동해 북부해역 유광층에서 TEP 분포와 이산화탄소 인자와의 상호관련성

전현덕^{1,2} · 노태근^{2,*} · 이동섭²

¹한국해양연구원 부설 극지연구소

²부산대학교 지구환경시스템학부

Spatial Distribution of Transparent Exopolymer Particles(TEP) and Their Relation to Carbon Species in the Euphotic Layer of the Northern East Sea

HYUN DUCK JEON^{1,2}, TAE KEUN RHO^{2,*} AND TONG SUP LEE²

¹Division of Polar and Climate Research, KOPRI, Get-pearl Tower, 12 Gaetbeol-ro, Yeosu-gu, Incheon 406-840, Korea

²Division of Earth Environmental System, Pusan National University, Busan 609-735, Korea

Transparent exopolymer particles(TEP)는 식물플랑크톤이 배출하는 다당류 물질이 자가응집을 통해 생성되는 끈적거리는 특성을 가진 물질로 해중설 형성에 중요한 역할을 담당한다고 밝혀져 왔다. 본 연구는 동해 북부해역에서 TEP 농도 분포특성과 탄소순환에서 역할을 이해하기 위해 이산화탄소계 인자, 엽록소-a 농도들을 관측하였다. 동해 북부해역의 TEP는 0~338 $\mu\text{g Xeq l}^{-1}$ 로 연안역의 농도보다 낮으나 다른 외양역의 대변식기와 유사한 값이 나타났다. TEP의 공간분포는 엽록소-a의 공간 분포특성과 유사하게 나타나고 있는 것으로 보아 식물플랑크톤이 TEP의 주요 기원으로 사료된다. 직접 측정된 pH와 총 알칼리도의 값을 이용하여 총 용존 무기탄소(TCO₂)를 계산하였으며, 염분 35 psu에 해당하는 값으로 변환된 NTCO₂는 수온에 대해 선형적으로 감소하고 있다. 수온으로 계산된 NTCO₂와 현장에서 측정된 NTCO₂와의 차이는 생물적인 과정에 의한 이산화탄소의 제거(NTCO_{2bio})를 나타내는데, 난수역에서 NTCO_{2bio}값이 음의 값이 나타났고 TEP의 농도가 높은 것으로 보아 생물적인 과정에 의해서 해수중의 이산화탄소가 감소한 것으로 사료된다. 북위 44°-46° 냉수역은 표층에서 TEP 농도는 낮지만, 엽록소-a 최대층에서 TEP의 농도 또한 높게 나타났고 TEP에 포함된 탄소(TEP-C)가 NTCO_{2bio}의 약 40%를 기여하였다. 본 연구에서 TEP농도가 해수 중의 이산화탄소 농도 및 pH와 뚜렷한 상관관계가 나타나지 않아서 이산화탄소 농도에 따른 TEP의 반응은 살펴볼 수 없었으나 해수 중의 탄소순환에서 생물적인 과정을 이해하는데 TEP가 중요하게 고려되어야 함을 시사한다.

Transparent exopolymer particles (TEP) are formed by aggregation of polysaccharide products excreted by phytoplankton and have sticky character like gel. They play important role in the production of marine snow in water column. To study the distribution pattern of TEP concentration and its role in carbon cycle in the surface ocean, we measured pH, Total alkalinity (TA), and chlorophyll-a in addition to physical characteristics of seawater within the surface water column. TEP concentrations ranged from nearly undetectable values to 338 $\mu\text{g Xeq l}^{-1}$. They were considerably lower than previously reported values from coastal sites, but showed similar values observed in other oceanic region during phytoplankton bloom periods. The spatial distribution of TEP concentrations were similar to those of chlorophyll-a, which indicate that the production of TEP were closely related to phytoplankton. Calculated total dissolved inorganic carbon (TCO₂) from the pH and TA was normalized to 35 psu of salinity (NTCO₂) and showed negative linear relationship with temperature. Biological drawdown of NTCO₂ (NTCO_{2bio}) was estimated from the difference between theoretical NTCO₂ values and observed NTCO₂. In the warm region located south of 40°N along the 132.5°E meridional lines, NTCO_{2bio} showed negative value and TEP concentrations were high. This suggested that negative NTCO_{2bio} may be attributed to the biological processes. At the stations located between 44 and 46°N, TEP concentrations showed high concentration at the chlorophyll-a maximum layer within the water column while they showed low concentration in the surface layer. Carbon content of TEP constituted about 40% of NTCO_{2bio} at the chlorophyll-a maximum layer. In this study, we could not observe any positive and negative relationship between TEP con-

*Corresponding author: tkrho@hotmail.com

centration and NTCO_2 or pH. It is obvious that we should consider the importance of TEP in the biological carbon cycling processes within surface layer.

Key words: Transparent exopolymer particles, TEP, TCO_2 , Carbon cycle, East sea

서 론

대기와의 기체교환에 의해 흡수된 이산화탄소는 유광층 내에서 식물플랑크톤들이 광합성을 통해 무기탄소를 유기탄소 형태로 전환하여 심층으로 이동시키는 작용과 유공충처럼 탄산광물 껍데기를 만드는 생물에 의해 CaCO_3 로 침전 되기도 한다. 이러한 과정들을 생물펌프(biological pump)라 하며, 해양이 대기 중 이산화탄소를 제거하는 중요한 기작으로 알려져 왔다(Volk and Hoffert, 1985; Sabine *et al.*, 2004; Feely *et al.*, 2004). 식물플랑크톤의 사체와 동물플랑크톤의 사체 및 분립 등의 결합체인 해중설(marine snow)은 표층에서 심층으로의 유기물입자 수송효율에 영향을 미치는 중요한 요인으로 인식되어 이들의 형성과정에 대한 많은 연구들이 수행되었다(Shanks and Trend, 1980; Smetacek, 1985; Fowler and Knauer, 1986; Asper *et al.*, 1992; Jackson and Burd, 1998). 특히 최근의 연구에 의하면 해중설의 형성은 침강입자의 점성과 밀접한 관련이 있음이 알려져 침강하는 유기물 입자의 점성에 영향을 끼치는 요인에 관한 연구가 요구되고 있다(Boyd *et al.*, 2005; Jackson *et al.*, 2005).

Transparent exopolymer particle(TEP)는 polycarbonate와과자에 걸러져서 alcian blue라는 염료로 착색할 수 있는 투명한 입자로 정의된다(Alldredge *et al.*, 1993). 식물플랑크톤이나 bacterioplankton에 의해 소섬유질(fibrillar) 형태의 산성다당류 물질(acidic polysaccharides)이 배출되는 것으로 알려져 있다(Passow *et al.*, 1994; Mopper *et al.*, 1995). 이러한 물질들은 응고와 교화(gelation)의 과정을 통해 응집되어 응집체(aggregate)를 형성하며, 초기에는 미세한 크기의 응집체들이 시간이 지나 더 응집되면 TEP가 된다(Kepkay, 2000). TEP는 물과 같은 유체가 산성다당류 중합체의 3차원 격자를 통과하면서 포집되어 생성되는 수성젤(hydrogel)로 끈적거리는 특성을 가지고 있는 물질이다(Tanaka, 1992; Chin *et al.*, 1998).

TEP를 구성하고 있는 성분의 화학적 조성에 대해서는 아직 명확하게 알려지지 않고 있다. 전구물질(precursors)인 산성 다당류를 만들어내는 종과 식물플랑크톤의 성장 단계에 따라 TEP의 화학적 구성이 매우 다양한 것으로 알려져 있다(Kloareg and Quatrano, 1988; Decho, 1990). 다만 alcian blue라는 염료가 산성 다당류의 half-ester sulfate(OSO_3^-)나 카르복실기($-\text{COO}^-$)를 착색할 수 있어 TEP의 입자가 이 반응기(reactive group)를 다수 함유하고 있는 것으로 현재까지 알려져 있다(Engel, 2004). 이러한 반응기는 TEP 입자의 금속 이온 결합이나 수소 결합 형성을 강화하여 TEP입자의 점착도(stickiness)를 증가시킨다(Mopper *et al.*, 1995).

TEP입자는 용존상태의 물질에서 입자상태의 물질로의 전환 경로로 여겨지고 있을 뿐 아니라 동물플랑크톤의 먹이가 되거나 박테리아의 기질로 이용되어 주위 환경과 박테리아의 상호작용을 변화시킬 수 있다(Passow and Alldredge, 1994). TEP는 응집체 형성에 있어서 입자간 충돌이 빈번하게 일어나도록 하거나, 입자자

체에 부착되어 점성을 높여주는 역할을 한다(Engel, 2000). 이러한 TEP의 높은 점착도는 해중설 형성에 중요한 역할을 담당하는 것으로 밝혀지면서 TEP의 해수 중 생성과정 및 분포특성에 대한 연구가 수행되었다(Kjørboe *et al.*, 1990; Alldredge and Magillivary, 1991; Dam and Drapeau, 1995; Engel, 2000; Passow *et al.*, 2001). TEP는 기원생물과 환경에 따라 화학적 조성이 매우 다양하며(Decho, 1990; Kloareg and Quatrano, 1988), 끈적거리는 특성은 pH 등의 해양환경변화에 민감하여 유기물 침강에 의한 이산화탄소 수송에 관한 연구를 위해서는 해양의 환경특성에 대한 연구가 병행되어야 한다(Engel, 2002; Engel *et al.*, 2004; Mari, 2008).

최근 전지구적으로 진행되고 있는 해양산성화가 해양의 유기탄소 입자 침강에서 TEP의 역할에 대한 상반된 보고가 있었다. Arrigo(2007)는 대기 중 이산화탄소 농도가 증가하면 식물플랑크톤에 의한 TEP의 생성이 증가하고 더욱 많은 유기물 침강을 통하여 표층에서 심층으로 수송되는 탄소의 양이 더 많아져 해양의 대기 중 이산화탄소 흡수가 증가할 것으로 예측하였다. 그러나 Mari(2008)는 해수의 pH 감소가 TEP의 조성을 변화시켜 끈적거리는 특성을 약화시켜 유기 탄소가 심층으로 침강하기보다 오히려 재광물화(remineralization)가 많이 일어나는 유광층으로 부유할 것이라는 견해를 제시하였다.

동해 울릉분지 지역에서 1990년부터 연속 관측한 해수 중 이산화탄소의 농도증가가 $3.3 \mu\text{atm yr}^{-1}$ 로 대기 중 이산화탄소 농도 증가보다 빠르며, pH 감소 또한 10년 동안 0.04 정도가 감소하는 것으로 관측되었다(Kim *et al.*, in prep). Park *et al.*(2008)의 연구에 의하면 인류기원 탄소의 흡수 정도가 10년 사이에 줄어들고 있음이 보고 된 바 있다. 탄소순환에서 TEP 입자의 역할 변화에 대한 상반된 두 가지 가설을 검증하기에 동해는 좋은 조건을 지니고 있다. 따라서 본 연구에서는 동해 북부지역을 연구해역으로 하여 TEP의 분포 정도를 정량화하고 TEP 분포를 조절하는 환경적 요인에 대해 살펴보고자 한다. 그리고 탄소순환의 측면에서 TEP입자가 증가하는 대기 중 이산화탄소 농도에 대해 어떤 작용을 할 수 있을 것인지 탐구 하였다.

재료 및 방법

연구해역은 북위 38° 에서 $46^\circ 38'$, 동경 $132^\circ 17'$ 에서 $141^\circ 40'$ 해역으로 동해 울릉 분지 북부해역부터 일본분지 동북부 해역이다. 시료채취는 2009년 7월 9일부터 19일까지 러시아 Pacific Oceanological Institute 소속 연구선 Lavrentyev를 이용하여 탐사를 수행하였다. 시료채취 정점은 1990년대 후반 한-일-러 국제 공동 연구 사업인 CREAMS(Circulation Research of the East Asian Marginal Seas) 탐사 정점을 참고하여 선정되었다(Fig. 1). 물리적 특성을 이해하기 위한 수온과 염분관측은 31개 정점에서 CTD(SBE 9)를 이용하여 수행되었다.

Fig. 1. Map showing the sampling sites (n=31) in the East Sea in 2009 CREAMS cruise. Stations are indicated by numbers.

TEP분석을 위해 해수 150 ml를 polycarbonate membrane filter (직경 25 mm, 유효공경 0.4 μm)를 이용해 낮은 압력에서(100 mmHg) 여과하였다. 여과지는 즉시 alcian blue(0.02% w/w at pH 2.5) 500 μl 로 착색하고 증류수로 잉여의 착색시약을 세척한 후 선상에서 -20°C 로 냉동보관 한 뒤 부산대학교 실험실에서 분석하였다. TEP에 착색된 염료를 80% H_2SO_4 을 용매로 2~4시간가량 추출 후 분광 분석기(Spectrophotometer, Agilent 8453)로 787 nm에서 흡광도를 측정하였다. TEP를 정량화 하기 위해 TEP 입자와 유사한 Gum Xanthan(Carl Roth E-415)을 정량적으로 여과하여 시료 채취와 같은 방법으로 TEP의 양을 Gum Xanthan 흡광도에 상응하는 양으로 계산하였다(Passow and Alldredge, 1995). TEP의 탄소 함량(TEP-C)은 TEP를 구성하고 있는 기원 물질에 따라 다양하지만, 본 연구와 같은 착색법에서 주로 이용하는 전환 계수 0.75 $\mu\text{gC } \mu\text{g Xeq. l}^{-1}$ 을 적용하여 계산되었다(Engel and Passow, 2001).

해수 중 총 이산화탄소량(TCO_2)은 pH와 총 알칼리도(total alkalinity; TA)로 계산하였다. pH 분석은 실험실에서 메타크레졸 퍼플(meta-cresol purple) 지시약을 이용한 분광광도법으로 수행되

었고(Clayton and Byrne, 1993), 정밀도는 ± 0.003 이하였다. TA 분석은 폐쇄형 용기(closed-cell)를 이용한 자동 전위차 적정법으로 수행되었다(Millero *et al.*, 1993). 전체 시료 분석기간 동안 시스템의 일관성을 점검하기 위해 표준 물질(certified by A. Dickson, Scripps Institution of Oceanography, San Diego, USA)을 2일에 1회씩 분석 하였고 정밀도는 $\pm 2 \mu\text{mol kg}^{-1}$ 이었다. 직접 측정 한 pH와 총 알칼리도의 값과 탄산의 평형상수 값을 이용하여 해수 중 총 용존무기탄소(TCO_2)를 계산하였다(Lueker *et al.*, 2000). 염분에 의한 영향을 보정하기 위해 TCO_2 는 염분 35 psu에 일반화된 값을 이용하였다($\text{NTCO}_2 = \text{TCO}_2 \times 35/\text{salinity}$).

엽록소-a의 농도를 측정하기 위해 해수시료 300 ml를 Whatman GF/F filter(직경 25 mm, 유효공경 0.7 μm)에 여과하였다. 선상에서 90% 아세톤 6 ml를 여과지에 넣어 -20°C 로 냉동실에서 24시간 추출한 후 Turner 10 Fluorometer를 이용하여 형광 측정법(fluorometric method)에 의해 분석되었다(Lorenzen, 1966). TEP의 분포특성을 조절하는 환경 인자들과 상관성 연구를 위해 SPSS 15.0을 이용하여 상관분석과 회귀분석을 실시하였다.

결 과

물리적 특성

표층수온의 수평분포는 동경 132.5°의 횡단면에서 표층 수온이 20 °C보다 높은 북위 40° 이남의 난수역(>20 °C)이 나타났고 북위 40° 이북에서는 수온이 점점 감소하는 전이역이 나타났다(16~20 °C). 동경 135°~150°, 북위 44°~46° 부근 해역에서는 표층 수온이 10~14 °C로 낮게 나타났다(Fig. 2A). 표층염분은 동경 132.5° 횡단

면의 정점 M07부터 M16까지는 거의 일정하게(~33.7 psu) 나타났지만, 러시아 연안 해역에서는 대체적으로 낮은 값(32.9~33.5 psu)들이 나타났다(Fig. 2B).

동경 132.5° 횡단면에서 북위 40° 이남에 위치한 정점 M09와 M10의 수온 연직 분포는 북위 40° 이북해역의 정점들과 동경 135°~150°, 북위 44°~46° 부근 해역 정점들보다 전 수심에 걸쳐 수온이 약 10 °C 정도 높게 나타났다(Fig. 3A). 염분의 연직 분포는 동경 132.5° 횡단면에서 북위 40° 이남 정점들의 전 수심에서 다

Fig. 2. CREAMS 2009 East Sea hydrography at 10 m depth (A) temperature (°C), (B) salinity (psu), (C) total CO₂ concentration (μmol kg⁻¹) at 10 m depth calculated from pH and total alkalinity; values were normalized to a salinity of 35.00 psu, (D) chlorophyll concentration (mg m⁻²) integrated from surface to 75 m depth, (E) TEP concentration (μg Xeq. l⁻¹) at 10 m depth, and (F) TEP (mg Xeq. m⁻²) integrated from surface to 75 m depth.

Fig. 3. The vertical profiles of (A) temperature (°C), (B) salinity (psu), (C) pH, and (D) NTCO₂ (μmol kg⁻¹). NTCO₂ refers the total CO₂ concentrations were normalized to a salinity of 35.00 psu, (E) chlorophyll-a (μg l⁻¹) and (F) TEP (μg Xeq. l⁻¹) in selected stations.

른 해역보다 높았다. 그러나 동경 132.5° 횡단면의 모든 정점에서 표층 염분은 유사 하였지만 수심 20~80 m에서 염분은 북위 40° 이남 정점들이 북위 40° 이북과 북위 44°~46°의 해역에 위치한 정점들보다 ~0.1 psu정도 높았다(Fig. 3B).

수온과 염분의 표층과 연직 분포 특징에 따라서 고온·고염의 특징을 보이는 북위 40° 이남 해역을 난수역(warm region), 염분은 난수역과 비슷하지만 수온이 고온에서 저온으로 변하는 40° 이북 해역을 전이역(transition region), 저온·저염의 특징을 가진 동경 135°~150°, 북위 44°~46° 해역을 냉수역(cold region)으로 구분해서 환경특성을 비교하고자 한다.

이산화탄소계 인자 분포특성

연구해역의 표층 NTCO₂는 2054~2189 μmol kg⁻¹범위를 가졌다. 동경 132.5°를 따라 북위 40° 이남의 표층수온과 염분이 높은 난수역의 NTCO₂는 2054~2087 μmol kg⁻¹의 범위를 가지며 가장 낮게 분포하고 있다(Fig. 2C). 전이역의 NTCO₂ 농도는 2125~2145 μmol kg⁻¹의 범위였으며 점차 온도가 감소하면서 증가 하였다. 그리고 표층 수온이 가장 낮은 냉수역의 NTCO₂는 2125~2189 μmol kg⁻¹의 범위로 가장 높게 나타났다. NTCO₂의 연직분포 특징은 모든 정점들에서 표층에서 낮고 수심에 따라 증가하였다. 그리고 해역별 연직분포 특성은 표층 NTCO₂ 분포와 유사한 경향을 보였다.

표층의 NTCO_2 가 낮게 나타난 난수역의 연직분포는 전이역과 냉수역의 연직분포에 비해 전 수심에 걸쳐 $\sim 100 \mu\text{mol kg}^{-1}$ 정도 낮게 나타났다(Fig. 3D).

표층 pH는 난수역 정점 M09, M10에서 다른 해역 정점들 보다 0.1~0.2 정도 높은 값이 나타났다. 그리고 pH의 연직 분포특성은 표층에서 높고 수심에 따라 감소하는 경향이 나타났다. 수심 20~80 m에서는 난수역의 pH와 전이역 및 냉수역의 pH의 차이가 최대 0.4 정도로 난수역의 pH가 높게 나타났다(Fig. 3C).

엽록소-a의 분포특성

엽록소-a의 수평분포는 깊이에 대해 적분한 값으로 비교하였다. 연구해역 전체의 깊이 적분된 엽록소-a는 $18\sim 75 \text{ mg m}^{-2}$ 의 값을 보였다(Fig. 2D). 표층 수온이 가장 낮은 냉수역의 적분된 엽록소-a는 $42\sim 75 \text{ mg m}^{-2}$ 로 높게 나타났고 수온이 높은 북위 40° 이남의 난수역에서 가장 낮게($18\sim 45 \text{ mg m}^{-2}$) 나타났다. 엽록소-a의 연직분포는 모든 정점에서 표층에서 낮고 수심에 따라 증가하다 감소하는 아-표층(sub-surface) 최대의 특성을 보였다. 아-표층 최대 엽록소-a의 농도는 난수역에서 전이역과 냉수역으로 갈수록 증가하였다(Fig. 3E).

TEP 분포특성

표층에서 TEP의 농도는 $2\sim 192 \mu\text{g Xeq. l}^{-1}$ 의 범위로 난수역인 북위 40° 이남에서 $40\sim 191 \mu\text{g Xeq. l}^{-1}$ 의 범위로 높게 나타났고 전이역에서 $2\sim 40 \mu\text{g Xeq. l}^{-1}$ 으로 가장 낮게 나타났다(Fig. 2E). 냉수역은 전이역보다 다소 높은 $11\sim 40 \mu\text{g Xeq. l}^{-1}$ 로 관측되었다. 표층에서 수심 75 m까지 적분한 TEP의 농도는 $881\sim 6410 \text{ mg Xeq. m}^{-2}$ 로 나타났다(Fig. 2F). 동경 132.5° 횡단면에서 난수역과 전이역의 적분된 TEP의 농도는 $887\sim 3479 \text{ mg Xeq. m}^{-2}$ 의 범위로 비슷하게 나타났고 냉수역은 난수역과 전이역 보다 약간 높은 값이($1761\sim 6104 \text{ mg Xeq. m}^{-2}$) 관측되었다. TEP의 연직분포특성은 표층에서 아주 높은 TEP의 농도가 관측된 난수역의 정점 M09와 M10 (각각 $192, 82 \mu\text{g Xeq. l}^{-1}$)을 제외하고 전이역과 냉수역의 정점들에서 엽록소-a와 유사한 연직분포가 나타났다. 전이역보다 냉수역에서 TEP농도의 아-표층 최대값이 현저히 높게(각각 $277, 337, 273 \mu\text{g Xeq. l}^{-1}$) 나타났다.

TEP에 포함된 탄소함량(TEP-C)은 TEP를 구성하고 있는 기원 물질에 따라 다양하지만 전환 계수 $0.75 \mu\text{gC} (\mu\text{g Xeq. l}^{-1})^{-1}$ 을 적용하여 계산하였다(Engel and Passow, 2001). 표층에서 TEP-C의

양은 난수역에서 높고($\sim 54 \mu\text{g TEP-C l}^{-1}$), 냉수역($40 \mu\text{g TEP-C l}^{-1}$), 전이역($23 \mu\text{g TEP-C l}^{-1}$)순으로 감소하였으나 생물적인 과정에 의한 이산화탄소제거($\text{NTCO}_{2\text{bio}}$, 토의 참조)에 대한 기여도는 오히려 냉수역이 가장 높고(24%) 전이역(13%), 난수역(11%)으로 감소하였다(Table 1). 그리고 수심 20~50 m에서 TEP-C는 생체량이 많은 냉수역에서 가장 높게 나타났고($52 \mu\text{g TEP-C l}^{-1}$) 전이역($19 \mu\text{g TEP-C l}^{-1}$), 난수역($15 \mu\text{g TEP-C l}^{-1}$) 순으로 감소하였고 TEP-C가 $\text{NTCO}_{2\text{bio}}$ 에 대한 기여도 또한 냉수역($40 \mu\text{g TEP-C l}^{-1}$), 전이역($9 \mu\text{g TEP-C l}^{-1}$), 난수역($7 \mu\text{g TEP-C l}^{-1}$) 순이었다. 수심 75 m에서는 냉수역의 TEP-C($\sim 13 \mu\text{g TEP-C l}^{-1}$)가 난수역과 전이역에 비해 약 50%정도 높게 나타났으나(각각 $7 \mu\text{g TEP-C l}^{-1}, 9 \mu\text{g TEP-C l}^{-1}$) $\text{NTCO}_{2\text{bio}}$ 에 대한 기여도는 다른 수심에 비해 낮게 나타났다.

고 찰

동해 북부해역에서 TEP분포특성

TEP의 생성은 식물플랑크톤이 성장할 때 세포 표면으로부터 배출되는 소섬유질(fibrillar) 형태의 산성다당류 물질(polysaccharides)과 밀접한 관련이 있다(Obernosterer and Herndl, 1995; Penna *et al.*, 1999). 이러한 물질은 수중에서 응고와 교화(gelation)의 과정을 통해 응집되어 응집체(aggregate)를 형성하며, 초기에는 미세한 크기의 응집체들이 시간이 지나 더 응집 되면 TEP가 형성된다(Kepkay, 2000). 따라서 TEP 농도 분포는 식물플랑크톤의 양에 영향을 받는다(Passow and Alldredge, 1994; Passow *et al.*, 1995; Mari and Kiørboe, 1996; Grossart and Simon, 1997; Mari and Burd, 1998; Passow *et al.*, 2001).

Passow and Alldredge(1995)는 Santa Barbara Basin 연구에서 유광층(0~75 m)에서 엽록소-a와 TEP 사이에 뚜렷한 양의 상관관계($r^2=0.62, n=88$)가 나타났고 식물플랑크톤의 성장이 제한된 겨울철에 표층의 TEP 농도가 낮은 것으로 보아 TEP는 식물플랑크톤의 성장시 분비로 생성된 것으로 주장하였다. 본 연구해역의 TEP 분포특성은 엽록소-a의 분포형태와 유사하게 나타났다(Fig. 4A,C). 표층 엽록소-a의 분포가 낮은 지역에서 TEP 농도도 낮게 나타났으며 아-표층 최대값이 나타난 곳에서 TEP 농도 또한 최대 값이 나타났다. 엽록소-a의 최대층에서 엽록소-a의 농도와 TEP 농도는 뚜렷한 양의 상관관계가 나타났다($r^2=0.65, n=26$; Fig. 4A). 또한 수심 75 m까지 적분한 총 엽록소-a의 양과 TEP의 양 또한

Table 1. Mean $\pm$ 1 standard deviation of $\text{NTCO}_{2\text{bio}}$, TEP-C, TEP-C/ $\text{NTCO}_{2\text{bio}}$ determined in the three geographical areas

Area	Depth	$\text{NTCO}_{2\text{bio}}$		TEP-C	TEP-C/ $\text{NTCO}_{2\text{bio}}$
		$\mu\text{mol kg}^{-1}$	$\mu\text{gC l}^{-1}$	$\mu\text{gC} (\mu\text{g Xeq. l}^{-1})^{-1}$	%
Warm region	0~20 m	-42 ± 15	-502 ± 176	54 ± 45	11 ± 7
	20~50 m	-20 ± 18	-241 ± 220	15 ± 9	7 ± 5
	>75 m	-15 ± 22	-184 ± 259	9 ± 5	3 ± 1
Transition region	0~20 m	-14 ± 17	-168 ± 200	23 ± 11	13 ± 8
	20~50 m	-14 ± 18	-165 ± 220	19 ± 14	9 ± 6
	>75 m	-3 ± 19	-38 ± 229	7 ± 2	5 ± 2
Cold region	0~20 m	-17 ± 12	-101 ± 180	40 ± 22	24 ± 15
	20~50 m	-5 ± 15	-61 ± 183	52 ± 67	40 ± 37
	>75 m	8 ± 19	93 ± 233	13 ± 13	3 ± 0

Fig. 4. Scatter plot between chlorophyll-a ($\mu\text{g l}^{-1}$) and TEP ($\mu\text{g Xeq. l}^{-1}$) concentrations. (A) at chlorophyll maximum layer, (B) at 10 m depth, and (C) chlorophyll (mg m^{-2}) and TEP (mg Xeq. m^{-2}) integrated from surface to 75 m depth.

비교적 양의 상관관계를 보여주고 있다($r^2=0.34$, $n=31$; Fig. 4C). 따라서 본 연구에서 관측된 엽록소-a와 TEP의 상관관계는 식물플랑크톤이 TEP의 주요 생성기원이라는 주장과 일치한다.

이러한 엽록소-a와 TEP의 상관성을 이용하여 엽록소-a의 농도로부터 TEP의 농도를 추정하려는 노력이 시도되었고 다음과 같

은 식으로 표현하였다(Passow, 2002; reference therein).

$$\text{TEP} = \alpha(\text{엽록소-a})^\beta$$

여기서 α 와 β 의 값은 일정하지 않고 식물플랑크톤의 성장단계에 따라 다양한 값을 가질 수 있다(Passow, 2002). β 가 1보다 작은 값을 가지는 경우는 TEP가 손실되는 과정들이 생성, 축적과 상호 균형을 이루고 있거나 또는 단위 엽록소-a당 TEP의 생성율은 식물플랑크톤 대발생이 진행되어 감에 따라 감소하는 것을 의미한다. 이는 TEP의 생성이 단순히 식물플랑크톤의 현존량(standing stock)으로 설명되는 것이 아니라 성장률과 밀접한 관계가 있음을 시사한다(Waite *et al.*, 1995).

그러나 연구해역의 표층 엽록소-a의 농도와 표층 TEP 농도의 상관관계는 엽록소-a 최대층에서의 TEP와의 상관관계 또는 유광층에서 적분된 엽록소-a와 TEP 농도와의 상관관계보다 낮게 나타났다(Fig. 4B). 이는 식물플랑크톤의 종류에 따라 식물플랑크톤 성장률에 따른 TEP생성이 다르거나 성장 말기에 식물플랑크톤 세포의 분해나 너절한 섭식 등으로 엽록소-a의 농도는 감소하는 반면 TEP의 생성이 계속되어 식물플랑크톤과 TEP의 상관관계가 나타나지 않기 때문인 것으로 판단된다(Passow, 2002). 또한 박테리아에 의한 TEP의 생성과 소비는 엽록소-a와 TEP 농도와의 관계를 변형시키는 중요한 역할을 한다(Passow and Alldredge, 1995). 따라서 단순히 엽록소-a의 농도를 이용해서 TEP의 농도를 추정하는 것은 조심스럽게 접근이 필요한 것으로 사료된다.

동해 북부해역의 TEP 농도는 $0\sim338 \mu\text{g Xeq. l}^{-1}$ 의 범위를 보였다. 이러한 농도범위는 Passow(2002)에서 보고 된 해양의 TEP 농도범위 $100\sim3000 \mu\text{g Xeq. l}^{-1}$ 에서 다소 낮은 값에 해당한다. 그러나 Passow(2002)의 TEP농도는 호수와 연안역의 자료가 포함된 것이다. 특히 호수에서 높은 값이 보고되었다. 일반적으로 연안역의 경우 영양염이 풍부하여 식물플랑크톤의 생체량(biomass)이 높아 외양에 비해 TEP의 농도가 비교적 높게 나타나는 것으로 알려져 있다. 연안역을 제외한 동해 외양역의 TEP 농도는 Passow(2002)가 보고한 해양의 TEP 농도 범위에서 비교적 높은 범위의 값을 보여 주었다(Table 2). 또한 식물플랑크톤의 생체량이 서로 다른 지역에서 TEP 농도의 비교는 TEP 농도 자체를 비교하기 보다는 TEP와 엽록소-a의 농도 비를 이용하면 단순히 생체량이 많아서 TEP의 농도가 높은 것인지 아니면 실제 식물플랑크톤이 TEP를 효율적으로 분비하는지를 평가할 수 있다. 연구해역에서 TEP와 엽록소-a의 비는 평균 $125 \mu\text{g Xeq. } \mu\text{g}^{-1}$ 이었다(Table 2). 이러한 TEP/엽록소-a 비는 Ross Sea에서 식물플랑크톤 대번식기 동안에 관측된 값(평균 $\sim 89 \mu\text{g Xeq. } \mu\text{g}^{-1}$)보다 높았고(Hong *et al.*, 1997), 여름철 발틱해의 관측 값 $130\pm 50 \mu\text{g Xeq. } \mu\text{g}^{-1}$ 과 유사하거나(Engel *et al.*, 2002), subarctic Pacific의 연안역의 대번식 기간 동안에 관측된 값보다 약간 낮은 값(Ramaiah *et al.*, 2001)이다. 이는 여름철 동해 북부해역에서 TEP의 생성이 아주 활발하게 일어나고 있고 TEP의 생성이 탄소순환에 중요한 역할하고 있는 것으로 사료된다. TEP가 탄소순환에 미치는 영향은 탄소순환에서의 TEP의 역할에서 자세하게 토의하겠다.

NTCO₂ 분포특성

표층해수의 NTCO₂는 해양과 대기간의 이산화탄소 교환에 영

Table 2. TEP concentration from different geographic locations. Mean values of TEP ($\mu\text{g Xeq. l}^{-1}$) and TEP/chl a ratios ($\mu\text{g Xeq. } \mu\text{g chl a}^{-1}$) are given whenever possible. Numbers in parentheses refers to a range

Study area	Depth	Conditions	TEP	TEP/chl a	Reference
East Sea	0-75 m	Non-bloom	43 (0-338)	125 (0-1187)	This Study
Antarctic Peninsula	0-200 m	Non-bloom	15.4 (0-48.9)	40.9 (0-1492)	Ortega-Retuerta <i>et al.</i> (2009)
Ross Sea	0-150 m	Bloom.	308 (0-2800)	89.1	Hong <i>et al.</i> (1997)
Bransfield Strait	0-100 m	Non-bloom	57 (0-346)	51.0	Corzo <i>et al.</i> (2005)
Gerlache Strait	0-100 m	Non-bloom	(0-283)	32.7	Corzo <i>et al.</i> (2005)
Drake Passage	0-100 m	Non-bloom	(0-157)	29.9	Corzo <i>et al.</i> (2005)
sub-Arctic Pacific	7.5-15 m	Bloom at a coastal site	1344 (901-1442)	(125-144)	Ramaiah <i>et al.</i> (2001)
Baltic Sea	4-20 m	Non-bloom	83 (145-322)	130	Engel <i>et al.</i> (2002)
Northeast Atlantic	10-50 m	Different bloom stages	28.5(10-110)	(49-104)	Engel (2004)
Strait of Gibraltar	0-200 m	Different bloom stages	(25-205)	(42-2708)	Prieto <i>et al.</i> (2006)

향을 주는 수온과 생물의 광합성 및 호흡과 같은 생물화학적 작용 등에 의해 조절된다. 표층 수온의 변화는 태양복사에너지 유입, 해양-대기간의 열 교환, 혼합층의 두께등과 같은 물리적인 과정에 영향을 받는다. 표층수온의 감소로 인한 해수의 이산화탄소 용해도 증가에 의해 NTCO_2 가 높아진다. 하지만 영양염과 NTCO_2 가 풍부한 차가운 물이 표층으로 용승되면 수온감소가 대기중의 이산화탄소를 흡수하기 보다는 대기 중으로 이산화탄소를 방출한다 (Takahashi *et al.*, 1993). 식물플랑크톤의 광합성은 해수 중에 용존 되어있는 무기탄소를 유기탄소로 전환하기 때문에 해수의 NTCO_2 를 감소시킨다.

현장에서 관측된 NTCO_2 값에서 물리적인 과정에 의한 기여도를 알아보기 위해서 조사기간 동안 관측된 NTCO_2 값과 수온의 관계를 알아보았다(Fig. 5). 현장의 수온은 1~22 °C의 범위를 가지고 있고 NTCO_2 는 2054~2380 $\mu\text{mol kg}^{-1}$ 범위를 가지면서 수온이 증가 할 수록 NTCO_2 가 감소하는 경향이 나타났다. 따라서 수온의 변화에 따른 NTCO_2 의 이론적인 값을 계산하기 위해서 염분은 35 psu를 사용하여 염분에 대해서 일반화 하였으며 현장에서 측정된 수온과 관측기간 동안 측정된 표층해수의 평균 pCO_2 값(380 μatm)을 사용하였다. 또 수온에 따른 이론적인 NTCO_2 를 계산하기 위한 다른 변수인 TA는 주어진 염분, 수온, 표층 pCO_2 에 대하여 값을 변화시켜 관측된 NTCO_2 값을 잘 설명할 수 있는 값을 찾았다 (2500 $\mu\text{mol kg}^{-1}$).

현장에서 관측된 NTCO_2 중 일부의 값들은 이론값과 차이가 발생하는데 이러한 차이를 식물플랑크톤의 광합성에 의한 영향 ($\text{NTCO}_{2\text{bio}}$)으로 가정하고 다음과 같은 식으로 계산하였다.

$$\text{NTCO}_{2\text{bio}} = \text{NTCO}_{2\text{observe}} - \text{NTCO}_{2\text{conserve}}$$

여기서 $\text{NTCO}_{2\text{observe}}$ 는 현장 관측값이고, $\text{NTCO}_{2\text{conserve}}$ 는 앞서 설명한 현장수온과 해수 중 pCO_2 및 TA를 이용하여 계산한 이론값이다. 식물플랑크톤의 일차생산에 의해 NTCO_2 의 소비가 많으면 관측값($\text{NTCO}_{2\text{observe}}$)이 이론값($\text{NTCO}_{2\text{conserve}}$)보다 작게 되고 $\text{NTCO}_{2\text{bio}}$ 가 음의 값으로 나타날 것으로 예상된다. 그러나 유기물 분해작용이 활발하게 진행되어 이산화탄소가 풍부한 물이 표층으로 유입되어 관측값이 커진다면 $\text{NTCO}_{2\text{bio}}$ 는 양의 값으로 나타난다. 따라서 $\text{NTCO}_{2\text{bio}}$ 는 해양의 표층에서 관측된 NTCO_2 에 영향을 주는 물리적인 영향을 제외한 생지화화학적 과정의 영향 정도

Fig. 5. The relationship between the total CO_2 concentration ($\mu\text{mol kg}^{-1}$) and temperature ($^{\circ}\text{C}$) in the East Sea. The total CO_2 concentrations were normalized to a salinity of 35.00 psu. Theoretical NTCO_2 in the seawater, due to temperature change, was estimated from mean pCO_2 value (380 μatm) of entire study area with various alkalinity values. Among the various TA values, 2500 $\mu\text{mol kg}^{-1}$ explained well the observed NTCO_2 in the whole study area represented as solid line. Dotted lines indicate $\pm 5\%$ of theoretical value.

를 나타낸다.

관측된 NTCO_2 는 대부분 이론값의 $\pm 5\%$ 이내에 위치하나 일부는 이 범위를 벗어나 있다(Fig. 5). 특히 난수역의 표층은 식물플랑크톤의 생체량이 낮음에도 불구하고 관측값이 이론값에 비해 낮아서 $\text{NTCO}_{2\text{bio}}$ 가 음의 값이 나타났다(평균 $-42 \pm 15 \mu\text{mol kg}^{-1}$). 난수역의 경우는 표층뿐만 아니라 수심 100미터 이내의 모든 수심에서 이론값보다 낮게 나타났다. 비록 현재의 식물플랑크톤 생체량이 낮아서 $\text{NTCO}_{2\text{bio}}$ 의 음의 값이 식물플랑크톤의 광합성에 의한 것으로 단정하기는 어렵다. 그러나 식물플랑크톤의 번성이 일어난 후 시간이 상당히 지나서 식물플랑크톤의 생체량은 급격하게 감소하였지만 식물플랑크톤이 성장할 때 광합성에 의해서 생성된 유기물질이 용존유기 물질로 해수 중에 분비되어 시간이 경과함에 따라 TEP로 전환 되었을 것으로 사료된다. 실제 이곳의 표층에서는 상당히 높은 양의 TEP가 나타났다(평균 $72 \pm 60 \mu\text{g Xeq. l}^{-1}$). 다른 연구에 따르면 TEP의 형성 효율은 수온이 높을수록 증가하는 것으로 알려져 있는데(Claquin *et al.*, 2008), 난수역

표층의 높은 수온으로 인해 용존 유기물이 빠르게 TEP로 전환되어 해수 중의 입자를 효율적으로 제거하는 것으로 보인다.

전이역과 냉수역의 표층에서 식물플랑크톤의 생체량은 난수역과 유사하나 관측된 NTCO_2 는 난수역과 달리 이론값과 유사하게 나타났다(Fig. 5). 그러나 전이역과 냉수역의 엽록소-a의 최대층이 나타나는 약 20~50 m 수심에서 관측된 NTCO_2 는 표층과 달리 이론값 보다 낮아서 $\text{NTCO}_{2\text{bio}}$ 가 $-6 \sim -25 \mu\text{mol kg}^{-1}$ 로 나타났다. 엽록소-a의 농도가 표층보다 약 3배 정도 높게 나타났고(평균 $1.9 \pm 0.8 \mu\text{g l}^{-1}$), TEP도 평균 $129 \pm 99 \mu\text{g Xeq. l}^{-1}$ 으로 표층보다 약 2배 높은 것으로 보아 식물플랑크톤의 광합성이 활발하게 일어나서 해수 중의 무기탄소가 유기물로 전환되어 제거 되고 있는 것으로 보여진다. 냉수역 및 전이역의 수심이 75 m보다 깊은 곳에서 NTCO_2 값은 이론 값보다 높아 $\text{NTCO}_{2\text{bio}}$ 가 양인 값이 나타났다(Fig. 5). 이는 앞서 설명한 것과 같이 심층에서 유기물의 분해작용으로 인해 이산화탄소가 증가하였으나 수심이 깊어 빛의 제약으로 인해서 식물플랑크톤의 광합성에 아직 이용이 되지 않았을 것으로 유추된다.

탄소순환에서 TEP의 역할

두 가지 과정을 통해 TEP가 표층해양의 탄소순환에 영향을 끼친다. 첫 번째는 TEP의 끈적거리는 특징이 표층해양에 있는 다양한 크기의 입자들이 보다 큰 덩어리가 형성되도록 하여서 침강을 촉진하는 것이다(Logan *et al.*, 1995). 두 번째는 TEP자체가 침강하면서 유광층 아래로의 탄소유출을 촉진 시키는 것이다(Engel and Passow, 2001). 퇴적물 포획기로 관측한 유기입자 탄소 플럭스가 TEP의 플럭스와 높은 상관성을 보이는 것으로 보아 일차생산으로 생성된 물질의 침강에 TEP가 역할을 담당하고 있다(Passow *et al.*, 2001). 또한 TEP는 일반적인 식물플랑크톤의 탄소/질소보다 높은 탄소/질소 비를 가지고 있어 TEP의 생성과 침강은 질소의 소실 없이 유광 층으로부터 선택적으로 탄소를 제거할 수 있음을 의미한다(Engel and Passow, 2001).

식물플랑크톤의 일차생산에 의해 표층해양에서 무기탄소를 유기탄소로 전환은 해양의 대기 중 이산화탄소 흡수에 중요한 과정으로 이에 대한 정량화는 탄소순환을 이해하는데 필수적이다. 지금까지 많은 연구자들은 이를 엽록소의 함수로 추정하였다. 그러나 동해 북부해역 표층 엽록소-a와 생물활동에 의해 제거되는 이

산화탄소($\text{NTCO}_{2\text{bio}}$)의 상관관계가 낮게 나타난 것(Table 3)으로 보아 표층 엽록소-a의 현존량 만으로 해양의 이산화탄소제거를 평가하는 방식은 신중을 기해야 할 것으로 사료된다. 표층의 TEP는 표층 엽록소-a와 달리 $\text{NTCO}_{2\text{bio}}$ 와 높은 음의 상관관계가 나타났다($r = -0.657$; $p < 0.01$; $n = 18$). 이는 TEP의 형성이 이산화탄소의 제거에 중요한 역할을 하고 있음을 시사한다.

TEP-C 형태로 제거되는 탄소가 $\text{NTCO}_{2\text{bio}}$ 에 기여하는 정도는 해역에 따라 차이가 나타났는데(Table 1), 이는 앞서 설명한 TEP가 이산화탄소 순환에 참여하는 과정이 다르기 때문인 것으로 사료된다. 난수역 표층의 경우 TEP-C의 양은 냉수역에 비해 높으나 $\text{NTCO}_{2\text{bio}}$ 에 대한 기여도는 오히려 냉수역이 높게 나타났다. 이는 난수역의 경우 생물에 의한 이산화탄소의 제거가($\text{NTCO}_{2\text{bio}}$) TEP-C의 형성이 일어나고 있는 단계이기 보다는 난수역 표층의 낮은 엽록소-a 농도로 보아 식물플랑크톤 성장 후반부에 TEP가 다른 유기입자 물질과 응집하는 작용이 우세하게 일어났음을 시사한다. 반면 냉수역은 수심 20~50 m에서 TEP-C의 농도는 난수역의 표층과 유사하게 나타났으나 $\text{NTCO}_{2\text{bio}}$ 에 대한 기여도가 40%였다. 이는 식물플랑크톤이 해수중의 이산화탄소가 흡수하여 TEP-C를 활발하게 생성하고 있는 것으로 사료된다. 실제로 냉수역의 20~50 m수심에서 엽록소-a농도 역시 높게 나타났다(Fig. 3E).

Engel(2002)은 배양실험을 통해 이산화탄소의 농도를 증가시켰을 때 식물플랑크톤 세포에 흡수되는 이산화탄소의 양과 TEP 생성이 양의 상관관계에 있음을 보고하였다. 또한 Riebesell *et al.*(2007)은 mesocosm 실험에서 대기 중 이산화탄소 농도를 2배, 3배 증가시킴에 따라 식물플랑크톤에 의한 탄소 제거 정도가 각각 27%, 39% 증가함을 보고하였다. 그래서 Arrigo(2007)는 대기 중의 이산화탄소 농도가 증가하면 생물의 작용으로 표층해양에서 이산화탄소의 제거가 더욱 많이 일어나는데, 이는 식물플랑크톤 생체량의 증가 때문이 아니라 TEP 농도가 증가하여 입자의 침강을 촉진시켜 표층해양에서 증가된 대기 중 이산화탄소 농도를 효율적으로 제거 될 수 있다고 하였다. 한편 다른 연구에 의하면 pH가 감소함에 따라 TEP의 점성이 약화되어 심층으로의 침강이 줄어들어 유광층에서 재영양화 되어서 표층해양의 이산화탄소 분압의 증가로 인해 해양의 대기 중 이산화탄소 흡수능력을 약화시킨다고 하였다(Mari, 2008).

하지만 연구해역의 표층에서 수심 75 m까지 NTCO_2 의 농도는

Table 3. Results of correlation analyses performed between $\text{NTCO}_{2\text{bio}}$, chl-a and TEP (ns=not significant)

Dependent Var.	Independent Var.	Bivariate coefficient	p level	n
~10 m depth				
$\text{NTCO}_{2(\text{bio})}$	Chl a ($\mu\text{g l}^{-1}$)	-0.187	ns	19
	TEP ($\mu\text{g Xeq. l}^{-1}$)	-0.657	<0.01	18
Chl a Maximum Layer				
$\text{NTCO}_{2(\text{bio})}$	Chl a ($\mu\text{g l}^{-1}$)	0.227	ns	24
	TEP ($\mu\text{g Xeq. l}^{-1}$)	0.062	ns	24
Deep				
$\text{NTCO}_{2(\text{bio})}$	Chl a ($\mu\text{g l}^{-1}$)	-0.086	ns	40
	TEP ($\mu\text{g Xeq. l}^{-1}$)	-0.326	ns	36
All data				
$\text{NTCO}_{2(\text{bio})}$	Chl a ($\mu\text{g l}^{-1}$)	-0.135	ns	91
	TEP ($\mu\text{g Xeq. l}^{-1}$)	-0.221	<0.05	82

Fig. 6. The relationship between TEP ($\mu\text{g Xeq. l}^{-1}$) and (A) salinity normalized total CO_2 concentration ($\mu\text{mol kg}^{-1}$), and (B) pH in the East Sea.

2050~2380 $\mu\text{mol kg}^{-1}$ 범위로 관측되었지만 일부 NTCO_2 의 농도가 낮게 나타나는 곳(2130~2150 $\mu\text{mol kg}^{-1}$)과 높은 곳(~2300 $\mu\text{mol kg}^{-1}$)들을 제외하면 TEP농도는 NTCO_2 의 농도의 증가와는 상관없이 50 $\mu\text{g Xeq. l}^{-1}$ 이하의 농도로 분포하였다(Fig. 6A). 그리고 연구해역의 표층에서 수심 75 m까지 pH는 약 7.5에서 8.1까지 0.6 정도의 변화를 보였으나 pH 감소에 따른 TEP 농도의 감소는 나타나지 않았으며 몇몇의 높은 TEP 농도값(100~340 $\mu\text{g Xeq. l}^{-1}$)들을 제외하곤 pH 변화와 뚜렷한 상관관계 없이 TEP 농도는 50 $\mu\text{g Xeq. l}^{-1}$ 이하의 값이 나타났다(Fig. 6B).

본 연구에서 해수 중의 이산화탄소 농도 및 pH와 TEP 농도와의 상관성은 뚜렷하게 관측할 수 없었으나 TEP의 생성이 생물적인 과정에 의한 해수 중의 이산화탄소 제거에 TEP-C의 형태나 입자 유기물의 응집을 통해서 일어나고 있음을 확인하였다. 따라서 향후 생물작용에 의한 해양의 대기 중 이산화탄소흡수에 중요한 인자로 TEP가 고려되어야 할 것으로 사료된다. 최근에 Kim *et al.* (2011)은 이산화탄소가 높아지는 환경이나 온도가 증가하면 식물 플랑크톤이 입자유기탄소 생성보다는 용존유기탄소를 상대적으로 많이 생성하여 유광층에서 분해되기 때문에 대기 중으로 이산화탄소를 방출할 것이라고 예측하였다. 하지만 용존유기탄소의 배출 증가는 응집에 의한 TEP 입자 형성을 촉진해서 용존유기물에서 입자상태 유기물질로의 전환이 증가함으로써 TEP-C형태로 표층

에서 제거되거나 TEP가 다른 입자를 응집하여 입자태 유기물질의 침강을 촉진하는 과정은 환경변화에 따른 해양의 이산화탄소 순환을 이해하기 위해 신중히 고려되어야 할 것으로 생각된다.

사 사

본 연구는 국토해양부의 재원으로 한국해양과학기술진흥원의 동해 시계열 관측 및 생태 환경 진단 (EAST-I) 사업의 지원을 받아 수행되었습니다. 심사를 맡아주신 두 분의 심사위원께도 감사의 말씀을 전합니다.

참고문헌

- Allredge, A.L. and P. McGilivray, 1991. The attachment probabilities of marine snow and their implications for particle coagulation in the ocean. *Deep-Sea Res. I*, **38**: 431–443.
- Allredge, A.L., U. Passow and B.E. Logan, 1993. The abundance and significance of a class of large, transparent organic particles in the ocean. *Deep-Sea Res.*, **40**: 1131–1140.
- Arrigo, K.R., 2007. Marine manipulations. *Nature*, **450**: 491–492.
- Asper, V.L.W., G. Deuser, G.A. Knauer and S.E. Lorenz, 1992. Rapid coupling of sinking particle fluxes between surface and deep ocean waters. *Nature*, **357**: 670–672.
- Boyd, P.W., R. Strzepek, S. Takeda, G.A. Jackson, C.S. Wong, R.M. McRay, C. Law, H. Kiyosawa, H. Saito, N. Sherry, K. Johnson, J. Gower and N. Ramaiah, 2005. The evolution and termination of an iron-induced mesoscale bloom in the northeast subarctic Pacific. *Limnol. Oceanogr.*, **50**: 1872–1886.
- Chin, W.C., M.V. Orellana and P. Verdugo, 1998. Spontaneous assembly of marine dissolved organic matter into polymer gels. *Nature*, **391**: 568–572.
- Claquin, P., I. Probert, S. Lefebvre and B. Veron, 2008. Effects of temperature on photosynthetic parameters and TEP production in eight species of marine microalgae. *Aquat. Microb. Ecol.*, **51**(1): 1–11.
- Clayton, T. and R.H. Byrne, 1993. Spectrophotometric seawater pH measurements : total hydrogen ion concentration scale calibration of m-cresol purple and at-sea results. *Deep-Sea Res. I*, **40**: 2115–2129.
- Corzo, A., S. Rodriguez-Galvez, L. Lubian, P. Sangra, A. Martnez and J.A. Morillo, 2005. Spatial distribution of transparent exopolymer particles in the Bransfield Strait. *Antarctica. J Plankton Res.*, **27**(7): 635–646.
- Dam, H.G. and D.T. Drapeau, 1995. Coagulation efficiency, organic-matter glues, and the dynamics of particles during a phytoplankton bloom in a mesocosm study. *Deep-Sea Res. II*, **42**: 111–123.
- Decho, A.W., 1990. Microbial exopolymer secretions in ocean environments: Their role(s) in food web and marine processes. *Oceanography and Marine Biology Annual Review*, **28**: 73–153.
- Engel, A., 2000. The role of transparent exopolymer particles (TEP) in the increase in apparent particle stickiness (α) during the decline of a diatom bloom. *J. Plank. Res.*, **22**: 485–497.
- Engel, A., 2002. Direct relationship between CO_2 uptake and transparent exopolymer particles production in natural phytoplankton.

- J. Plank. Res.*, **24**: 49–54.
- Engel, A., 2004. Distribution of transparent exopolymer particles (TEP) in the northeast Atlantic Ocean and their potential significance for aggregation processes. *Deep-Sea Res.*, **51**(1): 83–92.
- Engel, A., M. Meyerhfer and K. Von Brckel, 2002. Chemical and biological composition of suspended particles and aggregates in the Baltic Sea in summer 1999. *Estuar. Coast Shelf Sci.*, **55**: 729–741.
- Engel, A., and U. Passow, 2001. Carbon and nitrogen content of transparent exopolymer particles (TEP) in relation to their Alcian Blue adsorption. *Mar. Ecol. Prog. Ser.*, **219**: 1–10.
- Engel, A., S. Thoms, U. Riebesell, E. Rochelle-Newall and I. Zonderman, 2004. Polysaccharide aggregation as a potential sink of marine dissolved organic carbon. *Nature*, **428**: 929–932.
- Feely, R.A., C.L. Sabine, K. Lee, W. Berelson, J. Kleypas, V.J. Fabry and F.J. Millero, 2004. Impact of anthropogenic CO₂ on the CaCO₃ system in the oceans. *Science*, **305**: 362–366.
- Fowler, S.W. and G.A. Knauer, 1986. Role of large particles in the transport of elements and organic compounds through the oceanic water column. *Prog. Oceanogr.*, **16**: 147–194.
- Grossart, H.P. and M. Simon, 1997. Formation of macroscopic organic aggregates (lake snow) in a large lake: The significance of transparent exopolymer particles, phytoplankton, and zooplankton. *Limnol. Oceanogr.*, **42**, 1651–1659.
- Hong, Y., W.O. Smith and A.M. White, 1997. Studies on transparent exopolymer particles (TEP) produced in the Ross Sea (Antarctica) and by *Phaeocystis antarctica* (*Prymnesiophyceae*). *J. Phycol.*, **33**(3): 368–376.
- Jackson, G.A. and A.B. Burd, 1998. Aggregation in the marine environment. *Environ. Sci. Tech.*, **32**: 2805–2814.
- Jackson, G.A., A.M. Waite and P.W. Boyd, 2005. Role of algal aggregation in vertical carbon export during SOIREE and in other low biomass environments. *Geophys. Res. Lett.*, **32**, L13607, doi:10.1029/2005GL023180.
- Kepkay, P., 2000. Colloids and the ocean carbon cycle. In: Wangersky P (ed) The Handbook of environmental chemistry, vol. 5. Berlin, Springer verlag. pp. 35–56.
- Kim, J.-M., K. Lee, K. Shin, E.J. Yang, A. Engel, D.M. Karl and H.-C. Kim, 2011. Shifts in biogenic carbon flow from particulate to dissolved forms under high carbon dioxide and warm ocean conditions. *Geophys. Res. Lett.*, **38**: L08612, doi:10.1029/2011GL047346.
- Kjørboe, T., K.P. Andersen, H.G. Dam, 1990. Coagulation efficiency and aggregate formation in marine phytoplankton. *Mar. Biol.*, **107**: 235–246.
- Kloareg, B. and R.S. Quatrano, 1988. Structure of cell walls of marine algae and ecophysiological functions of the matrix polysaccharides. *Oceanography and Marine Biology Annual Review*, **26**: 259–315.
- Lorenzen, C.J., 1966. A method for the continuous measurement of *in vivo* chlorophyll concentration. *Deep-Sea Res. I*, **13**: 223–227.
- Logan, B.E., U. Passow, A.L. Alldredge, H.-P. Grossart and M. Simon, 1995. Rapid formation and sedimentation of large aggregates is predictable from coagulation rates (half-lives) of transparent exopolymer particles (TEP). *Deep-Sea Res. II*, **42**: 203–214.
- Lueker, T.J., A.G. Dickson and C.D. Keeling, 2000. Ocean pCO₂ calculated from dissolved inorganic carbon, alkalinity, and equations for K₁ and K₂: validation based on laboratory measurements of CO₂ in gas and seawater at equilibrium. *Mar. Chem.*, **70**: 105–119.
- Mari, X., 2008. Does ocean acidification induce an upward flux of marine aggregates? *Biogeosciences*, **5**(4): 1023–1031.
- Mari, X. and A. Burd, 1998. Seasonal size spectra of transparent exopolymeric particles (TEP) in a coastal sea and comparison with those predicted using coagulation theory. *Mar. Ecol. Prog. Ser.*, **163**: 63–76.
- Mari, X. and T. Kjørboe, 1996. Abundance, size distribution and bacterial colonization of transparent exopolymer particles (TEP) in the Kattegat. *J. Plank. Res.*, **18**: 969–986.
- Millero, F.J., J.Z. Zhang, K. Lee and D.M. Campbell, 1993. Titration alkalinity of seawater. *Mar. Chem.*, **44**: 153–165.
- Mopper, K., J. Zhou, K.S. Ramana, U. Passow, H.G. Dam and D.T. Drapeau, 1995. The role of surface-active carbohydrates in the flocculation of a diatom bloom in a mesocosm. *Deep-Sea Res. II*, **42**: 47–73.
- Obernosterer, I. and G.J. Herndl, 1995. Phytoplankton extracellular release and bacterial growth: dependence on inorganic N:P ratio. *Mar. Ecol. Prog. Ser.*, **116**: 247–257.
- Ortega-Retuerta, E., I. Reche, E. Pulido-Villena, S. Augusti and C.M. Duarte, 2009. Uncoupled distributions of transparent exopolymer particles (TEP) and dissolved carbohydrates in the Southern Ocean. *Mar. Chem.*, **115**: 59–65.
- Park, G.H., K. Lee, and P. Tishchenko, 2008. Sudden, considerable reduction in recent uptake of anthropogenic CO₂ by the East/Japan Sea. *Geophys. Res. Lett.*, **35**: L23611, doi:10.1029/2008GL036118.
- Passow, U., 2002. Transparent exopolymer particles (TEP) in aquatic environments. *Prog. Oceanogr.*, **55**: 287–333.
- Passow, U. and A.L. Alldredge, 1994. Distribution, size, and bacterial colonization of transparent exopolymer particles (TEP) in the ocean. *Mar. Ecol. Prog. Ser.*, **113**: 185–198.
- Passow, U. and A.L. Alldredge, 1995. A dye-binding assay for the spectrophotometric measurement of transparent exopolymer particles (TEP). *Limnol. Oceanogr.*, **40**: 1326–1335.
- Passow, U., W. Kozłowski and M. Vernet, 1995. Distribution of Transparent Exopolymer Particles (TEP) during summer at a permanent station in Antarctica. *Antarct. J. US*, **30**: 265–266.
- Passow, U., R.F. Shipe, A. Murray, D.K. Pak, M.A. Brzezinski and A.L. Alldredge, 2001. The origin of transparent exopolymer particles (TEP) and their role in the sedimentation of particulate matter. *Cont. Shelf Res.*, **21**: 327–346.
- Penna, A., S. Bertuli, N. Penna and M. Magnani, 1999. Influence of nutrient ratios on the *in vitro* extracellular polysaccharide production by marine diatoms from the Adriatic Sea. *J. Plank. Res.*, **21**: 1681–1690.
- Prieto, L., G. Navarro, A. Cozar, F. Echevarria and C.M. Garcia, 2006. Distribution of TEP in the euphotic and upper mesopelagic zones of the southern Iberian coasts. *Deep-Sea Res. II*, **53**(11–13): 1314–1328.
- Ramaiah, N., T. Yoshikawa and K. Furuya, 2001. Temporal variation in transparent exopolymer particles (TEP) associated with a diatom spring bloom in a subarctic Ria in Japan. *Mar. Ecol. Prog.*

- Ser.*, **212**: 79–88.
- Riebesell, U., K.G. Schulz, R.G.J. Bellerby, M. Botros, P. Fritsche, M. Meyerhofer, C. Neill, G. Nondal, A. Oschlies, J. Wohlers and E. Zollner, 2007. Enhanced biological carbon consumption in a high CO₂ ocean. *Nature*, **450**: 545–548.
- Sabine, C.L., R.A. Feely, N. Gruber, R.M. Key, K. Lee, J.L. Bullister, R. Wannikhof, C.S. Wong, D.W.R. Wallace, B. Tilbrook, F.J. Millero, T.H. Peng, A. Kozyr, T. Ono and A.F. Rios, 2004. The oceanic sink for anthropogenic CO₂. *Science*, **305**: 367–371.
- Shanks, A.L. and J.D. Trend, 1980. Marine snow, sinking rates and potential role in vertical flux. *Deep-Sea Res. I*, **27**: 137–143.
- Smetacek, V.S., 1985. Role of sinking in diatom life-history cycles: Ecological, evolutionary, and geological significance. *Mar. Biol.*, **84**: 239–251.
- Takahashi, T., J. Olafsson, J. Goddard, D.W. Chipman and S.C. Sutherland, 1993. Seasonal variation of CO₂ and nutrients in the high-latitude surface oceans. *Glob. Biogeochem. Cycles*, **7**: 843–878.
- Tanaka, T., 1992. Phase transitions of gels. *ACS Symp. Ser.*, **480**: 1–21.
- Volk, T. and M.I. Hoffert, 1985. The Carbon Cycle and Atmospheric CO₂: Natural Variations Archean to Present In: Sundquist ET, Broecker WS (eds) American Geophysical Union, Washington, pp. 99–110.
- Waite, A.M., Olson, R.J., Dam, H.G. and U. Passow, 1995. Sugar-containing compounds on the cell surfaces of marine diatoms measured using concanavalin A and flow cytometry. *J. Phycol.*, **31**: 925–933.

2012년 1월 5일 원고접수

2012년 2월 8일 수정본 접수

2012년 2월 14일 수정본 채택

담당편집위원: 강동진