

남극 아문젠해에서 $^{234}\text{Th}/^{238}\text{U}$ 비평형법을 사용한 유광대에서 심층으로의 입자상 유기탄소 침강플럭스 추정; 예비결과

김미선¹ · 최만식^{1,2,*} · 이상현³ · 이상훈⁴ · 이태식⁴ · 함도식⁴

¹충남대학교 해양환경과학과

²충남대학교 분석과학기술대학원

³부산대학교 해양학과

⁴한국해양과학기술원 부설 극지연구소

Estimation of POC Export Fluxes Using $^{234}\text{Th}/^{238}\text{U}$ Disequilibria in the Amundsen Sea, Antarctica; Preliminary Result

MI SEON KIM¹, MAN SIK CHOI^{1,2,*}, SANG HEON LEE³, SANG HOON LEE⁴,
TAE SIEK RHEE⁴ AND DOSHIK HAHM⁴

¹Department of Ocean Environmental Science, Chungnam National University, Daejeon 305-764 Korea

²Graduate School of Analytical Science and Technology (GRASST), Chungnam National University, Daejeon 305-764 Korea

³Department of Oceanography, Pusan National University, Busan 609-735, Korea

⁴Korea Polar Research Institute (KOPRI), Incheon 406-840, Korea.

남극 아문젠해의 탄소순환을 이해하기 위해서 표층에서 심층으로의 입자상 유기탄소 침강플럭스를 $^{234}\text{Th}/^{238}\text{U}$ 비평형법을 이용하여 추정하였다. 2012년 2월과 3월에 걸쳐 남극 아문젠해의 총 14개 정점에서 깊이별로 해수시료를 채취하였고, 총 ^{234}Th , 용존 ^{234}Th 및 입자상 유기탄소를 분석하였다. 수심에 따라 총 ^{234}Th 의 활동도 농도는 ^{238}U 에 비하여 결핍과 과잉을 나타내었다. 유광대에서 총 ^{234}Th 의 결핍 정도는 엽록소 및 형광도와 거울상을 나타내고, 질산염 제거와 수반되어 나타나므로 생물 활동의 영향으로 파악되었다. 심층에서 일어나는 총 ^{234}Th 결핍은 Fe/Mn 산화물에 의해 이루어지는 것으로 해석되었다. 유광대 바로 아래의 수층에서 나타나는 총 ^{234}Th 과잉은 재광물화 작용보다는 이 깊이에 집적된 입자상 ^{234}Th 에 기인하였다. 정상상태 모델로 추정한 ^{234}Th 의 침강플럭스는 평균 $867 \pm 246 \text{ dpm m}^{-2} \text{ day}^{-1}$ 이었으며, 유광대에서 질소와 인의 결핍 총량과 밀접한 관련성을 보였다. 입자상 유기탄소와 ^{234}Th 의 비율($7.08 \pm 4.27 \mu\text{mol C dpm}^{-1}$)을 이용하여 추정한 입자상 유기탄소의 침강플럭스는 평균 $5.9 \pm 3.9 \text{ mmol C m}^{-2} \text{ day}^{-1}$ 으로 나타났는데 이 값은 2-3월의 웨델해와 유사한 수준이었다. 입자상 유기탄소 플럭스와 일차생산력의 비율로 나타낸 생물 펌프의 효율(ThE)은 3-54%(평균 28%) 범위였다.

In order to understand the carbon cycle in the Amundsen Sea of the Southern Ocean, the export fluxes of particulate organic carbon from the euphotic zone to deep water estimated using $^{234}\text{Th}/^{238}\text{U}$ disequilibrium method. Seawaters in 14 water columns were collected during February and March 2012, and analyzed for total and dissolved ^{234}Th , and particulate organic carbon. Total ^{234}Th activities in the water column showed deficiency and excess relative to those of ^{238}U depending on the water depth. Deficiency of total ^{234}Th in the euphotic zone showed mirror images both with chlorophyll-a and fluorescence, and was consistent with the loss of nitrate, which indicated the effect of biological activity. In addition, deficiency of total ^{234}Th from deep water was associated with the increase of total dissolvable Fe/Mn concentration. Excess total ^{234}Th activity presented below the euphotic zone might be related to particulate ^{234}Th concentrated in this water depth. Mean export flux of ^{234}Th estimated using the steady state model was $867 \pm 246 \text{ dpm m}^{-2} \text{ day}^{-1}$. Mean export flux of particulate organic carbon, which were estimated by the product of total ^{234}Th flux and ratio of POC/ ^{234}Th ($7.08 \pm 4.27 \mu\text{mol C}$

dpm⁻¹) in the sinking particles, was 5.9 ± 3.9 mmol C m⁻² day⁻¹. These fluxes were similar levels to those in the Weddell Sea during February and March 2008. Export ratios (ThE) relative to the primary production in the euphotic zone were in the range of 3-54% (av. 28%).

Key words: Amundsen Sea, ²³⁴Th/²³⁸U disequilibria, particulate organic carbon export flux, export efficiency

서 론

해양은 생물학적 펌프(biological pump)와 물리적(용해도) 펌프(physical-solubility pump) 같은 기작을 통해 대기 중의 이산화탄소 조절에 중요한 역할을 한다. 전 세계 해양은 매년 약 2 Pg (10¹⁵g)의 탄소를 흡수하는데 그 중 절반의 양이 남극해에서 제거된다(Takahashi *et al.*, 2009). 대기 중의 이산화탄소에 대한 해양의 역할을 평가하기 위해서는 전 대양에 걸쳐 일어나는 생물학적 펌프 작용에 대한 이해와 정량화가 매우 중요하다.

아문젠해는 남극대륙의 서쪽에 위치하며, 크기가 약 27,000 km²인 아문젠해 폴리니아(polynya)와 약 18,000 km²인 파인섬 폴리니아(polynya)를 포함한다(Arrigo *et al.*, 2012). 이 해역은 남극 폴리니아 중 가장 생산성이 큰 지역으로 알려져 있다(Arrigo and van Dijken., 2003). 특히 식물플랑크톤의 대증식이 일어나는 1월에 엽록소 농도는 4-7 mg m⁻³으로 다른 폴리니아 지역에 비해 2-3배 컷고(Arrigo and van Dijken., 2003; Arrigo *et al.*, 2012), 일차생산량도 모든 남극 폴리니아 평균값의 1.6배 큰 값을 보였다(Yager *et al.*, 2012). 또한 남극에서 빙벽의 두께가 가장 빠르게 얇아지고(Pritchard *et al.*, 2009), 해빙이 빠르게 후퇴하는 것이 관찰되었기 때문에 최근 많은 관심을 받고 있는 지역이다(Jacobs and Comiso, 1997).

표층에서 심층으로의 입자상 유기탄소 침강플럭스(export flux)는 지역적 규모뿐만 아니라 전지구 탄소순환 모델을 운용하는데 가장 중요한 입력요소(input parameter) 중 하나이며, 전통적으로 해양 표층에 시계열 퇴적물트랩(time-series sediment trap)을 계류하여 측정하였다. 하지만 퇴적물트랩을 이용하여 입자상 유기탄소 침강플럭스를 측정하는 것은 수리 역학적 오류(hydrodynamic bias)와 시료 채집 시 발생하는 오류 때문에 3배에서 10배까지 큰 오차를 발생시킬 가능성이 있으며(Buesseler, 1991), 여러 정점을 동시에 관측하기가 쉽지 않다. ²³⁴Th은 반감기가 24.1일이고 부유입자에 매우 강하게 흡착하는 성질 때문에 최근에 표층에서 심층으로의 입자상 유기탄소 침강플럭스를 추정하는데 많이 이용되고 있다(Moran *et al.*, 2003, 2005; Hung *et al.*, 2004; Buesseler *et al.*, 2009; Giuliani *et al.*, 2007; Kim *et al.*, 2011). ²³⁴Th/²³⁸U 비평형 방법은 고가의 계류장비가 없이 연구선에서 직접 측정가능하고 여러 지점에서의 자료가 가능하기에 방법이 가진 제한점들이 있으나 퇴적물트랩에 비하여 많은 장점들을 보여준다.

남극 주변해역에서 입자상 유기탄소 침강플럭스에 대해 로스해(Cochran *et al.*, 2000), 남극순환류와 웨델해(Rutgers van der Loeff *et al.*, 2011), 서남극에 위치한 베링스하우젠해(Shimmield *et al.*, 1995), 케르겔렌 섬 지역(Savoye *et al.*, 2008), 아남극해역(Subantarctic zone)에서 극전선역(Polar Frontal Zone)사이(Jacquet *et al.*, 2011), 아열대해역(Subtropical Zone)과 극전선역(Polar Frontal Zone)사이 해역(Coppola *et al.*, 2005) 등에서 보고되었으나 아문젠해 폴

리니아에서 보고된 적은 없었다. 또한 폴리니아 지역은 계절에 따라 일차생산력이 매우 큰 차이를 보이는 장소로(예를 들면, 로스해의 봄과 여름에 3배 차이, Cochran *et al.*, 2000) 입자상 유기탄소 침강플럭스의 특성을 규명하기 위해서는 일차 생산력과 함께 측정하여 비교 검토가 필요한데 이에 대한 연구는 매우 제한되었다(Cochran *et al.*, 2000; Coppola *et al.*, 2005; Savoye *et al.*, 2008).

따라서 본 연구는 남극 주변 폴리니아에서 일차생산력이 가장 크다고 알려진 아문젠해에서 입자상 유기탄소 침강플럭스의 특성을 규명하기 위해 1) 수층에서 총 ²³⁴Th 활동도 농도의 거동을 살펴보고, 2) ²³⁴Th 침강플럭스를 추정하고 변화요인을 파악하며, 3) 입자상 유기탄소 침강플럭스를 추정하여 퇴적물 트랩자료로 추정된 입자상 유기탄소 침강플럭스와 값의 수준을 평가하고 함께 측정한 일차생산력자료와 비교하여 아문젠해 폴리니아 지역에서의 입자상 유기탄소 침강플럭스의 특성을 규명하고자 하였다.

재료 및 방법

남극 아문젠해에서 아라운 호를 이용하여 2012년 2월 10일-2012년 3월 9일에 걸쳐 총 14개의 정점에서 시료를 채취하였다(Fig. 1). 이 정점들은 해빙 비율(%)을 기준으로 폴리니아(Polynya)와 근해(Offshore)로 구분할 수 있는데, 폴리니아는 해빙 비율이 0%인 지역이고 근해지역은 해빙이 존재하는(47-97%) 정점들이었다(the National Snow and Ice Data Center, <http://nsidc.org>). 근해지역에는 정점 1, 3, 6, 7, 63, 86 그리고 폴리니아에는 정점 10, 16, 17, 19, 22, 31, 87이 포함되었다. 정점 39는 아문젠 해역을 벗어나 수심이 3960 m에 달하는 외해(Open Ocean)지역에 해당된다. 근해지역의 수심은 480 m(정점 1)에서 920 m(정점 86) 범위였고, 폴리니아 지역의 수심은 525 m(정점 16)에서 1289 m(정점 87) 범위를 보여 남극 대륙 방향으로 수심이 증가하는 경향을 보였다. 시료 채취는 정점 1(2012년 2월 10일)을 시작으로 정점 7, 10, 16, 19, 22(2012년 2월 18일)까지 9일에 걸쳐 진행되었으며, 2월 23-27일 사이에 파인섬 근해(정점 86), 폴리니아 정점인 87과 31에서 시료를 채취한 뒤, 3월 1-4일 동안 정점 3, 6, 63에서 시료를 채취하였다. 그 후 외해 정점 39의 시료 채취가 이루어졌다.

해수 중의 총 ²³⁴Th 분석을 위해서 각 정점 당 6-8개의 수심에서 해수를 3 L씩 채취하였고, 이 중 형광도 최대층 수심과 수온약층 하부 수심에서는 입자상 ²³⁴Th을 위해서 추가로 해수 3 L씩을 채취하였다. 입자상 ²³⁴Th은 총 ²³⁴Th과 용존상 ²³⁴Th 활동도의 차이를 이용하였고, 용존상 ²³⁴Th은 GF/F 여과지와 진공 여과장치를 이용하여 입자를 제거한 해수에서 분석되었다. ²³⁴Th은 β선 계측기로 측정하기 위하여 망간 공침법으로 분리 및 농축을 다음과 같은 과정으로 해수를 처리하였다(Benitez-Nelson *et al.*, 2001; Buesseler *et al.* 2001; Cai *et al.*, 2006). 해수 3 L에 진한 질산을 첨가하여 pH를 2 이하로 만들고 12시간 후, 암모니아수를 넣어 pH 8.0±0.15로

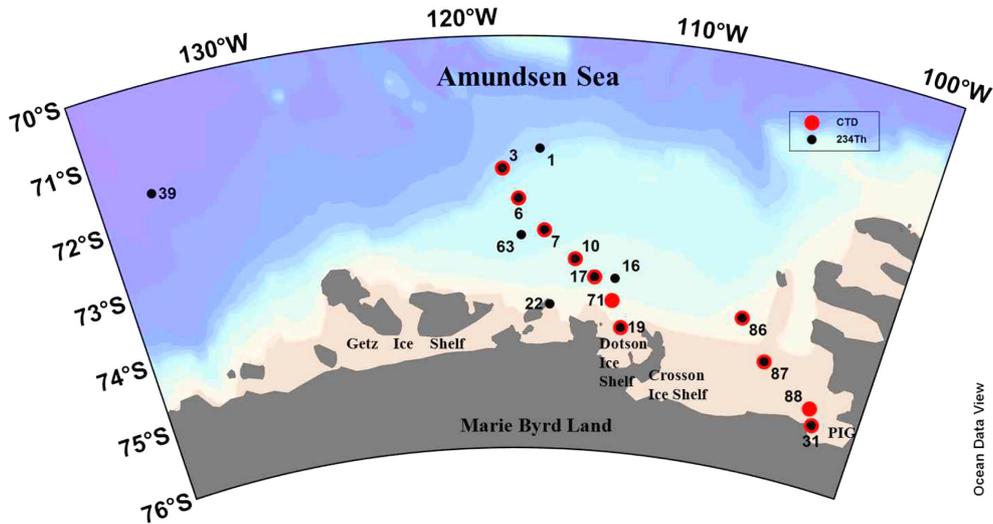


Fig. 1. Sampling sites in the Amundsen Sea. (PIG = Pine Island Glacier).

맞춘다. 여기에 MnCl_2 ($\text{MnCl}_2 \cdot 5\text{H}_2\text{O}$, 33.3 g L^{-1}) 용액과 KMnO_2 (KMnO_2 , 7.5 g L^{-1}) 용액을 각각 0.1 mL씩 첨가하고 입자가 형성되어 침전되는 12시간동안 방치한다. 직경이 25 mm인 QMA (공극 $0.8 \mu\text{m}$) 여과지와 진공 여과장치를 사용하여 여과하고 여과지를 침전물과 함께 건조시킨다. ^{234}Th 의 활동도는 총 β 선 계측기인 RISØ low-level beta-counter (Model GM-25-5, Denmark)를 사용하여 측정하였다. 해수에 존재하는 ^{234}Th 이외의 β 선 방출 물질은 ^{234}Th 의 반감기가 24.1일이므로 5번의 반감기가 경과된 4개월 후 측정치에 해당되며 그 값은 $0.59 \pm 0.25 \text{ cpm}$ 이었다. 검출기 노이즈와 여과지에 의한 효과는 공 QMA 여과지를 주기적으로 측정하여 얻었는데 그 값은 $0.20 \pm 0.14 \text{ cpm}$ 이었다. 측정 시 1회 측정 시간은 10분이었으며 정점 6(1차 측정 시, 수심 60 m, 100 m, 515 m 시료 20회 측정)을 제외하고 각 시료를 72회 반복 측정하였다.

β 선 계측기의 검출 효율을 보정하기 위하여 2010년 11월에 동해 수심 1,500 m에서 채수하여 $0.45 \mu\text{m}$ 구경 멤브레인 여과지로 여과한 후 산을 첨가하여 pH 1.5로 보관한 해수를 표준물질로 사용하였다. 이 해수는 채취 및 여과 후 약 20개월이 경과하여 ^{234}Th 과 ^{238}U 이 영년 평형에 도달하였다고 가정할 수 있기에 ^{234}Th 활동도를 ^{238}U 활동도로부터 정확히 추정할 수 있었다. 이 해수를 아문젠해 해수시료와 동일하게 망간 침전과정과 β 선 측정과정을 거쳐 얻어진 기기 신호(cpm)와 염분을 통해 추정된 ^{234}Th 활동도(dpm)를 이용하여 검정 계수(calibration factor) 0.73 ± 0.07 를 얻었다.

아문젠해 해수 중의 ^{234}Th 활동도는 두 번 측정치의 차이로 계산하고, 망간 침전 후부터 측정 시까지의 ^{234}Th 방사성 붕괴에 대한 보정(붕괴 보정)과 시료 채취에서 망간 침전 전까지의 ^{238}U 붕괴에 의한 ^{234}Th 생성 및 방사성 붕괴에 대한 내부성장(ingrowth) 보정을 한 후 여기에 위 표준물질에서 얻어진 검정 계수를 곱하여 계산하였다. 해수 중 ^{234}Th 의 망간 침전법에 대한 회수율은 표준물질도 해수를 사용하였기에 아문젠해 해수 시료와 표준물질 해수에서의 회수율이 같다고 가정하여 별도로 보정하지 않았다. ^{238}U 활동도는 Owens *et al.* (2011)이 제시한 $^{238}\text{U} (\text{dpm L}^{-1}) = 0.0786 \times \text{S} - 0.315$ 를 사용하여 염분 자료로부터 계산하였다.

입자상 유기탄소는 각 정점의 2개 수층에서 해수 1.5-3 L를 각각 GF/F에 여과하여 냉동보관 후 자동원소분석기(Flash EA 1112 series, Thermo Fisher Scientific)로 분석하였다.

해수 중 총 용존가능 금속(total dissolvable metal; Al, Fe, Mn)을 분석하기 위하여 7개 정점(1, 7, 10, 16, 19, 31, 39)에서 수층별 해수를 채취하였으며 현장에서 채취 즉시 산 세척한 LDPE 500 mL 병에 해수를 받아 비닐백으로 이중포장한 후 냉동 보관하여 실험실로 이송하였다. 실험실 청정 벤치에서 해동 후 테플론 비등점화 정제장치(DST-100 Acid Purification System, Saville)로 정제한 질산 약 2 mL를 추가하여 입자에서 용출 가능한 금속을 용출시켰다. 모든 실험은 청정실험실 속 청정벤치에서 이루어졌으며, 용기들은 산 세척한 후 사용하였다. 해수에서 금속을 농축/분리하기 위하여 Nobias Chelate-PA1 (Hitachi Hightech. Ltd., Japan) 길레이팅 레진을 사용하였다(Sohrin *et al.*, 2008). 산성화된 해수시료를 10% HCl에 세척한 125 mL LDPE 병에 120 mL 분취한 뒤, 20% 암모늄 아세테이트 용액과 20% 아세트산 용액을 혼합하여 만든 3.6 M의 완충용액 2.4 mL(pH 6.0)와 암모니아수를 넣어 시료의 pH를 6으로 맞춘다. 이 시료를 정밀 연동 펌프와 PVC 튜빙을 사용하여 분당 3 mL씩 통과시킨 후 0.05 M 암모늄 아세테이트 완충용액 10 mL를 분당 1 mL씩 흘려보냈다. 그 후 정제된 1 M 질산 3 mL를 사용하여 1 mL min^{-1} 속도로 금속을 용출하였다. 금속을 농축한 용액은 한국기초과학지원연구원에서 운영하는 유도결합플라즈마 질량분석기(Inductively Coupled Plasma Mass Spectrometry; ICP-MS, X-7 model, Thermo Finnigan Ltd.)를 사용하여 Al, Fe, Mn을 분석하였다. 이 때 Fe는 CCT (Collision Cell Technology) 모드로 측정하였고 Al 및 Mn은 일반 모드로 측정하였다. 배경 매질 효과 및 시간에 따른 감도 변화는 ^{115}In 5 ppb 용액을 시료와 함께 주입하여 보정하였다. 자료의 신뢰도를 평가하기 위하여 캐나다 표준 해수 시료인 NASS-5와 CASS-5를 함께 분석하였다.

무기질소(아질산염+질산염), 인산염 인, 규산염 규소는 기체분할 연속흐름 분석기(QuAAtro, Seal Analytical)를 이용하여 분석하였으며, 각 물질의 농도는 Kanson Technos의 표준물질(Lot No.

‘BF’)을 이용하여 결정하였다. 한 회의 분석실험은 3-4시간 지속되었고, 이 때 분석 개시와 종료 시점에 반복 측정된 검정곡선 기울기의 상대오차는 2% 보다 크지 않았다. 총 엽록소의 농도는 Trilogy fluorometer (Turner Designs, Inc.)를 이용하여 현장에서 측정하였다. 일차생산력은 알래스카 페어뱅크 대학 안정동위원소 실험실(the stable isotope laboratory of the University of Alaska Fairbanks, Alaska, USA)에서 운용하는 질량분석기(Finnigan Delta + XL)를 이용하여 ^{13}C - ^{15}N 복합 동위원소 추적자 방법을 통해 측정하였다(Lee *et al.*, 2012). 본 논문에서는 해수 중 총 용존가능 금속, 영양염, 일차생산력 자료에 대한 설명 및 해석은 하지 않았으며 ^{234}Th 의 거동 및 이를 이용한 입자상 유기탄소 침강플럭스를 이해하기 위해 비교·검토하는 자료로만 사용하였다.

결과 및 토의

해수의 물리적 특성

연구 해역에서 해수의 물리적 특성을 살펴보기 위하여 아문젠해 폴리니아와 파인섬 폴리니아에서 대표적인 정점들에 대하여 CTD를 통해 얻어진 온도, 염분, 용존 산소 및 형광도의 단면도 분포를 도시하였다(Fig. 2).

전위 온도(potential temperature)는 외해에서 -1.60 - 1.77 °C(평균 0.26 °C), 근해는 -1.81 - 1.22 °C(평균 -0.89 °C) 그리고 폴리니아는 -1.76 - 1.20 °C(평균 -0.38 °C)의 분포를 보였다. 염분의 경우 전 해역에서 유사한 값(34.2 ± 0.27)을 보였다. 아문젠해 전체 해역(정점 1, 3, 6, 7, 10, 16, 17, 19, 22, 63)에서 표층(5-20 m)의 온도와 염분은 평균 -1.6 °C, 33.6 이며, 수심 500 m이상의 심층에서는 온도와 염분이 각각 0.2 °C, 34.5 를 보이고, 파인섬 전체 해역(정점 86, 87, 31)에서는 표층(5-20 m)의 온도와 염분은 평균 -1.3 °C, 33.6 이며, 수심 500 m이상의 심층에서는 온도와 염분이 각각 1.0 °C, 34.6 을 나타내 연구 지역은 표층에서 수온과 염분이 낮고, 심층에서 수온과 염분이 높은 분포를 보였다. 아문젠해 폴리니아(정점 10, 16, 17, 19, 22)는 전위 온도 -1.76 - 0.70 °C(평균 -0.75 °C), 염분 33.5 - 34.6 (평균 34.2)이고, 파인섬 폴리니아(정점 31, 87)는 각각 -1.75 - 1.20 °C(평균 0.13 °C), 33.7 - 34.7 (평균 34.4)을 보였다. 파인섬 폴리니아 저층에 고온 고염의 물이 훨씬 많이 들어오는데 이는 파인섬 폴리니아가 아문젠해 폴리니아보다 수심이 깊기 때문이다.

용존산소는 표층(5-20 m)에서 해역별로 외해 346.9 - 348.8 $\mu\text{mol kg}^{-1}$ (평균 347.7 $\mu\text{mol kg}^{-1}$), 근해는 328.6 - 367.9 $\mu\text{mol kg}^{-1}$ (평균 350.3 $\mu\text{mol kg}^{-1}$), 아문젠해 폴리니아는 309.2 - 366.4 $\mu\text{mol kg}^{-1}$ (평균 350.8 $\mu\text{mol kg}^{-1}$), 파인섬 폴리니아는 346.3 - 353.5 $\mu\text{mol kg}^{-1}$ (평균 350.8 $\mu\text{mol kg}^{-1}$)의 분포를 보였고, 용존산소 포화도는 아문젠해 폴리니아에서 83.7% (정점16)에서 101.1% (정점22)(평균 95.3%), 파인섬 폴리니아는 94.7% (정점31)에서 96.6% (정점31)(평균 95.6%)의 범위를 나타내었다. 형광도는 외해에서 0.49 - 0.55 mg m^{-3} (평균 0.52 mg m^{-3}), 근해는 0.71 - 3.62 mg m^{-3} (평균 1.79 mg m^{-3}), 아문젠해 폴리니아는 0.48 - 8.90 mg m^{-3} (평균 3.44 mg m^{-3}), 파인섬 폴리니아는 1.21 - 1.78 mg m^{-3} (평균 1.34 mg m^{-3})의 범위를 보였다. 표층(5-20 m)에서 용존산소는 큰 차이를 보이지 않는 반면 형광도는 장소에 따라 매우 큰 차이를 보이는데 파인섬 폴리니아의 표층에서는 최댓값 1.78 mg m^{-3} 을 보이고 아문젠해 폴리니아는 이

보다 5배 큰 8.90 mg m^{-3} 을 나타내었다. 심층(>500 m)에서는 용존산소가 근해와 폴리니아에서 각각 평균 350.3 $\mu\text{mol kg}^{-1}$, 350.8 $\mu\text{mol kg}^{-1}$ 을 보여 유사한 값을 보였다.

아문젠해로 유입되는 남극순환심층수(CDW, Circumpolar Deep Water)는 수온이 약 2 °C, 염분이 34 - 34.5 인 특성을 보이는데 (Giulivi and Jacobs., 1997), 여기에 빙하가 녹은 물과 남극 표층수가 혼합되어 수온 1 °C 이상, 염분 33.7 - 34.3 의 변형된 남극 순환 심층수(MCDW, Modified Circumpolar Deep Water)가 형성된다(Jacobs *et al.*, 1996, 2011; Jenkins *et al.*, 1997; Hellmet *et al.*, 1998; Walker *et al.*, 2007; Nitsche *et al.*, 2007). 남극 표층수는 수온 -1.6 °C, 염분 33.2 - 33.8 범위이며 표층수와 MCDW 사이에는 수온 -1.5 °C, 염분 34.2 의 WW (Winter Water)가 위치한다(Gerringa *et al.*, 2012). 이를 통해 연구 지역의 수괴는 MCDW가 저층에 위치하고, 상부에 남극 표층수가 위치하며 수심 100 - 300 m 사이에 WW가 존재함을 알 수 있다(Fig. 2). 저층에 형성된 고온고염의 MCDW는 빙하를 녹여 해수에 입자를 공급하는데(Yager *et al.*, 2012), 이는 저층에서 일어나는 ^{234}Th 결핍에 영향을 미칠 수 있을 것으로 예상된다.

총 ^{234}Th 분포

해수 중 ^{238}U 활동도 농도는 Owens *et al.* (2011)이 제시한 염분과의 관계식과 현장 염분 값을 통해 추정하였고 평균 농도는 2.35 ± 0.03 dpm L^{-1} 을 보였으며, 이는 기존에 남극해에서 보고된 ^{238}U 활동도 농도 범위인 2.30 - 2.50 dpm L^{-1} 범위에 포함되었다(Rutgers van der Loeff *et al.*, 2006). 총 ^{234}Th 활동도 농도는 1.18 ± 0.08 dpm L^{-1} (정점17)에서 2.67 ± 0.11 dpm L^{-1} (정점19)(평균 1.95 ± 0.37 dpm L^{-1}) 범위였고, 일부 시료에서 얻어진 용존상 ^{234}Th 활동도 농도는 총 농도의 43.2% (정점16)에서 98.0% (정점87)(평균 $77.2 \pm 11.6\%$)를 차지하였다.

각 정점에서 ^{234}Th 활동도 농도의 수직분포는 매우 유사하였는데 표층 부근(0-40 m)에서 최솟값을 보이고 50 - 100 m 사이에서 최댓값을 보이며 그 아래에서 다시 감소하거나 유사한 농도 분포를 보였다. 전 지역에서 각 정점별 최솟값은 1.18 ± 0.08 (정점17)- 1.73 ± 0.07 (정점16) dpm L^{-1} (평균 1.51 ± 0.19 dpm L^{-1})의 범위를 보여 전 정점에 걸쳐 ^{238}U 활동도보다 결핍되어있으며, 해역별로 최솟값을 비교해보면 외해에서는 1.68 ± 0.06 dpm L^{-1} , 근해에서는 1.43 ± 0.07 - 1.72 ± 0.08 dpm L^{-1} (평균 1.57 ± 0.10 dpm L^{-1}), 아문젠해 폴리니아에서는 1.18 ± 0.08 - 1.73 ± 0.08 dpm L^{-1} (평균 1.44 ± 0.27 dpm L^{-1}), 파인섬 폴리니아에서는 1.35 ± 0.10 - 1.56 ± 0.07 dpm L^{-1} (평균 1.45 ± 0.15 dpm L^{-1})으로 근해보다 폴리니아에서 약 10% 이상 큰 결핍을 보였다(Fig. 3).

표층에서 ^{234}Th 이 결핍되는 현상을 보인 후 수심이 깊어짐에 따라 ^{234}Th 활동도 농도가 증가하여 정점 22, 31을 제외하고 나머지 정점에서 수심 50 - 100 m의 범위에서 평형에 도달하게 된다. 또한 일부 정점에서는 60 m와 100 m부근에서 ^{238}U 의 활동도 농도보다 ^{234}Th 활동도 농도가 더 큰 과잉현상을 나타내기도 한다. 이러한 과잉 현상은 정점 6, 7, 10, 16, 17, 63, 86에서 관측되었다. 평형에 도달한 이후 100 m이하의 깊은 수심에서 몇 정점에서 다시 ^{234}Th 활동도 농도가 작아지는 현상을 보인다. 깊은 수심에서의 ^{234}Th 결핍은 정점 6, 7, 10, 17, 63에서 발견되었다.

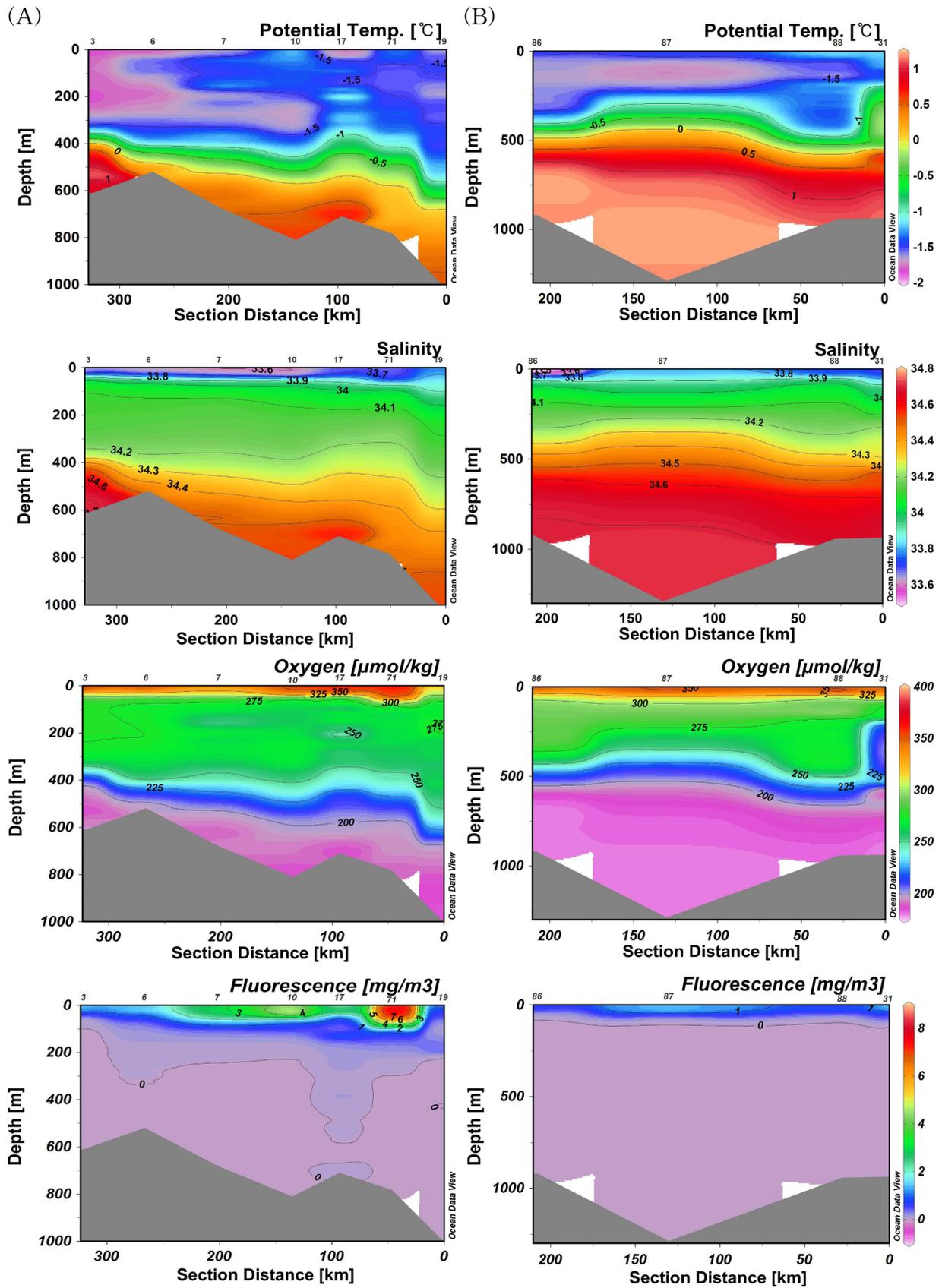


Fig. 2. T, S, DO and Fluorescence in the Amundsen Sea polynya (A) and the Pine Island polynya (B). Ocean Data View program (<http://odv.awi.de/>) was used.

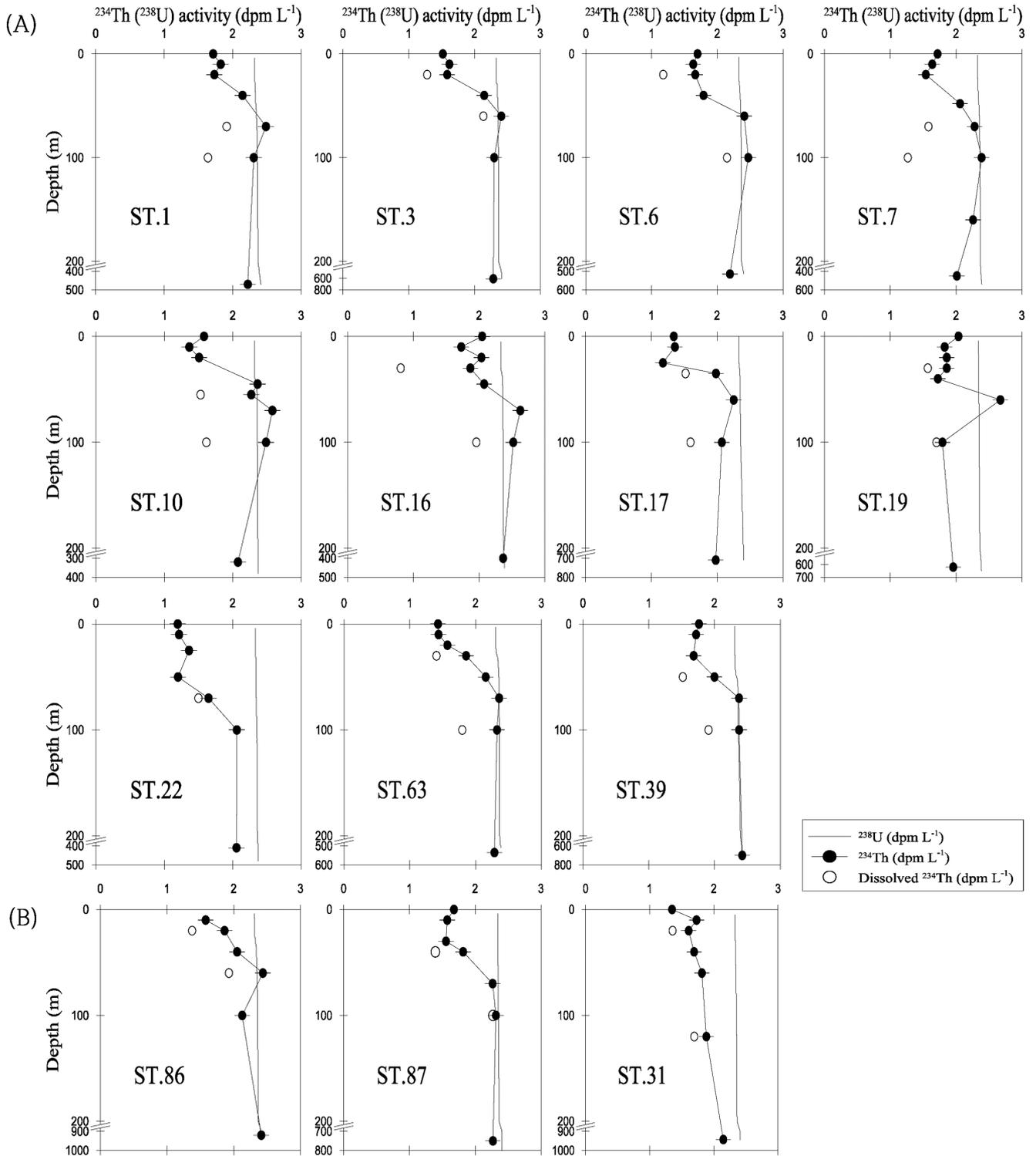


Fig. 3. Vertical profiles of dissolved (open) and total (closed) ²³⁴Th, and ²³⁸U (line) activities in the Amundsen Sea polynya (A) and Pine Island polynya(B).

전위 온도와 염분을 이용하여 계산한 σ_θ (potential density anomaly)에 대해 농도를 나타내면 각 정점의 온도, 염분 변동에 따른 변화 요인을 제거할 수 있으며, 수심에 대해 ²³⁴Th 활동도 농도를 나타낸 것보다 유광대에서 영양염과 염록소의 일시적인 변

화와 재광물화와 관련된 사항들을 이해하는데 도움을 준다(Buesseler *et al.*, 2009). σ_θ 와 ²³⁸U 및 ²³⁴Th 활동도 농도, 생물활동과 관련 있는 염록소, 형광도, 용존 무기질소와 용존 규소의 비율에 대해 비교 하였다(Fig. 4). 전체 해역의 총 ²³⁴Th 활동도 농도의 수직형태와

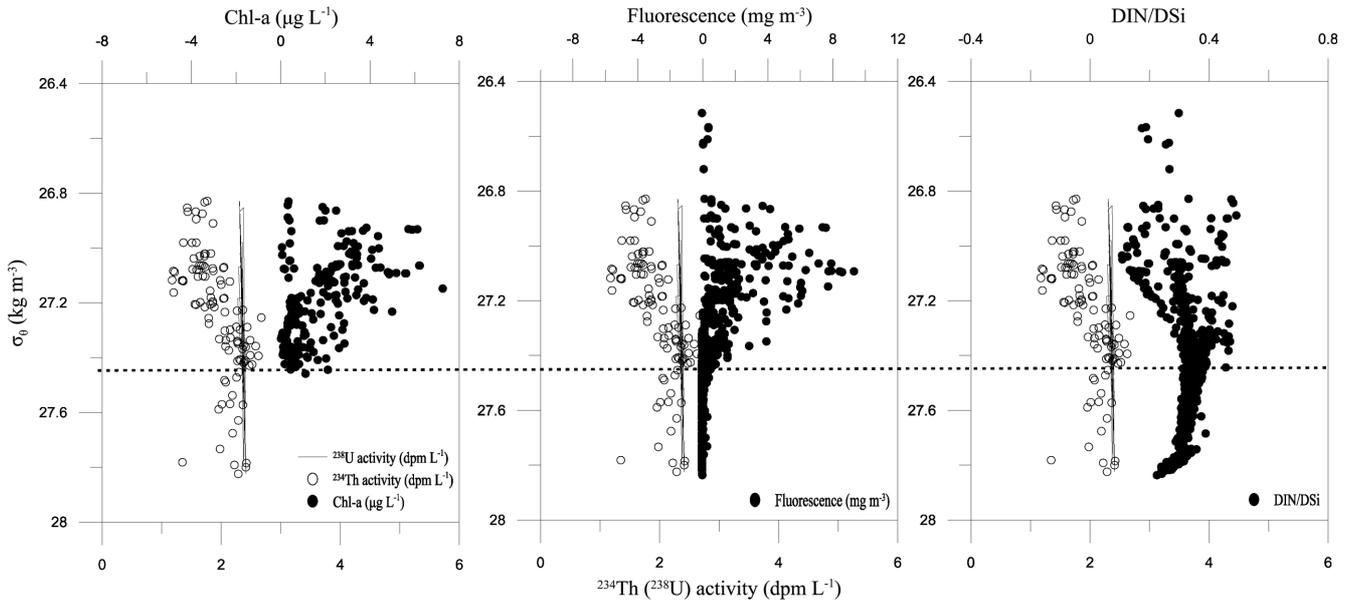


Fig. 4. Distribution of ^{234}Th , ^{238}U , Chl-a, Fluorescence and DIN/DSi with respect to σ_θ (potential density anomaly). The dotted line indicates σ_θ of 27.43 kg m^{-3} .

타 성분과의 관련성을 이해하기 위해 엽록소, 형광도, 영양염 자료에는 총 ^{234}Th 를 얻은 정점 이외에도 본 연구항해에서 얻은 모든 자료들이 포함되었다. 연구 해역 해수의 σ_θ 는 $26.4\text{--}27.82 \text{ kg m}^{-3}$ 의 범위를 나타내었다. 총 ^{234}Th 활동도 농도는 σ_θ 가 26.8 kg m^{-3} 에서 27.43 kg m^{-3} 까지 증가하는 경향을 보이며, $27.23\text{--}27.43 \text{ kg m}^{-3}$ 사이에서는 ^{234}Th 활동도 농도가 ^{238}U 활동도 농도보다 작거나, 같은 그리고 초과하는 해수가 공존하였다. σ_θ 가 27.43 kg m^{-3} 이상의 정점에서는 일부 평형인 시료를 제외하고 다시 ^{234}Th 이 ^{238}U 보다 결핍되는 현상을 보였다.

σ_θ 가 27.43 kg m^{-3} 이하에서 ^{234}Th 활동도 농도는 자료의 분산이 크지만 엽록소 및 형광도와 대체로 거울상 분포를 보여주었다. 즉, σ_θ 가 27.0 kg m^{-3} 에서 엽록소 및 형광도가 가장 큰 값을 나타낸 반면에 ^{234}Th 은 가장 작은 값을 보였고 σ_θ 가 증가하면서 엽록소 및 형광도가 감소하는 모습을 보여주었으며 27.43 kg m^{-3} 에서 형광도는 심층과 유사한 최솟값을 나타내었다. 따라서 σ_θ 가 27.43 kg m^{-3} 이하에서 ^{234}Th 은 광합성에 의한 생물 활동이 활발한 곳에서 최솟값을 보이고, 밀도가 증가함에 따라 광합성에 의한 생물 활동이 감소하면서 농도가 증가하는 것으로 해석된다.

용존 무기질소와 용존 규소의 비율은 σ_θ 가 $27.23\text{--}27.43 \text{ kg m}^{-3}$ 의 범위에서 대체로 최댓값을 보이고 27.23 kg m^{-3} 이하와 27.43 kg m^{-3} 이상에서 작은 값을 보여 엽록소와 형광도가 최대인 곳에서 용존 무기질소가 용존 규소에 비해 생물에 의해 선택적으로 흡수되는 것을 나타내고 이와 결부되어 ^{234}Th 이 최솟값을 보였다고 할 수 있다. 또한 용존 무기질소와 용존 규소의 비율이 최대인 구간의 일부 정점에서 ^{234}Th 의 과잉이 관측되었으므로 ^{234}Th 의 과잉이 용존 무기질소의 선택적인 재광물화(Buesseler *et al.*, 2009)와 관련될 가능성을 보였다. 광합성 및 재광물화와 ^{234}Th 결핍 및 과잉의 관련성을 살펴보기 위하여 영양염 농도와 ^{234}Th 을 직접 비교하였는데 시료를 분석 오차를 고려하여 ^{234}Th 의 평형($-0.1 < ^{238}\text{U}\text{--}^{234}\text{Th} < 0.1$), 과잉($^{238}\text{U}\text{--}^{234}\text{Th} < -0.1$), σ_θ 가 27.43 kg m^{-3} 이상 및 이하에서의 결핍

($^{238}\text{U}\text{--}^{234}\text{Th} > 0.1$)으로 구분하여 나타내었다(Fig. 5). 용존 규소는 ^{234}Th 활동도 농도가 평형인 시료에서 평균값이 $83.0 \pm 12.4 \mu\text{M}$ 이고, 과잉인 시료에서 $83.2 \pm 7.0 \mu\text{M}$, 그리고 σ_θ 가 27.43 kg m^{-3} 이상이면서 결핍을 보이는 해수에서 $98.3 \pm 7.7 \mu\text{M}$ 이었다. σ_θ 가 27.43 kg m^{-3} 이하에서 결핍을 나타내는 해수는 정점 39와 87에서 $54.1 \pm 2.2 \mu\text{M}$, 그 외 정점들에서 $75.5 \pm 8.2 \mu\text{M}$ 이었다. 과잉 및 심층 결핍을 보이는 해수 중 용존 규소 농도는 평형을 보이는 해수에서와 거의 유사하거나 높은 수준을 보여 ^{234}Th 변화와 관련이 없음을 알 수 있었으며, 일부 정점(39, 87)을 제외하고 상층에서의 ^{234}Th 결핍이 나타나는 해수에서 용존 규소 농도는 평형에서와 작은 차이를 보여 ^{234}Th 결핍과 용존 규소의 제거와는 관련성을 찾기 어려웠다. 그러나 정점 39와 87에서는 상층에서의 ^{234}Th 결핍이 용존 규소의 급격한 감소와 관련성이 있으리라 예상된다(Fig. 5a).

용존 무기질소(Fig. 5b)는 ^{234}Th 이 평형과 과잉 시 각각 $28.6 \pm 1.26 \mu\text{M}$ 및 $28.5 \pm 0.99 \mu\text{M}$ 으로 유사한 값을 보인다. 또한 ^{234}Th 활동도 농도가 σ_θ 가 27.43 kg m^{-3} 이상에서 결핍을 보일 때도 $30.7 \pm 0.61 \mu\text{M}$ 을 보여 평형, 과잉일 때와 유사한 값을 나타내었다. 그러나 ^{234}Th 활동도 농도가 σ_θ 가 27.43 kg m^{-3} 미만에서 결핍을 보이는 시료에 대해, ^{234}Th 활동도 농도의 결핍이 증가함에 따라 용존 무기질소의 평균값이 $24.9 \pm 4.33 \mu\text{M}$ ($0.1 \leq ^{238}\text{U}\text{--}^{234}\text{Th} < 0.4$), $22.0 \pm 3.68 \mu\text{M}$ ($0.4 \leq ^{238}\text{U}\text{--}^{234}\text{Th} < 0.8$), $13.6 \pm 3.88 \mu\text{M}$ ($0.8 \leq ^{238}\text{U}\text{--}^{234}\text{Th} < 1.2$)로 급격히 감소하는 경향을 보였다. 즉, σ_θ 가 27.43 kg m^{-3} 미만인 시료에서 ^{234}Th 활동도 농도의 결핍은 용존 무기질소의 제거와 밀접한 관련성을 갖고 있음을 알 수 있다. 이 때 용존 규소의 제거는 함께 수반되지 않았다. 그리고 ^{234}Th 활동도 농도가 과잉인 해수에서 평형인 해수와 거의 같은 용존 규소 및 무기질소 농도를 보여 과잉 정도가 영양염 농도와는 관련성을 보여주지 않았다. ^{234}Th 과잉이 용존 무기질소의 선택적 재광물화와 관련이 있다는 해석(Buesseler *et al.*, 2009)을 확인하기 위하여 용존 무기질소와 용존 규소의 비율을 ^{234}Th 활동도 농도의 결핍 정도와 비교하였다(Fig. 5c). 평형을 보이

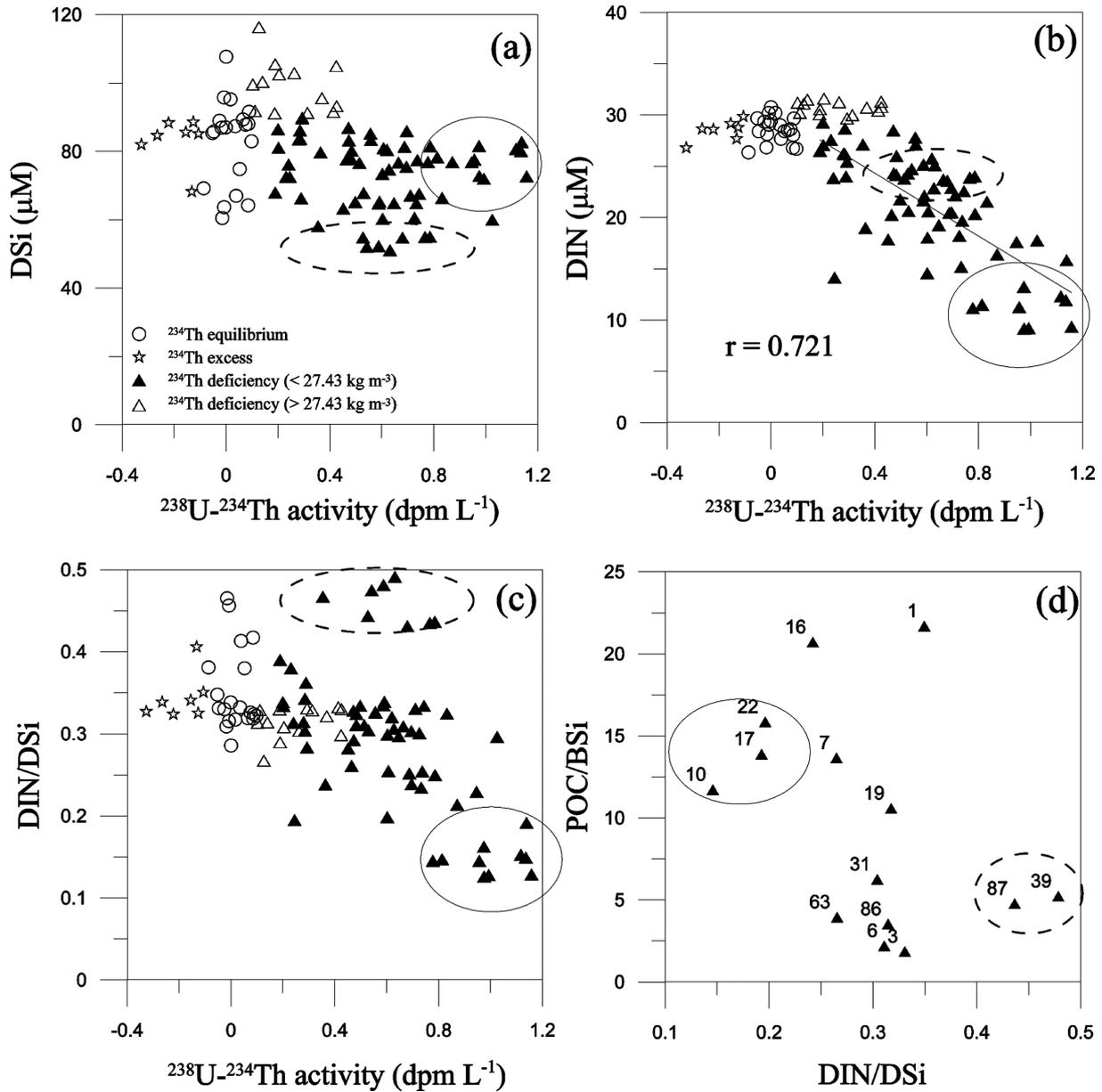


Fig. 5. Interrelationships between ^{238}U - ^{234}Th activity differences and DIN, and DSi. The dotted and lined ellipses indicate St. 39 and 87, and St. 10, 17 and 22, respectively (see text for explanation).

는 해수에서의 이 비율은 0.351 ± 0.050 이었고 과잉인 해수에서는 0.345 ± 0.029 로 평형과 과잉 해수 사이에 영양염 종류에 따른 차이는 거의 없다고 판단된다. 따라서 각 영양염의 농도와 비율에 있어 ^{234}Th 활동도 농도가 평형과 과잉인 해수에서 차이가 없으므로 ^{234}Th 활동도 농도 과잉은 용존 무기질소의 선택적 재광물화보다는 이 수심 구역에 상부로부터 침강하는 입자들이 집중되어 입자상 ^{234}Th 가 증가하여 총 ^{234}Th 과잉이 발생하였다고 해석할 수 있다.

σ_0 가 27.43 kg m^{-3} 이하에서 총 ^{234}Th 이 결핍되는 해수에서 용존 무기질소와 규소의 비율은 0.1에서 0.5의 범위를 보였다(Fig. 5c). 이들 중 0.4 이상의 큰 값을 보이는 해수(Fig. 5c에서 점선 타원)는 정점 39와 87에 해당하며 용존 규소가 큰 폭으로 제거된 해수(Fig. 5a)와 일치한다. 이 정점들에서 용존 무기질소는 총 ^{234}Th 평형인

해수에서와 유사한 농도($24.7 \pm 1.12 \text{ } \mu\text{M}$)를 보였고, 입자상 탄소와 생규소의 비율(Fig. 5d)이 매우 작은 값을 나타내어 이 지역은 규조류가 우세하게 존재하리라 예상할 수 있다. 용존 무기질소와 규소의 비율이 매우 작고(평균 0.148) 총 ^{234}Th 의 결핍이 매우 큰 정점(Fig. 5c에서 실선타원)에서는 용존 규소는 평형과 유사하고 용존 무기질소는 큰 폭으로 제거되어 입자상의 유기탄소와 생규소 비율이 매우 큰 값(Fig. 5d)을 보여 규조류가 아닌 생물들에 의해 총 ^{234}Th 결핍이 이루어졌다고 예상된다.

심층에서의 ^{234}Th 활동도 농도의 결핍은 퇴적물 재부유에 의한 스케빈징 과정과 관련이 있다(Moran *et al.*, 1997). 심층에서 일어나는 ^{234}Th 결핍의 원인을 알아보기 위해 총 용존가능 금속 농도와 비교하였다(Fig. 6). 본 연구에서 획득한 총 용존가능 Al은 6.5-

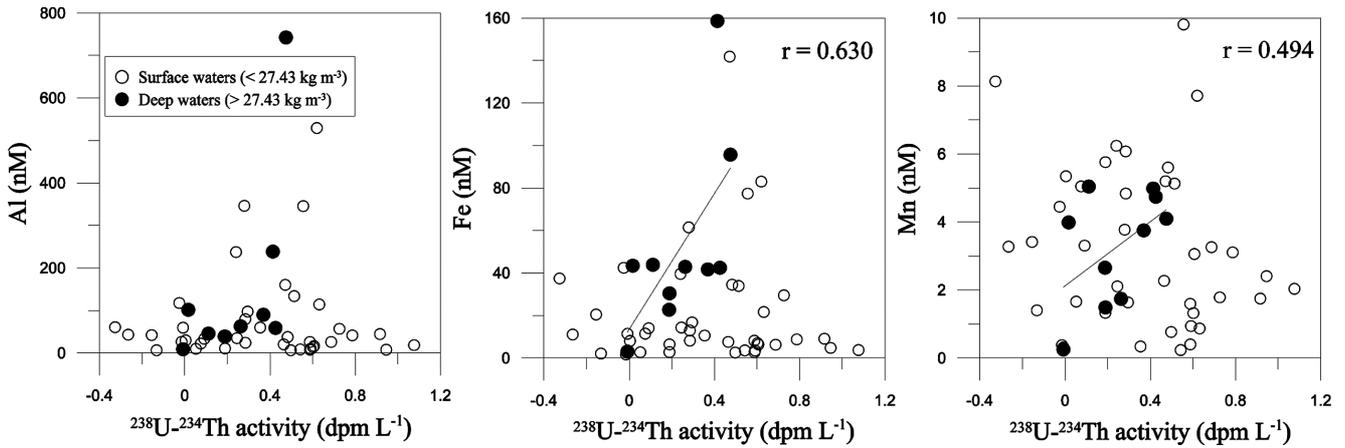


Fig. 6. Comparison of ^{238}U - ^{234}Th activity differences with total dissolvable Al, Fe and Mn concentrations in seawaters. Deep waters (closed: potential density anomaly > 27.43 kg m⁻³) and surface waters (open: potential density anomaly < 27.43 kg m⁻³) are presented separately.

742 nM(평균 88.0 nM), Fe은 1.7-159 nM(평균 27.1 nM), Mn은 0.2-9.8 nM(평균 3.2 nM) 이었다. 총 용존가능 금속을 ^{238}U 과 ^{234}Th 의 활동도 농도 차와 비교하였을 때, σ_θ 가 27.43 kg m⁻³ 이하의 표층시료에서는 어떤 관련성도 찾기 어려웠으나 σ_θ 가 27.43 kg m⁻³ 이상의 심층 시료에서는 ^{234}Th 결핍정도가 Al과는 관련성이 적었지만 Fe과 Mn 농도와는 밀접한 관련성을 볼 수 있었다. 아문젠해에 대한 기존 연구에서 총 용존가능 Fe은 0.3-106 nM 범위였고, 용존상은 0.04-1.31 nM 범위였으며 입자상 금속이 약 95%를 차지하였다(Gerringa *et al.*, 2012). 이 지역에서 보고된 Al 및 Mn 자료는 없지만 웨델해에서 용존 Al과 Mn은 각각 0.3-1.2 nM(Middag *et al.*, 2011a) 및 0.25-0.6 nM(Middag *et al.*, 2011b) 범위를 보여 이 지역의 용존 농도도 유사하다고 가정하면 총 용존가능 금속의 대부분은 입자상이 차지하리라 예상된다. 실제로 이 지역에서는 빙하와 대륙이 맞닿은 부분에서의 입자 공급 혹은 용승하는 MCDW에 의한 퇴적물의 재부유에 의한 심층수의 입자 공급이 보고되었다(Planquette *et al.*, 2013). 따라서 심층에서의 총 ^{234}Th 결핍은 심층으로 공급되는 입자 중 Fe이나 Mn 산화물에 의해 스케빈징 과정으로 발생한다고 할 수 있다(Shimmield *et al.*, 1995).

^{234}Th 침강플럭스

연구 지역 전체 정점의 상층 해수에서 총 ^{234}Th 이 ^{238}U 에 비하여 결핍을 보였고 이 결핍이 생물 활동과 관련된 스케빈징 과정에 의해 발생하였음을 앞에서 설명하였다. 따라서 이 결핍된 총량을 추정하게 되면 상층 해수에서 심층으로의 ^{234}Th 침강플럭스를 구할 수 있다(Savoye *et al.*, 2006, references therein).

상층 해수를 하나의 박스로 보고 이 박스 내의 총 ^{234}Th 의 물질균형을 수식으로 표현하면 아래와 같다(Coale and Bruland, 1987; Buesseler *et al.*, 1992).

$$\partial^{234}\text{Th}/\partial t = (^{238}\text{U}-^{234}\text{Th})\lambda - P_{\text{Th}} + V \quad (1)$$

여기서 $\partial^{234}\text{Th}/\partial t$ 는 총 ^{234}Th (용존상 + 입자상) 활동도 농도의 시간에 대한 변화율을 나타내고, λ 는 ^{234}Th 의 붕괴 상수(0.0288 d⁻¹), P_{Th} 는 침강하는 입자와 함께 유광대를 빠져나가는 ^{234}Th 의 침강플럭스, V 는 입자 침강 이외의 과정에 의한 용존 및 입자상 ^{234}Th 의

Table 1. Sinking fluxes of total ^{234}Th and particulate organic carbon from the euphotic zone to deepwater in the Amundsen Sea

Station	^{234}Th flux (dpm m ⁻² day ⁻¹)	POC flux (mmol C m ⁻² day ⁻¹)
1	591 ± 65	0.7 ± 0.3
3	761 ± 68	2.3 ± 1.0
6	897 ± 60	5.1 ± 4.0
7	845 ± 56	1.7 ± 0.4
10	787 ± 65	5.0 ± 0.8
16	561 ± 52	5.7 ± 1.4
17	1100 ± 60	8.2 ± 3.0
19	728 ± 56	-
22	1535 ± 56	-
39	796 ± 60	3.6 ± 2.3
63	860 ± 52	11.2 ± 3.0
31	1006 ± 59	12.9 ± 8.6
86	677 ± 66	7.8 ± 3.9
87	994 ± 58	-

이동을 나타낸다. 우변의 첫 번째 항은 ^{234}Th 이 생성되고 붕괴되는 차이를 의미한다.

^{234}Th 의 침강플럭스는 정상상태(steady state) 일 때, 식 (1)에서

$$P_{\text{Th}} = (^{238}\text{U} - ^{234}\text{Th})\lambda + V \quad (2)$$

이 된다.

본 연구에서는 조사가 2월에서 3월에 걸쳐 정점별 1회씩 수행되었기에 정상상태만을 가정하여 ^{234}Th 침강플럭스를 추정하였다(Table 1). 이 때, V 가 P_{Th} 추정에 무시할 수 있는 값이라고 가정하였다. 이는 연구 지역에서 전 정점에 걸쳐 ^{234}Th 활동도 농도가 0-40 m에서 최솟값, 50-100 m 수심에서 평형을 나타내는 구조를 보이고 있으며 최솟값의 깊이에서 염류소 및 형광도가 최대치를 나타내기에 수직적인 이동이 수평적인 흐름보다는 우세하였다고 판단되기 때문이다. 만일 남극 대륙으로부터 담수가 포함된 저염의 물이 이동되었다면 염분의 수평분포에서 표시되어야 하지만 상층 해수의 염분은 연구 지역 전체가 33.7±0.13 (Fig. 2)으로 매우

Table 2. POC/²³⁴Th ratio in sinking particles, fluxes of ²³⁴Th and particulate organic carbon from the euphotic zone to deep water in seas around the Antarctica.

Zone/region	Latitude (S)	Date	Integration depth (m)	²³⁴ Th flux (dpm m ⁻² day ⁻¹)	pore size (μm)	POC: ²³⁴ Th _p (μmol C dpm ⁻¹)	POC export flux (mmol C m ⁻² day ⁻¹)	PP (mmol C m ⁻² day ⁻¹)	ThE (%)	Reference
Amundsen Sea	71°3~75°	Feb ~ Mar, 2012	50	867 ± 246	>1	7.08 ± 4.27	5.9 ± 3.9	24.1 ± 11.3	27.8 ± 19.2	This study
Amundsen Sea	64°~74°	Dec, 2010 ~ Jan, 2011						183 ± 117		Lee <i>et al.</i> (2012)
Ross Sea	76°S	Oct ~ Nov, 1996	100	350 ± 212	>70	11.4 ± 11.5	2.8 ± 1.6	19.7 ± 20.2	8.11 ± 4.80	Cochran <i>et al.</i> (2000)
Ross Sea	73°S~76°S	Jan ~ Feb, 1997	100	1760 ± 610	>70	13.0 ± 5.9	34.5 ± 33.4	61.3 ± 23.7	49.6 ± 36.5	Cochran <i>et al.</i> (2000)
Ross Sea	73°S~76°S	Apr, 1997	100	1400 ± 654	>70	7.74 ± 4.56	11.5 ± 8.1			Cochran <i>et al.</i> (2000)
ACC to Weddell Sea	42°2~69°3	Feb ~ Apr, 2008	100	1217 ± 364	>0.45	4.80 ± 1.50	6.6 ± 5.1			Rutgers van der Loeff <i>et al.</i> (2011)
Bellingshausen Sea	67°4	Dec, 1992	100	1557	>0.45	13.5	21.0	63.3	33.2	Shimmield <i>et al.</i> (1995)
Kerguelen Region	49°~54°	Jan ~ Feb, 2005	100	2200 ± 1036	Six Sizes	7.25 ± 1.67	17.0 ± 10.2	62.1 ± 34.5	31.2 ± 20.4	Savoie <i>et al.</i> (2008)
SAZ to PFZ	44°S~54°3	Jan ~ Feb, 2007	100	2230 ± 430	>53	3.71 ± 1.55	7.33 ± 2.7	72.9 ± 59.1	17.8 ± 17.6	Jacquet <i>et al.</i> (2011)
STZ to PFZ	42°~47°	Jan ~ Feb, 2005	100	1035 ± 601	>60	1.09 ± 0.42	1.1 ± 0.9	37.6 ± 9.1		Coppola <i>et al.</i> (2005)

*PP: Primary Production

일정하였기에 이 가능성도 배제할 수 있다. 기존의 연구에서도 ^{234}Th 의 활동도 농도의 경사도가 작고 최소한의 오류와 확산이 있는 장소는 수평적인 흐름을 무시할 수 있었다(Buesseler *et al.*, 1994, 2009; Savoye *et al.*, 2006). 따라서 수평적인 이동을 무시하면 ^{234}Th 의 침강플럭스는 아래 식 (3)에서 추정이 가능하다.

$$P_{\text{Th}} = ({}^{238}\text{U} - {}^{234}\text{Th})\lambda \quad (3)$$

여기서 유광대에서 심층으로의 ^{234}Th 침강플럭스를 추정하기 위해서는 일정 깊이까지의 ^{234}Th 와 ^{238}U 의 활동도 농도 차이를 적분해야하고, 평형에 도달하는 수심이 정점별로 차이가 있기 때문에 전 정점에 걸쳐 과잉이 나타나지 않는 수심 50 m를 적분하는 구간으로 정하였다. 수심 100 m를 기준으로 적분하여도 깊이에서 평형에 도달하지 않는 정점 22와 31을 제외하면 크게 다르지 않은 값을 얻을 수 있었다.

연구 기간 동안 각 정점별 ^{234}Th 의 침강플럭스는 $561 \text{ dpm m}^{-2} \text{ day}^{-1}$ (정점 16)에서 $1535 \text{ dpm m}^{-2} \text{ day}^{-1}$ (정점 22) 범위(평균 $867 \pm 246 \text{ dpm m}^{-2} \text{ day}^{-1}$)를 보였다. 다른 남극주변부에서 추정된 ^{234}Th 의 침강플럭스와 비교하였을 때, 2-3월 웨델해(Rutgers van der Loeff *et al.*, 2011)의 $1217 \pm 364 \text{ dpm m}^{-2} \text{ day}^{-1}$ 과 유사하였으며, 1-2월 로스해(Cochran *et al.*, 2000)의 $1760 \pm 610 \text{ dpm m}^{-2} \text{ day}^{-1}$ 보다는 절반 정도의 값에 해당하였다(Table 2).

아문젠해에서 추정된 ^{234}Th 침강플럭스의 정점별 변화 특성을 이해하기 위하여 같은 수심까지의 엽록소 현존량(Integrated Chl-a) 및 해수에서의 영양염 결핍량(N-, P-, Si-deficiency)을 아래식을 이용하여 추정하였고 ^{234}Th 의 침강플럭스와 비교하였다(Fig. 7).

$$\text{Integrated Chl-a} = \sum_{i=0}^{50} C_i \times W_d$$

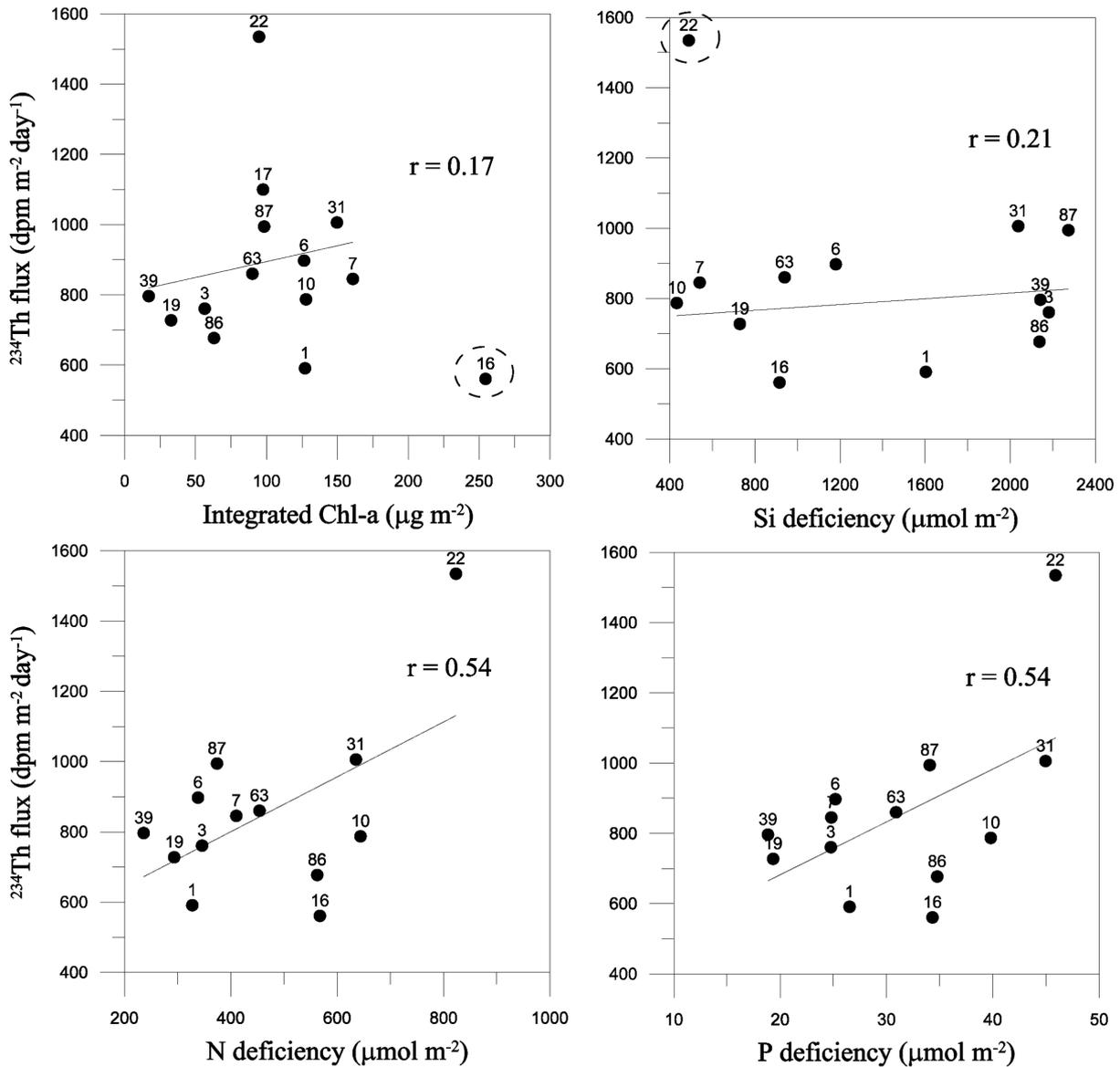


Fig. 7. Interrelationships between ^{234}Th flux and integrated Chl-a, and nutrients (Si, N, P) deficiency in the surface waters (< 50 m). Data for sites within dotted circles were omitted for the regression.

$$N(P, Si)\text{-deficiency} = \sum_{i=0}^{50} (C_d - C_i) \times W_d$$

C_n 는 50 m 이내 깊이에서 엽록소, 용존 무기질소와 용존 규소의 농도이며, W_d 는 수심의 간격을 나타낸다. C_d 는 100 m보다 더 깊은 수심에서의 용존 무기질소, 용존 무기인 및 용존 규소의 평균 농도이다.

^{234}Th 의 침강플럭스는 엽록소 현존량과 규소 결핍량과는 전체적으로 관련성을 보이지 않았으나 질소 및 인 결핍량과는 자료의 분산이 크지만 유의한 상관성을 보여준다(Fig. 7). 이는 표층 해수에서 총 ^{234}Th 활동도 농도의 결핍 정도가 일부 정점을 제외하고 용존 규소가 아니라 용존 무기질소의 감소와 직접적으로 관련된다는 결과(Fig. 5)와 일치하는 사항으로 ^{234}Th 침강플럭스도 규소보다는 질소 및 인의 결핍과 관련됨을 나타낸다.

침강입자에서 입자상 유기탄소와 ^{234}Th 의 비율

입자상 유기탄소의 침강플럭스는 총 ^{234}Th 침강플럭스에 침강 입자에서의 입자상 유기탄소와 입자상 ^{234}Th 의 비율을 곱하여 계산된다. 침강 입자는 자유 흐름식 퇴적물 트랩(tethered sediment trap)을 이용하여 시료를 채취하여야 하나(Murray *et al.*, 1996), 유광대 아래에서 부유 물질을 채취하여 추정하기도 한다(Moran *et al.*, 1999; Gardnet *et al.*, 2003; Li u *et al.*, 2005). 그러나 부유 물질을 이용하는 경우는 여과지의 공극이 매우 중요한 변수가 된다. 즉, 공극이 작은 경우 흡착되는 ^{234}Th 이 많아져서 비율이 작은 값이 되고 공극이 큰 경우 유기탄소가 많은 큰 입자들만 채취되어 비율이 크게 된다(Buesseler *et al.*, 2006; Coale, 1990). 대체로 50 μm 정도의 공극을 가진 여과지를 사용하면 침강 입자를 나타낼 수 있다고 알려져 있다(Buesseler *et al.*, 2006). 여과지의 공극에 따라 입자상 유기탄소와 ^{234}Th 비율은 1->100 $\mu\text{mol C dpm}^{-1}$ 의 넓은 범위의 값이 보고되었고, 여과지 공극이 1 μm 였을 때 이 비율은 2-13 $\mu\text{mol C dpm}^{-1}$ 의 값을 보였다(Buesseler *et al.*, 2006). 따라서 본 연구에서는 GF/F 여과지를 사용하였기에 획득한 입자상 유기탄소와 ^{234}Th 비율은 침강 입자에서의 그 것 중 최솟값에 해당되리라 예상된다.

본 연구에서는 이 비율을 추정하기 위해 형광도가 최대인 수심(상부층)과 수운약층 하부 수심(하부층)에서 부유물질을 채취하여 수심별 비율 차이를 살펴보았다. 그리고 입자상 ^{234}Th 은 총 ^{234}Th 에서 용존상 ^{234}Th 을 빼주는 방법으로 측정하였기에 입자상 ^{234}Th 농도가 매우 낮은 경우 비율값의 오차가 매우 커질 가능성이 있기에 비율 계산 시 일부 자료를 제외하였다. 즉, 총 ^{234}Th 활동도 농도가 $1.18 \pm 0.08 \text{ dpm L}^{-1}$ 이고 용존상 농도가 $0.98 \pm 0.08 \text{ dpm L}^{-1}$ 이면 입자상 ^{234}Th 농도가 $0.2 \pm 0.11 \text{ dpm L}^{-1}$ 가 되어 입자상 ^{234}Th 농도의 오차가 50%이상이 된다. 실제로 상부층 및 하부층에서 얻어진 입자상 ^{234}Th 농도 중 측정 오차가 50%이상이면 경우는 상층부 정점 22, 하층부 정점 19 및 87이 해당되었다. 따라서 본문에 사용하는 입자상 ^{234}Th 농도가 매우 작은 경우를 제외한 시료에 대하여 입자상 유기탄소와 ^{234}Th 비율을 계산하여 특성을 살펴보았다.

입자상 유기탄소와 ^{234}Th 의 비율(Table 3)은 상부층에서 7.16-59.4 $\mu\text{mol C dpm}^{-1}$ (평균 19.9 $\mu\text{mol C dpm}^{-1}$)의 범위였고, 하부층에서는 정점 22(220 m)를 제외하면 1.17-13.0 $\mu\text{mol C dpm}^{-1}$ (평균 7.08 $\mu\text{mol C dpm}^{-1}$)의 범위를 보여 상부층이 하부층보다 1.4(정점 86)-10.1(정점 1)(평균 3.8)배 높은 값을 보였다. 이는 형광도가 최대인 수심에서 크기가 큰 유기물질이 풍부하기 때문이며 수운약층 하부에서는 크기가 큰 유기물질이 감소하였기 때문에 판단된다. 입자상 유기탄소의 침강플럭스를 추정하기 위하여 사용되는 입자상 유기탄소와 ^{234}Th 의 비율은 하부층의 값을 선택하였다. 이 값은 공극이 1 μm 인 여과지로 여과한 부유물질에서 얻어진 2-13 $\mu\text{mol C dpm}^{-1}$ (Buesseler *et al.*, 2006)의 범위와 거의 일치하는 값을 나타내준다.

다른 해역 값과 비교할 때(Table 2), 로스해의 여름시기(1-2월)의 값 $13.0 \pm 5.89 \mu\text{mol C dpm}^{-1}$ 보다는 1.7배 작고, 가을시기(4월)와는 유사한 값인 반면 웨델해(2-3월) 값 $4.80 \pm 1.46 \mu\text{mol C dpm}^{-1}$ 보다 1.5배 큰 값에 해당한다. 또한 1-2월에 조사된 케르켈렌 섬 지역 부근에서의 $7.25 \pm 1.67 \mu\text{mol C dpm}^{-1}$ 와는 유사한 값이었다.

입자상 유기탄소 침강플럭스

입자상 유기탄소는 ^{234}Th 침강플럭스와 입자상 유기탄소/ ^{234}Th 의

Table 3. Concentrations of POC and particulate ^{234}Th activities in the water column

Station	Depth (m)	POC (μM)	$^{234}\text{Th}_p$ (dpm L^{-1})	POC/ $^{234}\text{Th}_p$ ($\mu\text{mol C dpm}^{-1}$)	Depth (m)	POC (μM)	$^{234}\text{Th}_p$ (dpm L^{-1})	POC/ $^{234}\text{Th}_p$ ($\mu\text{mol C dpm}^{-1}$)
1	70	6.77	0.57 ± 0.13	11.8	100	0.79	0.67 ± 0.13	1.17
3	20	6.78	0.31 ± 0.10	22.2	60	0.84	0.27 ± 0.11	3.06
6	20	7.53	0.49 ± 0.10	15.4	100	1.85	0.32 ± 0.25	5.73
7	70	7.45	0.70 ± 0.12	10.6	100	2.29	1.12 ± 0.12	2.04
10	55	8.89	0.74 ± 0.11	12.0	100	5.59	0.87 ± 0.12	6.41
16	30	29.7	1.06 ± 0.09	28.0	100	5.74	0.56 ± 0.12	10.2
17	35	8.02	0.46 ± 0.11	17.3	100	3.55	0.48 ± 0.11	7.44
19	30	5.58	0.29 ± 0.12	19.4	100	2.71	0.09 ± 0.12	-
22	70	15.8	0.15 ± 0.10	-	220	12.5	0.59 ± 0.12	21.3
39	50	3.44	0.48 ± 0.12	7.16	100	2.12	0.47 ± 0.13	4.57
63	30	10.0	0.45 ± 0.10	22.3	100	6.86	0.53 ± 0.13	13.0
31	20	14.9	0.25 ± 0.09	59.4	120	2.42	0.19 ± 0.12	12.8
86	20	7.74	0.49 ± 0.10	15.9	60	5.82	0.51 ± 0.13	11.5
87	40	7.28	0.42 ± 0.11	17.2	100	3.55	0.05 ± 0.14	-

비율을 통하여 유광대에서 심층으로의 침강플럭스를 식 $\text{POC}_{\text{flux}} = (\text{POC}/\text{Th})_{\text{L}} \times P_{\text{Th}}$ 을 이용하여 추정하였다(Buesseler, 1992). 이 때, $(\text{POC}/\text{Th})_{\text{L}}$ 은 침강입자에서 입자상 유기탄소와 ^{234}Th 의 비율을 나타낸다. 입자상 유기탄소의 침강플럭스는 0.7(정점 1)-12.9(정점 31) $\text{mmol C m}^{-2} \text{day}^{-1}$ (평균 5.9 $\text{mmol C m}^{-2} \text{day}^{-1}$) 범위로 정점에 따라 매우 큰 변화를 보였다(Table 1).

추정한 입자상 유기탄소 침강플럭스 수준을 평가하기 위하여 본 연구에서의 정점 6(남위 72°23', 서경 117°43')에서 가까운 남위 72°40', 서경 117°72' 지점에서 얻은 퇴적물 트랩을 이용하여 측정된 입자상 유기탄소 침강플럭스와 비교하였다(personal communication). 이 퇴적물 트랩은 2011년 1월에서 2012년 1월 기간 동안 수심 425 m에서 운영되었는데, 트랩 시료 중 2011. 2. 19-2. 28와 2011. 3. 1-3. 15 기간 동안의 입자상 유기탄소 침강플럭스는 각각 1.6과 0.5 $\text{mmol C m}^{-2} \text{day}^{-1}$ 이었다. 트랩자료와 비교하는 정점 6에서 해수를 채취한 시기는 3월 3일로 두 자료에 걸쳐진 시기이므로 평균값인 1.1 $\text{mmol C m}^{-2} \text{day}^{-1}$ 를 사용하여 수심 100 m에서의 침강플럭스를 추정하였다. 100 m에서의 침강플럭스는 Martin *et al.* (1987)의 방정식인

$$F_{100} = F(z/100)^b$$

를 이용하였으며, 여기서 F_{100} 은 100 m에서의 플럭스, z 는 수심(m), F 는 어떤 깊이에서의 플럭스이고, b 는 -0.858로 Martin *et al.* (1987)에서 제시한 값을 이용하였다. 이를 통해 추정한 침강플럭스는 3.6 $\text{mmol C m}^{-2} \text{day}^{-1}$ 으로 본 연구의 정점 6에서 얻어진 5.1 $\text{mmol C m}^{-2} \text{day}^{-1}$ 와 유사한 수준의 값을 보였다.

본 연구에서 추정한 입자상 유기탄소 침강플럭스는 로스해에서 여름철(1-2월) 자료인 34.5±33.4 $\text{mmol C m}^{-2} \text{day}^{-1}$ 에 비해서는 7배 낮은 값이었고, 봄철(10-11월)의 값인 2.8±1.6 $\text{mmol C m}^{-2} \text{day}^{-1}$ (Cochran *et al.*, 2000)보다는 약 2배 큰 값이었으며, 웨델해에서 가을철(2-4월)에 얻어진 값 6.6±5.1 $\text{mmol C m}^{-2} \text{day}^{-1}$ (Rutgers van der Loeff *et al.*, 2011)과는 유사한 수준이었다(Table 2). 본 연구 기간에 얻어진 아문젠해의 일차 생산력은 2-40 $\text{mmol C m}^{-2} \text{day}^{-1}$ (평균 24.1±11.3 $\text{mmol C m}^{-2} \text{day}^{-1}$) 범위였으며, 이는 2010년 12월과 2011년 1월에 걸친 연구에서 일차생산력 187±117 $\text{mmol C m}^{-2} \text{day}^{-1}$ (Lee *et al.*, 2012)보다 약 8배 작은 값이었다. 로스해에서 여름철(1-2월) 및 봄철(10-11월)에 얻어진 일차생산력은 각각 61.3±23.7 $\text{mmol C m}^{-2} \text{day}^{-1}$ 및 19.7±20.2 $\text{mmol C m}^{-2} \text{day}^{-1}$ 으로 아문젠해에서 여름철은 3배 이상 큰 값이었으나 가을철에는 로스해의 봄철과 유사한 수준이었다. 즉, 입자상 유기탄소 침강플럭스와 일차생산력의 크기는 지역에 따라 차이를 보이지만 그 변화폭은 같은 지역에서 계절에 따라 더 큰 차이를 보여주었다.

유광대에서 심층으로의 입자상 유기탄소 침강플럭스와 일차생산력을 비교하면 생물 펌프의 효율을 살펴볼 수 있다(Buesseler, 1998). $^{234}\text{Th}/^{238}\text{U}$ 비평형법을 사용하여 추정한 입자상 유기탄소 침강플럭스와 일차생산력의 비율을 ThE (%)로 표시하고 이를 일차생산력과 함께 Fig. 8에 도시하였다(Buesseler, 1998). ThE 비율은 3-50%(평균 27.8±19.2%) 범위를 보였고 해역별로 일정한 값을 나타내지는 않았으며, Fig. 8에서 50%선을 따라 네 개 정점, 나머지 6개 정점은 12.5±10%의 값을 보였다. 외해의 39번 정점은 일차생산력이 매우 작은 곳으로 이 비율이 100% 이상이 되어 자료를 비

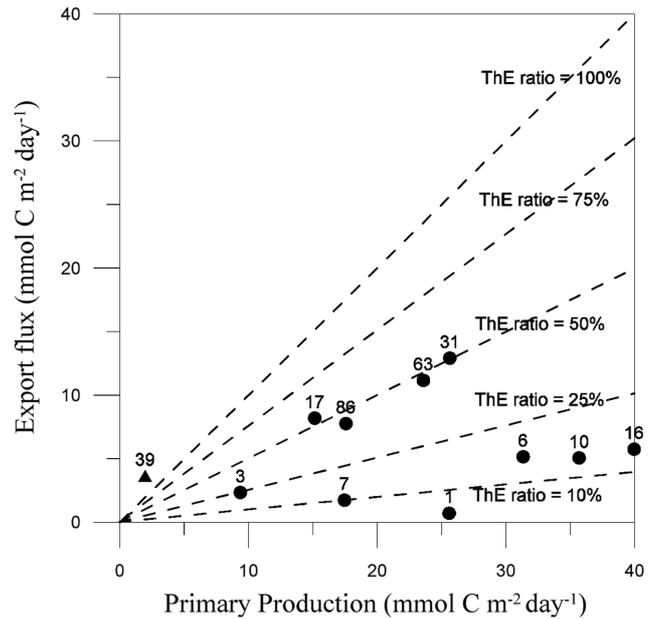


Fig. 8. The relationships between primary production and ^{234}Th -derived POC export flux. The number above the symbols indicates the sampling station. The dotted lines denote the same ThE ratio, which was defined as the percentage of ^{234}Th -derived POC export flux over the primary production.

교하기 어려웠다.

로스해의 경우 ThE 비율이 10-11월, 1-2월에 각각 8.1±4.8%, 49.6±36.5%으로 여름철이 봄철보다 약 6배 큰 값을 보여주었다 (Cochran *et al.*, 2000, Table. 2). 이 해역에서 같은 계절에 일차생산력은 3배의 차이를 보였으므로 생산력이 증가하면서 침강 효율도 그 이상 증가하는 것으로 판단된다. ThE 비율이 해역에 따라 차이를 보이는 이유는 온도, 생물종, 생물량 그리고 생물크기와 같은 다양한 원인이 있다(Laws *et al.*, 2000; Buesseler *et al.*, 2003, 2005; Dunne *et al.*, 2005; Henson *et al.*, 2012). 따라서 아문젠해에서 가을철과 여름철에 일차생산력이 8배 차이가 나기 때문에 입자상 유기탄소 침강플럭스와 침강 효율도 계절에 따라 큰 차이가 예상되어 아문젠해에서 유기탄소의 순환을 이해하기 위해서는 여름철 침강플럭스에 대한 조사가 반드시 필요하다고 판단된다.

결론

본 연구는 2012년 2월과 3월에 걸쳐 남극 아문젠해에서 기후 변화에 의한 탄소 순환 변화를 이해하기 위해 모델의 주요 요소인 입자상 유기탄소 침강플럭스를 $^{234}\text{Th}/^{238}\text{U}$ 비평형 방법으로 추정하고자 하였다.

총 ^{234}Th 활동도 농도는 전 정점에 걸쳐 표층 부근(0-40 m)에서 최솟값(1.51±0.19 dpm L⁻¹)이었으며 ^{238}U 활동도에 상대적으로 결핍을 보였고, 수심 50-100 m 사이에서 ^{238}U 과 ^{234}Th 의 평형에 도달하거나 ^{234}Th 의 과잉이 관측되었다. 심층에서는 평형이 유지되기도 하지만 몇몇 정점에서는 ^{234}Th 의 결핍이 관측되었다. 유광대에서 총 ^{234}Th 결핍 정도는 염록소 및 형광도와 거울상을 나타내

고, 질산염 제거 및 일부 정점에서는 규산염 제거와 수반되어 나타나므로 생물 활동의 영향으로 파악되었고, 유광대 아래에서 나타나는 ^{234}Th 과잉은 기존 문헌에서 제시된 재광물화의 효과보다는 이 깊이에 집중된 입자상 ^{234}Th 에 기인한다고 판단된다. 그리고 심층에서 일어나는 ^{234}Th 결핍은 남극대륙에서 혹은 퇴적물의 재부유로 공급된 입자들에 풍부한 Fe/Mn 산화물에 의한 스케빈징과 관련되었다.

정상상태 모델로 추정된 ^{234}Th 의 침강플럭스는 웨델해와 유사한 수준이었고 로스해보다는 2배 작은 값이었다. ^{234}Th 침강플럭스는 엽록소 현존량과 규소 결핍량과는 관련성을 보이지 않았지만 질소 및 인 결핍량과 유의한 상관성을 보여주었다.

입자상 유기탄소와 입자상 ^{234}Th 의 비율은 $7.08 \pm 4.27 \mu\text{mol C dpm}^{-1}$ 이며, 이 비율과 각 정점의 ^{234}Th 침강플럭스를 통해 추정된 입자상 유기탄소 침강플럭스는 평균 $5.9 \pm 3.9 \text{ mmol C m}^{-2} \text{ day}^{-1}$ 이었다. 이 값은 1월의 로스해보다 7배 낮은 값이며, 2-3월의 웨델해와 유사한 수준이어서 남극 주변해에서 입자상 유기탄소 침강플럭스는 해역별 차이보다 계절적인 차이가 중요함을 알 수 있었다.

사 사

이 논문은 한국해양과학기술원 부설 극지연구소의 지원으로 수행되었습니다(PP14020). 아문젠해 조사를 함께한 극지연구소 연구원분들과 아라온호 승조원분들, 실험에 도움을 준 해양환경화학 실험실 구성원에게 감사드립니다. 이 논문을 검토하고 조언해주신 두 분의 심사위원과 편집위원께도 깊은 감사를 드립니다.

참고문헌(References)

- Arrigo, K.R. and G.L. van Dijken, 2003. Phytoplankton dynamics within 37 Antarctic coastal polynya systems. *J. Geophys. Res.*, **108(C8)**: 3271, doi:10.1029/2002JC001739.
- Arrigo, K.R., K.E. Lowry and G.L. van Dijken, 2012. Annual changes in sea ice and phytoplankton in polynyas of the Amundsen Sea, Antarctica. *Deep-Sea Res. II*, **71-76**: 5–15.
- Benitez-Nelson, C., K.O. Buesseler, D. Karl and J. Andrews, 2001. A time-series study of particular matter export in the North Pacific subtropical gyre based upon $^{234}\text{Th}/^{238}\text{U}$ disequilibrium. *Deep-Sea Res. I*, **48**: 2595–2611.
- Buesseler, K.O., M.P. Bacon, J.K. Cochran and H.D. Livingston, 1992. Carbon and nitrogen export during the JGOFS North Atlantic Bloom experiment estimated from $^{234}\text{Th}/^{238}\text{U}$ disequilibrium. *Deep-Sea Res. I*, **39(7-8)**: 1115–1137.
- Buesseler, K.O., 1991. Do upper-ocean sediment traps provide an accurate record of particle flux? *Nature*, **353**: 420–423.
- Buesseler, K.O., 1998. The decoupling of production and particulate export in the surface ocean, *Global Biogeochem. Cycles*, **12(2)**: 297–310.
- Buesseler, K.O., A.F. Michaels, D.A. Siegel and A.H. Knap, 1994. A three dimensional time-dependent approach to calibrating sediment trap fluxes. *Global Biogeochem. Cycles*, **8(2)**: 179–193.
- Buesseler, K.O., C.R. Benitez-Nelson, S.B. Moran, A. Burd, M. Charette, J.K. Cochran, L. Coppola, N.S. Fisher, S.W. Fowler, W.D. Gardner, L.D. Guo, Ö. Gustafsson, C. Lamborg, P. Masque, J.C. Miquel, U. Passow, P.H. Santschi, N. Savoye, G. Stewart and T. Trull, 2006. An assessment of particulate organic carbon to thorium-234 ratios in the ocean and their impact on the application of ^{234}Th as a POC flux proxy. *Mar. Chem.*, **100(3-4)**: 213–233.
- Buesseler, K.O., J.E. Andrews, S.M. Pike, M.A. Charette, L.E. Goldson, M.A. Brzezinski, and V. P. Lance, 2005. Particle export during the Southern Ocean Iron Experiment (SOFEX). *Limnol. Oceanogr.*, **50(1)**: 311–327.
- Buesseler, K.O., L. Ball, J. Andrews, J.K. Cochran, D.J. Hirschberg, A. Fleer, M.P. Bacon and M. Brzezinski, 2001. Upper ocean export of particulate organic carbon and biogenic silica in the Southern Ocean along 170°W. *Deep-Sea Res. II*, **48**: 4275–4297.
- Buesseler, K.O., R.T. Barber, M.L. Dickson, M.R. Hiscock, J.K. Moore and R. Sambrotto, 2003. The effect of marginal ice-edge dynamics on production and export in the Southern Ocean along 170°W. *Deep-Sea Res. II*, **50(3-4)**: 579–603.
- Buesseler, K.O., S. Pike, K. Maiti, C.H. Lamborg, D.A. Siegel and T.W. Trull, 2009. Thorium-234 as a tracer of spatial, temporal and vertical variability in particle flux in the North Pacific. *Deep-Sea Res. I*, **56(7)**: 1143–1167.
- Cai, P., M. Dai, D. Lv and W. Chen, 2006. An improvement in the small-volume technique for determining thorium-234 in seawater. *Mar. Chem.*, **100(3-4)**: 282–288.
- Coale, K.H. and K.W. Bruland, 1987. Oceanic stratified euphotic zone as elucidated by $^{234}\text{Th}/^{238}\text{U}$ disequilibria. *Limnol. Oceanogr.*, **32(1)**: 189–200.
- Coale, K.H., 1990. Labyrinth of doom: a device to minimize the bswimmer Q component in sediment trap collections. *Limnol. Oceanogr.*, **35(6)**: 1376–1381.
- Cochran, J.K., K.O. Buesseler, M.P. Bacon, H.W. Wang, L. Ball, D.J. Hirschberg, J. Andrews, G. Crossin and A. Fleer, 2000. Short-lived thorium isotopes (^{234}Th , ^{238}Th) as indicators of POC export and particle cycling in the Ross Sea, Southern Ocean. *Deep-Sea Res. II*, **47**: 3451–3490.
- Coppola, L., M. Roy-Barman, S. Mulsowd, P. Povinec and C. Jeandela, 2005. Low particulate organic carbon export in the frontal zone of the Southern Ocean (Indian sector) revealed by ^{234}Th . *Deep-Sea Res. I*, **52**: 51–68.
- Dunne, J.P., R.A. Armstrong, A. Gnanadesikan and J.L. Sarmiento, 2005. Empirical and mechanistic models for the particle export ratio. *Global Biogeochem. Cycles*, **19**: GB4026, doi:10.1029/2004GB002390.
- Gardner, W.D., M.J. Richardson, C.A. Carlson, D.A. Hansell and A.V. Mishonov, 2003. Determining true particulate organic carbon: bottles, pumps and methodologies. *Deep-Sea Res. II*, **50(3-4)**: 655–692.
- Gerringa, L.J.A., A.-C. Alderkamp, P. Laan, C.-E. Thuróczy, H.J.W. De Baar, M.M. Mills, G.L. van Dijken, H. van Haren and K.R. Arrigo, 2012. Iron from melting glaciers fuels the phytoplankton blooms in Amundsen Sea (Southern Ocean): Iron biogeochemistry. *Deep-Sea Res. II*, **71-76**: 16–31.
- Giuliani, S.O., R.M. Frignani and L.G. Bellucci, 2007. Short time scale variations of $^{234}\text{Th}/^{238}\text{U}$ disequilibrium related to mesoscale variability on the continental slope of the Gulf of Lions (France).

- Mar. Chem., **106**(3-4): 403–418.
- Giulivi, C.F. and S.S. Jacobs, 1997. Oceanographic Data in the Amundsen and Bellingshausen Seas: N.B. Palmer cruise 9402, February–March 1994. Technical Report LDEO-97-3. Lamont-Doherty Earth Obs. Of Columbia Univ., Palisades, N.Y., 330pp.
- Hellmer, H.H., S.S. Jacobs and A. Jenkins, 1998. Oceanic erosion of a floating Antarctic glacier in the Amundsen Sea. *Antarct. Res. Ser.*, **75**: 83–99.
- Henson, S., R. Sanders and E. Madsen, 2012. Global patterns in efficiency of particulate organic carbon export and transfer to the deep ocean. *Global Biogeochem. Cycles*, **26**: GB1028, doi:10.1029/2011GB004099.
- Hung, C.-C., L. Guo., K.A. Roberts and P.H. Santschi, 2004. Upper ocean carbon flux determined by the ^{234}Th approach and sediment traps using size-fractionated POC and ^{234}Th data from the Gulf of Mexico. *Geochem. J.*, **38**: 601–611.
- Jacobs, S.S. and J.C. Comiso, 1997. Climate variability in the Amundsen and Bellingshausen sea. *J. Clim.*, **10**: 697–709.
- Jacobs, S.S., A. Jenkins, C.F. Giulivi and P. Dutrieux, 2011. Stronger ocean circulation and increasing melting under Pine Island Glacier ice shelf. *Nature Geosci.*, **4**: 519–523.
- Jacobs, S.S., H.H. Hellmer and A. Jenkins, 1996. Antarctic ice sheet melting in the Southeast Pacific. *Geophys. Res. Lett.*, **23**: 957–960.
- Jacquet, S.H.M., P.J. Lam, T. Trull and F. Dehairs, 2011. Carbon export production in the subantarctic zone and polar front zone south of Tasmania. *Deep-Sea Res. II*, **58**(21-22): 2277–2292.
- Jenkins, A., D.G. Vaughan, S.S. Jacobs, H.H. Hellmer and J.R. Keys, 1997. Glaciological and oceanographic evidence of high melt rates beneath Pine island glacier, west Antarctica. *J. Glaciology* **43**: 114–121.
- Kim, D.S., M.S. Choi, H.Y. Oh, Y.H. Song, J.H. Noh and K.H. Kim, 2011. Seasonal export fluxes of particulate organic carbon from $^{234}\text{Th}/^{238}\text{U}$ disequilibrium measurements in the Ulleung Basin (Tsushima Basin) of the East Sea (Sea of Japan). *J. Oceanogr.*, **67**: 577–588.
- Laws, E.A., P.G. Falkowski, W.O. Smith, H. Ducklow and J.J. McCarthy, 2000. Temperature effects on export production in the open ocean. *Global Biogeochem. Cycles*, **14**(4): 1231–1246.
- Lee, S.H., B.K. Kim, M.S. Yun, H.T. Joo, E.J. Yang, Y.N. Kim, H.C. Shin and S.H. Lee, 2012. Spatial distribution of phytoplankton productivity in the Amundsen Sea, Antarctica. *Polar Biol.* **35**: 1721–1733.
- Liu, Z., G. Stewart, J.K. Cochran, C. Lee, R.A. Armstrong, D.J. Hirschberg, B. Gasser, and J.-C. Miquel, 2005. Why do POC concentrations measured using Niskin bottle collections differ from those using in situ pumps? *Deep-Sea Res. I*, **52**: 1324–1344.
- Martin, J.H., G.A. Knauer, D.M. Karl, and W.W. Broenkow, 1987. VERTEX: carbon cycling in the northeast Pacific. *Deep-Sea Res. I*, **34**: 267–285.
- Middag, R., C. van Slooten, H.J.W. De Baar and P. Laan, 2011a. Dissolved aluminium in the Southern Ocean. *Deep-Sea Res. II*, **58**: 2647–2660.
- Middag, R., H.J.W. De Baar, P. Laan, Cai, and J.C. van Ooijen, 2011b. Dissolved manganese in the Southern Ocean. *Deep-Sea Res. II*, **58**: 2661–2677.
- Moran, S.B., S.E. Weinstein, H.N. Edmonds, J.N. Smith, R.P. Kelly, M.E.Q. Pilson and W.G. Harrison, 2003. Does $^{234}\text{Th}/^{238}\text{U}$ disequilibrium provide an accurate record of the export flux of particulate organic carbon from the upper ocean? *Limnol. Oceanogr.*, **48**(3): 1018–1029.
- Moran, S.B., K.M. Ellis and J.N. Smith, 1997. $^{234}\text{Th}/^{238}\text{U}$ disequilibrium in the central Arctic Ocean: implications for particulate organic carbon export. *Deep-Sea Res. II*, **44**(8): 1593–1606.
- Moran, S.B., M.A. Charette, S.M. Pike and C.A. Wicklund, 1999. Differences in seawater particulate organic carbon concentration in samples collected using small-volume and large-volume methods: the importance of DOC adsorption to the filter blank. *Mar. Chem.*, **67**: 33–42.
- Moran, S.B., R.P. Kelly, K. Hagstrom, J.N. Smith, J.M. Grebmeier, L.W. Cooper, G.F. Cota, J.J. Walsh, N.R. Bates, D.A. Hansell, W. Maslowski, R.P. Nelson and S. Mulsow, 2005. Seasonal changes in POC export flux in the Chukchi Sea and implications for water column-benthic coupling in Arctic shelves. *Deep-Sea Res. II*, **52** (24-26): 3427–3451.
- Murray, J.W., J. Young, J. Newton, J. Dunne, T. Chapin, B. Paul and J.J. McCarthy, 1996. Export flux of particulate organic carbon from the central equatorial Pacific determined using a combined drifting trap- ^{234}Th approach. *Deep-Sea Res. II*, **43**: 1095–1132.
- Nitsche, F.O., S.S. Jacobs, R.D. Larer and K. Gohl, 2007. Bathymetry of the Amundsen Sea continental shelf: implications for geology, oceanography, and glaciology. *Geochem. Geophys. Geosyst.*, **8**(10): Q10009, doi:10.1029/2007GC001694.
- Owens, S.A., K.O. Buesseler and K.W.W. Sims, 2011. Re-evaluating the ^{238}U -salinity relationship in seawater: Implications for the ^{238}U - ^{234}Th disequilibrium method. *Mar. Chem.*, **127**(1-4): 31–39.
- Planquette, H., R.M. Sherrell, S. Stammerjohn and M.P. Field, 2013. Particulate iron delivery to the water column of the Amundsen Sea, Antarctica. *Mar. Chem.*, **153**: 15–30.
- Pritchard, H.D., R.J. Arthern, D.G. Vaughan and L.A. Edwards, 2009. Extensive dynamic thinning on the margins of the Greenland and Antarctic ice sheets. *Nature* **461**: 971–975.
- Rutgers van der Loeff, M., M.M. Sarin, M. Baskaran, C. Benitez-Nelson, K.O. Buesseler, M. Charette, M. Dai, Ö. Gustafsson, P. Masque, P.J. Morris, K. Orlandini, A. Rodriguez y Baena, N. Savoye, S. Schmidt, R. Turnewitsch, I. Vöge and J.T. Waples, 2006. A review of present techniques and methodological advances in analyzing ^{234}Th in aquatic systems. *Mar. Chem.*, **100**(3-4): 190–212.
- Rutgers van der Loeff, M., P.H. Cai, I. Stimac, A. Bracher, R. Middag, M.B. Klunder and S.M.A.C. van Heuven, 2011. ^{234}Th in surface waters: Distribution of particle export flux across the Antarctic Circumpolar Current and in the Weddell Sea during the GEOTRACES expedition ZERO and DRAKE. *Deep-Sea Res. II*, **58**(25-26): 2749–2766.
- Savoye, N., C. Benitez-Nelson, A.B. Burd, J.K. Cochran, M. Charette, K.O. Buesseler, G.A. Jackson, M. Roy-Barman, S. Schmidt and M. Elskens, 2006. ^{234}Th sorption and export models in the water column: A review. *Mar. Chem.*, **100**(3-4): 234–249.
- Savoye, N., T.W. Trull, S.H. M. Jacquet, J. Navez and F. Dehairs, 2008. ^{234}Th -based export fluxes during a natural iron fertilization

- experiment in the Southern Ocean (KEOPS). *Deep-Sea Res. II*, **55**(5-7): 841–855.
- Shimmield, G.B., G.D. Ritchie and T.W. Fileman, 1995. The impact of marginal ice zone processes on the distribution of ^{210}Pb , ^{210}Po and ^{234}Th and implications for new production in the Bellinghausen Sea, Antarctica. *Deep-Sea Res. II*, **42**(4-5): 1313–1335.
- Sohrin, Y., S. Urushihara, S. Nakatsuka, T. Kono, E. Higo, K. Norisuye, T. Minami and S. Umetani, 2008. Multielemental Determination of GEOTRACES Key Trace Metals in Seawater by ICPMS after Preconcentration Using an Ethylenediaminetriacetic Acid Chelating Resin. *Anal. Chem.*, **80**(16): 6267–6273.
- Takahashi, T., S.C. Sutherland, R. Wanninkhof, C. Sweeney, R.A. Feely, D.W. Chipman, B. Hales, G. Friedrich, F. Chavez, C. Sabine, A. Watson, D.C.E. Bakker, U. Schuster, N. Metzl, H. Yoshikawa-Inoue, M. Ishii, T. Midorikawa, Y. Nojiri, A. Kortzinger and T. Steinhoff, 2009. Climatological mean and decadal change in surface ocean pCO_2 , and net sea-air CO_2 flux over the global oceans. *Deep-Sea Res. II*, **56**: 554–577.
- Walker, D.P., M.A. Brandon, A. Jenkins, J.T. Allen, J.A. Dowdeswell and J. Evans, 2007. Oceanic heat transport onto the Amundsen Sea shelf through a submarine glacial trough. *Geophys. Res. Lett.* **34**: L02602, doi:10.1029/2006GL028154.
- Yager, P.L., R.M. Sherrell, S.E. Stammerjohn, A.-J. Alderkamp, O. Schofield, E.P. Abrahamsen, K.R. Arrigo, S. Bertilsson, D.L. Garay, R. Guerrero, K.E. Lowry, P.P. Moksnes, K. Ndungu, A.F. Post, E. Randall-Goodwin, L. Riemann, S. Severmann, S. Thatje, G.L. van Dijken and S. Wilson, 2012. ASPIRE the Amundsen Sea Polynya International Research Expedition. *Oceanography*, **25**(3): 40–53.

2013년 11월 4일 원고접수

2014년 2월 22일 수정본 접수

2014년 3월 3일 수정본 채택

담당편집위원: 김동선