

Article

남극 하계 스코티아해의 총 이산화탄소, 영양염, 엽록소 분포

김동선^{1*} · 심정희¹ · 김경태¹ · 강영철²¹한국해양연구원 해양기후 · 환경연구본부²한국해양연구원 부설 극지연구소

(425-600) 경기도 안산시 안산우체국 사서함 29호

Distribution of Total CO₂, Nutrients, Chlorophyll-*a* in the Scotia Sea During Austral SummerDongseon Kim^{1*}, JeongHee Shim¹, Kyung Tae Kim¹, and Young-Chul Kang²¹Marine Climate and Environment Research Division, KORDI²Korea Polar Research Institute, KORDI

Ansan P.O. Box 29, Seoul 425-600, Korea

Abstract : Temperature, salinity, alkalinity, pH, nutrient, chlorophyll, and iron were measured within the upper 250 m water column around the Antarctic Polar Front in the Scotia Sea from late November to early December 2001. Temperature and salinity showed a rapid change across the Polar Front, and the temperature minimum layer existed only in the southern area of the Polar Front. Total CO₂ and nutrient concentrations were relatively high and increased rapidly with water depth in the southern area of the Polar Front, which was resulted from upwelling of the Antarctic deep water containing high concentrations of total CO₂ and nutrient. $\Delta C:\Delta N:\Delta P$ ratios measured in the northern and southern areas of the Polar Front were 75:11.4:1 and 84:12.5:1, respectively, which were lower than the Redfield ratio. $\Delta Si:\Delta N$ ratio (3.65) measured in the southern area of the Polar Front was two times higher than that (1.95) in the northern area. These two ratios were higher than the ratio (1.0) measured in the temperate and tropical oceans. Chlorophyll concentrations were extremely high in the area of 59°~60°S, which was attributed to favorable environmental conditions for phytoplankton growth in this area, such as sufficient iron, high water column stability, and high silicate concentration.

Key words : 스코티아해 (Scotia Sea), 남극극전선 (Antarctic Polar Front), 총 이산화탄소 (total CO₂), 영양염 (nutrients), 엽록소 (chlorophyll-*a*)

1. 서 론

남빙양은 일반적으로 표층해수에 충분한 영양염이 존재 하지만 식물플랑크톤 생물량과 일차생산력이 매우 낮게 관측되어, 높은 영양염, 낮은 엽록소 (High Nutrient, Low Chlorophyll)로 표현되는 해역이다 (Holm-Hansen *et al.* 1977; El-Sayed 1988). 하지만 해양관측과 인공위성 자료

에 의하면, 해빙 근접해역이나 연안해역에서는 식물플랑크톤 생물량이 비교적 높았다 (Mitchell and Holm-Hansen, 1991; Laubscher *et al.* 1993; Arrigo *et al.* 2000). 또한 남극극전선 해역 (Antarctic Polar Frontal zone)에서도 일차생산과 식물플랑크톤 생물량이 높았다 (de Baar *et al.* 1995; Bathmann *et al.* 1997; Mengelt *et al.* 2001). 최근 연구에 따르면, 해수의 철 농도가 식물플랑크톤 성장에 큰 영향을 미치며 남빙양에서 낮은 엽록소 농도는 철부족 때문이라는 주장이 제기되었다 (Takeda 1998; Boyd *et al.*

*Corresponding author. E-mail : dkim@kordi.re.kr

1999; Sedwick *et al.* 2000; Hutchins *et al.* 2001; Boyd *et al.* 2004). 남빙양에서는 철부족 이외에도 강한 포식압 (grazing pressure), 빛 부족, 규산염 부족 등이 일차생산성을 제한하는 요인으로 제기되었다(Nelson and Smith 1991; Banse 1996; Frank *et al.* 2000; Nelson *et al.* 2001).

남극극전선(Antarctic Polar Front)은 남극순환류(Antarctic Circumpolar Current) 내에 존재하는 강한 전선 중 하나이다. 남극극전선 북쪽으로는 아남극극전선(Subantarctic Front)이 존재하고 남쪽으로는 남극순환류(Southern Antarctic Circumpolar Current)이 존재한다(Orsi *et al.* 1995). 남극극전선을 경계로 표층해수 수온이 급격히 변하는데, 이것은 남쪽의 차가운 남극표층수와 북쪽의 따뜻한 아남극표층수가 남극극전선을 경계로 나누어져 있기 때문이다. 따라서 남극극전선은 대기-해양 이산화탄소 플럭스와 해양의 열과 염분 교환에 있어서 중요한 경계해역이다. 남극극전선에서 흐르는 해류는 남극순환류 내에서 구불구불한 제트(meandering jet) 형태로 남극대륙 주위를 순환한다(Moore *et al.* 1999). 남극극전선의 정확한 위치는 인공위성에서 관측한 표층수온 자료로부터 밝혀졌고 주로 해저지형과 잠재와도장(potential vorticity field)에 의해 크게 영향을 받는다(Legeckis 1977; Moore *et al.* 1999).

지난 수 십년동안 식물플랑크톤의 C:N:P 비율은 106:16:1으로 전 세계 해양에서 큰 차이가 없는 것으로 알려졌으며(Redfield *et al.* 1963), 이 비율을 “Redfield ratio”라고 말한다. 하지만 최근 연구에 따르면 식물플랑크톤

의 C:N:P 비율은 항상 일정하지도 않으며 영양염이 부족한 상태에서는 Redfield ratio와 많은 차이를 보인다(Guildford and Hecky 2000; Pahlow and Reibesell 2000). 영양염이 풍부한 남극 로스해(Ross Sea)에서도 식물플랑크톤의 C:N:P 비율이 Redfield ratio와 상당히 다르며, C:N:P 비율은 식물플랑크톤 종에 따라 달라진다; 편모류인 *Phaeocystis antarctica*의 경우 Redfield ratio보다 높은 C:N:P 비율을 보이는 반면, 규조류는 Redfield ratio보다 낮은 C:N:P 섭취비율을 보인다(Arrigo *et al.* 2000; Sweeney *et al.* 2000; Smith and Asper 2001). 남극극전선을 경계로 해수수괴가 크게 달라지기 때문에 식물플랑크톤 종조성도 확연히 달라진다(Eynaud *et al.* 1999; Findlay and Giraudeau 2000). 따라서 남극극전선 남쪽과 북쪽 해역에서 식물플랑크톤의 C:N:P 비율도 달라질 가능성이 크다. 또한 식물플랑크톤의 Si:N 비율도 규소와 질소의 순환속도와 해수 중 철 농도에 의해 크게 영향을 받기 때문에(Hutchins and Bruland 1998; Takeda 1998; Pondaven *et al.* 2000), 남극극전선을 경계로 남쪽과 북쪽 해역에서 서로 다를 가능성이 높다.

따라서 본 연구에서는 남극극전선을 경계로 표층해수에서 식물플랑크톤의 영양염 섭취에 의한 $\Delta C:\Delta N:\Delta P:\Delta Si$ 비율이 어떻게 변화하는지 파악하기 위해서 스코티아해 남극극전선 인근해역에서 표면에서 수심 250 m까지 수온, 염분, 알칼리도, pH, 철, 영양염, 엽록소 등을 측정하였다. 본 연구목적은 남극극전선 인근해역에서 영양염과 엽록소 분포특성을 파악하고, 표층해수의 $\Delta C:\Delta N:\Delta P$ 비

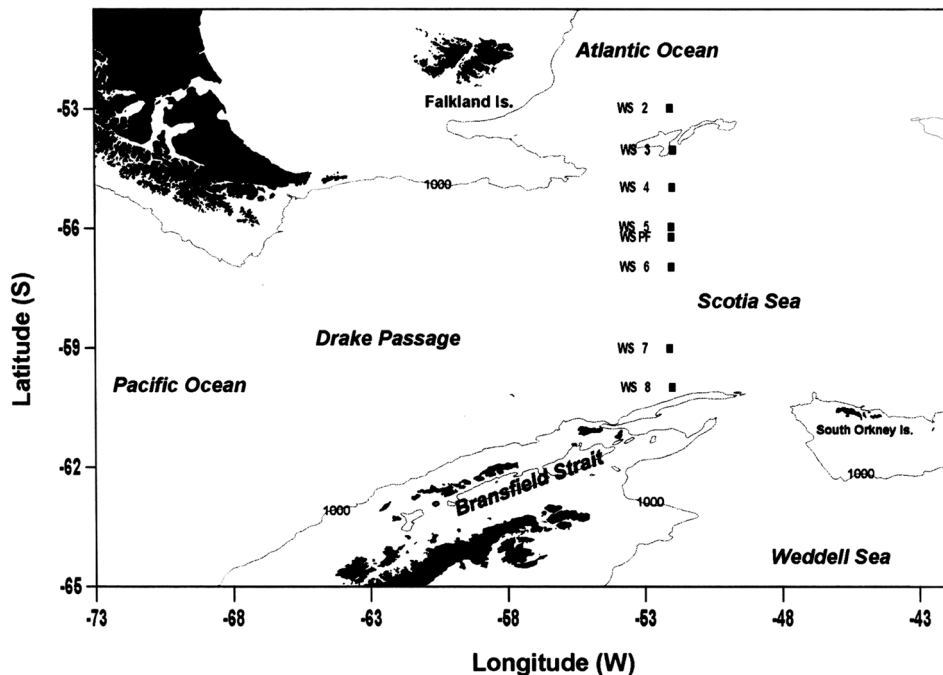


Fig. 1. Map of station locations in the study area.

율이 Redfield ratio와 유사한지 여부와 남극극전선 남쪽과 북쪽해역에서 어떻게 다른지 파악하며, 식물플랑크톤 생물량 분포에 영향을 미치는 주요 환경요인들을 밝히는 것이다.

2. 재료 및 방법

현장조사는 러시아 연구선인 R/V *Yuzhmorgeologiya*를 이용하여 2001년 11월 27일부터 12월 10일까지 14일 동안 이루어졌다. 조사해역은 스코티아해(Scotia Sea) 서경 52°를 기준으로 남위 53°부터 60°도까지 1° 간격으로 조사하였다(Fig. 1). 조사 정점은 총 8점으로, 각 정점마다 SeaBird CTD를 이용하여 수온과 염분을 측정하였고, 250 m까지 표준수심에서 니스킨(Niskin) 채수기를 이용하여 해수를 채수하였다. 해수 1 l를 0.45 μm Whatman GF/F 여과지로 거른 후, 여과된 해수 30 ml는 영양염 분석을 위해 냉동하였고, GF/F 여과지도 엽록소 분석을 위해 냉동하였다.

영양염 농도(질산염+아질산염, 인산염, 규산염)는 자동이온분석기(LaChat model, QuikChem AE)을 이용하여 측정하였으며, 각각의 측정값은 표준 해수시료(Wako Pure Chemical Industries, CSK standard solution)를 이용하여 정확도를 검증하였다. 두 번 이상 분석을 통하여 얻은 각 영양염의 정밀도는 5% 이내였다. 엽록소 농도는 90% 아세톤 10 ml로 24시간 동안 추출한 후에 Turner-designed fluorometer(10-006R)를 이용하여 형광을 측정하였다(Parsons *et al.* 1984). Phaeopigment 농도는 아세톤으로 추출된 엽록소에 1 N 염산을 넣고 1분 30초 후에 Turner-designed fluorometer로 측정하였다. 본 연구에서는 엽록소 측정값에서 phaeopigment 농도를 뺀 보정된 엽록소(corrected chlorophyll) 값을 이용하였다. 알칼리도(alkalinity)는 알칼리도 자동정장치를 이용하여 분석하였고(Millero *et al.* 1993), pH는 pH meter로 측정하였으며, 총이산화탄소 농도는 알칼리도와 pH 값으로부터 계산하였다.

철 분석을 위한 표층수는 실험실에서 고안, 제작된 폴리카보네이트 재질의 채수기를 사용하였다. 표층 시료는 조사선이 정점에 서기 위하여 속도를 줄였을 때 앞 갑판에서 비닐 장갑을 끼고 미리 세척된 1000 ml 폴리에틸렌 병 2개를 채수기에 매달아 풍향과 파도의 방향을 고려하여 수면으로 내렸다. 채취된 시료는 Class 100의 Clean bench 안에서 미리 세척되어 무게가 측정된 47 mm 직경의 폴리카보네이트 여과지(pore size 0.4 μm)를 Polysulfone 재질의 여과기에 설치하여 감압 여과하였다. 여과에 의한 오염을 줄이기 위해 초기 여과액 약 200 ml는 버렸으며, 이후의 시료를 받아서 용존철 분석용으로 하였다.

여과지는 염분을 제거하기 위해 초순수로 조심스럽게 5회 이상 세척하여 Petri dish에 넣었다. 용존철 분석용 시료에는 Seastar Chemicals의 34% “Baseline” HCl(Fe <20 pg g⁻¹)을 넣어 pH 2 이하로 처리하였으며, 용존철 및 입자철 시료 모두 비닐로 이중 포장하여 플라스틱 통에 넣어 분석 때까지 보관하였다. 용존철은 Danielsson *et al.*(1978)의 용매추출법에 근거하여 분리 및 농축하였고 측정은 비블꽃 원자흡광분광기(Perkin Elmer 1100-B)를 이용하였다. 중금속분석 정확도를 검증하기 위하여 National Research Council Canada(NRC)의 연안수 표준물질인 NASS-4도 함께 분석하였다. 용존철 분석의 정확도와 정밀도는 각각 96%와 10%이다. 입자철 분석은 Windom and Smith (1991)의 방법에 따라 수행하였고, 측정은 비블꽃 원자흡광분광기(Perkin Elmer 1100-B)를 이용하였다. 입자철 분석 정확도를 검증하기 위하여 NRC의 해양 퇴적물 표준물질인 MESS-2 약 10 mg을 취하여 시료 분석법과 같이 처리하여 측정하였다. 입자철 분석의 정확도와 정밀도는 각각 94%와 2%이다.

3. 결 과

스코티아해의 서경 52°를 따라 남위 53°에서 60°까지 표층 300 m에서 수온, 염분, 밀도(sigma-t로 표시)의 수직 분포가 Fig. 2에 보여진다. 수온은 남위 56°에서 56.5° 사이에서 수평적으로 4°C에서 1°C로 급격히 감소하는 반면, 수직적으로는 큰 변화를 보이지 않고 거의 일정하다(Fig. 2a). 일반적으로 남극극전선(Antarctic Polar Front)의 위치는 표층수온이 2°C가 되는 등온선에 의해 정해지거나 수온최소층(temperature minimum layer)의 북쪽 끝으로 정해진다(Botnikov 1963; Gordon 1967). Fig. 2(a)를 보면 2°C 등온선의 위치와 수온최소층의 북쪽 끝의 위치가 남위 56.3° 근처로 동일하므로 남극극전선은 이곳에 위치하는 것으로 보인다. 남극극전선을 중심으로 북쪽으로 갈수록 수온은 증가하고 수심에 따라서는 감소한다. 하지만 남극극전선 남쪽에서 수온의 연직분포는 북쪽과 전혀 달라, 수심 100~200 m 사이에 0°C 내외의 수온최소층이 존재한다. 이런 수온최소층은 일반적으로 남빙양에서 자주 관측되는데, 이것은 겨울동안에 형성된 차가운 겨울수괴(winter water)가 여름동안 일사량 증가에 의해 표층해수는 따뜻해지는 반면, 수심 100~200 m에 존재하는 겨울수괴는 일사량 증가에 의한 영향을 거의 받지 않아 겨울에 형성될 당시의 수온을 그대로 유지함으로써 형성된다(Carmack 1977). 따라서 수온최소층에 존재하는 수괴는 물리·화학적 특성이 겨울에 수괴가 형성될 당시의 특성을 그대로 유지하고 있어 겨울 수괴의 잔존물(remnant)이다.

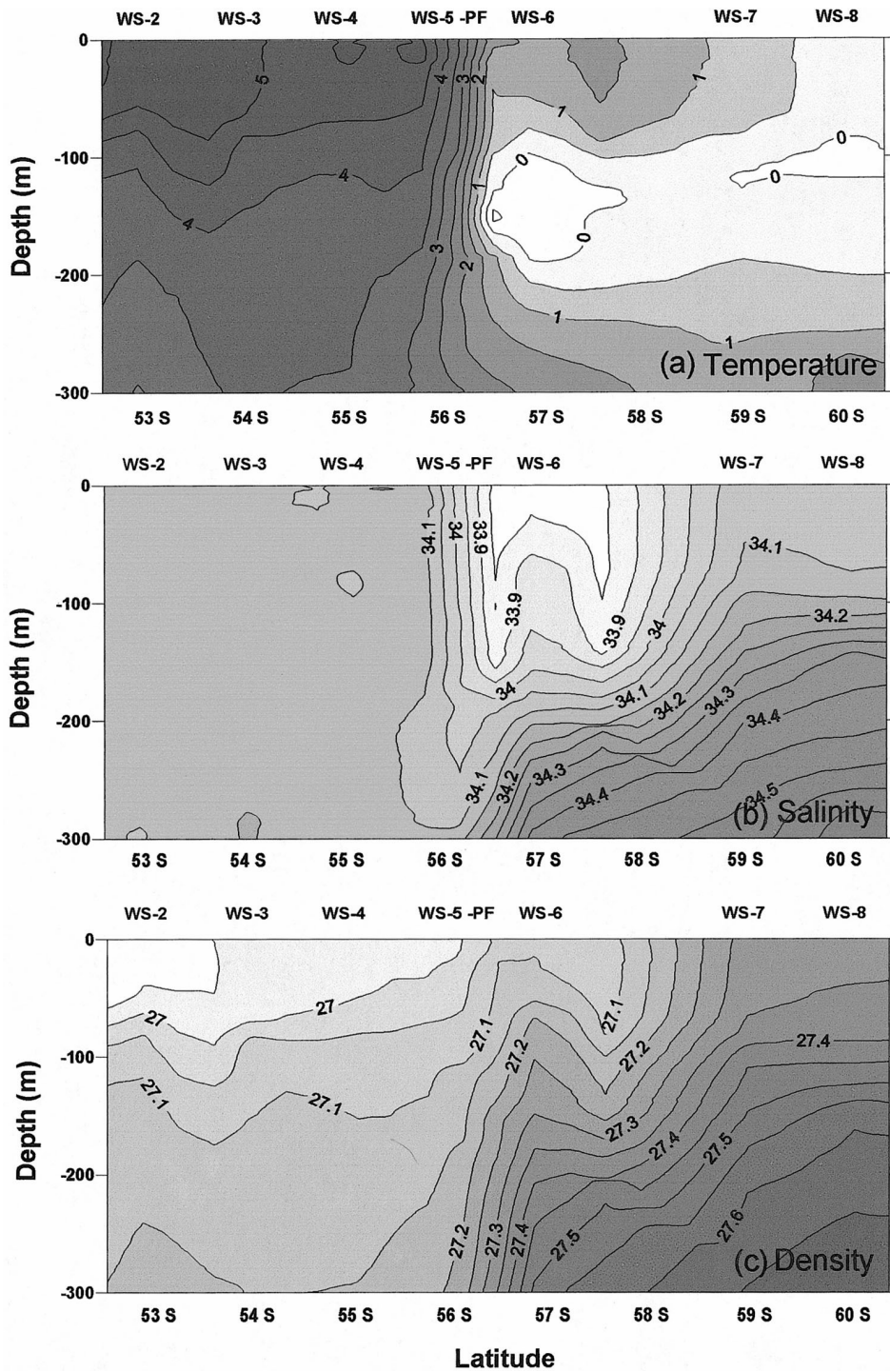


Fig. 2. Vertical sections of (a) temperature, (b) salinity, and (c) density ($\sigma\text{-t}$) within the upper 300 m water depth along 52°W transect.

염분도 수온과 마찬가지로 남위 56°에서 56.5° 사이에서 수평적으로 34.1 psu에서 33.9 psu로 급격히 감소하는 반면, 수직적으로 큰 변화를 보이지 않는다(Fig. 2b). 33.9 psu 이하의 염분최소층이 남극극전선 바로 남쪽에 위치한 남위 56.5°~57.5° 사이, 수심 0~100 m에 존재한다. 이 염

분최소층은 여름 동안 해빙(sea ice)이 녹으면서 담수가 유입되어 형성된 것으로 보인다. 남극극전선 북쪽에서는 염분이 34.1 psu 정도로 수심에 따라 큰 변화가 없는 반면, 남쪽에서는 수심에 따라 점차적으로 증가하여 수심 300 m에서 34.5 psu 이상의 고염분을 보인다.

해수밀도는 남극극전선을 경계로 남쪽과 북쪽에서 뚜렷한 차이를 보인다(Fig. 2c). 남극극전선 북쪽에서 해수밀도는 수심에 따라 완만한 증가를 보이며, 수온의 수직분포와 유사하여, 이 해역에서는 해수밀도가 주로 수온에 의해 결정되는 것으로 보인다. 하지만 남극극전선 남쪽에서 해수밀도는 수심에 따라 급격히 증가하며, 염분의 수직분포와 거의 유사하여, 북쪽과 달리 이곳에서는 주로 염분분포에 따라 해수밀도 분포가 결정되는 것으로 보인다.

총이산화탄소 농도분포는 남극극전선을 경계로 남쪽과 북쪽에서 뚜렷한 차이를 보인다(Fig. 3a). 남극극전선 북쪽에서 표층 총이산화탄소 농도는 2178~2199 $\mu\text{mol kg}^{-1}$ 의 범위를 보이며 남위 54°에서 최소값을 보인다. 남극극전선 남쪽에서 표층 이산화탄소 농도는 2214~2246 $\mu\text{mol kg}^{-1}$ 이며 남쪽으로 갈수록 점점 증가한다. 남극극전선 남쪽에서 총이산화탄소 농도는 평균적으로 북쪽에 비해 46 $\mu\text{mol kg}^{-1}$ 정도 높다. 수심에 따른 농도증가도 두 해역에서 뚜렷한 차이를 보여, 남극극전선 북쪽에서는 완만한

증가를 보이는 반면, 남쪽에서는 급격한 증가를 보인다. 남극극전선 남쪽 수심 250 m에서 평균 총이산화탄소 농도는 2303 $\mu\text{mol kg}^{-1}$ 으로, 남극극전선 북쪽 평균 총이산화탄소 농도(2216 $\mu\text{mol kg}^{-1}$)보다 87 $\mu\text{mol kg}^{-1}$ 가량 높다. 따라서 수심에 따라 총이산화탄소 농도 증가율이 남극극전선 북쪽보다 남쪽에서 2배 가량 높다. 이처럼 남극극전선을 중심으로 남쪽과 북쪽에서 총이산화탄소 농도가 크게 다른 것은 두 해역에서 해수순환이 다르기 때문이다. 남극극전선 북쪽 해역에서는 주로 남극중층수(Antarctic Intermediate Water)가 형성되어 표층에서 중층으로 침강하는 반면 남극극전선 남쪽 해역에서는 총이산화탄소와 영양염 농도가 높은 심층수가 표층으로 용승하는 것으로 알려져 있다(Orsi *et al.* 1995; Talley 1996). 따라서 남극중층수가 형성되는 남극극전선 북쪽에서는 총이산화탄소 농도가 표층에서 낮을 뿐만 아니라 수심에 따라서도 크게 증가하지 않은 반면, 심층수가 용승하는 남극극전선 남쪽에서는 표층 이산화탄소 농도도 높을 뿐만 아니라 수심에

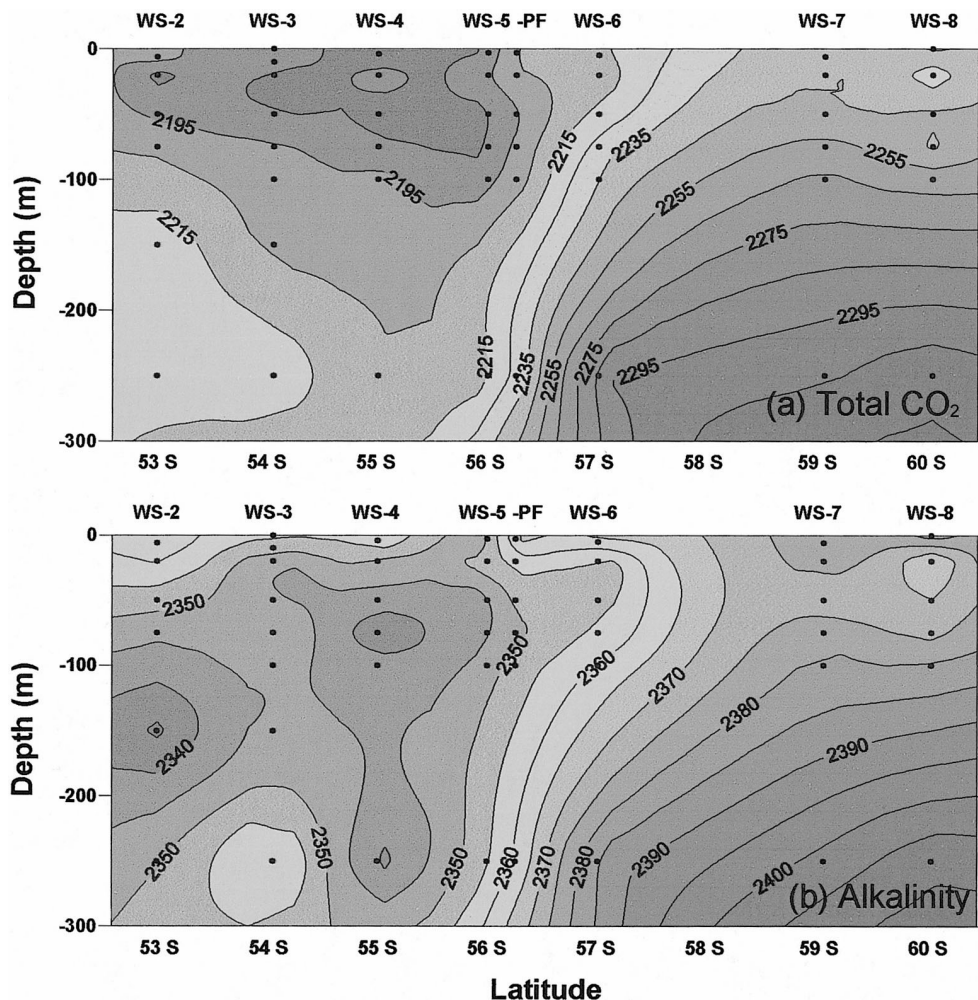


Fig. 3. Vertical sections of (a) total CO₂ ($\mu\text{mol kg}^{-1}$) and (b) alkalinity ($\mu\text{mol kg}^{-1}$) within the upper 300 m water depth along 52°W transect.

따른 농도증가도 크게 나타난다.

알칼리도는 남극극전선 북쪽해역에서 총이산화탄소와 달리 전반적으로 수심에 따라 완만한 감소를 보이는 반면, 남쪽해역에서는 비록 표층 50 m에서 약간의 감소를

보이지만 전반적으로 수심에 따라 급격한 증가를 보인다 (Fig. 3b). 알칼리도가 남극극전선 북쪽에서 수심에 따라 감소하는 것은 유공충이나 *Coccolithophore*와 같이 탄산칼슘(CaCO_3)의 껍질을 가지고 있는 플랑크톤에 의해 탄산

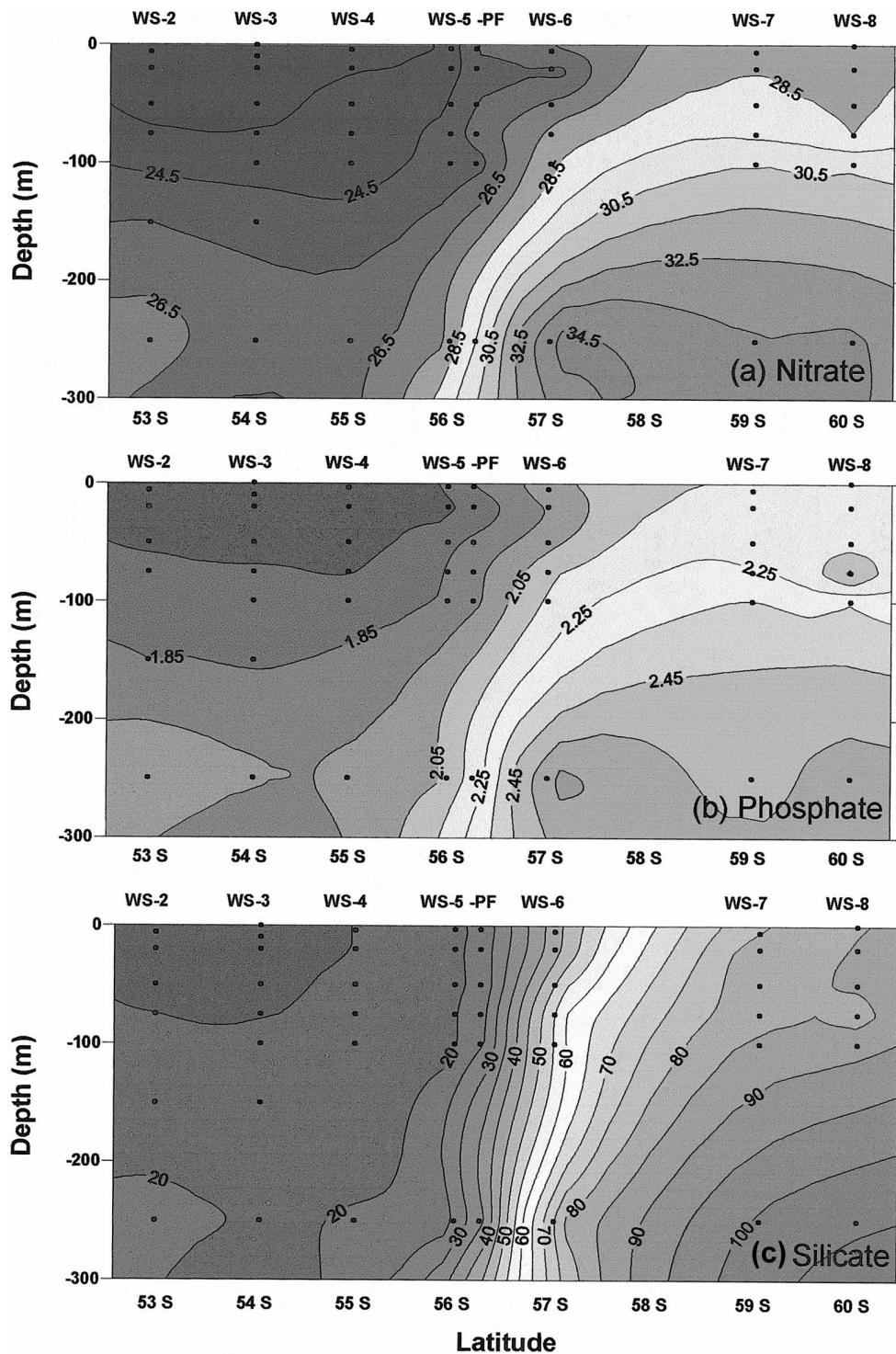


Fig. 4. Vertical sections of (a) nitrate ($\mu\text{mol kg}^{-1}$), (b) phosphate ($\mu\text{mol kg}^{-1}$), and (c) silicate ($\mu\text{mol kg}^{-1}$) within the upper 300 m water depth along 52°W transect.

칼슘이 생성되면 다음 식과 같이 중탄산염(bicarbonate) 이온이 소모되기 때문이다(Broecker and Peng 1982);



위 식에서 보는 바와 같이 탄산칼슘 1몰(mole)이 형성될 때 마다 중탄산염 이온 2몰이 소모되기 때문에 알칼리도도 2몰씩 감소한다. 남극극전선 남쪽해역에서 알칼리도가 수심 50 m에서 최저 값을 보이는 것도 유공충이나 Coccolithophore에 의한 탄산칼슘의 생성때문인 것으로 보인다. 하지만 이 해역에서 알칼리도가 수심에 따라 급격히 증가하는 것은 알칼리도가 높은 남극심층수가 표층으로 용승하기 때문인 것으로 보인다. 남극극전선 남쪽해역에 비해 북쪽해역에서 수심에 따른 알칼리도 감소가 큰 것은 북쪽해역에 유공충이나 Coccolithophore와 같이 탄산칼슘 껍질을 가지고 있는 플랑크톤이 많이 존재하기 때문인 것으로 보인다. 탄산칼슘 껍질을 가지고 있는 플랑크톤은 남극극전선 남쪽의 차가운 해역보다는 북쪽의 따뜻한 해역에서 상대적으로 많이 서식하는 것으로 알려져 있다(Eyraud *et al.* 1999; Findlay and Giraudeau 2000).

질산염 농도분포도 총이산화탄소와 알칼리도의 경우와 마찬가지로 남극극전선 북쪽과 남쪽에서 뚜렷한 차이를 보인다(Fig. 4a). 표층 질산염 농도는 남극극전선 부근에서 급격한 변화를 보이고 대체로 북쪽에서 남쪽으로 갈수록 증가한다. 표층 질산염 농도는 남극극전선 북쪽에서 22.6~23.6 $\mu\text{mol kg}^{-1}$ 의 범위를 보이고 남극극전선 남쪽에서는 26.9~28.4 $\mu\text{mol kg}^{-1}$ 의 범위를 보여 평균적으로 남극극전선 북쪽에서보다 남쪽에서 4.8 $\mu\text{mol kg}^{-1}$ 가량 높다. 수심에 따른 질산염 농도변화도 두 해역에서 큰 차이를 보여, 남극극전선 북쪽에서는 수심에 따라 완만한 증가를 보이는 반면 남극극전선 남쪽에서는 급격한 증가를 보인다. 남극극전선 북쪽 수심 250 m에서 질산염 농도는 26.2~27.5 $\mu\text{mol kg}^{-1}$ 이고 남극극전선 남쪽 같은 수심에서

는 33.5~34.9 $\mu\text{mol kg}^{-1}$ 으로 평균적으로 남극극전선 북쪽에서보다 남쪽에서 대략 7.3 $\mu\text{mol kg}^{-1}$ 정도 높다. 이처럼 남극극전선 남쪽에서 질산염 농도가 높고 수심에 따른 농도증가가 큰 것은 이 해역에서 질산염 농도가 높은 심층수가 표층으로 용승하기 때문인 것으로 보인다(Broecker and Peng 1982).

인산염 농도분포는 질산염의 경우와 거의 유사하다(Fig. 4b). 표층 인산염 농도는 남극극전선 북쪽에서 1.65~1.75 $\mu\text{mol kg}^{-1}$ 이고 남쪽에서 2.04~2.20 $\mu\text{mol kg}^{-1}$ 으로 북쪽에 비해 남쪽에서 평균적으로 0.44 $\mu\text{mol kg}^{-1}$ 가량 높다. 질산염의 경우, 수심에 따른 농도증가가 남극극전선 북쪽에 비해 남쪽에서 2배가량 높지만 인산염의 경우는 수심에 따른 농도 증가가 남극극전선 북쪽과 남쪽에서 큰 차이를 보이지 않는다. 남극극전선 북쪽 수심 250 m에서 인산염 농도는 1.96~2.06 $\mu\text{mol kg}^{-1}$ 이고 남쪽 수심 250 m에서는 2.49~2.68 $\mu\text{mol kg}^{-1}$ 으로 평균적으로 북쪽에서보다 남쪽에서 0.58 $\mu\text{mol kg}^{-1}$ 정도 높다.

규산염 농도분포는 질산염과 인산염의 경우와는 약간 다른 양상을 보인다(Fig. 4c). 표층 규산염 농도는 남극극전선 북쪽에서 12.6~17.4 $\mu\text{mol kg}^{-1}$ 의 범위로, 위도에 따라 큰 변화를 보이지 않는다. 하지만 표층 규산염 농도는 남극극전선 부근 해역인 남위 56°~57° 사이에서 20 $\mu\text{mol kg}^{-1}$ 에서 50 $\mu\text{mol kg}^{-1}$ 로 급격히 증가하고 남쪽으로 갈수록 점점 더 증가한다. 표층 규산염농도는 남위 53°에서 14.4 $\mu\text{mol kg}^{-1}$ 인 것이 남위 60° 사이에서 104 $\mu\text{mol kg}^{-1}$ 로 무려 7배 정도의 농도 증가를 보인다. 남극극전선 북쪽에서는 규산염 농도가 수심에 따라 완만한 증가를 보이는 반면, 남쪽에서는 급격한 증가를 보인다. 하지만 남극극전선 부근 해역인 남위 56°~57° 사이에서는 규산염 농도가 수심에 따라 거의 변하지 않는다. 이처럼 규산염 농도분포가 질산염이나 인산염과 다른 것은 규산염의 기원과 질산염이나 인산염의 기원이 다르기 때문이다. 규산염의 기원

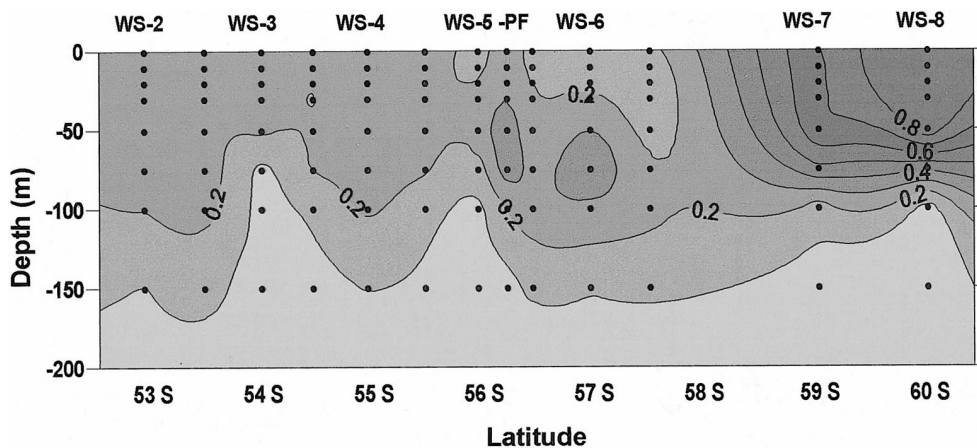


Fig. 5. Vertical section of chlorophyll (mg m^{-3}) within the upper 200 m water depth along 52°W transect.

은 주로 규조류의 껍데기을 이루고 있는 오팔(opal, $\text{SiO}_2 \cdot n\text{H}_2\text{O}$)인 반면 질산염과 인산염의 기원은 해양 유기물이다. 따라서 해양에서 오팔과 유기물의 순환, 즉 생성과 분해(또는 용해)가 서로 다르기 때문에 규산염은 질산염이나 인산염과는 다른 농도분포를 보이는 것이다.

엽록소는 남위 $59^\circ\sim 60^\circ$ 사이에서만 0.6 mg m^{-3} 이상의 높은 농도를 보이고 다른 해역에서는 대체로 0.2 mg m^{-3} 내외 낮은 값을 보인다(Fig. 5). 특히 남위 60° 에서는 수심 0~50 m 사이에서 엽록소 농도가 0.9 mg m^{-3} 으로 최고 값을 보인다. 영양염의 경우, 남극극전선 부근 해역에서 급격한 농도변화를 보이지만 엽록소는 이 해역에서 특별한 농도변화를 보이지 않는다. 하지만 남극극전선 부근 해역에서 엽록소가 수심 50~100 m에서 최대 값을 보여, 다른 조사해역에서는 발달하지 않은 “chlorophyll subsurface maximum”을 보여준다.

4. 토 의

탄소:질소:인($\Delta\text{C}:\Delta\text{N}:\Delta\text{P}$) 비율

일반적으로 표층해양에서 탄소, 질소, 인의 농도변화는 주로 식물플랑크톤에 의한 섭취 또는 유기물 분해에 따른 재생에 의해 결정되기 때문에 이들 농도변화를 나타내는 $\Delta\text{C}:\Delta\text{N}:\Delta\text{P}$ 비율은 Redfield ratio인 106:16:1을 따른다. 하지만 남빙양에서는 식물플랑크톤 종에 따라 영양염을 섭취하는 비율이 조금씩 다르기 때문에 $\Delta\text{C}:\Delta\text{N}:\Delta\text{P}$ 비율이 Redfield ratio와 다른 경우를 흔히 볼 수 있다(de Baar et al. 1997; Arrigo et al. 2000). 편모류는 16보다 높은 N:P 비율로 영양염을 섭취하고(Arrigo et al. 2000), 녹조류는 16보다 낮은 비율의 N:P를 섭취한다(Howarth 1988). 따라서 해역에 따라 식물플랑크톤 종조성이 다르기 때문에 $\Delta\text{C}:\Delta\text{N}:\Delta\text{P}$ 비율도 해역에 따라서 조금씩 다르게 나타난다.

본 연구해역은 남극극전선을 경계로 북쪽과 남쪽에서 수온, 염분, 밀도, 총이산화탄소, 영양염과 같은 해양환경요인이 뚜렷한 차이를 보인다(Figs. 2~4). 따라서 남극극전선 북쪽과 남쪽에서 $\Delta\text{C}:\Delta\text{N}:\Delta\text{P}$ 비율이 이런 환경요인에 의해 영향을 받아 어떻게 달라지는지를 조사하였다. 또한, 남극극전선 인근해역에서 관측한 $\Delta\text{C}:\Delta\text{N}:\Delta\text{P}$ 비율이 Redfield ratio와 유사한지 여부도 조사하였다. Fig. 6은 총이산화탄소, 질산염, 인산염 농도변화를 남극극전선 북쪽과 남쪽으로 나누어 각각 서로 도시하였다. 이들 농도들은 해빙이 녹으면서 생성된 담수에 의해 희석되기 때문에 이 영향을 제거하기 위하여 다음 식과 같이 염분 35‰에 대한 농도로 보정하였다;

$$\text{보정된 농도} = \text{농도} \times (\text{염분}/35)$$

Fig. 6(a)는 남극극전선 북쪽과 남쪽에서 총이산화탄소 농도변화에 대하여 질산염 농도변화를 도시한 것인데, 남극극전선 남쪽에서는 두 농도변화의 상관관계가 양호하였지만 북쪽에서는 상관계수가 0.5 이하로 좋은 상관관계를 보이지 않는다. Fig. 6(a)에서 보여주는 추세선의 기울기는 주로 식물플랑크톤에 의한 탄소와 질소 섭취비율에 의

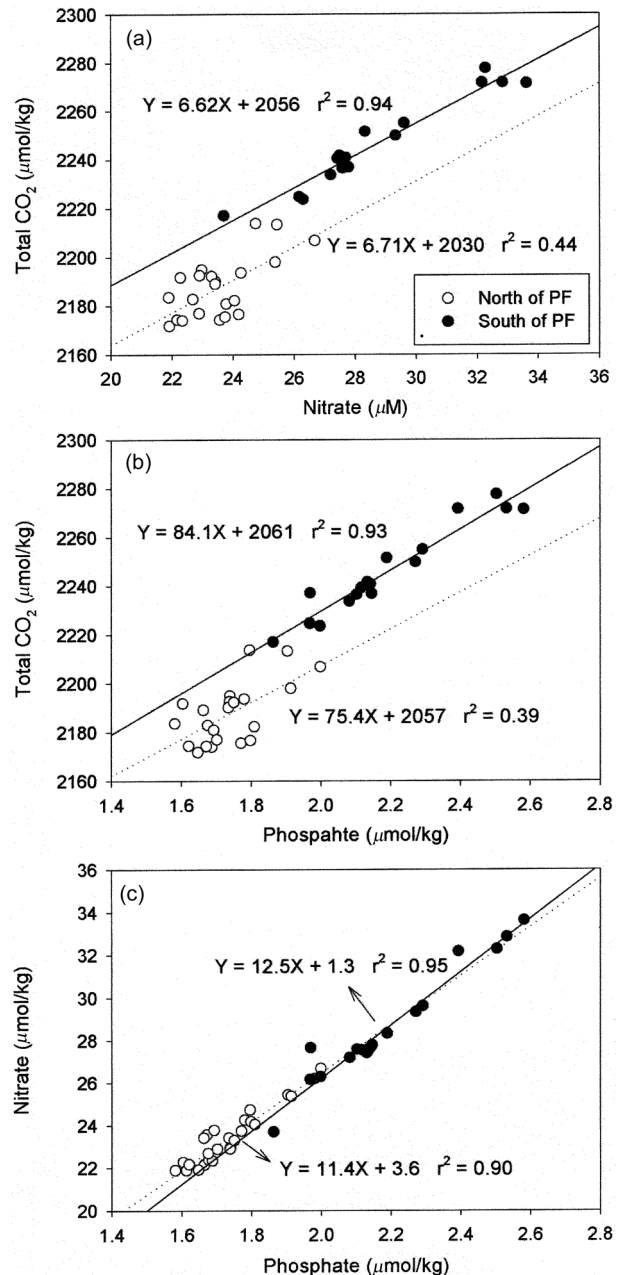


Fig. 6. Plots of (a) nitrate vs. total CO₂, (b) phosphate vs. total CO₂, and (c) phosphate vs. nitrate in the northern and southern areas of the Polar Front. Broken and solid lines indicate a regression line in the northern and southern areas of the Polar Front, respectively.

해 결정되는데, 이것으로부터 구한 $\Delta C:\Delta N$ 비율은 남극극전선 북쪽에서 6.71이고 남쪽에서 6.62로 두 해역에서 큰 차이를 보이지 않을 뿐만 아니라 Redfield ratio(6.63)과 거의 유사한 값들을 보인다. $\Delta C:\Delta P$ 비율은 Fig. 6(b)에서 보여주는 추세선의 기울기로부터 구하였는데, 남극극전선 북쪽에서 75.4이고 남쪽에서 84.1로 남쪽에서 약간 큰 값을 보이고 Redfield ratio에 비하면 상당히 작은 값들을 보인다(Fig. 6b). $\Delta N:\Delta P$ 비율은 남극극전선 북쪽에서 11.4이고 남쪽에서 12.5로 $\Delta C:\Delta P$ 비율의 경우와 마찬가지로 남쪽에서 약간 큰 값을 보이고 Redfield ratio(16)에 비하면 작은 값들을 보인다(Fig. 6c).

이들 자료로부터 $\Delta C:\Delta N:\Delta P$ 비율은 남극극전선 북쪽에서 75:11.4:1이고 남쪽에서 84:12.5:1로 두 해역 모두에서 Redfield ratio와는 큰 차이를 보인다. 관측한 비율과 Redfield ratio를 비교해보면 관측한 비율이 ΔP 에 비해 ΔC 와 ΔN 이 Redfield ratio에 상당히 작다는 것을 알 수 있다. 해양에서 탄소 농도변화는 광합성에 의한 유기물 생성 이외에도 대기-해양 이산화탄소 교환과 탄산칼슘 생성에 의해서도 영향을 받는다(Broecker and Peng 1982). 탄산칼슘이 생성되게 되면 해수 중에서 탄소가 소모되기 때문에 ΔC 값은 더 증가하게 되어 $\Delta C:\Delta P$ 비율은 Redfield ratio보다 더 커지게 된다. 따라서 본 조사해역에서 관측된 낮은 $\Delta C:\Delta P$ 비율은 탄산칼슘 생성에 의한 것은 아닌 것으로 보인다. 본 연구해역에서 Shim *et al.*(2004)의 연구에 따르면, 표층해수 이산화탄소 농도(pCO₂)는 대부분 해역에서 대기 이산화탄소 농도보다 높게 관측되어 해수로부터 대기로 이산화탄소가 방출된다. 이산화탄소가 해수로부터 대기로 방출하게 되면 해수 중에서 총이산화탄소 농도가 감소하게 되어 ΔC 값은 더 증가하게 되기 때문에 $\Delta C:\Delta P$ 비율은 Redfield ratio보다 더 커지게 된다. 따라서 낮은 $\Delta C:\Delta P$ 비율은 대기-해양 이산화탄소 교환에 의한 것도 아닌 것으로 보인다. 결과적으로 본 연구 해역에서 관측된 Redfield ratio보다 낮은 $\Delta C:\Delta P$ 비율은 식물플랑크톤에 의한 탄소와 인 섭취비율이 Redfield ratio보다 작기 때문인 것으로 보인다. 이렇게 Redfield ratio보다 낮은 $\Delta C:\Delta P$ 비율은 남빙양에서 종종 관측되기도 한다. Hoppema *et al.*(2000)이 웨델해에서 관측한 $\Delta C:\Delta P$ 비율은 72~88의 범위로, 본 해역에서 관측한 값들과 매우 유사하였고, Copin-Montegut and Copin-Montegut(1978)이 부유물질에서 측정된 C:P 비율은 57으로, 본 연구에서 관측한 값들보다도 낮았다.

남빙양에서 $\Delta N:\Delta P$ 비율은 해역에 따라서, 또는 우세한 식물플랑크톤 종조성에 따라서 큰 차이를 보인다. Lourey and Trull(2001)에 의하면 태평양의 아남극대(Subantarctic Zone)에서 $\Delta N:\Delta P$ 비율이 15.1인 반면, 남극극전선대(Polar Frontal Zone)에서는 8.3으로 두 해역에

서 매우 큰 차이를 보였다. 로스해에서는 편모류의 일종인 *Phaeocystis antarctica*가 우세한 해역에서 관측된 $\Delta N:\Delta P$ 비율은 19.2로, 규조류가 우세한 해역에서 관측된 $\Delta N:\Delta P$ 비율(9.69)보다 2배 가량 높았다(Arrigo *et al.* 2000). 또한 de Baar *et al.*(1997)에 의하면, 대서양의 남극극전선대에서 관측된 $\Delta N:\Delta P$ 비율이 12.6이었지만 규조류의 일종인 *Fragilariopsis kerguelensis*가 번성한 시기 동안에는 이 비율이 4.4로 감소하였다. 본 연구해역인 스코티아해(Scotia Sea) 남극극전선 북쪽과 남쪽에서 관측된 $\Delta N:\Delta P$ 비율은 각각 11.4와 12.5로 두 해역에서 큰 차이를 보이지 않았고 de Baar *et al.*(1997)이 대서양의 남극극전선대에서 관측한 값과 매우 유사하였다(Fig. 6c). 남극극전선 북쪽과 남쪽에서 관측된 수온, 염분, 영양염 자료는 두 해역에서 매우 큰 차이를 보였지만 $\Delta N:\Delta P$ 비율은 예상외로 별다른 차이를 보이지 않았다. 하지만 $\Delta N:\Delta P$ 비율에 직접적인 영향을 미치는 식물플랑크톤 종조성을 보면, 남극극전선 남쪽과 북쪽에서 뚜렷한 차이를 보인다(강 등 2004). 남극극전선 북쪽 표층해수에서 규조류 세포수는 $17,259 \times 10^4 \sim 33,626 \times 10^4$ cell/l이고 남쪽 표층해수에서는 $41,039 \times 10^4 \sim 115,360 \times 10^4$ cell/l으로, 북쪽에 비해 남쪽에서 평균적으로 3배 가량 규조류 세포수가 많았다. 또한 규조류 중에서 낮은 $\Delta N:\Delta P$ 비율(4.4)로 영양염을 섭취하는 *Fragilariopsis kerguelensis*의 세포수도 북쪽에 비해 남쪽에서 월등히 높았다. 하지만 높은 $\Delta N:\Delta P$ 비율(19.2)로 영양염을 섭취하는 *Phaeocystis antarctica*는 남극극전선 북쪽과 남쪽 모두에서 거의 관측되지 않았다. 위의 결과를 종합해보면, 본 연구해역에서 관측된 $\Delta N:\Delta P$ 비율이 Redfield ratio보다 낮은 것은 다른 해역보다 상대적으로 규조류 세포수가 많았기 때문이고 이런 낮은 $\Delta N:\Delta P$ 비율은 태평양과 대서양의 남극극전선대에서도 관측되었다(de Baar *et al.* 1997; Lourey and Trull 2001). 하지만 남극극전선 북쪽과 남쪽에서 규조류 세포수가 3배 가량 차이나는 것은 $\Delta N:\Delta P$ 비율에 큰 영향을 미치지 못하였고 *Fragilariopsis kerguelensis*도 대변성이 일어나지 않는 한 $\Delta N:\Delta P$ 비율에 큰 영향을 미치지 못하는 것으로 보인다.

규소:질소($\Delta Si:\Delta N$) 몰 비율

해양에서 일반적으로 식물플랑크톤에 의한 규소:질소 섭취비율은 1:1로 알려져 있다(Dugdale and Wilkerson 1998). 하지만 해수 중에서 규소와 질소의 순환속도, 즉 오파과 유기물의 생성 또는 분해되는 속도가 서로 다르기 때문에 해수 중에서의 $\Delta Si:\Delta N$ 비율은 해역에 따라 달라질 수 있다(Queguiner *et al.* 1997). 또한 남빙양과 같이 철농도가 매우 낮은 해역에서는 철 부족에 의해 식물플랑크톤에 의한 규소:질소 섭취비율이 2~3배로 높기 때문에 남빙양에서의 $\Delta Si:\Delta N$ 비율은 적도나 중위도 해역에서

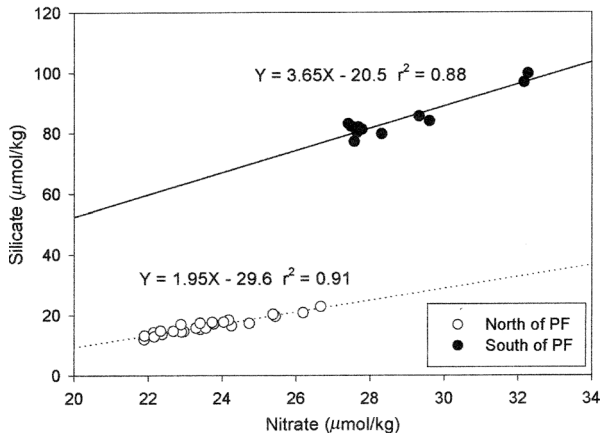


Fig. 7. Plot of nitrate vs. silicate in the northern and southern areas of the Polar Front. Broken and solid lines indicate a regression line in the northern and southern areas of the Polar Front, respectively.

구한 값들보다 높다(Hutchins and Bruland 1998; Takeda 1998; Pondaven *et al.* 2000). 따라서 본 연구해역에서 $\Delta\text{Si}:\Delta\text{N}$ 비율을 파악하기 위해서 Fig. 7에 남극극전선 북쪽과 남쪽으로 나누어 규산염 농도변화에 대하여 질산염 농도변화를 도시하였다. Fig. 7에서 보는 바와 같이 두 해역 모두에서 규산염 농도는 질산염 농도와 좋은 상관관계를 보인다. 각 추세선의 기울기로부터 구한 $\Delta\text{Si}:\Delta\text{N}$ 비율은 남극극전선 북쪽에서 1.95이고 남쪽에서는 3.65로 북쪽에 비해 남쪽에서 2배 가량 높으며, 이들 비율 모두가 온대와 열대 해양에서 일반적으로 관측되는 비율(1.0)보다 높다.

이처럼 남극극전선 북쪽과 남쪽에서 관측한 $\Delta\text{Si}:\Delta\text{N}$ 비율이 일반 해양에서 관측되는 비율보다 높은 값을 보이는 것은 본 연구해역에서 규소와 질소의 순환속도가 큰 차이를 보이거나 철이온 농도가 매우 낮아서 규조류에 의한 규소:질소 섭취비율이 증가했기 때문이다. Frank *et al.* (2000)은 실험을 통해서 철농도가 0.5 nM 이하일 때 규조류가 철부족으로 인해 규소:질소 섭취비율이 증가한다고 밝혔다. 또한 남빙양에서 규조류 성장에 영향을 미치는 철 농도는 0.45 nM 이하로 조사되었다(Blain *et al.* 2002). Fig. 8은 연구해역 표층해수에서 분석된 용존철(dissolved Fe)과 입자철(particulate Fe) 농도를 보여준다. 식물플랑크톤에 직접 이용되는 용존철 농도는 0.68~4.94 nM의 범위를 보이고 남극극전선 북쪽과 남쪽에서 뚜렷한 차이를 보이지 않는다. 표층해수에서 용존철 농도는 모든 정점에서 한계 값인 0.5 nM보다 높기 때문에 규조류 성장이 철부족으로 인해 영향을 크게 받지 않는 것으로 보인다. 따라서 $\Delta\text{Si}:\Delta\text{N}$ 비율이 높게 관측된 것은 철부족으로 규조류에 의한 규소:질소 섭취비율이 증가했기 때문은 아닌 것으로

생각된다.

식물플랑크톤의 껍데기를 구성하는 오파와 세포질을 이루고 있는 유기물의 순환속도는 큰 차이를 보인다. 유기물은 오파에 비해 밀도가 작아 침강속도가 느릴 뿐만 아니라 박테리아에 의해 분해되는 속도가 오파의 용해되는 속도에 비해 훨씬 빠르기 때문에 식물플랑크톤에 의해 생성된 유기물의 대부분이 표층해수에서 분해되어 질소의 재순환이 활발히 일어난다. 이와 반대로 오파는 유기물에 비해 밀도도 크고 용해속도 느리기 때문에 표층해수에서 생성된 오파 대부분이 심층으로 침강하게 되어, 표층해수에서 규소의 재순환은 질소에 비해 느리게 일어난다. 남빙양에서 수행된 연구결과에 따르면, 식물플랑크톤에 의해 생성된 유기물의 80%가 표층해수에서 분해되어 식물플랑크톤이 주로 재순환된 질소를 섭취하는 반면, 오파는 23%만이 표층해수에서 용해되어 재순환된 규소가 재순환된 질소에 비해 1/4 밖에 되지 않았다(Sambrotto and Mace 2000; Brzezinski *et al.* 2001). 특히 규조류와 같이 커다란 식물플랑크톤이 우점종인 해역에서는 오파의 침강속도가 매우 빠르기 때문에 표층해수에서 규소가 재순환되는 비율이 낮아지게 된다(Minas and Mians 1992; Queguiner *et al.* 1997). 해수 중에서 $\Delta\text{Si}:\Delta\text{N}$ 비율은 식물플랑크톤에 의한 규소와 질소의 섭취비율과 재순환 비율에 의해 결정된다. 일반적으로 해양에서 규소와 질소가 재순환되는 비율이 식물플랑크톤에 의해 섭취되는 비율보다 작고 규소와 질소가 재순환되는 비율이 서로 크게 다르지 않기 때문에 $\Delta\text{Si}:\Delta\text{N}$ 비율은 주로 식물플랑크톤에 의한 규소와 질소의 섭취비율에 의해 결정되어진다(Dugdale and Wilkerson 1998). 하지만 남빙양과 같이 비교적 크기가 큰 규조류가 우세한 해역에서는 질소의 재순환 비율이 규소보다 매우 높아 표층해수에서 ΔN 보다 ΔSi 가 크기 때문에 $\Delta\text{Si}:\Delta\text{N}$ 비율은 식물플랑크톤에 의해 규소:질소 섭취비율인 1.0보다 높은 값을 보인다. 본 연구에서도 남극극전선 북쪽과 남쪽 모두에서 $\Delta\text{Si}:\Delta\text{N}$ 비율이 1.0보다 높은 값을 보이는 것도 규조류가 일반 해양보다 많아 질소의 재순환 비율이 규소보다 높기 때문인 것으로 보인다. 특히 $\Delta\text{Si}:\Delta\text{N}$ 비율이 남극극전선 북쪽(1.95)에서보다 남쪽(3.65)에서 2배가량 높은 것도 규조류 세포수가 북쪽보다 남쪽에 3배가량 많아서(강 등 2004), 남쪽에서 질소의 재순환 비율이 규소보다 2배 이상 높기 때문인 것으로 보인다.

식물플랑크톤 생물량 분포를 결정하는 주요 환경요인

본 연구해역에서 엽록소 농도는 남위 60° 수심 0~50 m 사이에서 0.9 mg m⁻³으로 최고 값을 보인다(Fig. 5). 또한, 남위 59°~60° 사이에서만 0.6 mg m⁻³ 이상의 높은 농도를 보이고 그 외 다른 해역에서는 0.2 mg m⁻³ 내외의 낮은 값을 보인다. 따라서 식물플랑크톤 생물량이 남위

59°~60° 사이에서만 많이 존재하고 그 외 다른 해역에서는 큰 변화없이 매우 적게 존재한다. 그럼 왜 식물플랑크톤 생물량이 남위 59°~60° 사이에서만 많이 존재하는지를 파악하기 위해 식물플랑크톤 생물량에 영향을 미치는 환경요인들을 조사하였다. 남빙양에서 식물플랑크톤 성장과 생물량에 직접적으로 영향을 미치는 환경요인들은 철 농도, 표층 혼합층 깊이, 규산염 농도 등이 있다(Martin *et al.* 1990; Boyd *et al.* 1999; Frank *et al.* 2000; Hutchins *et al.* 2001). 이런 환경요인 이외에 동물플랑크톤 포식압(grazing pressure)이 식물플랑크톤 생물량에 직접적인 영향을 미치는 데, 본 연구에서는 환경요인들만 조사하였기 때문에 포식압에 대한 영향은 고려하지 않았다.

조사해역 표층해수에서 측정된 용존철 농도는 남위 59°와 60°에서 각각 2.0, 2.4 nM으로 다른 해역과 큰 차이를 보이지 않지만, 입자철 농도는 남위 59°에서 16.1 nM로 최고 값을 보이고 남위 60°에서도 5.15 nM로 다른 해역에 비해 10배 이상의 높은 값을 보인다(Fig. 8). 앞에서 설명한 바와 같이 철농도가 0.5 nM 이하일 때 식물플랑크톤 성장이 크게 영향을 받는데, 표층해수 측정된 철농도는 모든 정점에서 0.5 nM 이상이므로 본 연구해역에서는 철부족으로 인해 식물플랑크톤 성장이 제한받지는 않는다. 하지만 실험실과 현장에서 수행된 연구결과에 따르면, 같은 조건 하에서는 철농도가 증가함에 따라 식물플랑크톤 성장도 비례해서 증가한다(Sedwick *et al.* 2000; Hutchins *et al.* 2001). 입자철은 식물플랑크톤에 의해 직접 섭취되지는 않지만 용존철과 서로 유기적인 관계를 유지한다. 즉 용존철 농도가 일정 값 이하로 감소하게 되면 입자철이 용해되어 용존철을 공급해준다. 식물플랑크톤 생물량이 월등히 높은 남위 59°와 60°에서는 용존철 농도가 다른 해역보다 특별히 높지는 않지만 입자철 농도는 10배 이상

높다. 따라서 이 해역에서 식물플랑크톤 생물량이 높은 것은 철농도가 다른 해역보다 충분히 높아 식물플랑크톤 성장이 촉진된 결과인 것으로 보인다.

남빙양에서는 바람이 매우 강하게 불어서 표층이 잘 혼합되고, 이에 따라 식물플랑크톤이 광합성을 할 수 있는 유광대(euphotic zone) 밑으로 이동되어 일차생산력이 제한받는다. 따라서 많은 연구자들이 남빙양에서 수층 안정도가 일차생산성을 결정하는 가장 중요한 요인이라고 주장하였다(Bidigare *et al.* 1986; Mitchell and Holm-Hansen 1991; Priddle *et al.* 1994). 특히, 해빙 인근해역(Sea ice marginal zone)에서는 봄철에 해빙이 녹으면서 생성된 용빙수에 의해 수층 안정도가 증가하여 식물플랑크톤 대발생(bloom)이 자주 일어난다(Smith and Nelson 1986; Smith *et al.* 1987). 본 조사해역 표층 300 m에서 해수밀도 변화는 Fig. 2(c)에 나타내었다. 수층 안정도가 가장 높은 해역은 수직적으로 밀도변화가 가장 큰 남위 59°와 60°이고 남위 56°~57° 사이의 남극극전선 인근해역은 해수밀도가 수직적으로 큰 변화를 보이지 않아 수층 안정도가 가장 낮다. 따라서 남위 59°~60° 사이에서 식물플랑크톤 생물량이 월등히 높은 것은 이 해역에서 수층 안정도가 다른 해역에 비해 높기 때문인 것으로 보인다. 일반적으로 남빙양의 남극극전선 부근해역에서 식물플랑크톤 대발생이 자주 관측되었지만(de Baar *et al.* 1995; Bathmann *et al.* 1997; Mengelt *et al.* 2001), 본 연구해역의 남극극전선 해역에서는 엽록소 농도가 높게 관측되지 않았다. 이것은 다른 남빙양과는 달리, 본 연구해역의 남극극전선 해역에서 수층 안정도가 매우 낮기 때문에 빛 부족으로 인해 식물플랑크톤 성장이 제한받은 결과인 것으로 보인다.

남빙양에서 겨울동안 규산염 농도는 대체로 높은 편이지만 봄이 되면서 식물플랑크톤 대발생이 일어나면 표층해수에서 질산염이나 인산에 비해 규산염이 먼저 고갈되어 식물플랑크톤 성장과 종조성에 영향을 끼치게 된다(Nelson *et al.* 2001). 또한 철농도가 충분히 높지 않은 상태에서는 식물플랑크톤이 질산염에 비해 규산염을 보다 많이 섭취하게 된다(Takeda 1998; Hutchins and Bruland 1998). 따라서 봄철 식물플랑크톤 대발생이 일어나는 시기에는 표층해수의 철이 먼저 고갈되고 이로 인해 규산염 섭취가 증가하여 나중에는 규산염이 고갈되어 식물플랑크톤 성장이 제한을 받는다. 본 연구해역에서 표층 규산염 농도는 남극극전선 북쪽에서 13~15 $\mu\text{mol kg}^{-1}$ 으로, 비교적 낮은 반면 남극극전선 남쪽에서는 60~85 $\mu\text{mol kg}^{-1}$ 으로 높은 값을 보인다(Fig. 4c). 특히 엽록소 농도가 특별히 높은 남위 59°~60° 사이에서 표층 규산염 농도는 80~85 $\mu\text{mol kg}^{-1}$ 으로 가장 높은 값을 보인다. 따라서 이 해역에서 엽록소 농도가 높은 것은 규산염이 충분히 존재하기 때문에 식물플랑크톤 성장이 제한받지 않은 결과인 것으로

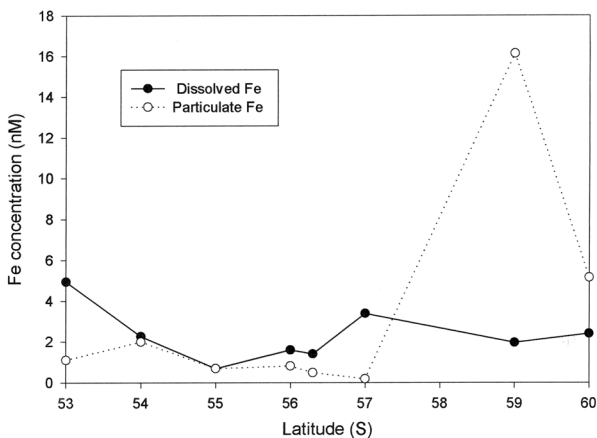


Fig. 8. Dissolved and particulate Fe concentrations (nM) in the surface waters along 52°W transect. Fill circles indicate dissolved Fe and open circles indicate particulate Fe.

로 보인다. 하지만 대부분의 연구해역에서 규산염 농도가 $10 \mu\text{mol kg}^{-1}$ 이상이기 때문에 규산염 부족으로 인해 식물플랑크톤 성장이 제한을 받지 않는 것으로 보인다. 그러나 규산염 농도가 비교적 낮은 남극극전선 북쪽에서 식물플랑크톤 대발생이 일어나면 규산염이 쉽게 고갈되는 반면 남극극전선 남쪽에서는 규산염 농도가 충분히 높기 때문에 식물플랑크톤 대발생이 일어난다해도 규산염이 고갈되지 않는 것으로 보인다.

앞에서 조사한 철농도, 표층 혼합층 깊이, 규산염농도 등 식물플랑크톤 성장에 직접적으로 영향을 미치는 세가지 환경조건 모두가 다른 해역보다 남위 $59^{\circ}\sim 60^{\circ}$ 사이에서 식물플랑크톤 성장에 양호하게 조사되었다. 따라서 조사해역 남위 $59^{\circ}\sim 60^{\circ}$ 사이에서 식물플랑크톤 생물량이 다른 해역보다 월등히 높은 것은 좋은 환경조건 하에서 식물플랑크톤 성장이 촉진된 결과인 것으로 보인다.

5. 결 론

1. 스코티아해에서 남극극전선은 서경 52° , 남위 56.3° 에 위치하고 있으며, 이 남극극전선을 경계로 수온과 염분이 급격한 변화를 보이며, 북쪽해역에서는 수온이 높고 염분이 낮은 반면, 남쪽해역에서는 수온이 낮고 염분은 높으며 수온최소층이 존재한다.

2. 총이산화탄소와 영양염 농도는 남극극전선 북쪽과 남쪽해역에서 뚜렷한 차이를 보이는데, 북쪽해역에 비해 남쪽해역에서 표층농도가 높고 수심에 따른 농도 증가율도 높다. 이것은 총이산화탄소와 영양염 농도가 높은 남극 심층수가 남극극전선 남쪽해역에서 표층으로 용승하기 때문이다.

3. $\Delta\text{C}:\Delta\text{N}:\Delta\text{P}$ 비율은 남극극전선 북쪽해역에서 75:11.4:1이고 남쪽해역에서 84:12.5:1로, 두 해역 모두에서 Redfield ratio와는 큰 차이를 보인다. 이렇게 $\Delta\text{C}:\Delta\text{N}:\Delta\text{P}$ 비율이 Redfield ratio보다 낮은 것은 규조류 세포수가 열대와 온대 해역보다 상대적으로 많아 식물플랑크톤에 의한 C:N:P 섭취비율이 낮기 때문인 것으로 보인다.

4) $\Delta\text{Si}:\Delta\text{N}$ 비율은 남극극전선 북쪽해역에서 1.95이고 남쪽해역에서는 3.65로 북쪽해역에 비해 남쪽해역에서 2배가량 높으며, 이들 비율 모두가 온대와 열대 해양에서 일반적으로 관측되는 비율(1.0)보다 높았다. 이처럼 스코티아해에서 $\Delta\text{Si}:\Delta\text{N}$ 비율이 다른 해양보다 높은 값을 보이는 것은 규조류 세포수가 상대적으로 많아 질소의 재순환 비율이 규소보다 증가하였기 때문에 식물플랑크톤에 의한 질소와 규소 섭취비율인 1.0보다 커지게 된 것이다. 또한 $\Delta\text{Si}:\Delta\text{N}$ 비율이 남극극전선 북쪽해역보다 남쪽해역에서 2배가량 높은 것도 규조류 세포수가 북쪽보다 남쪽에 많아서 남쪽에서 질소의 재순환 비율이 규소보다 높았

기 때문인 것으로 보인다.

5. 스코티아해에서 엽록소 농도는 남위 $59^{\circ}\sim 60^{\circ}$, 수심 0~50 m에서 0.6 mg m^{-3} 이상의 높은 농도를 보이고 그 외 다른 해역에서는 0.2 mg m^{-3} 내외의 낮은 값을 보인다. 이 해역에서 엽록소 농도가 높은 것은 철농도, 표층 혼합층 깊이, 규산염농도 등 식물플랑크톤 성장에 직접적으로 영향을 미치는 환경조건이 다른 해역보다 양호하기 때문에 식물플랑크톤 성장이 촉진된 결과인 것으로 보인다.

사 사

본 연구에 많은 도움을 주신 러시아 연구선 R/V *Yuzhmorgeologiya*의 선장님과 승무원 여러분께 감사드립니다. 또한 시료채집에 도움을 주신 한국해양연구원 부설 극지연구소의 강성호, 정경호, 신형철 박사께도 심심한 감사를 드립니다. 또한 본 논문을 심사해주신 부산대 이동섭 교수님과 익명의 심사자께도 감사드립니다. 이 연구는 한국해양연구원 남극기본사업인 '시계열 퇴적물을 이용한 남극해 물질순환 및 남극 미생물 활용기술 개발(PP04104)'과 한국해양연구원 기본사업인 '기후변화 모니터링 및 예측을 위한 요소기술 개발(PE87000)'의 지원을 받아 수행되었습니다.

참고문헌

- 강성호, 유신재, 박지수, 강재신. 2004. 해색위성 자료를 활용한 남빙양 엽록소 분포 파악 및 SeaWiFS 표준 알고리즘 검증 및 서대서양 아남극과 남빙양의 식물플랑크톤 세포수 및 종조성. (보고서 작성중)
- Arrigo, K.R., G.R. DiTullio, R.B. Dunbar, M.P. Lizotte, D.H. Robinson, M. Van Woert, and D.L. Worthen. 2000. Phytoplankton taxonomic variability and nutrient utilization and primary production in the Ross Sea. *J. Geophys. Res.*, 105, 8827-8846.
- Banase, K. 1996. Low seasonality of low concentrations of surface chlorophyll in the Subantarctic water ring: under-water irradiance, iron, or grazing? *Prog. Oceanogr.*, 37, 241-291.
- Bathmann, U.V., R. Scharek, C. Klaas, C.D. Dubischar, and V. Smetacek. 1997. Spring development of phytoplankton biomass and composition in major water masses of the Atlantic sector of the Southern Ocean. *Deep-Sea Res. II*, 44, 51-67.
- Bidigare, R.R., T.J. Frank, C. Zastrow, and J.M. Brooks. 1986. The distribution of algal chlorophylls and their degradation products in the Southern Ocean. *Deep-Sea Res.*, 33, 923-937.
- Blain, S., P.N. Sedwick, F.P. Griffiths, B. Queguiner, E.

- Bucciarelli, M. Fiala, P. Pondaven, and P. Treguer. 2002. Quantification of algal iron requirements in the Subantarctic Southern Ocean (Indian sector). *Deep-Sea Res. II*, 49, 3255-3273.
- Botnikov, V.N. 1963. Geographical position of the Antarctic Convergence Zone in the Antarctic Ocean. *Soviet Antarctic Expeditions Inform. Bull.*, 4, 324-327.
- Boyd, P., J. LaRoche, M. Gall, R. Frew, and R.M.L. McKay. 1999. Role of iron, light, and silicate in controlling algal biomass in subantarctic waters SE of New Zealand. *J. Geophys. Res.*, 104, 13395-13408.
- Boyd, P., C.S. Law, and C.S. Wong *et al.* 2004. The decline and fate of an iron-induced subarctic phytoplankton bloom. *Nature*, 428, 549-553.
- Broecker, W.S. and T.-H. Peng. 1982. Tracers in the Sea. Eldigio Press, New York. 690p.
- Brzezinski, M.A., D.M. Nelson, V.M. Franck, and D.E. Sigmon. 2001. Silicon dynamics within an intense open ocean diatom bloom in the Pacific sector of the Southern Ocean. *Deep-Sea Res. II*, 48, 3997-4018.
- Carmack, E. 1977. Water characteristics of the Southern Ocean south of the Polar Front. p. 15-41. In: *A Voyage of Discovery*. ed. by M. Angel. Pergamon Press, New York.
- Copin-Montegut, C. and G. Copin-Montegut. 1978. The chemistry of particulate matter from the south Indian and Antarctic Oceans. *Deep-Sea Res.*, 25, 911-931.
- Danielsson, L., B. Magnusson, and S. Westerlund. 1978. An improved metal extraction procedure for the determination of trace metals in seawater by atomic absorption spectrometry with electrothermal atomization. *Anal. Chim. Acta*, 98, 47-57.
- de Baar, H.J.W., J.T.M. de Jong, D.C.E. Bakker, B.M. Loscher, C. Veth, U. Bathmann, and V. Smetacek. 1995. Importance of iron for plankton blooms and carbon dioxide drawdown in the Southern Ocean. *Nature*, 373, 412-415.
- de Baar, H.J.W., M.A. van Leeuw, R. Scharek, L. Goeyens, K.M.J. Bakker, and P. Fritschie. 1997. Nutrient anomalies in *Fragilariopsis Kerguelensis* blooms, iron deficiency and the nitrate/phosphate ratio (A.C. Redfield) of the Antarctic Ocean. *Deep-Sea Res. II*, 44, 229-260.
- Dugdale, R.C. and F.P. Wilkerson. 1998. Silicate regulation of new production in the equatorial Pacific upwelling. *Nature*, 391, 270-273.
- El-Sayed, S.Z. 1988. Productivity of the Southern Ocean: a closer look. *Comp. Biochem. Physiol.*, 90, 489-498.
- Eynaud, E., J. Giraudeau, J.-J. Pichon, and C.J. Pudsey. 1999. Sea-surface distribution of coccolithophores, diatoms, silicoflagellates and dinoflagellates in the South Atlantic Ocean during the late austral summer 1995. *Deep-Sea Res. I*, 46, 451-482.
- Findlay, C.S. and J. Giraudeau. 2000. Extant calcareous nannoplankton in the Australian Sector of the Southern Ocean (austral summers 1994 and 1995). *Mar. Microplanktonol.*, 40, 417-439.
- Frank, V.M., M.A. Brezezinski, K.H. Coale, and D.M. Nelson. 2000. Iron and silicic acid availability regulate Si uptake in the Pacific sector of the Southern Ocean. *Deep-Sea Res. II*, 47, 3315-3338.
- Gordon, A.L. 1967. Structure of Antarctic waters between 20°W and 170°W. p. 1-10. In: *Antarctic Map Folio Series, Folio 6*. ed. by V.C. Bushnell. American Geography Society.
- Guildford, S.J. and R.E. Hecky. 2000. Total nitrogen, total phosphorus, and nutrient limitation in lakes and oceans: Is there a common relationship? *Limnol. Oceanogr.*, 45, 1213-1223.
- Holm-Hansen, O., S.Z. El-Sayed, G.A. Franceschini, and R.L. Cuhel. 1977. Primary production and factors controlling phytoplankton growth in the Southern Ocean. p. 11-50. In: *Adaptations within Antarctic Ecosystem*. ed. by G.A. Land. Gulf Publishing Co., Houston.
- Hoppema, M., L. Goeyens, and E. Fahrbach. 2000. Intense nutrient removal in the remote area off Larsen Ice Shelf (Weddell Sea). *Polar Biol.*, 23, 85-94.
- Howarth, R.W. 1988. Nutrient limitation of net primary production in marine ecosystem. *Ann. Rev. Ecol.*, 19, 89-110.
- Hutchins, D.A. and K.W. Bruland. 1998. Iron-limited diatom growth and Si:N uptake ratios in a coastal upwelling regime. *Nature*, 393, 561-564.
- Hutchins, D.A., P.N. Sedwick, G.R. DiTullio, P.W. Boyd, B. Queguiner, F.B. Griffiths, and C. Crossley. 2001. Control of phytoplankton growth by iron and silicic acid availability in the subantarctic Southern Ocean: experimental results from the SAZ project. *J. Geophys. Res.*, 106, 31559-31572.
- Laubscher, R.K., R. Perrissinotto, and C.D. McQuaid. 1993. Phytoplankton production and biomass frontal zones in the Atlantic sector of the Southern Ocean. *Polar Biol.*, 13, 471-481.
- Legeckis, R. 1977. Oceanic Polar Front in the Drake Passage - satellite observations during 1976. *Deep-Sea Res.*, 24, 701-704.
- Lourey, M. and T.W. Trull. 2001. Seasonal nutrient depletion and carbon export in the Subantarctic and Polar Frontal Zones of the Southern Ocean south of Australia. *J. Geophys. Res.*, 106, 31463-31487.

- Martin, J.H., S.E. Fitzwater, and R.M. Gordon. 1990. Iron deficiency limits phytoplankton growth in Antarctic waters. *Glob. Biogeochem. Cycles*, 4, 5-12.
- Mengelt, C., M.R. Abbott, J.A. Barth, R.M. Letelier, C.I. Measures, and S. Vink. 2001. Phytoplankton pigment distributions in relation to silicic acid, iron and the physical structure across the Antarctic Polar Front, 170°W, during austral summer. *Deep-Sea Res. II*, 48, 4081-4100.
- Millero, F.J., J.Z. Zhang, K. Lee, and D.M. Campbell. 1993. Titration alkalinity of seawater, *Mar. Chem.*, 44, 153-165.
- Minas, H.J. and M. Minas. 1992. Net community production in "High Nutrient - Low Chlorophyll" waters of the tropical and Antarctic Oceans: grazing versus iron hypothesis. *Oceanol. Acta*, 15, 145-162.
- Mitchell, B.G. and O. Holm-Hansen. 1991. Observation and modelling of the Antarctic phytoplankton crop in relation to mixing depth. *Deep-Sea Res.*, 38, 981-1007.
- Moore, J.K., M.R. Abbott, and J.G. Richman. 1999. Location and dynamics of the Antarctic Polar Front from satellite sea surface temperature data. *J. Geophys. Res.*, 104, 3059-3073.
- Nelson, D.M. and W.O. Smith, Jr. 1991. Sverdrup revisited: critical depths, maximum chlorophyll levels, and the control of Southern Ocean productivity by the irradiance-mixing regime. *Limnol. Oceanogr.*, 36, 1650-1661.
- Nelson, D.M., M.A. Brzezinski, D.E. Sigmon, and V.M. Frank. 2001. A seasonal progression of Si limitation in the Pacific sector of the Southern Ocean. *Deep-Sea Res. II*, 48, 3973-3995.
- Orsi, A.H., T. Whitworth, III, and W.D. Nowlin, Jr. 1995. On the meridional extent and fronts of the Antarctic Circumpolar Current. *Deep-Sea Res. I*, 42, 641-673.
- Pahlow, M. and U. Reibesell. 2000. Temporal trends in deep ocean Redfield ratios. *Science*, 287, 831-833.
- Parsons, T.R., Y. Maita, and C.M. Lalli. 1984. A manual of chemical and biological methods for seawater analysis. Pergamon Press, Oxford, UK.
- Pondaven, P., O. Ragueneau, P. Treguer, A. Hauvespre, L. Dezileau, and J.L. Reyss. 2000. Resolving the 'opal paradox' in the Southern Ocean. *Nature*, 405, 168-172.
- Priddle, J., F. Brandini, M. Lipski, and M.R. Thorley. 1994. Pattern and variability of phytoplankton biomass in the Antarctic Peninsula region: an assessment of the BIOMASS cruises. p. 49-126. In: *Southern Ocean Ecology: The BIOMASS Perspective*. ed. by S.Z. El-Sayed. Cambridge Univ. Press, Cambridge, UK.
- Queguiner, B., P. Treguer, I. Peecken, and R. Scharek. 1997. Biogeochemical dynamics and the silicon cycle in the Atlantic sector of the Southern Ocean. *Deep-Sea Res. II*, 44, 69-90.
- Redfield, A.C., B.M. Ketchum, and F.A. Richards. 1963. The influence of organisms on the composition of seawater. p. 26-77. In: *The Sea. Vol. 2*. ed. by M.N. Hill. Wiley Interscience, New York.
- Sambrotto, R.N. and B.J. Mace. 2000. Coupling of biological and physical regimes across the Antarctic polar front as reflected by nitrogen production and recycling. *Deep-Sea Res. II*, 47, 3339-3367.
- Sedwick, P.N., G.R. DiTullio, and D.J. Mackey. 2000. Iron and manganese in the Ross Sea: seasonal iron limitation in Antarctic shelf waters. *J. Geophys. Res.*, 105, 11321-11336.
- Shim, J.-H., Y.-C. Kang, D. Kim, and S.-H. Choi. 2004. Distribution of net community production and surface pCO₂ in the Scotia Sea, during austral spring 2001. *Marine Chemistry* (submitted).
- Smith, W.O. and D.M. Nelson. 1986. Importance of ice edge phytoplankton production in the Southern Ocean. *BioScience*, 36, 251-257.
- Smith, W.O. and V.L. Asper. 2001. The influence of phytoplankton assemblage composition on biogeochemical characteristics and cycles in the southern Ross Sea, Antarctica. *Deep-Sea Res. I*, 48, 137-161.
- Smith, W.O., M.E.M. Baumann, D.L. Wilson, and L. Aletsee. 1987. Phytoplankton biomass and productivity in the marginal ice zone of the Fram Strait during summer 1984. *J. Geophys. Res.*, 92, 6777-6786.
- Sweeney, C., W.O. Smiths, B. Hales, R.B. Bidigare, C.A. Carlson, L.A. Codispoti, L.I. Gordon, D.A. Hansell, F.J. Millero, M.-O. Park, and T. Takahashi. 2000. Nutrient and carbon removal ratios and fluxes in the Ross Sea, Antarctica. *Deep-Sea Res. II*, 47, 3395-3422.
- Takeda, S. 1998. Influence of iron availability on nutrient consumption ratio of diatoms in oceanic waters. *Nature*, 393, 774-777.
- Talley, L.D. 1996. Antarctic Intermediate Water in the South Atlantic. p. 219-238. In: *The South Atlantic: The Present and Past Circulation*. eds. by G. Wefer, W.H. Berger, G. Siedler, and D.J. Webb. Springer, Berlin.
- Windom, H.L. and R.G. Smith, Jr. 1991. Suspended particulate sampling and analysis for trace elements. p. 317-320. In: *Marine Particles: Analysis and Characterization*. ed. by American Geophysical Union. Geophys. Mono.

Received Mar. 29, 2004

Accepted Aug. 5, 2004