Article

생지화학모델링을 이용한 동중국해 해양-대기 CO₂ 교환량의 변화 연구박영규^{1*} · 최상화² · 예상욱¹ · 이정석³ · 황진환⁴ · 강성길⁵¹한국해양연구원 기후 · 연안재해연구부²한국해양연구원 해양자료팀

(425-600) 경기도 안산시 안산우체국 사서함 29

³(주)네오엔비즈 환경안전연구소

(420-806) 경기도 부천시 원미구 도당동 187-7 대우 테크노파크 1306

⁴동국대학교 사회환경시스템공학과

(100-715) 서울특별시 중구 필동 3가 26

⁵한국해양연구원 해양시스템안전연구소 해양안전 · 방제기술연구부

(305-600) 대전광역시 유성우체국 사서함 101

Investigation of Change in Air-Sea CO₂ Exchange over the East China Sea using Biogeochemical Ocean ModelingYoung-Gyu Park^{1*}, Sang-Hwa Choi², Sang-Wook Yeh¹, Jung-Suk Lee³,
Jin Hwan Hwang⁴, and Seong-Gil Kang⁵¹Climate Change & Coastal Disaster Research Department, KORDI²Ocean Data Management Team, KORDI

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

³Institute of Environmental Protection and Safety, NeoEnBiz Co.

Daewoo Technopark, Bucheon 420-806, Korea

⁴Dept. Civil Environment System Engineering

Dongguk University, Seoul 100-715, Korea

⁵Marine Safety & Pollution Response Research Department, MOERI, KORDI

Yusong P.O. Box 101, Daejeon 305-600, Korea

Abstract : A biogeochemical model was used to estimate air-sea CO₂ exchange over the East China Sea. Since fresh water discharge from the Changjiang River and relevant chemistry were not considered in the employed model, we were not able to produce accurate results around the Changjiang River mouth. This factor aside, the model showed that the East China Sea, away from the Changjiang River mouth, takes approximately 1.5~2 mole m⁻² yr⁻¹ of CO₂ from the atmosphere. The model also showed that biological factors modify the air-sea CO₂ flux by only a few percent when we assumed that biological activity increased two-fold. Therefore, we can argue that the biological effect is not strong enough over this area within the framework of the current phosphate-based biological model. Compared to the preindustrial era, in 1995 the East China Sea absorbed 0.4~0.8 mole m⁻² yr⁻¹ more CO₂. If warming of the sea surface is considered, in addition to the increase in atmospheric CO₂ concentration, by 2045 the East China Sea would absorb 0.2~0.4 mole m⁻² yr⁻¹ less CO₂ compared to the non-warming case.

Key words : biogeochemical modeling, East China Sea, air-sea CO₂ exchange, global warming

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

1. 서 론

인류의 경제활동과 산업화에 따라 석탄, 석유와 같은 화석연료의 사용과 시멘트 수요의 증가로 매년 많은 양의 이산화탄소가 대기 중 방출되고 있고, 이런 현상이 지구온난화를 가속시키고 있음은 매우 잘 알려진 사실이다. IPCC(2007)에 의하면 서기 2100년에는 이산화탄소와 같은 온실기체의 온실효과에 의해서만 지구평균 기온이 약 0.3~6.4°C 가량 상승될 것으로 추정된다. 그리고 이런 온난화는 여러 가지 환경변화와 경제적 손실을 초래할 것으로 추정된다.

지구온난화에 대한 대응책을 세우고 이에 의한 피해를 최소화하기 위해서는 이산화탄소 농도의 변화와 이에 의한 지구온난화의 정도를 정확히 파악해야 한다. IPCC 2007년 보고서에 의하면 2000~2005년에 인위적으로 방출된 이산화탄소는 약 $7.2 \pm 0.3 \text{ PgC yr}^{-1}$ 였으며, 이중 약 30% 가량인 $2.2 \pm 0.5 \text{ PgC yr}^{-1}$ 이 해양으로 유입되어 대기로부터 제거되는 것으로 보고되었다. 인간 활동으로 추가 방출된 이산화탄소의 양과 이의 변화는 상대적으로 정확히 알려져 있으나, 해양이나 육상에 의한 이산화탄소의 자연제거 과정에 대한 이해는 아직까지 불완전하다. 인간활동에 의해 인위적으로 방출된 대기 중 이산화탄소의 해양과 육상생물에 의한 흡수량의 연간 변동은 매우 크지만(Sarmiento and Gruber 2002), 해양은 전 지구 탄소 순환에서 지속적인 소모원으로 작용한다(Siegenthaler and Sarmiento 1993; Takahashi et al. 2002; Sabine et al. 2004). 현재까지 해양의 이산화탄소 흡수량 추정치는 해양내 탄소순환과정의 불확실성으로 인해 연구자들에 따라 차이가 많은데(Lee et al. 1998; Gruber and Keeling 2001; Orr et al. 2001; Thomas et al. 2001; Takahashi et al. 2002), 이 중 일부는 대양에 비해 탄소순환과 관련된 해양과정이 복잡한 대륙 연안역에서 기인한 것으로 제시되었다(Tsunogai et al. 1999; Bozec et al. 2005). 연안역은 생물생산이 활발한 해역으로 면적은 전 해양의 약 7.6%에 지나지 않지만(Sverdrup et al. 1942), 일차생산량으로는 15~30%에 해당하는 것으로 알려져있다(Walsh 1991; Wollast 1998). 연안역에서 높은 일차생산에 의해 많은 양의 탄소소모가 일어나지만, 유기물이 수층에서 분해되는 경우 연안역의 탄소소모 효과는 상쇄된다. 그러나 연안역 저층에서 외해의 심층으로 해수의 흐름이 존재하는 경우, 높은 일차생산의 결과물로 생산된 유기물이 연안역 저층으로 가라앉으며 외해 심층으로 이동되어 연안역에서의 높은 탄소 흡수율을 보이게 되는데 이를 대륙붕펌프(continental shelf pump, Tsunogai et al. 1999)라 한다.

동중국해는 세계에서 세 번째로 큰 대륙연안해로 수심 200 m 이하의 대륙붕이 70%에 달한다(Tsunogai et al.

1999). Tsunogai et al.(1999)은 대륙붕펌프를 제안하며 동중국해가 $1.12 \text{ gC m}^{-2} \text{ yr}^{-1}$, 즉 $3.2 \times 10^{12} \text{ PgC yr}^{-1}$ 의 탄소를 흡수한다고 보고하였으며, 전 세계 연안역이 동중국해와 같은 탄소 흡수량을 보인다면 연안역의 탄소 흡수량이 $35 \text{ gC m}^{-2} \text{ yr}^{-1}$, 즉 1 PgC yr^{-1} 에 달할 것으로 예측했다. 이는 해양의 탄소 흡수량 추정치의 약 50%에 해당하는 값이며 동중국해를 포함한 연안역의 탄소 순환을 이해하고 흡수량을 정확하게 예측하는 것은 전 지구 탄소수지를 개선하는데 필수적이다.

Shim et al.(2007)은 대륙붕펌프의 역학을 파악하기 위해 동중국해 북부해역에서 해양-대기 이산화탄소 교환량을 관측하였으나 자료가 제한적이어서 동중국해의 전반적인 해양-대기 이산화탄소 교환량을 평가하기에는 한계가 있었다. 이 연구에서는 해양순환과 OCMIP II 규약을 따르는 탄소화학모형이 결합된 생지화학 모델링을 통하여 동중국해 전체에서 나타나는 해양-대기 이산화탄소 교환량을 평가하여, 모델링을 통하여 대륙붕펌프의 역할을 파악하고자 하였다. 인산염을 고려한 경우와, 그렇지 않은 경우를 비교하여 생물의 영향도 간접적으로 파악하였다. 모형결과의 문제점과 그 원인 평가를 통하여 동중국해와 같이 담수유입량이 많은 연안역이 포함된 곳에서 생지화학모형링을 수행할 때 고려하여야 할 사항도 파악하였다.

2. 모 형

동중국해 탄소순환을 이해하기 위하여 전 해양을 대상으로 해양순환모형에 해양탄소화학과정을 결합시켜 수행한 생지화학모형링 결과를 동중국해를 중심으로 분석하였다. 여기에서 사용된 해양순환 모형은 NOAA/GFDL (Geophysical Fluid Dynamics Laboratory) MOM(Modular Ocean Model) Version 3(Pacanowski and Griffies 1999)이고 해양탄소화학과정은 OCMIP II(Ocean Carbon Model Intercomparison Project Phase 2, <http://www.ipsl.jussieu.fr/OCMIP/>) 규약을 따랐는데 각각에 대해서는 아래에 자세히 설명되어 있다.

해양순환모형

MOM3 코드를 기반으로 구축된 전지구해양순환모형의 격자체계, 입력 자료는 다음과 같다. 모형 대상 해역은 80°S 부터 75°N까지이며, 수평 격자 간격은 위도와 경도 방향 모두 1°이다. 연직방향으로는 제한된 격자수 내에서 상층해역의 순환과 해수특성을 가능한 한 상세하게 분석할 수 있도록 하기 위해서 모형의 상층부에 조밀한 격자 간격을 설정하였고, 심층부에는 비교적 성긴 격자 간격을 갖도록 구성하였다. 그에 따라 표층에서부터 100 m 까

지는 25 m의 격자간격을, 그리고 100 m부터 점차 격자간격이 넓어져 5,200 m에서는 512 m의 격자 간격을 갖게 된다.

모형의 해저지형은 미국측지자료센터(NGDC)에서 제공하는 전지구 1/12° 자료인 etopo5를 이용하여 구성하였다. Levitus(1982)의 1×1° 수온, 염분 자료를 이용하여 초기조건을 생성하였다. 역시 Levitus 자료를 이용하여 월별 염분 경계조건을 작성하였다. 수온 경계조건은 관측 자료를 모형에 이용하여 재분석한 Reynolds 표층 수온 자료를 이용하여 작성하였다. 30일 시간규모의 복원경계조건을 통하여 이 경계조건이 모형의 상층에 적용되었다. 바람자료는 ECMWF 재분석자료에 기초하여 월별로 작성하였다.

해양탄소화학모형

해양탄소화학모형은 OCMIP II에서 제안한 과정을 사용하였다. 이 화학모형을 구성하고 있는 주요한 두 과정은 해양-대기 기체 교환과 용존 무기질 탄소(DIC)의 순환과 화학반응 구현이다. 해양탄소화학모형은 해양내 DIC의 순환과 화학반응을 구현할 때 생물의 일차생산을 고려한 경우(생물학적 모형, BIOTIC Model)와 일차생산을 고려하지 않은 경우(ABIOTIC Model)로 나뉘며, 생물학적 모형에서는 해양내 인산염 분포를 이용해 생물의 일차생산을 간접적으로 반영하였다.

해양-대기 이산화탄소 교환량은 해양-대기 경계면에서의 이산화탄소 농도차이에 의해 크기와 방향이 정해지며 다음과 같은 식으로 계산된다(Liss and Merlivert 1986).

$$F = k_w s([CO_2]_{seawater} - [CO_2]_{air})$$

F 는 해양에서 대기로 향한 이산화탄소 교환량이고, k_w 는 기체교환속도, s 는 해수에 대한 이산화탄소 기체의 용해도($\text{mole kg}^{-1} \text{ atm}^{-1}$, Weiss 1974), $([CO_2]_{seawater} - [CO_2]_{air})$ 는 해양과 대기간의 이산화탄소 농도 차이이다. $[CO_2]_{seawater}$ 는 모형에서 예측된 값이며, $[CO_2]_{air}$ 는 뒤에 설명되어 있는 것처럼 관측값에 기초한 입력값이다.

해양에서 이산화탄소는 해수에 용해된 상태와 중탄산염, 탄산염의 형태로 존재하는데 중탄산염과 탄산염이 해양내 DIC의 99% 이상을 차지한다. DIC 분포는 해양 순환에 따라 결정되며 표층 해양의 이산화탄소 농도는 해수의 DIC와 수온, 염분, 알칼리도 등을 고려하여 계산한다. 생물의 영향을 고려하지 않는 ABIOTIC Model의 경우 DIC는 해수의 움직임에 의해 이동되는 수동 추적자의 특성을 가지며, 이에 대한 보존 방정식은 다음과 같다.

$$d[DIC]/dt = L([DIC]) + J_v + J_g$$

$[DIC]$ 는 모형에서 계산하는 총 용존 무기탄소의 농도(moles m^{-3})이며, L 은 3차원 수송 연산자로 이류, 확산, 대류 등 해수의 순환에 의한 효과를 나타낸다. J_v 는 증발과 강수에 의한 표층의 변화를 나타내고 J_g 는 해양-대기 기체교환에 의한 $[DIC]$ 의 변화를 나타내며, 이 두 항은 표층 경계조건에만 적용된다.

BIOTIC Model에서는 DIC 순환에 생물과정에 의한 변동을 모사하기 위해 생물의 일차생산과 관계된 영양염 중 인산염($PO_4^{1)}$)과 관련된 과정을 추가하였으며, 유기물의 소비, 분해와 관계된 용존유기인(DOP)과 용존산소(O_2) 관련 과정을 추가하였다. 생물학적 과정에 관여하는 각 항목 역시 해수에 의해 움직이는 수동적 추적자의 성격을 가지며, 다음의 보존 방정식을 만족한다.

$$\begin{aligned} d[PO_4]/dt &= L([PO_4]) + J_b PO_4 \\ d[DOP]/dt &= L([DOP]) + J_b DOP \\ d[O_2]/dt &= L([O_2]) + J_b O_2 + J_g O_2 \\ d[DIC]/dt &= L([DIC]) + J_b DIC + J_g DIC + J_v DIC \\ d[Alk]/dt &= L([Alk]) + J_b Alk + J_v Alk \end{aligned}$$

$[X]$ 는 관심 항목의 농도(moles m^{-3} , Alk 의 경우 eq m^{-3})이며, L 은 3차원 수송 연산자이며, J_b 는 항목별 생물학적 생성-소멸항이다. J_v 는 증발과 강수에 의한 표층 $[DIC]$ 와 $[Alk]$ 의 변화를 나타내고, J_g 는 해양-대기 기체교환에 의한 $[DIC]$ 와 $[O_2]$ 의 변화를 나타내며, 역시 표층 경계조건에만 적용된다.

생물학적 생성-소멸항 J_b 는 Najjar *et al.*(1992)과 Anderson and Sarmiento(1994)가 제안한 '영양염 복원'을 기초로 계산하는데 구체적인 절차는 다음과 같다. 해양의 보상수심보다 얇은 생산대에서 계산된 인산염의 농도 $[PO_4]$ 가 관측값 $[PO_4]^*$ 보다 큰 경우 $[PO_4]$ 는 관측값 $[PO_4]^*$ 로 복원되고, 반대의 경우 복원은 사용되지 않는다. 유기인의 생산을 나타내는 J_{prod} 는 다음과 같이 나타낼 수 있다.

$$J_{Prod} = \frac{1}{\tau}([PO_4] - [PO_4]^*), [PO_4] > [PO_4]^*, Z < Z_c$$

$$J_{Prod} = 0, [PO_4] \leq [PO_4]^*, Z \geq Z_c$$

τ 는 복원시간상수이며, Z 는 수심, Z_c 는 보상수심이다.

생산대에서 생성된 유기인의 일부(σ)는 용존유기인(DOP)으로 바뀌며, DOP는 해양 내에서 해류를 따라 이동하거나 동역학(kinetics)과정에 의해 소비되는데(준반응성 DOP 소비율 상수, K), 다음과 같이 나타낼 수 있다.

$$J_{DOP} = \sigma J_{Prod} - K[DOP], Z < Z_c$$

$$J_{DOP} = -K[DOP], Z \geq Z_c$$

¹⁾ PO_4^{3-} 가 정확한 표현이나 OCMIP II에서와 같이 PO_4 로 간략하게 표현하였다.

DOP로 바뀌지 않는 인산염은 입자성 유기인으로 바뀌어 보상수심 아래로 하강속(F_c)을 만들어 내며, 이 하강속은 재광물화(remineralization)에 의해 깊이에 따라 감소한다.

$$F_c = (1 - \sigma) \int_0^{Z_c} J_{Prod} dZ$$

$$F(Z) = F_c \left(\frac{Z}{Z_c} \right)^{-a}, \quad Z \geq Z_c$$

위의 관계식들을 통해 생물학적 과정을 통한 인산염의 생성-소멸항은 다음과 같이 나타낼 수 있다.

$$Jb_{PO_4} = -\sigma J_{Prod} + K[DOP], \quad Z < Z_c$$

$$Jb_{PO_4} = \frac{\delta F}{\delta Z} + K[DOP], \quad Z \geq Z_c$$

모델링

모델링은 대기이산화탄소농도²⁾를 변화시키며 수행하였는데 실험의 이름은 Table 1에 정리되어 있다. 먼저 산업혁명이 진행되기 이전(1765년 이전), 즉 인류가 인위적으로 대기로 방출한 이산화탄소가 없는 상태에 대한 평형실험(Equilibrium, 대기 이산화탄소 농도가 278 ppm으로 고정됨)을 수행하였다. 이 실험에 이어 1765년부터 1995년까지 Fig. 1에 실선으로 표시된 것과 같은 관측값을 바탕으로 작성된 대기 이산화탄소 농도변화를 경계조건으로 이용하는 현재재현실험(Present)을 수행하였다. 이후에는

Fig. 1에 점선으로 표시된 것과 같은 IPCC 이산화탄소 농도 증가 시나리오 CIS92A를 따르는 미래예측실험(Future projection)을 수행하였다. 여기에서 편의상 평형실험과 현재재현실험, 미래예측실험을 합쳐 기준실험(Control)이라 이름 지었다. 수온상승의 영향도 고려하기 위하여 미래예측실험과 같은 조건에서 지구온난화에 의해 해수 수온이 상승한 경우에 대한 온난화(WARM)실험도 수행하였다. 이 실험에서는 표층수온경계조건만 해양-대기 접합모형에서 예측된 미래의 표층수온으로 대체되었다. 지구온난화에 의한 표층수온변화에 대한 불확실성이 아직 상당히 높기 때문에 이 경계조건에 대한 구체적인 언급은 생략한다. 하지만, 뒤에서 온난화실험에서 얻어진 표층수온을 나타내었다. 각 경우에 대하여 ABIOTIC 모형과 BIOTIC 모형을 각각 수행하였다.

3. 결 과

수치모형에는 여러 가지 가정이 포함되기 때문에 모형 결과 검증은 모형자료 이용에 앞서 반드시 수행해야 할 작업이다. BIOTIC 모형에서 평형실험(1765년)과 현재재현실험(1995년)에서 얻은 이산화탄소교환량과 그 차이를 Fig. 2에 비교하였다. 그림은 1765년과 1995년 모두 양쯔강 하구 주변에서 많은 양의 이산화탄소가 해양에서 대기로 방출되나, 양쯔강 저염분수가 나타나는 곳을 벗어난 해역에서는 해양이 이산화탄소를 흡수하는 것으로 나타난

Table 1. Name of experiments

Name		Control		WARM
Detail Name	Equilibrium	Present	Future projection	Future projection
Duration	before 1765	1766-1995	1995-2100	1995-2100

Fig. 1. Atmospheric CO₂ concentration (ppm) used in the modeling. Solid line represents observed annual average value at Mauna Loa (Hawaii), and the dashed line the IPCC Scenario CIS92A.

²⁾이 논문에서 이산화탄소농도는 분압을 의미한다.

Fig. 2. Air-sea CO_2 flux ($\text{mole m}^{-2} \text{yr}^{-1}$) of BIOTIC model (a) in 1765, (b) in 1995, and (c) the difference between 1765 and 1995. Here and in subsequent figures, positive values (solid contour lines) mean air to sea CO_2 influx, and negative values (dashed contour lines) mean sea to air CO_2 outflux.

다. 모형결과 해양이 대기로부터 이산화탄소를 방출하는 것으로 나타난 부분에 대해서는 후설하고 대기의 이산화탄소를 흡수하는 해양의 이산화탄소 흡수량을 관측값과 비교해 보았다. 모형수행결과 1995년 양쯔강 하구의 영향을 벗어난 해양의 이산화탄소 흡수량은 약 $1.5 \sim 2 \text{ mole m}^{-2} \text{yr}^{-1}$ 이다. 동중국해의 이산화탄소 흡수량 추정값은 1997년 Tsunogai 등에 의해 $3.3 \text{ mole m}^{-2} \text{yr}^{-1}$ 로 보고되었다. 이후 다른 연구자들에 의해 보고된 이산화탄소 흡수량은 이보다 다소 감소한 $1.2 \sim 2.8 \text{ mole m}^{-2} \text{yr}^{-1}$ 이다(Peng *et al.* 1999; Wang *et al.* 2000; Chen *et al.* 2004). 따라서 평균적인 값은 약 $1.9 \text{ mole m}^{-2} \text{yr}^{-1}$ 로 본 모형결과로 제시된 이산화탄소 흡수량과 유사한 범위에서 나타난다.

Shim *et al.*(2007)은 동중국해 북부해역에서 이산화탄소

교환량을 계절에 따라 $-4.54 \sim 1.35 \text{ mmole m}^{-2} \text{day}^{-1}$ 로 추정하였는데, 가을철 수심이 얕은 연구해역의 서쪽에서 수층의 수직혼합에 의해 표층해수의 DIC 농도가 높아져 해양이 이산화탄소를 방출하는 공급원으로 작용하며 평균적으로는 이전 연구결과보다 작은 $0.87 \text{ mole m}^{-2} \text{yr}^{-1}$ 의 이산화탄소 흡수량을 나타내는 것으로 보고하였다. 본 모형에서는 표층의 수직격자는 100 m까지 25 m 간격으로 양쯔강 하구를 포함한 동중국해 해역에서 75 m까지 세 개 층으로 구성되어있으며, 겨울철 수직혼합도 잘 재현된다. 그러나 양쯔강 하구를 중심으로 동중국해에서 나타난 이산화탄소 방출은 수층의 수직혼합이 일어나는 겨울철 뿐만 아니라 수직성층이 강화되는 여름철에도 연중 지속적으로 나타났으며 오히려 겨울보다 여름에 더 넓은 범위에서 강하게 나타났다. 따라서 모형결과의 이산화탄소 방출은 겨울에 계절적으로 나타나는 수직혼합에 의한 용존무기탄소의 증가에서 기인했다고 볼 수는 없다.

양쯔강 하구역에서 많은 양의 이산화탄소가 해양에서 대기로 방출되는 원인을 파악하기 위하여 온난화실험(WARM)에서 얻은 CO_2 flux, DIC, 알칼리도, SST, SSS, 표층해류를 자세히 분석하였다(Fig. 3). 대륙사면을 따르는 쿠로시오가 재현되었고, 쿠로시오에서 갈라져 동해로 유입되는 쓰시마난류도 재현되었다(Fig. 3d). 하지만, 쿠로시오쪽에서 황해 쪽으로 123°E 와 평행하게 유입되는 해류는 관측보다 매우 과도하게 나타난다. 이 해류는 쿠로시오해역의 높은 DIC를 황해역으로 운반한다. 황해에서 발해만쪽으로 북상할수록 염분이 줄어드나 양쯔강 담수가 고려되지 않았기 때문에 양쯔강 하구에서 저염수는 재현되지 않았다. 또한 발해만쪽으로 북상하며 양쯔강 하구에서 DIC는 완만하게 감소하는 데 비해 알칼리도는 빠르게 감소한다. 수온, 염분 등 물리적 환경의 변화가 없는 상태에서, 해양의 이산화탄소 농도는 DIC가 1% 증가(감소)하면 약 10% 증가(감소)하며, 알칼리도가 1% 증가(감소)하면 약 9.4% 감소(증가)하는 것으로 알려져 있다(Takahashi *et al.* 1993). 즉 실험이 진행된 양쯔강하구의 경우 이산화탄소 농도는 DIC가 $1 \mu\text{mole kg}^{-1}$ 감소하면 약 1.8 ppm 감소하며, 알칼리도가 $1 \mu\text{eq kg}^{-1}$ 감소하면 1.5 ppm 증가한다. 따라서 양쯔강 하구에서 DIC가 $20 \mu\text{mole kg}^{-1}$ 감소하는 동시에 알칼리도가 $30 \sim 40 \mu\text{eq kg}^{-1}$ 감소하면 해수의 이산화탄소는 $9 \sim 24 \text{ ppm}(1.8 \times (-20) + (-1.5) \times (-30 \sim -40))$ 증가한다. 양쯔강은 다량의 중탄산염 공급원으로 작용하는 중위도 강의 전형적인 특성을 잘 보이고 있는데, 담수임에도 불구하고 다량의 탄산암 침식으로 인해 상대적으로 높은 알칼리도를 나타낸다(Cai *et al.* 2008). 따라서 양쯔강하구에서 많은 양의 이산화탄소가 해양에서 대기로 방출되는 모사를 수정하기 위해서는 상대적으로 알칼리도가 높은 양쯔강수 유입을 모델링에 반영해야한다고 생각된다. 모

Fig. 3. Results from WARM at 2005 (W2005) (a) air-sea CO_2 flux in $\text{mole m}^{-2} \text{yr}^{-1}$, (b) DIC in $\mu\text{mole kg}^{-1}$ and Alkalinity in $\mu\text{eq kg}^{-1}$ (contours), (c) SST in $^{\circ}\text{C}$ (shading) and SSS in psu (contours), and (d) surface circulation pattern.

텔링에 양쯔강수 유입을 반영하는 경우 현재 양쯔강하구 역의 표층염분이 약 33.8~34 psu로 상대적으로 높게 나타난 결과도 개선이 가능할 것으로 생각된다. 이산화탄소 농도는 해수 중 DIC와 알칼리도의 변화가 없는 상태에서 염분 증가율의 약 0.94배 증가하는 것으로 알려져 있는데 (Takahashi *et al.* 1993), 표층염분이 31 psu로 약 3 psu 가량 감소하는 경우 이산화탄소 농도는 약 8% 가량 감소한다. 현 모형에서는 양쯔강에서 유출되는 담수를 재현할 수 없기 때문에 이 문제를 피하기 위해서는 담수 유입을 고려할 수 있는 고해상도 모델링을 수행하여야 할 것으로 생각된다.

위에서 언급한 양쯔강 담수의 문제로 모형결과를 이용하여 양쯔강 부근에서 해양-대기 이산화탄소 교환량을 평가하는 것은 불가능하다. 그러나 양쯔강 담수는 대기 이산화탄소농도와는 무관하기 때문에 양쯔강의 효과가 시간에 따라 변화하지 않는다고 가정하고, 이 모형결과를 이용하여 대기 이산화탄소농도변화에 따른 해양-대기 교환량 변화를 평가할 수 있다. 1995년과 1765년간 해양-대기 이산화탄소 교환량 차이를 나타내는 Fig. 2c에서도 양쯔강에 의한 영향을 발견할 수 없다. 대기 이산화탄소농도가 증가함에 따라 동중국해를 포함한 북서태평양 전체에서 해양

으로 흡수되는 이산화탄소의 양이 약 $0.4\sim0.8 \text{ mole m}^{-2} \text{yr}^{-1}$ 정도 증가한다. 동중국해에서의 증가량이 같은 위도대의 다른 해역에서보다 크게 나타나 이산화탄소 흡수원으로서 동중국해 비중이 커짐을 나타낸다.

생물펌프의 영향을 좀 더 구체적으로 파악하기 위하여, 경계조건으로 제공되는 인산염농도를 동중국해지역에서 절반으로 줄여 일차생산에 의한 영양염의 소비가 두 배로 증가하였다고 가정하고(PO_4 depletion) 모델링을 수행하고 그 결과를 Fig. 4에 표시하였다. 모형에서 계산된 인산염농도는 최대 35%까지 감소하나 이산화탄소 교환량의 변화는 수 %에 불과하다. 즉 현 모형체계하에서는 동중국해에서 생물펌프의 영향이 크지 않다고 할 수 있다.

지구온난화에 의한 수온 증가가 해양-대기 이산화탄소 교환량에 미치는 영향을 파악하기 위해, Fig. 5에 대기 이산화탄소 농도 증가와 지구온난화가 동시에 고려되었을 경우 2045년의 해양-대기 이산화탄소 교환량에 대하여 나타내었다. 이 그림은 BIOTIC 모형에서 대기이산화탄소 농도증가(a)와 이에 지구온난화(c)까지 고려되었을 경우 2045년 동중국해와 한반도 주변해역 이산화탄소 교환량과, 두 경우의 차이(e), 이산화탄소 교환량 변화 중 해양순환 변화와 용해도 변화에 의한 변화(b), 생물의 일차생산

Fig. 4. (a) CO₂ flux in mole m⁻² yr⁻¹ from WARM at 2005 (W2005), (b) from PO₄ depletion, (c) change in PO₄, and (d) in CO₂ flux from W2005 to PO₄ depletion in %.

력 변화에 의한 변화(d)와, 지구온난화에 의한 수온 변화(f)를 나타낸다.

지구온난화에 의해 수온이 증가하면 해수의 이산화탄소 용해도가 줄어들고, 해양 심층순환이 약해져 해양의 이산화탄소 흡수능력이 줄어들거나 해양생물의 활동이 왕성해져 일차생산력이 커져 생물펌프의 역량은 증가한다. 모델링 결과에 의하면 양쯔강 하구역에서는 지구온난화에 의해 해양순환이 변화하여 대기로부터 방출되는 탄소의 양이 줄어들지만, 양쯔강 담수가 포함되지 않은 상태에서 양쯔강 부근의 변화를 분석하는 것은 큰 의미가 없다. 그 이외의 지역에서는 주로 수온증가에 의한 영향으로 대기에서 해양으로 흡수되는 양이 약 0.2~0.4 mole m⁻² yr⁻¹ 감소한다. 수온증가에 의한 영향은 수온 증가에 의한 직접적인 용해도의 변화와, 간접적으로 해양순환의 변화에 의한 영향 두 가지로 나눌 수 있으나, 수온 변화는 이 두 가지 변화를 동시에 일으키기 때문에 이 각각의 영향을 분리하여 평가하지는 않았다. 수온 변화가 생물에 미치는 영향은 동중국해 전역에 걸쳐 매우 미약하게 나타난다.

26°N에서 120°E와 127°E사이(남쪽 단면)의 유입 유출량, 127°E에서 26°N~35°N 사이(서쪽 단면)의 유입 유출량을 이용하여 동중국해 DIC 수치를 분석하고 그 결과를 Fig. 6에 나타내었다. 온난화가 고려된 경우 동중국해 남쪽 단면에서 DIC의 변화는 없으나 해양순환이 강해져 남

쪽 단면을 통해 동중국해로 유입되는 총 DIC 양은 증가한다. 이 DIC 수송량의 증가도 동중국해에서 해양으로 유입되는 이산화탄소량을 줄이는데 기여하리라 추정되나 그 구체적인 정도를 추산하는 것은 본 연구의 범위를 벗어난다. 동중국해 서쪽 단면에서도 DIC의 변화는 거의 없으나 해수의 유출량이 커져 동중국해에서 유출되는 총 DIC 양도 증가한다. 온난화가 고려된 경우, 해양으로 흡수되는 DIC가 감소하여 동중국해에 남겨지는 양이 감소하는 것으로 추정된다.

4. 요약 및 결론

해양순환모형인 NOAA/GFDL MOM v.3에 OCMIP II 규약을 따르는 탄소화학이 결합된 생지화학 모델링 결과를 분석하여 지구온난화 및 대기 이산화탄소농도 증가에 의한 동중국해 해양-대기 이산화탄소 교환량의 변화를 연구하였다. 양쯔강 하구에서 매우 많은 양의 이산화탄소가 해양에서 대기로부터 방출되는데, 이는 모형에서 양쯔강의 담수가 제대로 재현되지 않아 발생한 것으로 사료된다. 담수에 의한 영향까지 고려하여 탄소순환을 정확히 평가하려면 고해상도 모형이 필요한데, 아직 이런 모델링연구는 수행되지 않았다. 더욱이 양쯔강수의 화학적 조성은 해수와 달라 염분 이외에도 이런 상태까지 고려되지 않는다면 정

Fig. 5. In BIOTIC, air-sea CO₂ flux in mole m⁻² yr⁻¹ (a) from the control run (c) from WARM in 2045, and (e) the difference. (b) the effect of circulation and the solubility pump, (d) the biological pump, and (f) the amount of SST warming in °C.

Fig. 6. DIC budget in the East China Sea. The number in the middle of each diagram represents the difference between the influx and outflux of DIC.

확한 결과를 얻기 어렵다. 양쯔강 주변까지 포함하여 탄소 순환을 모델링하려면 양쯔강 담수와 이에 적합한 화학과정을 포함한 고해상도 모델링이 요구되고 이를 위해서는 이 해역에 대한 좀 더 구체적인 화학환경에 대한 조사와 연구가 요구된다.

이 양쯔강 주변 해역을 제외하고는 대기에서 해양으로 이산화탄소가 유입된다($1.5 \sim 2 \text{ mole m}^{-2} \text{ yr}^{-1}$). 동중국해 전체에서 인산염 농도로만 표현되는 생물펌프의 역할은 크지 않은 것으로 나타났다. 산업혁명부터 20세기 말 사이에 양쯔강의 효과가 시간에 따라 변화하지 않는다고 가정하였을 때, 대기 이산화탄소농도가 증가하면 동중국해로 유입되는 이산화탄소의 양도 증가하는데 그 증가 폭은 $0.4 \sim 0.8 \text{ mole m}^{-2} \text{ yr}^{-1}$ 로 같은 위도대의 대양에서보다 크게 나타나 대기 이산화탄소의 농도가 증가함에 따라 동중국해의 중요성이 커짐을 알 수 있다. 온난화를 고려하면, 해수순환의 변화로 인해 양쯔강 입구에서 방출되는 양과 이외 지역에서 흡수하는 양 모두 줄어든다. 동중국해에서 $0.2 \sim 0.4 \text{ mole m}^{-2} \text{ yr}^{-1}$ 정도 줄어, 이 경우에도 같은 위도대의 대양보다 온난화에 대한 높은 민감도가 나타났다. 온난화에 의한 생물 펌프의 변화는 매우 미약하게 나타났다. 하지만 이 결과는 인산염만이 본 모형에 고려되었기 때문일 수도 있다.

사 사

본 연구는 “북서태평양이 한반도 주변해(대한해협)에 미치는 영향 연구(PP00690)”와 “기후변화에 따른 남해(동중국해 북부)의 해양환경 및 생태계 변동 연구(PM51600)”, “CO₂해양처리기술개발(PM52500)”의 지원을 받아 수행되었습니다. 본 논문을 심사해주신 심사자와 편집위원의 노고에 감사드립니다.

참고문헌

- Anderson, L. A. and J. L. Sarmiento. 1994. Global ocean phosphate and oxygen simulations. *Glob. Biogeochem. Cycles*, **9**, 621-636.
- Bozec, Y., H. Thomas, K. Elkalay, and H. J. W. de Baar. 2005. The continental shelf pump for CO₂ in the North Sea-evidence from summer observation. *Mar. Chem.*, **93**, 131-147.
- Cai, W.-J., X. Guo, C.-T. Chen, M. Dai, L. Zhang, W. Zhai, S.E. Lohrenz, and Y. Wang. 2008. A comparative overview of weathering intensity and HCO₃⁻ flux of the world's major rivers with emphasis on the Changjiang, Huanghe, Pearl and Mississippi rivers. *Cont. Shelf Res.*, **23**, 1538-1549.
- Chen, C.-T.A., A. Andreev, K.-R. Kim, and M. Yamamoto. 2004. Roles of continental shelves and marginal seas in the biogeochemical cycles of the North Pacific ocean. *J. Oceanogr.*, **60**, 17-44.
- Gruber, N. and C. D. Keeling. 2001. An improved estimate of the isotopic air-sea disequilibrium of CO₂: Implications for the oceanic uptake of anthropogenic CO₂. *Geophys. Res. Lett.*, **28**(3), 555-558.
- IPCC. 2007. Climate Change 2007: The physical science basis: Contribution of Working Group I to the Fourth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change, ed. by S. Solomon, D. Qin, M. Manning, M. Marquis, K. Averyt, M. Tignor, H.L. Miller, Jr., and Z. Chen. Cambridge University Press, Cambridge, U.K. 996 p.
- Lee, K., R.H. Wanninkhof, T. Takahashi, S. Doney, and R. A. Feely. 1998. Low interannual variability in recent oceanic uptake of atmospheric carbon dioxide. *Nature*, **396**, 155-159.
- Levitus, S. 1982. Climatological atlas of the world ocean. NOAA Prof. Pap. 13. U.S. Government Printing Office, Washington, D.C. 173 p.
- 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.
- Najjar, R.G., J.L. Sarmiento, and J.R. Toggweiler. 1992. Downward transport and fate of organic matter in the ocean: Simulation with a general circulation model. *Glob. Biogeochem. Cycles*, **6**, 45-76.
- Orr, J.C., E. Maier-Reimer, U. Mikolajewicz, P. Monfray, J.L. Sarmiento, J.R. Toggweiler, N.K. Taylor, J. Palmer, N. Gruber, C.L. Sabine, C. Le Quéré, R.M. Key, and J. Boutin. 2001. Estimates of anthropogenic carbon uptake from four three-dimensional global ocean models. *Glob. Biogeochem. Cycles*, **15**(1), 43-60.
- Pacanowski, R.C.P. and S.M. Griffies. 1999. MOM3.0 Manual. Available from WWW: <http://www.gfdl.gov/~smg/MOM/MOM_manual.html> [cited 2008-07-10].
- Peng, T.-H., J.-J. Hung, R. Wanninkhof, and F. J. Millero. 1999. Carbon budget in the East China Sea in spring. *Tellus*, **51B**, 531-540.
- Sabine, C.L., R.A. Feely, N. Gruber, R.M. Key, K. Lee, J.L. Bullister, R. Wanninkhof, 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**(5682), 367-371.
- Sarmiento, J.L. and N. Gruber. 2002. Sinks for anthropo-

- genic carbon. *Physics Today*, **55**(8), 30-36.
- Shim, J., D. Kim, Y.C. Kang, J.H. Lee, S.-T. Jang, and C.-H. Kim. 2007. Seasonal variations in $p\text{CO}_2$ and its controlling factors in surface seawater of the northern East China Sea. *Cont. Shelf Res.*, **27**, 2623-2636.
- Siegenthaler, U. and J. Sarmiento. 1993. Atmospheric carbon dioxide and the ocean. *Nature*, **365**, 119-125.
- Sverdrup, H.U., M.W. Johnson, and R.H. Fleming. 1942. The oceans: Their physics, chemistry and general biology. Prentice-Hall, Englewood Cliffs, New York. 1087 p.
- Takahashi, T., J. Olafsson, J. Goddard, D. Chipman, and S. Sutherland. 1993. Seasonal variations of CO_2 and nutrients in the high-latitude surface oceans: A comparative study. *Glob. Biogeochem. Cycles*, **7**(4), 843-878.
- Takahashi, T., S.C. Sutherland, C. Sweeney, A. Poisson, N. Metzl, B. Tilbrook, N. Bates, R. Wanninkhof, R.A. Feely, C. Sabine, J. Olafsson, and Y. Nojiri. 2002. Global sea-air CO_2 flux based on climatological surface ocean $p\text{CO}_2$, and seasonal biological and temperature effects. *Deep-Sea Res. II*, **49**, 1601-1622.
- Thomas, H., England, M.H., and V. Ittekkot. 2001. An off-line 3D model of anthropogenic CO_2 uptake by the oceans. *Geophys. Res. Lett.*, **28**(3), 547-550.
- Tsunogai, S., S. Watanabe, J. Nakamura, T. Ono, and T. Sato. 1997. A Preliminary Study of Carbon System in the East China Sea. *J. Oceanogr.*, **53**, 9-17.
- Tsunogai, S., S. Watanabe, and T. Sato. 1999. Is there a "continental shelf pump" for the absorption of atmospheric CO_2 ? *Tellus*, **51B**, 701-712.
- Walsh, J.J. 1991. Importance of continental margins in the marine biogeochemical cycling of carbon and nitrogen. *Nature*, **350**, 53-55.
- Wang, S.-L., C.-T.A. Chen, C.-H. Hong, and C.-S. Chung. 2000. Carbon dioxide and related parameters in the East China Sea. *Cont. Shelf Res.*, **20**, 525-544.
- Weiss, R. 1974. Carbon dioxide in water and seawater: The solubility of a non-ideal gas. *Mar. Chem.*, **2**, 203-205.
- Wollast, R. 1998. Evaluation and comparison of the global carbon cycle in the coastal zone and in the open ocean. p. 213-252. In: *The Sea*, ed. by K.H. Brink and A.R. Robinson. John Wiley & Sons, New York.

Received May 2, 2008

Revised Jul. 22, 2008

Accepted Sep. 12, 2008