

## 베링해 중부 지역의 마지막 빙하기 이후 고생산성의 고해상 변화

김성한<sup>1</sup> · 김부근<sup>1\*</sup> · 신혜선<sup>1</sup> · Uchida, M.<sup>2</sup> · Itaki, T.<sup>3</sup> · Ohkushi, K.<sup>4</sup>

<sup>1</sup>부산대학교 지구환경시스템학부

<sup>2</sup>National Institute for Environmental Studies

<sup>3</sup>Geological Survey of Japan

<sup>4</sup>Faculty of Human Development, Kobe University

## High-Resolution Paleoproductivity Change in the Central Region of the Bering Sea Since the Last Glaciation

SUNGHAN KIM<sup>1</sup>, BOO-KEUN KHIM<sup>1\*</sup>, HYE SUN SHIN<sup>1</sup>, MASAO UCHIDA<sup>2</sup>, TAKUYA ITAKI<sup>3</sup> AND KENICHI OHKUSHI<sup>4</sup>

<sup>1</sup>Division of Earth Environmental System, Pusan National University, Busan 609-735, Korea

<sup>2</sup>National Institute for Environmental Studies (305-8506) Onogawa, Tsukuba, Japan

<sup>3</sup>Geological Survey of Japan (305-8567) Ibaraki, Tsukuba, Japan

<sup>4</sup>Faculty of Human Development, Kobe University (657-8501) Tsurukabuto, Kobe, Japan

베링해 중부 지역에서 획득된 피스톤 코아 PC23A의 퇴적물에서 오팔과 총유기탄소의 함량을 측정하고 집적률을 계산하여 마지막 빙하기 이후의 고생산성 변화를 살펴보았다. 코아 PC23A의 연대는 부유성 유공충의 AMS <sup>14</sup>C 탄소연대와 방산충 *L. nipponica sakaii*의 마지막 출현 기준에 의해서 결정되었으며, 코아 최하단부가 약 61,000년 전으로 계산되었고, 코아 상부는 일부 손실된 것으로 판단된다. 오팔과 총유기탄소 함량은 마지막 빙하기 동안 각각 1-10%, 0.2-1.0%의 범위에서 변동하였으며, 각각 5%와 0.7%의 평균값을 보였다. 반면, 후빙기 동안에 오팔과 총유기탄소 함량은 5-22%, 0.8-1.2%의 범위에서 변동하였으며, 평균값은 각각 8%와 1.0%로 증가된 값을 보여주었다. 마찬가지로 오팔과 총유기탄소의 집적률도 마지막 빙하기( $1 \text{ gcm}^{-2}\text{kyr}^{-1}$ ,  $0.2 \text{ gcm}^{-2}\text{kyr}^{-1}$ ) 동안 보다 후빙기 동안( $>5 \text{ gcm}^{-2}\text{kyr}^{-1}$ ,  $>1 \text{ gcm}^{-2}\text{kyr}^{-1}$ )에 증가하였다. 후빙기 동안 증가된 생산성은 온난한 기후에서 해빙의 발달이 미비하고 높아진 해수면 조건에서 주변 육상으로부터 용빙수의 유입 증가와 남쪽으로부터 알래스카 해류 유입의 증가에 의하여 영양염 공급이 충분한 환경에서 규조류가 번성하였기 때문이다. 반면, 마지막 빙하기 동안에는 낮아진 해수면으로 인하여 알래스카 해류의 유입이 감소하여 영양염의 공급이 제한되고, 낮은 수온과 추운 기후로 인해 광범위하게 발달한 해빙에 의해서 생산성이 감소되었다.

Paleoproductivity changes in the central part of the Bering Sea since the last glacial period were reconstructed by analyzing opal and total organic carbon (TOC) content and their mass accumulation rate (MAR) in sediment core PC23A. Ages of the sediment were determined by both AMS <sup>14</sup>C dates using planktonic foraminifera and Last Appearance Datum of radiolaria (*L. nipponica sakaii*). The core-bottom age was calculated to reach back to 61,000 yr BP. and some of core-top was missing. Opal and TOC contents during the last glacial period varied in a range of 1-10% and 0.2-1.0%, and their average values are 5% and 0.7%, respectively. In contrast, during the last deglaciation, opal and TOC contents varied from 5 to 22% and from 0.8 to 1.2%, respectively, with increasing average values of 8% and 1.0%. Opal and TOC MAR were low ( $1 \text{ gcm}^{-2}\text{kyr}^{-1}$ ,  $0.2 \text{ gcm}^{-2}\text{kyr}^{-1}$ ) during the last glacial period, but they increased ( $>5$  and  $>1 \text{ gcm}^{-2}\text{kyr}^{-1}$ ) during the last deglaciation. High diatom productivity during the last deglaciation was most likely attributed to the elevated nutrient supply to the sea surface resulting from increased melt water input from the nearby land and enhanced Alaskan Stream injection from the south under the restricted sea-ice and warm condition during the rising sea level. On the contrary, low productivity during the last glacial period was mainly due to decreased Alaskan Stream injection during the low sea-level condition as well as to extensive development of sea ice under low-temperature seawater and cold environment.

**Keywords:** Paleoproductivity, Biogenic Opal, Total Organic Carbon, Deglacial, Glacial, Bering Sea

\*Corresponding author: bkkhim@pusan.ac.kr

## 서론

북반구의 아극 지역(subpolar region) 및 주변에 위치한 반 폐쇄형 연해(marginal sea)들은 전 지구적으로 높은 표층 생산성으로 잘 알려져 있다(Takahashi, 1998). 베링해(면적  $2.29 \times 10^6 \text{ km}^2$ , 부피  $3.75 \times 10^6 \text{ km}^3$ )는 환태평양 지역에서 가장 넓은 반 폐쇄형 연해이며(Hood, 1983), 겨울철동안 해빙의 형성이 특징적이다(Niebauer et al., 1999). 베링해의 북동지역은 수심 200 m 이하의 대륙붕이 넓게 발달해 있는 반면에 남서지역은 수심 3500 m 이상의 알류산 분지(Aleutian Basin)로 구성되어 있다(Fig. 1). 알류산 분지에는 알류산 열도에서 북쪽으로 연결된 보우어스 해령(Bowers Ridge)과 캄차카 반도 북쪽에서 알류산 분지까지 연결되는 시르쇼브 해령(Shirshov Ridge)이 발달해 있다. 베링해의 남쪽 경계인 알류산 열도들 사이에 위치한 다양한 수심의 통로들을 통해 북태평양 수괴와의 교환이 이루어지며, 알류산 열도의 남쪽을 따라 서쪽으로 흐르는 알라스카 해류(Alaskan Stream)는 알류산 열도의 동쪽 통로들로 유입되어 일부는 반시계 방향으로 흘러 캄차카 해협(Kamchatka Strait)로 대부분 빠져 나간다(Stabeno et al., 1999). 베링해의 대륙사면을 따라 북서쪽으로 흐르는 베링사면해류(Bering Slope Current)의 일부는 대륙붕으로 유입되어 아나디르 만(Gulf of Anadyr)과 알라스카 연안을 따라 북쪽으로 흐른 후 베링해협으로 빠져나간다(Grebmeier et al., 2006). 해빙은 일반적으로 10월에 형성되기 시작하여 5월에 사라지는데, 대부분의 겨울 동안에는 대륙붕의 75% 정도가 해빙으로 덮인다(Niebauer, 1998). 이와 더불어, 베링해는 전 지구적 심층 순환의 마지막 도달 지역인 북태평양 인근에 위치하고, 베링해협으로 연결된 북극해를 통하여 북태평양과 북대서양을 연결하는 지리적 특징을 보인다.

베링해는 영양염이 풍부한 해류시스템에 의하여 매우 높은 생산성을 보인다(Loughlin and Ohtani, 1999). 표층해수의 높은 생산성은 대기중의 이산화탄소 농도를 해양으로 제거할 수 있는 생물펌프(biological pump) 역할을 하기 때문에, Takahashi(1998)는 베링해가 전 지구적인 탄소순환에 있어서 매우 중요한 해역이라고 보고하였다. 베링해는 알라스카 해류의 유입에 의해 형성되는 표층의 수직혼합에 의해 영양염이 공급되기 때문에(Nakatsuka et al., 1995), 구조와 같은 규산질의 플랑크톤에 의한 높은 표층 생산력을 보인다(Taniguchi, 1999; Takahashi et al., 2002). 이 결과, 베링해의 수괴는  $299\text{-}429 \text{ mmol m}^{-2}$ 로 매우 높은 규산질 농도를 보인다(Banahan and Goering, 1986). 특히, 베링해의 대륙붕을 따라 발달한 '녹색대(Green Belt)'는 매우 높은 일차생산성( $175\text{-}275 \text{ gCm}^{-2}\text{yr}^{-1}$ )을 가진 지역으로 알려져 있다(Springer et al., 1996). 이러한 '녹색대'는 대륙사면을 따라 북서쪽으로 흐르는 베링사면해류의 영향에 의한 결과이며(Kinder et al., 1975), 베링사면해류의 시계방향으로 도는 와류(eddy)에 의해서 이차적인 수괴의 수직혼합이 발생하여 유광층(euphotic zone)으로 새로운 영양염이 공급되어 일차생산이 증가한다고 제안되었다(Okkonen et al., 2004).

규질해(silica ocean)의 특성을 보이는 베링해의 탄산염 포화수심(carbonate saturation depth)은 약 500 m로 매우 낮기 때문에 대부분의 퇴적물내 탄산염 함량은 매우 미약하다(Feely et al., 2002). 따라서 베링해에서 수행된 기존의 고해양학적 연구들은 구조(Sancetta, 1983; Sancetta et al., 1985), 방산층(Morley and

Robinson, 1986), 외편모조류(Ling, 1973)와 같은 규산질의 미화석을 주로 이용하였다. Sancetta(1983)는 해빙을 지시하는 구조종 *Fragilariopsis* (ex *Nitzschia*) *cylindrus*와 *Nitzschia grunowii*를 이용하여 제 4기 후기 동안 해빙의 범위를 복원하였다. 최근에 더욱 자세한 구조 종분석을 통하여 제 4기 후기 동안 해빙의 분포와 표층 해류 순환의 계절적 변화가 복원되었다(Katsuki and Takahashi, 2005). 예를 들어, 구조 퇴적물과 종 구성의 지역적 차이는 해빙의 분포에 의하여 변화되는 수괴들의 이동(migration) 때문으로 해석되었다. Okazaki et al.(2005)은 퇴적물의 지화학 분석 자료들을 이용하여 표층 해수의 생산성이 빙하기보다 현재 간빙기에 증가하였다고 발표하였다. 특히 구조 각질에 내포된 유기물의 높은 질소동위원소 값과 낮은 생물기원 바륨과 오팔 함량은 태평양의 아극지역 및 베링해에서 지난 빙하기동안 표층의 성층화가 강화되었음을 지시한다(Brunelle et al., 2007). 최근에 베링해에서 마지막 빙하기 이후의 생규소 및 총유기탄소 함량 자료들이 발표되었지만(Gorbarenko et al., 2005; Okazaki et al., 2005; Brunelle et al., 2007), 시간에 따른 함량의 변동이 미약하기 때문에 더욱 고해상(high resolution)의 분석과 생산력 측면에서 중요한 중앙 대륙사면에서의 고해양학적 분석이 요구되었다.

이 연구에서는 베링해 중앙 지역의 대륙사면에서 채취한 피스톤 코어 시추퇴적물의 생물기원 구성 성분인 생규소와 총유기탄소 함량 및 집적률(Mass Accumulation Rate: MAR)을 이용하여 지난 61,000년 동안 베링해 중앙 지역의 고생산성(paleoproductivity)을 고해상으로 복원하였고, 고생산성 변화를 초래하는 고해양학적 변화를 해석하였다.

## 재료 및 방법

코아 PC23A(길이 18 m)는 2006년 8월에 R/V Mirai호를 이용한 베링해 해양조사(MR06-04)에서 피스톤 코어를 이용하여 베링해 중앙 대륙사면( $60^{\circ}09.52'N$ ,  $179^{\circ}27.82'W$ , 수심 1002 m)에서 채취되었다(Fig. 1). 이 코어를 선상에서 절개하여 암상 특성을 기재한 후에 부시료를 채취하여 냉장 보관하였고, Kobe University와 부산대학교에서 시료를 분석하였다.

Kobe University에서는 약 5 cm 내외의 간격으로 총 380개의 시료에 대해 함수율(Water Content: WC)을 분석하였다. 퇴적물 시료가 충분하지 않은 구간에서는 함수율 측정을 제외하였다. 부피  $8 \text{ cm}^3$  플라스틱 큐브에 원시료(젖은 시료)를 담고 무게를 측정 한 후, 동결 건조시킨 뒤, 다시 무게를 측정하여 건조된 물의 무게를 계산하였다. 그리고 퇴적물 시료가 담겨져 있던 플라스틱 큐브 각각의 질량을 측정 한 후, 초기 원시료 및 건조시료만의 무게를 계산하였다. 건조된 퇴적물 시료 안에는 광물화된 염(salt)이 있기 때문에, 공극수의 염분을 35 psu로 가정하고 건조된 물의 양에 대한 염 함량을 계산하여 건조시료의 무게를 보정하였다. 원시료의 함수율은 다음과 같이 계산되었다.

$$WC(\%) = \frac{\text{wet sediment} - (\text{dry sediment} - \text{salt})}{\text{wet sediment}} \times 100$$

부산대학교에서는 생규소와 탄소 함량을 측정하였다. 측정을 위하여 냉장 보관되었던 시료들을 동결건조한 후 아게이트 물을 이

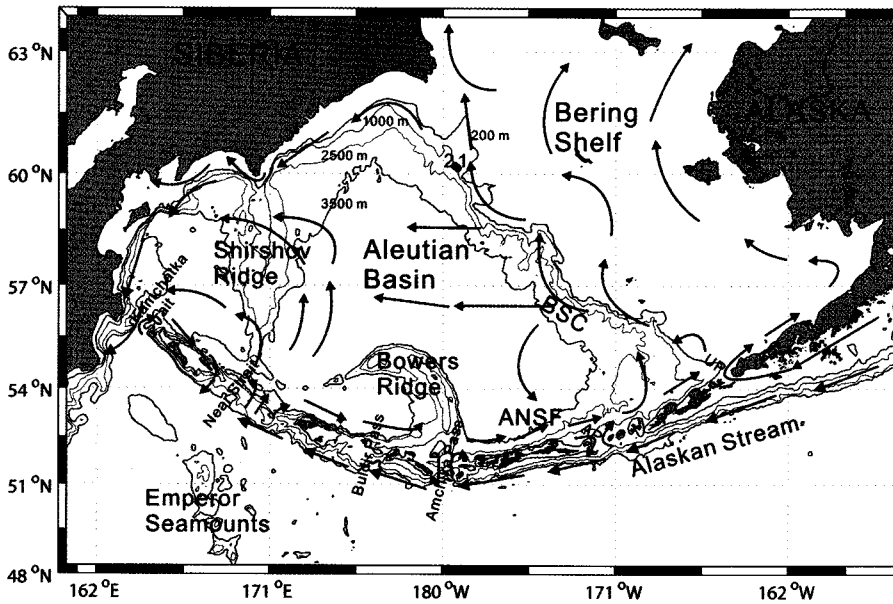


Fig. 1. Schematic bathymetry of the Bering Sea. See sample sites of cores PC23A (1) and HLY02023JPC (2). Arrows show the direction of major surface currents. BSC: Bering Slope Current, ANSF: Aleutian North Slope Current, AP: Amutka Pass, UP: Unimak Pass.

용하여 분말화하였다. 퇴적물의 생규소(biogenic silica) 함량은 총 385개를 분석하였다. Mortlock and Froelich(1989)와 Müller and Schneider(1993)의 방법을 개량한 습식-알카라인 연속 추출(wet-alkaline sequential extraction) 방법을 이용하여 생규소 함량을 측정하였다. 약 15 mg의 퇴적물 분말시료가 담겨 있는 50 ml 원심 분리용 튜브에 1 N NaOH 용액 30 ml 담은 후, 85 °C 항온수조에 넣는다. 그리고 2시간 이후부터 5시간 이후까지 매시간 100 µl를 추출하여 0.1 N HCl 2 ml가 들어있는 10 ml 바이알에 넣는다. 이 과정이 끝난 후, molybdate blue spectrophotometric method를 이용하여 퇴적물 분말 시료의 생규소 함량을 구한다. 이때, 퇴적물 시료 내에서 생규소 함량의 오차 범위는 ±1%이다. 그리고 생규소 함량에 2.4를 곱하여 오팔(opal) 함량을 구하였다(Mortlock and Froelich, 1989).

총탄소(Total Carbon: TC) 함량도 총 385개를 분석하였다. 퇴적물 분말 시료를 CHN 원소분석기(Carlo Erba Na-1500 Elemental Analyzer)를 이용하여 총탄소 함량을 측정하였다. 먼저 약 10 mg의 분말 시료를 주석(tin)으로 만들어진 시료 용기에 싸서 1020 °C의 반응관에 주입시킨다. 고온의 반응관 내에서 초고속 산소 및 산화구리와 반응하여 완전히 연소되면서 이산화탄소, 물, 질소, 질소산화물을 포함한 혼합 가스가 생성된다. 이 혼합가스는 지속적인 헬륨 가스의 유입(120 ml/min)에 의해 이동되며 반응관에서 분리, 흡착되어 정량적으로 탄소의 양을 알아낼 수 있다. 총탄소 함량의 분석 오차 범위는 ±0.1%이다.

총무기탄소(Total Inorganic Carbon: TIC) 함량은 퇴적물 분말 시료를 무기탄소분석기(UIC CO<sub>2</sub> Coulometer: Model CM5014)로 측정하여 구하였다. 산처리 모듈에서 퇴적물의 탄산염과 인산의 반응으로 탄산염의 용해에 의해 발생한 이산화탄소가 가스 유입에 의해 전량분석 셀로 이동된다. 이 때, 전량분석 셀에는 모노에탄올라민(monoethanolamine) 수용액이 담겨져 있고, 한 개의 색채 지시자가 들어있다. 이산화탄소는 정량적으로 이 용액에 흡수되고, 모노에탄올라민과 반응하여 색채 지시자를 퇴색시키는 적정

이 가능한 강산(hydroxyethylcarbamic acid)을 형성한다. 이러한 적정은 자동적으로 일어나며, 음극단자에서 발생된 수소이온이 용액을 원래의 상태인 푸른색으로 되돌려 놓게 된다. 이 때 분석 셀 내 반응용액의 수소이온농도(pH) 변화는 수소이온농도 지시용액의 색상변화로 표현되며 광검출기가 이를 투과율(%T)로서 검출한다. 투과율이 증가하면 자동으로 전류가 발생하여 투과율에 비례하여 염기를 발생시켜 이산화탄소의 흡수에 따라 발생된 산을 중화시키게 되며, 중화과정이 끝나고 용액이 원래의 색으로 돌아가면 전류발생이 중단되면서 적정이 끝나고, 발생한 전류량에 의해 시료 내 무기탄소의 함량을 정량하게 된다. 총유기탄소(TOC) 함량은 각 구간의 총탄소 함량에서 총무기탄소 함량을 빼서 구하였다(TOC = TC - TIC).

오팔 함량 및 총유기탄소 함량은 각 성분의 증감뿐만 아니라 다른 성분의 증감에 의한 희석 효과의 차이에 의해서도 변화될 수 있기 때문에, 집적률(MAR)을 계산하였다. 집적률은 퇴적물에서 측정된 생물기원 구성 성분 함량과 건조밀도(Dry Bulk Density(g/cm<sup>3</sup>): DBD) 그리고 퇴적률(Linear Sedimentation Rate(cm/kyr): LSR)을 곱하여 계산하였다. 건조밀도는 부피 8 cm<sup>3</sup>의 플라스틱 큐브에 원시료(젖은 시료)를 담고 동결 건조시킨 뒤, 건조된 시료의 무게를 측정하여 부피를 나누어 구하였다. 퇴적률은 코어 퇴적물의 연대 측정 자료를 이용하여 층서를 수립한 후에 각각 구간에 해당되는 퇴적물을 사용하였다. 생물기원 물질의 집적률(MAR)은 다음과 같이 계산되었다.

$$MAR(g/cm^2/kyr) = \frac{\text{biological component}(\%) \times DBD \times LSR}{100}$$

방사성 탄소동위원소 연대는 일본국립환경연구소(National Institute for Environmental Studies)에서 약 10 mg의 부유성 유공충을 이용하여 가속질량분석기(Accelerated Mass Spectrometer: AMS)로 측정되었다. 그리고 ΔR(mean global reservoir correction)은 태평양 아극지역의 평균 값인 380년(±50년)으로 하여(Itaki

et al., in press), Calib 5.0.1(Stuiver et al., 1998)을 이용하여 측정된 방사능 탄소동위원소 연대를 calendar 연대(cal. yr)로 변환하였다.

방산층 분석은 약 5-20 cm 간격으로 총 153개의 구간에서 이루어졌다. 약 1-5 g의 건조된 퇴적물을 15% 과산화수소와 염산을 이용하여 유기물과 탄산염을 각각 제거한 후, 45 µm 체를 이용하여 걸러내었다. 45 µm 체에서 걸러진 시료를 Goll and Björklund (1974)의 방법을 이용하여 개체수 정량화와 종조성 분석을 위한 영구 슬라이드(Q-slide, F-slide)를 각각 만들었다. 50 ml의 증류수가 담겨있는 100 ml 비커에 45 µm 체에 남아있는 모든 시료를 옮겨 담고, 잘 섞은 후 피펫을 이용하여 0.2 ml를 추출하여 커버 글라스 위에 떨어뜨리고 건조 시킨다. 건조 후, 커버 글라스를 Canada Balsam으로 슬라이드 위에 고정시켜 Q-slide를 만들었다. 그리고 시료에 많은 양의 육성기원 물질들이 있어서 현탁 분리(elutriation) 방법(Itaki, 2006)에 의해 방산층 입자들을 추출하여 F-slide를 만들었다. 각각의 슬라이드는 100배와 400배 배율 사이에서 광학현미경으로 관찰되었다. Q-slide에서 관찰된 전체 방산층 수에 250을 곱한 후, 건조시료 질량을 나누어 단위 g당 방산층의 개체수를 계산하였고, 종조성을 위해서는 F-slide에서 300마리 이상의 방산층을 동정하였다.

결 과

코아 PC23A의 연대 결정

코아 PC23A의 연대 결정은 코아 PC23A의 12 지점에서 가속 질량분석기(AMS)로 측정된 방사성 탄소동위원소 연대 자료와 방산층 *Lychnocanoma nipponica* (Nakaseko) *sakaii*의 마지막 출현 기준(Last Appearance Datum: LAD)을 이용하였다(Fig. 2). 측정된 방사성 탄소동위원소 연대 자료는 Table 1에 정리되어 있다. 베링해에서 방산층 *L. nipponica sakaii*의 마지막 출현 기준(LAD)은 48,600년(±1,800년) 전으로 알려졌으며(Okada et al., 2005), 코아 PC23A의 하부 13.4 m에 LAD가 확인되었다(Fig. 2).

코아 PC23A 최상부에서는 유공층의 보존 및 출현이 낮아서 정확한 연대를 측정할 수 없었지만, 선상에서의 코아 절개 및 시료 채취를 통하여 코아 시추 과정에서 코아 최상부의 퇴적물이 유실되었다. 그러나, 유실된 퇴적물의 두께는 정확하게 예측하기 어렵다. 코아 PC23A와 비슷한 수심의 인근 지역에서 획득한 코아 HLY02023JPC(60.128°N, 180.558°E, 수심 1132 m)에서도 최상부에서 유공층의 보존 및 출현이 낮아서 정확한 연대를 측정할 수 없었다(Cook et al., 2005). 한편, 베링해 남쪽 보우어스 해령 및 움낙 고원(Umnak Plateau)에서 채취된 코아의 현세 기간 동안의

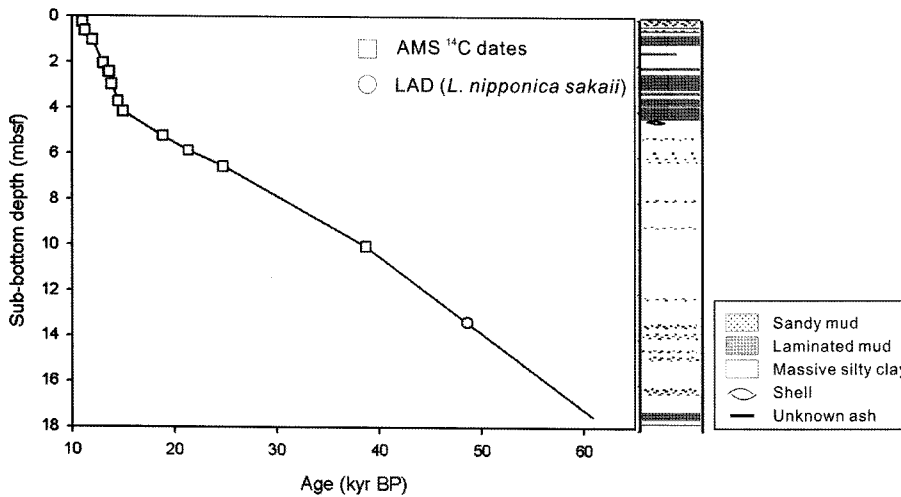


Fig. 2. Age model and lithology of core PC23A. Open squares indicate AMS <sup>14</sup>C dates using planktonic foraminifera and an open circle represents LAD of *L. nipponica sakaii*.

Table 1. List of AMS <sup>14</sup>C ages of MR06-04 PC23A

Depth (m)	Conventional age	error ±	Calibrated age (1-sigma)		Calendar age (year BP)
			cal BP (min)	cal BP (max)	
0.27	10,470	120	10,884	11,220	11,052
0.62	10,620	90	11,123	11,361	11,242
1.03	11,029	51	11,849	12,109	11,979
2.04	11,932	43	12,968	13,108	13,038
2.43	12,474	45	13,446	13,629	13,538
2.96	12,827	88	13,795	13,999	13,897
3.72	13,254	48	14,277	14,722	14,500
4.15	13,482	81	14,802	15,155	14,979
5.23	16,348	125	18,758	18,937	18,848
5.88	18,838	71	21,121	21,603	21,362
6.56	21,468	166	24,526	25,017	24,772
10.06	33,315	192			38,708

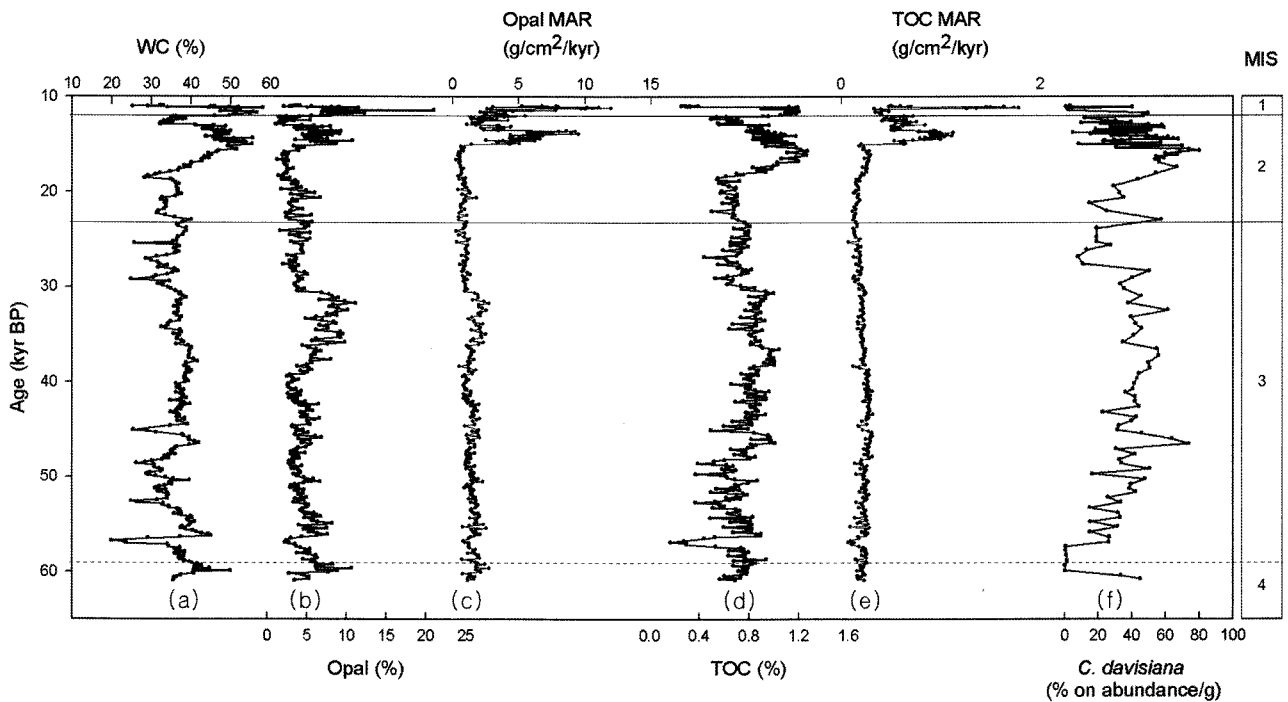


Fig. 3. Downcore profiles of (a) WC (Water Content), (b) opal content, (c) MAR (mass accumulation rate) of opal, (d) TOC (total organic carbon) content, (e) MAR of TOC, and (f) relative abundance of *C. davisiana* in core PC23A. Note Marine Isotope Stages on the right.

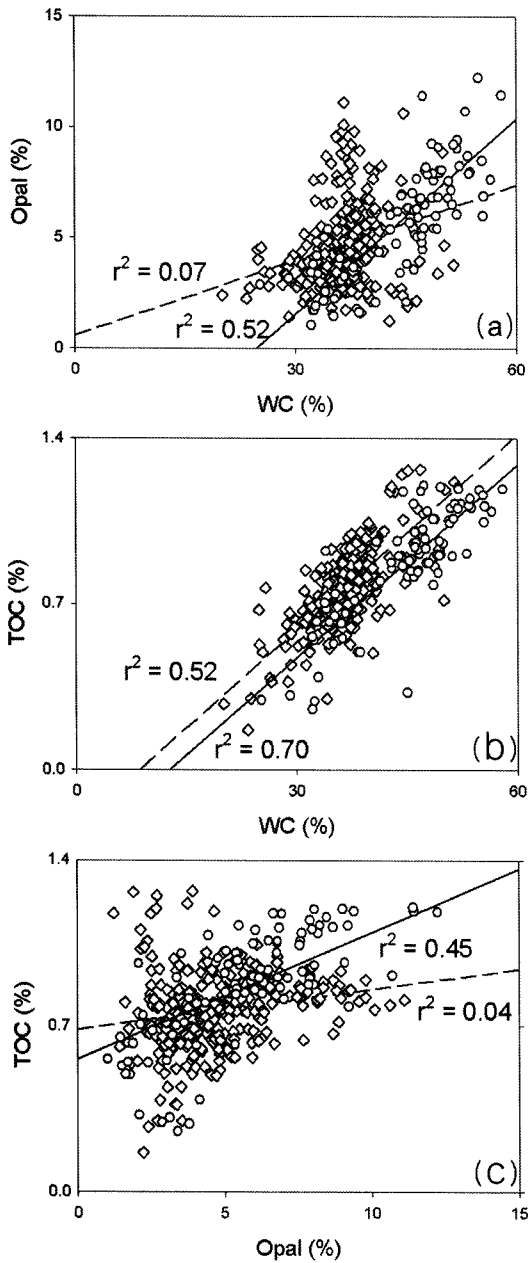
생규소 함량은 최대 60% 이상으로 매우 높게 보고되었다(Okazaki *et al.*, 2005; Brunelle *et al.*, 2007). 그러나 코아 PC23A는 오늘날 베링해에서 매우 높은 생산성을 가진 '녹색대'에 위치하고 있음에도(Springer *et al.*, 1996), 코아 최상부의 오팔 함량이 5% 미만에 불과하다(Fig. 3). 베링해의 남쪽 보우어스 해령에서 현재 기간 동안의 퇴적률은 10-15 cm/kyr로 비교적 낮게 나타났다(Brunelle *et al.*, 2007; Gorbarenko *et al.*, 2005). 코아 PC23A의 상부는 0.27 m와 0.62 m 구간 사이의 퇴적률을 적용하여 계산한 결과, 약 10,900 cal. yr BP로 계산되었다. 따라서 코아 PC23A에서 지난 10,000년 정도의 최상부 층은 유실되었거나 퇴적률이 급격히 저하된 결과로 생각된다.

코아 PC23A에서 24,772년 전에서 48,600년 전 사이에서는 유공충의 보존 및 출현이 매우 낮기 때문에 연대를 측정할 수 없어서 두 구간 사이는 일정한 퇴적률을 가정하여 적용하였다. 이러한 계산에 의하면 코아 최하단부의 연대는 약 61,000년에 해당된다. 이는 Marine Isotope Stage(MIS; Martinson *et al.*, 1987) 4의 후반에 해당한다. 엽리층이 발달해 있는 코아 상부(0-4.15 m)는 후빙기(10,900-15,100년 전)에 해당하며 약 102 cm/kyr의 높은 퇴적률을 보이는 반면, 코아 중하부(4.15-17.54 m)는 마지막 빙하기로 약 29 cm/kyr의 낮은 퇴적률을 보인다. 코아 PC23A의 전체적인 퇴적률은 약 35 cm/kyr로 매우 높게 계산된다. 기존의 연구에 의하면 베링해의 다른 지역들의 퇴적률은 옴나고원에서 약 25 cm/kyr(Okazaki *et al.*, 2005)가 발표되었고, 보우어스 해령에서 약 12-15 cm/kyr(Okazaki *et al.*, 2005; Gorbarenko *et al.*, 2005; Brunelle *et al.*, 2007)가 계산되었다. 즉 이번 연구의 시료 구간 약 5 cm는 150년 미만의 기간을 나타내므로 높은 해상도의 분석이 실시되었다고 할 수 있다.

#### 함수율, 오팔과 총유기탄소 함량 및 집적률 그리고 방산충 함량 변화

코아 PC23A의 함수율, 오팔과 총유기탄소 함량 및 집적률 그리고 방산충 함량 변화는 Fig. 3에 나타나 있다. 함수율은 20%에서 60% 사이에서 변화하며, 후빙기의 엽리층이 보존된 구간에서 높은 값을 보인다(Fig. 3a). 마지막 빙하기의 함수율은 코아 상부에 비하여 낮으며, 간헐적으로 함수율이 급격하게 낮은 구간들이 나타나는데 이들 구간들의 암상은 모래입자 함량이 높은 사질 이토층으로 확인된다(Fig. 2). 따라서, 함수율은 퇴적물을 구성하는 입도에 의해서 영향을 받으며, 일반적으로 퇴적물의 입도가 클수록 낮은 함수율을 보인다. 그리고 MIS 4 후기에 함수율이 높은 구간은 세립질 퇴적물로 구성된 엽리층이 발달한 구간으로 후빙기의 엽리층과 비교된다(Fig. 2).

코아 PC23A의 오팔 함량은 최소 2%에서 최대 20%까지의 값들 사이에서 변화한다(Fig. 3b). 오팔 함량은 함수율이 높은 후빙기에서 높게 나타난다. 마지막 빙하기 동안 오팔 함량의 변동은 약 30,000년 전을 기준으로 두 시기로 나누어진다. 우선 30,000년 이후의 경우는 오팔 함량이 매우 낮고 변동이 작은 반면에, 30,000년 이전에는 오팔 함량이 비교적 높고 간헐적으로 높은 함량의 피크를 보인다. 특히, 36,000년-30,000년 사이의 오팔 함량은 후빙기 구간에서 측정된 높은 오팔 함량만큼 높게 나타났다. 후빙기 동안에는 함수율과 오팔 함량은 상대적으로 높은 상관관계( $r^2=0.52$ )를 보이지만, 마지막 빙하기 동안에는 아주 낮다( $r^2=0.07$ )(Fig. 4a). 따라서 함수율과 표층의 규조 생산성은 후빙기 동안에는 다소 높은 상관관계가 있지만, 빙하기 동안에는 두 측정값들 사이에 직접적인 일차관계가 없는 것으로 보인다. 함수율은 퇴적물 입자의 크기와 같은 다른 요인에 의해서도 영향을 받는다. 하지만, 일반적



**Fig. 4.** Correlations (a) between WC (water content) and opal content, (b) between WC and TOC (total organic carbon) content, and (c) between opal content and TOC content of core PC23A.  $r^2$  represents regression coefficient. Open circles and solid lines represent the relationships during deglacial period whereas open diamonds and dashed lines indicate those during the glacialiation.

으로 오파를 구성하는 세립한 크기의 규조와 함께 오파 골격 내에 물이 함유되어있기 때문에(Round *et al.*, 1990), 오파 함량이 높은 후빙기에는 함수율과 표층의 규조 생산성은 비교적 높은 양의 상관관계를 보인다. 반면, 오파 함량이 낮은 빙하기에는 함수율과 표층의 규조 생산성은 매우 낮은 양의 상관관계를 보인다.

오파 집적률은 최소 0.3 g/cm<sup>2</sup>/kyr에서 최대 12 g/cm<sup>2</sup>/kyr까지의 값을 가지며, 후빙기에서 뚜렷하게 매우 높은 값이 나타나며, 빙하기 동안에는 낮은 값으로 거의 일정하다(Fig. 3c). 집적률은 퇴

적률에 의해서 크게 좌우되는데, 코아 PC23A에서 24,772년 전에서 48,600년 전 사이에 추가 연대가 아직 결정되지 않아서 더 자세한 퇴적률을 알 수가 없지만, 정확한 퇴적률을 얻는다 하더라도 후빙기의 생산성과는 비교하기 어려운 매우 낮은 값이 예상된다.

코아 PC23A의 총유기탄소 함량은 최소 0.2%에서 최대 1.2%까지의 값을 가지며, 오파와 마찬가지로 후빙기에서 높은 값이 나타나며 빙하기 동안에 낮은 값이 측정되었다(Fig. 3d). 마지막 빙하기 동안에 간헐적으로 나타나는 낮은 총유기탄소 함량의 구간들은 낮은 함수율을 보이는 사실 이토층과 대비된다. 오파 함량이 높게 나타나는 시기(36,000년-30,000년)에서 마찬가지로 비교적 증가된 총유기탄소 함량이 나타난다. 함수율과 총유기탄소 함량은 후빙기, 빙하기 모두 비교적 높은 상관관계( $r^2=0.70, 0.52$ )를 보인다(Fig. 4b). 함수율은 퇴적물의 입도에 의해서 영향을 받기 때문에, 세립한 퇴적물의 경우 높은 함수율을 보이며 더 많은 양의 유기물이 표층에서 흡착되어 함수율과 총유기탄소 함량은 비교적 높은 상관관계를 보이는 것이다. 오파 함량과 총유기탄소 함량의 경우는 후빙기 동안에는 상관계수가 0.45, 빙하기 동안에는 0.04로 나타났다(Fig. 4c). 후빙기 동안에 두 분석치가 더 높은 양의 상관관계가 나타나는 것은 총유기탄소의 많은 부분이 오파로 구성된 규조에 의해 제공되었기 때문으로 생각된다. 하지만, 빙하기 동안의 낮은 상관관계는 앞에서 언급한 바와 같이, 유기물이 단순히 표층의 규조 생산성에 의해서만 영향을 받는 것이 아니고 유입 퇴적물의 입도, 수층에서 침강하는 동안 그리고 퇴적 후의 분해 등에 의해 다른 영향을 받기 때문이다.

총유기탄소 집적률은 최소 0.1 g/cm<sup>2</sup>/kyr에서 최대 1.8 g/cm<sup>2</sup>/kyr까지의 값을 가지며, 오파 집적률과 마찬가지로 후빙기에서 뚜렷하게 매우 높은 값이 나타나며, 빙하기 동안에는 낮은 값을 보인다(Fig. 3e). 후빙기 동안에 총유기탄소 함량은 비슷하지만, 총유기탄소 집적률을 보면 현세 전기의 총유기탄소의 집적률 값이 후빙기의 값에 비해 두 배 정도 높게 나타난다. 이는 북동태평양에서 채취한 코아에서 후빙기의 생산성이 현세에 비해 낮았다고 보고한 것과 잘 일치한다(Zheng *et al.*, 2000). 총유기탄소 집적률과 오파 집적률을 비교해 볼 때, 오파 함량의 변화가 총유기탄소 함량의 변화에 영향을 미치는 것으로 해석된다.

방산충 *Cycladophora davisiana*는 전 세계적으로 분포하며, 수심 200 m 보다 얕은 곳에서는 거의 서식하지 않는 것으로 알려져 있다(Morley and Hays 1983). Nimmergut and Abelmann(2002)는 플랑크톤 채집에 의해 *C. davisiana*가 오호츠크해의 수심 200-500 m에서 서식하는 것을 확인하였으며, 이 수심에 온도가 낮고 용존 산소가 풍부한 중층수가 존재한다(Kitani, 1973). 이와 마찬가지로 동해에서도 *C. davisiana*는 온도가 낮고 용존 산소가 풍부한 수괴가 존재하는 수심 1000-2000 m에 많이 번성하고 있다(Itaki *et al.*, 2007). 따라서 이 종은 북태평양에서 온도가 낮고 용존 산소가 풍부한 중층수를 추적하는데 유용하다(Ohkushi *et al.*, 2003). 방산충 *C. davisiana*의 함량 변화는 후빙기에서 큰 변동 폭(5%-70%)과 함께 평균 35%의 높은 값을 보이고, 마지막 빙하기에는 간헐적으로 낮은 값(60,000년-57,000년: 2% 미만, 27,500년-23,500년: 20% 미만)을 제외하고는 평균 35%의 높은 값이 나타난다(Fig. 3f). 하지만, *C. davisiana*의 개체수의 경우 후빙기에는 평균 710 개체수(g)가 나타난 반면, 마지막 빙하기 동안에는 평균 505 개체수(g)가 나타났다.

## 토 의

빙하기 동안 태평양 지역에서의 고생산성 변화를 살펴보면, 태평양 적도지역에서는 빙하기의 표층생산성이 간빙기의 생산성에 비해서 높았다고 보고되었고(Thomas *et al.*, 2000; Zhang *et al.*, 2007), 이렇게 빙하기에 생산성이 높아지는 것은 동아시아 중앙 지역으로부터 철을 함유한 먼지의 유입이 증가하였기 때문으로 해석하였다. 오늘날 서태평양 온난대(Western Pacific Warm Pool)의 낮은 생산성은 낮은 질산염 농도 때문이라고 알려져 있고(Barber and Chavez, 1991), 빙하기 동안 강한 바람에 의해 철을 다량 함유한 먼지입자의 유입 증가는 남조류(cyanobacteria)의 질소고정(nitrogen fixation)을 향상시켜 해수의 질산염 농도가 높아져서 생산성이 증가하였다고 제안되었다(Falkowski, 1997). 한편, 편서풍(westerly wind)의 영향을 받는 북태평양의 온대 지역에 위치한 헤스 해령(Hess Rise) 지역에서도 지난 빙하기 동안 오팔 함량이 증가했고, 이는 빙하기에 육상으로부터 바람에 의해 공급되는 실리카(silica)의 유입이 증가했기 때문으로 해석하였다(Kawahata *et al.*, 2000). 하지만, 헤스 해령보다 북쪽에 위치한 북서태평양의 엠페러 해산(Emperor Seamount)지역의 경우에는 빙하기 동안 낮은 오팔 함량이 측정되었는데, 이는 빙하기 동안 북태평양심층수의 용승이 약화되어 영양염의 공급이 제한되었기 때문이라고 해석되었다(Narita *et al.*, 2002). 북서태평양의 연해중의 하나인 동해는 빙하기 동안 표층 생산성이 낮았다고 보고되었다(예, Khim *et al.*, 2007). 빙하기 동안 낮아진 해수면으로 인하여 동해가 지형적으로 고립되었기 때문에 표층의 담수화가 진행되어 표층 성층화가 강화되어 영양염의 공급이 제한되었기 때문에 생산성이 낮았다고 보고되었다(Oba *et al.*, 1991). 북태평양의 반 폐쇄성 연해인 오호츠크해의 경우도 빙하기 동안 표층 생산성이 낮았다고 발표되었다(예, Liu *et al.*, 2006). 빙하기 동안 광범위하게 발달한 해빙에 의해서 표층의 규조류, 인편모조류와 유공충의 활동이 제한되어서, 생물 기원 물질의 함량이 감소한 반면, 육성기원 물질의 유입이 증가되었기 때문에 생산성의 감소를 초래한 것이다.

베링해 중부지역에서는 마지막 빙하기 동안 오팔 함량 및 총유기탄소 함량은 간헐적으로 나타나는 높은 값을 제외하고는 전반적으로 낮게 나타난다(Fig. 3b and 3d). 특히, MIS 2 전기의 경우 오팔과 총유기탄소 함량은 매우 낮게 나타난다. 마찬가지로 마지막 빙하기 동안 오팔 및 총유기탄소 집적률도 매우 낮게 나타났다(Fig. 3c and 3e). 코아 PC23A의 결과는 베링해의 남쪽에 위치한 움낙고원에서 채취한 코아 UMK-3A와 보우어스 해령에서 채취한 코아 BOW-9A에서 마지막 빙하기에 전반적으로 낮은 총유기탄소 함량과 오팔 함량이 보고된 것과 잘 일치한다(Okazaki *et al.* 2005). 빙하기 동안 낮아진 해수면으로 인하여 알류산 열도의 동쪽에 위치한 수심이 얇은 통로를 통한 알래스카 해류의 유입이 제한되었기 때문에 표층해수가 서쪽의 통로를 통해서 베링해로 유입되어 해빙이 보우어스 해령까지 발달할 수 있었다(Katsuki and Takahashi, 2005). 그리고 빙하기 동안의 태평양 아극지역은 더 춥고 건조한 환경이었기 때문에(Sabin and Pisias, 1996; de Vernal and Pedersen, 1997), 추운 기후와 동반된 차가운 북풍의 발달로 인해서 베링해에서 계절적으로 형성되는 해빙이 남쪽으로 광범위하게 발달할 수 있었을 것이다. 빙하기 동안 함수율이 낮은 것은

유입되는 퇴적물의 입도가 크다는 것을 의미하며, 이는 바람이나 침강류와 같은 수송기작이 강화되었음을 시사한다. 이와 같이 광범위하게 발달한 해빙으로 인하여 표층 해수에 서식하는 규조류와 같은 생물의 활동이 제한되었을 것이다(Liu *et al.*, 2006). 그리고 북서태평양 지역에서의 심층수의 용승으로 인하여 영양염이 풍부한 알래스카 해류 유입 감소로 표층으로의 영양염의 공급도 제한되었기 때문에(Tanaka and Takahashi, 2005), 빙하기 동안 표층 생산이 낮았던 것으로 생각된다.

마지막 빙하기 동안 광범위한 해빙의 발달로 인해 표층에 서식하는 방산충이 잘 번성하지 못하여, 깊은 곳에서 서식하는 *C. davisiana*와 같은 종의 상대적 빈도수가 증가하였다(Morley and Hays, 1983; Hays and Morley, 2003). 빙하기 대부분 동안 *C. davisiana*의 개체수가 높은 것은 이 시기가 오늘날의 오호츠크해와 같이 대륙붕 지역에서 계절적인 해빙의 발달로 인해서 염분이 높아진 표층수가 심층으로 침강하는 온도가 낮고 용존 산소가 풍부한 침강류의 발달이 활발했었다는 것을 시사한다(Ohkushi *et al.*, 2003; Tanaka and Takahashi, 2005). 이는 Blueford(1983)가 베링해에서 6,000-17,000년 전에 우점종이 빙하기 동안 *C. davisiana*에서 현재 기간의 *Stylochlamydidium venustum* (Bailey)와 *Spongotrochus glacialis Popofsky*로 바뀌었다고 보고한 것과 북태평양 고위도 지역에서 빙하기동안에 *C. davisiana*가 증가하고 간빙기동안에 감소하였다고 보고한 것과도 잘 일치한다(Morley *et al.*, 1982, 1995). 마지막최대빙하기(last glacial maximum: LGM)에 해당하는 MIS 2 전기에는 잘 발달된 해빙으로 인하여 활발한 침강류가 형성되었을 것이지만, *C. davisiana*의 개체수는 오히려 감소했다(Fig. 3f). 이는 *C. davisiana*의 출현이 온도가 낮고 용존 산소가 풍부한 침강류의 형성과 관련되지만, 표층으로부터 공급되는 유기물과 같은 먹이의 양에 의해서도 영향을 받기 때문일 것으로 해석된다(Itaki *et al.*, in press).

Fig. 5a는 마지막 빙하기 동안 연구지역의 고해양환경을 도식화하여 나타낸 것이다. 겨울 동안 춥고 강한 바람으로 인해 해빙의 형성이 촉진되면서 낮은 온도와 높은 용존산소 농도를 갖는 침강류가 잘 발달했을 것이다. 이 결과, 저층 환경은 용존산소가 풍부한 침강류의 영향으로 산화환경을 유지할 수 있었을 것이다. 그리고 빙하기 동안 낮아진 해수면으로 인해 알류산 열도의 수심이 얇은 동쪽 통로들이 막혀짐에 따라 남쪽으로부터 알래스카 해류의 유입의 제한으로 영양염 공급이 감소되었고, 추운 기후 아래에서 넓은 범위에 걸쳐 해빙이 발달하여 표층에서 규조류의 활동이 제한되어 적은 양의 유기탄소가 형성되었을 것이다.

연구 지역의 후빙기 동안 오팔 함량 및 총유기탄소 함량이 매우 높았으며, 오팔 및 총유기탄소 집적률은 지난 빙하기에 비해 수 배 이상 높게 계산되었다(Fig. 3b, 3c, 3d, and 3e). 베링해의 다른 지역에서도 이 시기 동안에 오팔 및 유기탄소 함량이 높게 보고되었다(Okazaki *et al.*, 2005; Brunelle *et al.*, 2007; Cook *et al.*, 2005). 오팔 함량과 유기탄소 함량이 높은 후빙기의 퇴적구간에는 엽리층이 잘 발달되어 있다(Fig. 2). 이 시기 동안에 형성된 엽리층은 베링해 중앙 대륙사면, 움낙고원, 보우어스 해령에서도 발견되었으며, 북동태평양의 캘리포니아 대륙주변부(California margin)와 캘리포니아만(Gulf of California)에서 보고된 엽리층과 시기적으로 잘 일치한다(Geen *et al.*, 2003; Zheng *et al.*, 2000). 그리고

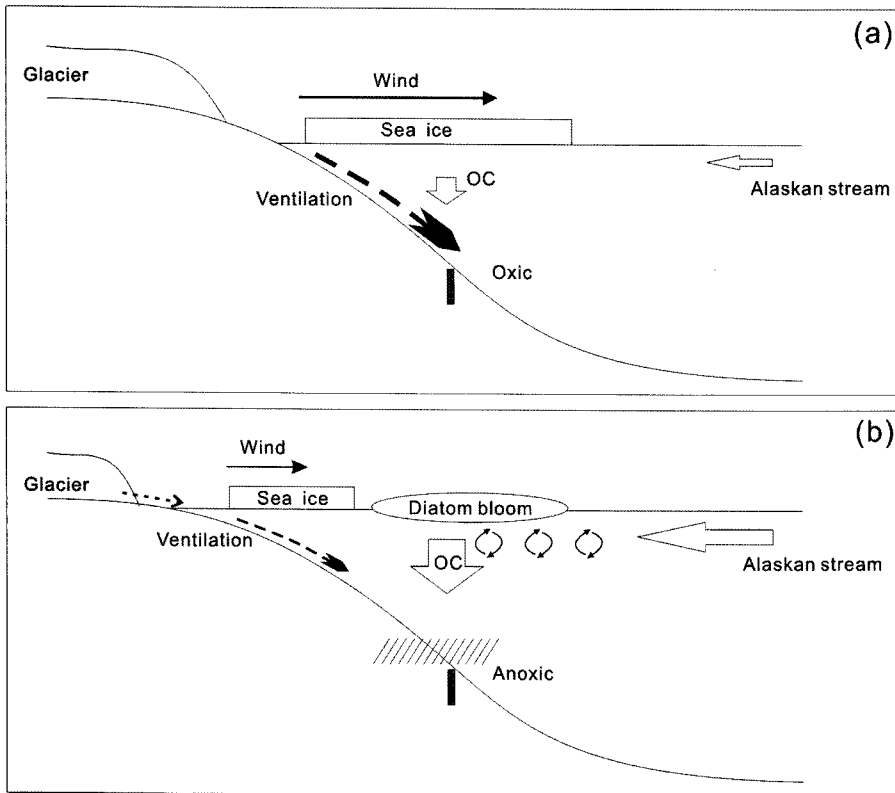


Fig. 5. Paleoceanographic model of (a) the last glacial period and (b) during deglacial period in the central Bering Sea.

이 두 시기는 베링해의 남쪽에서 채취한 코아 GC-11에서 높은 탄산염 피크로 정의된 MWP1A와 MWP1B 시기에 해당된다 (Gorbarenko *et al.*, 2005). 이 시기 동안 부유성 유기층의 산소동위원소 값이 감소되었다(Brunelle *et al.*, 2007; Cook *et al.*, 2005; Gorbarenko *et al.*, 2005). 따라서, 기후가 점점 따뜻해지고 육상의 빙하기가 녹으면서 공급되는 용빙수에 의하여 해양으로 운반되는 영양염이 증가하였을 것이다. Sancetta *et al.*(1985)도 규조류의 산소동위원소 분석을 통해 이 시기에 베링해 표층수가 용빙수의 유입에 의해 영향을 받았다고 주장하였다. 따뜻한 환경에서 해수면이 상승하여 수심이 얇은 알류산 열도의 동쪽에 위치한 수로들이 해수면에 잠기게 됨에 따라서 이들 통로들을 통하여 남쪽으로부터 알래스카 해류의 유입이 증가되어 해빙의 발달도 억제되었다. 더불어 수직혼합에 의한 표층해수에 영양염의 공급이 증가되어 규조류의 생산성과 유기탄소의 형성이 증가되었다(Okazaki *et al.*, 2005).

후빙기 동안 *C. davisiana* 함량에는 큰 변동 폭이 있지만, 전반적으로 높게 나타났다(Fig. 3f). 베링해의 표층 혼합층은 많은 양의 용빙수의 유입에 의해 염분이 낮아져 표층의 성층화가 예상되지만, 비교적 높은 *C. davisiana* 함량은 계절적인 해빙의 형성과 침강류가 여전히 존재했음을 시사한다. 하지만 이 시기 동안 베링해는 비교적 따뜻했기 때문에 해빙의 형성이 상대적으로 미비했으며 침강류의 발달도 강화되지는 못했을 것으로 예측된다. 후빙기 동안 함수율이 높게 나타나는 것이 바람이나 침강류와 같은 수송기작이 약했음을 시사한다.

Fig. 5b는 후빙기 및 현재 전기 동안 베링해의 고해상환경을 모델로 제시한다. 온난해진 기후로 인해서 육상으로부터 유입되는

용빙수가 증가되고 알류산 열도 동쪽의 통로들을 통한 알래스카 해류 유입이 증가한다. 이러한 환경에서 표층으로 공급되는 영양염의 증가와 함께 해빙의 발달이 미비하여 표층에서 규조류에 의한 높은 생산성이 나타나고, 이 결과 많은 양의 유기탄소가 형성되었을 것이다. *C. davisiana*의 개체수 증가는 많은 양의 유기물 공급과 함께, 미약하게 발달한 해빙에 의한 침강류가 존재했음을 시사한다. 따라서 약한 침강류가 존재했음에도 불구하고 표층해수의 높은 생산성으로 인해 많은 양의 유기물이 심층으로 공급되는 환경에서 저층수의 용존 산소가 고갈되어 무산소 환경에서 열리층이 형성되었을 것이다.

### 결론

북반구의 아극 지역에 위치한 환태평양 지역에서 가장 넓은 반폐쇄형 연해인 베링해는 영양염이 풍부한 해류시스템에 의하여 매우 높은 생산성을 보이고, 겨울철 동안 해빙의 형성이 특징적이다. 베링해의 중앙 대륙사면 지역에서 채취된 코아 PC23A에서 오팔과 총유기탄소의 함량 및 집적률, 그리고 방산층 *C. davisiana*의 함량을 분석하여 베링해 중앙 지역의 고생산성의 변화를 고해상으로 복원하였다. 코아 PC23A의 연대는 가속질량분석기로 측정된 부유성 유기층의 방사성 탄소동위원소 연대 자료와 방산층 *L. nipponica* (Nakaseko) *sakaii*의 마지막 출현 기준에 의하여 약 61,000년으로 결정되었다. 마지막 빙하기 동안 함수율, 오팔과 총유기탄소의 함량 및 집적률은 전반적으로 낮았지만, 방산층 *C. davisiana*의 함량은 높게 나타났다. 반면에, 후빙기 동안에는 높은 함수율, 그리고 증가된 오팔과 총유기탄소 함량 및 집적률이 나타



났고, *C. davisiana*의 함량도 전반적으로 높게 나타났다. 마지막 빙하기 동안 하강된 해수면으로 인해 북태평양으로부터 알래스카 해류 유입이 제한되었고, 추운 기후 동안 현재보다 광범위하게 해빙이 형성되어 표층에서는 생산성이 낮아졌고, 침강류가 활발하게 형성되어 저층에 충분한 산소를 공급시켰으며, 이러한 침강류는 온도가 낮고 용존 산소가 풍부하기 때문에 *C. davisiana*의 함량도 높게 나타났다. 한편, 후빙기 동안에는 온난한 기후와 더불어 상승하는 해수면 조건 하에서 해빙의 발달이 미약하였고 북태평양으로부터 알래스카 해류의 유입이 강화되었으며 육상으로부터의 용빙수의 유입도 증가되어 표층으로 많은 영양염이 공급되었기 때문에 표층에서 규조류에 의한 높은 생산성이 유지되었다. 그리고 표층에서 공급되는 유기물질 입자들과 해빙의 발달에 의해서 생성되는 침강류 때문에 비교적 높은 *C. davisiana*의 함량이 나타났지만 저층은 무산소 환경으로 변화되었다. 약한 침강류가 존재했음에도 불구하고 표층해수의 높은 생산성으로 인해 많은 양의 유기물이 저층으로 공급되는 환경에서 저층수의 용존 산소가 고갈되어 무산소 환경에서 엽리층이 형성되었을 것이다. 베링해 중앙 대륙사면 지역의 고생산성은 빙하기 동안 낮았으며 후빙기 동안에 증가되는 북태평양 연해의 전형적인 특징을 보여준다.

## 사 사

이 연구를 위해 베링해 시추퇴적물을 공급해 주신 동경대학교의 Tada교수님께 감사드리며 탐사기간동안 수고해 주신 R/V Mirai 호의 승무원들에게도 감사할 드립니다. 논문 작성동안 자료의 해석과 토의에 도움을 주신 부산대학교 Katsuki박사님과 한국지질자원연구원의 박장준박사님과 남승일박사님께 감사할 드리며, 논문을 심사하시고 중요한 사항들을 지적해 주신 두 분의 심사자들도 감사할 표합니다. 이 연구는 2008년도 정부재원으로 교육과학기술부 학술연구조성사업(한국학술진흥재단 지원; KRF-2008-314-C00410) 및 국토해양부 국제공동연구사업(지구환경변화 대책을 위한 북서태평양과 주변해역의 제4기 후기 고기후변화와 북태평양중층수의 역할 연구; Grant No. 2008001024)의 일환으로 수행되었다.

## 참고문헌

- Banahan, S. and J.J. Goering, 1986. The production of biogenic silica and its accumulation on the southeastern Bering Sea shelf. *Cont. Shelf Res.*, **5**: 199–213.
- Barber, R.T. and F.P. Chavez, 1991. Regulation of primary productivity rate in the equatorial Pacific. *Limnol. Oceanogr.*, **36**: 1803–1815.
- Barnola, J.M., D. Raynaud, Y.S. Korotkevich and C. Lorius, 1987. Vostok ice core provides 160,000-year record of atmospheric CO<sub>2</sub>. *Nature*, **329**: 408–414.
- Blueford, J.R., 1983. Distribution of Quaternary radiolaria in the Navarin Basin geologic province, Bering Sea. *Deep-Sea Res.*, **30**: 763–781.
- Brunelle, B.G., D.M. Sigman, M.S. Cook, L.D. Keigwin, G.H. Haug, B. Plessen, G. Schettler and S.L. Jaccard, 2007. Evidence from diatom-bound nitrogen isotopes for subarctic Pacific stratification during the last ice age and a link to North Pacific denitrification changes. *Paleoceanography*, **22**: PA1215, doi:10.1029/2005PA001205.
- Cook, M.S., L.D. Keigwin and C.A. Sancetta, 2005. The deglacial history of surface and intermediate water of the Bering Sea. *Deep-Sea Res. II*, **52**: 2163–2173.
- de Vernal, A. and T.F. Pedersen, 1997. Micropaleontology and palynology of core PAR 87 A-10: a 30,000 year record of paleoenvironmental changes in the Gulf of Alaska, Northeast Pacific. *Paleoceanography*, **12**: 821–830.
- Falkowski, P.G., 1997. Evolution of the nitrogen cycle and its influence on the biological sequestration of CO<sub>2</sub> in the ocean. *Nature*, **387**, 272–275.
- Feely, R.A., C.L. Sabine, K. Lee, F.J. Millero, M.F. Lamb, D. Greeley, J.L. Bullister, R.M. Key, T.-H. Peng, A. Kozyr, T. Ono and C.S. Wong, 2002. In situ calcium carbonate dissolution in the Pacific Ocean. *Global Biogeochem. Cycles*, **16**: doi:10.1029/2002GB001866.
- Geen, A., Y. Zheng, J.M. Bernhard, K.G. Cannariato, J. Carriquiry, W.E. Dean, B.W. Eakins, J.D. Ortiz and J. Pike, 2003. On the preservation of laminated sediments along the western margin of North America. *Paleoceanography*, **18**: doi:10.1029/2003PA000911.
- Goll, R.M. and K.R. Björklund, 1974. Radiolaria in surface sediments of the South Atlantic. *Micropaleontology*, **20**: 38–75.
- Gorbarenko, S.A., I.A. Basov, M.P. Chekhovskaya, J. Southon, T.A. Khusid and A.V. Artemova, 2005. Orbital and millennium scale environmental changes in the southern Bering Sea during the last glacial-Holocene: geochemical and paleontological evidence. *Deep-Sea Res. II*, **52**: 2174–2185.
- Grebmeier, J.M., J.E. Overland, S.E. Moore, E.V. Farley, E.C. Carmack, L.W. Cooper, K.E. Frey, J.H. Helle, F.A. McLaughlin and S.L. McNutt, 2006. A major ecosystem shift in the northern Bering Sea. *Science*, **311**: 1461–1464.
- Hays, J.D. and J.J. Morley, 2003. The Sea of Okhotsk: A window on the ice age ocean. *Deep-Sea Res.*, **50**: 1481–1506.
- Honjo, S., S.J. Manganini and J.J. Cole, 1982. Sedimentation of biogenic matter in the deep ocean. *Deep-Sea Res.*, **29**: 609–625.
- Hood, D.W., 1983. The Bering Sea. In: *Estuaries and enclosed Seas*, edited by Ketchum, B.H., Elsevier Sci. Pub. Co. pp. 337–373.
- Itaki, T., 2006. Elutriation technique for extracting radiolarian skeletons from sandy sediments and its usefulness for faunal analysis. *Radiolaria*, **24**: 14–18.
- Itaki, T., N. Komatsu and I. Motoyama, 2007. Orbital- and millennial-scale changes of radiolarian assemblages during the last 220 kyrs in the Japan Sea. *Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol.*, **247**: 115–130.
- Itaki, T., M. Uchida, B.K. Khim, S. Kim, H.S. Shin and R. Tada, in press. Late Pleistocene stratigraphy and paleoceanography in the northern Bering Sea slope: evidence from radiolarian species *Cycladophora davisiana*. *J. Quat. Sci.*
- Katsuki, K. and K. Takahashi, 2005. Diatoms as paleoenvironmental proxies for seasonal productivity, sea-ice and surface circulation in the Bering Sea during the late Quaternary. *Deep-Sea Res. II*, **52**: 2110–2130.
- Kawahata, H., T. Okamoto, E. Matsumoto and H. Ujiie, 2000. Fluc-

- tuation of eolian flux and ocean productivity in the mid-latitude North Pacific during the last 200 kyr. *Quat. Sci. Rev.*, **19**: 1279–1291.
- Khim, B.K., J.J. Bahk, S. Hyun and G.H. Lee, 2007. Late Pleistocene dark laminated mud layers from the Korea Plateau, western East Sea/Japan Sea and their paleoceanographic implications. *Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol.*, **247**: 74–87.
- Kinder, T.H., L.K. Goachman and J.A. Galt, 1975. The Bering slope current system. *J. Phys. Oceanogr.*, **5**: 231–244.
- Kitani, K., 1973. An oceanographic study of the Okhotsk Sea: particularly in regard to cold waters. *Bulletin of Far Sea Fish Res. Laborat.*, **9**: 45–77.
- Ling, H.Y., 1973. Radiolaria: Leg 19 of the Deep Sea Drilling Project. In: Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project, 19, edited by Creager, J.S., D.W. Scholl, *et al.*, US Government Printing Office, Washington, pp. 777–797.
- Liu, Y.J., S.R. Song, T.Q. Lee, M.Y. Lee, Y.L. Chen and H.F. Chen, 2006. Mineralogical and geochemical changes in the sediments of the Okhotsk Sea during deglacial periods in the past 500 kyrs. *Global Planet. Change*, **53**: 47–57.
- Loughlin, T.R. and K. Ohtani, 1999. Dynamics of the Bering Sea. Univ. Alaska Sea Grant, Fairbanks, pp. 1–825.
- Martinson, D.G., N.G. Pisias, J.D. Hays, J. Imbrie, T.C. Moore and N.J. Shackleton, 1987. Age dating and the orbital theory of ice ages: development of a high-resolution 0 to 300,000-year chronostratigraphy. *Quat. Res.*, **27**: 1–29.
- Morley, J.J. and J.D. Hays, 1983. Oceanographic conditions associated with high abundances of the radiolarian *Cycladophora davisiana*. *Earth Planet. Sci. Lett.*, **66**: 63–77.
- Morley, J.J. and S.W. Robinson, 1986. Improved method for correlating late Pleistocene/Holocene records from the Bering Sea: application of a biosiliceous geochemical stratigraphy. *Deep-Sea Res.*, **39**: 1203–1211.
- Morley, J.J. V.L. Tiase, M.M. Ashby and M. Kashgarian, 1995. A high-resolution stratigraphy for Pleistocene sediments from North Pacific Sites 881, 883, and 887 based on abundance variations of the radiolarian *Cycladophora davisiana*. In: Proceedings of the Ocean Drilling Program, Scientific Results, 145, edited by Rea, D.K., I.A. Basov, D.W. Scholl and J.F. Allan, Ocean Drilling Program, College Station, TX, pp. 133–140.
- Morley, J.J., J.D. Hays and J.H. Robertson, 1982. Stratigraphic framework for the late Pleistocene in the northwest Pacific Ocean. *Deep-Sea Res.*, **29**: 1485–1499.
- Mortlock, R.A. and P.N. Froelich, 1989. A simple method for the rapid determination of opal in pelagic marine sediments. *Deep-Sea Res.*, **36**: 1415–1426.
- Müller, P.J. and R. Schneide, 1993. An automated leaching method for the determination of opal in sediments particulate matter. *Deep-Sea Res.*, **40**: 425–444.
- Nakatsuka, T., K. Watanabe, N. Handa, E. Matsumoto and E. Wada, 1995. Glacial to interglacial surface nutrient variations of Bering deep basins recorded by  $\delta^{13}\text{C}$  and  $\delta^{15}\text{N}$  of sedimentary organic matter. *Paleoceanography*, **10**: 1047–1061.
- Narita, H., M. Sato, S. Tsunogai, M. Murayama, M. Ikehara, T. Nakatsuka, M. Wakatsuchi, N. Harada and Y. Ujiie, 2002. Biogenic opal indicating less productive northwestern North Pacific during the glacial ages. *Geophys. Res. Lett.*, **29**: 1732, doi:10.1029/2001GL014320.
- Niebauer, H.J., 1998. Variability in Bering Sea ice cover as affected by a regime shift in the North Pacific in the period 1947–1996. *J. Geophys. Res.*, **103**: 27717–27737.
- Niebauer, H.J., N.A. Bond, L.P. Yakunin and V.V. Plotnikov, 1999. An update on the climatology and sea ice of the Bering Sea. In: Dynamics of the Bering Sea, edited by Loughlin, T.R. and K. Ohtani, Univ. Alaska Sea Grant, Fairbanks, pp. 29–59.
- Nimmergut, A. and A. Abelmann, 2002. Spatial and seasonal changes of radiolarian standing stocks in the Sea of Okhotsk. *Deep-Sea Res. I*, **49**: 463–493.
- Oba, T., M. Kato, H. Kitazato, I. Koizumi, A. Omura, T. Sakai and T. Takayama, 1991. Paleoenvironmental changes in the Japan Sea during last 85,000 years. *Paleoceanography*, **6**: 499–518.
- Ohkushi, K., T. Itaki and N. Nemoto, 2003. Last glacial-Holocene change in intermediate-water ventilation in the Northwestern Pacific. *Quat. Sci. Rev.*, **22**: 1477–1484.
- Okada, M., M. Takagi, H. Narita and K. Takahashi, 2005. Chronostratigraphy of sediment cores from the Bering Sea and the subarctic Pacific based on paleomagnetic and oxygen isotopic analyses. *Deep-Sea Res. II*, **52**: 2092–2109.
- Okazaki, Y., K. Takahashi, H. Asahi, K. Katsuki, J. Hori, H. Yasuda, Y. Sagawa and H. Tokuyama, 2005. Productivity changes in the Bering Sea during the late Quaternary. *Deep-Sea Res. II*, **52**: 2150–2162.
- Okkonen, S.R., G.M. Schmidt, E.D. Cokelet and P.J. Stabeno, 2004. Satellite and hydrographic observations of the Bering Sea ‘Green Belt’. *Deep-Sea Res. II*, **51**: 1033–1051.
- Petit, J.R., J. Jouzel, D. Raynaud, N.I. Barkov, J.-M. Barnola, I. Basile, M. Bender, J. Chappellaz, M. Davis, G. Delaygue, M. Delmotte, V.M. Kotlyakov, M. Legrand, V.Y. Lipenkov, C. Lorius, L. Pepin, C. Ritz, E. Saltzman and M. Stievenard, 1999. Climate and atmospheric history of the past 420,000 years from the Vostok ice core, Antarctica. *Nature*, **399**: 429–436.
- Round, F.E., R.M. Crawford and D.G. Mann, 1990. The diatoms: biology and morphology of the genera. Cambridge Univ. Press, Cambridge, 747 pp.
- Sabin, A.L. and N.G. Pisias, 1996. Sea surface temperature changes in the northwestern Pacific Ocean during the past 20,000 years and their relationship to climate change in northwestern North America. *Quat. Res.*, **46**: 48–61.
- Sancetta, C., 1983. Effect of Pleistocene glaciation upon oceanographic characteristics of the North Pacific Ocean and Bering Sea. *Deep-Sea Res.*, **30**: 851–869.
- Sancetta, C., L. Heusser, L. Labeyrie, S.A. Naidu and S.W. Robinson, 1985. Wisconsin-Holocene paleoenvironment of the Bering Sea: evidence from diatoms, pollen, oxygen isotopes and clay minerals. *Mar. Geol.*, **62**: 55–68.
- Springer, A.M., C.P. McRoy and M.V. Flint, 1996. The Bering Sea Green Belt: shelf-edge processes and ecosystem production. *Fish. Oceanogr.*, **5**: 205–223.
- Stabeno, P.J., J.D. Schumacher and K. Ohtani, 1999. The physical oceanography of the Bering Sea. In: Dynamics of the Bering Sea,

- edited by Loughlin, T.R. and K. Ohtani, Univ. Alaska Sea Grant, Fairbanks, pp. 1–28.
- Stuiver, M., P.J. Peimer and T.F. Braziunas, 1998. High-precision radiocarbon age calibration for terrestrial and marine samples. *Radiocarbon*, **40**: 1127–1151.
- Takahashi, K., 1998. The Bering and Okhotsk Sea: modern and Past paleoceanographic changes and gateway impact. *J. Asian Earth Sci.*, **16**: 49–58.
- Takahashi, K., N. Fujitani and N. Yanada, 2002. Long term monitoring of particle fluxes in the Bering Sea and the central subarctic Pacific Ocean, 1990–2000. *Prog. Oceanogr.*, **55**: 95–112.
- Tanaka, S. and K. Takahashi, 2005. Late Quaternary paleoceanographic changes in the Bering sea and the western subarctic Pacific based on radiolarian assemblage. *Deep-Sea Res. II*, **52**: 2131–2149.
- Taniguchi, A., 1999. Differences in the structure of the lower trophic levels of pelagic ecosystems in the eastern and western subarctic Pacific. *Prog. Oceanogr.*, **43**: 289–315.
- Thomas, E., K.K. Turekian and K.-Y. Wei, 2000. Productivity control of fine particle transport to equatorial Pacific sediment. *Global Biogeochem. Cycles*, **14**: 945–955.
- Zhang, J., P. Wang, Q. Li, X. Cheng, H. Jin and S. Zhang, 2007. Western equatorial Pacific productivity and carbonate dissolution over the last 550 kyr: Foraminiferal and nannofossil evidence from ODP Hole 807A. *Mar. Micropaleontol.*, **64**: 121–140.
- Zheng, Y., A. Geen and R.F. Anderson, 2000. Intensification of the northeast Pacific oxygen minimum zone during the Bölling-Allerd warm period. *Paleoceanography*, **15**: 528–536.

---

2009년 2월 16일 원고접수

2009년 7월 20일 수정본 채택

담당편집위원: 최만식