

Article

2002년 여름 북서태평양 표층 해수의 이산화탄소 분포 특성

최상화^{1*} · 김동선² · 심정희² · 민흥식²¹한국해양연구원 해양자료정보실²한국해양연구원 해양환경연구본부
(425-600) 경기도 안산시 안산우체국 사서함 29호The Surface $f\text{CO}_2$ Distribution of the Western North Pacific in Summer 2002Sang-Hwa Choi^{1*}, Dongseon Kim², JeongHee Shim², and Hong Sik Min²¹Ocean Data and Information Division, KORDI²Marine Environment Research Department, KORDI
Ansan P.O. Box 29, Seoul 425-600, Korea

Abstract : We measured the fugacity of CO_2 ($f\text{CO}_2$), temperature, salinity, nutrients and chlorophyll *a* in the surface water of the western North Pacific ($4^{\circ}30' \sim 33^{\circ}10' \text{N}$, $144^{\circ}20' \sim 127^{\circ}35' \text{E}$) in September 2002. There were zonally several major currents which have characteristics of specific temperature and salinity (NECC, North Equatorial Counter Current; NEC, North Equatorial Current; Kuroshio etc.). Surface $f\text{CO}_2$ distribution was clearly distinguished into two groups, tropical and subtropical areas of which boundary was 20°N . In the tropical area, surface $f\text{CO}_2$ was mainly controlled by temperature, while in the subtropical area, surface $f\text{CO}_2$ was dependent on total inorganic carbon contents. Air-sea CO_2 flux showed a large spatial variation, with a range of $-0.69 \sim 0.79 \text{ mmole m}^{-2} \text{ day}^{-1}$. In the area of AE (Anticyclonic Eddy), SM (Southern Mixed region) and NM (Northern Mixed region), the ocean acted as a weak source of CO_2 ($0.6 \sim 0.79 \text{ mmole m}^{-2} \text{ day}^{-1}$). In NECC, NEC, Kuroshio and ECS (East China Sea), however, the fluxes were estimated to be $-0.3 \text{ mmole m}^{-2} \text{ day}^{-1}$ for the first three regions and $-1.2 \text{ mmole m}^{-2} \text{ day}^{-1}$ for ECS respectively, indicating that these areas acted as sinks of CO_2 . The average air-sea flux in the entire study area was $0.15 \text{ mmole m}^{-2} \text{ day}^{-1}$, implying that the western North Pacific was a weak source of CO_2 during the study period.

Key words : carbon dioxide, CO_2 , air-sea CO_2 flux, western North Pacific, sea surface

1. 서 론

전지구 탄소순환에서 화석연료 사용, 시멘트 생산과 같은 인간활동에 의해 대기 중 방출된 탄소(anthropogenic carbon)는 1990년대에 약 $6.3 \pm 0.4 \text{ PgC yr}^{-1}$ 였으며, 이중 약 $3.2 \pm 0.1 \text{ PgC yr}^{-1}$ 이 대기 중 이산화탄소 농도를 증가시키는데 기여했고, $1.7 \pm 0.5 \text{ PgC yr}^{-1}$ 이 해양으로 흡수되

었다(IPCC 2001). 이와 같은 해양의 이산화탄소 흡수량은 해양과 대기의 이산화탄소 농도 차이에 의한 해양-대기 경계면을 통한 이산화탄소 교환량으로 결정되는데, 이 교환량은 약 $90 \sim 92 \text{ PgC yr}^{-1}$ 이다(Siegenthaler and Sarmiento 1993; IPCC 2001). 대기는 혼합이 잘 이루어져 공간적으로 비교적 균일한 이산화탄소 농도를 보이지만, 표층해수 중 이산화탄소는 해역과 계절에 따라 변동이 크며(Fushimi 1987; Inoue *et al.* 1995; Landrum *et al.* 1996; Takahashi *et al.* 1993; Watai *et al.* 1999), 이러한 변동을

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

일으키는 요인도 해수의 수온과 염분 변화, 해수의 수평·수직 혼합, 해양-대기 이산화탄소 교환, 생물의 일차생산 등 다양하다(Goyet and Peltzer 1997; Ishii et al. 2001; Watson et al. 1991; Weiss et al. 1982). 해양의 이산화탄소 분포 변동성과 이를 결정짓는 요인의 다양성으로 인해, 해양의 연간 이산화탄소 흡수량은 많은 불확실성을 내포하고 있다. 해양의 이산화탄소 흡수량과 이로 인한 전 지구 기후변화를 더 정확히 예측하기 위해서는 시·공간적 해황에 따른 표층 해수 중 이산화탄소 분포를 정확히 파악하고, 이와 같은 분포를 결정하는 조절 인자를 이해해야 한다.

북서태평양에서 이산화탄소 분포 조사는 주로 일본 과학자들에 의해 보고되었으며, 많은 관측이 겨울에 수행되었고 일부 관측이 6월과 7월에 이루어졌다. 이들 연구결과에 따르면 북서태평양에서 해수 중 이산화탄소 분포는 계절에 따라 변화가 매우 큰 것으로 보고되었다(Inoue et al. 1995; Ishii et al. 2001; Watai et al. 1999). 적도 부근 해역은 일반적으로 계절에 따른 수온과 염분의 변화가 작으며, 표층 해수의 이산화탄소도 대기에 비해 약간 높아 해양이 이산화탄소의 약한 공급원으로 작용하는데, 강한 엘니뇨(El Niño) 시기에는 수직 혼합(vertical mixing)에 의해 총무기탄소 농도가 높은 저층수의 공급으로 표층 해수의 이산화탄소 농도가 높아져 평년에 비해 더 큰 이산화탄소 공급원으로 작용하는 것으로 보고되었다(Fushimi 1987; Inoue et al. 1995; Ishii et al. 2001). 쿠로시오 해류를 포함한 아열대해역은 계절에 따른 수온 변화가 커 겨울에는 이산화탄소의 소모원으로 작용하는 반면, 여름에는 관측시기와 위치에 따라 차이를 보이기는 하지만, 대체로 이산화탄소 공급원으로 작용한다고 보고되었다(Inoue et al. 1995; Ishii et al. 2001). 또한 표층 해수 중 이산화탄소 농도(fCO_2)의 연증가율은 적도해역에서 $0.5 \pm 0.7 \mu atm yr^{-1}$, 아열대해역에서 $1.8 \pm 0.6 \mu atm yr^{-1}$ 로 제시되었다(Inoue et al. 1995). 이전 연구는 주로 겨울 관측을 중심으로 이루어져 계절변화보다 연간변화가 크게 나타나는 여름 관측이 부족한 실정이다. 또한 현재 대기 중 이산화탄소 농도가 지속적으로 증가하고 있으며, 해양이 이산화탄소의 소모원으로서 대기의 이산화탄소 농도 증가를 얼마나 효율적으로 반영하는가에 관한 지속적 연구가 필요하다. 특히 열대해역의 이산화탄소 농도 증가율이 아열대 해역 및 대기의 이산화탄소 농도 증가율에 미치지 못함으로써 나타날 수 있는 해양의 탄소순환 변화에 관한 연구가 중요한데, 해수중 이산화탄소 연구는 주로 1980년대 중반에서 1990년대 중반까지 이루어졌고, 2000년대 이후에는 연구가 미미한 형편이다.

본 연구는 한반도 주변해역을 중심으로 수행된 국내 해수 중 이산화탄소 분포 연구 영역을 대양인 북서태평양으

로 확장한 연구로서, 관측이 많이 이루어지지 않은 9월에 북서태평양 표층해수 중 수온, 염분과 이산화탄소 분포를 조사하였다. 북서태평양에서 위도에 따른 해역별 이산화탄소 분포 특성을 알아보고 이러한 이산화탄소 분포를 결정하는 조절 인자를 파악하고자 하였다.

2. 재료 및 방법

2002년 9월 12~24일 R/V 온누리호를 이용해 북위 4도 30분, 동경 144도 20분부터 북위 33도 10분, 동경 127도 35분까지 표층해수의 이산화탄소 농도와 수온, 염분을 연속관측하였다(Fig. 1). 수심 약 3 m 부근의 표층해수를 펌프를 이용해 실험실로 공급하였으며, 영양염과 염록소 분석을 위해 약 두 시간 간격으로 표층해수를 채취하였다. 표층해수의 수온과 염분은 R/V 온누리호 실험실에 장착된 열염분측정기(Thermosalinograph, FSI)를 이용해 측정했으며, 1분 평균값을 기록하였다. 펌프를 이용해 실험실로 공급된 해수의 수온 상승을 보정해 주기 위해, hydrocasting 한 CTD의 3 m 수온과 열염분측정기의 수온을 35개 정점에서 비교했으며, 열염분측정기로 관측한 수온이 CTD로 관측한 수온보다 $0.3 \pm 0.1^\circ C$ 높았다. 따라서

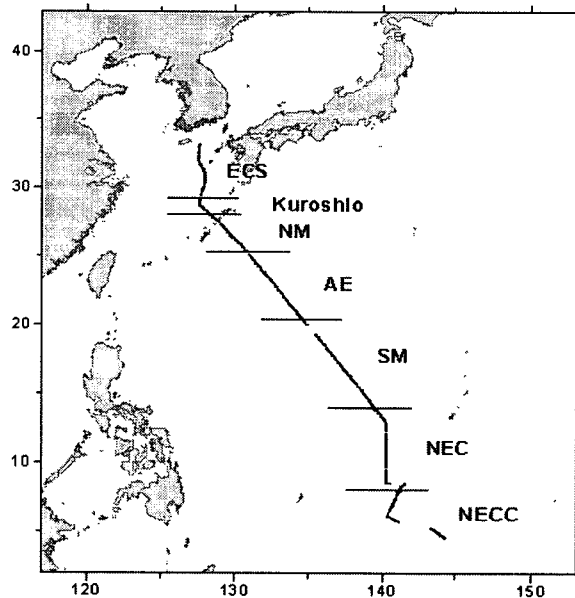


Fig. 1. Observation line of surface fCO_2 in September 2002. Abbreviations are used for the North Equatorial Counter Current region (NECC), the North Equatorial Current region (NEC), the Kuroshio region (K), the Anticyclonic Eddy region (AE), the Southern mixed region (SM), the Northern mixed region (NM), and the East China Sea region (ECS).

열염분측정기로 관측된 수온은 0.3°C 배 주었으며, 해수의 이산화탄소 농도도 측정된 결과에서 0.3°C 수온 상승에 따른 이산화탄소 농도 상승을 보정하였다.

표층해수의 이산화탄소 농도는 Weiss(1981)가 제안한 형태의 평형기(showerhead-type Equilibrator)를 사용해 측정하였는데, 해수의 이산화탄소 농도가 반영된 평형기 내 공기의 이산화탄소 농도를 매 1분 간격으로 기록하였다. 또한, 해양대기 중 이산화탄소 농도도 매 1시간 간격으로 5분간 기록하였다. 평형기 내 공기와 해양대기 중 이산화탄소 농도를 측정할 이산화탄소 연속 측정 시스템은 Wanninkhof and Topping(1993)이 제안한 시스템과 유사하게 구성했다. 시료의 이산화탄소 농도는 Li-COR사의 6262 $\text{CO}_2/\text{H}_2\text{O}$ 분석기를 이용해 측정했다. 습시료를 분석했으며, 측정결과는 분석기에서 동시에 측정된 수증기압과 압력을 이용해 내부적으로 1기압의 건시료 중 이산화탄소 분압으로 처리되어 제공되었다. 자료분석을 위해 기체의 비이상성(non-ideality)을 고려한 실제 기체의 부분압력 푸게시티(fugacity)를 사용했다. 측정된 자료는 270, 550 ppm의 표준가스를 이용해 보정했다.

표층해수 중 영양염은 LaChat사의 QuickChem AE를 이용해 아질산염+질산염과 인산염, 규산염 농도를 측정하였다. 영양염 측정을 위한 시료채취와 분석, 표준화 방법은 JGOFS 의정서(Knap *et al.* 1996)를 따랐으며, 표준시료를 사용해 영양염 분석값을 보정하였다(Wako Pure Chemical Industries, CSK Standard Solutions). 측정 결과 표층해수의 영양염 농도가 전반적으로 낮았는데, 아질산염+질산염의 경우 측정된 농도가 낮아 질산염 환원 효율이 떨어져 분석결과가 좋지 않아 이후 자료분석에 사용하지 않았다. 표층해수의 엽록소 농도는 해수중 엽록소 함량에 따라 2~3 l의 해수를 필터해 아세톤으로 추출 후, 형광측정기(Fluorometer, Turner model)로 측정하였다.

3. 결과 및 토의

물리환경

북위 4도에서 33도까지 선박의 항적(이하 관측선)을 따라 관측된 표층 해수의 수온과 염분을 Fig. 2에 나타냈다. 표층수온은 위도에 따라 일정하게 증가하거나 감소하는 형태를 띠지 않고 북위 16~17.5도, 20도 부근, 25~26도 부근, 31.5도 부근에서 1°C 이상의 급격한 변동을 보였다. 이러한 급격한 변동을 제외한 수온의 위도에 따른 변화 경향은 다음과 같다. 위도가 증가함에 따라 표층수온은 북위 4도부터 8도까지 약 1°C 가량 감소하며 북위 8~10도에서 비교적 일정하고, 북위 10도부터 14도까지 1.5°C 이상 증가하는 경향이 보였으며 북위 14도에서 25도까지는 0.5°C 내외로 변화가 크지 않고 26.5도 이후

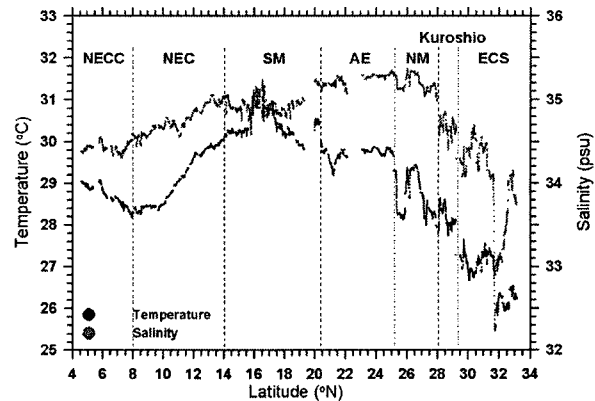


Fig. 2. Meridional distribution of the surface temperature (blue) and salinity (red) along the cruise track in September, 2002. The abbreviations for regions are same in Fig. 1.

3°C 이상 감소했다.

표층 수온의 급격한 변동이 보이는 위도에서 표층 염분 또한 급격하게 변동하였음이 관측되었다. 위도에 따른 표층 염분의 변화 경향은 수온과는 다르게 나타나 북위 4도에서 7도까지는 비교적 일정하고 7도부터 14도까지 0.5 psu 증가하며 18도까지 비교적 일정하다가 18도에서 20도 부근까지 0.3 psu 가량 증가했다. 20도 이북에서는 25도까지 0.2 psu 내외로 약간 증가하는 경향을 보였으며 27도 이후 2 psu 이상 급격히 감소했다.

관측선이 지나가는 해역의 해양환경은 북적도반류(NECC, North Equatorial Counter Current), 북적도해류(NEC, North Equatorial Current), 쿠로시오(Kuroshio) 등 뚜렷한 해류가 존재하는 해역에서는 비교적 변화가 작게 나타나지만 그 경계에 해당하는 해역에서는 시기에 따라 해수물성 및 해류 구조의 변화가 심하기 때문에 평균적인 해류구조나 물성구조로만 관측값을 그룹 짓는 것은 부정확할 수 있으므로 관측시기의 전반적인 물성 분포와 해류 구조를 파악하는 것이 우선시된다. 이를 위해 인공위성으로 관측한 표층 수온(SST) 분포와 인공위성 고도계로 관측한 해표면 고도를 이용해 산출한 표층 해류 분포를 분석하였다(Fig. 3). SST는 매일의 merged SST 중에서 관측시기의 중간에 해당하는 2002년 9월 20일의 SST를 택했으며 해류분포는 AVISO(Archiving, Validation and Interpretation of Satellite Oceanographic data)에서 제공하는 2002년 9월 18일의 해류분포를 택했다(Guan and Kawamura 2004; Rio and Hernandez 2004). 북적도반류와 북적도해류의 경계에서는 해류구조가 다소 복잡하나 관측선이 지나가는 위치에서는 대략 북위 8도를 경계로 남쪽은 해수가 동쪽으로 흐르는 북적도반류 해역, 북쪽은 서쪽으로 흐르는 북적도해류 해역으로 나뉘었다. 북위 8

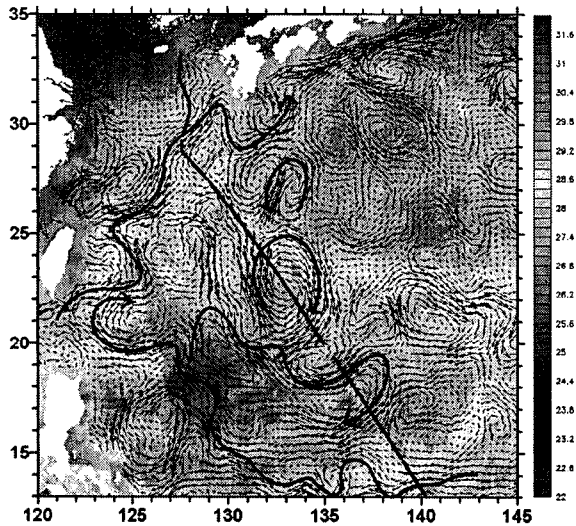


Fig. 3. Distribution of Sea Surface Temperature (SST) and surface currents. Surface current map on September 18th, 2002 from AVISO and New Generation SST (NGSST) on September 20th, 2002 were used. Blue line denotes the cruise track.

도 이북의 표층해류에서 보이는 두드러진 특징으로 북위 14도 이남에서 서향하는 북적도해류, 대만 동쪽에서 대륙 사면을 따라 북동향하는 쿠로시오, 그리고 북적도해류와 쿠로시오 사이에 존재하는 복잡한 소용돌이 형태를 들 수 있다.

비교적 일정하게 서향하던 북적도해류는 관측선이 지나 는 동경 138도 부근에서부터 사행하는 형태를 띠다가 동 경 129도 부근에서 북향류를 형성했다. 이 북향류는 북위 20.5도 부근에서 두 갈래로 갈라져 한 지류는 서쪽으로 흐 른 후 루손해협 동쪽에서 북쪽으로 흘러 대만 동쪽을 지 나는 쿠로시오와 연결되며, 다른 하나는 남동쪽으로 흐르 다가 북위 18~19도에서 관측선과 만나고, 그 중 일부는 시계방향으로 회전하여 북위 16~17도에서 다시 관측선과 만났다. 한편, 북위 22.5도, 동경 132.8도에 중심을 둔 크 기 500 km 이상의 시계방향 와류가 관측선상에 존재함이 뚜렷하게 보였다. 또한 관측선 위치에서 북위 29도 경에 북동향의 쿠로시오가 존재하고 그 이북에서는 북향하는 쿠로시오의 지류가 보였다.

SST 분포에서는 비교적 수온이 높은 해역과 낮은 해역 의 구분, 즉 수온전선이 뚜렷하게 보였다. 동경 135도 동 쪽에서는 수온이 낮은 북쪽 해역과 남쪽 해역을 나누는 수온전선이 북위 23도 부근에서 위도와 평행하게 존재했 으며 135도 서쪽에서는 복잡한 형태를 띠나 비교적 관측 선과 평행하게 남동-북서방향으로 수온전선이 존재했다. Fig. 2에서 설명한 관측선상의 표층수온과 SST 분포를 비

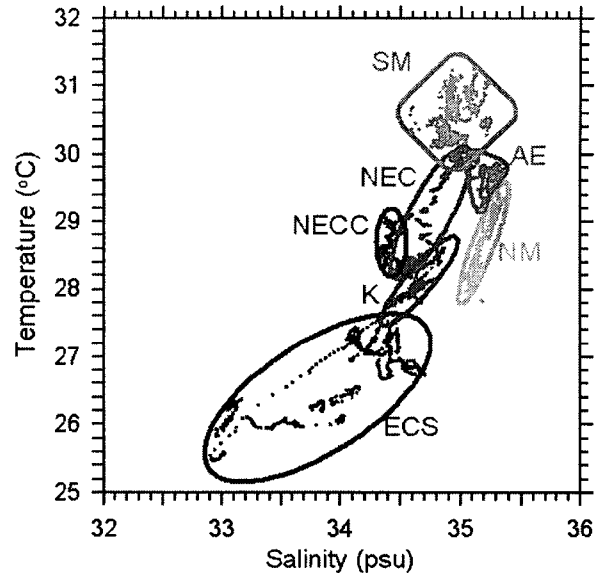


Fig. 4. T-S diagram of the surface temperature and salinity observed along the cruise track. The abbreviations for regions are same in Fig. 1.

교한 결과 현장관측한 표층수온과 SST 분포가 잘 일치했 으며, SST 분포를 이용해 현장 관측한 표층수온을 해역별 로 구분 짓는 것이 가능했다.

SST 분포와 표층해류 분포를 이용해 관측선이 지나 는 해역을 몇 영역으로 나누었으며, 각 영역의 관측한 수온, 염분을 T-S diagram을 이용해 구분하였다(Fig. 4). 북위 14도 이남을 8도를 경계로 북적도반류 해역(NECC)과 북 적도해류 해역(NEC)으로 나누었으며 북위 29도 부근을 쿠로시오 해역(K, Kuroshio)으로 구분하였다. NEC와 K사 이의 혼합해역을 다시 시계방향 와류해역(AE, Anticyclonic Eddy)과 와류 남쪽의 남혼합해역(SM, Southern Mixed region), 그리고 와류 북쪽의 북혼합해역(NM, Northern Mixed region)의 세 영역으로 나누었다. 또한 쿠로시오 이 북의 연안역을 동중국해 해역(ECS, East China Sea)으로 구분하였다. 각 해역의 특징적인 수온과 염분 범위를 Table 1에 나타냈다.

수온은 SM이 가장 높고 ECS가 가장 낮았으며 염분은 AE와 NM이 가장 높고 ECS가 가장 낮았다. NEC의 염분 은 NECC보다 높았으며 K와 거의 유사했고 NEC의 수온 은 NECC와 비슷하거나 약간 높고 K보다 높았다. NEC의 수온-염분 범위의 연장선에 K가 위치하여 쿠로시오가 북 적도해류의 연장에 있음을 관측치가 잘 나타내고 있었다. 한편 같은 수온 범위에서 AE의 염분이 NEC보다 높게 나 타남은 AE의 염분이 시간이 지남에 따라 증발에 의해 증 가했기 때문으로 판단된다. 그림에 표시하지는 않았으나 NEC에서 지리적으로 먼 SM 북쪽의 수온-염분 특성이 남

Table 1. Latitudinal range and hydrographic characteristics of each area in Fig. 4.

Hydrographic region	Latitude ($^{\circ}N$)	Temperature ($^{\circ}C$)	Salinity (psu)
NECC	~8	28.1~29.1	34.3~34.6
NEC	8~14	28.2~30.1	34.4~35.1
SM	14~20.4	29.8~31.3	34.5~35.4
AE	20.4~25.2	29.2~30.1	35~35.4
NM	25.2~28	27.8~29.5	35~35.4
K	28~29.3	27.7~29.8	34.4~34.9
ECS	29.3~	25.5~27.7	32.9~34.7

쪽에 비해 오히려 NEC에 가깝게 나타났으며 이는 Fig. 3의 해류분포에서 유추 가능하다.

물리적 요인과 이산화탄소 농도

북위 4도에서 33도까지 선박의 항적을 따라 관측된 표층해수의 이산화탄소 농도(fugacity)를 Fig. 5에 나타냈다. 표층해수의 이산화탄소 농도는 위도에 따라 증가해 북위 16~28도 사이에서 최고값을 나타낸 뒤 다시 감소하여 표층 수온과 전반적으로 유사한 포물선 형태를 나타냈다. 특히 북위 4도에서 20도 해역에서 이산화탄소 변화는 수온 변화와 잘 일치했다. 하지만 북위 20도 이북 해역에서 이산화탄소 변화는 수온 변화와 다른 양상을 나타냈다. AE에서 수온이 29.5 $^{\circ}C$ 로 1.5 $^{\circ}C$ 가량 감소했음도 불구하고 이산화탄소 농도는 오히려 380 μatm 으로 증가하였다. 또한 NM의 수온이 SM의 수온보다 낮음에도 불구하고 이산화탄소 농도는 오히려 높았다.

이산화탄소 농도는 해수의 물리·화학적 요인 중 총무기탄소, 알칼리도(alkalinity), 수온, 염분 등의 영향을 받는

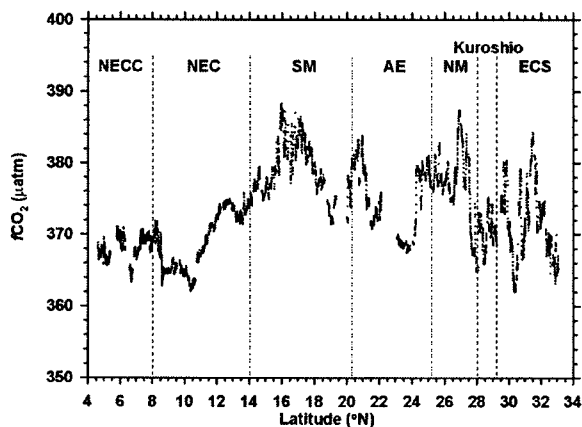


Fig. 5. Meridional distribution of fugacity of CO_2 (μatm) in surface seawater along the cruise track. The abbreviations for regions are same in Fig. 1.

데, 이 요인들 가운데 수온이 총무기탄소와 함께 이산화탄소 농도 변동에 중요한 요인으로 작용하는 것으로 알려졌다(Takahashi *et al.* 1993; Ishii *et al.* 2001). 수온이 낮아져 용해도가 증가하면 이산화탄소 농도는 감소하고 반대로 수온이 증가하면 용해도가 감소해 이산화탄소 농도는 증가한다(Weiss 1974). 이산화탄소 농도는 해수 중 총무기탄소와 알칼리도의 변화가 없는 상태에서 수온이 1 $^{\circ}C$ 증가할 때 약 4.3%, 염분이 1 psu 증가할 때 약 4% 증가하는 것으로 알려져 있다(Takahashi *et al.* 1993). 즉 관측된 평균 이산화탄소 농도 380 μatm 을 기준으로 할 때, 이산화탄소 농도는 수온이 1 $^{\circ}C$ 증가하면 약 16 μatm , 염분이 1 psu 증가하면 약 15 μatm 증가한다. 본 연구결과 중 염분 변화폭은 1.5 psu인 반면 수온변화폭은 약 6 $^{\circ}C$ 로 염분 변화폭의 4배였다. 따라서, 상대적으로 변화폭이 작은 염분의 영향을 제거하고 이산화탄소 농도와 수온의 상관관계를 살펴보기 위해 이산화탄소 농도를 염분 35 psu로 표준화(Takahashi *et al.* 1993)하여 수온과의 상관관계를 도시하였다(Fig. 6).

관측된 전 해역의 자료에서 수온과 이산화탄소 농도는 상관관계를 보이지 않았다($r^2=0.22$, Fig. 6). 앞절에서 살펴본 바와 같이 본 연구해역은 위도에 따라 다양한 해류가 존재하기 때문에, 수온과 이산화탄소 농도를 해류에 따른 해역별로 나누어 살펴보았다. 그 결과 연구해역을 수온과 이산화탄소 농도의 상관관계에 따라 북위 20도 이남의

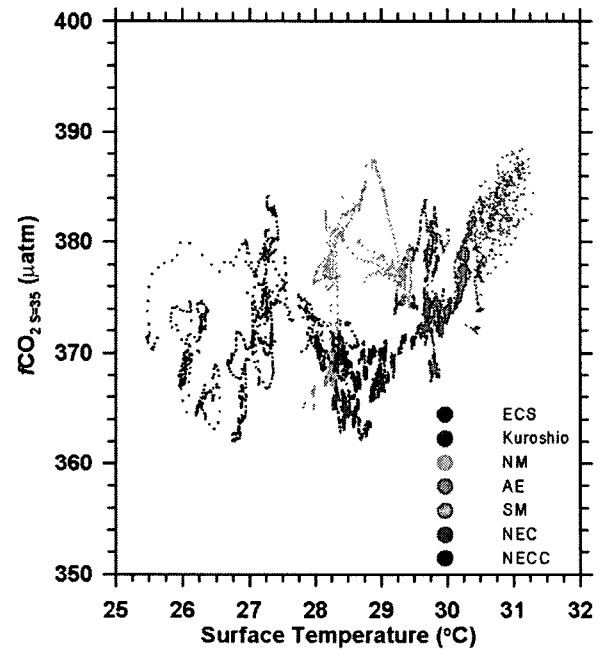


Fig. 6. Plot of fCO_2 against surface temperature. fCO_2 is normalized at salinity, 35 psu. The abbreviations for regions are same in Fig. 1.

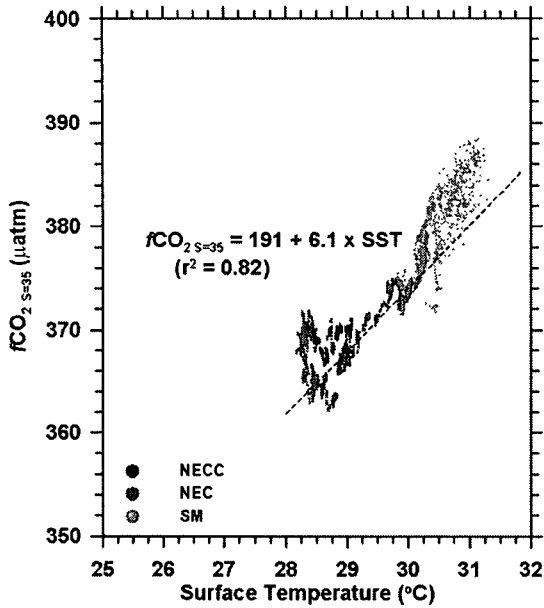


Fig. 7. Plot of correlation of $f\text{CO}_2$ normalized at salinity, 35 psu against surface temperature in the tropical area (south of 20°N). The abbreviations for regions are same in Fig. 1.

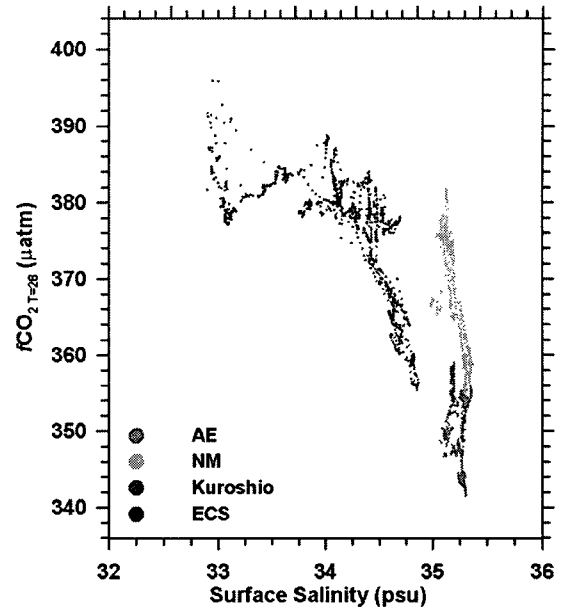


Fig. 9. Plot of $f\text{CO}_2$ against surface salinity in the subtropical area. $f\text{CO}_2$ is normalized at temperature, 28°C in the subtropical area (north of 20°N). The abbreviations for regions are same in Fig. 1.

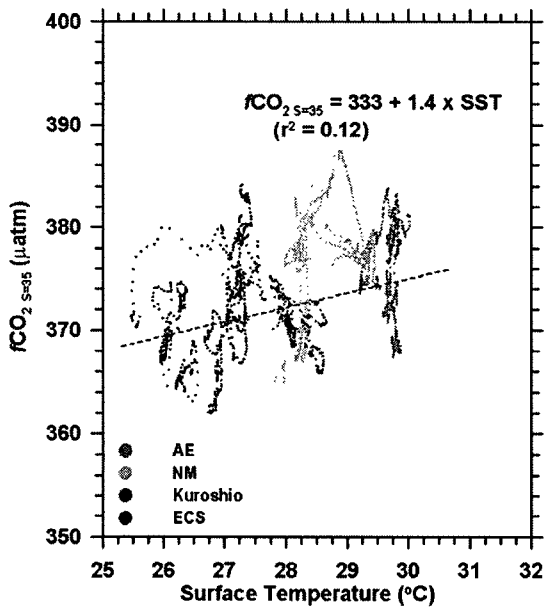


Fig. 8. Plot of correlation of $f\text{CO}_2$ normalized at salinity, 35 psu against surface temperature in the subtropical area (north of 20°N). The abbreviations for regions are same in Fig. 1.

열대해역과 북위 20도 이북의 두 해역으로 구분할 수 있으며, 이를 Fig. 7과 8에 도시하였다. 북위 20도 이남 NECC와 NEC, SM에서 수온과 이산화탄소 농도는 좋은

일차 상관관계를 보였으며($r^2=0.82$, Fig. 7), 이는 열대해역에서 이산화탄소 농도가 주로 수온에 의해 결정됨을 시사한다. 이 해역에서 수온에 의한 이산화탄소 변화량은 약 $6.1 \mu\text{atm } ^\circ\text{C}^{-1}$ 로 Inoue *et al.*(1995)와 Watai *et al.*(1999)이 북서태평양 열대해역에 대해 보고한 이산화탄소 변화량($5.1\sim 14.95 \mu\text{atm } ^\circ\text{C}^{-1}$)과 유사했다.

북위 20도 이북 해역에는 염분 효과를 보정하면 표층해수의 이산화탄소는 수온과 뚜렷한 상관관계를 나타내지 않았다($r^2=0.12$, Fig. 8). 북위 20도 이북 해역에 대해 염분과 이산화탄소의 상관관계를 살펴보기 위해 이산화탄소 농도를 북위 20도 이북해역 관측 수온의 중간값인 수온 28°C 로 표준화(Takahashi *et al.* 1993)하여 수온의 영향을 제거하고 염분과의 상관관계를 도시하였다(Fig. 9). 염분과 이산화탄소는 예상과는 달리 음의 상관관계를 보였다. 일반적으로 해양에서 염분과 이산화탄소는 양의 상관관계를 갖는 것으로 알려져 있기 때문에 북위 20도 이북해역에서 염분도 수온과 마찬가지로 이산화탄소 분포를 결정하는 주요 요인으로 작용하지 않는 것으로 생각된다. 수온과 염분에 따른 영향을 모두 제거하기 위하여, 수온 28°C , 염분 35 psu로 표준화한 이산화탄소 농도를 위도에 따라 도시하였다(Fig. 10). 수온과 염분을 표준화한 이산화탄소 농도는 AE에서는 위도에 따라 약간의 감소를 나타냈지만, 25도 이북 해역에서는 위도에 따라 뚜렷한 증

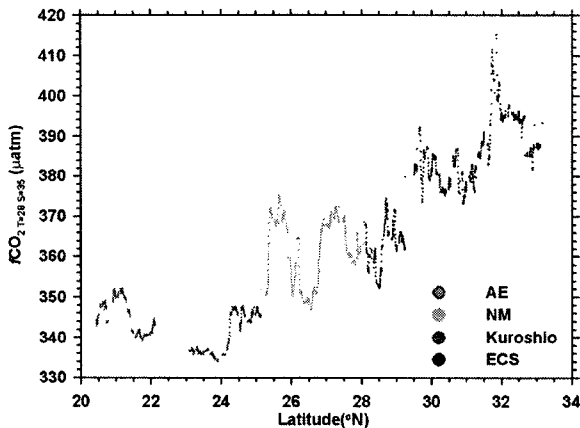


Fig. 10. Plot of $f\text{CO}_2$ normalized at salinity, 35 psu and temperature, 28°C in the subtropical area (north of 20°N). The abbreviations for regions are same in Fig. 1.

가를 나타냈다. AE에서는 와류의 가장자리 부분이 중심 부분보다 이산화탄소 농도가 높는데, 와류 중심부분 해수는 장시간 와류 바깥의 해수와 섞이지 않으며 대기 농도와 근접한 농도로 평형을 이루고 있는 것으로 생각된다.

지금까지의 연구결과에 의하면 관측해역인 북서태평양에서는 표층 해수의 총무기탄소가 위도에 따라 증가하는 것으로 알려져 있다(Broecker and Peng 1982; Ishii *et al.* 2001). Broecker and Peng(1982)은 위도에 따라 표층해수의 총무기탄소가 증가하는 것은 대기 중 이산화탄소 분압은 위도에 관계없이 상대적으로 일정한 데에 반해, 표층해수의 수온은 위도 증가에 따라 감소함으로써 표층해수의 이산화탄소 용해도가 증가하고 이로 인해 표층해수의 이산화탄소 푸게시티($f\text{CO}_2$)가 낮아져 대기에서 해양으로 이산화탄소가 유입되었기 때문으로 설명했다. 또한 아열대해역 표층해수의 총무기탄소는 수층의 수직혼합에 의해 총무기탄소가 높은 저층수가 공급되어 겨울철에 계절적으로 높아지기도 하며, 지역적으로 용승이 발생하는 경우 계절에 관계없이 총무기탄소가 증가하기도 한다. Ishii *et al.* (2001)는 북서태평양 표층해수의 총무기탄소 변동량 및 연간 증가량을 북위 15~23도, 24~30도의 두 해역으로 나누어서 제시하였는데, 두 해역 모두 총무기탄소의 연간 증가량은 $1 \mu\text{mole/kg}$ 로 동일하지만, 북위 24도 이북해역에서 계절에 따른 총무기탄소 변동량이 남쪽해역에 비해 5배 크다고 제시하였다. 이는 남쪽해역은 계절변동이 작은데 반해 북쪽해역은 하절기(2~8월) 생물활동에 의한 총무기탄소 감소와 동절기(9~1월) 혼합층 깊이가 증가하며 일어나는 수직혼합에 의한 총무기탄소 증가가 컸기 때문인 것으로 설명했다. 해수 중 총무기탄소가 증가하면, 이산화탄소 푸게시티도 일정한 비율로 증가하는데, 이 비율은

Revelle factor라 한다(Takahashi *et al.* 1993). 1994년 WOCE P9 관측선의 총무기탄소 관측값은 북위 22.5~32도에서 약 $23 \mu\text{mole kg}^{-1}$ 증가했으며(WOCE, http://www.woce.org/atlas_webpage/), Revelle factor를 전지구 평균값 10으로 계산하면, 같은 범위에서 이산화탄소 푸게시티는 약 $44 \mu\text{atm}$ 증가하는 것으로 나타난다. 관측시기가 달라 두 값을 직접 비교할 수는 없지만, WOCE 결과에서 유추한 북서태평양 북위 20도 이북 해역의 총무기탄소 증가에 의한 이산화탄소 증가 범위는 Fig. 10에서 수온, 염분이 표준화된 이산화탄소 변화범위와 유사했다. 따라서 북위 24도 이북 해역에서 위도에 따라 이산화탄소 농도가 증가하는 것은 표층해수의 총무기탄소 증가에 의한 것으로 생각된다.

북서태평양 열대해역의 이산화탄소는 수온에 의해 주로 결정되어 지는 것으로 생각되며, Inoue *et al.*(1995)와 Weiss *et al.*(1982)도 동일한 결과를 제시했다. 북위 20도 이북 해역에서 이산화탄소는 수온과 염분 보다는 총무기탄소에 의해 주로 결정되는 것으로 생각된다. Inoue *et al.* (1995)도 북서태평양에서 위도에 따른 이산화탄소 변화는 주로 생물적 요인에 의한 감소나 해수의 수직혼합에 의한 증가가 주요 요인이라고 보고하였다.

생물적 요인과 이산화탄소 농도

표층해양에서 이산화탄소 순환과 관계된 생물적 요인은 일차생산자에 의한 순일차생산(net primary production)과 생태계 내에서의 호흡이 있다. 해양 탄소순환에 있어서 중요한 생물적 펌프(biological pump)는 일차생산자들이 광합성을 통해 표층해수의 이산화탄소를 유기물로 전환시키고, 이 유기물 중 일부가 생물의 사체나 배설물 등의 형태로 심층으로 격리되는 것을 말한다(Wagner and Rebbello 1987). 심층으로 격리된 유기탄소는 미생물에 의해 무기탄소로 분해되어 일부는 용승작용을 통해 표층으로 되돌아가고 그 나머지는 상당기간 심층에 격리된 상태로 존재한다. 또한 분해되지 않은 유기탄소는 해저에 퇴적되어 심층에서 무기탄소로 존재하는 탄소에 비해 상당히 오랜 지질학적 기간 동안 지구온난화에 영향을 미치는 표층해양과 대기의 이산화탄소 농도 변화에 관여하지 못하게 된다.

해양의 생물활동에 대한 일차적인 지표로 활용할 수 있는 표층해수의 영양염(규산염과 인산염)과 엽록소 농도를 항적을 따라 약 2시간 간격으로 측정하였으며, 결과를 Fig. 11에 도시하였다. 질산염 자료는 앞에서도 언급하였지만 분석에 문제가 있어 본 연구에서 제외시켰다. 규산염은 전 관측기간 동안 별다른 변화를 보이지 않았으며, 인산염은 북위 26도 이북에서 위도에 따라 증가하였다. 본 연구에서 관측한 규산염과 인산염 농도는 각각 $5\sim 9 \mu\text{mole kg}^{-1}$ 과, $0.04\sim 0.16 \mu\text{mole kg}^{-1}$ 이었다. World Ocean Atlas

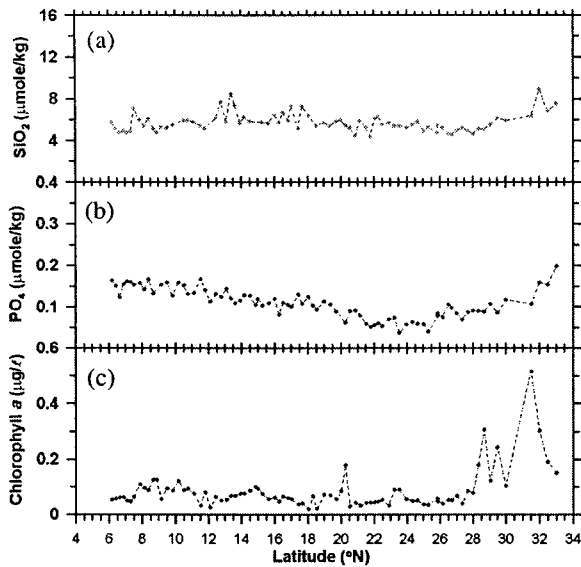


Fig. 11. Distributions in surface seawater of (a) silicate (b) phosphate and (c) chlorophyll *a*.

2001(WOA01)에서 보고한 월평균 자료에 따르면, 북서태평양에서 9월 규산염 농도는 $1.1\sim 5.6 \mu\text{mole kg}^{-1}$ 이었으며, 인산염 농도는 $0\sim 0.1 \mu\text{mole kg}^{-1}$ 이었다. 관측결과가 WOA01 자료에 비해 높게 나타났지만 관측해역인 북서태평양 열대 및 아열대해역은 전형적인 빈영양성 해역으로 영양염 농도가 전반적으로 낮아 두 관측값에 의미있는 차이는 보이지 않았다. 엽록소 농도는 북위 6도에서 28도까지 $0.15 \mu\text{g l}^{-1}$ 이하의 낮은 농도를 보였으며, 북위 28도 이북에서 $0.5 \mu\text{g l}^{-1}$ 이상의 값을 나타냈다. Ishii *et al.* (2001)는 북서태평양 23도 이남해역(북위 15~23도)에서 여름~가을(5~10월) 동안 순군집생산이 거의 이루어지지 않는다고 보고하였다. 인산염 농도가 북위 28도 이북 해역에서 증가한 것은 표층해역의 영양염 공급원인 대륙에 가까워지면서, 대륙연안을 따라 흘러온 쿠로시오 해류와 동중국해의 영향인 것으로 생각된다. 또한 인산염 농도가 증가함에 따라 일차생산자 생물량이 증가하며 엽록소 농도도 증가한 것으로 생각된다.

북위 20도 이북 해역의 엽록소 농도와 관측된 이산화탄소 푸게시티간의 상관관계를 보면, 이산화탄소 농도는 엽록소 농도와 반비례 관계를 나타냈다(Fig. 12). 이는 엽록소 농도가 높게 나타나는 해역에서 해양생물이 해수 중 이산화탄소를 소모해 유기물을 생산하는 일차생산력이 높기 때문이다(Watson *et al.* 1991). 그러나 관측이 이루어진 9월에 북서태평양 북위 6~28도 해역은 표층해수의 엽록소 농도가 $0.15 \mu\text{g l}^{-1}$ 이하로 작게 나타나, 표층 해수의 생물 생산력이 전체적으로 매우 낮은 것으로 생각되며 낮은 생물 생산력으로 인해 생물적 요인이 이산화탄소 분압 감

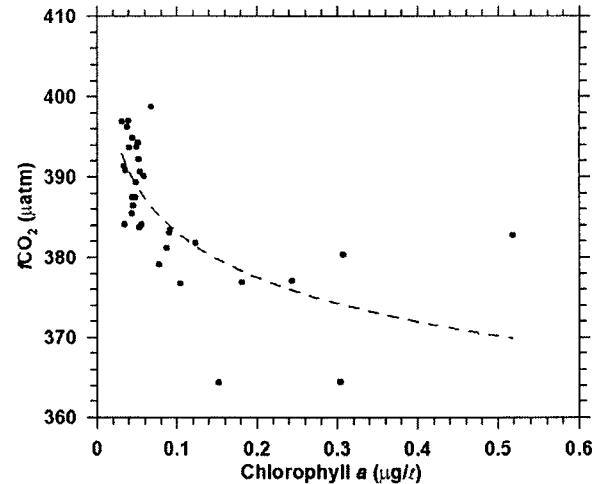


Fig. 12. Plots of $f\text{CO}_2$ against chlorophyll *a* in the subtropical area (north of 20°N).

소에 크게 작용하지 못했을 것으로 생각된다. 북위 28도 이북해역에서는 해수의 이산화탄소와 엽록소 농도가 넓은 범위에서 반비례 관계를 보였으며, 생물활동이 이산화탄소 농도 감소에 일부 기여한 것으로 생각된다.

해양-대기 이산화탄소 교환

해양-대기 경계면에서는 두 탄소저장고의 이산화탄소 푸게시티가 다른 경우, 그 차이로 인해 이산화탄소 기체교환이 생겨난다. 이산화탄소 교환은 두 탄소저장고의 이산화탄소 푸게시티가 평형상태를 이룰 수 있는 방향으로 진행되며, 교환량은 두 저장고간의 이산화탄소 푸게시티 차와 경계면에서의 기체교환 속도에 비례하며 다음과 같은 식으로 계산된다(Liss and Merlivert 1986).

$$F = ks(f\text{CO}_2 \text{ surface seawater} - f\text{CO}_2 \text{ air})$$

k 는 기체교환속도(cm hr^{-1}), s 는 해수에 대한 이산화탄소 기체의 용해도($\text{mole kg}^{-1} \text{ atm}^{-1}$, Weiss 1974), $(f\text{CO}_2 \text{ surface seawater} - f\text{CO}_2 \text{ air})$ 는 대기와 해양간의 이산화탄소 푸게시티 차이이다. 기체교환속도 k 는 Wanninkhof (1992)에 따르면 다음과 같이 계산된다.

$$k = 0.31u^2(\text{Sc}/660)^{-1/2}$$

u 는 해수면 10 m 높이에서의 풍속(m sec^{-1})이며, Sc 는 단위없는 이산화탄소에 대한 Schmidt 넘버로 수온과 염분에 의해 결정된다.

해양-대기 이산화탄소 교환량의 크기는 풍속과 분압차의 크기에 따라 결정되며, 해양이 대기로부터 이산화탄소를 방

Table 2. Air-sea CO_2 flux in the hydrographic region ((+) means sea to air CO_2 flux and (-) means air to sea CO_2 flux).

Hydrographic region	Air-sea CO_2 flux ($\text{mmole m}^{-2} \text{day}^{-1}$)
NECC	-0.35
NEC	-0.22
SM	0.79
AE	0.60
NM	0.68
K	-0.24
ECS	-0.69
Average	0.15

출하느냐 흡수하느냐 하는 경계면에서 이산화탄소 이동 방향은 해양과 대기간 이산화탄소 농도차의 부호, 즉 ($f\text{CO}_2 \text{ surface seawater} - f\text{CO}_2 \text{ air}$)가 양수냐 음수냐에 따라 결정된다.

대기 중 이산화탄소 분압은 관측기간의 평균값 370 μatm 을 사용하여 해양-대기 이산화탄소 푸게시티 차이를 구했다. 풍속은 미국 NOAA PMEL에서 제공하는 2도 간격의 COADS 월평균 기상자료 중 2002년 9월 자료를 사용하였다.

SM과 AE, NM 해역에서 해양의 이산화탄소 농도가 대기보다 높아 해양이 대기로 이산화탄소를 방출하는 것으로 나타났으며, NECC와 NEC, K 및 ECS에서 해양이 이산화탄소를 흡수하는 것으로 나타났다(Table 2). AE와 남·북 혼합해역(SM과 NM)의 이산화탄소 방출량은 0.60~0.79 $\text{mmole m}^{-2} \text{day}^{-1}$ 로 해역별로 큰 차이를 보이지 않았으며, 세 해역의 평균 방출량은 0.69 $\text{mmole m}^{-2} \text{day}^{-1}$ 였다. NECC와 NEC, K에서 이산화탄소 교환량은 평균 $-0.26 \text{ mmole m}^{-2} \text{day}^{-1}$ 로 해양이 약한 소모원으로 나타났으며, ECS에서는 $-0.69 \text{ mmole m}^{-2} \text{day}^{-1}$ 로 열대해역에 비해 이산화탄소를 많이 흡수하는 것으로 나타났다. 연구해역 전 구간을 평균하면 관측이 이루어진 2002년 9월 북서태평양은 대기로 이산화탄소를 약 0.15 $\text{mmole m}^{-2} \text{day}^{-1}$ 방출하는 약한 공급원으로 작용한 것으로 나타났다.

Inoue *et al.*(1995)는 북서태평양 열대해역은 동절기를 제외한 4~12월 동안 약한 이산화탄소 공급원(0~2 $\text{mmole m}^{-2} \text{day}^{-1}$ 방출)으로 작용하며, 특히 7~10월에는 1 $\text{mmole m}^{-2} \text{day}^{-1}$ 이하의 방출량을 보이는 것으로 보고하였다. 또한 그들은 9~10월에 쿠로시오해류 이북 해역에서 이산화탄소 교환량은 $-2 \sim 0 \text{ mmole m}^{-2} \text{day}^{-1}$ 으로, 약한 소모원으로 보고하였다. 본 연구에서 관측한 결과 이산화탄소의 약한 공급원으로 작용한 AE와 남·북 혼합해역의 이산화탄소 교환량은 Inoue *et al.*(1995)가 제시한 값들과 잘 일

치했다. 여러 이전 연구결과에서 NECC 및 NEC 해역은 이산화탄소의 약한 공급원으로 보고 하였지만(Fushimi 1987; Inoue *et al.* 1995; Ishii *et al.* 2001; Takahashi *et al.* 2002), Watai *et al.*(1999)의 1992~1994년 북서태평양 여름 관측결과에서는 이 해역이 대기의 이산화탄소를 흡수하는 약한 소모원으로 나타났다. NECC와 NEC 등 열대해역은 해수의 이산화탄소 농도가 대기과 큰 차이를 보이지 않아 수온과 염분의 환경조건에 따라 이산화탄소의 공급원이 되기도 하고 소모원이 되기도 하는 것으로 생각된다. 쿠로시오해류 이북해역에서는 생물활동에 의한 이산화탄소 소모가 일부 기여하여, 이산화탄소의 약한 소모원으로 작용한 것으로 생각된다.

표층해수의 이산화탄소 분압은 계절변화에 따른 수온변화 및 혼합층 깊이 증가로 인한 총무기탄소 농도 증가, 생물활동 변화로 인한 이산화탄소 소모량 변동 등에 의해 동일 해역에서도 계절에 따라 넓은 범위에서 변화한다. 따라서, 특정해역이 이산화탄소의 공급원으로 작용할 것인지 소모원으로 작용할 것인지를 정확하게 추정하기 위해서는 전체 계절변화를 반영할 수 있는 다양한 시기의 관측이 필요하다.

4. 결 론

2002년 9월 관측이 이루어진 북서태평양은 위도에 따라 다양한 해류가 존재했으며, 각 해류에 따라 수온과 염분 특성이 다르게 나타났다. 해수 중 이산화탄소 분포는 북위 20도 이남의 열대해역과 이북의 아열대해역으로 크게 구분되었다. 북위 20도 이남의 열대해역에서는 표층해수의 이산화탄소가 수온과 높은 상관관계를 보여, 이산화탄소 분포가 주로 수온에 의해 결정되는 것으로 나타났다. 반면, 북위 20도 이북 아열대해역에서는 해수 중 이산화탄소가 수온이나 염분과는 별다른 상관관계를 보이지 않아, 수온이나 염분이 이산화탄소 분포를 결정짓는 주요 요인은 아닌 것으로 나타났으며, 해수의 총무기탄소 농도가 이산화탄소 분포를 결정하는 주요 요인으로 작용하는 것으로 나타났다.

쿠로시오해류 이북해역에서 인산염과 엽록소 농도 증가가 관측되었는데, 표층 해수 중 인산염의 농도가 증가함으로써 생물활동이 활발해져 엽록소 농도가 함께 증가한 것으로 생각된다. 이 해역에서 인산염, 엽록소 농도 증가와 함께 해수 중 이산화탄소 농도 감소가 관측되었으며, 이것으로 보아 이 해역에서는 해수 중 이산화탄소가 일부 생물 펌프에 의한 영향을 받은 것으로 생각된다.

해양-대기 이산화탄소 교환량은 해역에 따라 큰 차이를 나타냈으며 $-0.69 \sim 0.79 \text{ mmole m}^{-2} \text{day}^{-1}$ 의 범위를 보였다. AE와 남·북 혼합해역의 이산화탄소 교환량은 0.6~

0.79 mmole m⁻² day⁻¹으로 이 해역은 약한 이산화탄소 공급원으로 나타난 반면, NECC와 NEC, K 해역은 -0.26 mmole m⁻² day⁻¹의 약한 이산화탄소 소모원으로, ECS 해역은 -0.69 mmole m⁻² day⁻¹의 이산화탄소 소모원으로 나타났다. 관측해역 전체적으로는 해양-대기 이산화탄소 교환량이 약 0.15 mmole m⁻² day⁻¹로 이산화탄소의 약한 공급원으로 작용한 것으로 나타났다.

계절변화에 따라 수온, 해양혼합층의 깊이 등 해양의 물리적 요인이 변화하며 이에 따라 해수 내 총무기탄소, 알칼리도 등 화학적 요인의 변동이 야기되고, 이로 인해 이산화탄소 농도 및 해양-대기 교환량 등도 변화하게 되므로, 관측해역이 전지구의 이산화탄소 순환에 기여하는 바를 정확히 분석·예측하기 위해 향후 지속적 연구가 필요하다.

사 사

이 논문은 한국해양연구원 “북서태평양이 한반도 주변 해(대한해협)에 미치는 영향 연구” 및 해양수산부 “이산화탄소 해양처리기술 개발: CO₂ 해양잔류효율연구”의 지원으로 수행되었습니다.

참고문헌

- Broecker, W. and T. Peng. 1982. Tracers in the Sea. LDGO Press, New York. 690 p.
- Fushimi, K. 1987. Variation of carbon dioxide partial pressure in the western North Pacific surface water during the 1982/83 El Niño event. *Tellus*, 39B, 214-227.
- Goyet, C. and E. Peltzer. 1997. Variation of CO₂ partial pressure in surface seawater in the equatorial Pacific Ocean. *Deep-Sea Res.*, 1, 44, 1611-1625.
- Guan, L. and H. Kawamura. 2004. Merging satellite infrared and microwave SSTs: Methodology and evaluation of the new SST. *J. Oceanogr.*, 60, 905-912.
- Inoue, H., H. Matsueda, M. Ishii, K. Fushimi, M. Hirota, I. Asanuma, and Y. Takasugi. 1995. Long-term trend of the partial pressure of carbon dioxide (pCO₂) in surface waters of the western North Pacific, 1984-1993. *Tellus*, 47, 391-413.
- IPCC. 2001. The Scientific basis. p. 39. In: *Contribution of Working Group I to the Third Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change*. ed. by J. Houghton, Y. Ding, D. Griggs, M. Noguer, P. van der Linden, X. Dai, K. Maskell, and C. Johnson. Cambridge Univ. Press, Cambridge, U.K.
- Ishii, M., H. Inoue, H. Matsueda, S. Saito, K. Sushimi, K. Nemoto, T. Yano, H. Nagai, and K. Midorikawa. 2001. Seasonal variation in total inorganic carbon and its controlling processes in surface waters of the western North Pacific subtropical gyre. *Mar. Chem.*, 75, 17-32.
- Knap, A., A. Michaels, A. Close, H. Ducklow, and A. Dickson. 1996. Protocols for the Joint Global Ocean Flux Study (JGOFS) core measurements. JGOFS Report no. 19, vi+170pp. Reprint of the IOC Manuals and Guides No. 29, UNESCO.
- Landrum, L., R. Gammon, R. Feely, P. Murphy, K. Kelly, C. Cosca, and R. Weiss. 1996. North Pacific Ocean CO₂ disequilibrium for spring through summer, 1985-1989. *J. Geophys. Res.*, 101, 28,539-28,555.
- Liss, P. and L. Merlivert. 1986. Air-sea exchange rates: introduction and synthesis. p. 113-127. In: *The role of air-sea exchange in geochemical cycling*. NATO ASI Series C., Vol. 185. ed. by P. Buat-Menard. D. Reidel Publishing, Dordrecht.
- Rio, M. and F. Hernandez. 2004. A mean dynamic topography computed over the world ocean from altimetry, in situ measurements, and a geoid model. *J. Geophys. Res.*, 109, 12,032-12,050.
- Siegenthaler, U. and J. Sarmiento. 1993. Atmospheric carbon dioxide and the ocean. *Nature*, 365, 119-125.
- Takahashi, T., J. Olafsson, J. Goddard, D. Chipman, and S. Sutherland. 1993. Seasonal variations of CO₂ and nutrients in the high-latitude surface oceans: a comparative study. *Global Biogeochem. Cycles*, 7(4), 843-878.
- Takahashi, T., S. Sutherland, C. Sweeney, A. Poisson, N. Metzl, B. Tilbrook, N. Nates, R. Wanninkhof, R. Feely, C. Sabine, J. Olafsson, and Y. Nojiri. 2002. Global sea-air CO₂ flux based on climatological surface ocean pCO₂ and seasonal biological and temperature effects. *Deep-Sea Res. II*, 49, 1,601-1,622.
- Wagener, K. and A. De Luca Rebello. 1987. On the effectiveness of the oceans biological pump in global CO₂ scenarios. *Mar. Chem.*, 22, 249-256.
- Wanninkhof, R. 1992. Relationship between wind speed and gas exchange over the ocean. *J. Geophys. Res.*, 97, 7,373-7,382.
- Wanninkhof, R. and K. Thoning. 1993. Measurement of fugacity of CO₂ in surface water using continuous and discrete sampling methods. *Mar. Chem.*, 44, 189-204.
- Watai, T., K. Harada, K. Gotoh, S. Murayama, and T. Nakazawa. 1999. Latitudinal distribution of CO₂ fugacity along 175E in the North Pacific in 1992-1996. *J. Oceanogr.*, 55, 655-665.
- Watson, A., C. Robinson, J. Robinson, P. Williams, and M. Fasham. 1991. Spatial variability in the sink for

- atmospheric carbon dioxide in the North Atlantic. *Nature*, 350, 50-53.
- Weiss, R. 1974. Carbon dioxide in water and seawater: the solubility of a non-ideal gas. *Mar. Chem.*, 2, 203-205.
- Weiss, R. 1981. Determinations of carbon dioxide and methane by dual catalyst flame ionization chromatography and nitrous oxide by electron capture chromatography. *J. Chem. Sci.*, 19, 611-616.
- Weiss, R., R. Jahnke, and C. Keeling. 1982. Seasonal effects of temperature and salinity on the partial pressure of CO₂ in seawater. *Nature*, 300, 511-513.
-
- Received Sep. 14, 2006*
Accepted Dec. 7, 2006