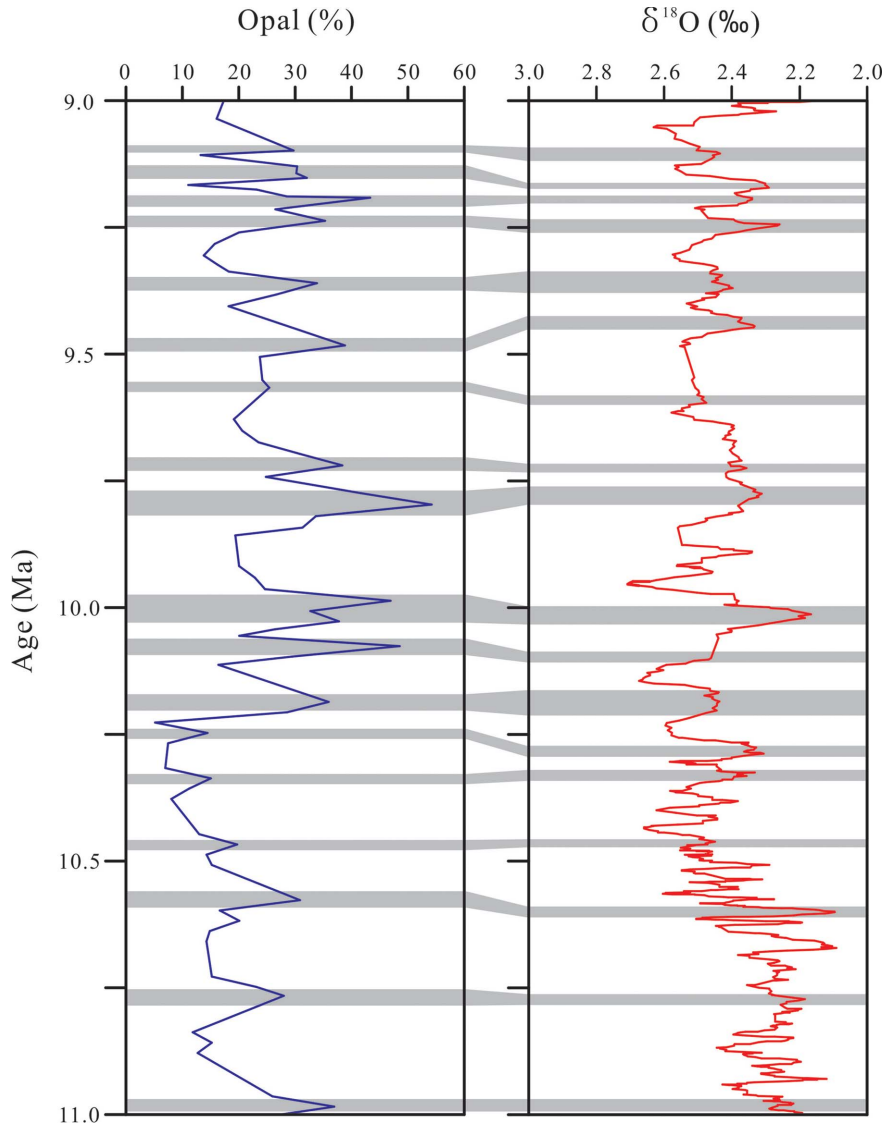


Fig. 6. Correlation between biogenic opal content of Hole U1359D and $\delta^{18}\text{O}$ values of Site 1085 (Westerhold et al. 2005) in terms of orbital-scale variation in the Wilkes Land continental rise

Bradt Miller et al. 2009; Sprenk et al. 2013). 이것은 표층 해수의 규조 생산성이 빙하기 동안 감소되었고, 간빙기 동안 증가되었다는 것을 의미한다. 빙하기 동안 해빙의 분포가 확장되어 표층 해수로 투과되는 태양광이 감소되고 유광층으로 유입되는 햇빛이 제한되었기 때문에 표층 해수의 규조 생산성이 감소되었다. 빙하기-간빙기 규모의 기후 변화와 관련된 윌크스랜드 대륙대 지역의 오팔 함량 변화를 알아보기 위해 ODP Leg 175의 Site 1085의 저서성 유공충의 산소동위원소 값과 비교하였다(Fig. 6). 대체적으로 산소동위원소 값이 감소하는 간빙기 동안 U1359D의 오팔 함량이 증가하며, 산소동위원소 값이 증가하는 빙하기 동안 오팔 함량은 감소하는 경향을 보인다(Fig. 6). 그러나 U1359D의 오팔 함량과 Site 1085의 산소동위원소

값이 정확한 시기에 일치하게 연결되지 않는 것은 앞서 설명한 바와 같이 두 코어의 층서 연대의 신뢰도와 분석의 해상도 차이 때문으로 생각된다.

남극전선의 위치 변화는 남빙양에서의 표층 해수의 일차생산성을 조절하는 또 다른 인자이다(e.g. Bareille et al. 1998). 남극전선은 남빙양의 차가운 수괴와 아남극 지역의 상대적으로 따뜻한 수괴가 만나서 형성된다(Moore et al. 1999). 남극전선의 남쪽 지역에서 온난한 북대서양 심층수의 용승에 의한 풍부한 영양염의 공급은 표층 해수의 일차생산성을 증가시킨다. 반면에 남극전선의 북쪽에 위치한 아남극 해역(Sub-Antarctic Zone)에서는 남빙양의 표층수가 침강하면서 남극 중층수(Antarctic Intermediate Water)를 형성하며, 표층 해수의 일차생산성은 남극전선의 남쪽

지역에 비해서 낮은 특징을 보인다.

남극전선의 위치는 빙하기-간빙기와 같은 전지구적인 기후변화에 따라 변동한다. 홀로세(Holocene)와 같은 온난한 간빙기 시기에는 남극전선이 남쪽으로 이동하여 대부분의 생물기원 규소와 유기탄소의 퇴적이 영구적인 원양성 해역(Permanently Open Ocean Zone)에서 발생하는 반면에 한랭한 빙하기 시기에는 해빙의 확장과 함께 남극전선이 북쪽으로 이동하기 때문에 생물기원 규소와 유기탄소의 최대 퇴적이 북쪽으로 이동된다고 보고되었다(Mortlock et al. 1991; Bareille et al. 1998; Chase et al. 2003; Dezileau et al. 2003; Bradtmiller et al. 2009; Spreng et al. 2013). 윌크스랜드 대륙대 지역은 오늘날 남극전선 지역에서 형성되는 남극순환류의 하부 경계에 위치하며 계절적인 해빙의 영향을 받기 때문에 남극전선의 위치 변화에 주요하게 영향을 받는다. 따라서 빙하기 동안 남극전선이 북상하고 해빙의 분포가 증가함에 따라 표층 해수의 규조 생산성이 감소되지만, 간빙기 동안 남극전선이 남하하고 해빙의 분포가 감소함에 따라 표층 해수의 규조 생산성이 증가되어 오팔 함량이 높게 나타나는 것으로 해석된다(Fig. 6).

6. 결 론

동남극 윌크스랜드 대륙대 퇴적물의 생물기원 오팔 함량 변동은 동남극 지역의 마이오세 중-후기 동안의 고기후 변화와 관계된 고생산성 변화를 잘 반영하고 있다. 동남극 윌크스랜드 대륙대의 연구기간 동안 표층 해수 규조 생산성의 장기적인 변화는 NCW의 발달과 관련된다. 약 10.2 Ma 이후 북대서양에서 NCW의 형성 증가로 인하여 저위도로부터 남빙양으로 열수송이 증가되어 남빙양 해빙의 면적이 감소되었고 빛의 가용성이 증가하여 규조 생산성이 증가되었다. 또한 NCW의 형성 증가는 CDW의 용승 증가를 야기시키고 표층 해수로 영양염 공급이 증가되었기 때문에 일차생산성이 증가되었다. 마이오세 동안 간헐적인 냉각을 지시하는 마이오세 동위원소 사건(Mi4-Mi7) 동안 냉각화에 의한 표층 해수의 일차생산성 감소를 지시하는 오팔 함량의 감소가 관찰되지만, 연대 설정의 불확실성과 분석 시료의 해상도 문제로 매우 정확하게 파악되지는 않는다. 약 6 Ma에서 5.5 Ma 동안 오팔 함량이 감소하는 것은 지중해가 대서양으로부터 고립되어 NCW의 생성이 감소되었던 메시니안 사건과 연관된다. NCW 형성의 감소로 인하여 남빙양으로의 열 수송이 감소되어 해빙의 면적이 증가하였고 저위도의 열이 남극지역으로 적게 공급되어 이 시기 동안 표층해수의 규조 생산성이 감소하였다. 코아 U1359D의 오팔 함량의 단기적인 변동은 빙하기-간빙기에 따른 기후변화에 의해 조절된 해빙의 분

포 범위와 남극전선의 위치 변화와 관련된다. 빙하기 동안 해빙의 분포가 증가하고 남극전선이 북상함에 따라 표층 해수의 규조 생산성이 감소되어 오팔 함량이 낮게 나타난다. 그러나 정확한 빙하기-간빙기의 오팔 함량 변동을 파악하기 위해서는 더욱 정밀한 연대 설정과 고해상의 분석이 요구된다.

사 사

이 연구에 사용된 퇴적물 시료 채취에 참여한 IODP Exp. 318의 모든 선상과학자들과 실험실 연구에 도움을 준 부산대학교 지질해양 연구실원들에게 감사 드립니다. 이 연구는 국토해양부 K-IODP 사업의 지원으로 수행되었습니다. 논문을 심사해 주신 두 심사자들의 중요한 지적 사항들에 감사 드립니다.

참고문헌

- Abelmann A, Gersonde R (1991) Biosiliceous particle flux in the Southern Ocean. *Mar Chem* **35**:503-536
- Anderson J, Kurtz D, Domack E, Balshaw K (1980) Glacial and glacial marine sediments of the Antarctic continental shelf. *J Geol* **88**:399-414
- Bradtmiller LI, Anderson RF, Fleisher MQ, Burckle LH (2009) Comparing glacial and Holocene opal fluxes in the Pacific sector of the Southern Ocean. *Paleoceanography* **24**:2214. doi:10.1029/2008PA001693
- Bareille G, Labracherie M, Bertrand P, Labeyrie L, Lavaux G, Dignan M (1998) Glacial-interglacial changes in the accumulation rates of major biogenic components in Southern Indian Ocean sediments. *J Marine Syst* **17**:527-539
- Billups K (2002) Late Miocene through early Pliocene deep water circulation and climate change viewed from the sub-Antarctic South Atlantic. *Palaeogeogr Palaeoclimatol Palaeoecol* **185**:287-307
- Blum P (1997) Physical properties handbook: a guide to the shipboard measurement of physical properties of deep-sea cores. Ocean Drilling Program Technical Note 26. <http://www.odp.tamu.edu/publications/tnotes/tn26/INDEX.HTM>
- Butzin M, Lohmann G, Bickert T (2011) Miocene ocean circulation inferred from marine carbon cycle modeling combined with benthic isotope records. *Paleoceanography* **26**:1203. doi: 10.1029/2009PA001901
- Cande SC, Mutter JC (1982) A revised identification of the oldest sea-floor spreading anomalies between Australia and Antarctica. *Earth Planet Sci Lett* **58**:151-160

- Charles CD, Fairbanks RG (1992) Evidence from Southern Ocean sediments for the effect of North Atlantic deep-water flux on climate. *Nature* **355**:416-419
- Chase Z, Anderson RF, Fleisher MQ, Kubik PW (2003) Accumulation of biogenic and lithogenic material in the Pacific sector of the Southern Ocean during the past 40,000 years. *Deep-Sea Res Pt II* **50**:799-832
- Collins LS, Coates AG, Berggren WA, Aubry MP, Zhang J (1996) The late Miocene Panama isthmian strait. *Geology* **24**:687-690
- DeMaster DJ (1981) The supply and accumulation of silica in the marine environment. *Geochim Cosmochim Acta* **45**:1715-1732
- DeConto RM, Pollard D (2003) Rapid Cenozoic glaciation of Antarctica induced by declining atmospheric CO₂. *Nature* **421**:245-249
- De Santis L, Brancolini G, Donda F (2003) Seismostratigraphic analysis of the Wilkes Land continental margin (East Antarctica): influence of glacially driven processes on the Cenozoic deposition. *Deep-Sea Res Pt II* **50**:1563-1594
- Dezileau L, Reyss JL, Lemoine F (2003) Late Quaternary changes in biogenic opal fluxes in the Southern Indian Ocean. *Mar Geol* **202**:143-158
- Ebert E, Schramm J, Curry J (1995) Disposition of solar radiation in sea ice and the upper ocean. *J Geophys Res-Oceans* **100**:15965-15975
- Eitrem SL, Cooper AK, Wannesson J (1995) Seismic stratigraphic evidence of ice-sheet advances on the Wilkes Land margin of Antarctica. *Sediment Geol* **96**:131-156
- Emery WJ, Meincke J (1986) Global water masses-summary and review. *Oceanol Acta* **9**:383-391
- Escutia C, Brinkhuis H, Klaus A, the Expedition 318 Scientists (2011) Wilkes Land glacial history. In: *Proceedings of the Integrated Ocean Drilling Program, 318*, Tokyo. doi:10.2204/iodp.proc.318.2011
- Escutia C, Eitrem S, Cooper A, Nelson C (1997) Cenozoic glaciomarine sequences on the Wilkes Land continental rise, Antarctica. In: *Proceedings of the VII International Symposium on Antarctic Earth Sciences*, vol 7. Terra Antarctica Publication, pp 791-795
- Escutia C, Eitrem S, Cooper A, Nelson C (2000) Morphology and acoustic character of the Antarctic Wilkes Land turbidite systems: ice-sheet-sourced versus river-sourced fans. *J Sediment Res* **70**:84-93
- Escutia C, De Santis L, Donda F, Dunbar RB, Cooper AK, Brancolini G, Eitrem SL (2005) Cenozoic ice sheet history from East Antarctic Wilkes Land continental margin sediment. *Global Planet Change* **45**:51-81
- Ferraccioli F, Coren F, Bozzo E, Zanolla C, Gandolfi S, Tabacco I, Frezzotti M (2001) Rifted (?) crust at the East Antarctic Craton margin: Gravity and magnetic interpretation along a traverse across the Wilkes subglacial basin region. *Earth Planet Sci Lett* **192**:407-421
- Flower BP, Kennett JP (1994) The middle Miocene climatic transition: East Antarctic ice sheet development, deep ocean circulation and global carbon cycling. *Palaeogeogr Palaeoclimatol Palaeoecol* **108**:537-555
- Francois R, Altabet MA, Yu E, Sigman DM, Bacon MP, Frank M, Bohermann G, Bareille G, Labeyrie LD (1997) Contribution of Southern Ocean surface-water stratification to low atmospheric CO₂ concentrations during the last glacial period. *Nature* **389**:929-935
- Frank M, Whiteley N, Kasten S, Hein JR, O'Nions K (2002) North Atlantic Deep Water export to the Southern Ocean over the past 14 Myr: evidence from Nd and Pb isotopes in ferromanganese crusts. *Paleoceanography* **17**:12-1. doi:10.1029/2000PA000606
- Goodell HG (1973) Marine sediments of the Southern Oceans. American Geophysical Society, Antarctic Map Folio Series **17**:1-9
- Gradstein FM, Ogg JG, Smith AG (2004) A geologic time scale 2004. Cambridge University Press, UK, 401 p
- Hanna E (1996) The role of Antarctic sea ice in global climate change. *Prog Phys Geogr* **20**:371-401
- Haq BU, Hardenbol J, Vail PR (1987) Chronology of fluctuating sea levels since the Triassic. *Science* **235**:1156-1167
- Hillenbrand C-D, Fütterer D (2001) Neogene to Quaternary deposition of opal on the continental rise west of the Antarctic Peninsula, ODP leg 178, Sites 1095, 1096, and 1101. In: Barker PF, Camerlenghi A, Acton GD, Ramsay ATS (eds) *Proceedings of the Ocean Drilling Program, Scientific Results 178*, pp 1-33
- Hofmann EE, Klinck JM, Lascara CM, Smith DA (1996) Water mass distribution and circulation west of the Antarctic Peninsula and Bransfield Strait. In: Ross RM, Hofmann EE, Quentin LB (eds) *Foundations for ecological research west of the Antarctic Peninsula*, Antarctic Research Series, **70**:61-80
- Ivanovic RF, Valdes PJ, Flecker R, Gutjahr M (2013) Modelling global-scale climate impacts of the late Miocene Messinian Salinity Crisis. *Clim Past Discuss* **9**:4807-4853
- Jones SM, Maclennan J (2005) Crustal flow beneath Iceland. *J Geophys Res* **110**:B09410. doi:10.1029/2004JB003592
- Krijgsman W, Hilgen F, Raffi I, Sierro F, Wilson D (1999)

- Chronology, causes and progression of the Messinian salinity crisis. *Nature* **400**:652-655
- Mackensen A, Bickert T (1999) Stable carbon isotopes in benthic foraminifera: proxies for deep and bottom water circulation and new production. In: Fischer G, Wefer G (eds) *Use of proxies in paleoceanography*, Springer, Berlin Heidelberg, pp 229-254
- Massom R, Reid P, Stammerjohn S, Raymond B, Fraser A, Ushio S (2013) Change and variability in East Antarctic sea ice seasonality, 1979/80-2009/10. *PLoS ONE* **8**:e64756
- Moore JK, Abbott MR, Richman JG (1999) Location and dynamics of the Antarctic Polar Front from satellite sea surface temperature data. *J Geophys Res Oceans* **104**:3059-3073
- Mortlock RA, Froelich PN (1989) A simple method for the rapid determination of biogenic opal in pelagic marine sediments. *Deep-Sea Res* **36**:1415-1426
- Mortlock RA, Charles CD, Froelich PN, Zibello MA, Saltzman J, Hats JD, Burckle LH (1991) Evidence for lower productivity in the Antarctic Ocean during the last glaciation. *Nature* **351**:220-223
- Nisancioglu KH, Raymo ME, Stone PH (2003) Reorganization of Miocene deep water circulation in response to the shoaling of the Central American Seaway. *Paleoceanography* **18**:1006. doi:10.1029/2002PA000767
- Petit J, Jouzel J, Raynaud D, Barkov NI, Barnola J, Basile I, Bender M, Chappellaz J, Davis M, Delaygue G, Delmotte M, Kotlyakov VM, Legrand M, Lipenkov VY, Lorius C, Pépin L, Ritz C, Saltzman E, Stievenard M (1999) Climate and atmospheric history of the past 420,000 years from the Vostok ice core, Antarctica. *Nature* **399**:429-436
- Poore HR, Samworth R, White NJ, Jones SM, McCave IN (2006) Neogene overflow of Northern Component Water at the Greenland-Scotland Ridge. *Geochem Geophys Geosyst* **7**:Q06010. doi:10.1029/2005GC001085
- Porter-Smith R (2003) Bathymetry of the George Vth Land shelf and slope. *Deep-Sea Res Pt II* **50**:1337-1341
- Ragueneau O, Tréguer P, Leynaert A, Anderson R, Brzezinski M, DeMaster D, Dugdale RC, Dymond J, Fischer G, François R, Heinze C, Maier-Reimer E, Martin-Jézéquel V, Nelson DM, Quéguiner B (2000) A review of the Si cycle in the modern ocean: recent progress and missing gaps in the application of biogenic opal as a paleoproductivity proxy. *Global Planet Change* **26**:317-365
- Reid JL (1979) On the contribution of the Mediterranean Sea outflow to the Norwegian-Greenland Sea. *Deep-Sea Res* **26**:1199-1223
- Sarmiento J, Toggweiler J (1984) A new model for the role of the oceans in determining atmospheric pCO₂. *Nature* **308**:621-624
- Shin S, Liu Z, Otto-Bliesner BL, Kutzbach JE, Vavrus SJ (2003) Southern Ocean sea-ice control of the glacial North Atlantic thermohaline circulation. *Geophys Res Lett* **30**:1096. doi:10.1029/2002GL015513
- Sigman DM, Boyle EA (2000) Glacial/interglacial variations in atmospheric carbon dioxide. *Nature* **407**:859-869
- Spreng D, Weber ME, Kuhn G, Rosén P, Frank M, Molina-Kescher M, Liebetrau V, Röhling HG (2013) Southern Ocean bioproductivity during the last glacial cycle-new detection method and decadal-scale insight from the Scotia Sea. *Geol Soc London Sp Pub* **381**:245-261
- Takahashi T, Sutherland SC, Sweeney C, Poisson A, Metzl N, Tilbrook B, Bates N, Wanninkhof R, Feely RA, Sabine C, Olafsson J, Nojiri Y (2002) Global sea-air CO₂ flux based on climatological surface ocean CO₂ and seasonal biological and temperature effects. *Deep-Sea Res Pt II* **49**:1601-1622
- Tauxe L, Stickley C, Sugisaki S, Bijl P, Bohaty S, Brinkhuis H, Escutia C, Flores JA, Iwai M, Jiménez-Espejo F, McKay R, Passchier S, Pross J, Riesselman C, Röhl U, Sangiorgi F, Welsh K, Klaus A, Fehr A, Bendle JAP, Dunbar R, González J, Hayden T, Olney MP, Pekar SF, Shrivastava PK, van de Fleridjt T, Williams T, Yamane M (2012) Chronostratigraphic framework for the IODP expedition 318 cores from the Wilkes Land margin: constraints for paleoceanographic reconstruction. *Paleoceanography* **27**:2214. doi:10.1029/2012PA002308
- Vlastélic I, Carpentier M, Lewin É (2005) Miocene climate change recorded in the chemical and isotopic (Pb, Nd, Hf) signature of Southern Ocean sediments. *Geochem Geophys Geosyst* **6**:3003. doi:10.1029/2004GC000819
- Vogt P (1972) The Faeroe-Iceland-Greenland aseismic ridge and the western boundary undercurrent. *Nature* **239**:79-81
- Wefer G, Fischer G (1991) Annual primary production and export flux in the Southern Ocean from sediment trap data. *Mar Chem* **35**:597-613
- Westerhold T, Bickert T, Röhl U (2005) Middle to late Miocene oxygen isotope stratigraphy of ODP site 1085 (SE Atlantic): new constraints on Miocene climate variability and sea-level fluctuations. *Palaeogeogr Palaeoclimatol Palaeoecol* **217**:205-222
- Woodruff F, Savin SM (1989) Miocene deepwater oceanography. *Paleoceanography* **4**:87-140
- Wright JD, Miller KG, Fairbanks RG (1991) Evolution of modern deepwater circulation: evidence from the late Miocene Southern Ocean. *Paleoceanography* **6**:275-290
- Wright JD, Miller KG, Fairbanks RG (1992) Early and

middle Miocene stable isotopes: implications for deepwater circulation and climate. *Paleoceanography* **7**:357-389

Wright JD, Miller KG (1993) Southern Ocean influences on late Eocene to Miocene deepwater circulation. *Antar Res S* **60**:1-25

Wright JD, Miller KG (1996) Control of North Atlantic Deep Water Circulation by the Greenland-Scotland Ridge. *Paleoceanography* **11**:157-170

Zachos J, Pagani M, Sloan L, Thomas E, Billups K (2001) Trends, rhythms, and aberrations in global climate 65 Ma to present. *Science* **292**:686-693

Received Sep. 21, 2014

Revised Oct. 26, 2014

Accepted Jan. 19, 2015